Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7800	Band 130	Heft 4	S. 529–569	Wien, Dezember 1987

„Pan-afrikanisches" und „kaledonisches" Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten

Von FRANK SÖLLNER &. BENT T. HANSEN*)

Mit 29 Abbildungen und 9 Tabellen

Ostalpen
Ötztal-Kristallin
Migmatite
Metamorphite
Geochronologie
Zirkon-Datierung

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 146, 173

Inhalt

Zusammenfassung ... 529
Abstract ... 530
1. Einleitung ... 531
2. Der Winnebach-Migmatit und sein geologischer Rahmen ... 532
2.1. Geologische Übersicht ... 532
2.2. Der Winnebach-Migmatit ... 534
2.3. Orthogneise ... 534
2.4. Tektogenese und Altersstellung ... 535
3. Die Zirkone aus dem Migmatit und den Metamorphiten der Umrahmung ... 535
4. U-Pb-Zirkondaten aus den Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes ... 536
4.1. U-Pb-Daten der Zirkone des Migmatits ... 537
4.2. U-Pb-Daten der Zirkone des quarzitischen Biotit-Gneises aus der Umrahmung des Migmatits und der Granat(granatführenden)-Biotit-Plagioklas-Gneise aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis ... 537
4.3. U-Pb-Zirkondaten der Meta-Intrusiva aus dem Winnebachsee-Gebiet ... 539
4.3.1. U-Pb-Daten der Zirkone des monzonitischen Gneises ... 539
4.3.2. U-Pb-Daten der Zirkone des Granitgneises ... 540
5. Lösungsexperimente ... 542
6. Das „Pan-afrikanische Ereignis" in Migmatiten und Metamorphiten des Winnebachsee-Gebietes ermittelt über ein Modell des di-episodischen Bleiverlustes ihrer Zirkone ... 544
7. Rb-Sr-Datierungen an Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes ... 549
7.1. Migmatit ... 549
7.2. Magmatite ... 550
7.3. Paragneise ohne Anzeichen einer anatektischen Schmelzbildung ... 551
8. Rb-Sr-Datierungen an Orthogneisen des südlichen Ötztal-Kristallins ... 554
8.1. Venter Muscovit-Granitgneis ... 554
8.2. Granitgneise des Rettenbachtals (Mittelbergschlinge) ... 557
9. Die prä-alpidisch metamorphe und magmatische Entwicklung der Gesteinsserien im Ötztal-Kristallin – Schlußfolgerung ... 558
10. Anhang ... 559
10.1. Analysendaten ... 559
10.2. Beschreibung der Begleitgesteine des Winnebach-Migmatits ... 564
10.3. Charakteristika der Zirkonpopulationen des Winnebach-Migmatits ... 565
10.4. Zirkone aus den Metamorphiten des Winnebachsee-Gebietes ... 566
10.4.1. Zirkone des quarzitischen Biotitgneises ... 566
10.4.2. Zirkone der Kontaktgesteine des monzonitischen Gneises ... 566
10.5. Analysenmethoden und verwendete Konstanten ... 567
Dank ... 568
Literatur ... 568

Zusammenfassung

Zur Klärung der Bedeutung von variszischen und prä-variszischen Ereignissen im Ablauf der magmatischen und metamorphen Entwicklung des Ötztal-Kristallins wurden Rb-Sr-Analysen an Gesamtgesteinen und U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen durchgeführt.

Dabei richtete sich unser Hauptaugenmerk auf den Winnebach-Migmatit. Es stellt das höchstgradig metamorphe Areal im Ötztal-Kristallin dar, umgeben von oberproterozoischen Metasedimenten, in die v.a. kaledonische Magmatite intrudierten.

Der Migmatit gliedert sich in homogene Bereiche (diatexitisch) und in solche, die bis zu 70 % Schollen des metamorphen Ausgangsgesteins führen.

Mikroskopische Untersuchungen der Zirkone des Winnebach-Migmatits erbrachten Aufschluß über ihren dreischaligen Aufbau. Zone 2, die sich um den detritischen Kern (Zone 1) bildete, stellt die anatektische Wachstumsphase dar. Sie kann, in Abhängigkeit von der Zirkongröße bis zu 80 % des Gesamtvolumens ausmachen. Zone 3 entspricht einer post-anatekti-

*) Anschriften der Verfasser: Dr. FRANK SÖLLNER, Institut für Allgemein und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2; Dr. BENT T. HANSEN, Institut für Mineralogie der Universität Münster, Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

schen Anwachsphase, die zur Rundung gebildeter Kristallflächen führt.

Neben konventionellen U-Pb-Analysen an Korngrößenfraktionen wurden an den Migmatit-Zirkonen auch Lösungsexperimente durchgeführt.

Die an Lösungsstufen bestimmten $^{206}Pb/^{238}U$-Alter aus den Zonen 1 und 2 liegen im Concordia-Diagramm deutlich oberhalb einer Discordia der Zirkon-Korngrößenfraktionen. Die berechnete Regressionsgerade muß daher als „scheinbare Discordia" bezeichnet werden, deren unterer Schnittpunkt mit der Concordia von 543 ± 10 Ma lediglich als Minimalalter für das anatektische Zirkonwachstum betrachtet werden kann.

Aus den Lösungsstufen errechneten sich keine einheitlichen $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter, welche mit definierten thermischen Ereignissen in Verbindung zu bringen wären. Die gemessenen Pb-Isotopenverhältnisse müssen daher als Mischungen von Blei der unterschiedlichen Wachstumsphasen aufgefaßt werden.

Zur Erfassung der regionalen thermischen Prägung wurden Zirkone aus verschiedenen metamorphen und anatektischen Gesteinen aus dem Winnebachsee-Gebiet analysiert. Über Modellrechnungen zum di-episodischen Bleiverlust wurde versucht, das Alter für diese Ereignisse einzugrenzen. Aus der Gesamtheit der Daten der kogenetischen Gesteinsproben ergeben sich für die Anatexis ein Alterswert von ca. 670 Ma, für das nachfolgende kaledonische Ereignis einer von ca. 450 Ma. Das mittlere Kristalliationsalter der Einschlußkerne der Zirkone kann mit ca. 2275 Ma angegeben werden.

Alle untersuchten sauren bis intermediären Intrusiva, die den Winnebach-Migmatit durchschlagen, sind kaledonischen Alters, wobei der monzonitische Gneis (455+2, −4 Ma) geringfügig älter ist, als die granitischen Gänge (444 ± 4 Ma). Aufgrund der großen Ähnlichkeit zwischen den Zirkonpopulationen in Migmatit und Granitgneis kann auf ein gemeinsames Edukt beider Gesteine geschlossen werden.

Paragneise und Migmatite aus dem Winnebachsee-Gebiet wurden auch mit der Rb-Sr-Methode untersucht.

Die Proben der Schollen-Migmatite (455 ± 27 Ma) und die der Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise (466 ± 70 Ma) liegen auf getrennten Isochronen und zeigen das kaledonische thermische Ereignis an. Die stark differierenden Sr-Initialverhältnisse (0,7123 bzw. 0,7085) zwischen beiden Isochronen geben einen Hinweis auf die Variation der Sr-Isotopenverhältnisse in den Ausgangsgesteinen, die trotz der pan-afrikanischen Anatexis und der kaledonischen Metamorphose nicht ausgeglichen werden konnten.

Homogene Migmatite weichen von der 455 Ma-Isochrone ab. Sie bilden eine Mischungslinie, deren Alterswert keinen geologisch relevanten Bezug aufweist. Die Rehomogenisierung der Sr-Isotope im Migmatit ist also abhängig vom Grad der Erhaltung eines prä-anatektisch gebildeten Schieferungsflächengefüges in den Proben.

Die Analyse einzelner Migmatitlagen (Kleinbereichs-Analysen) läßt erkennen, daß die variszische Metamorphose Schollenbereiche mit intaktem Schieferungsflächengefüge zu Altern von ca. 350 Ma rotiert hat. Homogene Migmatitbereiche blieben davon weitgehend unbeeinflußt.

Auch die analysierten Proben des monzonitischen Gneises und der Granitgneise, die den Winnebach-Migmatit intrudierten, weichen signifikant von der berechneten Regressionsgeraden ab. Dies kann, in Übereinstimmung mit den Geländebefunden durch eine unvollständige Assimilaton von Nebengestein erklärt werden.

Die Datierung weiträumig verbreiteter Grantigneise im südlichen Ötztal-Kristallin hatte das Ziel, deren Intrusionsalter festzustellen und damit einen Maximalwert für den Zeitpunkt der großtektonischen Prägung (Schlingentektonik) herauszufinden. Das Intrusionsalter des in die steilstehende Deformation einbezogenen Muskovit-Granitgneises von Vent konnte mit 425 ± 12 Ma bestimmt werden. Berücksichtigt man bei der Alterseinstufung noch helle Muskovitgneise und quarzreiche Granitgneisbänder mit deutlich ausgeprägtem Schieferungsflächengefüge, die Intrusionsalter zwischen 360 und 372 Ma besitzen, so dürfte die Hauptdeformation im Ötztal-Kristallin wohl im Anschluß an diese spät-kaledonische oder früh-variscische magmatische Phase stattgefunden haben.

Abstract

U-Pb and Rb-Sr age determinations were carried out on migmatites and associated rocks from the Ötztal crystalline complex in order to shed light upon the pre-Variscan history of the crystalline basement of the Eastern Alps.

The Winnebach migmatite composed of a homogenous neosome with various contents of "schollen", up to 70 %, was formed during local anatexis. It is surrounded by upper Proterozoic metasediments and the area is intruded by intermediate and acid igneous rocks.

As a result of microscopic investigations, carried out on zircons of the migmatite, a 3-stage zircon growth clearly could be demonstrated. Zone 2 grown around a detrital core (zone 1) can amount up to 80 % of the zircon volume depending on the grain size. It was formed during anatexis. Zircon growth of zone 3 rounds off pre-existing crystal facies. It has to be attributed to a post-anatectic phase of crystallization.

Based upon conventional U-Pb analyses of grain-size fractions, leach experiments were carried out on the migmatite zircons.

$^{207}Pb/^{238}U$-age data determined by leach experiments on zones 1 and 2 are significantly higher than those from grain-size fractions of unleached samples. In other words they lie above the calculated discordia of data from zircon grain-size fractions. Therefore, the regression line has to be regarded as an "apparent discordia". The lower intercept of the "apparent discordia" (543 ± 10 Ma, upper intercept about 2.3 Ga) could merely be seen as minimum age for the anatexis in the Winnebach area.

Several leach experiments were made on the same zircon sample to date the anatexis and/or a subsequent metamorphic event, but no identical $^{207}Pb/^{206}Pb$-ages were reached. Consequently, isotopic Pb ratios could always be regarded as mixtures of lead from different zircon growth stages.

In order to get more information about the time of at least two phases of episodic lead-loss, zircons from various rock types of the Winnebach area with different degrees of metamorphic and anatectic overprint were investigated. Modal calculations made for di-episodic lead-loss show that, if all analyzed co-genetic zircon fractions are considered together, phases of lead loss and/or zircon new-growth could be attributed to the time of anatexis at about 670 Ma and the Caledonian regional metamorphism at about 450 Ma. The mean value for the time of crystallization of zicon cores is about 2275 Ma.

Igneous rocks with compositions ranging from intermediate to acid cut through the Winnebach migmatite. The intrusion age of the monzonitic gneiss (445 +2, −4 Ma) is somewhat higher than that of granitic dikes (granite gneiss: 444 ± 4 Ma). Zircon populations from the granite gneiss are quite similar to those extracted from the migmatite. Thus, both rock types are genetically correlated.

Rb-Sr-determinations were made on various rock types of the Winnebach area. Sr isotope re-homogenisation within migmatites during the succeeding Caledonian metamorphism depends on the degree of preserved older foliation structures. Two isochrons are formed of data from "schollenmigmatites" (455 ± 70 Ma and from garnet-biotite-plagioclase-gneisses (466 ± 70 Ma). Samples of the homogeneous migmatite (diatexite) deviate from the "schollenmigmatite" isochron. They form a common mixing line which is of no chronological significance.

Initial Sr isotope ratios of paragenetic rocks from the Winnebach area differ by the range of 0.7085 to 0.7123, assuming a generetion age of ab out 450 Ma. We suggest that this could be related to various Sr initial ratios within protolithic rocks. Neither during the Pan-African nor during the Caledonian thermal event these differences could have been equalized.

Rb-Sr analyses were also made on small scale samples from different migmatite layers. Data points from samples characterized by well preserved pre-anatectic foliation show a rotation to younger Variscan ages, whereas homogenous slabs are quite undisturbed.

If whole rock samples from igneous rocks of the Winnebach area were analyzed, data scattered around drawn regression lines. This may be related to incomplete assimilation of host rock material, what is supported by field observations.

Granite gneisses occur within the whole area of the Ötztal crystalline complex. Their age of intrusion pre-dates the large scale perpendicular deformation structures in the southern part

of the complex. Whole rock Rb-Sr analyses of muscovite granite gneisses from Vent, well exposed in a U-shaped "schlinge", yield an intrusion age of 425 ± 12 Ma. If foliation structures, clearly visible in muscovite gneisses and quartz-rich granite gneisses (generation age: about 370 Ma), are taken into account, the main phase of deformation in the Ötztal crystalline complex belongs to the early Variscan orogenesis.

1. Einleitung

Das geochronologisch untersuchte Gebiet um den Winnebachsee liegt im nördlichen Teil der Ötztalmasse (Abb. 1). Die Ötztalmasse und das benachbarte Silvretta-Kristallin sind der westliche Teil des Altkristallins,

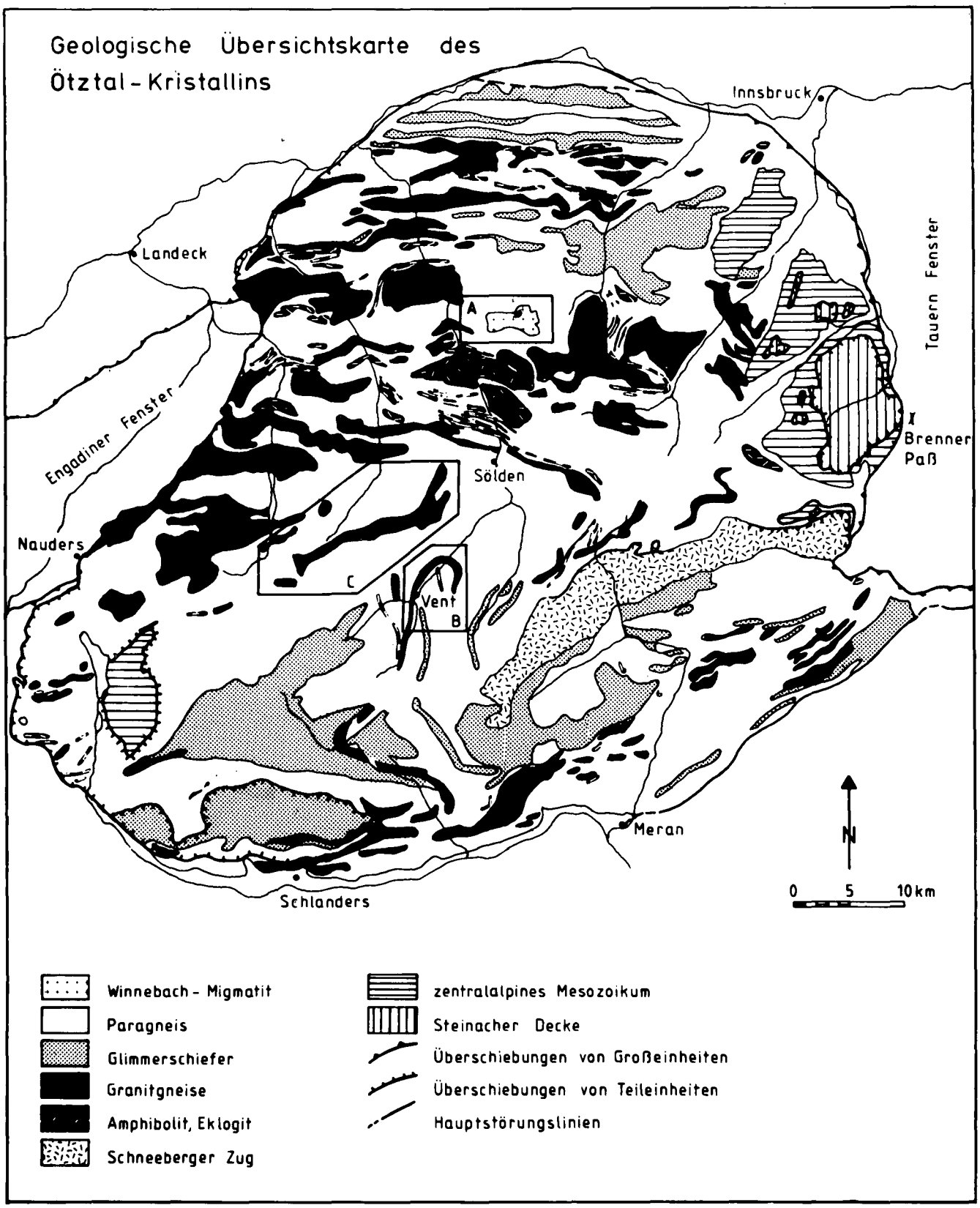


Abb. 1.
Geologische Karte des Ötztal-Kristallins.
Die Ausschnitte A, B und C sind Detailkarten der bearbeiteten Region (vgl. Abb. 2, 22 und 23).

das von TOLLMANN (1963) tektonisch als Mittelostalpin eingestuft wird.

Das Altkristallin baut sich in diesem Bereich aus präalpidisch metamorphen Serien auf. Vorherrschende Gesteinstypen sind monotone Paragneise, mineralreiche Alumosilikatgneise und Amphibolite. Als Einschaltungen finden sich intermediäre bis saure, altpaläozoische Intrusiva und basische bis ultrabasische, metamorphe Komplexe, deren magmatische Bildung mit anschließender eklogitfazieller Prägung vor ca. 500 Ma stattgefunden hat (SÖLLNER & GEBAUER, in Vorb.).

In den Arbeiten über Metamorphose und Tektonik im westlichen Teil des Altkristallins (HAMMER, 1925; DRONG, 1959; PURTSCHELLER, 1969; HOINKES et al., 1972; HOINKES, 1973; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; HOINKES et al., 1982) nimmt der Winnebach-Migmatit eine zentrale Stellung ein (er wird in der Literatur auch als „Winnebach-Granit" bezeichnet).

Die Vorstellungen über das Alter der Anatexis im Winnebachsee-Gebiet orientierten sich bisher ausschließlich an Geländebefunden: Eine fehlende Schieferung im Migmatit (HOINKES et al., 1982) in Verbindung mit einer metamorphen Zonierung in den umgebenden Paragneisen, welche die Großstrukturen des Ötztal-Kristallins diskordant schneidet, existiert als einzges Anzeichen, die Anatexis als jüngstes thermisches Ereignis einzustufen. Eine geochronologische Datierung der magmatischen und metamorphen Ereignisse wurde daher als dringlich erachtet.

Mit den durchgeführten Rb-Sr-Gesamtgesteins- und U-Pb-Zirkondatierungen am Migmatit und den ihn begleitenden Ortho- und Paragneisen wurden zwei Ziele verfolgt:

1. Regional einen Beitrag zur Klärung der Bedeutung von variscischen und prä-variscischen Ereignissen im Ablauf der magmatischen und metamorphen Entwicklung des Ötztalkristallins zu liefern und
2. systematisch weitere Erfahrungen über die Anwendung geochronologischer Methoden in komplexen, polymetamorphen Gebieten zu sammeln..

2. Der Winnebach-Migmatit und sein geologischer Rahmen

2.1. Geologische Übersicht

Der Winnebach-Migmatit steckt in einem Rahmen von Metasedimenten: mineralreiche Glimmerschiefer, quarzitische Biotit-Gneise und Biotit-Plagioklas-Gneise. Innerhalb des Migmatitbereichs, im Kontakt zum Intrusivstock des monzonitischen Gneises und als Schollen in ihm selbst, treten Granat(granatführende)-Biotit-Plagioklas-Gneise auf, die keine Anzeichen einer anatektischen Schmelzbildung aufweisen. Abb. 2 stellt einen Ausschnitt der geologischen Übersichtskarte des Winnebachsee-Gebietes nach HOINKES et al. (1972) dar. Die Autoren unterteilen den Migmatit in eine zentrale Zone („Migmatit ohne s") und in einen im Norden angrenzenden schmalen Streifen („Migmatit mit s"), dessen Schieferungsflächengefüge deutlich sichtbar ist.

Innerhalb des Migmatits finden sich neben prä-alpidischen basischen Gängen paläozoische, saure und intermediäre Orthogneise (Granitgneis von Lokalität 17,

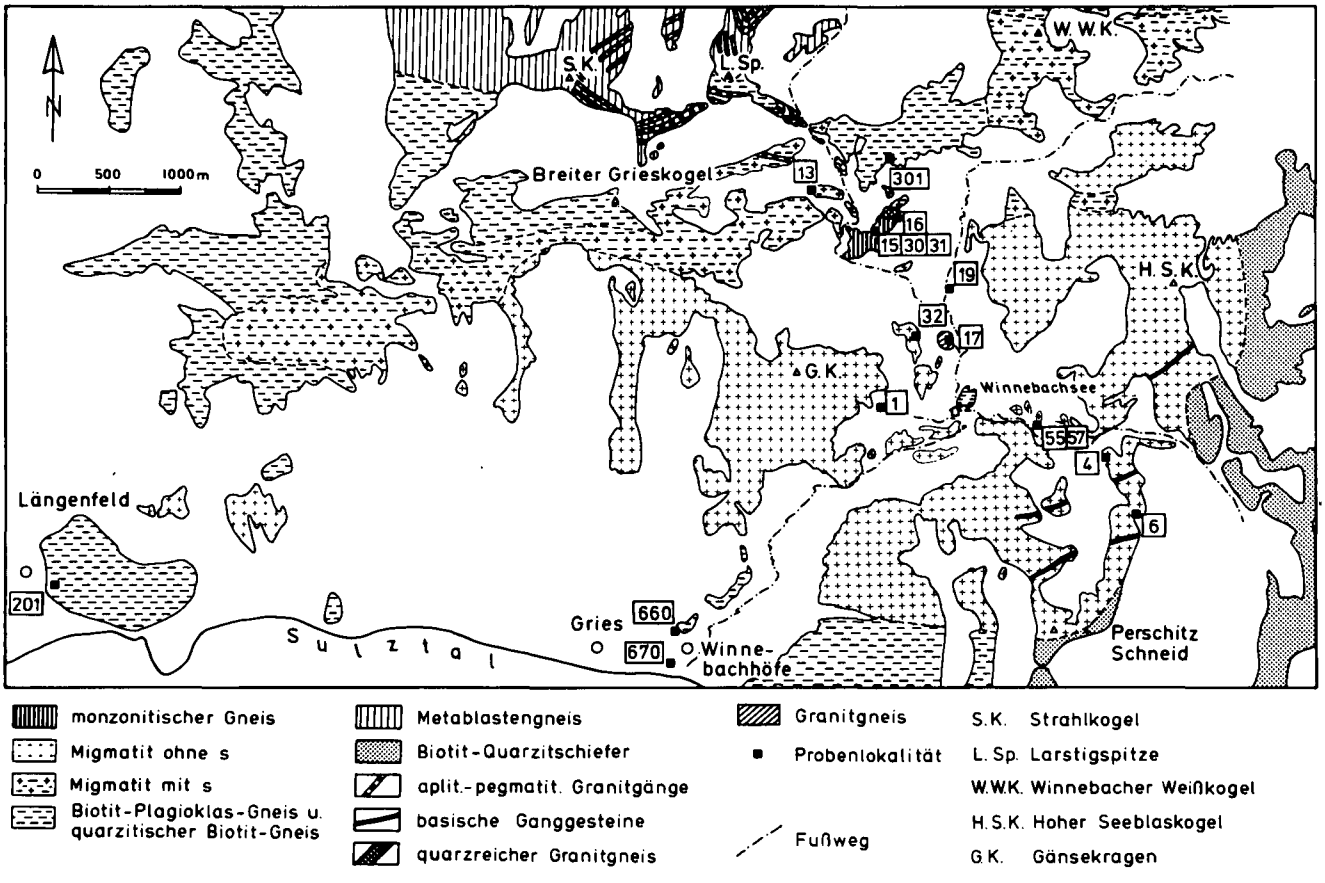
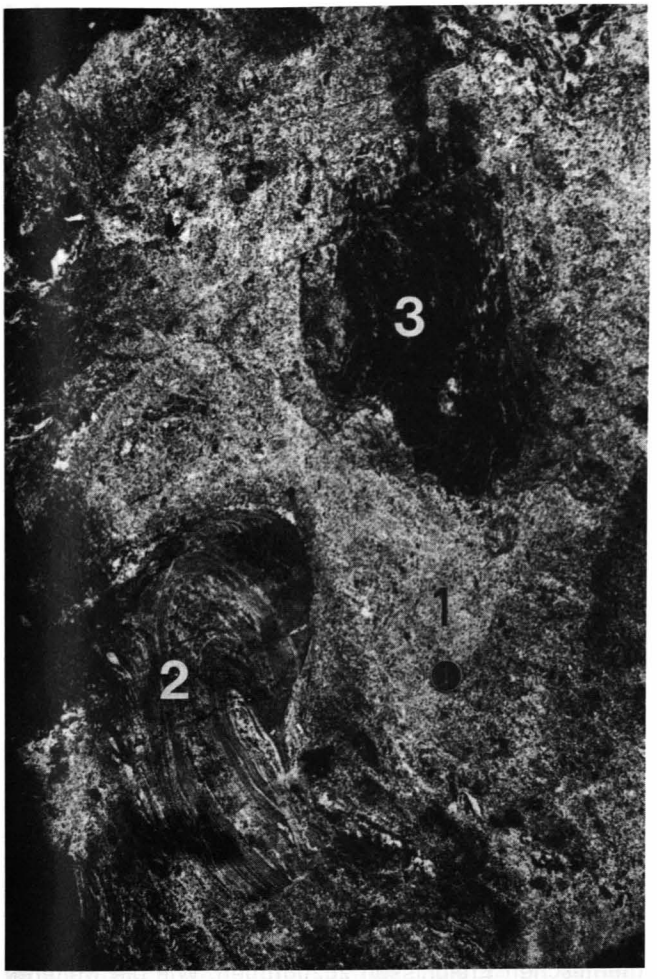


Abb. 2.
Ausschnitt aus der geologischen Karte des Winnebachsee-Gebietes bei Gries im Sulztal (nach HOINKES et al., 1972) mit Angabe der Probenlokalitäten.



a

b

c

Abb. 3.
Winnebach-Migmatit.
a) Neosom des Migmatits (1) mit Schollen von Biotit-Plagioklas-gneis (2) und quarzitischem Biotit-Gneis (3).
b) Homogenes Neosom, weitgehend ohne Schollen, diskordant angrenzend an inhomogenes Neosom.
c) Schollenmigmatit (inhomogenes Neosom), schlierig verfaltet, durchsetzt von dünnen Bahnen homogener Neosomanteile.

monzonitischer Gneis von Lokalität 15). Sie sind schwach geschiefert und gröber kristallin als das Neosom des Migmatits.

Im nördlichen Randbereich des „Migmatits ohne s" (Lokalität 16) durchschlägt ein jüngerer quarzreicher Granitgneisgang diskordant den monzonitischen Gneis. Möglicherweise kann man diese Intrusion mit aplitisch-pegmatitischen Granitgängen in Verbindung bringen, die in den Südwänden der benachbarten Larstigspitze anstehen.

2.2. Der Winnebach-Migmatit

Gesteinsbeschreibung und Magmenentwicklung

Bei der näheren Betrachtung des „Migmatits ohne s" fällt auf, daß er sich nicht in Leukosom und Melanosom im Sinne MEHNERT's (1968) unterteilen läßt, sondern hier schwimmen Schollen von Biotit-Plagioklas-Gneis und quarzitischem Biotitgneis ungeregelt in einem kleinkörnigen, quarzdioritischen Neosom (Abb. 3a). Das Neosom wird als ehemals geschmolzener Anteil des Ausgangsgesteins aufgefaßt. Beide Schollentypen werden als Paragesteine angesehen, die vor der Anatexis mit dem Ausgangsgestein des Neosoms wechsellagerten (HOINKES, 1973). Der variierende Schollengehalt des Migmatits macht eine Unterteilung in ein homogenes Neosom (weitgehend ohne Schollen, Abb. 3b) und in ein inhomogenes Neosom (Schollenbmigmatit – bis über 50 % Schollenanteil, Abb. 3c) sinnvoll.

Aufgrund mikroskopischer Untersuchungen kann die petrologische Entwicklung des Winnebach-Migmatits in drei Phasen aufgegliedert werden.

Phase ❶: Plagioklasblastese und Metatexis

In den Proben aus dem Randbereich der anatektischen Zone („Migmatit mit s") erkennt man unter dem Mikroskop große, hypidiomorphe Plagioklase. Neben Muskovit und Mikroklin findet man solche hypidiomorphen Plagioklase auch in pegmatoiden Leukosomen, die als Mobilisate des sedimentären Altbestandes das Gestein als helle, cm-mächtige Bänder durchziehen. Die Plagioklasblastese und die Bildung der pegmatoiden Leukosome wird in den Restiten von der Cordierit- und Granatsprossung (vgl. SÖLLNER et al., 1982, Abb. 4) begleitet (MEHNERT, 1968). In Annäherung an den Kern des Migmatits werden die großen hypidiomorphen Plagioklase bei der Schmelzbildung größtenteils pseudomorph durch ein feinkörniges Granulat aus Quarz und Plagioklas ersetzt.

Phase ❷: Diatexis

Als Phase 2 kann die Schmelzbildung im gesamten Migmatit bezeichnet werden. Je nach Lage der Probe zum Kern des Migmatitgebietes ist sie mehr oder weniger intensiv ausgeprägt. Sie ist jedoch in allen Gesteinen, auch in den Schollen, deutlich sichtbar. U.d.M. bildet die ehemalige Schmelze ein dichtes, feinkörniges Granulat aus Quarz und Plagioklas (teilweise auch Kalifeldspat, wenn er primär im Gestein vorhanden war). In Anlehnung an HAWKES (1929) könnte man das Granulat als Glomero-Granular-Struktur bezeichnen, denn die intergranularen Bereiche dieser Grundmasse trennen stets Kornaggregate aus Quarz, Glimmern oder Plagioklas voneinander (vgl. SÖLLNER et al., 1982, Abb. 3). Buchtig werden Kalifeldspat und Plagioklas von Granulat verdrängt und resorbiert. Da Plagioklas und Kalifeldspat keine gemeinsamen Korngrenzen mit Quarz aufweisen – es befindet sich immer ein Streifen aus Granulat dazwischen – kann die Bildung des Granulats durch eutektische Schmelzbildung an den Korngrenzen Quarz – Feldspat erklärt werden.

Phase ❸: Spät- bis postanatektische Quarz- und Kalifeldspatblastese

In der dritten Phase kommt es zu einer umfassenden Quarz-Blastese in Neosom und Restit. Die Schmelzmenge im Gestein richtet sich bei den von HOINKES et al. (1972) ermittelten Temperaturen von 680–685°C und Drucken von 4,8–5,5 kb (SÖLLNER et al., 1982) unter anderem nach dem Plagioklasgehalt im Gestein. In den meisten untersuchten Proben wurde der Plagioklas bei der Schmelzbildung völlig verbraucht, es verbleibt aber überschüssiger Quarz (s.a. HOINKES, 1973, Abb. 7: Keines der Gesteine hat bei der experimentellen Schmelzbildung bei den angegebenen Temperaturen seinen Punkt im Qu-Ab-Or-Diagramm erreicht, in allen ist Quarz im Überschuß vorhanden). Dieser überschüssige Quarz kristallisiert zu Aggregaten und zerstört dabei die prä-migmatische Gneistextur in den nicht aufgeschmolzenen restitischen Bereichen. Gemeinsame Korngrenzen von Plagioklas und Quarz ohne eutektische Schmelzbildung zeigen, daß die Quarzblastese jünger ist (kaledonisch?) als die Kristallisation der Schmelze zu feinkörnigem Quarz-Plagioklas-Granulat.

Die großen Quarze resorbieren Biotit und Granulat. Reste des Granulats werden letztlich auf intergranulare Zwickel verdrängt. Diese Erscheinungen geben Anlaß, die Phasen 2 und 3 möglicherweise zwei verschiedenen thermischen Ereignissen zuzuordnen. Wie die weiteren Untersuchungen zeigen werden, sind die Gesteine des Winnebachsee-Gebietes mindestens zwei intensiven Phasen der metamorphen Prägung ausgesetzt gewesen.

Die spät- bis post-migmatische Natur der Kalifeldspat-Blastese zeigt sich durch gerade Korngrenzen zu Quarz und den Einschlußreichtum (Granat, Biotit, Muskovit, Granulat) mit der autokataretischen Tendenz, Einschlüsse an den Kornrand zu drängen.

Eine diaphthoritische Entwicklung, wie sie die Metamorphite der Umgebung zeigen, ist im Migmatit nicht erkennbar.

2.3. Orthogneise

Geschieferte, „ältere" intermediäre Granitgneisvorkommen, von HAMMER (1925) und HOINKES et al. (1972) beschreiben, wurden nördlich der Winnebachsee-Hütte (Granitgneis – Lokalität 17) und im Randbereich des „Migmatits ohne s" am Weg zur Larstigspitze beprobt (monzonitischer Gneis – Lokalität 15). U.d.M. zeigen beide Gesteinstypen ein gleichkörnig polygonales Mosaikgefüge. Gerade Korngrenzen zwischen den Plagioklasen (mit Tripelpunkten) lassen auf eine homotaktische, magmatische Mineralsprossung schließen. Die metamorphe Prägung des magmatischen Gefüges zeigt sich in der Sprossung einer zweiten Generation von Biotit und Muskovit (nur im Granitgneis), von Pinit (nur im monzonitischen Gneis) und von Chlorit und in poikiloblastischem, xenomorphem Granat mit idiomorphem Kern. Sind Pinit (Cordierit) und Granat verwachsen, so

befindet sich der Pinit stets in Berührung mit dem idiomorphen Kern des Granats.

Im Übergangsbereich „Migmatit ohne s" zu „Migmatit mit s" durchschlägt ein grobkörniger, quarzreicher Granitgang die Serien. Sein jüngeres Alter relativ zum Nebengestein belegen eingeschlossene, agmatische Schollen des monzonitischen Gneises. Makroskopisch zeigt der grobkörnige, quarzreiche Granitgneis nur eine äußerst schwache Schieferung. U.d.M. jedoch ist eine intensive Verbiegung der Biotit-Scheite erkennbar. Erz sammelt sich an ihren Korngrenzen und Zoisit ersetzt sie teilweise pseudomorph. Granat in Atollstruktur ist selten. Auffallend ist der hohe Quarzanteil in Form großer xenomorpher Kristalle. Die Plagioklase, kleinkörnig, hypidiomorph mit Tripelpunkten bildenden Korngrenzen untereinander, sie sind serizitisiert und saussuritisiert.

2.4. Tektogenese und Altersstellung

HAMMER (1925) schließt aus dem Fehlen einer gleichartigen Durchbewegung im Winnebach-Granit, daß er jünger als die Verschieferung anderer Grantigneise sein muß. Diesem Gedanken folgten auch PURTSCHELLER (1969) und PURTSCHELLER & SASSI (1975), indem sie in den Migmatiten des Winnebachsee-Gebietes die Kernzone einer Regionalmetamorphose sehen, deren Zonen den tektonischen Großbau des Ötztalkristallins diskordant schneiden. Während PURTSCHELLER (1969) für diese regionale Metamorphose mit einer zentralen Sillimanitzone kaledonisches Alter vermutet, nehmen HOINKES et al. (1972, 1982) hierfür variscisches Alter an.

Gefügekundliche Untersuchungen von DRONG (1959) widersprechen den Vorstellungen, daß es im Winnebach-Migmatit keine Anzeichen einer post-anatektischen Deformation gibt. Er konnte zeigen, daß der Migmatit und seine Hüllgesteine einer symmetrie-konstanten Verformung unterworfen wurden. Auch HOERNES & HOFFER (1973) erkennen im isolierten Vorkommen von „Winnebach-Granit" an der Muschenschneid eine Schieferung, die identisch ist mit der in den umliegenden Biotit-Augengneisen. Bei diesem Vorkommen dürfte es sich allerdings eher um ein Äquivalent der schollenführenden Granitgneise handeln, die auch den Winnebach-Migmatit diskordant durchschlagen.

GRAUERT (1969) vergleicht den Winnebach-Migmatit mit dem Mönchalp-Granitgneis des Silvretta-Kristallins. Seiner Meinung nach sind pinitführende Granitgneise älter als alle anderen altpaläozoischen Magmatite.

SÖLLNER et al. (1982) weisen für den Zeitpunkt der Teilschmelzbildung im Migmatit die Mineralparagenese Alm + Cord + Sill + Bi ± + Kf ± Mu + Pl + Qz nach. Sie stimmt nicht mit jener überein, die PURTSCHELLER (1969) für die Sillimanitzone der post-deformativen Regionalmetamorphose beschreibt.

Die Anatexis im Winnebachsee-Gebiet ist also älter als die Bildung der tektonischen Großstrukturen, also auch älter als die variscische Regionalmetamorphose, deren Isograden den Großbau diskordant schneiden.

3. Die Zirkone aus dem Migmatit und den Metamorphiten der Umrahmung

Die mikroskopischen Untersuchungen der einzelnen Zirkonpopulationen machen eine vierphasige Entwicklungsgeschichte sichtbar, die vor allem an den Zirkonen der Population A (farblos bis bräunlich, transparent, idiomorph; Abb. 4a,b), mitunter aber auch an denen der Population B (dunkelbraun, trüb, metamikt) erkennbar ist. Weitere Einzelheiten zur Zirkoncharakteristik siehe Kap. 10.3. und 10.4.).

○ Phase I: Kristallisation der Einschlußkerne, die heute in Form von
a) detritisch gerundeten, trüben oder
b) idimorphen, klaren bzw. kantengerundeten Einschlüssen in den Zirkonen zu finden sind.

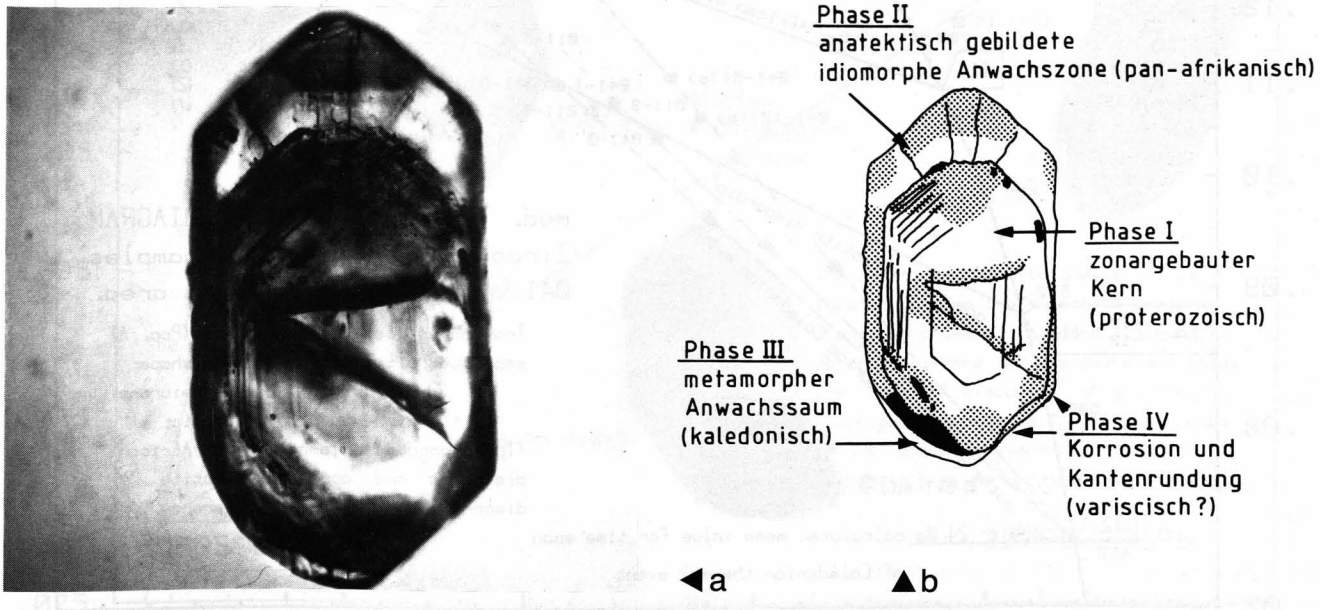


Abb. 4.
Idiomorpher Migmatit-Zirkon der Population A (Typ A2).
a) Kurzprismatischer Kristall mit zonargebautem Einschlußkern. Transparente Überwachsungen führen zur Rundung anatektisch gewachsener Kristallflächen (Zirkonlänge: 200 µm).
b) Vierphasige Entwicklungsgeschichte des Zirkons.

- Phase II: Ausgeprägtes Zirkonneuwachstum bzw. Überwachsen alter Kerne während der Anatexis (Abb. 4a). Vereinzelt ist Zonarbau erkennbar. Es entwickeln sich idiomorphe, langprismatische Kristalle. Dieser Wachstumsphase ist der Einbau der häufig entlang von Prismen- und Pyramidenflächen orientierten Einschlüsse zuzuordnen.
- Phase III: Metamorphe Anwachszone, die v.a. ein verstärktes Kornlängenwachstum bewirkt. Wir können zeigen, daß diese Zone sehr uranreich ist (siehe Kap. 6: Lösungsexperimente).
  Mikroskopisch erkennbarer Hinweis auf hohen Urangehalt ist die genarbte Oberfläche von Zirkonen aller Populationen. Die Korrosion der Oberfläche ist unmittelbarer Ausdruck der Zerstörung des Zirkongitters durch den verstärkten radioaktiven Zerfall.
- Phase IV: Korrosion und Kantenrundung der gewachsenen Kristallflächen. Sie wird in den metamikten, uranreichen Zirkonen (>1500 ppm U) der Populationen B und C besonders augenscheinlich. An den Pyramidenflächen bilden sich typische „Hahnenkammformen". Auch die Zirkone der Population A zeigen Spuren dieser Korrosion.

Aus der Vielzahl der Beobachtungen ergibt sich für die Zirkonentwicklung in den Migmatiten und deren Begleitgesteinen folgendes Bild:

1) Langprismatische Zirkone existieren in allen untersuchten Paragesteinen, d.h. sie sind einer Bildungsphase zuzuordnen, welche die heute unterscheidbaren Gesteinstypen (Migmatit, Granat-Biotit-Plagioklas Gneis, quarzitischer Biotit-Gneis) unter annähernd gleichen Startbedingungen erfaßt hat. Unterschiedlich war lediglich das Ausmaß der Zirkon-Neukristallisation während dieser Bildungsphase.
2) Die Hauptkristallisation des mindestens dreischaligen Aufbaues der Zirkone entspricht nicht dem Zirkonwachstum der Randzone, sondern dem einer früheren Phase. Da dieser Anteil in den Migmatit-Zirkonen bis zu 80 % ihres Gesamtvolumens umfassen kann, müssen wir ihn zwangsläufig der anatektischen Phase der Gesteinsentwicklung zuordnen.
3) Bei den Zirkonen aus der granatführenden Bi-Plag-Gneis-Scholle (300) im monzonitischen Gneis haben sich v.a. Typen ausgebildet, die uranarm sind, d.h. die Urananlagerung und/oder ein randliches Überwachsen von uranreicher Zirkonsubstanz wie im Migmatit oder dem quarzitischen Bi-Gneis von außerhalb der Migmatitregion muß durch den Einschluß der Schollen im Migmatit behindert worden sein. Da aber das Alter der Intrusion des monzonitischen Gneises mit 455+2/−4 Ma exakt bekannt ist (vgl. Kap. 5.3.), muß dieser erhöhte Uraneinbau in die Zirkone der Metamorphite und Migmatite des Winnebachsee-Gebietes mindestens gleich alt oder jünger sein und kann so frühestens dem kaledonischen Ereignis zugeordnet werden.

4. U-Pb-Zirkondaten aus den Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes

Zur Darstellung der Ergebnisse der Zirkonanalysen mit der U-Pb-Methode wurde dem Diagramm $^{207}Pb/^{206}Pb$ – $^{206}Pb/^{238}U$ (modifiziert nach TERA & WASSER-

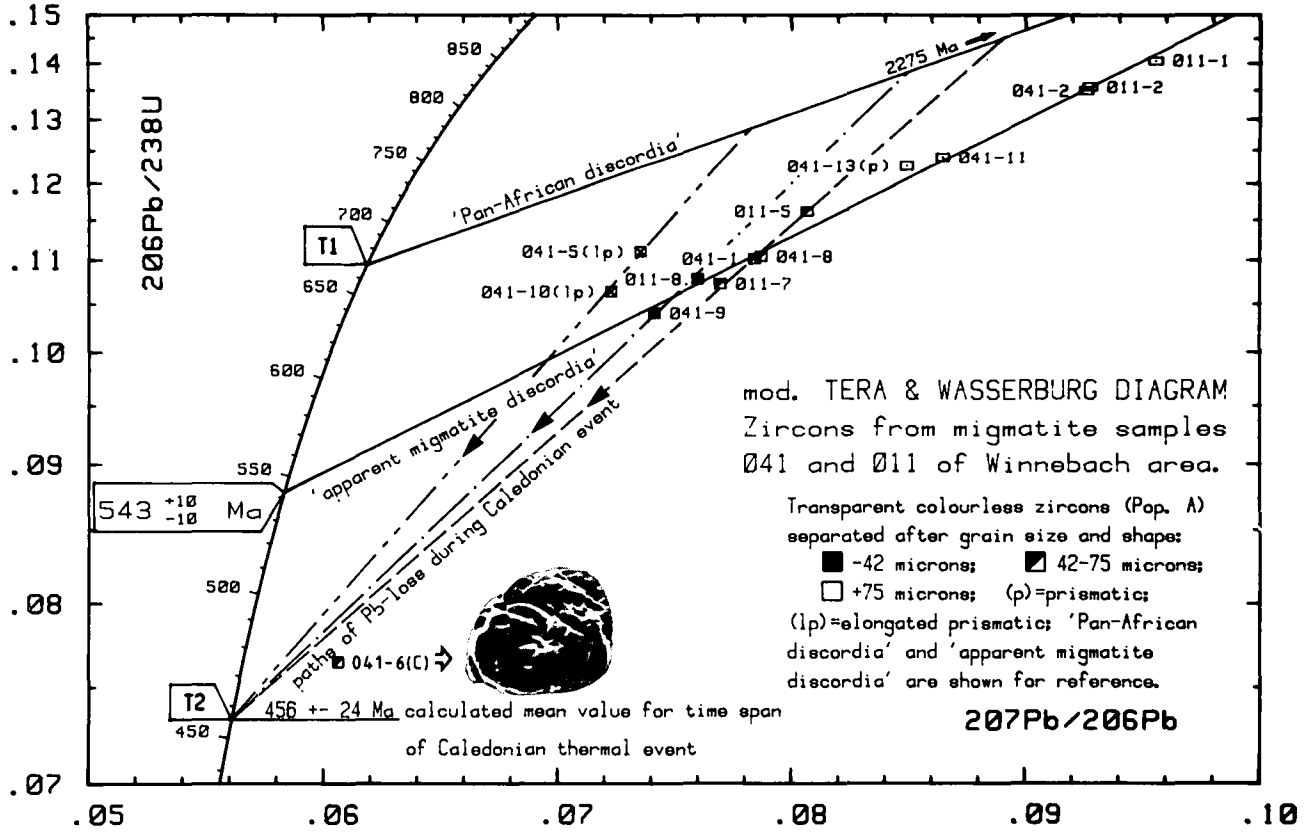


Abb. 5.
Die Korngrößenfraktionen <75 µm und die langprismatischen Zirkonfraktionen der Population A der Migmatitproben 041 und 0101 orientieren sich eher entlang eines Pfades, der auf kaledonischen Bleiverlust hinweist, als in Richtung der „scheinbaren Migmatit-Discordia".

BURG, 1974, abgekürzt als T & W-Diagramm) gegenüber dem konventionellen Concordia-Diagramm der Vorzug gegeben. Zum einen resultiert daraus eine einfache Darstellung der Fehler für die X- und Y-Achse (Rechteck), denn eine Korrelation der voneinander unabhängigen Meßwerte für die Verhältnisse $^{207}Pb/^{206}Pb$ und $^{207}Pb/^{238}U$ entfällt. Zum anderen sind die Abstände der Datenpunkte von der Concordia größer und schaffen somit eine bessere Übersichtlichkeit. Nicht zuletzt ergibt sich eine bessere Anschaulichkeit bei der Darstellung der Ergebnisse der Lösungsexperimente, denn Änderungen im U/Pb-Verhältnis (Bleiverlust, Urangewinn) äußern sich lediglich in einer Verschiebung der Datenpunkte parallel zur Ordinate, die $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter bleiben konstant.

4.1. U-Pb-Daten der Zirkone des Migmatits

Abb. 5 zeigt die Zirkonfraktionen der Migmatitproben 041 und 011. Die Korngrößenfraktionen der Population A liegen auf einer gemeinsamen „scheinbaren Discordia", welche die Concordia bei 543 ± 10 Ma schneidet. Abweichungen von der berechneten Regressionsgerade zeigen v.a. die Zirkonfraktionen <75 µm. Verstärkt wird dieser Trend, wenn man einzelne Zirkontypen ausliest und separat analysiert. Prismatische Zirkone mit idiomorpher Kornform (041-13) liegen geringfügig, langprismatische Kristalle (041-5, 041-10) deutlich oberhalb der scheinbaren Migmatit-Discordia. Das errechnete untere Schnittpunktsalter von 543 Ma kann also keinem wahren Ereignis entsprechen. Erklärbar wird die Lage der langprismatischen Zirkonfraktionen, wenn man ihre Kristallisation einem früheren Zeitpunkt als dem errechneten von 543 Ma zurechnet. Die „panafrikanische Discordia" und deren unterer Schnittpunkt T_1 mit der Concordia soll den Zeitpunkt jenes älteren thermischen Ereignisses markieren (nähere Erläuterungen dazu siehe Kap. 6.). In der Orientierung der langprismatischen und der Zirkonfraktionen <75 µm auf Alterswerte um ca. 450 Ma spiegelt sich wohl am ehesten der Einfluß eines kaledonischen thermischen Ereignisses.

4.2. U-Pb-Daten der Zirkone des quarzitischen Biotit-Gneises aus der Umrahmung des Migmatits und der Granat(granatführenden)-Biotit-Plagioklas-Gneise aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis

Parallel zu den Migmatit-Zirkonen wurden auch die Zirkone aus einem quarzitischen Biotit-Gneis (Gesteinsbeschreibung siehe Kap. 10.2.) analysiert, der nach HOINKES (1973) dem metamorphen Rahmen- bzw. dem Ausgangsgestein der Anatexite entspricht. Abb. 6 zeigt die Anordnung der analysierten Fraktionen (Zirkonbeschreibung s. Kap. 10.4.1.) im modifizierten T&W-Diagramm. Die Korngrößenfraktionen der Population A liegen auf einer „scheinbaren Discordia" mit den Schnittpunktsaltern von 490 ± 14 Ma bzw. 2208 ± 50 Ma. Deutlich abweichend von dieser „scheinbaren Discordia" sind wiederum die Datenpunkte der langprismatischen Zirkonfraktionen und jene der Population B.

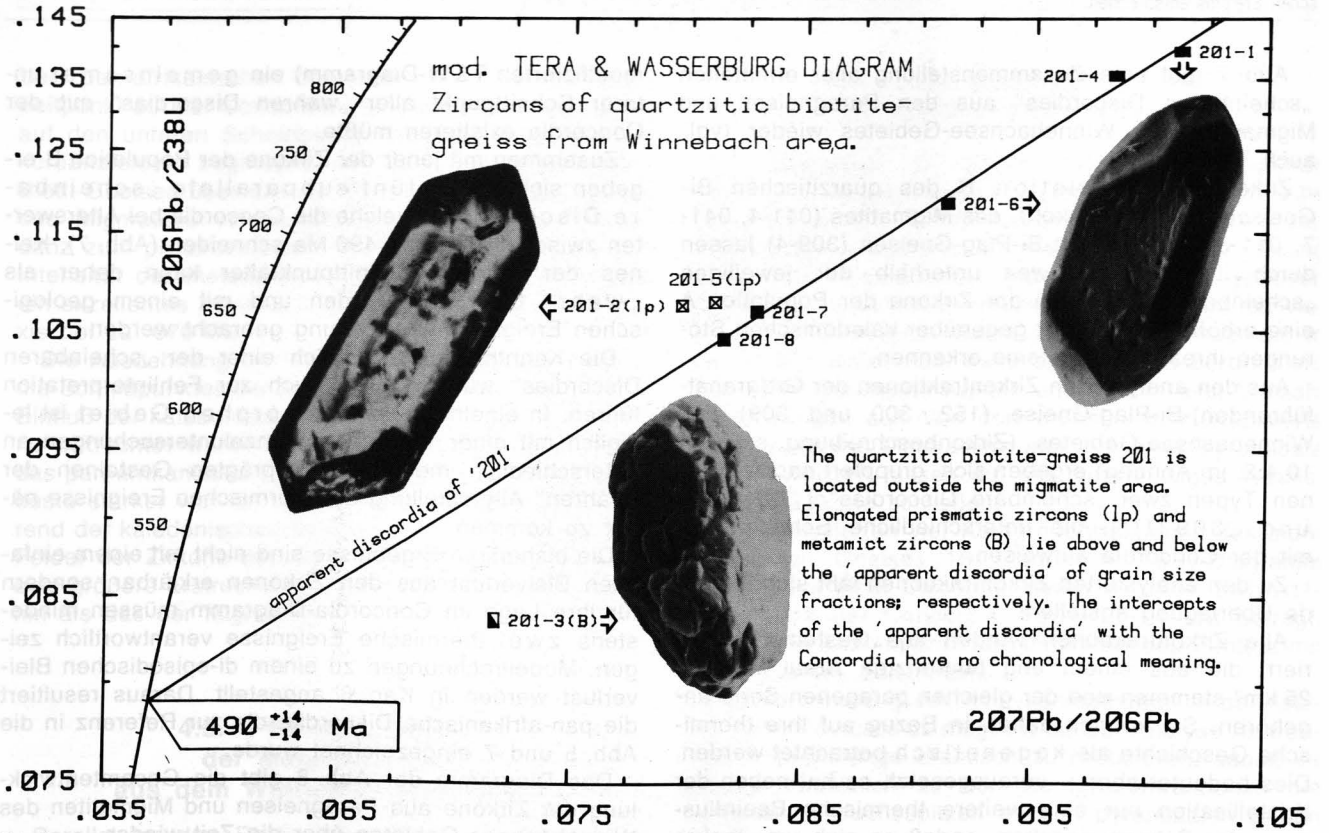


Abb. 6.
Die Zirkonfraktionen aus dem quarzitischen Biotit-Gneis 201 vermitteln das gleiche Erscheinungsbild wie jene des Migmatits: langprismatische Zirkonfraktionen liegen oberhalb, metamikte Zirkone (Pop. B) unterhalb der „scheinbaren Discordia" der Korngrößenfraktionen. Beide Gesteine können in Bezug auf den Ablauf ihrer thermischen Geschichte als cogenetisch betrachtet werden.

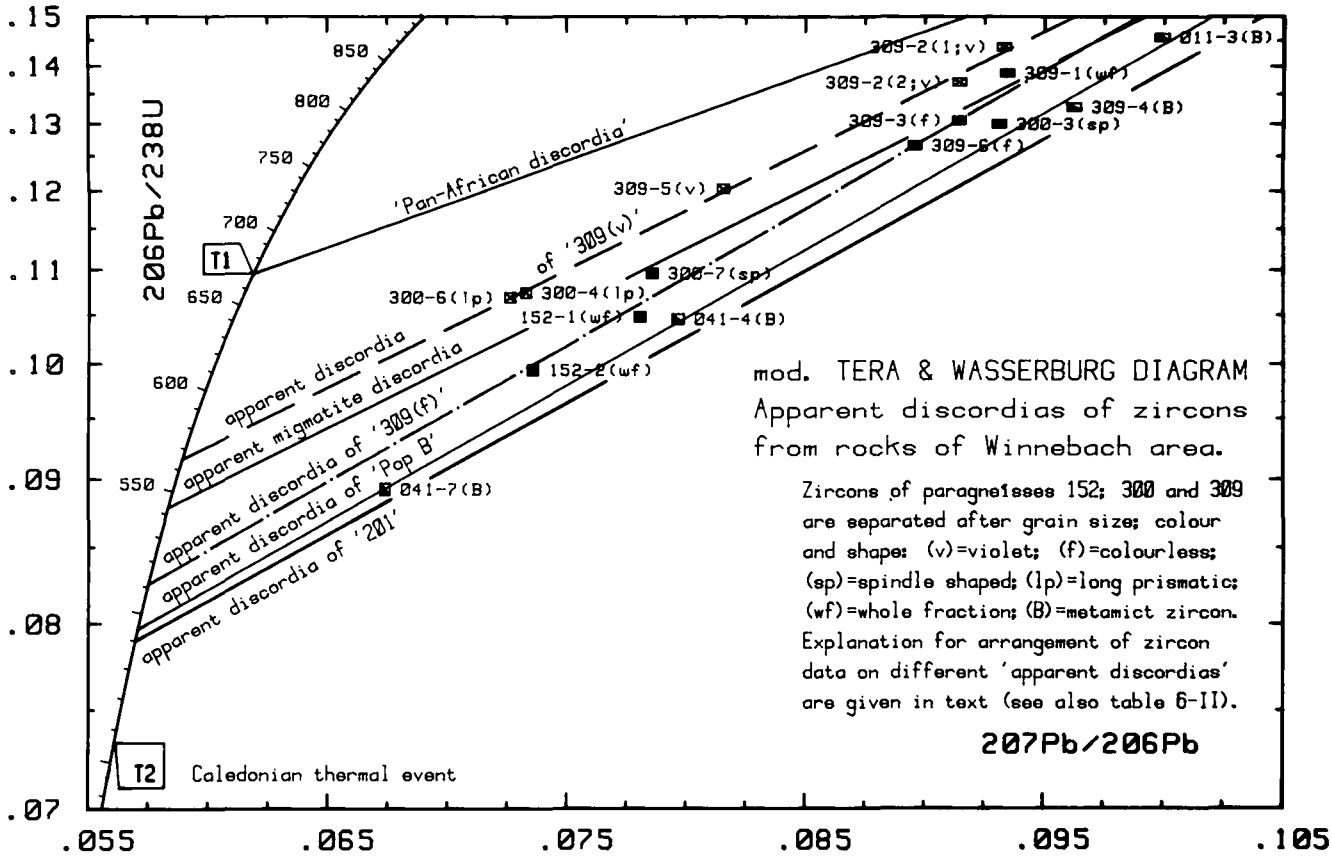


Abb. 7.
In Abhängigkeit ihrer Rekristallisation während der panafrikanischen Metamorphose und Anatexis zeigen die Zirkone bei der nachfolgenden kaledonischen Metamorphose unterschiedlichen Bleiverlust (je besser rekristallisiert, desto weniger Verlust) bei geringem Neuwachstum. Die Zirkone arrangieren sich dementsprechend, differenziert nach Herkunftsgestein und Population auf subparallelen, „scheinbaren Discordias", deren untere Schnittpunkte in keinem Fall einem geologischen Ereignis entsprechen.

Abb. 7 gibt eine Zusammenstellung aller ermittelten „scheinbaren Discordias" aus den Paragneisen und Migmatiten des Winnebachsee-Gebietes wieder (vgl. auch Tab. 2).

Zirkone der Population B des quarzitischen Bi-Gneises (201-6, Malakon), des Migmatites (041-4, 041-7, 011-3) und des Grt-Bi-Plag-Gneises (309-4) lassen durch ihre Position weit unterhalb der jeweiligen „scheinbaren Discordia" der Zirkone der Population A eine erhöhte Sensitivität gegenüber kaledonischen Störungen ihres U-Pb-Systems erkennen.

Aus den analysierten Zirkonfraktionen der Grt(granatführenden)-Bi-Plag-Gneise (152, 300 und 309) des Winnebachsee-Gebietes (Zirkonbeschreibung s. Kap. 10.4.2. im Anhang) ergeben sich, gruppiert nach einzelnen Typen zwei „scheinbare Discordias" [„309 (v)" und „309 (f)"], die unterschiedliche Schnittpunkte mit der Concordia aufweisen.

Zu den analysierten Zirkonfraktionen läßt sich folgende Überlegung anstellen:

Alle Zirkonfraktionen wurden aus Gesteinen separiert, die aus einem eng begrenzten Areal von ca. 25 km² stammen und der gleichen paragenen Serie angehören. Sie können daher, in Bezug auf ihre thermische Geschichte als kogenetisch betrachtet werden. Dies bedeutet aber – vorausgesetzt, es hat neben der Kristallisation nur eine weitere thermische Beeinflussung der Zirkone gegeben, sodaß es sich um „wahre Discordias" der Zirkonfraktionen von Migmatit, quarzitischem Bi-Gneis und den Grt-Bi-Plag-Gneisen handeln würde – daß im Concordia-Diagramm (oder auch im modifizierten T&W-Diagramm) ein gemeinsamer unterer Schnittpunkt aller „wahren Discordias" mit der Concordia existieren müßte.

Zusammen mit jener der Zirkone der Population B ergeben sich jedoch fünf subparallele „scheinbare Discordias", welche die Concordia bei Alterswerten zwischen 565 und 490 Ma schneiden (Abb. 7). Keines der unteren Schnittpunktalter kann daher als „wahr" betrachtet werden und mit einem geologischen Ereignis in Verbindung gebracht werden.

Die Kenntnis ausschließlich einer der „scheinbaren Discordias" würde unweigerlich zur Fehlinterpretation führen. In einem polymetamorphen Gebiet ist lediglich mit einer Vielzahl an Einzeluntersuchungen an unterschiedlich metamorph geprägten Gesteinen der „wahren" Altersstellung der thermischen Ereignisse näher zu kommen.

Die bisherigen Ergebnisse sind nicht mit einem einfachen Bleiverlust aus den Zirkonen erklärbar, sondern für ihre Lage im Concordia-Diagramm müssen mindestens zwei thermische Ereignisse verantwortlich zeigen. Modellrechnungen zu einem di-episodischen Bleiverlust werden in Kap. 6 angestellt. Daraus resultiert die pan-afrikanische Discordia, die zur Referenz in die Abb. 5 und 7 eingezeichnet wurde.

Das Diagramm der Abb. 8 gibt die Gesamtentwicklung der Zirkone aus Paragneisen und Migmatiten des Winnebachsee-Gebietes über die Zeit wieder.

In Abhängigkeit ihres Pb(rad)-Verlustes und/oder ihres Zirkon-Neuwachstums während des thermischen Ereignisses vor ca. 670 Ma wanderten die Zirkone auf

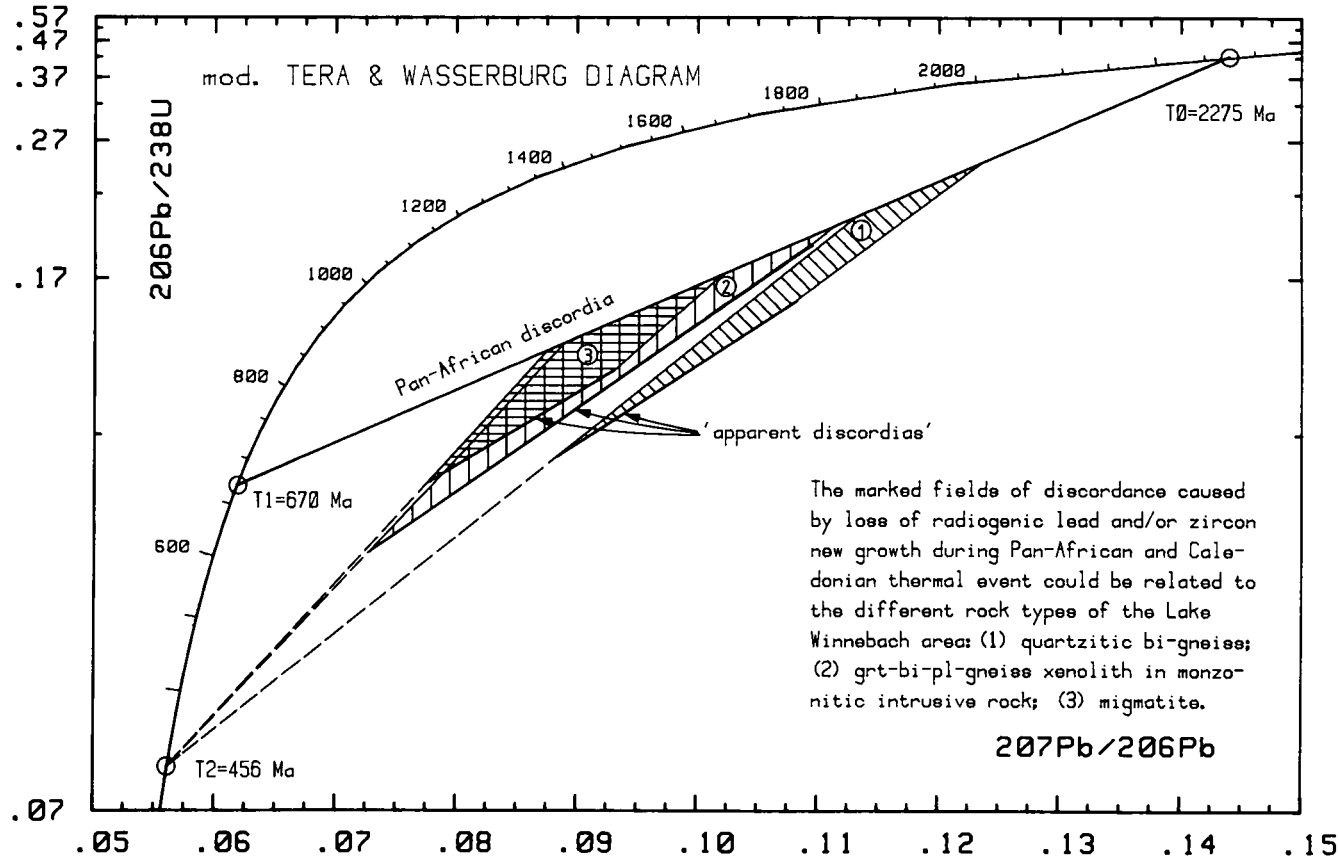


Abb. 8.
Die Staffelung der Diskordanzfelder entlang der „pan-afrikanischen Discordia" erfolgte in Abhängigkeit von der metamorphen und anatektischen Prägung ihrer Zirkone vor ca. 670 Ma. Der thermische Einfluß des kaledonischen Ereignisses (Bleiverlust, Zirkonneuwachstum) hat sich verstärkt auf jene Zirkone ausgewirkt, die aus gut geschieferten, nicht anatektischen Gesteinen stammen (Grt-Bi-Pl-Gneis, quarzitischer Bi-Gneis).

der „pan-afrikanischen Discordia" von ihrem Bildungszeitpunkt auf der Concordia (T_0 = 2275 Ma) in Richtung auf den unteren Schnittpunkt. Die Staffelung der Diskordanzfelder, beginnend mit dem des quarzitischen Biotit-Gneises über das der Grt-Bi-Plag-Gneise zu dem des Migmatites verdeutlicht die zunehmende Diskordanz zum proterozoischen Ereignis, bedingt durch die Intensität der metamorphen Prägung und liefert damit ein exzellentes Argument für die Ansiedlung der Anatexis bei ca. 670 Ma.

Die Ausdehnung der Felder in Richtung des Concordia-Schnittpunktes bei ca. 456 Ma kann als Maß für den Einfluß der kaledonischen Metamorphose auf die Zirkone betrachtet werden. Je geringer die Zirkone durch das pan-afrikanische Ereignis „stabilisiert" worden sind, desto stärker war ihr Verlust an radiogenem Blei während der kaledonischen Metamorphose. So besitzen die Felder der Zirkone der nicht anatektischen Paragneise eine größere Erstreckung auf das kaledonsiche Ereignis hin als das der Migmatite.

4.3. U-Pb-Zirkondaten der Meta-Intrusiva aus dem Winnebachsee-Gebiet

Parallel zu den Rb-Sr-Datierungen an Magmatiten aus dem Winnebachsee-Gebiet (s. Kap. 7) wurden U-Pb-Analysen ihrer Zirkone (monzonitischer Gneis, Granitgneis) durchgeführt.

4.3.1. U-Pb-Daten der Zirkone des monzonitischen Gneises

Im Gegensatz zu seinem migmatischen Rahmen konnte im monzonitischen Gneis ausschließlich eine Zirkonpopulation identifiziert werden. Das Gestein enthält weniger idiomorphe Zirkone, als zunächst aufgrund seiner rein magmatischen Natur zu erwarten gewesen wäre. Die rosafarbenen Kristalle neigen infolge der vielen Einschlüsse (v.a. dunkelgrüne Hornblende, die in der Probe selbst nicht mehr auftritt) zum Zerbrechen. Sie haben gerundete Kanten und weisen eine Vielzahl von Sprüngen auf. Von dort weiten sich isotropisierte Bereiche in das Mineralkorn aus. Farblose, pyramidale Anwachsspitzen lassen auf ein mehrphasiges Wachstum der Zirkone schließen.

Die analysierten vier Korngrößenfraktionen des monzonitischen Gneises 151 liegen im T&W-Diagramm (Abb. 9) auf einer Discordia, deren oberer Schnittpunkt mit der Concordia 455 +2/−4 Ma beträgt. Der untere Schnittpunkt fällt innerhalb des Fehlers mit dem Ursprung zusammen.

Die Verfeinerung der Analysenmethoden in den letzten Jahren machte es möglich, die zur Analyse notwendige Probenmenge drastisch zu reduzieren, sodaß es gelang, zusätzlich zu den Korngrößenfraktionen die farblosen Anwachsspitzen an den pyramidalen Enden der Zirkone separat zu bearbeiten (151-5, vgl. Abb. 9). Der Analysenpunkt ist konkordant bei 456 ± 2 Ma ($^{206}Pb/^{238}U$-Alter), also innerhalb des Fehlers identisch mit dem Intrusionsalter des monzonitischen Gneises.

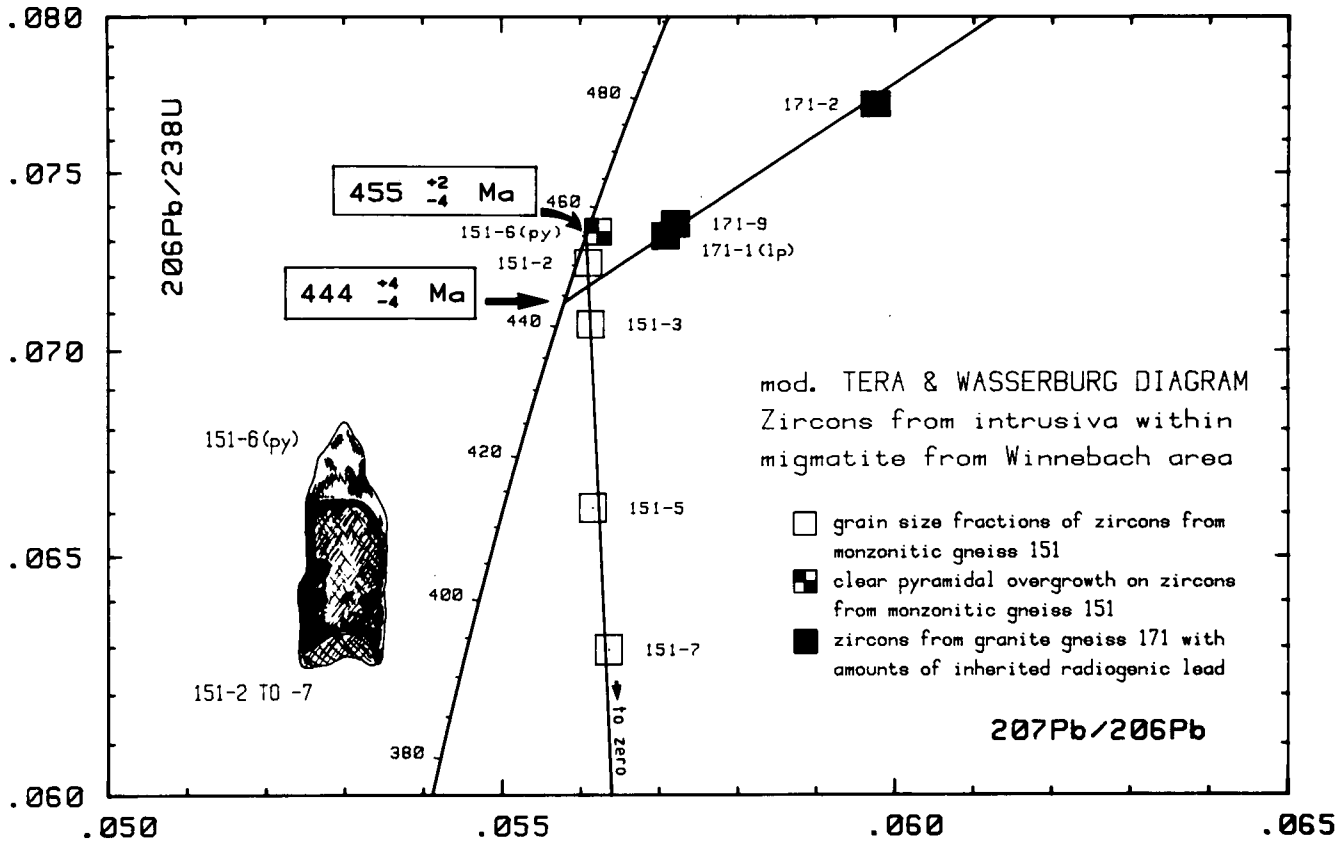


Abb. 9.
Geschieferte Intrusivgesteine kaledonischen Alters im Winnebachsee-Gebiet. Zwischen der stockförmigen Intrusion monzonitischer Gesteine (151) und dem gangförmigen Eindringen granitischer Magmen (171) in den Winnebach-Migmatit ist ein zeitlicher Hiatus erkennbar. Innerhalb der angegebenen Fehler überlappen sich beide Intrusionsalter mit dem Höhepunkt der kaledonischen Regionalmetamorphose (456±24 Ma). Die separat analysierten, farblosen, pyramidalen Anwachsspitzen der rosafarbenen Zirkone des monzonitischen Gneises (151–6) sind innerhalb des Analysenfehlers identisch mit der berechneten Discordia der Korngrößenfraktionen. Zur Konstruktion der Granitgneis-Discordia siehe Abb. 10.

Schließt man die Probe 151-6 in die Kalkulation der Discordia ein, so ergibt sich eine geringfügige Erhöhung des oberen Schnittpunktes auf 457+4/−2 Ma.

Das Überwachsen der rosafarbenen, magmatisch kristallisierten Zirkone durch farblose pyramidale Spitzen gleichen Alters könnte durch das Eindringen des Magmatits in einen „heißen Rahmen" bedingt sein. Entweder kam es zur Umkristallisation der aus der Schmelze gebildeten Zirkon-Idioblasten oder eine Zufuhr von Zirkonsubstanz aus dem intrudierten Nebengestein hat ein Weiterwachsen der Zirkone bewirkt. Gleichgültig, welches der beiden Phänomene die syn- bis post-intrusive Kristallsation der Zirkonsubstanz bewirkt hat, sie stellen auf alle Fälle einen bemerkenswerten Hinweis auf ein kaledonisches, thermisches Ereignis im intrudierten Rahmen dar. Auszuschließen ist, daß das Weiterwachsen der Zirkone allein durch die thermometamorphe Beeinflussung der Rahmengesteins und einer dadurch ausgelösten Stoffwanderung in den Magmatit bedingt war.

4.3.2. U-Pb-Daten der Zirkone des Granitgneises

Granitgneise durchziehen den Migmatit unregelmäßig als kleine Gänge (0,5–3 m mächtig). Ihre petrographische und geochemische Ähnlichkeit mit den umgebenden Migmatiten ist augenfällig, wenn auch die Schollen kleiner und besser „verdaut" sind als im homogenen Migmatit (vgl. Kap. 10.2.). Als Edukt können die monotonen Metamorphite der näheren und weiteren Umgebung angesehen werden. Zum Nebengestein (Schollenmigmatit) entwickelt sich bei genügender Mächtigkeit des Ganges ein Salband.

Dem gleichen Magmentyp müssen wohl auch die schollenreichen Granitgneise von der Muschenschneid zugerechnet werden. Sie entsprechen höchstwahrscheinlich nicht dem Winnebach-Migmatit, wie von früheren Autoren vermutet (HAMMER, 1925; HOERNES & HOFFER, 1973).

Im Granitgneis finden sich die gleichen Zirkonpopulationen wie im Migmatit. Die Anteile an langprismatischen Zirkonen und jenen der Population D (gelb, vgl. auch Kap. 10.3. im Anhang) sind deutlich höher als im Migmatit. Die magmatische Natur des Gesteins hat allgemein zur Ausbildung extremer Zirkonformen beigetragen, bei den langprismatischen (Typ A_1) ebenso wie bei den spindelförmigen (Typ A_3).

Die Analyse der Zirkone aus dem Granitgneis 171 erbrachte für die kleinste Fraktion (171-9, <42 µm) und die langprismatischen Zirkone (171-1, 50–75 µm) scheinbare U/Pb-Alter, die sehr nahe der Concordia zwischen 455 und 465 Ma liegen (Abb. 9). Im Gegensatz zu den Zirkonen des monzonitischen Gneises enthalten sie eine ererbte Bleikomponente. Zur Bestimmung des exakten Intrusionsalters der Granitgneise kann der Umstand ihrer petrographischen Verwandtschaft mit den Migmatiten zu Hilfe genommen werden. Da beide Gesteinstypen vom gleichen Edukt abzuleiten sind, muß auch für den Granitgneis gelten, daß dessen Edukt vom pan-afrikanischen Ereignis thermisch geprägt worden ist (vgl. Kap. 6). Weiterhin kann

festgehalten werden, daß alle untersuchten langprismatischen Zirkonfraktionen aus der Migmatitregion, unabhängig von ihrer Korngröße und gleich, welchem Gestein sie entnommen sind (Migmatit oder Grt-Bi-Plag-Gneis), die gleiche Diskordanz unmittelbar nach dem pan-afrikanischen Ereignis aufweisen. Dies gibt uns die Gewißheit, es auch für die langprismatischen Zirkone des Granitgneises 171 voraussetzen zu dürfen.

Unter der begründeten Annahme, daß das Alter der Intrusion des Granitgneises und das der kaledonischen Metamorphose in etwa übereinstimmen (der gewichtete Mittelwert für das Alter der kaledonischen Metamorphose beträgt 456 ± 24 Ma, berechnet aus den Rb-Sr-Daten der Schollenmigmatite (455 ± 24 Ma bzw. 468 ± 74 Ma) und der Grt-Bi-Plag-Gneise (446 ± 70 Ma, vgl. Kap. 7), sind die Zirkone (langprismatisch und rund bis spindelförmig) der Granitgneise wie der Migmatite und Metamorphite in Bezug auf das pan-afrikanische wie das kaledonische Ereignis als kogenetisch zu betrachten. Unterschiedlich ist allein die Intensität ihrer Prägung, d.h. ihres Pb(rad)-Verlustes und/oder ihres Zirkon-Neuwachstums während der intensiven kaledonischen Aufheizphase im Gestein.

Ausgehend von dieser Tatsache, läßt sich eine Discordia durch die Zirkonfraktionen 171-1 (lp), 171-9 (<42 µm), 171-2 (gelbe Zirkone) des Granitgneises konstruieren, auf der auch die langprismatischen Zirkonfraktionen aus dem Migmatit (041-5, 041-10) und der Scholle im monzonitischen Gneis (300-4, 300-6) liegen (vgl. Abb. 9 und 10). Der untere Schnittpunkt dieser Discordia mit der Concordia bei 444 ± 4 Ma gibt das Alter der Intrusion der Granitgneise wieder.

Stellt man auch für die runden und spindelförmigen Zirkone gleicher Korngröße (50–75 µm) von Granitgneis (171-3), von der Gneisscholle im monzonitischen Gneis (300-7) und vom Migmatit (041-1, 011-5) eine Discordia auf, so unterstützt ihr unterer Schnittpunkt mit der Concordia bei 437 + 10/– 12 Ma vorzüglich den zuvor bestimmten Alterswert. Wir messen dem geringfügig erhöhten Wert größere Bedeutung zu, da er durch die nahezu konkordanten Fraktion 171-1 und 171-9 besser definiert ist. Die Intrusion des monzonitischen Gneises und jene der Granitgneise müssen aufgrund der angegebenen Fehler als syngenetisch mit der kaledonischen Metamorphose (456 ± 24 Ma) betrachtet werden, wobei jedoch in der relativen Intrusionsfolge ein Trend von intermediären zu sauren Magmen erkennbar ist (vgl. auch Kap. 7 und 8).

Kurz zusammengefaßt darf festgehalten werden, daß die Analysendaten, projiziert in das T&W-Diagramm zweifelsfrei deutlich machen, daß nicht ein, sondern zwei thermische Ereignisse die Zirkone aus dem Winnebachsee-Gebiet geprägt haben.

Streng getrennt nach ihrem Herkunftsgestein bilden die Zirkonfraktionen im T&W-Diagramm der Abb. 8 entlang der „pan-afrikanischen Discordia" Felder aus, deren Diskordanz, bezogen auf das pan-afrikanische Ereignis vom quarzitischen Biotit-Gneis über die Gneisschollen im monzonitischen Gneis zum Migmatit abnimmt. Genau entgegengesetzt ist die Ausdehnung der

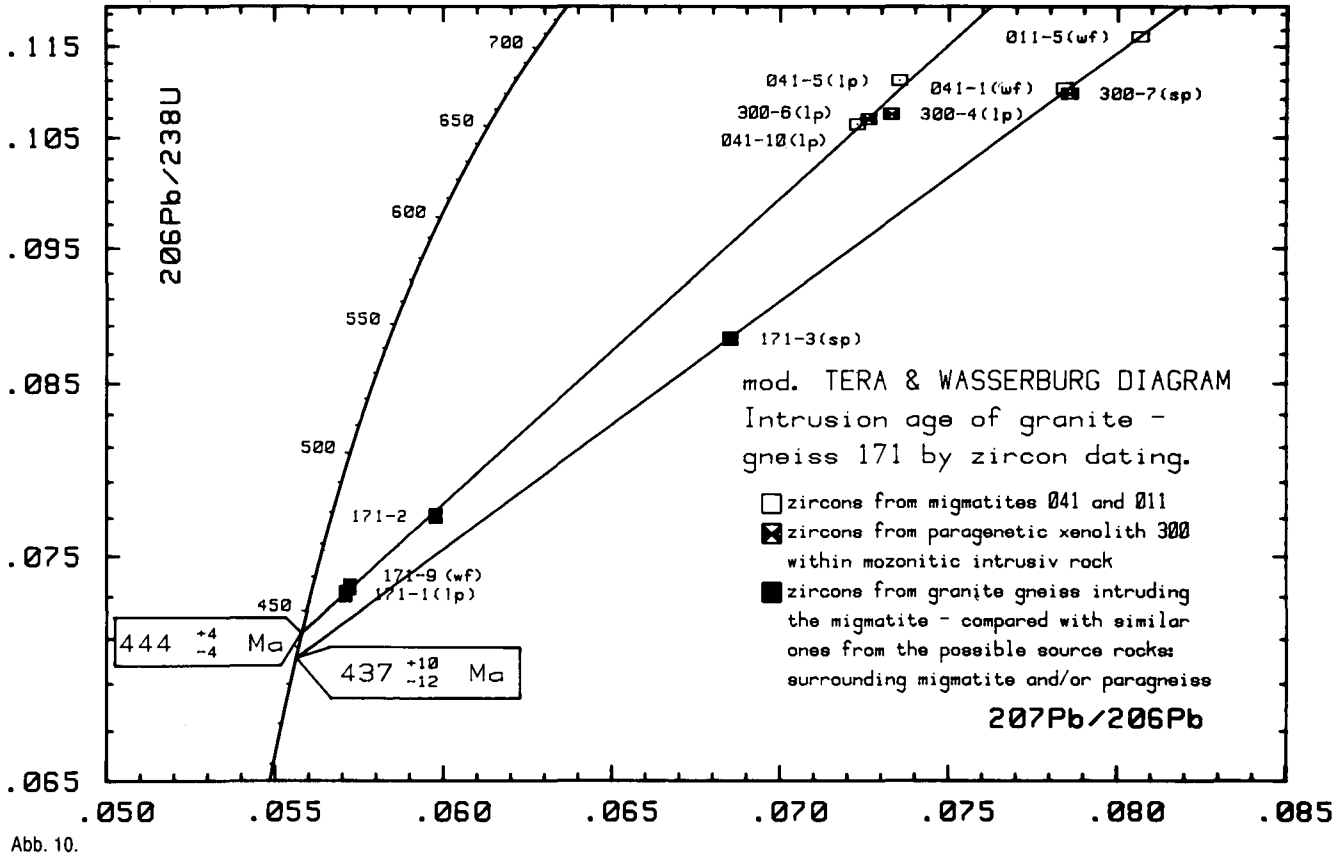


Abb. 10.
Zur Konstruktion der Granitgneis-Discordia wurden zusätzlich identische Zirkonfraktionen aus dem Migmatit und dem Grt-Bi-Pl-Gneis herangezogen. Dies erscheint statthaft, da die Bildung der Zirkone in allen drei Gesteinen als cogenetisch betrachtet werden kann. Die Verteilung der Proben auf der Discordia ergibt sich lediglich durch die Variation im Zirkonneuwachstum unter magmatischen bzw. metamorphen Kristallisationsbedingungen während der zeitgleichen (kaledonischen) thermischen Prägung.
(wf) = Gesamtfraktion; (lp) = langprismatisch; (sp) = spindelförmig. Alle Zirkonproben außer 171–9 (–42 µm), 041–5 (lp, 75–100 µm) und 300–4 (lp, 75–150 µm) gehören der einheitlichen Korngrößenfraktion von 53–75 µm an.

Diskordanzfelder, betrachtet man ihre Erstreckung auf das kaledonische Ereignis hin. Da eine zunehmende Orientierung der Zirkone zum jeweiligen prägenden thermischen Ereignis hin gleichzusetzen ist mit einer stärkeren Umkristallisation, kann die Anatexis nicht zum kaledonischen Zeitpunkt angesiedelt werden, sondern muß einem älteren, pan-afrikanischen Ereignis zugeordnet werden.

Eine zeitliche Eingrenzung des „pan-afrikanischen Ereignisses" wurde durch Lösungsexperimente (Kap. 5) und Modellrechnungen zum di-episodischen Bleiverlust der Zirkone (Kap. 6) ermöglicht.

5. Lösungsexperimente

Mit den Lösungsexperimenten wurde das Ziel verfolgt, die erkennbar zonaren Bildungsbereiche in den Zirkonen selektiv abzutragen und getrennt zu analysieren, um weitere Informationen über den Zeitpunkt der einzelnen Wachstumsphasen (bzw. Bleiverlustphasen) zu erlangen.

Lösungsexperimente wurden an den Korngrößenfraktionen 75–100 µm der Migmatit-Zirkon-Probe 041 durchgeführt. Dabei wurde erst die Gesamtfraktion mit Zirkonen der Population A bearbeitet (041-11, L1 bis L6), anschließend allein die prismatischen Zirkone dieser Fraktion (041-13, LI bis LIV). Letzteres gewährleistet die Analyse ausschließlich wohlausgebildeter Kristalle ohne Bruchstücke, wodurch ein vorzeitiges Herauslösen des Bleis zentraler Teile des Zirkons vermieden werden sollte.

20 mg der Probe 041-11 wurden in 6 Stufen schrittweise gelöst: Zunächst 1 Stunde kalt mit HF; die Lösung wurde von der Probe getrennt und analysiert. Die Probe wurde getrocknet und gewogen, so konnte die weggelöste Menge bestimmt werden. Lösungsstufe 2 umfaßte 4 Stunden Lösen in kalter HF; wiederum wurde die Lösung abpippetiert und analysiert, die Probe zurückgewogen. Bei den Lösungsstufen 3–6 wurde die Probe im Autoklaven auf jeweils 180°C für eine Stunde, eine weitere Stunde, 4 weitere Stunden bzw. 5 Tage (Lösung der Restmenge) erhitzt.

Vergleichbar wurde mit der Probe 041-13 verfahren. Die vier Lösungsschritte waren 1^h kalt, 4^h kalt, 1^h bei 180°C und 5 Tage bei 180°C zur Lösung der Restmenge. Die Ergebnisse der Experimente sind in Tabelle 1 zusammengefaßt. Wenden wir uns zunächst den Lösungsexperimenten an der Gesamtfraktion 041-11 zu.

In einem Histogramm (Abb. 11) wurden die Uran- und Bleikonzentrationen gegen die gelöste Zirkonmenge des jeweiligen Experimentes aufgetragen. Im äußeren Randbereich (L1: ca 8 % der Gesamtmenge, vgl. auch Tab. 1) zeigen sich niedrigere U- und Pb-Gehalte, die geringer sind als jene der Gesamtfraktion. In den nächsten drei Stufen (L2, L3 und L4) – es gingen ca. 12 % der Gesamtmenge in Lösung – wird dann ein stufenweiser Anstieg beider Elementgehalte bis ca. 1500 ppm U bzw 200 ppm Pb sichtbar.

Die Lösungsexperimente L5 und L6 – beide umfassen ca. 80 % der Zirkoneinwaage – weisen Pb-Gehalte auf, die denen der Gesamtfraktion (041-11) entsprechen; ihre Urankonzentrationen liegen deutlich darunter bzw. leicht darüber.

Die Lösungsexperimente an den prismatischen Zirkonen der Population A (041-13) ergaben aufgrund der geringen absoluten Lösungsmenge einen meßbaren U-Gehalt lediglich in Experiment LIV, dem verbleibenden Rest. Er ist annähernd 1½-mal so hoch wie in der vergleichbaren Zone der analysierten Gesamtfraktion (L5 und L6).

Tabelle 1.
Lösungsexperimente.

Probe	$U_{(total)}$ [ppm]	$Pb_{(total)}$ [ppm]	% der Gesamtmenge	$^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter [Ma]	Bemerkung
Zirkongesamtfraktion der Population A					
L1	332	19,2	7,9	633	Zone 4
L2	979	86,6	3,4	812	Zone 3
L3	1354	150,6	1,7	906	
L4	1475	198,3	6,7	1100	
L5	377	62,8	73,6	1434	Zone 2
L6	525	84,9	6,7	1456	Zone 1
041-11	480	62,3	100	1348	Gesamtfraktion
Prismatische Zirkone der Population A					
LI	—	—	7,4	532	Zone 4
LII	—	—	16,6	732	
LIII	—	—	5,6	957	Zone 3
LIV	591	63,6	70,4	1306	Zone 1 + 2
041-13	485	63,0	100	1313	Gesamtfraktion

Aus den Lösungsexperimenten lassen sich folgende Ergebnisse ableiten:

Die Migmatit-Zirkone zeigen einen vierschaligen Aufbau (vgl. Tab. 1 und Abb. 4b), wobei Zone 1 (Einschlußkern) nicht unbedingt erkennbar ist. Zone 2 stellt den anatektischen Wachstumsbereich dar, der mit Gehalten zwischen 400 und 600 ppm relativ uranarm ist.

Die Zonen 1 und 2 machen je nach Korngröße 80 % (Gesamtfraktion, 75–100 µm) bzw 70 % (prismatische Zirkone) des Gesamtvolumens aus. An die anatektisch gebildeten Zirkone wird Zirkonsubstanz mit deutlich höherem Urangehalt (>1000 ppm) angelagert (Zone 3+4). Als Zone 4 muß jener äußerste Randbereich bezeichnet werden, in dem nur Urangehalte von ca. 300 ppm bestimmt werden konnten. Wir nehmen an, daß es sich bei Zone 4 um keine eigenständige Kristallisationsphase handelt, sondern daß die unnatürlich hohen $^{206}Pb/^{238}U$-Verhältnisse (vgl. Tab. 9) in Verbindung mit der erkennbar starken Korrosion der Zirkonoberfläche Auswirkungen einer Deformation im randlichen Bereich des Zirkongitters sind. Die Analyse dieses nur 1–3 µm dicken Bereiches (Zone 4) erbrachte somit Ergebnisse, die nicht den tatsächlichen Verhältnissen bei seiner Kristallisation entsprechen.

Weiterhin ist angestrebt worden, über die $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter der einzelnen Lösungsstufen direkt Information über die Zeitpunkte der Kristallisationsphasen der Zirkone zu erlangen.

Schon das erste Lösungsexperiment L1 ergibt überraschenderweise kein Pb-Isotopenalter, das direkt auf die kaledonische als womöglich letzte der Bildungsphasen schließen läßt ($^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter von L1 = 633 Ma). L1 enthält also nicht nur Anteile des kaledonischen Randsaumes, sondern muß eine Mischung verschieden alter Zirkonsubstanz darstellen, sodaß auch die Pb-Isotopenverhältnisse unterschiedlicher Bildungsphasen vermengt wurden.

Für LI der idiomorphen prismatischen Zirkonfraktion ergibt sich ein deutlich niedrigeres $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter von 532 Ma und bestätigt den oben geäußerten Verdacht der Pb-Isotopenmischung. Doch auch der Alterswert von 532 Ma dürfte noch nicht dem der äußersten Randzone entsprechen. Aus den Mengen der gelösten Substanz ist abzuleiten, daß der kaledonische Anwachssaum der Fraktion 75–100 µm lediglich 3–4 µm dick ist, die Oberfläche der Zirkone aber teilweise genarbt und zerfurcht, sodaß ein Herauslösen von U und Pb aus tieferen Schichten nie ganz auszuschließen ist.

Betrachten wir die Daten der Lösungsexperimente im modifizierten T&W-Diagramm. Dazu sei auf die Abb. 12 verwiesen, die neben den Ergebnissen der Lösungsexperimente L1 bis L6 an der Fraktion 041-11 die an 041-13 (prismatisch) durchgeführten enthält (LI bis LIV). Als Referenzlinie dient die errechnete „pan-afrikanische Discordia".

In den Ergebnissen der Lösungsexperimente L1 bis L6, ebenso wie in denen der prismatischen Zirkone (LI bis LIV) steigen die $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter stufenweise an (vgl. Abb. 11) und liegen zwischen 532 Ma und dem der Kristallisation der proterozoischen Einschlußkerne (>2000 Ma). In allen Fällen handelt es sich um Mischalter; die Bildung eines „$^{207}Pb/^{206}Pb$-Plateau-Alters" über mehrere Lösungsstufen hinweg ist nicht erkennbar. Hätte sich die Zirkonsubstanz selektiv aus den einzelnen Zonen herauslösen lassen, so würden zumindest einige Lösungsstufen gemeinsame $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter besitzen und folglich im modifizierten T&W-Diagramm auf einer Geraden parallel zur Ordinate liegen, deren Schnittpunkt mit der Concordia das Alter der Zirkonbildung markiert.

Die Lösungsexperimente haben nicht selektiv das Blei einzelner Bildungsphasen erfaßt, sondern es sind hier stets Anteile verschiedener Wachstumsphasen mit definierten $^{207}Pb/^{206}Pb$-Altern vermischt worden. Dies ist nur so vorstellbar, daß die natürlich gebildete genarbte Oberfläche in ihrer „Kanalbildung" durch die Lösungsexperimente noch verstärkt wurde. Keines der Experimente bewirkte ausschließlich eine konzentrisch-schalige Ablösung wie erhofft, sondern erfaßte zusätzlich Zirkonsubstanz aus tieferen Schichten.

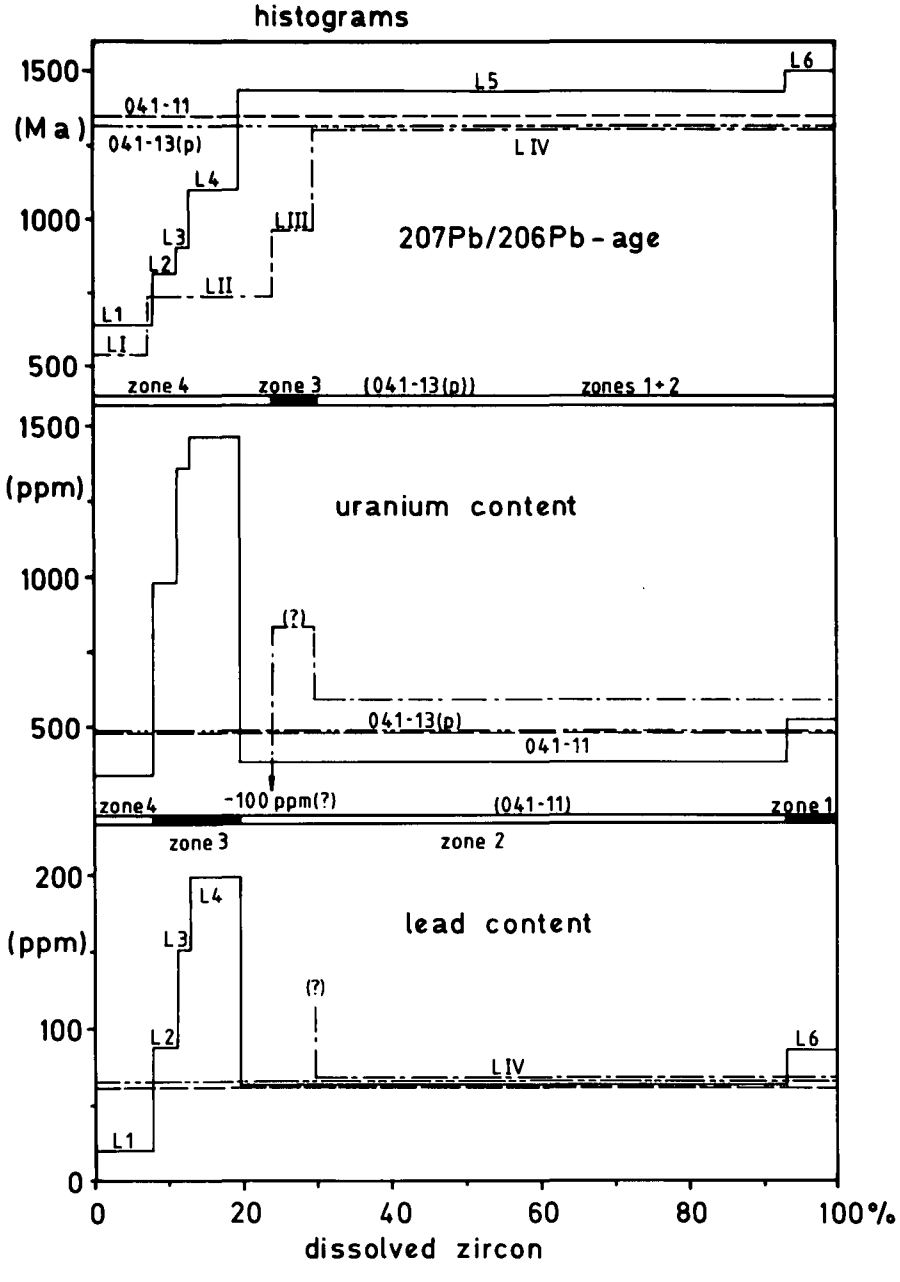


Abb. 11.
Histogramm zur Verteilung der Gehalte von Uran und Blei sowie der $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter in den Lösungsexperimenten an den Zirkonen der Population A der Migmatitprobe 041.
L1 bis L6 = Lösungsstufen der Fraktion 041-11, LI bis LIV = Lösungsstufen der Fraktion 041-13(p = prismatisch).
Die Lösungsexperimente lassen eine Unterteilung der Zirkone in 4 Zonen erkennen. Dies ist in gutem Einklang mit den optische erkennbaren 4 Bildungsphasen (vgl. Abb. 4).

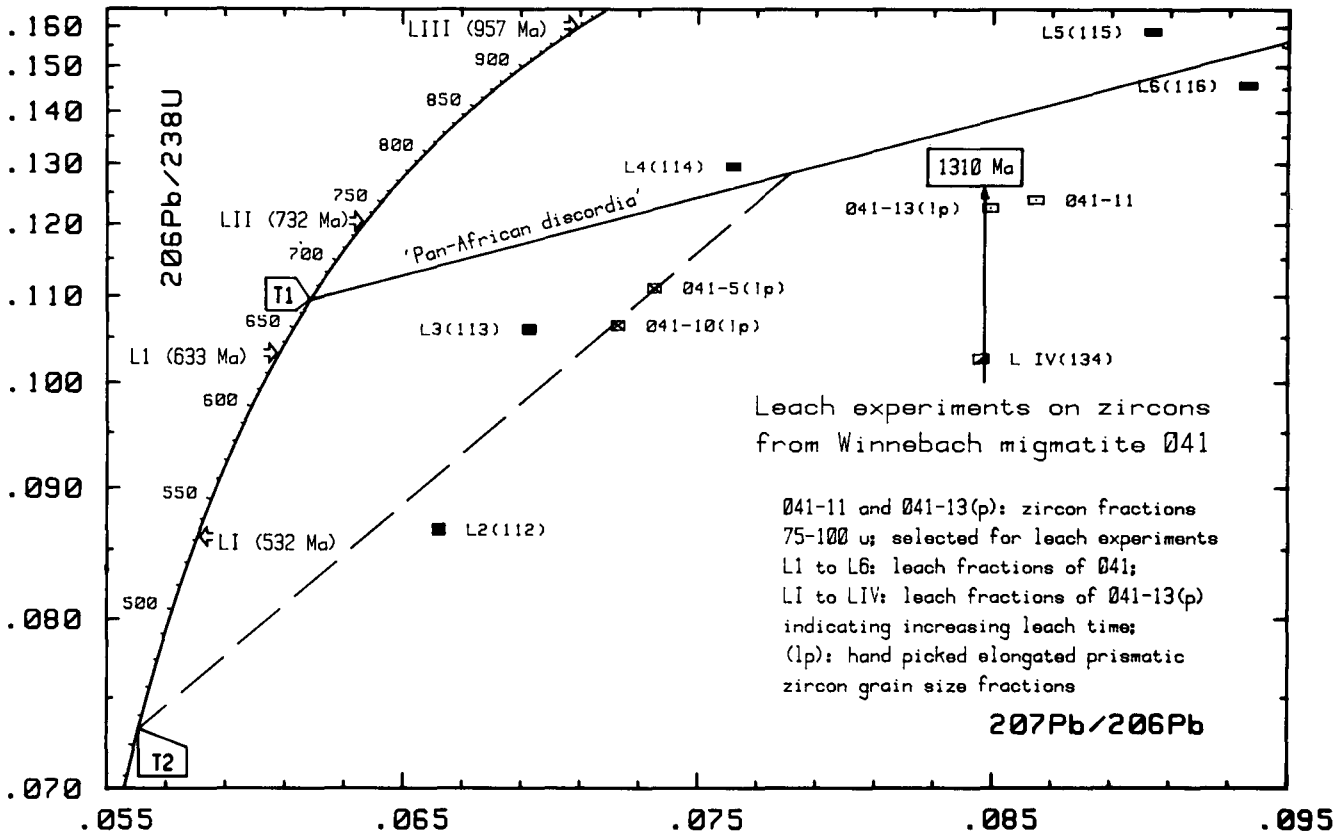


Abb. 12.
Die durchgeführten Lösungsexperimente an Zirkonen der Migmatitprobe 041 ergeben keine eindeutigen Hinweise auf den Zeitpunkt des pan-afrikanischen (T_1) oder des kaledonischen (T_2) thermischen Ereignisses (keine einheitlichen $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter). Alle Lösungsstufen enthalten eine Mischung von Pb-Isotopenverhältnissen unterschiedlicher Altersstufen. Die Lösungsexperimente L4, L5 und L6 bzw. L2, L3 und L4 zeichnen in etwa den Verlauf der pan-afrikanischen Discordia bzw. den Weg des kaledonischen Pb-Verlustes und/oder des Zr-Neuwachstums nach. An der Probe LIV wird besonders deutlich, daß Uran und Blei während der Experimente nicht proportional in Lösung gingen. Dies muß auch für alle anderen Analysen angenommen werden, sodaß ihre Streuung um die Referenzlinien erklärbar wird. Von den Proben LI bis LIII existieren nur die $^{207}Pb/^{206}Pb$-Isotopenverhältnisse.

Der Umstand, daß 041–13 (p) und LIV das gleiche $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter besitzen, ist nicht gleichzusetzen mit der Bildung der Kernzone vor ca. 1300 Ma (LIV stellt den nicht gelösten Rest der Experimentreihe dar und umfaßt ca. 70 % der Gesamtmenge der Probe). Vielmehr haben wir ein Lösungsstadium erreicht, das im $^{207}Pb/^{206}Pb$-Verhältnis nicht von dem der Ausgangszusammensetzung zu unterscheiden ist.

Die niedrigeren $^{207}Pb/^{238}U$-Verhältnisse in LIV gegenüber 041-13 zeigen an, daß Uran und radiogenes Blei nicht proportional in Lösung gingen, sondern daß Pb(rad) bei den vorherigen Lösungsexperimenten (LI bis LIII) schon aus tieferen Bereichen herausgelöst wurde.

Im Gegensatz dazu stellen die Datenpunkte von L4, L5 und L6 mit ihren $^{207}Pb/^{206}Pb$- bzw. $^{207}Pb/^{238}U$-Altern > als jene der Gesamtfraktion 041-11 sicher, daß hier eine Zirkonmischung zwichen einem proterozoischen Kern und einer Zirkonphase pan-afrikanischen Alters vorliegt. Auf keinen Fall ist hierbei eine kaledonische Zirkon-Komponente beteiligt, dies unterstreicht nachhaltig die Lage der Fraktion LIV bei einem $^{207}Pb/^{238}U$-Alter von 780 Ma. Jeglicher Zweifel einer pan-afrikanischen anatektischen Kristallisation wird ausgeräumt, führt man sich vor Augen, daß die Lösungsstufen L4, L5 und L6 87 % der Zirkonmenge umfassen.,

Die Lösungsexperimente L2 bis L4 gruppieren sich in nahezu konstantem Abstand zu einer Linie, welche die Meßpunkte der langprismatischen Zirkonfraktionen (041-5, 041-10) mit dem Punkt des kaledonischen Ereignisses auf der Concordia verbindet. Da wir auch in diesem Fall eine Variationsbreite durch unproportionale Lösungsmechanismen im U/Pb-Isotopenverhältnis einkalkulieren müssen, dürfte diese Linie im Schnittpunkt mit der „pan-afrikanischen Discordia" in etwa die minimale Diskordanz einer Zirkonfraktion zum Zeitpunkt der pan-afrikanischen Anatexis vor ca. 670 Ma anzeigen.

6. Das „pan-afrikanische Ereignis" in Migmatiten und Metamorphiten des Winnebachsee-Gebietes, ermittelt über ein Modell des di-episodischen Bleiverlustes ihrer Zirkone

Das Ziel, ein eindeutig festgelegtes $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter für die Anatexis im Winnebachsee-Gebiet zu finden, ist mittels der schrittweisen Lösung einer Zirkon-Korngrößenfraktion, ja sogar eines ausgewählten Zirkontyps (prismatisch) einer Migmatitprobe nicht möglich gewesen.

Die Ergebnisse der Lösungsexperimente machen aber zweifelsfrei deutlich, daß die Zirkone einen mehrschaligen Aufbau besitzen, also sicher nicht einphasig gebildet worden sind. Nicht zuletzt durch mikroskopische Untersuchungen kann man mindestens drei Phasen der Bildung unterscheiden:

1) Kristallisation der proterozoischen Kerne.
2) Anatektisches Zirkonwachstum, das 60–80 % des Gesamtvolumens ausmacht.
3) Bildung einer uranreichen Randzone.

Die drei Zirkonwachstumsphasen seine mit T_0, T_1 und T_2 bezeichnet. Da für die beiden letzten Ereignisse auch Bleiverlust zu erwarten ist, kann ihre zeitliche Fixierung über Modellrechnungen zum di-episodischen Bleiverlust erfolgen.

Die rechnerische Grundlage soll die von WETHERILL (1956) aufgestellte Gleichung für den multi-episodischen Bleiverlust aus dem Zirkongitter darstellen. ALLEGRE et al. (1974) und AFTALION & v. BREEMEN (1980) haben sich ebenfalls mit dieser Problematik auseinandergesetzt.

Die Änderungen in der Konzentration zwischen Tochter- und Mutterisotop während n aufeinanderfolgender Ereignisse, die kurz sind im Vergleich zum Zeitraum des radioaktiven Zerfalls, drücken sich im heutigen Tochter-Mutter-Isotopenverhältnis $r_{\lambda s}$ in folgender Gleichung (1) aus:

$$r_{\lambda s} = \sum_{j=1}^{n} (e^{\lambda T_{j-1}} - e^{\lambda T_j}) \times \prod_{i=j}^{n} R_i + (e^{\lambda T_n} - 1) \qquad (1)$$

mit $R_i = e^{a_i}$;
R_i = Änderung des D/P(= Tochter/Mutter)-Isotopenverhältnisses während des Ereignisses i;
a_i = Konstante, drückt die Intensität des Ereignisses i aus;
T_j = Zeitpunkte der Ereignisse j.

Für den di-episodischen Bleiverlust gilt demnach

$$r_{\lambda s} = (e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T_1}) R_1 \times R_2 + (e^{\lambda T_1} - e^{\lambda T_2}) R_2 + (e^{\lambda T_2} - 1) \qquad (2)$$

mit $a_1 = \ln R_1$
$a_2 = \ln R_2$
$\Phi = a_1/a_2$; Φ = Störungskoeffizient; er kennzeichnet die Intensität der Ereignisse T_1 und T_2 zueinander. Für kogenetische Zirkonpopulationen ist Φ eine Konstante.

Daraus folgt

$$R_1 = R_2^{\Phi}. \qquad (3)$$

Die Gleichung (3) drückt die Beziehung zwischen ursprünglichen (R_1) und veränderten (R_2) U/Pb-Isotopenverhältnissen der Zirkonfraktionen einer Population aus.

Das Ziel der folgenden Modellrechnung soll es nun sein, den „wahren" Zeitpunkt für das Ereigniss T_1 zu ermitteln. Nach den Gleichungen (2) und (3) ergeben sich bei der Variation von T_1 (T_0 und T_2 = konstant) unterschiedliche Werte für Φ. Beide Variablen sind in Abb. 13 als Reziprokwert gegeneinander aufgetragen. Für jede Zirkongruppierung (hier z.B. für jene der Zirkonfraktionen des Migmatits 041, vgl. auch Tab. 3) ergibt sich eine Kurve. Aus den Schnittpunkten S der Kurven darf ein Mittelwert gerechnet werden, da die Zirkonfraktionen in etwa gleiches Neuwachstum und gleichen Bleiverlust erfahren haben und kogenetisch sind. Da aber in unserem Fall auch T_0 und T_2 nicht exakt bekannt sind, ist es notwendig, auch diese Faktoren zu variieren.

Die aus dem Mittelwert der Schnittpunkte (S1, S2, ... Sn) resultierenden Werte für Φ und T_1 können als repräsentativ für die jeweilige Zirkongruppierung betrachtet werden.

Am Beispiel der Gruppe der Zirkon-Korngrößenfraktionen des Migmatits 041 mit N = 5 Elementen (041-1, 041-2, 041-8, 041-9) wurde für eine begrenzte Anzahl von T_0- und T_1-Werten modellhaft versucht, diese Schar von Kurven zum Schnitt zu bringen und damit Mittelwerte für Φ und T_1 zu erhalten.

T_2 = 450 Ma vorgegeben, T_0 nimmt die Werte A = 2160, 2200, 2240, 2300, 2340 und 2400 Ma an (vgl. Tab. 2). Für die fünf Kurven der fünf Zirkonfraktionen einer Kombination T_2, T_0(A) ergeben sich minimal N/2 × (N−1) Schnittpunkte S. Da die Kurven weitgehend

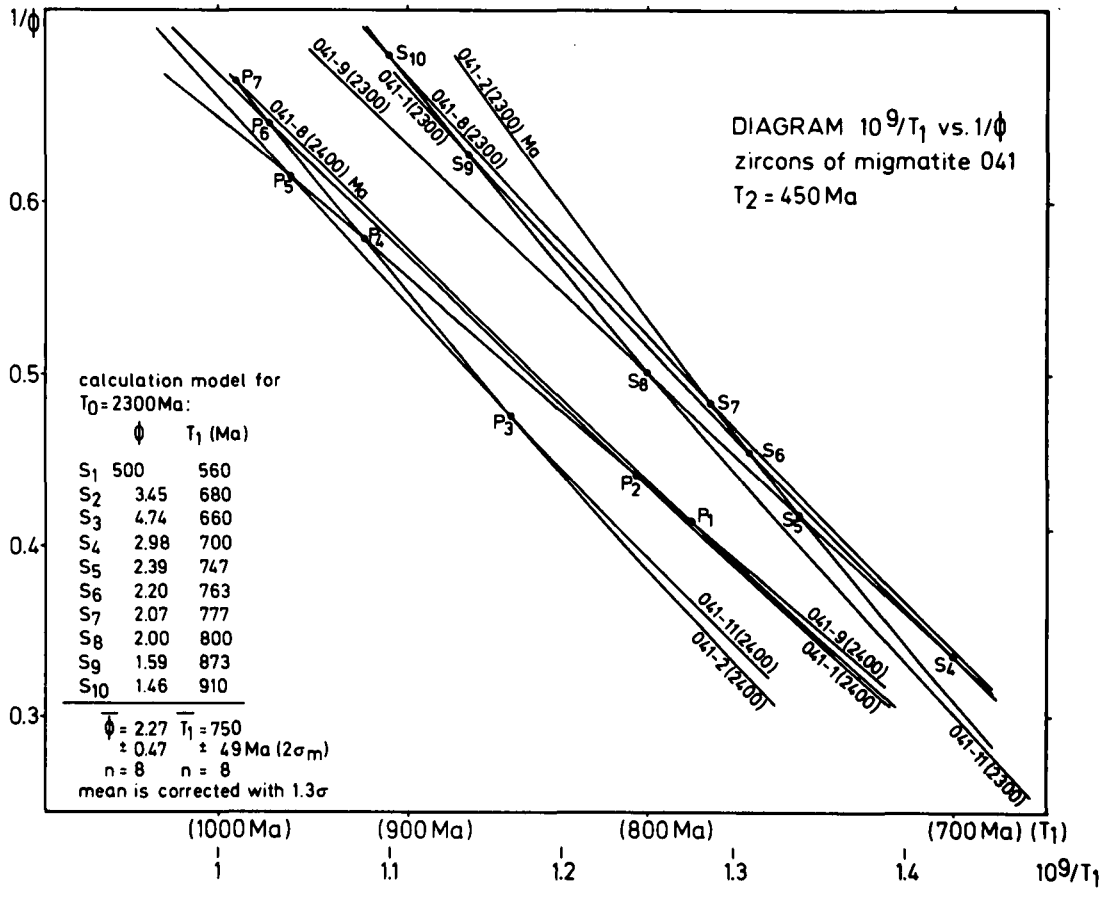


Abb. 13. Diagramm $10^9/T_1$ – $1/\Phi$. Unter Vorgabe T_0 (von z.B. 2300 Ma), T_2 (450 Ma) und den U-Pb-Verhältnissen der Probe ($r_{\lambda s}$) ergeben sich bei Variation von T_1 solche Werte für R_1 und R_2 bzw. Φ, welche Gleichung (2) und (3) genügen. Die reziproken Werte von Φ und T_1 gegeneinander aufgetragen ergibt für jede Probe eine Kurve. Aus den Schnittpunkten S_1, ... S_n der Kurven läßt sich ein Mittelwert für T_1 und Φ berechnen (vgl. Tab. 2).

parallel verlaufen und einander sehr spitzwinkelig schneiden, können einige Schnittpunkte mit unrealistisch hohen und niedrigen bzw. negativen Werten für T_1 und Φ ausgegliedert werden. Diese Korrektur steht in Übereinstimmung mit einer Ausgliederung aller Werte, deren Abweichung vom Mittelwert $>1{,}3\ \sigma$ ist (im Rechenprogramm wurde die Korrektur für $N>5$ auf $1{,}8\ \sigma$ reduziert).

In Tabelle 2 sind die errechneten „wahren" Referenzdaten für T_1 und Φ denen mit dem Programm ermittelten gegenübergestellt (T_2 = 450 Ma).

Mit der Aufstellung eines Rechenprogrammes sollte

1) die Bedingung erfüllt werden, daß die vorgegebenen Referenzwerte der „wahren" errechneten Schnittpunkte für T_1 und Φ erzielt werden und daß es
2) möglich ist, T_0 und T_2 beliebig zu variieren.

Tabelle 2.
T_1-Modellalter [in Ma] und der Störungskoeffizient Φ des diepisodischen Bleiverlustes von den Zirkon-Korngrößenfraktionen des Migmatits 041.

T_0	T_1 („wahr")	T_1 (Programm)	Φ („wahr")	Φ (Programm)
2160	578 ± 22	574 ± 9	10,20 ± 5,39	10,79 ± 1,92
2200	617 ± 26	611 ± 14	4,83 ± 1,18	5,13 ± 0,54
2240	647 ± 14	660 ± 19	3,63 ± 0,62	3,17 ± 0,37
2300	750 ± 49	765 ± 23	2,27 ± 0,47	2,65 ± 0,26
2340	817 ± 59	827 ± 37	1,95 ± 0,38	1,98 ± 0,17
2400	917 ± 60	932 ± 49	1,79 ± 0,26	1,70 ± 0,12

Das Nachzeichnen des Verlaufes der Kurven im Diagramm $10^9/T_1 - 1/\Phi$ (Abb. 13) erfolgt durch die Gliederung der Abszisse in Intervalle von jeweils 100 Ma. In jedem Intervall wird der Kurvenverlauf als Gerade angesehen. Aus den Geradenschnittpunkten wird der Intervallmittelwert $T_1(\delta)$ berechnet. Das benachbarte Intervall schließt mit einem Versatzbetrag für T_1 von 20 Ma an. Vier Intervalle, die dann den Zeitraum von 160 Ma überdecken, werden zu einem Block zusammengefaßt. Hieraus errechnen sich die Blockmittelwerte für $T_1(\Delta)$ und Φ.

Da keines der Ereignisse T_0, T_1 und T_2 als exakt bekannt gewertet werden durfte, wurden für T_2 die Alterswerte von 440, 450 und 460 Ma vorgegeben. Als Einstieg in die Kalkulation der Kurven einer kogenetischen Zirkonpopulation (vgl. Tab. 3) haben sich die Schnittpunkte ihrer „scheinbaren Discordias" mit der Concordia (vgl. Abb. 7) als sinnvoll herausgestellt (z.B. für 041: T_1(min) = 537; T_0(min) = 2136).

Trägt man die Intervallmittelwerte $T_1(\delta)$ gegen ihren Fehler $\sigma T_1(\delta)$ auf (Abb. 14; geschlossene Symbole), so ergibt sich ein charakteristischer Kurvenverlauf (durchgezogene Linie), der für T_0-Werte zwischen 2160 und 2320 Ma annähernd identisch ist.

Der Auswahl der T_1-„Programm"-Werte liegen folgende Kriterien zugrunde:

1) Die Fehler der Intervallmittelwerte ($\sigma T_1(\delta)$; geschlossene Symbole) besitzen im Diagramm $T_1(\delta, \Delta) - \sigma T_1(\delta, \Delta)$ ein Minimum (Abb. 14). Dieses erste Minimum bedeutet, daß die Änderung der Steigung durch die mathematische Hilfskonstruktion bei der

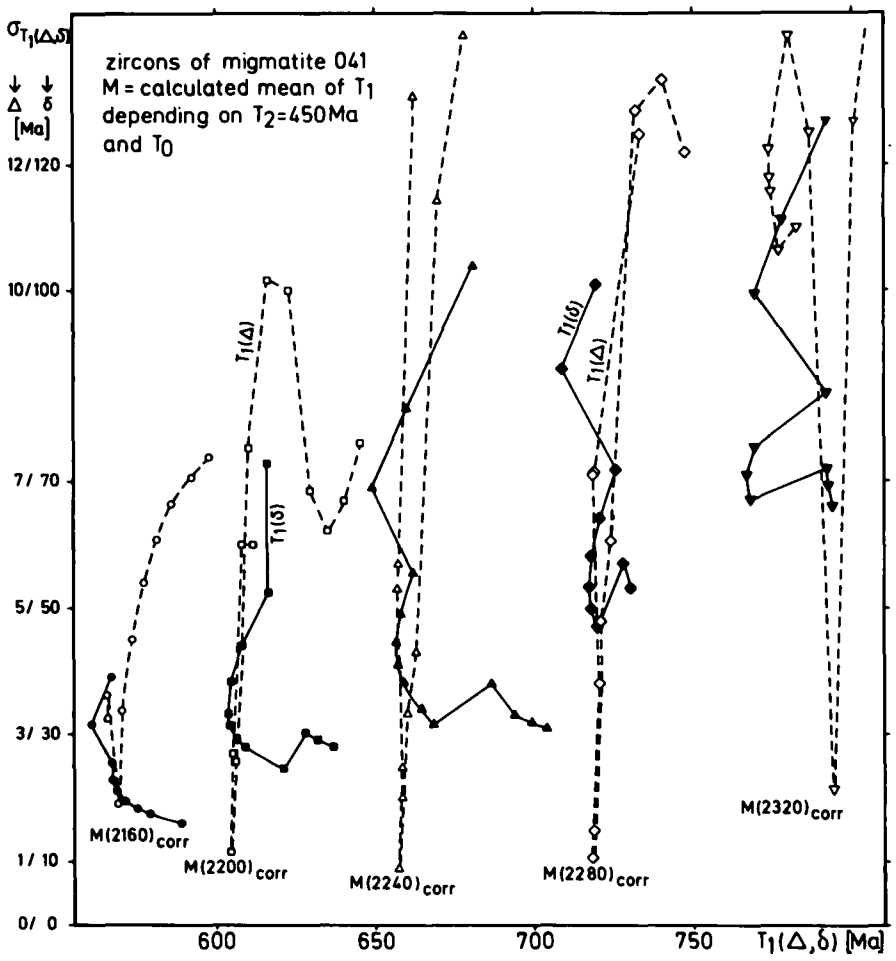


Abb. 14.
Zur Anpassung des Rechenmodells an die Kurven in Abb. 13 wird deren Verlauf in Intervalle von je 100 Ma zerlegt und in diesem Bereich als Gerade betrachtet. Die ausgefüllten Symbole markieren die Mittelwerte $T_1(\delta)$ und die zugehörige Standardabweichung $\sigma T_1(\delta)$ der Intervalle bei den vorgegebenen Werten für T_0 und T_2. Aus 4 Intervallmittelwerten errechnet sich ein Blockmittelwert $T_1(\Delta)$ mit der zugehörigen Standardabweichung $\sigma T_1(\Delta)$. Die zu den Minima M (2160 etc.) von $\sigma T_1(\Delta)$ gehörigen Blockmittelwerte entsprechen den „wahren" Werten für T_1. Sie sind gleichzusetzen mit der geringsten Streuung der Schnittpunkte S_n im Diagramm $10^9/T^1 - 1/\Phi$ (Abb. 13).

Anpassung an die Referenzkurve im Diagramm $10^9/T_1 - 1/\Phi$ nur eine geringe Verlagerung des Schnittpunktes S bewirkt. Dies ist der Ansatzpunkt für die Berechnung der $T_1(\triangle)$-Blockmittelwerte. Wenn dieses Minimum, wie in unserem Fall, nicht konstant ist, sondern sich mit steigenden T_0-Werten zu höherem $T_1(\triangle)$ verlagert, kann es notwendig sein, den Beginn der Blockmittelwertbildung jeweils um einen Betrag zu verschieben.

2) Die Mittelwerte für Φ und T_1 errechnen sich aus demjenigen Block (offenes Symbol; er besteht aus vier Intervall-Mittelwerten, die mit $\sigma T_1(\delta)$ gewichtet und zusammengefaßt werden), für den $(\sigma T_1(\triangle)$ ein Minimum hat. Die Minima M(2600) .... etc. sind gleichzusetzen mit einer hohen Konzentration der Schnittpunkte S der Kurven im Diagramm $10^9/T_1 - 1/\Phi$ (Abb. 13).

Eine Gegenüberstellung der „wahren" Werte für T_1 und Φ und der mit dem aufgestellten Rechenprogramm (DIEP 5) ermittelten zeigt (Tab. 2, T_2 = 450 Ma, korrigiert mit 1,8 σ), daß sie innerhalb ihrer Fehler (2 σ des Mittelwertes) übereinstimmen.

Bei der Zusammenstellung der Zirkonfraktionen aus den Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes und seiner Umrahmung nach charakteristischen Merkmalen wie Korngröße, Kornform und Farbe zu Gruppen wurde als maßgebliches Kriterium vergleichbares Verhalten bei Zirkon-Neuwachstum und Bleiverlust während der Ereignisse T_1 und T_2 zugrundegelegt. In der Tab. 3 sind die analysierten Zirkonfraktionen in der beschriebenen Weise gruppiert.

Tabelle 3.
Zirkongruppen, zusammengestellt nach Herkunft, Korngröße, Farbe und Form.

(1)	**041** –	Korngrößenfraktionen der Zirkone der Population A der Migmatitprobe 041 (041-1, 041-2, 041-8, 041-9 und 041-11).
(2)	**011** –	Korngrößenfraktionen der Zirkone der Population A der Migmatitprobe 011 (011-1, 011-2, 011-5, 011-7 und 011-8).
(3)	**041(lp)** –	(Lang)prismatische Zirkone der Population A des Migmatits 041 (041-5, >75 µm; 041-10, 53–75 µm; 041-13, 75–100 µm), kombiniert mit den Gesamtfraktionen 041-2, 041-11 und 011-5 gleicher Korngröße (041-1 wurde weggelassen, sie führt Anteile der Population B).
(4)	**309(f)** –	Gesamtfraktionen (152-1, 152-2, 309-1) unterschiedlicher Korngröße und farblose, runde bis spindelförmige Zirkone entsprechender Korngröße (309-3, 309-6, 300-3, 300-7) von Grt-Bi-Pl-Gneisen aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis.
(5)	**309(v)** –	Rosa bis bräunlich-violette (309-2(1), 309-2(2), 309-5) und langprismatische (300-4, 300-6) Zirkon-Korngrößenfraktionen vom Grt-Bi-Pl-Gneis 309 bzw. 300 aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis.
(6)	**Pop B** –	Korngrößenfraktionen von Zirkonen der metamikten Population B aus dem Migmatit (041-4, 041-7, 011-3) und dem Grt-Bi-Pl-Gneis (309-4) aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis.
(7)	**201** –	Zirkon-Korngrößenfraktionen der Population A des quarzitischen Bi-Gneises 201 von außerhalb der Migmatitregion (201-1, 201-4, 201-6, 201-7 und 201-8).
(8)	**201(lp)** –	Langprismatische Zirkone der Population A (201-2, 201-5) und die dazugehörigen Gesamtfraktionen (201-1, 201-4, 201-6) gleicher Korngröße aus dem quarzitischen Bi-Gneis 201.

Die mit dem Rechenprogramm (DIEP 5) kalkulierten Werte für Φ und T_1, gibt die Tab. 7 im Anhang wieder. Die graphische Darstellung der errechneten Daten im Diagramm $T_1 - T_0$ mit T_2 = 450 (Abb. 15) ermöglicht es nun, die tatsächlichen Werte für T_1 und T_0 zu ermitteln. Sie ergeben sich aus dem Mittelwert der Schnittpunkte der einzelnen Kurven, denn alle untersuchten Zirkonfraktionen sind ja den Einflüssen der Ereignisse T_0, T_1 unmd T_2 unterlegen, also kogenetisch.

In Tab. 6 (siehe Anhang) sind die Daten für die Schnittpunkte aller Kurven aus den Diagrammen $T_1 - T_0$ für T_2 = 440, 450 und 460 Ma zusammengestellt.

Im Mittel errechnen sich die in Tab. 4 dargestellten Werte.

Tabelle 4.
Modellalter für die Schnittpunkte der „pan-afrikanischen Discordia" mit der Concordia.

	T_1 ($\pm 2\sigma$(m))	T_0 ($\pm 2\sigma$(m))
T_2 = 440 Ma	647±38 Ma	2266±16 Ma
T_2 = 450 Ma	**671±37 Ma**	**2276±13 Ma**
T_2 = 460 Ma	613±30 Ma	2248±11 Ma

Mit T_2 = 450 Ma ergibt sich für die errechneten Alter T_1 und T_0 ein Maximalwert.

Da weder T_1 noch T_0 direkt zu bestimmen waren und die errechneten Alterswerte sich innerhalb der angegebenen Fehler überlappen, erscheint es sinnvoll, den Zeitpunkt für die Bildung der Einschlußkerne in den Zirkonen mit ca. 2275 Ma und den ihrer anatektischen Prägung mit ca. 670 Ma anzugeben.

Die niedrigen Fehler für T_0 schließen nicht aus, daß in der Population auch Zirkone mit einem wesentlich höheren oder niedrigeren Kristallisationsalter enthalten sind. Das Alter von ca. 2275 Ma kann nur als Mittelwert über alle analysierten Zirkone betrachtet werden.

In Tab. 5 sind die Proben nach ansteigenden Φ-Werten für T_0 = 2270 Ma bzw. 2280 Ma geordnet.

Tabelle 5.
Block-Mittelwerte für Φ und T_1 der cogenetischen Zirkongruppen für T_0 = 2270 bzw. 2280 Ma und T_2 = 450 Ma (Auszug aus Tabelle 7).

	Φ	T_1 [Ma]	T_0 [Ma]	Bezeichnung der Zirkongruppe
(1)	1,42±2,36 (!)	626±75	2280	309(f)
(2)	1,79±0,24	692±47	2260	Pop B
(3)	2,75±1,15	672±52	2270	201
	1,91±0,64	727±64	2280	201
(4)	2,57±0,31	726±27	2280	041
(5)	3,80±0,36	727±15	2270	309(v)
(6)	5,22±1,62	670±30	2280	011
(7)	15,76±8,09	606±48	2270	201(lp)
	8,76±3,74	639±66	2280	201(lp)
(8)	18,28±5,44	614± 8	2270	041(lp)
	13,24±3,19	624±9	2280	041(lp)

Der Störungskoeffizient Φ ist ein Maß für die Intensität der Beeinflussung der Zirkone während des primären und des sekundären, thermischen Ereignisses.

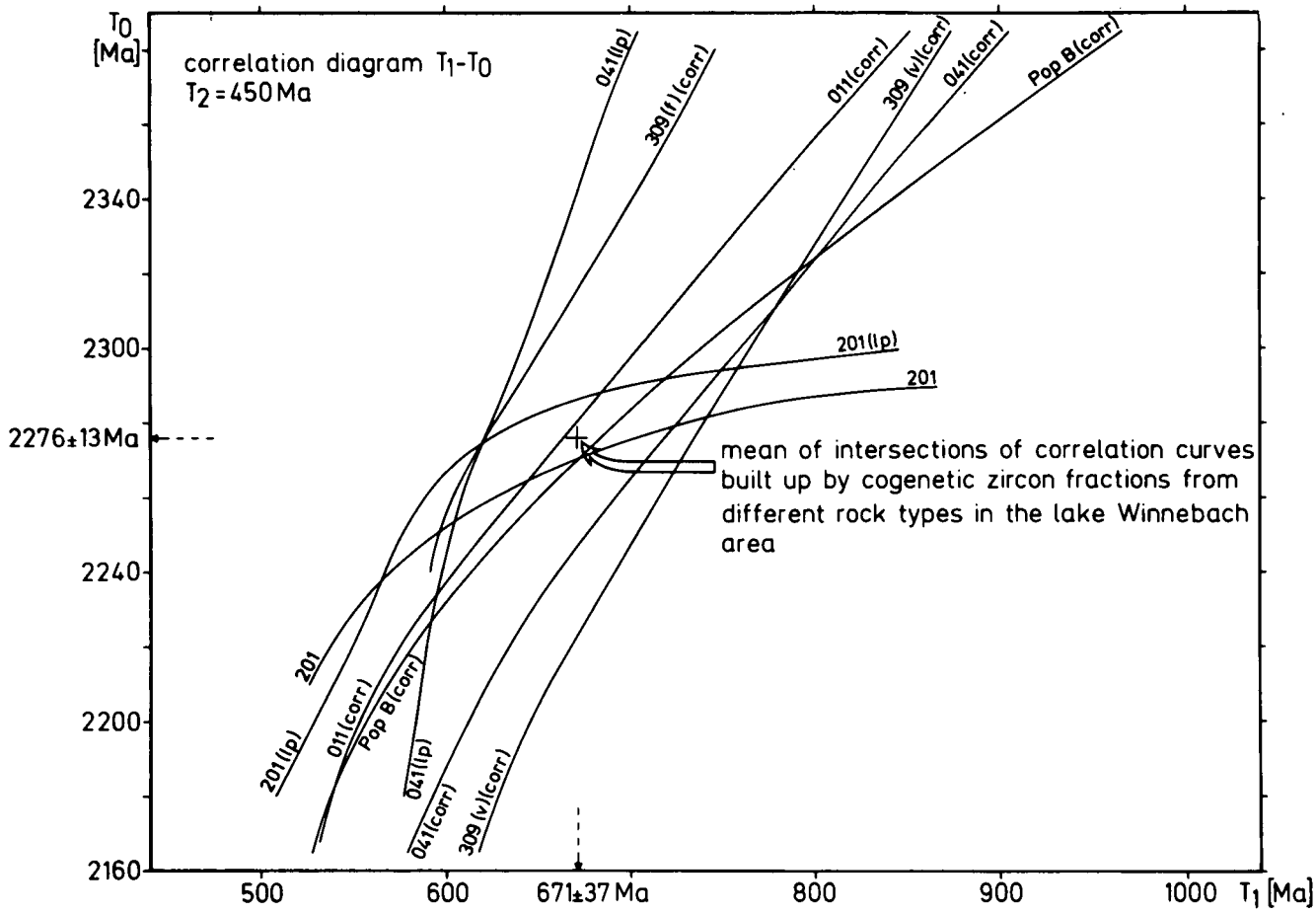


Abb. 15.
Die eingezeichneten Kurven für die gruppierten Zirkonfraktionen (vgl. Tab. 3) ergeben sich durch die Variation von T_0 in der Gleichung (1) für den di-episodischen Bleiverlust, bei vorgegebenem Alterswert für T_2. Da alle analysierten Zirkonproben cogenetisch sind, kann aus den Schnittpunkten der Kurven ein gemeinsamer Mittelwert berechnet werden (vgl. Tab. 6 im Anhang).

$\Phi > 1$ bedeutet, daß das pan-afrikanische Ereignis (T_1) die U/Pb-Isotopenverhältnisse in den Zirkonen nachhaltiger verändert hat als das kaledonische (T_2). Ansteigende Beträge für Φ sind gleichzusetzen mit zunehmendem Einfluß der pan-afrikanischen Anatexis. Da alle Φ-Werte>1 sind, überwiegt stets das pan-afrikanische Ereignis. Aussagen mit Signifikanz verhindern die großen Fehler (2 σ des Mittelwertes). Dennoch kann festgehalten werden:

1) Den niedrigsten Φ-Wert (1,42±2,36!) besitzen die farblosen und spindelförmigen Zirkone aus der Paragneisscholle 300 und den Kontaktgesteinen (152, 309) des monzonitischen Gneises. Dieser Wert bedeutet, daß bei der Bildung der Zirkone ein nahezu ausgewogenes Verhältnis bestand zwischen dem Einfluß der pan-afrikanischen Metamorphose und Anatexis und der Thermometamorphose im Zuge der Intrusion des kaledonischen Magmatits (Intrusionsalter 455+2/−4 Ma) und/oder der kaledonischen Regionalmetamorphose vor ca. 450 Ma.
2) Zirkon-Korngrößenfraktionen der Population A aus einer Probe von außerhalb der Migmatitregion (quarzitischer Biotit-Gneis 201) besitzen deutlich niedrigere Φ-Werte (1,91±0,64) als vergleichbare Zirkone des Migmatits (041: 2,57±0,31; 011: 5,22±1,62) und dokumentieren damit den verstärkten Einfluß der kaledonischen Metamorphose auf die Gesteine in der Umrahmung des Winnebach-Migmatits.
3) Der niedrige Φ-Wert von 1,79±0,24 der metamikten, auf Pb-Verlust sensibilisierten Zirkone der Population B macht auch im Migmatit die Auswirkungen der kaledonischen Metamorphose deutlich spürbar. Wie schon erwähnt, kann dieser erhöhte Pb-Verlust, der bei diesem Zirkontyp durchaus zu erwarten ist, auf die extrem hohen Urangehalte (041-7: 1700 ppm) zurückgeführt werden. Ein durch radioaktiven Zerfall stark deformiertes Zirkongitter (Metamiktisierung) besitzt eine gesteigerte Bereitschaft zum Verlust von radiogenem Blei.
4) Rosa bis bräunlich-violette Zirkone (309(v)) aus dem Grt-Bi-Plag-Gneis im Kontakt zum monzonitischen Gneis, mit den langprismatischen Zirkonen aus der Grt-Bi-Plag-Gneisscholle 300 zu einer Gruppe zusammengefaßt, belegen durch ihren hohen Φ-Wert (3,8±0,36), daß sie im Gegensatz zu den farblosen, spindelförmigen (309(f), Φ = 1,42±2,36) aus dem gleichen Gestein wohl größtenteils während des pan-afrikanischen Ereignisses vor ca. 670 Ma ihr radiogenes Blei verloren haben und/oder teilweise neu kristallisiert sind.
5) Langprismatische Zirkone der Population A des Migmatits (042(lp)) und des quarzitischen Biotit-Gneises (201(lp)) weisen die höchsten Φ-Werte auf (8,67−18,28), d.h. das pan-afrikanische Ereignis hat fast ausschließlich die Bildung der langprismatischen Zirkone bewirkt.

Die Einbeziehung aller U/Pb-Daten an Zirkonen aus dem Winnebachsee-Gebiet in ein Modell mit di-episodischem Bleiverlust schafft neue Kriterien für den Ablauf von Metamorphose, Anatexis und Magmatismus im un-

tersuchten Areal, möglicherweise auch für weiterreichende Gebiete des Altkristallins.

Die höheren Φ-Werte in den Migmatit-Zirkonen belegen ein Ereignis, das in den Paragneisen der Umgebung nicht entsprechend dokumentiert ist.

Mithin scheint es zulässig, eine Verbindung zwischen der Anatexis im Winnebachsee-Gebiet und dem ermittelten Ereignis vor ca. 670 Ma herzustellen.

7. Rb-Sr-Datierungen an Gesteinen des Winnebachsee-Gebietes

7.1. Migmatit

Allein aus den Rb-Sr-Daten wäre man geneigt, infolge der Gruppierung der Gesamtgesteinsproben des Migmatits um eine Regressionsgerade, die Anatexis dem kaledonischen Ereignis zuzurechnen (vgl. Abb. 16). Die Zirkon-Datierungen belegen jedoch, daß dies nicht sein kann.

Die Heterogenität der Gesteinsproben wirft die Frage auf, welche Auswirkungen dies auf ihre Position im Isochronen hat. Eine Trennung der Migmatitproben nach ihren Gefügemerkmalen – was identisch ist mit einer Unterteilung nach der gebildeten Schmelzmenge – zeigt, daß die homogenen Migmatite (041, 013, 131, 570 und 550) stärker von einer gedachten Regressionsgeraden mit einer Steigung von ca. 450 Ma abweichen als die inhomogenen (Schollenmigmatite).

Bei der Kalkulation einer Regressionsgeraden allein aus den homogenen Migmatiten errechnet sich ein Alter von ca. 508 Ma, alle 5 Proben liegen innerhalb ihrer Fehler auf der Geraden (MSWD = 0,8).

Auch für die Schollenmigmatite (inhomogenes Neosom nach HOINKES, 1973) läßt sich eine Regressionsgerade aufstellen (MSWD = 0,67), deren Alter mit 455 ± 27 Ma angegeben werden kann. Die Verteilung der Datenpunkte auf zwei getrennte Regressionsgeraden, für homogene und inhomogene Migmatite, wird v.a. bei niedrigen $^{87}Rb/^{86}Sr$-Verhältnissen deutlich.

Gesteinsproben von außerhalb der Migmatitregion (quarzitische Biotitgneise 301 und 660), deren gut geschiefertes Gefüge der fluiden Phase eine vorzügliche Wegsamkeit schafft und damit den Sr-Isotopenaustausch erleichtert, lassen im Gesteinsbereich sogar Hiweise auf das variszische Ereignis (ca. 288 Ma) erkennen.

Innerhalb des Migmatits ist eine teilweise Sr-Isotopenhomogenisierung durch die variszische Metamorphose lediglich im „Kleinbereich" erkennbar. Profilscheiben eines gebänderten Migmatits, 4×4 cm im Querschnitt, unterteilt nach Lagen unterschiedlicher anatektischer Schmelzbildung streuen um eine „Errorchrone" mit 353 Ma (Abb. 17). In den einzelnen Proben ist ein direkter Zusammenhang zu erkennen, zwischen Anlage und Ausbildung der Schieferung und ihrer Rotation um die kaledonische Referenzlinie, hin zu niedrigeren Altern.

Aus den Darstellungen in den Abb. 16 und 17 wird sichtbar, daß es eine Abhängigkeit gibt zwischen dem Grad der pan-afrikanischen Schmelzbildung in den Mig-

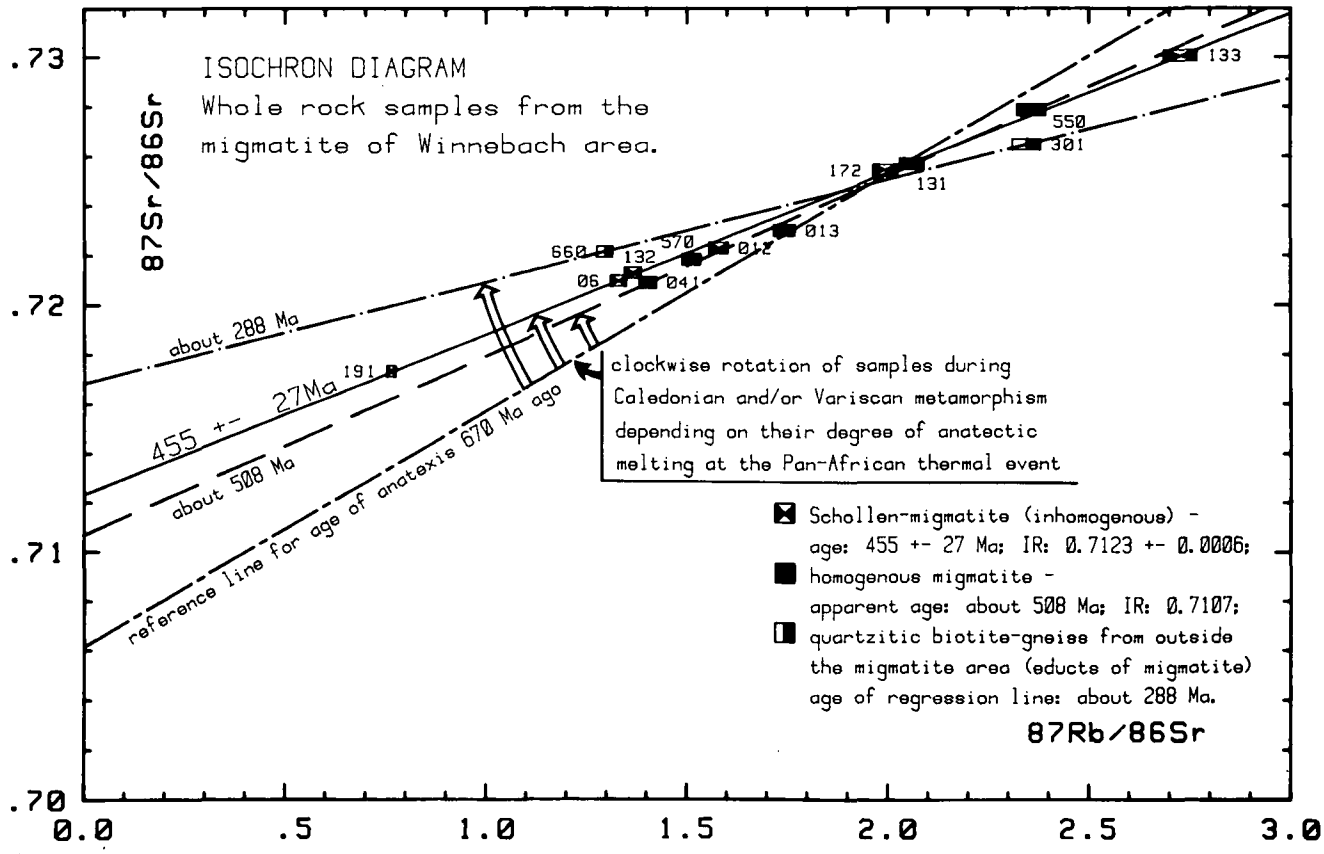


Abb. 16.
Im Isochronen-Diagramm der Winnebach-Migmatitproben ist eine Abhängigkeit zwischen dem Grad der anatektischen Schmelzbildung vor ca. 670 Ma und einer kaledonischen Rehomogenisierung im Rb-Sr-System des Gesamtgesteins erkennbar. Schollenmigmatite liegen auf einer Isochrone mit 455±27 Ma, während homogene Migmatite scheinbar einen intermediären Alterswert (508 Ma) anzeigen. Quarzitische Biotitgneise von außerhalb der Migmatitregion machen sogar den Einfluß der variscischen Metamorphose deutlich.

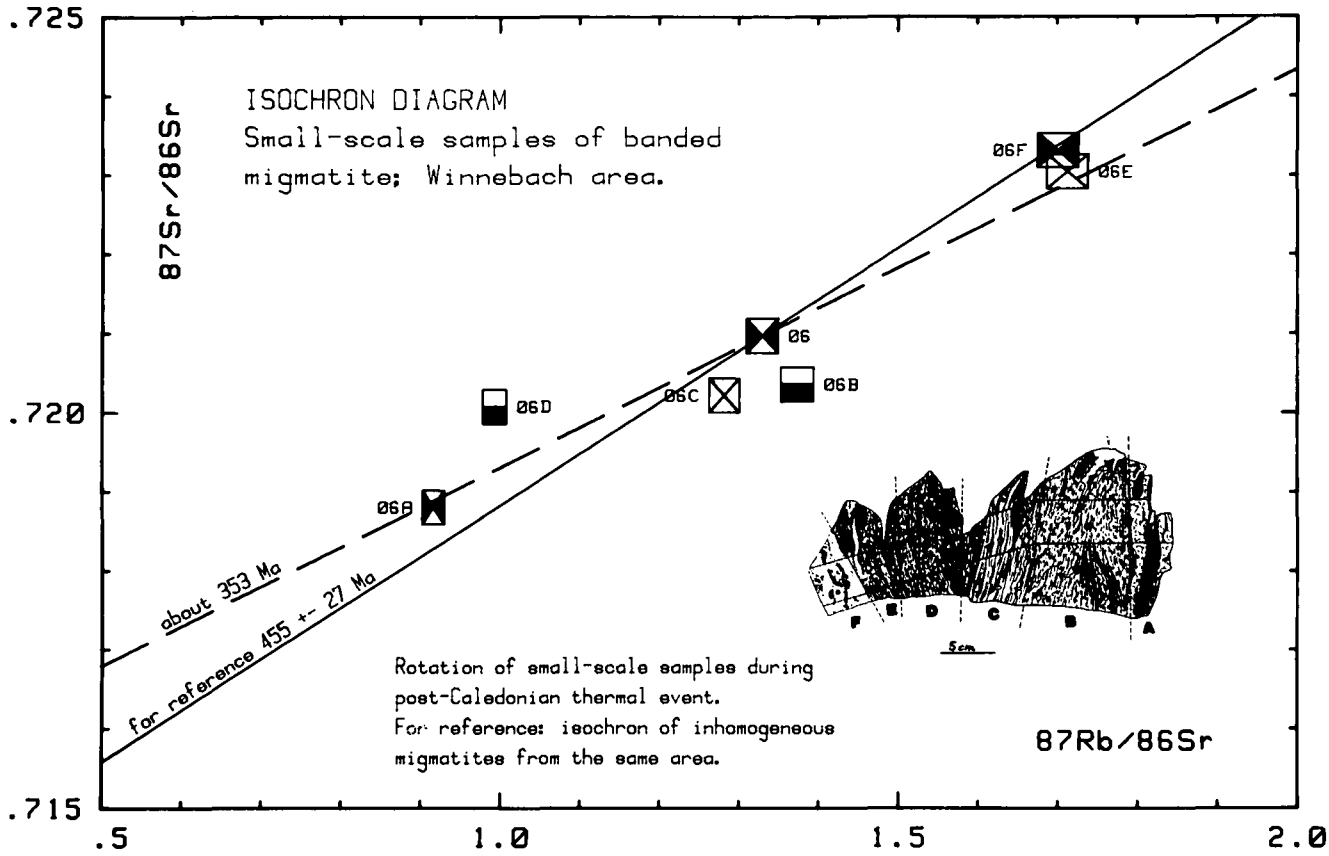


Abb. 17.
Im Rb-Sr-System der Profilscheiben einer inhomogenen Migmatitprobe (06) wird eine Rotation zu variscischen Altern sichtbar. Wie in den Gesamtgesteinsproben besteht eine direkte Korrelation zwischen der Migration von radiogenem Sr innerhalb einzelner Lagen und dem Grad der erhaltenen Schieferung in den Schollenbereichen des Migmatits.
A, F = inhomogenes Neosom; C, E = Metatexit; B, D = Bi-Pl-Gneis = Paläosom.

matitproben und ihrer Lage im Isochronen-Diagramm. Je geringer die Aufschmelzung des Gesteins war (Metatexit – Schollenmigmatit – homogener Migmatit), desto niederiger ist der Alterswert der aus den zugehörigen Rb-Sr-Daten resultierenden Regressionsgerade, bedingt durch das Ausmaß ihrer Sr-Isotopen-Homogenisierung während der kaledonischen und/oder variscischen Metamorphose. Dies aber bedeutet, daß die konstruierten Isochronen möglicherweise Mischungslinien darstellen, deren errechnetes Alter keinen geologisch relevanten Ereignissen zuzuordnen sind.

Dem Verdacht, daß eine berechnete Isochrone nur eine Mischungslinie darstellt, auf den Grund zu gehen, erlaubt die Darstellung der Proben im Diagramm $1/^{86}Sr$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Abb. 18). Es fällt ins Auge, daß gerade die homogenen Migmatite (Ausnahme 131) exakt auf einer Geraden liegen und ihre berechnete Isochrone dadurch mit großer Wahrscheinlichkeit als Mischungslinie zu bezeichnen ist.

Von den Proben des Schollenmigmatits liegen nur 132 und 012 auf der Mischungslinie der homogenen Migmatite, die anderen streuen im Diagramm. Dies kann als Hinweis gewertet werden, daß ihre Regressionsgerade eine Isochrone darstellt und der zugehörige Alterswert den Zeitpunkt der kaledonischen Metamorphose markiert.

7.2. Magmatite

In Abb. 19 sind alle analysierten Proben der Magmatite eingetragen, die den Migmatit im Winnebachsee-Gebiet intrudierten.

Weder die Proben des monzonitischen Gneises noch die des Granitgneises liegen auf einer Isochrone. Aufgrund der U-Pb-Datierungen an ihren Zirkonen wissen wir, daß das Intrusionsalter des monzonitischen Gneises 455+2/−4 Ma beträgt und jenes des Granitgneises bei 444±4 Ma liegt. Eine Regressionsgerade durch die Analysenpunkte des monzonitischen Gneises ergibt einen Alterswert (498±103 Ma, MSWD = 1,98), der mit dem U-Pb-Alter innerhalb des 2 σ-Fehlers identisch ist (Probe 165 wurde nicht berücksichtigt, denn das geringfügig erhöhte Sr-Isotopenverhältnis könnte bedingt sein durch ihren Einschluß im quarzreichen Granitgneis (Intrusionsalter: 370±28 Ma) in Form einer agmatischen Scholle.

Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis des monzonitischen Gneises von 0,7060 bezeugt, daß das Edukt ein Differentiat des oberen Erdmantels darstellt, dem Krustenmaterial beigemengt wurde, oder daß es sich um Material der Unterkruste handelt. Eine unvollständige Assimilation von Nebengestein würde die Heterogenität der Sr-Initialverhältnisse erklären.

Die Granitgneisgänge besitzen deutlich niedrigere Sr-Initialverhältnisse (0,707–0,7085) als die Schollenmigmatite (0,7123). Dies überrascht, denn auf Grund der großen Ähnlichkeit ihrer Zirkonfraktionen muß für beide Gesteine ein gemeinsames Edukt zugrundegelegt wer-

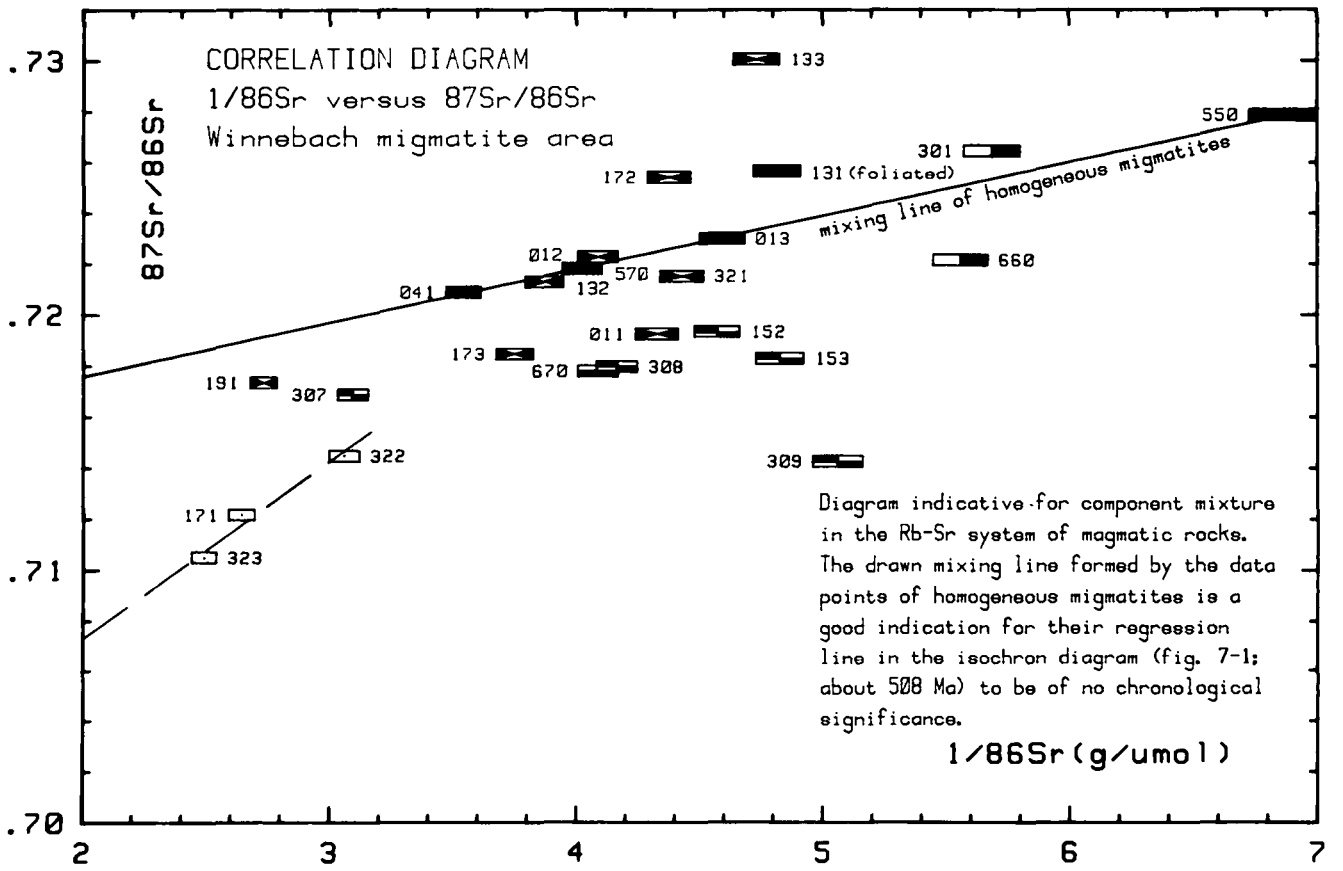


Abb. 18.
Das Korrelationsdiagramm Sr-Gehalt – $^{87}Sr/^{86}Sr$ erlaubt für den Fall einer Anordnung der analysierten Proben auf einer Geraden die Identifizierung einer „Isochrone" als Mischungslinie. Da lediglich die homogenen Migmatite auf einer Geraden liegen, kann die berechnete Regressionsgerade in Abb. 16 (ca. 508 Ma) mit großer Wahrscheinlichkeit als Mischungslinie bezeichnet werden. Zeichenerklärung siehe Abb. 16 und 19.

den. Das wiederum würde bedeuten, daß auch vergleichbare Sr-Initialverhältnisse im Migmatit wie im Granitgneis zu erwarten sind.

Eine mögliche Erklärung für den Unterschied im Sr-Initialverhältnis zwischen Migmatit und Granitgneis resultiert aus einer partiellen Schmelzbildung in den panafrikanisch gebildeten Migmatiten. Ausgehend von einem $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis von ca. 0,707, das sich für die Migmatite zum Zeitpunkt ihrer Bildung vor ca. 670 Ma ergibt (vgl. Abb. 16) und einem mittleren $^{87}Rb/^{86}Sr$-Verhältnis von ca. 0,7 (entspricht dem des Granitgneises, berücksichtigt also nur die hellen Komponenten im Migmatit), erwüchse aus dem erschmolzenen Anteil des Migmatits (v.a. Qz, Plag und Kf), der heute die Granitgneise darstellt, über den Zeitraum von ca. 120 Ma nur ein geringer Anstieg im radiogenen ^{87}Sr-Gehalt, also auch im $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis. Als Erklärung für die Variabilität der Sr-Initialverhältnisse in den einzelnen Granitgneisgängen kann somit der Unterschied in der gebildeten Schmelzmenge angesehen werden. Je größer sie ist, desto eher werden wohl auch dunkle Gemengteile des Migmatits (Biotit als Rb-Träger) von dem Prozeß erfaßt und desto höher wird das Sr-Initialverhältnis in der Schmelze. Alle Granitgneisproben zusammengenommen stellen also differierende Mischungen dar, mit dem Migmatit als Gesamtheit der Komponenten. Dementsprechend liegen die drei analysierten Proben 171, 322 und 323 im Diagramm $1/^{86}Sr$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Abb. 18) auch auf einer Mischungslinie, deren Trend den Konzentrationsbereich der Migmatitproben schneidet (vgl. auch Differentiationstrend in Abb. 20).

Die Rb-Sr-Daten liefern also keine Altersaussage über den Zeitpunkt der Intrusion der Granitgneisgänge.

7.3. Paragneise ohne Anzeichen einer anatektischen Schmelzbildung

Betrachten wir die Granat(granatführenden)-Biotit-Plagioklas-Gneise aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis, so nimmt mit zunehmender Entfernung vom Intrusivgestein deren Schiefrigkeit zu, die Anteile an Quarz und Glimmer steigen. Leider ist dieser Kontakt nie über größere Distanzen völlig aufgeschlossen. Eine Regressionsgerade, durch vier der fünf analysierte Proben gelegt, ergibt ein Alter von 446 ± 70 Ma (MSWD = 1,24, Abb. 19). Sie belegt zumindest eine weitgehende Rehomogenisierung der Sr-Isotope auch in diesem Gesteinstyp während der kaledonischen Metamorphose. Daß diese Rehomogenisierung allein durch den thermischen Einfluß der Intrusion des monzonitischen Gneises hervorgerufen wurde, sehen wir als sehr unwahrscheinlich an.

In den untersuchten Proben paragenen Ursprungs aus dem Winnebachsee-Gebiet fallen die großen Unterschiede im Sr-Initialverhältnis auf (vgl. Abb. 19). Annähernd gleiches Alter der Sr-Isotopenhomogenisierung in den Grt-Bi-Plag-Gneisen und den inhomogenen Migmatiten vorausgesetzt (vgl. Regressionsgerade mit 446 ± 70 Ma bzw. 455 ± 27 Ma), so besitzen die Grt-Bi-Plag-Gneise ein signifikant niedrigeres Sr-Initialverhält-

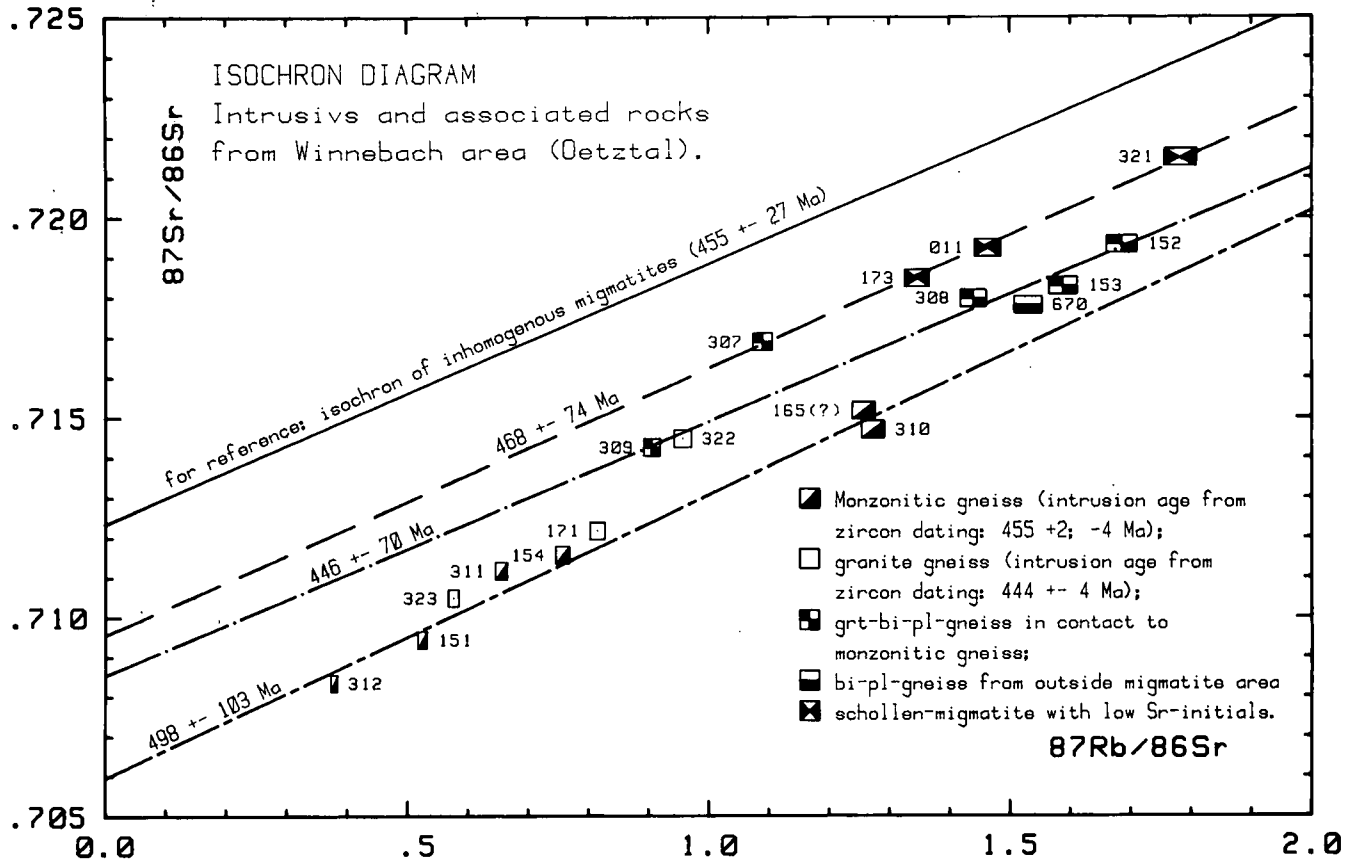


Abb. 19.
Intrusiva im Migmatit des Winnebachsee-Gebietes.
Eine mögliche Erklärung für die Streuung der Datenpunkte des monzonitischen Gneises um die berechnete Regressionsgerade (498±103 Ma) ist die Assimilation von Nebengestein. Sie wird durch den Schollengehalt untermauert.
Grt-Bi-Pl-Gneise aus dem unmittelbaren Kontakt zum monzonitischen Gneis zeigen keine Anzeichen einer Schmelzbildung. Das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis der Grt-Bi-Pl-Gneise (0,7085±0,0014, 446±70 Ma) unterscheidet sich signifikant von dem der Migmatite (0,7123±0,0006) und läßt vermuten, daß sie im Zuge der Intrusion des monzonitischen Gneises mitgeschleppt worden sind. Schollenmigmatite mit niedrigem Sr-Initialverhältnis mögen durch die Beimengung vergleichbaren Materials entstanden sein.

nis als die Migmatite (0,7085±0,0012 bzw. 0,7123±0,0006). Zwangsläufig kann der Schluß gezogen werden, daß zwischen den Gesteinstypen primäre Unterschiede in der initialen Sr-Isotopenzusammensetzung existiert haben, die während ihrer metamorphen Prägung nicht ausgeglichen werden konnten. Keine wesentliche Rolle spielt der metasomatische Sr-Austausch zwischen dem monzonitischen Gneis und seinen Kontaktgesteinen (Grt-Bi-Plag-Gneise) während dessen Intrusion, denn auch der Bi-Plag-Gneis 670 von außerhalb der Migmatitregion besitzt ein den Grt-Bi-Plag-Gneisen vergleichbar niedriges Sr-Initialverhältnis (gleiches Alter der Sr-Isotopenhomogenisierung vorausgesetzt).

Da die Migmatite Sr-Initialverhältnisse besitzen, die eher denen der quarzitischen Bi-Gneise (301, 660) entsprechen, muß angenommen werden, daß sie auch größtenteils aus ihnen erschmolzen sind. Unterstrichen wird dies durch die Experimente von HOINKES (1973), der deutlich machen konnte, daß nach Erreichen der natürlich gebildeten Schmelzmenge stets ein Überschuß an Quarz vorhanden ist.

Gesteine mit intermediärem Sr-Initialverhältnis (173, 011, 321 und 307) weisen makroskopisch und mikroskopisch keine erkennbaren Unterschiede zu den übrigen Proben gleichen Typs auf. Eine befriedigende Erklärung für ihre erniedrigten bzw. erhöhten Sr-Isotopenverhältnisse können wir nicht geben. Das Alter der Regressionsgeraden mit 468±74 Ma (MSWD = 0,38, $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis = 0,7096±0,0015) belegt zumindest, daß auch in diesem Gesteinstyp eine kaledonische Sr-Rehomogenisierung stattgefunden hat.

Fragen wir nach den prä-anatektischen Ausgangsprodukten, so müssen wir wohl von mindestens zwei Gesteinstypen mit unterschiedlichen Sr-Isotopenverhältnissen ausgehen. Weder die Intensität der pan-afrikanischen Anatexis noch die der kaledonischen Metamorphose haben ausgereicht, eine vollständige Sr-Isotopenhomogenisierung zwischen allen Gesteinsproben herbeizuführen. Lediglich innerhalb eines Gesteinstyps, wo primär nur eine geringe Variabilität der Sr-Isotopenverhältnisse bestand und hier wiederum bevorzugt bei den Gesteinen, die keine homogene Migmatisierung anzeigen, konnten die Sr-Isotope während der kaledonischen Metamorphose weitestgehend rehomogenisiert werden.

Im Rb-Sr-Korrelationsdiagramm (Abb. 20) liegen homogene und inhomogene Migmatite eng beieinander. Während der Anatexis kam es also zu keiner Differentiation in Leukosom und Melanosom, wie es häufig Migmatite zeigen. Lediglich die Granitgneise lassen erkennen, daß sie, in Übereinstimmung mit vergleichenden Beobachtungen an Zirkonen als Teilschmelzen jener Ausgangsgesteine betrachtet werden können, aus denen auch die Migmatite hervorgegangen sind.

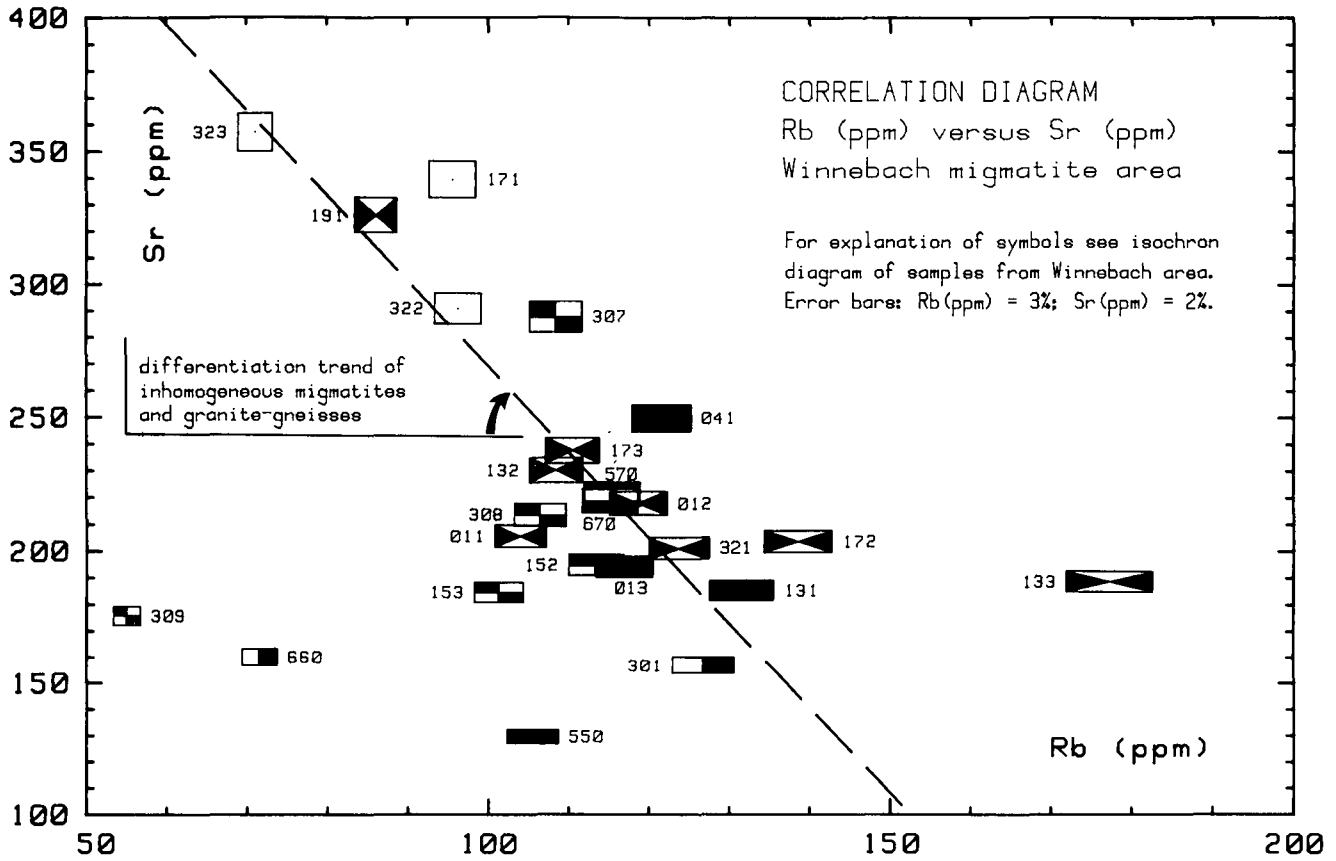


Abb. 20.
Rb-Sr-Korrelations-Diagramm.
Alle Migmatitproben, unabhängig vom Schollenanteil, liegen dicht beieinander. Übereinstimmend mit dem Geländebefund kann dies mit der anatektischen Bildung eines Neosoms anstelle der Trennung des Edukts in Leukosom und Melanosom erklärt werden. Potentielle Ausgangsgesteine des Winnebach-Migmatits besitzen identische Rb- und Sr-Gehalte (Bi-Pl-Gneis 670) oder sind im Sr-Gehalt leicht abgereichert (quarzitische Bi-Gneise 301 und 660). Die Granitgneise (offene Symbole) können als Teilschmelzen des Migmatits oder eines vergleichbaren Edukts betrachtet werden, was auch durch die enge Verwandschaft zwischen den Zirkon-Populationen der untersuchten Gesteine untermauert wird. Zeichenerklärung vgl. Abb. 16 und 19.

Neben den Granitgneisgängen im Migmatit wurde bei Lokalität 16 ein quarzreicher Granitgneisgang entdeckt, der den monzonitischen Gneis diskordant durchschlägt. Er muß also jünger sein als dessen Intrusion vor 455+2/−4 Ma und könnte somit die letzte magmatische Tätigkeit im Ausgang des kaledonischen thermischen Ereignisses sein, oder bereits eine des beginnenden variszischen Zyklus.

In Abb. 21 liegen fünf der sechs Proben auf einer Isochrone mit einem Alter von 370±28 Ma (MSWD = 0,86) und einem $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis von 0,7108±0,0003). Die Probe 167 wurde bei der Isochronenberechnung weggelassen, da infolge der geringen Probengröße (nur 7,3 kg) eine stärkere Einflußnahme sekundärer Ereignisse zu befürchten ist.

Der ermittelte Intrusionszeitpunkt steht im Einklang mit der geologisch und petrographisch festgestellten Altersbeziehung zum Migmatit und dessen Begleitgesteinen. Das datierte Vorkommen kann nicht den von HOINKES et al. (1972) beschriebenen „Gängen" von Granitgneis zugerechnet werden, denn die „allenthalben im Altkristallin aufretenden Lagen", wie er formuliert, besitzen Intrusionsalter zwischen 420 und 450 Ma, bei wesentlich höheren mittleren Rb/Sr-Verhältnissen (SCHMIDT & SÖLLNER, 1983; vgl. auch Kap. 8).

Die schwach angedeutete Schieferung im quarzreichen Granitgneis macht deutlich (die Intensität der Deformation mag zusätzlich ein Hinweis sein auf das Verhalten des gesamten Winnebach-Komplexes als rigider Block bei der variszischen Tektogenese), daß eine Phase der Deformation im Ötztalkristallin jünger sein muß als ca. 370 Ma. Ob diese Phase jedoch identisch ist mit der Hauptdeformation, die zur Schlingenbildung geführt hat, ist aus diesem Beispiel allein nicht zu entscheiden. Weitere Überlegungen zu dieser Problematik finden sich in Kap. 8.

Wir können also festhalten:

Die Analyse der Migmatitproben mit der Rb-Sr-Methode ergibt keinen Hinweis auf das Alter ihrer anatektischen Bildung. In Abhängigkeit der vorhandenen Wegsamkeit der fluiden Phase ergeben sich für die Gesteine paragenetischen Ursprungs aus dem Winnebachsee-Gebiet Modellalter zwischen 508 und 288 Ma .

Als Isochrone, deren Alter einen geologischen Bezug aufweist (im Isochronen-Diagramm alle Punkte innerhalb der Fehler auf einer Geraden, keine Mischungslinie im Diagramm $1/^{86}Sr$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$) kann mit Sicherheit lediglich die Regressionsgerade der Schollenmigmatite mit 455±27 Ma , möglicherweise aber auch die der Schollenmigmatite mit erniedrigtem Sr-Initialverhältnis (468±74 Ma) oder die der Grt-Bi-Plag-Gneise aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis mit 446±70 Ma bezeichnet werden.

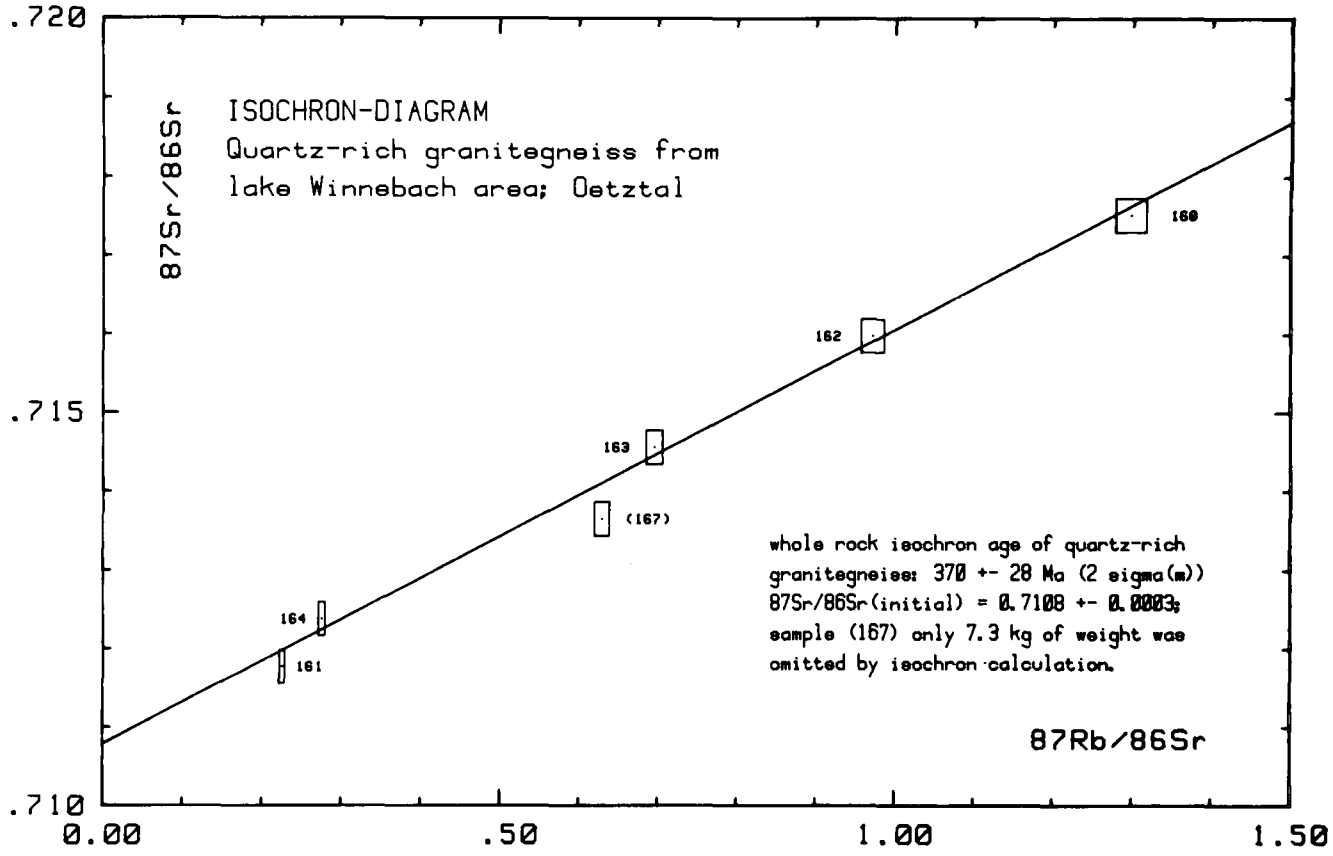


Abb. 21.
Der quarzreiche Granitgneis durchschlägt diskordant den monzonitischen Gneis und den Winnebach-Migmatit. Er kann in seiner Eigenschaft als saure Restschmelze als letztes intrusives Ereignis des kaledonischen magmatischen Zyklus betrachtet werden (SCHMIDT & SÖLLNER, 1983).

Die Regressionsgerade der homogenen Migmatite (ca. 508 Ma) konnte als Mischungslinie identifiziert werden.

Quarzitische Biotit-Gneise aus der Umrahmung des Migmatits lassen auch noch Auswirkungen der variszischen Metamorphose auf ihr Rb-Sr-System erkennen.

Variierende Sr-Initialverhältnisse belegen primäre Unterschiede im $^{87}Sr/^{86}Sr$-Isotopenverhältnis der Sedimente, die weder während des pan-afrikanischen noch während des kaledonischen Ereignisses vollständig ausgeglichen werden konnten.

Die partielle Rehomogenisierung der Sr-Isotope in definierten Gesteinsbereichen während des kaledonischen thermischen Ereignisses steht in ursächlichem Zusammenhang zur Wegsamkeit der fluiden Phase.

Auch die den Winnebach-Migmatit intrudierenden Magmatite zeigen keine vollständige Homogenisierung ihrer Sr-Isotope an. Die Variation der Sr-Initialverhältnisse in den Proben des monzonitischen Gneises ist wohl am ehesten durch ungenügende Homogenisierung von assimiliertem Nebengestein erklärbar.

In den Granitgneisen, die den Migmatit gangförmig durchschlagen, hat bei der geringen Schmelzmenge die Zusammensetzung der lokal erschmolzenen Ausgangsgesteine wohl direkt Einfluß auf die Sr-Initialverhältnisse genommen.

Lediglich bei einem in der Nachphase des kaledonischen Intrusionszyklus eingedrungenen quarzreichen Granitgneis konnte das Bildungsalter von 370 ± 28 Ma mit der Rb-Sr-Methode exakt bestimmt werden.

8. Rb-Sr-Datierungen an Orthogneisen des südlichen Ötztal-Kristallins

Mit der Zielsetzung, ein Maximalalter für den tektonischen Großbau im südlichen Ötztal-Kristallin zu ermitteln, wurden Orthogneise ausgewählt, die auch wirklich im Bereich des Schlingenbaus auftreten und entsprechend verfaltet sind. Alle bisher datierten granitisch-pegmatitischen Orthogneise (quarzreicher Granitgneis im Winnebachsee-Gebiet: Kap. 8; Muskovitgneise vom Endkopf: GRAUERT, 1981) sind geringmächtige, tektonisch geprägte Gneisbänder, deren Stellung zur Schlingentektonik unklar bleibt, da sie nicht deutlich in die steilachsige Faltung einbezogen sind. Als bestes Beispiel zu Lösung der Fragestellung sehen wir den Venter Muskovit-Granitgneis oder die Gneise der Mittelbergschlinge an (Abb. 22 und Abb. 23; vgl. auch Abb. 1, Ausschnitte B und C).

8.1. Venter Muskovit-Granitgneis

Der mittel- bis kleinkörnige, massige Muskovit-Granitgneis zeigt keine zusammenhängenden Glimmerbahnen und nur vereinzelt Kalifeldspataugen (bis 1 cm Länge). Diesem Typ entsprechen die Proben 351, 352, 353 und 354. In der SE-Fortsetzung des Ganges setzt eine stärkere Deformation und damit verbundene Verwitterung ein. Die Feldspäte werden gelblich, auf den sf-Flächen zeigen sich bräunliche Beläge von Eisenhydroxi-

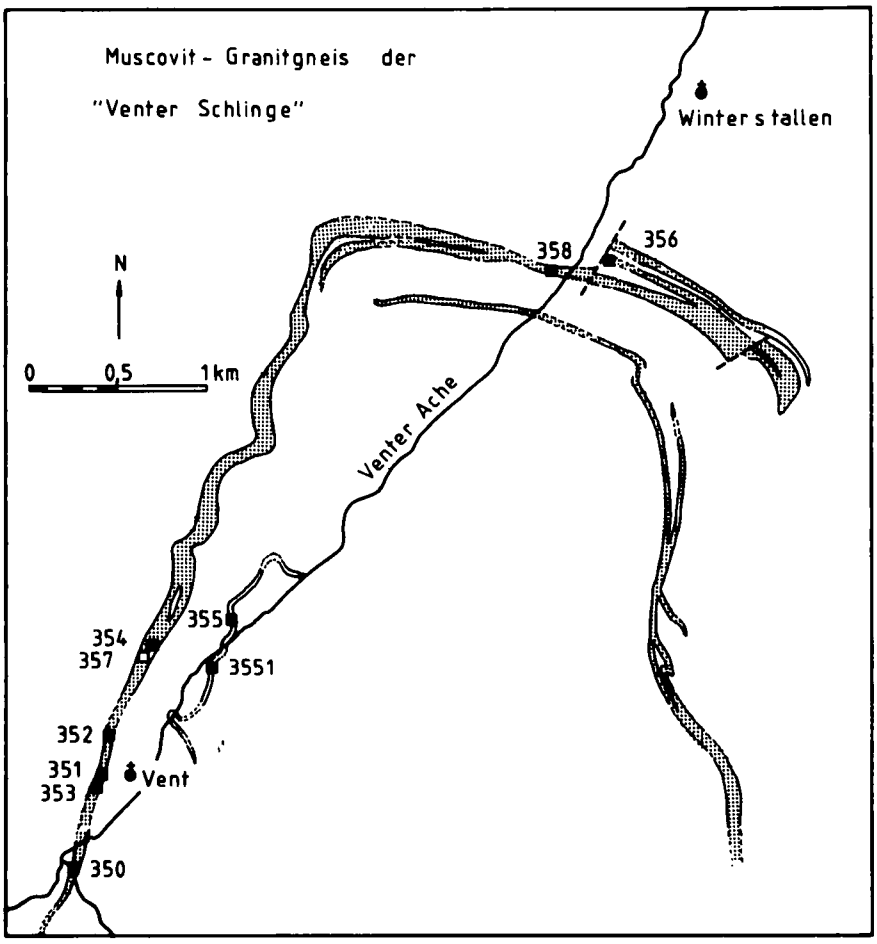


Abb. 22.
Der Muskovit-Granitgneis von Vent (vgl. geologische Übersichtskarte, Abb. 1, Ausschnitt B) als steilstehende Schlinge in den umgebenden Paragneisen.

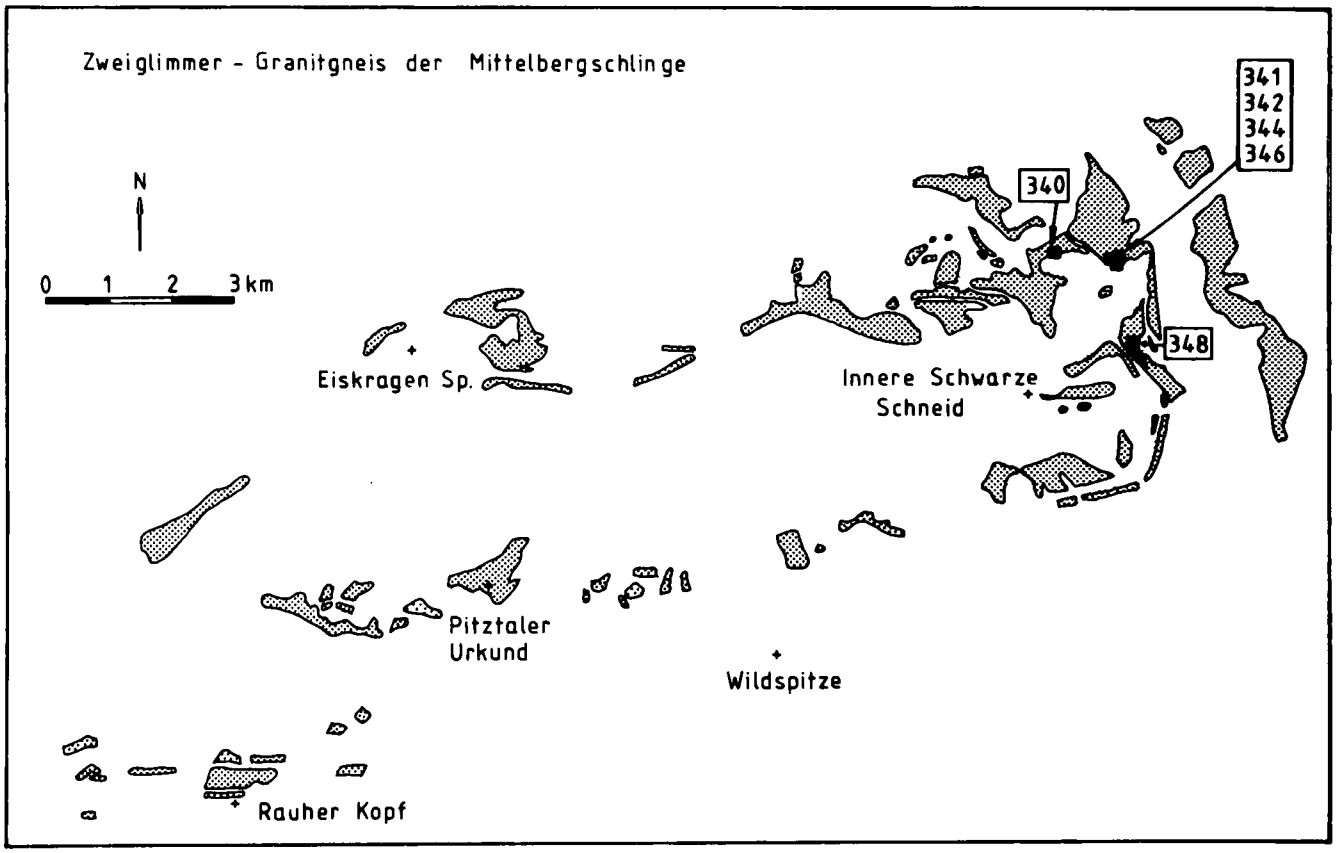


Abb. 23.
Detailkarte der Aufschlüsse von Zweiglimmer-Granitgneis der Mittelbergschlinge (vgl. Abb. 1, Ausschnitt C) im südlichen Ötztal-Kristallin.

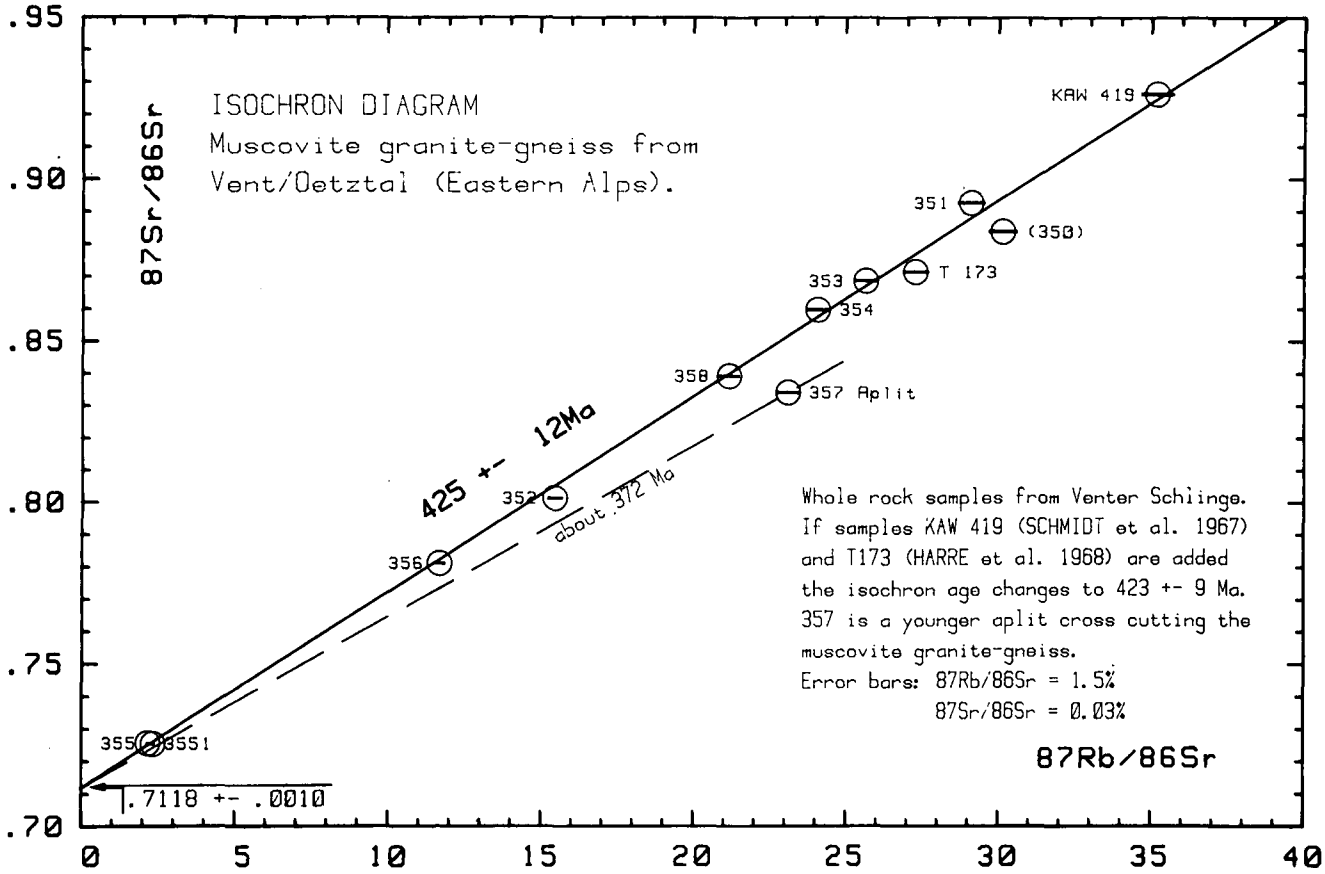


Abb. 24.
Den errechneten Alterswert, der aus der Lage der Muskovit-Granitgneisproben im Isochronen-Diagramm resultiert, interpretieren wir als Zeitpunkt der Intrusion granitischer Schmelzen in das paragene Nebengestein. Nicht alle Analysenpunkte liegen innerhalb des Fehlers auf der Isochrone von 425±12 Ma (MSWD = 1,88). Als Ursache für die Störung im Rb-Sr-System des Granitgneises kann eine unvollständige Assimilierung von Nebengestein in Betracht gezogen werden, oder der Einfluß der gefügeprägenden variscischen Metamorphose.
Der diskordant schneidende Aplitgang (Probe 357) ist altersgleich mit dem quarzitischen Granitgneis aus dem Winnebachsee-Gebiet (vgl. Abb. 21).

den, das Gestein spaltet jetzt sehr gut in Richtung der Schieferung (Probe 350). Erhöhte Biotitgehalte finden sich in den Proben 356 und 358 aus dem Scheitel der Falte. Im Faltenkern erstreckt sich, parallel zum Hauptgang, eine dünne Lage von Augengneis, hiervon stammen die Proben 355 und 3551.

In das Isochronen-Diagramm (Abb. 24) wurden zu den genannten Proben zusätzlich eingetragen: Muskovit-Granitgneise von MILLER et al. (1967) = KAW 419 und von HARRE et al. (1968) = T 173 und eine Probe eines 50 cm mächtigen aplitischen Gneisbandes (357), das den Muskovit-Granitgneis durchschlägt.

Bei der Berechnung der Gesamtgesteinsisochrone wurden die Punkte KAW 419, T 173, 350 und 357 nicht berücksichtigt. 8 Proben liegen auf einer Isochrone mit dem Alter von 425 ± 12 Ma (MSWD = 1,88) und dem $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis von 0,7118±0,0010 (bei Einbeziehung von KAW 419 und T 173 erniedrigt sich das Alter geringfügig auf 423±10 Ma (MSWD = 1,80).

Wir interpretieren diesen Alterswert als Zeitpunkt der Intrusion granitischer Schmelzen in das paragene Nebengestein.

Die Streuung der Proben um die ermittelte Regressionsgerade ist relativ groß. Die Ursache allein in einer Beeinflussung des Rb-Sr-Systems durch sekundäre Prozesse zu suchen, wie Probe 350 erkennen läßt (Verlust von radiogenem ^{87}Sr bei der Verwitterung), würde an der Problematik vorbeizielen. Gerade von den Proben 351 bis 354, die auf engstem Raum aus einem weitgehend homogenen Gangbereich stammen, sollte man erwarten, daß sie allein das Alter der Intrusion durch ihre Anordnung im Isochronen-Diagramm bestimmen würden. Alle vier Proben liegen zwar perfekt auf einer Geraden, das daraus resultierende $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis ist jedoch <0,7, und damit ist auch das Alter bedeutungslos. Die Verbindungslinie der vier Proben erfaßte also lediglich ein Subsystem, dessen Entstehung möglicherweise durch die unvollständige Assimilation variierender Mengen von Nebengestein erklärbar wird. Zwischen Magma und assimiliertem Nebengestein kam es zu keiner vollständigen Homogenisierung der Sr-Isotope.

Erst unter Einbeziehung der biotitführenden Gesteine 356 und 358 und der Augengneise 355 und 3551 ist wohl die Gesamtheit der sauren Magmen der Intrusionsphase erfaßt. Kleine Varianzen im Sr-Initialverhältnis mitteln sich heraus, und so ergibt sich aus der Berechnung der Isochrone ein sinnvolles $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis von 0,7118 und der Alterswert von 425±12 Ma .

Weiterhin muß in Betracht gezogen werden, daß eine lokale Zu- und Abfuhr von Rb und Sr während Deformation und Aufheizung im Zuge der variszischen Orogenese ebenfalls eine Verschiebung der Datenpunkte bewirken kann. Vergleichbare Inhomogenitäten finden sich überall dort, wo versucht wird, Granitgneise aus dem

Altkristallin zu datiern (s.a. Kap. 8.2., Granitgneise der Mittelbergschlinge; BORSI et al., 1973, 1980).

Signifikant unterhalb der Muskovit-Granitgneis-Isochrone liegt der aplitische Gneis 357. Legt man zu seiner Altersabschätzung ein mittleres $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnis von 0,712 zugrunde, wie es der Venter Muskovit-Granitgneis zeigt, aber auch der quarzreiche Granitgneis im Winnebachsee-Gebiet (0,7108) und die Muskovit-Granitgneise der Silvretta (0,711, GRAUERT, 1981), so ergibt sich ein Alterswert von 372 Ma.

8.2. Granitgneise des Rettenbachtals (Mittelbergschlinge)

Über mehr als 5 km sind die Granitgneise in dem E–W-streichenden Faltenschenkeln der Mittelbergschlinge zu verfolgen (Abb. 23). Im Bereich des Rettenbachferners wurde durch Straßen- und Tunnelbauarbeiten frisches Material in variierenden Gesteinstypen aufgeschlossen.

Die Proben 341 und 346 sind helle, mittelkörnige Zweiglimmer-Granitgneise, Probe 342 ist grobkörnig, pegmatitisch, Probe 344 ist als gut geschieferte Varietät des mittelkörnigen Typs anzusprechen. Stark „vergrünte" Biotite weist Probe 348 auf, Probe 340 unterscheidet sich durch ihre Kalifeldspataugen und ihr intensiv gefaltetes sf-Flächengefüge.

Im Isochronen-Diagramm (Abb. 25) kann aus den analysierten Proben keine sinnvolle Regressionsgerade berechnet werden. Innerhalb der Schmelze existierten während einer möglichen kaledonischen Magmengenese (vgl. Isochrone zur Referenz) keine einheitlichen Sr-Isotopenverhältnisse, oder einheitliche Verhältnisse wurden durch den Einfluß von unvollständig assimiliertem Nebengestein oder einer anschließenden metamorphen Überprägung zerstört.

Proben mit gut ausgebildetem Schieferungsgefüge wie 340 und 344 liegen unterhalb der eingezeichneten Referenzlinie, oberhalb solche mit „vergrüntem" (chloritisiertem) Biotit (348). Dies scheint uns ein Grund zu sein, in den stark streuenden Datenpunkten den Einfluß einer metasomatischen Umverteilung der Alkalien (Rb) zu sehen. Denkbar wäre auch, daß gerade in gut geschieferten Gesteinen (340, 344) durch die höhere Mobilität der fluiden Phase bei der Umkristallisation des Biotits eine verstärkte Abfuhr des radiogenen ^{87}Sr aus dem Gesamtgestein stattgefunden hat.

Mit Bestimmtheit ist zu sagen, daß die Deformation der altkristallinen Serien im südlichen Ötztal-Kristallin mit dem Ergebnis steilstehender Schlingen vor weniger als 425 ± 12 Ma stattgefunden hat. Zieht man in Betracht, daß auch die granitisch-pegmatitischen und aplitischen Gänge im Ötztal und in der Silvretta eine feststellbare Schieferung aufweisen, so können wir uns der von GRAUERT (1981) geäußerten Meinung anschließen, daß die Entstehung des Großfaltenbaus und die letzte regionale Dynamo-Thermometamorphose im Silvretta-Ötztal-Kristallin im Zeitraum von 375–300 Ma anzusiedeln ist.

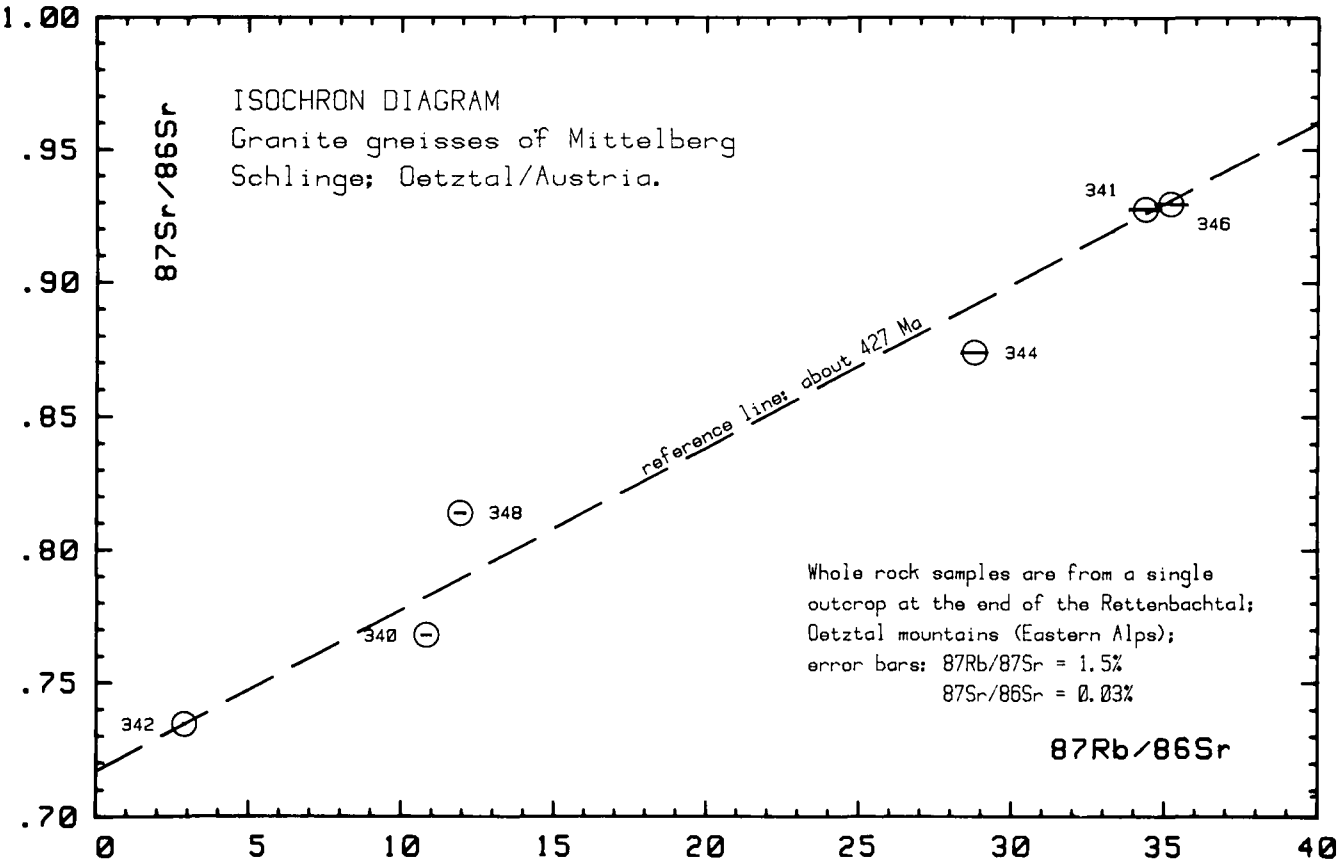


Abb. 25.
Die Proben des Zweiglimmer-Granitgneises der Mittelbergschlinge weichen signifikant von der eingezeichneten Referenzlinie ab. Einflüsse, welche ein Öffnen des Rb-Sr-Systems bewirken, beim Muskovit-Granitgneis von Vent bereits angedeutet, treten hier wesentlich verstärkt auf, sodaß eine Altersaussage über die Intrusion der Gesteine unmöglich wird.

9. Die prä-alpidische metamorphe und magmatische Entwicklung der Gesteinsserien im Ötztal-Kristallin

ca. 2275 Ma Modellalter der Kristallisation von Einschlußkernen in Zirkonen aus paragenen Serien (Migmatite, mineralreiche Paragneise, quarzitische Biotitgneise und Biotit-Plagioklasgneise)

ca. 670 Ma Modellalter des anatektischen Zirkonneuwachstums während der regionalen metamorphen Prägung der proterozoischen Sedimentserien mit lokaler Anatexis im Winnebachsee-Gebiet.

ca. 497 Ma Magmatische Kristallisation mafischer und ultrabasischer Gesteine (Gabbros, Troctolithe, Peridotite) und deren hochdruckfazielle metamorphe Prägung zu Eklogiten, Metagabbros und Metaperidotiten (SÖLLNER & GEBAUER, in Vorb.).

456 ± 24 Ma Thermischer Höhepunkt der weiträumigen regionalen kaledonischen Metamorphose.

455 +2/4 Ma Intrusion intermediärer Schmelzen (monzonitischer Gneis) in den migmatischen Rahmen des Winnebachsee-Gebietes.

444 ± 4 Ma Gangförmige Intrusion granitischer Schmelzen (Granitgneise) in den Winnebach-Migmatit.
Allgemein intensive magmatische Aktivität im zentralen und südlichen Teil des Ötztal-Kristallins (s.a. SCHMIDT & SÖLLNER, 1983).

425 ± 12 Ma Intrusion des Muskovit-Granitgneises von Vent.

370 ± 28 Ma Gangförmige Intrusion eines quarzreichen Granites im monzonitischen Gneis des Winnebachsee-Gebietes und eines aplitischen Ganges im Venter Muskovit-Granitgneis (ca. 372 Ma). Vergleichbare, zeitgleiche Intrusionen sind aus dem Westrand des Ötztal-Kristallins bekannt (GRAUERT, 1981).
Phase der großräumigen Deformation mit Bildung der steilstehenden Schlingen im südlichen Ötztal-Kristallin.

ca. 305 Ma Anzeichen eines variscischen, radiogenen Bleiverlustes in den Zirkonen der Eklogite und Eklogitamphibolite (SÖLLNER & GEBAUER, in Vorb.)
Intrusion basaltischer Gänge.

±280 Ma Variscische Abkühlungsalter an Glimmern aus dem nördlichen Teil des Ötztal-Kristallins (HARRE et al., 1968; SCHMIDT et al., 1967; MILLER et al., 1967; THÖNI, 1980, 1981).

Das Entwicklungsschema kann nicht ohne weiteres auf andere Bereiche des Altkristallins übertragen werden, es regt aber hoffentlich zu einer fruchtbaren Diskussion der teilweise überraschenden Ergebnisse in der Entwicklung des mittelostalpinen Ötztal-Kristallins an.

Das Alter von ca. 2275 Ma für die Kristallisation der Einschlußkerne in den Zirkonen der paragenetischen Anteile der altkristallinen Serien sollte als Mittelwert betrachtet werden, dem eine Vielzahl von verschiedenen Kristallisationsaltern einzelner Zirkonpopulationen aus differierenden Ausgangsgesteinen zugrunde liegt. Alterswerte von 2000–2500 Ma für die ererbte Zirkonkomponente sind in paragenetischen Gesteinen Mitteleuropas die Regel (KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1971; GRAUERT et al., 1973; GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1977).

Da diese Komponente wahrscheinlich auch in einer Zirkonpopulation der Eklogite und Eklogitamphibolite des mittleren Ötztales identifiziert werden konnte (SÖLLNER & GEBAUER, in Vorb.), ist zu erwarten, daß diese Gesteine während ihrer magmatischen Kristallisation größere Mengen des metamorphen Rahmens assimiliert haben.

In der Ausbildung mehrerer subparalleler scheinbarer Discordias ist zwischen den Migmatiten des Winnebachsee-Gebietes und dessen Umrahmung infolge des pan-afrikanischen thermischen Ereignisses ein deutlicher Gradient der metamorphen Prägung ihrer Zirkone auszumachen. Wir können die Anatexis im Winnebachsee-Gebiet daher als lokales Phänomen betrachten, ohne dies jedoch als magmatisches Ereignis bezeichnen zu dürfen, denn selbst in einer Entfernung von 2 km zum Rand des Migmatitkomplexes zeigen die Zirkone des quarzitischen Gneises 201 unzweifelhaft eine pan-afrikanische Komponente in ihrer Entwicklung an.

Von größerer regionaler Bedeutung scheint aber das kaledonische thermische Ereignis zu sein. Eingeleitet wird dessen vielfältige magmatische Aktivität mit mafischen und ultrabasischen Schmelzen, die unmittelbar anschließend, altersmäßig nicht trennbar, hochdruckfaziell zu Eklogiten geprägt wurden (vor ca. 497 Ma). Der momentane Stand der Forschung erlaubt es nicht, zu entscheiden, ob diese Schmelzen in den vorhandenen Rahmen intrudierten oder ob sie tektonisch eingeschuppt sind. Für beide Modellvorstellungen gibt es Argumente, wobei das Fehlen von Hochdruckparagenesen im Nebengestein die zweite Vorstellung favorisiert. Doch ebensogut könnte die darauffolgende thermische Phase der kaledonischen Metamorphose (Höhepunkt vor ca. 456 Ma), die mit Sicherheit amphibolitfazielle Bedingungen erreicht hat, Zeugen der Hochdruckphase in den Rahmengesteinen ausgelöscht haben.

Mit dem thermischen Höhepunkt der kaledonischen Metamorphose setzt gleichzeitig eine intensive magmatische Tätigkeit ein. Zunächst treten intermediäre Schmelzen auf (monzonitischer Gneis, Granodioritgneise des Acherkogels), die mengenmäßig gegenüber den nachfolgenden granitischen Typen zurücktreten.

Als bekräftigendes Argument für die Intrusion des monzonitischen Gneises in einen „heißen Rahmen" (kaledonische Metamorphose) kann das autometamorphe Weiterwachsen (gleich alte, farblose Anwachsspitzen) seiner aus der Schmelze kristallisierten Zirkone betrachtet werden. Ihr niedriges Sr-Initialverhältnis von ca. 0,706 (monzonitischer Gneis) bietet einen Hinweis auf eine Komponente, die subkrustalen Bereichen und/oder dem oberen Mantel zugerechnet werden muß.

Die große Menge der granitischen Intrusiva, von denen der Muskovit-Granitgneis von Vent ein typischer Vertreter ist (425 ± 12 Ma, Sr_i = 0,7118 ± 0,0010), besitzen dagegen Sr-Initialverhältnisse, die denen der intrudierten rehomogenisierten Paragneisserien entsprechen (Winnebach-Schollenmigmatit: 455 ± 27 Ma; Sr_i = 0,7123 ± 0,0006).

Granitgneisgänge (444 ± 4 Ma), deren Herkunft aufgrund der großen Ähnlichkeit ihrer Zirkonpopulation mit denen des Migmatits offensichtlich ist, besitzen signifi-

kant niedrigere und uneinheitliche $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialverhältnisse (0,7078–0,7085). Als Erklärung dafür kann die große Variation der Sr-Initialverhältnisse in den Ausgangsgesteinen angesehen werden (Sr-Initialverhältnisse im Migmatit: 0,7096–0,7123) und/oder die Bildung partieller Schmelzen bei der Genese aus Edukten, von denen auch die Migmatite abzuleiten sind.

Als finale Magmentätigkeit des kaledonischen Zyklus kann das Auftreten quarzreicher Granitgneisgänge (370 ± 28 Ma) interpretiert werden (siehe auch GRAUERT, 1981).

Zwischen diesem Zeitpunkt und dem der Abkühlung der Serien unter ca. 300°C im Ausklang der variscischen Metamorphose tritt die Phase der Prägung der großtektonischen Strukturen (Schlingentektonik).

Verluste von radiogenem Blei aus Zirkonen der Eklogite und Eklogitamphibolite erlauben mit einiger Vorsicht den Zeitpunkt des thermischen Höhepunktes der variscischen Metamorphose bei ca. 305 Ma anzusiedeln.

10. Anhang

10.1. Analysendaten

Tabelle 6.
Schnittpunkte der Kurven im Diagramm T_1 – T_0 [in Ma].

T_2 = **450 Ma** (vgl. Abb. 6-3)

	011	041(lp)	309(v)	309(f)	041	Pop B	201	201(lp)
011	T_1	594	---	---	---	538	644	684
	T_0	2234	---	---	---	2180	2262	2288
041(lp)	594	T_1	---	620	---	592	603	620
	2234	T_0	---	2275	---	2226	2253	2275
309(v)	---	---	T_1	---	779	792	742	758
	---	---	T_0	---	2311	2321	2282	2295
309(f)	---	686	---	T_1	---	---	596	620
	---	2365	---	T_0	---	---	2251	2275
041	---	---	734	---	T_1	802	725	749
	---	---	2280	---	T_0	2325	2279	2294
Pop B	562	594	---	---	---	T_1	670	719
	2210	2233	---	---	---	T_0	2270	2292
201	665	612	761	583	773	677	T_1	564
	2280	2264	2302	2252	2304	2283	T_0	2237
201(lp)	---	634	---	612	---	---	570	T_1
	---	2281	---	2282	---	---	2246	T_0

T_2 = **440 Ma** (ohne Abbildung)

T_2 = **460 Ma** (ohne Abbildung)

	011	041(lp)	309(v)	309(f)	041	Pop B	201	201(lp)
011	T_1	599	---	588	---	543	592	618
	T_0	2244	---	2234	---	2186	2238	2260
041(lp)	.....	T_1	---	598	---	588	598	607
	.....	T_0	---	2240	---	2218	2240	2267
309(v)	.....	.....	T_1	---	---	751	---	---
	.....	.....	T_0	---	---	2285	---	---
309(f)	.....	.....	.....	T_1	---	---	596	634
	.....	.....	.....	T_0	---	---	2239	2264
041	.....	.....	.....	.....	T_1	715	---	---
	.....	.....	.....	.....	T_0	2273	---	---
Pop B	.....	.....	.....	.....	.....	T_1	---	---
	.....	.....	.....	.....	.....	T_0	---	---
201	.....	.....	.....	.....	.....	.....	T_1	551
	.....	.....	.....	.....	.....	.....	T_0	2223

Tabelle 7.
Modellspezifische Berechnung (di-episodischer Bleiverlust) von T_1 und Φ unter Vorgabe von T_0 und T_2.

Probe 011: T_1(min) = 550 Ma; (011-1, 011-2, 011-5, 011-7, 011-8)

	T_2 = 440 Ma		T_2 = 450 Ma		T_2 = 460 Ma	
T_0(Ma)	T_1(Ma)	Φ	T_1(Ma)	Φ	T_1(Ma)	Φ
2180	537 ± 13	-----	537 ± 13	-----	539 ± 13	-----
2200	553 ± 13	11.01 ±10.07	553 ± 13	9.70 ± 9.05	554 ± 13	8.42 ± 8.06
2220	573 ± 17	9.50 ± 5.61	573 ± 17	8.55 ± 5.13	574 ± 17	7.62 ± 4.66
2240	611 ± 23	2.71 ± 4.40	614 ± 25	2.33 ± 4.09	**618 ± 26**	**3.25 ± 4.38**
2260	**636 ± 24**	**5.38 ± 2.81**	640 ± 27	5.26 ± 2.61	**646 ± 30**	**4.70 ± 2.41**
2280	664 ± 27	5.75 ± 2.81	**670 ± 30**	**5.22 ± 1.62**	678 ± 35	4.70 ± 1.50
2300	694 ± 30	4.03 ± 1.18	697 ± 37	3.65 ± 1.12	667 ± 58	2.98 ± 0.99
2320	725 ± 33	3.16 ± 0.89	739 ± 35	2.67 ± 0.75	698 ± 65	2.45 ± 0.76
2340	757 ± 37	2.71 ± 0.72	771 ± 41	2.38 ± 0.66	731 ± 73	2.10 ± 0.63
2360	789 ± 40	2.69 ± 0.51	806 ± 45	2.47 ± 0.44	767 ± 83	2.16 ± .048
2380	823 ± 43	2.59 ± 0.39	842 ± 49	2.31 ± 0.36	803 ± 93	2.09 ± 0.37
2400	856 ± 45	2.68 ± 0.40	879 ± 53	2.40 ± 0.37	872 ± 90	2.20 ± 0.38

Probe: 041: T_1(min) = 535 Ma; (041-1, 041-2, 041-8, 041-9, 041-11)

2140	556 ± 9	9.57 ± 8.00	556 ± 9	8.42 ± 7.06	557 ± 9	10.21 ± 8.38
2160	573 ± 9	12.14 ±12.10	574 ± 9	10.79 ± 1.92	575 ± 10	9.47 ± 1.69
2180	593 ± 10	7.74 ± 0.91	595 ± 11	6.90 ± 0.83	604 ± 11	5.27 ± 0.57
2200	615 ± 12	5.76 ± 0.59	611 ± 14	5.13 ± 0.54	614 ± 16	4.54 ± 0.58
2220	642 ± 19	4.11 ± 0.65	635 ± 18	3.64 ± 0.60	637 ± 19	3.17 ± 0.55
2240	675 ± 18	3.42 ± 0.35	660 ± 19	3.17 ± 0.37	**667 ± 22**	**2.76 ± 0.34**
2260	**702 ± 20**[§]	**3.11 ± 0.34**	689 ± 21	2.75 ± 0.31	**698 ± 25**	**2.38 ± 0.29**
2280	737 ± 20	2.95 ± 0.32	**726 ± 27**	**2.57 ± 0.31**	725 ± 28	2.25 ± 0.29
2300	760 ± 31	2.35 ± 0.25	765 ± 23	2.65 ± 0.26	754 ± 34	2.08 ± 0.26
2320	797 ± 25	2.41 ± 0.21	794 ± 34	2.14 ± 0.20	789 ± 38	1.88 ± 0.21
2340	829 ± 27	2.23 ± 0.18	827 ± 37	1.98 ± 0.17	826 ± 42	1.74 ± 0.18
2360	862 ± 29	2.09 ± 0.15	862 ± 41[§]	1.86 ± 0.15	863 ± 44	1.62 ± 0.14
2380	894 ± 32	2.00 ± 0.14	897 ± 46	1.77 ± 0.14	901 ± 48	1.54 ± 0.13
2400	926 ± 34	1.91 ± 0.13	932 ± 49	1.70 ± 0.12	940 ± 55	1.48 ± 0.12

T_1(min) und T_0(min) entsprechen jeweils den Schnittpunkten der "scheinbaren Discordia" der Zirkonpopulation mit der Concordia.

[§] Werte wurden nicht mit 1.8 sigma korrigiert.

Probe 041(lp): T_1(min) = 660 Ma; (041-2, 041-5, 041-10, 041-11, 041-13, 011-5).

	T_2 = 440 Ma		T_2 = 450 Ma		T_2 = 460 Ma	
T_0(Ma)	T_1(Ma)	Φ	T_1(Ma)	Φ	T_1(Ma)	Φ
2180	577 ± 2	53.33 ±21.81	577 ± 2	48.27 ±21.79	577 ± 2	42.64 ±18.09
2200	584 ± 1	30.35 ±11.42	584 ± 1	27.42 ±10.52	584 ± 1	25.16 ± 9.30
2220	589 ± 5	23.19 ±12.91	589 ± 5	21.36 ±11.68	589 ± 5	19.06 ±10.56
2240	598 ± 6	28.05 ± 8.44	598 ± 6	24.90 ± 8.04	597 ± 6	22.12 ± 7.44
2250	602 ± 6	27.39 ± 9.93	601 ± 6	19.87 ± 5.90	**602 ± 6**	**23.84 ± 8.05**
2260	**608 ± 7**	**23.69 ± 9.13**	608 ± 7	21.98 ± 8.24	609 ± 7	20.20 ± 7.31
2270	**621 ± 7**	**16.88 ± 4.76**	**614 ± 8**	**18.28 ± 5.44**	616 ± 8	15.02 ± 4.77
2280	623 ± 8	14.16 ± 3.40	**624 ± 9**	**13.24 ± 3.16**	636 ± 8	11.09 ± 3.71
2300	645 ± 9	16.13 ± 8.11	645 ± 10	15.23 ± 8.00	645 ± 10	14.24 ± 7.66
2310	645 ± 11	12.16 ± 3.64	650 ± 13	34.47 ± 5.77	646 ± 12	10.63 ± 3.23
2320	654 ± 11	13.37 ± 5.58	655 ± 12	12.57 ± 5.40	656 ± 12	11.74 ± 5.16
2340	666 ± 13	10.38 ± 3.47	668 ± 14	10.69 ± 4.32	669 ± 15	9.36 ± 3.09
2360	682 ± 15	11.74 ± 4.45	689 ± 16.	9.01 ± 2.69	684 ± 17	10.69 ± 4.56
2380	699 ± 17	8.57 ± 2.64	703 ± 18	7.76 ± 2.22	702 ± 20	8.11 ± 2.82
2400	-----	-----	734 ± 19	5.63 ± 1.30	714 ± 21	6.84 ± 1.82

Die Werte der Probe **041(lp)** sind unkorrigiert.

Probe: Pop B: T_1(min) = 495 Ma; (041-4, 041-7, 011-3, 309-4).

2140	515 ± 3	6.73 ± 1.30	515 ± 3	8.54 ± 1.52	516 ± 3	5.21 ± 1.0
2160	-----	-----	538 ± 9	5.42 ± 1.20	535 ± 10	3.77 ± 0.99
2180	538 ± 13	3.94 ± 1.11	536 ± 12	4.88 ± 1.31	537 ± 15	13.08 ± 1.00
2200	555 ± 17	3.14 ± 0.90	552 ± 15	3.88 ± 1.06	560 ± 21	2.44 ± 0.75
2220	581 ± 23	3.30 ± 0.61	576 ± 20	4.01 ± 0.69	592 ± 30	2.58 ± 0.53
2240	614 ± 29	2.58 ± 0.37	604 ± 24	3.15 ± 0.41	**632 ± 42**	**2.00 ± 0.32**
2260	650 ± 37	2.10 ± 0.28	**636 ± 29**	**2.58 ± 0.31**	**681 ± 53**	**1.58 ± 0.23**
2280	**692 ± 47**	**1.79 ± 0.24**	670 ± 35	2.21 ± 0.26	737 ± 67	1.33 ± 0.18
2300	738 ± 54	1.55 ± 0.20	707 ± 41	1.95 ± 0.24	800 ± 78	1.14 ± 0.15
2320	789 ± 62	1.38 ± 0.17	747 ± 48	1.75 ± 0.22	867 ± 83	1.00 ± 0.11
2340	842 ± 69	1.26 ± 0.15	790 ± 56	1.17 ± 0.04	-----	-----

Die Werte der Probe **Pop B** sind mit 1.3 sigma korrigiert.

Tabelle 7 (Fortsetzung).

Probe 309(f): T_1(min)=515 Ma;(300-3, 300-7, 309-1, 309-3, 309-6, 152-1, 152-2).

	T_2 = 440 Ma		T_2 = 450 Ma		T_2 = 460 Ma	
T_0(Ma)	T_1(Ma)	Φ	T_1(Ma)	Φ	T_1(Ma)	Φ
2200	-----	-----	-----	-----	550 ± 32	1.89 ± 1.16
2220	-----	-----	-----	-----	569 ± 37	2.01 ± 1.69
2240	577 ± 46	-----	591 ± 47	1.69 ± 5.31	**597 ± 50**	**3.29**
2260	**588 ± 57**	**0.91**	603 ± 64	1.34	**627 ± 68**	**1.18 ± 3.18**
2280	609 ± 66	1.52 ± 2.41	**626 ± 75**	**1.42 ± 2.36**	658 ± 77	0.48 ± 1.96
2300	630 ± 74	2.63 ± 2.00	652 ± 93	1.80 ± 2.04	692 ±101	-----
2320	648 ± 74	3.36 ± 1.96	678 ± 89	3.16 ± 2.46	706 ± 92	0.45
2340	663 ± 63	2.27 ± 3.86	698 ± 84	1.26	736 ±107	0.75 ± 1.46
2360	681 ± 73	1.12 ± 2.16	723 ± 88	2.41 ± 1.54	775 ±134	0.99 ± 1.30
2380	701 ± 79	1.57 ± 1.60	747 ±102	2.27 ± 1.34	-----	-----
2400	720 ± 84	2.24 ± 1.20	-----	2.22 ± 1.50	-----	-----

Die Werte von Probe **309(f)** wurden mit 1.8 sigma korrigiert.

Probe: 309(v): T_1(min) = 565 Ma; (300-4, 300-6, 309-2(1), 309-2(2), 309-5).

2130	591 ± 3	16.03 ± 3.00	591 ± 3	14.64 ± 2.76	591 ± 3	12.76 ± 2.42
2150	610 ± 3	9.38 ± 4.52	611 ± 3	8.60 ± 4.15	611 ± 3	9.26 ± 4.31
2170	621 ± 8	9.96 ± 2.21	621 ± 9	9.11 ± 2.03	624 ± 9	17.67 ± 1.82
2190	637 ± 10	7.43 ± 1.62	636 ± 10	6.38 ± 1.78	638 ± 10	5.77 ± 1.65
2210	654 ± 11	6.45 ± 1.02	655 ± 12	5.90 ± 0.95	657 ± 12	5.53 ± 0.83
2230	676 ± 12	5.54 ± 0.60	679 ± 13	5.07 ± 0.56	681 ± 13	4.61 ± 0.52
2250	700 ± 13	4.73 ± 0.43	703 ± 14	4.33 ± 0.40	**706 ± 15**	**3.94 ± 0.38**
2270	**723 ± 14**	**4.15 ± 0.38**	**727 ± 15**	**3.80 ± 0.36**	732 ± 16	3.44 ± 0.34
2290	748 ± 15	3.50 ± 0.45	752 ± 17	3.19 ± 0.43	758 ± 18	2.89 ± 0.41
2310	772 ± 17	3.03 ± 0.38	778 ± 18	2.77 ± 0.37	785 ± 20	2.51 ± 0.35
2330	797 ± 18	2.98 ± 0.25	803 ± 19	2.73 ± 0.24	812 ± 21	2.43 ± 0.26
2350	822 ± 19	2.84 ± 0.21	829 ± 20	2.60 ± 0.20	839 ± 23	2.37 ± 0.19
2370	855 ± 21	2.47 ± 0.18	847 ± 19	2.69 ± 0.18	866 ± 24	2.25 ± 0.17
2390	881 ± 22	2.36 ± 0.16	872 ± 20	2.57 ± 0.16	893 ± 25	2.15 ± 0.16

T_1(min) und T_0(min) entsprechen jeweils den Schnittpunkten der "scheinbaren Discordia" der Zirkonpopulation mit der Concordia.
Die Werte der Probe **309(v)** sind unkorrigiert.

Probe 201: T_1(min) = 490 Ma; (201-1, 201-4, 201-6, 201-7, 201-8).

	T_2 = 440 Ma		T_2 = 450 Ma		T_2 = 460 Ma	
T_0(Ma)	T_1(Ma)	Φ	T_1(Ma)	Φ	T_1(Ma)	Φ
2210	523 ± 14	6.17 ± 2.95	526 ± 15	4.74 ± 2.26	532 ± 20	-----
2220	531 ± 14	8.37 ± 5.23	535 ± 18	6.10 ± 4.39	542 ± 20	6.24 ± 3.12
2230	542 ± 17	8.57 ± 4.65	549 ± 20	6.85 ± 3.54	569 ± 25	4.17 ± 1.95
2240	559 ± 20	5.82 ± 2.57	571 ± 27	4.69 ± 2.09	**599 ± 34**	**4.10 ± 2.26**
2250	581 ± 28	4.96 ± 2.21	606 ± 42	3.96 ± 1.81	-----	-----
2260	600 ± 28	5.35 ± 3.39	626 ± 42	4.43 ± 2.74	**641 ±432**	**2.38 ± 1.31**
2270	**627 ± 39**	**4.99 ± 3.18**	**672 ± 52**	**2.75 ± 1.15**	-----	2.20 ± 1.47
2280	664 ± 45	3.10 ± 1.26	**727 ± 64**	**1.91 ± 0.64**	-----	-----
2290	705 ± 53	2.30 ± 0.77	865 ±552	-----	-----	-----
2300	752 ± 60	1.78 ± 0.50	-----	-----	-----	-----
2310	805 ± 72	1.49 ± 0.38	-----	-----	-----	-----

Die Werte der Probe **201** sind unkorrigiert.

Probe: 201(lp): T_1(min) = 595 Ma; (201-1, 201-2, 201-4, 201-5, 201-6).

2180	511	17.70	508	14.75	511	17.35
2190	520	8.36	516	-----	518	6.77
2200	541 ± 6	5.04 ± 2.98	-----	-----	535 ± 3	3.82 ± 2.96
2210	544 ± 10	3.77 ± 2.29	538 ± 10	27.22 ±45.16	538 ± 9	2.56 ± 2.26
2220	545 ± 13	3.58 ± 4.30	546 ± 14	15.15 ±17.74	547 ± 14	2.34 ± 3.39
2230	560 ± 13	14.86 ±10.13	561 ± 13	13.23 ± 8.60	560 ± 17	13.78 ± 11.60
2240	565 ± 17	13.64 ± 9.13	569 ± 16	13.30 ± 8.91	575 ± 19	16.28 ± 8.10
2250	573 ± 17	21.30 ±12.04	575 ± 23	19.51 ±12.15	**589 ± 32**	**15.41 ± 7.73**
2260	**580 ± 24**	**19.85 ±10.98**	588 ± 31	17.04 ± 8.96	619 ± 68	15.76 ± 8.67
2270	**590 ± 33**	**18.12 ± 9.79**	**606 ± 48**	**15.76 ± 8.09**	694 ±125	8.60 ± 3.91
2280	608 ± 42	11.84 ± 5.46	**639 ± 66**	**8.67 ± 3.74**	-----	-----
2290	632 ± 56	8.68 ± 3.52	696 ±113	6.71 ± 2.40	-----	-----
2300	666 ± 79	6.78 ± 2.31	846 ±280	6.43 ± 2.66	-----	-----

Die Werte der Probe **201(lp)** sind unkorrigiert.

Tabelle 8: U-Pb-Daten.

Probe, Siebfraktion (µm), Charakteristica	U ppm	Pb tot. ppm	206Pb/204Pb	ber. Atomverhältnisse 206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb	scheinbare Alter 206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb
Migmatit 041									
041-1(A+B)53-75	742	87.1	2999	.110187	1.19104	.078396	674	796	1157
041-2(A) +100	484	69.3	3752	.134969	1.72225	.092547	816	1017	1479
041-4(B) +75	1651	183.1	1505	.104591	1.14852	.079643	641	777	1188
041-5(lp) 75-100	643	73.7	3970	.11106	1.12567	.073511	679	766	1028
041-6(C) 53-75	1282	291.3	411	.076547	0.64314	.060936	475	504	637
041-7(B) 53-75	1726	162.7	3249	.089231	0.82901	.067382	551	613	850
041-8(A) 42-53	878	99.8	4826	.11048	1.19849	.078677	676	800	1164
041-9(A) -42	932	100.2	5003	.104063	1.06344	.074116	638	736	1045
041-10(lp)53-75	594	65.7	3437	.106404	1.0601	.07226	652	734	993
041-11(A) 75-100	480	62.3	5029	.12388	1.4766	.086446	753	921	1348
041-13(p) 75-100	485	63.0	2288	.122597	1.4352	.084905	745	904	1313
Lösungsexperimente an der Migmatit-Zirkonfraktion 041-11									
111(L 1)	332	19.1	285	93.8172	786.76	.060822	000	6772	633
112(L 2)	979	86.6	1387	.086559	.7899	.066185	535	591	812
113(L 3)	1354	150.6	1191	.105925	1.0112	.069239	649	709	906
114(L 4)	1457	198.3	1461	.129495	1.3603	.076188	785	872	1100
115(L 5)	377	62.8	11623	.158817	1.9791	.090379	950	1108	1434
116(L 6)	525	84.9	1742	.145716	1.8811	.093629	877	1074	1501
Lösungsexperimente an der Migmatit-Zirkonfraktion 041-13									
131(L I)						.058047			532
132(L II)						.06371			732
133(L III)						.07100			957
134(L IV)	591	63.6	15172	.10259	1.1967	.084602	630	799	1306
Migmatit 011									
011-1(A) +75	286	44.6	2005	.140519	1.85053	.095512	848	1064	1538
011-2(A) +75	787	114.4	1673	.135643	1.73392	.092711	820	1021	1482
011-3(B) +75	1055	160.2	2021	.145675	2.00646	.099895	877	1118	1622
011-5(A) 53-75	521	64.0	3084	.116212	1.292034	.080635	709	842	1213
011-7(A) 42-53	805	90.1	2992	.107271	1.137814	.076928	657	771	1119
011-8(A) -42	887	98.9	6366	.107827	1.12928	.075957	660	767	1094
Granatführende Biotit-Plagioklas-Gneise 152 und 300									
152-1(A) 40-63	503	55.0	1641	.104821	1.12802	.078049	643	767	1148
152-2(A) -40	607	64.1	1339	.099433	1.00837	.073551	611	708	1029
300-3(sp) 75-150	311	45.6	762	.13004	1.669	.093086	788	997	1490
300-4(lp) 75-150	461	51.5	920	.107441	1.0854	.073267	658	746	1021
300-6(lp) 50-75	565	63.4	1893	.106917	1.0702	.072596	655	739	1003
300-7(sp) 50-75	511	58.8	3707	.109618	1.1872	.078552	671	795	1161
Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis 309									
309-1(A) 100-150	301	45.6	4237	.138767	1.7875	.093423	838	1041	1496
309-2(1,v)100-150	542	82.1	2957	.143809	1.8497	.093288	866	1063	1494
309-2(2,v)100-150	669	99.2	1126	.137111	1.7284	.091428	828	1019	1456
309-3(f) 100-150	183	36.3	2718	.130603	1.6462	.091415	791	988	1455
309-4(B) 100-150	1271	172.9	3600	.132762	1.7598	.096137	804	1031	1550
309-5(v) 53-75	811	99.7	5793	.120363	1.3533	.081548	733	869	1235
309-6(f) 53-75	274	37.0	3902	.126579	1.5631	.089561	768	956	1416
Quarzitischer Biotit-Gneis 201									
201-1(A) 100-150	482	72.4	2427	.13948	1.94632	.101205	843	1097	1646
201-2(lp)100-150	418	47.7	1422	.107401	1.1801	.079692	658	791	1189
201-3(B) 75-200	1716	147.1	2359	.08363	.82729	.071745	518	612	979
201-4(A) 75-100	434	62.6	2914	.135593	1.83985	.098411	820	1060	1594
201-5(lp) 53-75	626	70.1	3043	.107738	1.2051	.081125	660	803	1224
201-6(A) 53-75	615	7609	3855	.118334	1.48739	.091162	721	925	1450
201-7(A) 42-53	723	80.8	4321	.106823	1.22161	.08294	654	811	1268
201-8(A) -42	722	78.4	3510	.104232	1.17163	.081524	639	787	1234
Monzonitischer Gneis 151									
151-2 150-300	623	47.6	534	.072381	.55979	.056091	450	451	456
151-3 100-150	573	42.7	1056	.070701	.54707	.05612	440	443	457
151-5 75-100	746	50.8	1893	.066115	.51182	.056146	413	420	458
151-6(pyramids)	489	37.6	900	.073264	.56787	.056215	456	457	461
151-7 -75	849	54.6	2739	.06294	.48902	.056351	393	404	466
Granitgneis 171									
171-1(lp) 53-75	758	56.2	3302	.073146	.5756	.057075	455	462	494
171-2(yellow)-75	785	61.4	1968	.077129	.6354	.059745	479	499	594
171-3(sp) 53-75	678	60.2	2503	.0881	.832	.068496	544	615	884
171-9(A) -42	784	58.4	4951	.073495	.5797	.057202	457	464	499

Erklärung der Symbole:
(A) = Zirkon der Population A (Gesamtfraktion); (B) = Zirkon der Population B; (C) = Zirkon der Population C; (p) prismatischer Zirkon; (lp) = lang-prismatischer Zirkon; (sp) = spindelförmiger Zirkon; (v) = violetter Zirkon; (f) = farbloser Zirkon; (yellow) = gelber Zirkon; (pyramids) = pyramidale Überwachsung neuer Zirkonsubstanz.

Tabelle 9: Rb-Sr-Daten.

Gesamtgesteins-probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	1/86Sr (g/umol)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
Migmatit					
011 inhomogen	104.1	205.5	4.326	1.467	0.71936
Wiederholung	103.8	205.6		1.464	0.71923
012 inhomogen	118.6	217.8	4.085	1.578	0.72227
013 homogen	116.8	194.1	4.59	1.744	0.72299
041 homogen	121.4	249.5	3.54	1.402	0.72088
131 homogen	131.4	185.1	4.814	2.06	0.72566
132 inhomogen	108.3	230.3	3.867	1.364	0.72129
133 inhomogen	177.1	188.5	4.728	2.727	0.73005
172 inhomogen	138.4	203.4	4.376	1.993	0.72542
173 inhomogen	110.3	237.6	3.747	1.346	0.71846
191 inhomogen	85.9	325.8	2.729	0.7645	0.71734
321 inhomogen	123.6	201	4.427	1.782	0.7215
550 homogen	105.4	129.7	6.683	2.356	0.72785
570 homogen	115.3	221.3	4.020	1.51	0.72181
06 **Kleinbereich(tot)**	108.5	248	3.561	1.329	0.72096
06A inhomogen	112.3	355.5	2.502	0.9151	0.71880
06B gebändert	131.7	277.8	3.202	1.373	0.72035
06C metatektisch	107.1	242.1	3.673	1.281	0.72021
06D gebändert	84.6	247	3.601	0.9917	0.72007
06E metatektisch	114.1	193.1	4.608	1.713	0.72304
06F homogen	101.1	172.2	5.165	1.701	0.72331
Quarzitischer Biotit-Gneis					
301	126.7	156.5	5.686	2.345	0.72645
660	71.5	160.1	5.558	1.294	0.72214
Biotit-Plagioklas-Gneis					
670	115.1	218.8	4.083	1.531	0.7178
Granatführender und Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis					
152	113.3	194.8	4.57	1.686	0.71933
153	101.2	184.6	4.823	1.589	0.71828
307	108.3	287.7	3.091	1.09	0.71688
308	106.3	312.7	4.161	1.44	0.71796
309	55.0	175.7	5.060	0.906	0.71426
Monzonitischer Gneis					
151	59.5	328.2	2.705	0.5242	0.70944
154	87.3	333.8	2.663	0.757	0.71157
165	119.1	274.2	3.240	1.2575	0.71516
310	98.0	222.9	3.989	1.273	0.71468
311	74.5	321.6	2.725	0.6555	0.71117
312	54.8	419.1	2.120	0.378	0.70835
Granitgneis					
171	95.5	339.4	2.640	0.815	0.71218
322	96.2	290.8	3.057	0.957	0.71447
323	71.0	357.1	2.488	0.576	0.71049

Gesamtgesteins-probe	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
Quarzreicher Granitgneis				
161 hell, massig	38	487.3	0.226	0.71177
162 dunkel, massig	72	217.5	0.964	0.71583
Wiederholung	73.7	217.3	0.983	0.71612
Mittelwert			0.972	0.71598
163 pegmatitisch	38.9	162	0.696	0.71456
164 aplitisch	39.6	416.5	0.276	0.71238
167 pegmatitisch	54.9	249.5	0.634	0.71365
Wiederholung	53.9	249.2	0.626	0.71365
Mittelwert			0.63	0.71365
168 aplitisch	70.1	156.2	1.299	0.71752
Venter Muscovit-Granitgneis				
350 gut geschiefert	350.8	34.2	30.16	0.88391
351 grobkörnig	290.3	29.4	29.12	0.89273
352 mittelkörnig	245.6	46.4	15.46	0.80159
353 massig	341.8	39.2	25.66	0.86866
354 kleinkörnig	235.9	28.8	24.08	0.85972
355 Augengneis	131.1	175	2.174	0.72563
3551 Augengneis	143.1	177.3	2.341	0.7254
356 hell, massig	233.3	55.7	11.7	0.78156
357 Aplitband	220.6	28	23.11	0.83419
358 quarzreich	269	37.3	21.18	0.83928
Granitgneis der Mittelbergschlinge				
340 Augengneis	191.4	51.5	10.82	0.76827
341 mittelkörnig	341.7	29.4	34.37	0.92744
342 pegmatitisch	79.5	80.2	2.879	0.7345
344 gut geschiefert	336.6	34.4	28.76	0.87397
346 mittelkörnig	379.1	31.9	35.2	0.9295
348 graugrün, massig	334	81.9	11.93	0.81403

10.2. Beschreibung der Begleitgesteine des Winnebach-Migmatits

● **Monzonitischer Gneis (151, 154, 165, 310, 311, 312)**

○ Lokalitäten 15 und 31 (siehe Abb. 2): Winnebachkar, Sh. 2700 m, 50 m W Punkt 2723.

○ Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Granat, Biotit, Hornblende, Saussurit, Serizit, Zoisit, Apatit, Orthit, Erz.
Hornblende bildet idiomorphe Rauten, Biotit ist richtungslos gesproßt, seine Scheite zeigen ausgeprägte Deformationsstrukturen. Poikiloblastischer Granat umschließt Biotit, Quarz und Hornblende. Stark saussuritisierte und serizitisierte Bereiche sind aufgrund ihrer Form als ehemalige Plagioklase anzusprechen.

● **Granitgneis (171, 320, 322)**

○ Lokalitäten 17 und 32: gletschergeschliffene Felsen am Weg Winnebachsee-Hütte – Zwiselbachjoch, Sh. 2420 m und Rücken 50–100 m westlich davon.

○ Mineralbestand: Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit, Hellglimmer, Serizit, Saussurit, Zoisit.
Der Plagioklas ist größtenteils völlig serizitisiert und saussuritisiert. In weniger stark umkristallisierten Bereichen zeigen Plagioklas und Kalifeldspat eine kleinkörnig homogene Mosaikstruktur, wie sie, noch feinerkörnig, auch in den Migmatiten zu finden ist. Mikroklin zeigt die typische gitterförmige Zwillingsbildung. Die Sammelkristallisation von Quarz zu großen, unregelmäßig begrenzten Bereichen schließt Plagioklas ein und verdrängt ihn stellenweise. Die Biotitführung ist gering, die Scheite tragen Erzsäume, sind an den Enden „ausgefranst" und zeigen Spuren einer intensiven tektonischen Beanspruchung.

● **Dichter Granat-Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Kontakt zum monzonitischen Gneis (309)**

○ Lokalität 30: siehe monzonitischer Gneis.

○ Mineralbestand: Quarz, Biotit, Granat, Zoisit, Plagioklas, Serizit, Chlorit, Apatit, Orthit, Zirkon, Erz.
Große (bis 2 mm ∅), xenomorphe Granatblasten mit sphärolithischem Interngefüge sind von einer dichten Quarz-Biotit-Matrix umgeben; Granat zeigt keine Anzeichen einer retrograden Umwandlung. Die Bleichung der Biotite bis zum pseudomorphen Ersatz durch Chlorit und die Saussuritisierung und Serizitisierung der Plagioklase zeigen die diaphthoritische Beeinflussung des Gesteins an.

● **Granatführender Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Kontakt und als Scholle im monzonitischen Gneis (152, 153, 300, 308)**

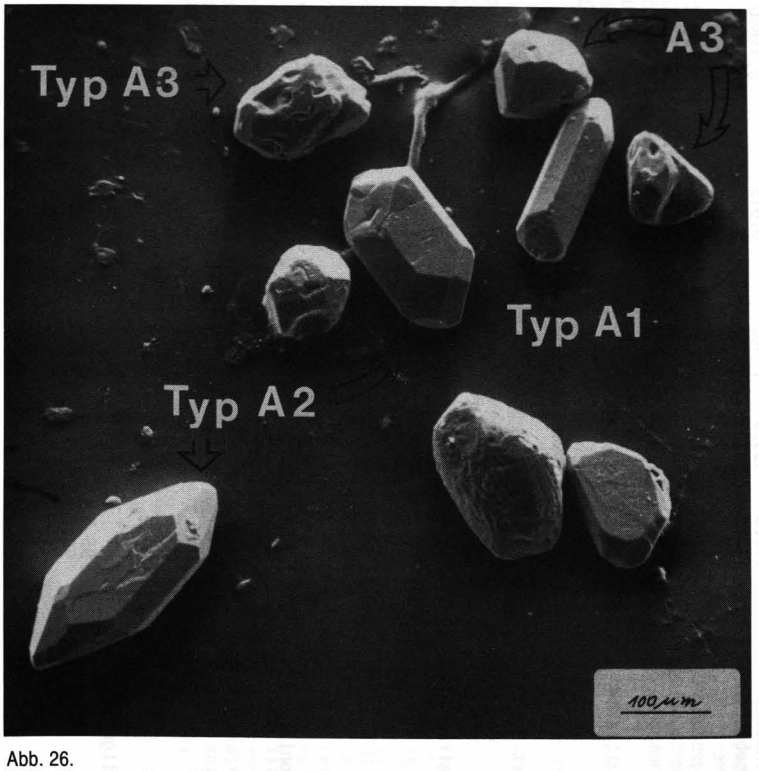
○ Lokalitäten 15 und 30: siehe monzonitischer Gneis.

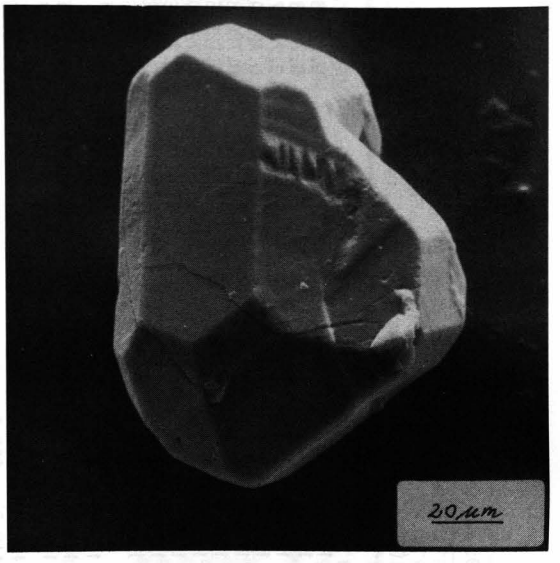
○ Mineralbestand: Plagioklas, Biotit, Quarz, Granat, ± Disthen, Apatit, Zoisit, Zirkon und Erz.
Das Gefüge ist weitgehend mit dem des Biotit-Plagioklas-Gneises 670 identisch. Die stark poikiloblastischen Granate sind xenomorph, Biotit hingegen bildet wohlkristallisierte Scheite. Plagioklas ist nur schwach serizitisiert, Quarz bildet häufig energetisch günstige „Tripelpunkte" zwischen den Korngrenzen verschiedener Individuen.
In ihrer chemischen Zusammensetzung gleichen die Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise völlig dem Biotit-Plagioklas-Gneis 670 von außerhalb der Migmatitregion. Thermometamorph kam es in den Gneisen 152, 153, 300, 308 und 309 zur Sprossung von Granat und ± Disthen und zur Auflösung des strengen Schieferungsgefüges. Ihnen fehlen Anzeichen einer anatektischen Schmelzbildung, wie sie die Migmatite in der näheren und weiteren Umgebung des Intrusivstockes normalerweise zeigen. Unter Umständen sind diese Kontaktgesteine nicht an Ort und Stelle geprägt, sondern vom Intrusivgestein mitgeschleppt worden.

● **Biotit-Plagioklas-Gneis (670)**

○ Lokalitäten 670: Felsen unterhalb der Winnebach-Höfe an der Straße bei Sh. 1670 m.

○ Mineralbestand: Plagioklas, Biotit, Quarz, Hellglimmer, Saussurit, Serizit, Zoisit, Apatit, Zirkon, Erz.
Der Anteil an Plagioklas übersteigt den von Quarz deutlich. Die Plagioklase, nach dem Albitgesetz verzwillingt, sind stark saussuritisiert und serizitisiert. Quarz, streng in Zeilen





◀a ▲b

Abb. 26.
Zirkontypen der Population A (REM-Aufnahmen).
a) Typ A1: Langprismatisch, häufig mit gerundeten Spitzen .
Typ A2: Kurzprismatisch mit bevorzugter Ausbildung der Kristallflächen (110), (111), (100) und (311).
Typ A3: Rundlich xenomorph und vielfacettiert, oft mit starker Narbung der Oberfläche.
b) Kurzprismatischer Zirkontyp A2 (farblos, transparent); er repräsentiert den Hauptanteil der Migmatit-Zirkone.

angeordnet, wird meist von Biotitleisten eingesäumt. Biotit zeigt randlich und auf Spaltrissen eine Anreicherung von Erz und ist streng in die Schieferung eingeregelt.

● **Quarzitischer Biotit-Gneis (201, 301, 660)**

○ Lokalität 660: Felsen direkt oberhalb der Winnebach-Höfe, Sh. 1700 m; 201: Straße Längenfeld – Gries, Felsen in der ersten Kehre; 301: Felsaufbau zur Winnebacher Weißspitze, Sh. 2800 m.

○ Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Serizit, Saussurit, Granat, Apatit, Zirkon, erz.
In dem lepidoblastischen Gefüge sind Glimmer streng in der Schieferung eingeregelt, ohne jedoch durchgehende Lagen zu bilden. Intensive tektonische Beanspruchung führt zur Bildung von kink bands in Biotit und Hellglimmer (201). Um Biotite herum wachsen kleine (max. 250 µm), hypidiomorphe, poikiloblastische Granate. Plagioklas ist schwach serizitisiert.

10.3. Charakteristika der Zirkonpopulationen des Winnebach-Migmatits

Die enge Verwandschaft zwischen dem Migmatit und den umgebenden Metamorphiten zeigt sich auch in der Identität ihrer Zirkonpopulationen. Exemplarisch sollen daher die Zirkonpopulationen und -typen des Migmatits dargestellt werden. Erkennbare Unterschiede zu denen des metamorphen Ausgangsgesteins werden in Kap. 10.4. erläutert.

Zirkonpopulation A

Den überwiegenden Teil machen transparente bis durchscheinende, farblose bis leicht bräunliche, seltener rosafarbene Zirkone aus. Trotz des idiomorphen Habitus sind unter dem Rasterelektronenmikroskop deutlich Korrosionserscheinungen in Form von Rinnen, Buchten und Löchern an der Oberfläche erkennbar (Abb. 26a). Einschlüsse sind häufig nach den Prismen- oder Pyramidenflächen orientiert.

Langprismatische Kristalle (Typ A 1), deren Spitzen häufig gerundet sind, zeigen meist Risse und Sprünge ⊥ zur Kornerstreckung. Entlang dieser Sprünge kann im Einzelfall eine Trübung einsetzen. Einschlußfrei und klar sind nur völlig farblose Kristalle. Das Länge/Breite-Verhältnis ist >2,5.

Ein homogenes Erscheinungsbild vermitteln kurzprismatische Zirkone des Typs A 2 (Abb. 26a,b); sie bilden weitaus den größten Anteil der Population A mit bevorzugter Ausbildung der Kristallflächen (110), (111), (100) und (311).

Farblose, rundlich-xenomorphe bis vielfacettierte Zirkone des Typs A 3 (Abb. 26a), in den Kontaktgesteinen des monzonitischen Gneises meist auch spindelförmig entwickelt, können im allgemeinen als typisch für Paragneise bezeichnet werden.

Zirkonpopulation B (Malakon)

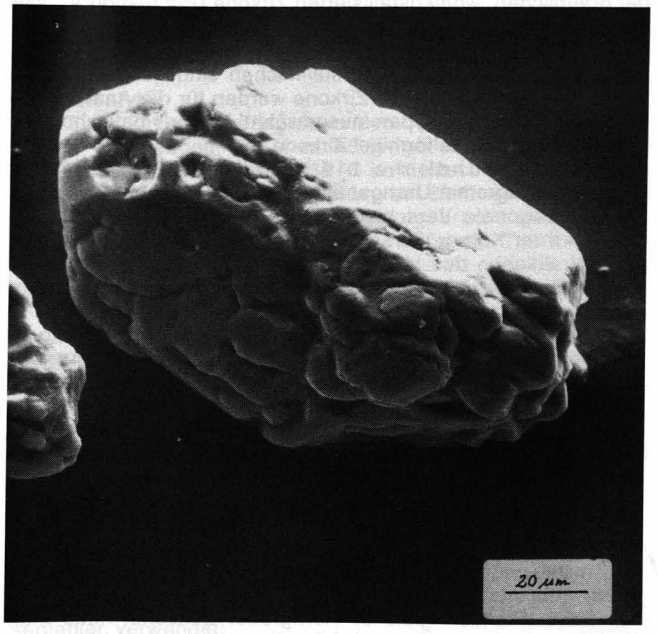
Dunkelbraune metamikte Zirkone der Population B besitzen häufig pseudokubische Kristallform (Abb. 27a), mit bevorzugter Entwicklung der Prismenfläche (110) und der Pyramidenfläche (111). Sie sind trüb und weisen eine stark genarbte Oberfläche auf. Unter dem REM (Abb. 27b) sind die Korrosionserscheinungen an den Pyramidenflächen (Hahnenkammformen) besonders deutlich sichtbar. Die Population enthält auch Bruchstücke und detritisch gerundete Individuen. Vereinzelt sind auch unregelmäßige Überwachsungen von Xenotim(?) erkennbar.

Zirkonpopulation C

Nur in xenomorpher detritischer Ausbildung liegen trübe, weiße, teils gelbliche oder rosafarbene Zirkone vor (Abb. 28). Ihre Trübung ist, entsprechend jener von Population B auf die Deformation des Zirkongitters infolge des hohen Uran- und Thorium-Gehaltes zurückzuführen. Mit Sicherheit ist in diesem Zusammenhang auch die Narbung der Oberfläche zu sehen.

Zirkonpopulation D (Jargon, Orangit)

Kennzeichnend für die Zirkone der Population D ist ihre gelbe Farbe. Sie reicht von einem Blaßgelb, vorzugsweise bei rundlichen bis ovalen Kristallen anzutreffen, bis zu einem kräftigen Orangegelb, das überwiegend langprismatische Zirkone zeigen. Die normalerweise transparenten Kristalle lassen nur bei intensiver Färbung eine leichte Trübung erkennen. Langprismatischer Habitus ist stets mit einer einfachen Tracht verbunden. Selbst bei extremer Verkürzung der Prismenflächen bleibt die einfache Tracht erhalten; es fehlen detritisch gerundete oder vielfacettierte Formen. Eine starke Narbung



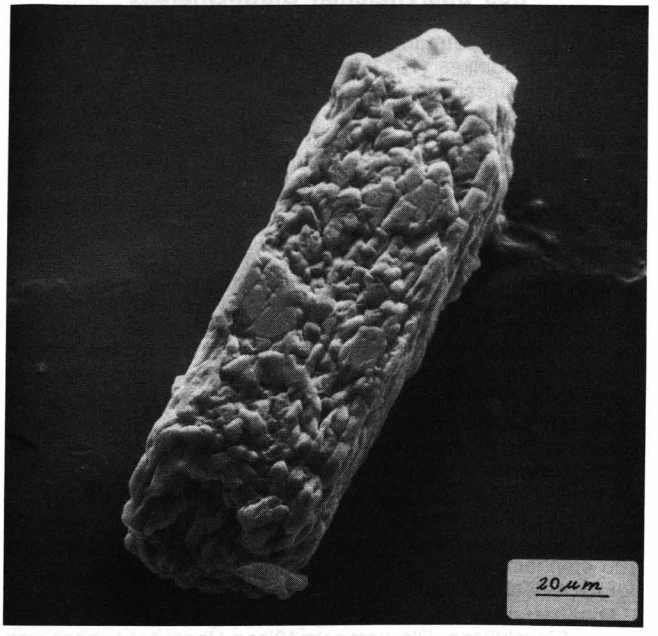


Abb. 27.
Zirkontypen der Population B (REM-Aufnahmen).
a) „Pseudo-kubische" Kristallform eines metamikten Zirkons (trüb, dunkelbraun). Trotz der stark korrodierten Oberfläche sind die Kristallflächen (110) und (111) noch erkennbar.
b) Die Korrosionserscheinungen an den Pyramidenflächen (Hahnenkammformen) sind hier besonders ausgeprägt. Bei dieser Zirkon-Population wird der Zusammenhang zwischen hohem Unrangehalt (bis 1700 ppm U), Metamiktisierung und oberflächlicher Korrodierung direkt sichtbar.

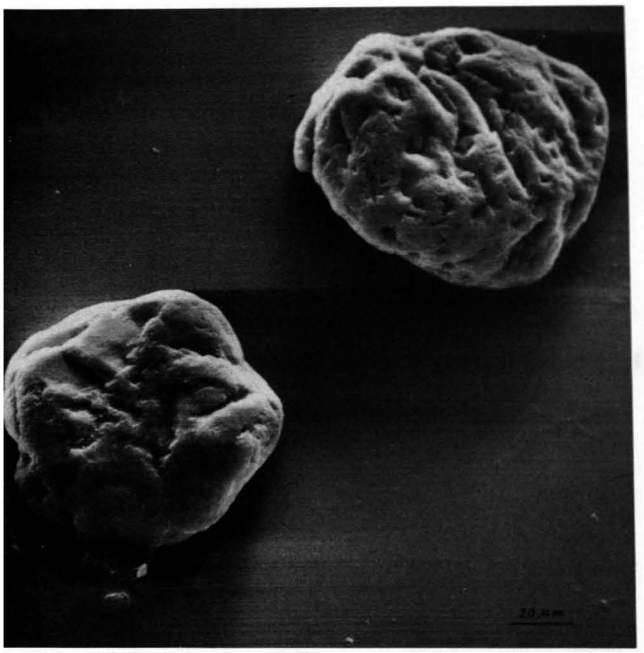


Abb. 28.
Die stets xenomorphen Zirkone der Population C des Migmatits (trüb, weiß bis gelblich) zeigen ähnliche Oberflächenstrukturen wie jene der Population B. Sie besitzen auch vergleichbare Urangehalte (>1000 ppm U). REM-Aufnahme.

der Oberfläche kann bei langprismatischem Habitus den Anschein von detritischer Rundung erwecken.

10.4. Zirkone aus den Metamorphiten des Winnebachsee-Gebietes

10.4.1. Die Zirkone des quarzitischen Biotit-Gneises

Aufgrund der petrographischen Arbeiten von HOINKES et al. (1972) und HOINKES (1973) kann der Winnebach-Migmatit als eine in situ-Aufschmelzung der umliegend anstehenden Paragneise angesehen werden. Die Untersuchung der Zirkone des quarzitischen Biotit-Gneises 201 der näheren Umgebung (Straße Längenfeld – Gries im Sulztal, am Ortsausgang von Längenfeld) sollte demnach ein ganz ähnliches Spektrum an Zirkonpopulationen aufweisen wie der Migmatit. Tatsächlich konnten, wenn auch leicht modifiziert, die beschriebenen Populationen wiedergefunden werden.

Auf den ersten Blick fällt die wesentlich stärker genarbte (= korrodierte) Oberfläche der Zirkone der Population A des quarzitischen Biotit-Gneises im Vergleich mit jener des Migmatits auf. Die Anatexis hat offensichtlich bei einer verstärkten Rekristallisation der Zirkone (höhere Temperatur gegenüber der amphibolitfaziellen Prägung des quarzitischen Biotit-Gneises) ehemals bestehende Korrosionsbuchten ausgeheilt und/oder zu gesteigerter Resistenz der Oberfläche gegenüber späteren korrodierenden Einflüssen geführt.

Typ A 1 ist spärlich vertreten, was nicht überrascht, dafür rückt Typ A 2 stark in den Vordergrund. Vermehrt finden sich bei den xenomorphen Zirkonen (Typ A 3) solche, die völlig trüb erscheinen. In keinem Fall ist bei ihnen eine Facettierung der Oberfläche erkennbar.

Annähernd die Hälfte der Zirkone der Population A besitzt opake Einschlüsse. Die unregelmäßigen Überwachsungen von Xenotim(?), wie sie hauptsächlich die Zirkone der Population B des Migmatites zeigen, finden sich hier auch an denen der Population A recht häufig.

Auch im quarzitischen Biotit-Gneis finden sich Zirkone der Population B. Die isotropen, fast schwarzen Malakone besitzen häufig hypidiomorphe Kornform mit stark genarbter Oberfläche. Weißlichgraue, milchig trübe Zirkone, ebenfalls mit korrodierter Außenzone, wurden zur Population B gerechnet.

Zirkone der Population C konnten im quarzitischen Biotit-Gneis nicht mit Bestimmtheit identifiziert werden.

Die Darstellung der Zirkonfraktionen im Diagramm Urangehalt – scheinbares $^{206}Pb/^{238}U$-Alter (Abb. 29), in Verbindung mit mikroskopisch erkennbaren Zirkonentwicklungsphasen schafft folgendes Bild (vgl. Kap.. 3, Abb. 4a und b):

Nach SILVER & DEUTSCH (1963) können Zirkonfraktionen einer Population als kogenetisch angesehen werden, wenn im Variationsdiagramm Urangehalt gegen U/Pb-Alter ein ansteigender Urangehalt linear mit abnehmenden U/Pb-Altern und abnehmender Korngröße korreliert ist. Wie man in Abb. 29 erkennen kann, ist diese Bedingung nur für die Zirkonfraktionen >42 µm des quarzitischen Biotit-Gneises verwirklicht.

In den Migmatit-Zirkonen >53 µm der Population A ist dieser Trend durchaus erkennbar. Die Fraktionen <53 µm zeigen dagegen einen sprunghaften Anstieg im Urangehalt.

Daß es innerhalb einer Population ansehnliche Schwankungen im Urangehalt gibt, offenbart die Splittung der Zirkonfraktion 011 (>75 µm) in einen farblosen bis rosafarbenen (011-1, 286 ppm U) und einen bräunlich-violetten Anteil (011-2, 787 ppm U); s.a. GRAUERT et al., 1974; ARPS, 1970). Eine weitere Unterteilung der untersuchten transparenten Zirkon-Korngrößenfraktion der Population A in einzelne Typen erscheint also durchaus gerechtfertigt.

10.4.2. Zirkone der Kontaktgesteine des monzonitischen Gneises

Kennzeichnend für die Zirkone des dichten Granat-Biotit-Plagioklas-Gneises 309 ist ihre morphologische und farbliche Vielfalt. Eine Trennung in farblose (309-3, 309-6) und rosa bis bräunlich-violette Typen (309-2(1), 309-2(2), 309-5) geht auch bei ihnen parallel mit einer Unterteilung in uranarme und uranreiche Zirkone (vgl. Abb. 29). Die Korngrößenfraktionen der violetten Zirkone (309-2(1), 309-2(2), 309-5) besitzen wie die Gesamtfraktionen der Population A (309-1, 152-1, 152-2) und die vergleichbaren Zirkon-Korngrößenfraktionen des quarzitischen Biotit-Gneises oder des Migmatits nahezu identische $^{206}Pb/^{238}U$-Alter, bei deutlich höheren Urangehalten.

Die Zirkone des granatführenden Biotit-Plagioklas-Gneises 300 setzen sich aus einer Vielzahl von unterschiedlichen Typen zusammen – charakteristisch für ein Sediment mit sehr heterogenem Liefergebiet. Es fehlen auffällig die bräunlichen, wohlkristallisierten Zirkone (Population A), wie sie im Migmatit zu finden sind. Dafür trifft man unzählige, kantige Bruchstücke, teilweise intensiv violett und orange gefärbt. Zirkone mit ausgebildeten Kristallflächen sind ausgesprochen selten. Aus der Vielfalt der Zirkone wurden für die Analyse daher zwei definierte Typen ausgewählt: langprismatische und rundliche bis spindelförmige Zirkone.

Farblose, rundliche bis spindelförmige Zirkone zeigen im Diagramm Urangehalt – $^{206}Pb/^{238}U$ (Abb. 29) die bekannte, diagonale Verschiebung der Fraktionen in Abhängigkeit von ihrer Korngröße (300-3, 300-7), wie sie von den Korngrößenfraktionen des Migmatits bekannt sind. Die langprismatischen Zirkone (300-4, 300-6) fallen mit den entsprechenden Fraktionen anderer Gesteine zusammen.

Wir können also festhalten, daß die Urangehalte in den Zirkonen aus den Paragneisen im Kontakt zum monzonitischen Gneis stets niedriger sind als die in den vergleichbaren Korngrößenfraktionen des Migmatits oder den Gneisen der Umgebung, obwohl alle drei Gesteinstypen als kogenetisch zu betrachten sind. Ein überdurchschnittlicher Urananstieg ist nur in den kleinen Zirkonfraktionen (<53 µm) des Migmatits zu verzeichnen.

Betrachten wir die analysierten, langprismatischen Zirkonfraktionen aus den verschiedenen Gesteinen, so wird ihre Sonderstellung deutlich. Ihr Urangehalt variiert zwischen 400 und 650 ppm; er entspricht damit annähernd dem der Gesamtfraktion gleicher Korngröße. Zunächst hätte man erwarten können, daß sie, infolge ihres erkennbar intensiven anatektischen Neuwachstums, einen eindeutigen Hinweis (Konkordnaz) auf den Zeitpunkt ihrer Kristallisation liefern (GRAUERT et al., 1973). Dies ist nicht der Fall, doch der Umstand, daß alle Korngrößenfraktionen der untersuchten langprismatischen Zirkone, auch die des Migmatits, annähernd gleiche $^{206}Pb/^{238}U$-Alter aufweisen (650–670 Ma) und nahe der Concordia liegen, läßt auf ein Bildungsalter schließen, das diese Zeitspanne im Fehler mit umfaßt.

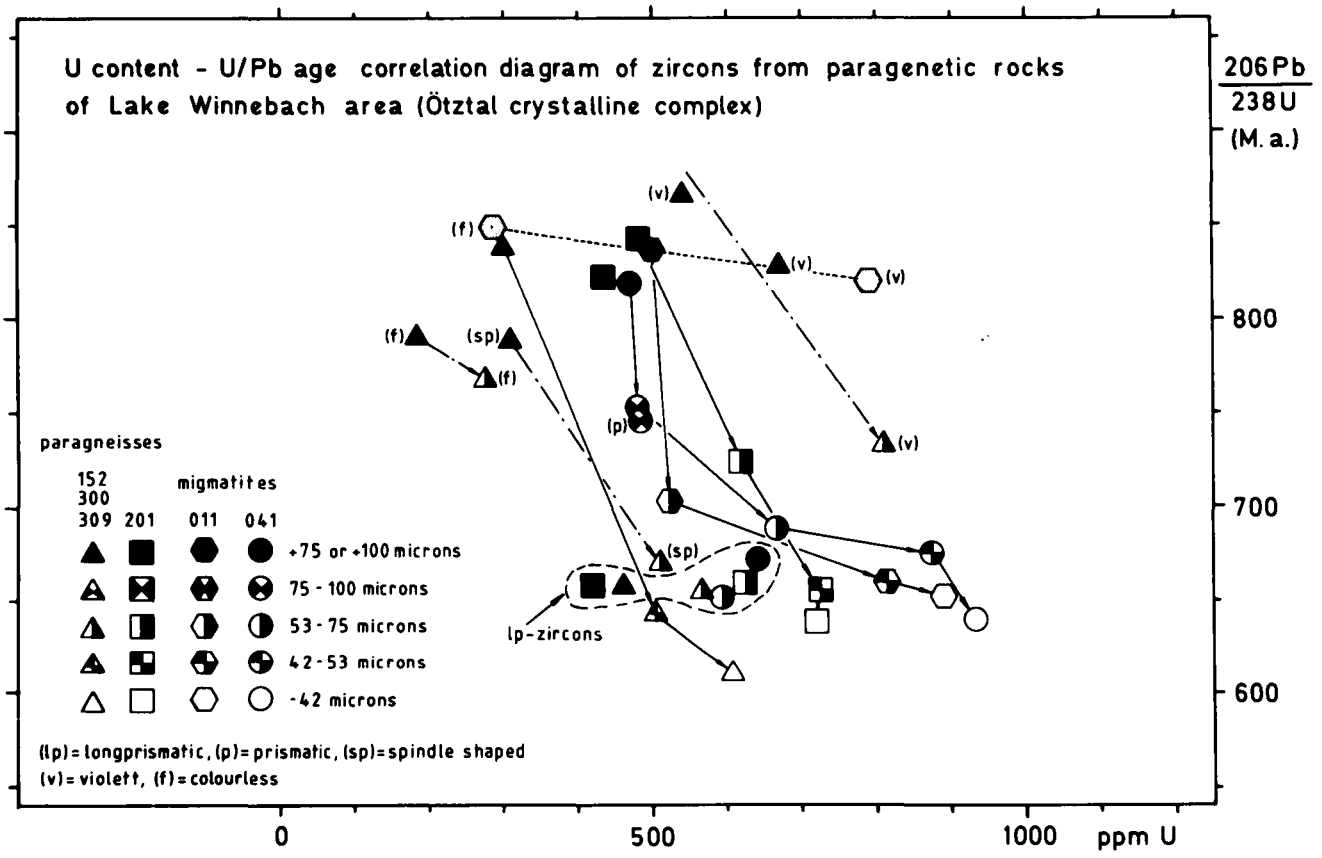


Abb. 29.
Korrelations-Diagramm Urangehalt – scheinbares U/Pb Alter. Erläuterungen im Text (Kap. 10.4.1. und 10.4.2.).

10.5. Analysenmethoden und verwendete Konstanten

Die chemische Aufbereitung der Proben und die massenspektrometrische Isotopenanalyse wurden am Zentrallabor für Geochronologie in Münster durchgeführt.

U-Pb-Analytik

1–5 mg Zirkonprobe wurde in den Tefloneinsatz des Autoklaven eingewogen, mit 1 ml 48 %-iger HF-Lösung versetzt und zur Lösung 5 Tage bei 180 °C im Heizschrank aufbewahrt. Nach dem Abrauchen der Flußsäure bei 80°C wurde die Probe mit 6N-HCl bei 180° erneut in Lösung gebracht. Nach Abkühlung der Lösung wurde sie gesplittet und ein Teil mit U-Pb-Mischspike versetzt. Die gespikte Probe (U-, Pb-ID) und die ungespikte Probe (Pb-IC) wurden getrennt weiterbehandelt.

Die Trennung von U und Pb aus der Lösung wurde über Ionenaustauschersäulen (500 µl), gefüllt mit Dowex AG 1-Harz durchgeführt. Der gleiche Vorgang wurde zur Nachreinigung von Blei mit 100 µl-Säulen wiederholt. Der Trennungsvorgang erfolgte nach der von KROGH (1973) beschriebenen Methode.

U und Pb wurden auf Re-Filamente geladen, die Isotopenverhältnisse mit einem Teledyne-Massenspektrometer (Modell SS-1290) bestimmt.

Folgende Konstanten wurden verwendet:

$^{238}U/^{235}U = 137{,}88$

$\lambda_{(^{235}U)} = 9{,}8485 \times 10^{-10} a^{-1}$

$\lambda_{(^{238}U)} = 1{,}55125 \times 10^{-10} a^{-1}$

Bei der Berechnung der Discordia wurden folgende Analysenfehler verwendet:

$^{207}Pb/^{206}Pb = 0{,}3\ \%$

$^{206}Pb/^{238}U = 0{,}5\ \%$

$^{207}Pb/^{235}U = 0{,}7\ \%$

Die Pb(common)-Korrektur wurde mit den nachfolgenden Isotopenverhältnissen durchgeführt:

$^{206}Pb/^{204}Pb = 17{,}98$

$^{207}Pb/^{204}Pb = 15{,}59$

$^{208}Pb/^{204}Pb = 37{,}78$

Die gerätespezifische Massenfraktionierungskorrektur beträgt:

$^{206}Pb/^{204}Pb = 0{,}9976$

$^{207}Pb/^{206}Pb = 1{,}0012$

$^{208}Pb/^{206}Pb = 1{,}0024$

Die laboreigenen Pb-Isotopenverhältnisse zur blank-Korrektur betragen:

$^{206}Pb/^{204}Pb = 17{,}72$

$^{207}Pb/^{204}Pb = 15{,}52$

$^{208}Pb/^{204}Pb = 37{,}5$

Alle Isotopenverhältnisse wurden mit einer total-Pb-blank-Konzentration von 0,2 ng korrigiert.

NBS SRM 983 (Mittelwert während des Zeitraumes der Messungen):

$^{208}Pb/^{206}Pb$: 0,013613 ± 0,000006

$^{207}Pb/^{206}Pb$: 0,0711167 ± 0,0000015

$^{204}Pb/^{206}Pb$: 0,000373 ± 0,000003

Rb-Sr-Analytik

Zur Analyse der Gesamtgesteinsproben mit der Rb-Sr-Methode wurden 100 mg Gesteinspulver eingewogen, mit Rb-Sr-Mischspike versetzt und mit 10 ml HF/HNO_3 (5:1) bei 120°C in abgedeckten Teflonbechern in Lösung gebracht. Die zur Trokkene eingedampfte Probe wurde mit 6 N-HCl aufgenommen und erneut 12 Stunden bei 120°C gelöst. Zur eingedampften Probe wurde 2,5 N-HCl gegeben.

Die Eluation von Rb und Sr erfolgte über Kationenaustauscher (Harz-Typ AG 50Wx8, 200–400 mesh).

Zur Messung der Rb- und Sr-Isotopenverhältnisse am Teledyne-Massenspektrometer wurden Ta-Filamente als Probenträger verwendet.

Folgende Konstanten wurden verwendet:

$^{85}Rb/^{87}Rb = 2{,}59265$

$^{86}Sr/^{88}Sr = 0{,}1194$

$^{84}Sr/^{86}Sr = 0{,}056584$

$\lambda_{(^{87}Rb)} = 1{,}42 \times 10^{-11} a^{-1}$

Für die Isochronenberechnung der Gesamtgesteinsproben wurde für das $^{87}Sr/^{86}Sr$-Isotopenverhältnis ein Fehler von 0,03 % angenommen, für das $^{87}Rb/^{86}Sr$-Isotopenverhältnisse einer von 1,5 %. Die 2σ-Fehler des Mittelwertes von Einzel-, Wiederholungs-, und Standardmessungen liegen stets unterhalb der zur Isochronenberechnung verwendeten Werte.

NBS SRM 983 (Mittelwert während des Zeitraumes der Messungen):

$^{87}Sr/^{86}Sr$: 0,710365 ± 0,000030

Total-blank-Konzentrationen:

Rb(max) = 0,35 ng
Sr(max) = 1,9 ng

Dank

Unser aufrichtiger Dank gebührt K. SCHMIDT, der es ermöglichte, daß diese Arbeit in Angriff genommen werden konnte. Seine umfassenden regional-geologischen Kenntnisse waren sehr hilfreich bei der Probenauswahl. Infolge seines plötzlichen, frühen Todes war die Fortführung und Beendigung des Projektes nur durch den dankenswerten Einsatz von R. HÖLL gesichert.

Unser Dank gilt im besonderen B. GRAUERT und allen Kollegen in Münster für die Hilfe im Labor und die fortwährend angeregte Diskussion.

Den Kollegen F. PURTSCHELLER, G. HOINKES, B. LAMMERER, H. MILLER, U. KRAMM und W. LOSKE schulden wir Dank für ihre freimütige Diskussion während gemeinsamer Geländebegehungen.

F. PURTSCHELLER und den Herren von der Bergrettung Innsbruck sind wir zu Dank verpflichtet für die Bereitstellung eines Hubschraubers zum Gesteinstransport aus den Hochlagen des Untersuchungsgebietes.

Wertvolle Unterstützung bei der Probenahme und deren Aufbereitung verdanken wir dem Kollegen B. BAUMGARTEN. Bei der Ausarbeitung der Plotterprogramme war J. HENKEL behilflich.

Literatur

AFTALION, M. & VAN BREEMEN, O: U/Pb Zircon, Monazite and Rb/Sr Whole Rock Systematics of Granitic Gneiss and Psammitic to Semi-Pelitic Host Gneiss from Glenfinnan, North-Western Scotland. – Contrib. Mineral. Petrol., **72**, 87–98, 1980 Heidelberg.

ALLEGRE, J. C., ALBAREDE , D., GRÜNENFELDER, M. & KÖPPEL, V.: $^{238}U/^{206}Pb$ – $^{235}U/^{207}Pb$ – Zircon in Alpine and Non-Alpine Environment. – Contrib. Miner. Petr., **43**, 163–194, Heidelberg 1974.

ARPS, C. E. S.: Petrology of a part of the western Galician basement between the Rio Jallas and the Rio de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircon investigations. – Leidse. geol. Med. Deel, **46**, 57–155, Aftlevering 1, 1970.

BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic Evolution of the Austridic Rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps): Radiometric and Geo-Petrologic Data. – Mem. Soc. geol. Ital., **12**, 549–571, Bologna 1973.

BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: New Petrographic and Radiometric Data on the Ötztal and Stubai Orthogneisses (Eastern Alps). – N. Jb. Miner. Mh., **1980**, 75–87, Stuttgart 1980.

DRONG, H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebach-Granits (Ötztal – Tirol) als Beispiel einer petrogenetischen Analyse. – TMPM, **7**, 1–69, Wien 1959.

GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: U-Pb Systematics of Detrital Zircons from Some Unmetamorphosed to Slightly Metamorphosed Sediments of Central Europe. – Contrib. Miner. Petrol., **65**, 29–37, Heidelberg 1977.

GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztal-Kristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Fortschr. Mineral., **59**, Bh. 1, 54–56, Stuttgart 1981.

GRAUERT, B.: Die Entwicklung des Silvretta-Kristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Diss. Univ. München, 166 S., München 1969.

GRAUERT, B., HAENNY, R. & SOPTTRAJANOVA, G.: Age and Origin of Detrital Zircons from Pre-Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps. – Contrib. Miner. Petrol., **40**, 105–130, Heidelberg 1973.

HAMMER, W.: Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. – TMPM, **38**, 797–826, Wien 1925.

HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, ,P., WENDT, I. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallin (Ostalpen). – Geol. Jb., **86**, 797–826, Hannover 1968.

HAWKES, L.: On a Partially Fused Quartz-Feldspar Rock and on Glomero-Granular Texture. – Miner. Mag. J. Miner. Soc., **22**, 163–172, London 1929.

HOERNES, S. & HOFFER, E.: Der Amphibolitzug des mittleren Ötztals (Tirol). – Veröff. Museum Ferdinandeum, **53**, 159–180, Innsbruck 1973.

HOINKES, G.: Die Anatexis des Winnebach-Granites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. – TMPM, **20**, 225–239, Wien 1973.

HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J.: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). – TMPM, **18**, 292–311, Wien 1972.

HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R.: Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**/5, 95–113, Innsbruck 1982.

GRAUERT, B., SEITZ, M. G. & SOPTRAJANOVA, G.: Uranium and Lead Gain of Detrital Zircon Studied by Isotopic Analyses and Fission Track Mapping. – Earth Planet. Sci. Lett., **21**, 389–399 Amsterdam 1974.

KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M.: A Study of Inherited and Newly Formed Zircons from Paragneisses and Granitoid Sediments of the Strona-Ceneri Zone (Soutern Alps). – SMPM, **51**, 385–409, Zürich 1971.

KROGH, T. K.: A Low Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determinations. – Geochim. Cosmochim. Acta, **37**, 485–494, London 1973.

MEHNERT, K.: Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. – 393 p., Amsterdam (Elsevier) 1968.

MILLER, D. S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und am Muskovitgranitneis von Vent (Ötztaler Alpen). – Eclog. geol. Helv., **60**/2, 537–541, Basel 1967.

PURTSCHELLER, F. Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztal-Stubaier-Altkristallins. – TMPM, **13**, 35–54, Wien 1969.

PURTSCHELLER, F. &SASSI, F. P.: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. – TMPM, **22**, 175–199, Wien 1975.

SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.: Rb/Sr- und U/Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – Eclog. geol. Helv., **60**/2, 529–536, Basel 1967.

SCHMIDT, K., SÖLLNER, F.: Towards a Geodynamic Concept of the „Caledonian Event" in Central- and SW-Europe. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 251–268, Wien 1983.

SILVER, L. T. & DEUTSCH, S.: Uranium – Lead Isotopic Variations: a Case Study. – J. Geol., **71**, 721–758, Chicago 1963.

SÖLLNER, F., SCHMIDT, K., BUMANN, A. & HANSEN, B. T.: Zur Altersstellung des Winnebach-Migmatits im Ötztal (Ostalpen). – Verh. Geol. B.A., **1982**, 95–106, Wien 1982.

SÖLLNER, F., GEBAUER, D.: U-Pb-Age Determinations on Zircons from Eclogites and Eclogite-Amphibolites of the Ötztal and Silvretta Crystalline Complexes (Eastern Alps). – In Vorbereitung.

TERA, F. & WASSERBURG, G. J.: U-Th-Pb Systematics in Three Apollo 14 Basalts and the Problem of Initial Pb in Lunar Rocks. – Earth. Planet. Sci. Lett., **14**, Amsterdam 281–304.

THÖNI, M.: Distribution of the Pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, Based on K-Ar Determinations. – Mitt. Österr. Ges., **71/72**, 139–165, Wien 1980.

THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the Light of K-Ar and Rb-Sr Age Determination on Micas. – Jb. Geol. B.-A., **124**/1, 111–174, Wien 1981.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien 1981.

WETHERILL, G. W.: Discordant Uranium-Lead Ages, 1. – Am. Geophys. Union, **37**/3, Trans., 320–326, Washington D.C. 1956.

Manuskript eingelangt am 13. Juli 1987.