

Strukturelle und geochronologische Argumente für eine altpaläozoische Anatexis im Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol, Österreich)

Structural and geochronological arguments for lower
paleozoic anatexis of the Winnebachmigmatite
(Ötztal/Tyrol, Austria)

E. CHOWANETZ

mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle

Schlüsselwörter:

Migmatit
Ötztalkristallin
Rb/Sr-Mineralalter
kaledonisches Ereignis

Keywords:

Migmatite
Ötztalcrystalline
Rb/Sr-mineral ages
Caledonian event

Adresse der Autorin:
Address of the authoress:

Mag. Eva Chowanetz
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract	17
1. Einführung	18
1.1. Problemstellung	18
1.2. Definitionen	18
2. Petrographie	19
2.1. Zentraler, ungeschieferter Migmatit	19
2.2. Geschieferter Migmatit	21
2.3. Grenzbereiche	22
2.4. Migmatischer Gneis	22
2.5. Leschhorn	23
2.6. Helle Granitgneise	24
3. Überprägung des Migmatits	24
3.1. Granulierung der Plagioklase	24
3.2. Alumosilikate	24
3.3. Störungszonen	25
3.4. Retrograde (alpidische) Überprägung	26
3.5. Diskussion der Strukturen und Texturen	26
4. Altersdaten	28
4.1. Probenbeschreibung	28
4.2. Methodik	29
4.3. Ergebnisse und Diskussion	31
4.3.1. Biotit	31
4.3.2. Hellglimmer	31
4.3.3. Gesamtgesteine	32
4.3.4. Leschhorn und Granitgneise	33
5. Übersicht über die metamorphe und magmatische Entwicklung	34
6. Literatur	34

Contents

	page
Zusammenfassung, Abstract	17
1. Introduction	18
1.1. Problematics	18
1.2. Definitions	18
2. Petrography	19
2.1. Central, non-foliated migmatite	19
2.2. Foliated migmatite	21
2.3. Boundary zones	22
2.4. Migmatic gneiss	22
2.5. Leschhorn	23
2.6. Leucocratic granite-gneiss	24
3. Migmatite-overprinting	24
3.1. Plagioclase granulation	24
3.2. Alumosilicates	24
3.3. Fault zones	25
3.4. Retrogressive (Alpine) overprint	26
3.5. Discussion of textures and structures	26
4. Radiometric age data	28
4.1. Sample description	28
4.2. Methods	29
4.3. Results and discussion	31
4.3.1. Biotite	31
4.3.2. White mica	31
4.3.3. Whole rock	32
4.3.4. Leschhorn and granite-gneisses	33
5. The metamorphic and magmatic evolution: An overview	34
6. References	34

Zusammenfassung

Der Winnebach-Migmatit liegt im nördlichen Teil des Ötztal-Stubai-Kristallins, E Längenfeld/Ötztal. Seine Entstehung wird durch in-situ-Aufschmelzung von Paragesteinen vom Typ der heutigen Hüllgesteine (im wesentlichen Bi-Plag-Gneise) erklärt. Die P-T-Bedingungen für die Teilaufschmelzung dieser Gesteine werden mit 660°-685°C bei 4kb angegeben (HOINKES et al., 1972).

Die zeitliche Einstufung der Migmatisierung schwankt in der Literatur zwischen spätvariszisch (HOINKES & al., 1972) und pan-afrikanisch (670 Ma; SÖLLNER & HANSEN, 1987). Die vorliegende Arbeit sollte mittels einer neuen Geländeaufnahme und Rb/Sr-Mineral- und Gesamtgesteinsanalysen zur Klärung der Altersfrage des Winnebachmigmatits beitragen. Es ergaben sich vier Hauptargumente, die für ein kaledonisches Alter der Anatexis (Mindestalter) und für eine variszische Überprägung des Migmatits sprechen:

- Der Migmatitkörper stellt ein „mega-raft“ dar, das von den Paragneisen variszischer Prägung umflossen wird.
- Das Neosom ist mit Ausnahme des geschonten Kernbereiches des Migmatits geschiefert, die Plagioklase sind im gesamten Migmatit granuliert, dieser hat also nach seiner Bildung eine Deformation erfahren.
- Hellglimmer, die aus unverschiefertem, homogenen Neosom des zentralen Migmatitbereiches separiert wurden, ergaben kaledonische Rb/Sr-Alterswerte von 461 ± 8 bis 421 ± 6 Ma. Hellglimmer aus verschieferten Bereichen ergaben verjüngte Alter zwischen 388 ± 8 und 293 ± 4 Ma.
- Ein den Migmatit durchschlagender Granitgneis ergab ein Alter von 370 ± 28 Ma (SÖLLNER & HANSEN, 1987); ein weiteres Granitvorkommen, das als spätes Differentiat des Migmatits interpretiert werden kann, ergab von den selben Autoren datiert, ein Alter von 444 ± 4 Ma.

Das Auftreten von prograd, unter Einbeziehung von Biotit gebildetem Sillimanit und jüngerem, postdeformativ gewachsenen Disthen steht mit der oben angesprochenen Altersabfolge in Einklang, kann aber auch mit P-T-Änderungen innerhalb eines einzigen Metamorphosezyklus erklärt werden.

Die Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen ergeben gemeinsam mit den Daten von SÖLLNER & HANSEN (1987) gerechnet einen Errorchronenalterswert von 455 ± 24 Ma (2σ). Aufgrund der präanatektisch sehr inhomogenen Gesteinsserien scheint eine vollständige Sr-Isotopenhomogenisierung bei der Teilaufschmelzung fragwürdig. Zusätzlich kann die unterschiedliche deformativ und retrograde Überprägung die Gesamtgesteine sekundär wieder ungleichmäßig beeinflusst haben.

Das alpidische Geschehen läßt sich durch die Teilverjüngung der Glimmeralter erfassen. Die Ergebnisse stehen großräumig betrachtet in Einklang mit der Vorstellung einer gegen SE ansteigenden alpidischen Metamorphose im Ötztalkristallin. Im Kleinbereich schwankt die Beeinflussung allerdings beträchtlich, was auf einen lokal unterschiedlichen Deformationsgrad und stark variierende Fluidaktivität zurückgeführt wird.

Abstract

The Winnebach-migmatite lies within the Oetztal nappe (Upper Austroalpine) in the northern Oetztal (Tirol/Austria). Its genesis is attributed to an in-situ-melting of the country rocks (mainly biotite-plagioclase-paragneisses). The P-T-conditions of 660°-685°C at 4kb for the partial melting are given by HOINKES et al. (1972). Following the available literature data, the exact timing of the anatexis is found to be controversial.

Structural data and Rb-Sr age determinations on micas and whole rocks from 10 samples from the migmatite s. str. and the surrounding paragneisses strongly support a Caledonian or at least pre-Hercynian anatexis followed by a Hercynian metamorphic-deformational overprint:

- Structural investigations show that the whole migmatite can be interpreted as „mega“-raft within the surrounding paragneisses.
- The migmatite-neosome is partly affected by a schistosity (parallel orientation of mica). All plagioclases in the migmatite show a strong granulation. Both schistosity and granulation are attributed to a postanatectic, i. e. Hercynian overprint.
- Rb-Sr ages for white micas vary between 461 ± 8 Ma (least overprinted parts) and 293 ± 4 Ma (strongly overprinted schistose textures). A regression calculation for the whole rock analyses yields a poorly defined age of 455 ± 24 Ma (2σ). The scale of Sr isotope homogenisation during the anatexis is, however, questionable, since the migmatite forms out from a very inhomogeneous (meta-)sedimentary rock series.
- An orthogneiss cutting across the migmatite shows an age of 370 Ma (SÖLLNER & HANSEN, 1987).

Strongly rejuvenated biotite ages in the neighborhood of Hercynian biotite ages suggest a varying intensity of the Alpine overprint in this area.

The „Gaislehn“ granitic gneiss SE of the migmatite area shows a strong Hercynian overprint resulting in a complete resetting of the Rb-Sr system in white mica (321 ± 15 Ma isochron for three white mica fractions and whole rock).

In conclusion the Winnebach-migmatite is regarded as a product of pre-Hercynian (probably Caledonian) partial melting, that has been varyingly overprinted during the Hercynian and Alpine cycles.

1. Einführung

Der Winnebachmigmatit, in der Literatur auch als Winnebachgranit bezeichnet, liegt in den Stubai Alpen E Längsrichtung im Ötztal (Abb. 1). Er erstreckt sich in E-W-Richtung über gut 25 km² und liegt inmitten von Paragneisen und Glimmerschiefern, die im N bei Tumpen von zwei Granodioritzügen unterbrochen werden und im S von Amphiboliten bzw. Eklogiten abgelöst werden.

Der Erstbeschreibung 1905 durch OHNESORGE folgten zahlreiche weitere Bearbeitungen: Die Kartierung von HAMMER (1929) im Maßstab 1 : 75 000, der Versuch einer gefügekundlichen Analyse von DRONG (1959) und schließlich die petrologische Aufnahme von HOINKES (1971) am Aufschluß „Bachfalle“, begleitet von einer Neukartierung durch SCHANTL (1972). Diese beiden Autoren sehen in Anlehnung an HAMMER (1925) in der Anatexis das letzte voralpine, d. h. ein spätvariszisches Ereignis, da der Migmatit ihrer Meinung nach keine strukturelle Überprägung erlitten hat. SÖLLNER & HANSEN (1987) haben die ersten Rb/Sr-Gesamtgesteins- und U/Pb-Zirkonalterswerte im Winnebach-Gebiet bestimmt. Ihre Interpretation der Anatexis als panafrikanisches Ereignis beruht auf den Zirkonaten, v. a. auf dem Wert von 444 ± 4 Ma, gemessen an Zirkonen aus einem Granit, den sie als postanatektischen Gang gedeutet haben.

Die Bildung eines kleineren Migmatitvorkommens im südlich des Sulztales gelegenen Roßkar wird aufgrund einer deutlichen Schieferung in diesem Bereich noch immer hartnäckig einem anderen Ereignis als jenem der Anatexis im Winnebachseegebiet zugeordnet (HAMMER, 1925; HOERNES & HOFFER, 1973; SÖLLNER & HANSEN, 1987).

1.1. Problemstellung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war, neue Hinweise auf das mögliche Alter der Anatexis im Winnebach-Gebiet zu finden. Dabei wurde aufgrund von feldgeologischen und petrographischen Beobachtungen eine Entscheidung darüber erwartet, ob die als variszisch eingestufte amphibolitfaziale Prägung der Migmatithüllgesteine von der Anatexis erfaßt wurde, oder ob der Winnebachmigmatit selbst in das variszische Deformations- und Metamorphosegeschehen einbezogen wurde. Rb/Sr-Mineral- bzw. Gesamtgesteinsanalysen sollten diese Ergebnisse durch absolute Alterswerte unterstützen.

1.2. Definitionen

Folgende Termini könnten zu Mißverständnissen führen. Ihre erneute Definition im Sinne dieser Arbeit erscheint daher sinnvoll:

- **Homogenes Neosom:** Es stellt den aufgeschmolzenen Teil des Migmatits dar (MEHNERT, 1968, p.356). Präanatektische Gefüge sind somit nicht erhalten. Die homogenen Bereiche sind auf dm²-Größe beschränkt.
- **Schollen:** Anatektisch gerade nicht mehr zerstörte (HOINKES, 1973) Biotit-Plagioklas-Gneis-Bereiche (bzw. untergeordnet Biotit-schiefer oder Kalksilikate), d. h. Bereiche wo das präanatektische Schieferungsgefüge noch einigermaßen intakt ist. Diese Schollen schwimmen in einer Neosommatrix.
- **Inhomogenes Neosom:** Es bildet den Übergang von Schollen zu homogenem Neosom. Überreste präanatektischer Strukturen sind in Form eines auffiedernden Gneislagenbaues noch erhalten.
Achtung: Es handelt sich um eine im Gelände getroffene, d. h. um eine makroskopische Unterteilung. Sie muß also nicht unbedingt mit der Unterscheidung im Dünnschliff übereinstimmen. Diese vollzieht sich zwar nach den selben Definitionen, aber eben bei stärkerer Auflösung.
SÖLLNER & HANSEN (1987, p. 534) unterscheiden anders: Ein homogenes Neosom ist nur „weitgehend ohne Schollen“, einem inhomogenen Neosom wird ein Schollenanteil über 50% zugestanden. Diese Ausweitung der Begriffe ist wohl im Zuge der Großprobennahme nötig geworden.
- **Geschiefertes Neosom:** Es kann sich sowohl um homogenes als auch um inhomogenes Neosom handeln. Im homogenen Neosom wird die Schieferung anhand einer Glimmerorientierung bis hin zur Längung von Q- und Fsp-Aggregaten dokumentiert.
Im inhomogenen Neosom werden migmatische Strukturen, wie z. B. der auffiedernde Gneislagenbau, von einer zweiten Schieferung diskordant überprägt.
- **Ungeschiefertes Neosom:** Nimmt Bezug auf das homogene Neosom des zentralen Migmatitbereiches, wo keinerlei Mineralregelung auftritt. Der Begriff „Migmatit mit s“ (SCHANTL, 1972) wurde fallengelassen, weil einerseits die Paralleltextur im Neosom als präanatektisches Gefügerelikt interpretiert wurde und andererseits die Verbreitung des „Migmatits mit s“ im Sinne SCHANTLs nur einen kleinen Bereich des geschieferten Neosoms im Sinne dieser Arbeit ausmacht.
- **Migmatitkern bzw. zentraler Migmatit:** Bezieht sich auf den höchsttemperierten Bereich zur Zeit der Anatexis und beinhaltet keine Aussage über das geographische Zentrum.

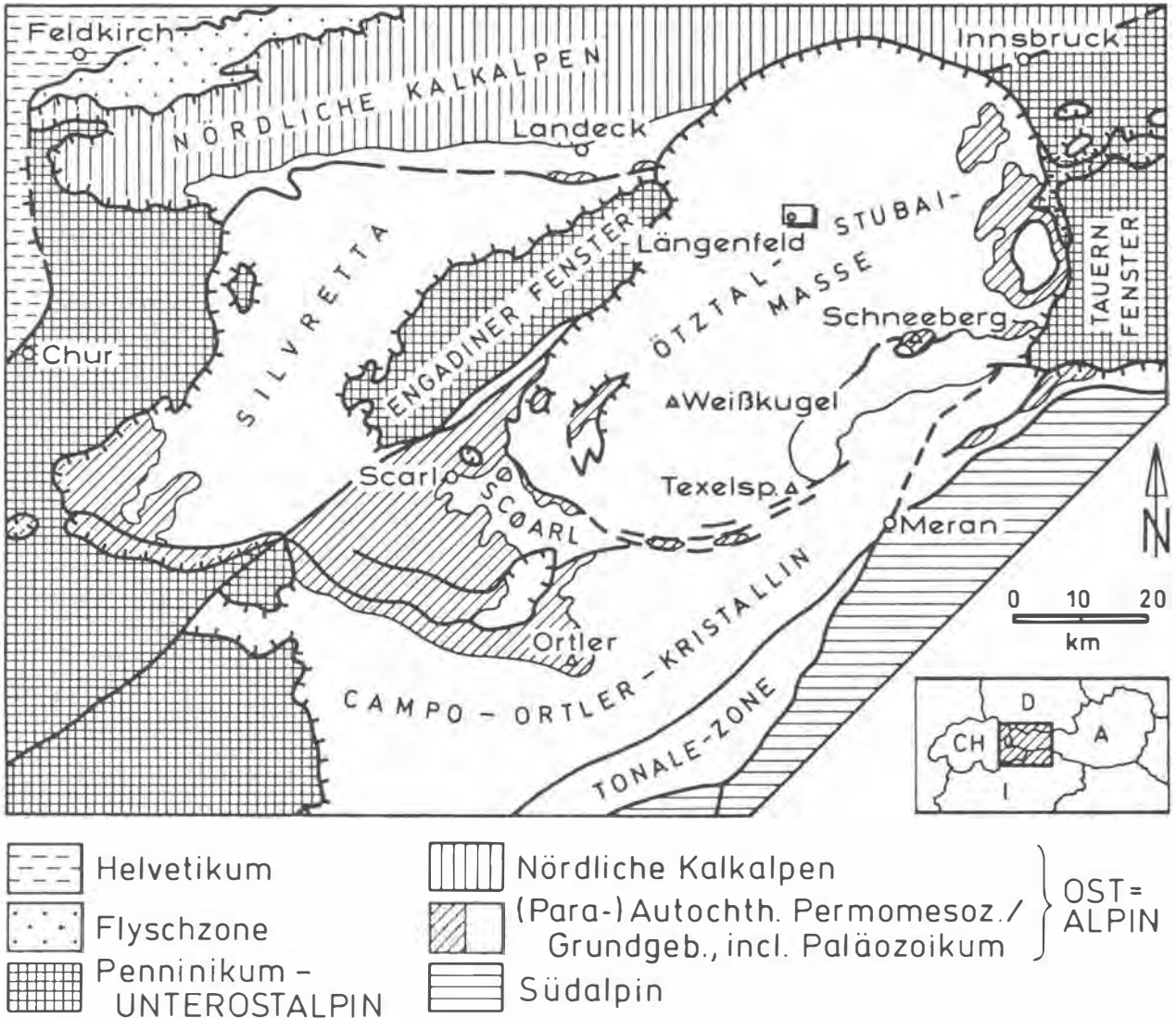


Abb. 1: Schematische Übersichtskarte des Ötztal-Silvretta-Kristallins und benachbarter Einheiten. Nach THÖNI, 1988.

Fig. 1: Schematic scetchmap of the Oetztal-Silvretta cristalline basement and adjacent units. After THÖNI, 1988.

2. Petrographie

2.1. Zentraler, ungeschieferter Migmatit

Das „Paradevorkommen“ von der Lokalität Bachfalle (HOINKES & al., 1972, HOINKES, 1973) bildet nur einen Teil des Migmatitkernbereiches. Dieser umfaßt auch noch den größten Teil des Gänsekragen-Stockes, sowie Ost- und Südumrahmung des Winnebachkares.

Der Kernbereich weist den höchsten Anteil an Neosom auf (16 Vol% homogenes, 40 Vol% inhomogenes nach HOINKES, 1973). Die Schollen sind in ihrer Größe überschaubar (kaum über 1 m Länge) und oft verdreht. Ptygmatische Falten und Quarzknaurn sind häufig. Es fand aber keine Trennung in Leuko-

und Melanosom i. S. MEHNERTs (1968) statt.

Stellenweise treten dunkelgrüne bis schwarze Pseudomorphosen auf. Sie sind im zentralen Migmatit häufig scharfkantig und stengelig mit einer Länge von mehreren cm. Sie wurden bereits 1905 von OHNESORGE als Pinite beschrieben und von weiteren Autoren erwähnt (u. a. SCHANTL, 1973). Diese Pinite werden als Pseudomorphosen nach Cordierit gedeutet. Idiomorphe, d. h. sechsseitige, prismatische Querschnitte (HAMMER, 1925) bzw. Cordierit-Relikte konnten im Zuge der vorliegenden Arbeit jedoch nicht gefunden werden.

Im **homogenen Neosom** ist keine Schieferung festzustellen, weder eine prä- noch eine postanatektische. Dies gilt auch für die Dünnschliffbeobachtung.

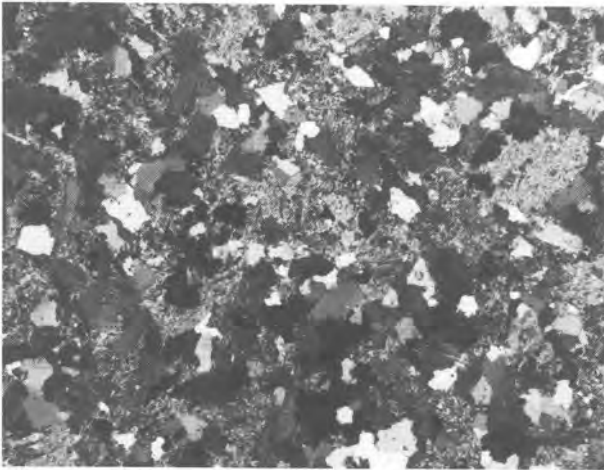


Abb. 2: Ungeschiefertes homogenes Neosom aus dem zentralen Migmatitbereich (Weitkar). Die Plagioklase sind feinkörnig granuliert. Das Granulat ist häufig sericitisiert. Jedoch sind sowohl Biotit wie auch Hellglimmer ungerichtet. Vergrößerung 12x, gekreuzte Nicols.

Fig. 2: Homogeneous neosome from the central migmatite area (Weitkar). The granular structured plagioclase is partly sericitized. Notice that neither biotite nor white mica show a preferred orientation. Magn. 12x, crossed nicols.

Berücksichtigt man die Schieferung des restlichen Migmatitkörpers, kann der zentrale Bereich als „geschont“ bezeichnet werden. Solche geschonten Zonen sind von GRAUERT (1969) auch in der Silvretta beschrieben worden.

Im **inhomogenen Neosom**, d. h. in den Bereichen auffiedernder Schollen ist der präanatektische Gneislagenbau noch schlierig erhalten. Eine zweite Schieferung ist weder makroskopisch noch im Dünnschliff zu erkennen.

Die **Biotit-Plagioklas-Gneis-Schollen** sind schmal und länglich, zum Teil zerbrochen und weisen scharfe Kontakte zum Neosom auf. Ihr präanatektischer Lagenbau ist vollkommen ungestört. Die seltener auftretenden **Biotitschiefer-Schollen** sind klein und gedrungen. Auch ihre Schieferung ist intakt. Dieses alte Gefüge wird von keinen späteren Strukturen überprägt.

Im Dünnschliff:

Das **homogene Neosom** zeigt einen **monotonen Mineralbestand**, der in der Hauptsache aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskovit besteht. Es unterscheidet sich von den anderen bearbeiteten Gesteinen in erster Linie durch die **beträchtlichen Korngrößenunterschiede** der Minerale untereinander (Abb. 2).

Die **Quarze** sind groß und lappig, undulös und z. T. stark verzahnt. Eine vergleichbare Korngröße weisen die **braunen Biotite** auf. Sie zeigen häufig radioaktive Höfe um Zirkoneinschlüsse. Die Bleichung ist ex-

trem fortgeschritten, was die Menge an Titanausscheidungen (hauptsächlich Titanit aber auch Ilmenit und Rutil) erklärt. In manchen Fällen tritt eine geringfügige Chloritisierung auf.

Die **Muskovite** sind kleiner bis gleich groß wie die Biotite und treten ungefähr gleich häufig auf. Beide Glimmer sind oft undulös, manchmal verbogen oder auch geknickt. Der Muskovitgehalt im Migmatit steht im Gegensatz zu jenem der Paragneise, wo Muskovit sehr selten oder gar nicht auftritt. Dieser im Winnebach-Gebiet offenbar primär vorhandene Hellglimmer könnte die Schmelzbildung nach der Reaktion $Mu \pm Plag \pm Q \pm H_2O = Schmelze \pm Sill$ begünstigt haben. Bei der folgenden Abkühlung scheint es aber wieder zu einer Rückreaktion von Sillimanit und der K-Komponente und damit zu erneuter Muskovit-Bildung gekommen zu sein, was mit der Tatsache in Einklang steht, daß Sillimanit im Bereich der Anatexis eher selten beobachtet werden kann (HOINKES, 1973, p. 234).

Der eindeutig jüngsten Generation gehören die feinkörnigen Hellglimmer-(Serizit-)leistchen an, die ein Zersetzungsprodukt der Plagioklase bzw. der Alumosilikate darstellen. Allgemein von den Korngrenzen ausgehend, bilden sie zum Teil komplette Pseudomorphosen. Die **Plagioklase** sind feinkörnig (0.01–0.05mm) granuliert (cf. 3.1.) und nicht verzwilligt. Nur in wenigen Fällen, wenn die Granulierung nicht vollständig ist, ist die typische Lamellierung relictisch erhalten. **Kalifeldspäte** treten sehr untergeordnet auf. Sie sind, wenn überhaupt, nur randlich etwas granuliert. **Sillimanit** ist feinst fibrolithisch (fast unauflösbar) und sehr selten. Er tritt eng verwachsen mit Biotit und Granat auf (cf. 3.2.). Diese **Granate** haben eine variable Korngröße und sind hypidiomorph. Die **Zirkone** haben gerundete Kerne und häufig gut ausgebildete, pyramidale Anwachsspitzen.

Das **inhomogene Neosom** ist im Mineralbestand nahezu ident mit dem homogenen. Auch die Textur ist ähnlich. Sie unterscheidet sich lediglich durch das Auftreten von gleich- und feinkörnigen, biotitreichen Schlieren. Diese stellen präanatektische Relikte dar. Die aufgeschmolzenen Partien sind, gleich dem homogenen Neosom, durch stark wechselnde Korngrößen charakterisiert.

Die **Biotit-Plagioklas-Gneis-Schollen** gleichen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung dem Neosom. Allerdings sind sie feinkörniger. Die Quarze sind besser rekristallisiert (keine ausgebuchteten Korngrenzen wie im Neosom). Die Plagioklase sind zwar feinkörnig, die einzelnen Körner entstammen aber nicht dem Zerfall eines großen Kristalls. Muskovit ist vorhanden, aber seltener als im Neosom, sodaß der Biotit eindeutig überwiegt.

In der Häufigkeit an zweiter Stelle liegen die **Kalksilikatschollen**. Sie sind hauptsächlich Quarz/Feldspat-reich. Ein dritter Bestandteil, der auch makroskopisch erkennbar ist, ist der Granat.

Die **Biotitschiefer-Schollen** werden hauptsächlich von Biotit, Quarz und Plagioklas aufgebaut. Die Biotite sind entmischt, z. T. verbogen und führen Zirkoneinschlüsse mit radioaktiven Höfen. Muskovit ist selten ausgebildet, er ist mit dem Biotit verwachsen. Untergeordnet treten Orthoklas, Sillimanit, Granat und Zoisit auf. Die Biotitschiefer-Schollen erwecken den Eindruck von restitischen Bereichen, auch wenn großräumig von

einer Trennung in Melano- und Leukosom nicht die Rede sein kann.

2.2. Geschieferter Migmatit

Verläßt man den Kernbereich, nimmt die Menge an „unverdaulichem“ Material zu, die Schollen werden größer und auch merklich stärker parallel angeordnet. Dies führte z. B. DRONG (1959) zu der Ansicht, es handle sich um ein „am-Platz-Gefüge“, d. h. die Anatexis war im Randbereich nicht mehr intensiv genug, um die Schollen verstellen zu können. Sie würden also nach dieser Auffassung noch die präanatektische Orientierung zeigen. Diese präanatektische Orientierung ist allerdings mit der der variszischen Prägung zugeordneten Orientierung der Rahmengesteine ident. Nach der Interpretation von DRONG ergäbe sich daher für die Anatexis ein relativ jüngeres Alter als für die dominierende Strukturprägung in der Ötztalmasse.

Ein weiteres Kennzeichen dieser Zone ist die **Ver-schieferung des Neosoms**. Solange diese parallel zum s-Flächengefüge der Paragneisschollen verläuft, ist die Behauptung von DRONG nicht zu entkräften. Da aber auch im Randbereich des Migmatitkörpers nicht alle Schollen gleich orientiert sind, läßt sich fallweise eine Schieferung im Neosom erkennen, die den präanatektischen Gneislagenbau mancher Schollen **diskordant schneidet** und somit eindeutig **jünger** ist (Abb. 3).

Im Dünnschliff:

Geschieferter und ungeschieferter Migmatit unterscheiden sich fast ausschließlich strukturell. Der Mineralbestand des geschieferten Migmatits ist daher dem unter 2.1. beschriebenen vergleichbar. Sillimanit ist häufiger als im Migmatitkern ausgebildet. Seine Erscheinungsform ist jedoch die gleiche: Er bildet dunkle, fibrolithische Filze. Die Schwärzung kann auf die Erzausscheidungen aus den Biotiten zurückgeführt werden. Ein Unterscheidungsmerkmal zum zentralen Migmatit muß allerdings hervorgehoben werden: Im geschieferten Migmatit tritt, ähnlich wie in den Paragneisen, syn- bis postdeformativ gewachsener **Disthen** auf. Pinite sind etwas seltener und v. a. nicht mehr stengelig ausgebildet. Die im Schliff graugrünen Flecken werden hauptsächlich aus Hellglimmer (zwei Korngrößen) und Quarz aufgebaut. Unter gekreuzten Nicols wird die starke Serizitisierung deutlich. Ein weiterer Hauptbestandteil sind sehr kleine, kurze Stengel, die in Licht- und Doppelbrechung auf Sillimanit hinweisen. Sie könnten als ehemalige Einschlüsse im Cordierit gedeutet werden, die bei der Pinitisierung erhalten geblieben sind. Untergeordnet tritt Granat auf.

Was makroskopisch an der Beziehung mancher Schollen zur Neosomschieferung erkennbar ist, kann auch im Dünnschliff nachvollzogen werden (Abb. 4). In Bereichen von inhomogenem Neosom, in denen das präanatektische Paragneis-s noch besonders gut erhalten ist, tritt ein diese Paragneisbänderung diskordant übergreifendes zweites „s“ auf. Es wird fast ausschließlich von Hellglimmern gebildet, einige Biotite aus dem alten s sind in diese Regelung

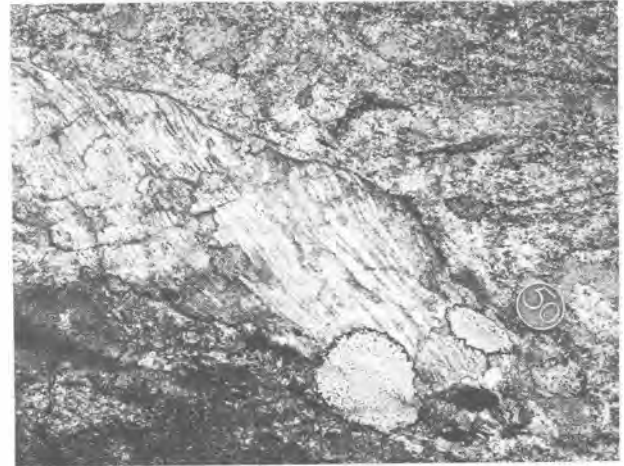


Abb. 3: Biotit-Plagioklas-Gneis-Scholle in geschiefertem Neosom am Weg von der Winnebachsee-Hütte zum Zwieselbachjoch, 2700 m. Die Schieferung im Neosom wird makroskopisch v. a. durch die Feldspatknotten deutlich. Sie schneidet das Schollen-s diskordant.

Fig. 3: Biotite-plagioclase-gneiss-raft in schistose neosome on the footpath between Winnebachsee-Hütte and Zwieselbachjoch, 2700 m. Feldspar knods visualise macroscopically the schistosity which cuts the preanatectic gneiss-s.



Abb. 4: Inhomogenes Neosom. Der präanatektische Lagenbau (Q/Fsp- Bi-Bänderung) wird von einem jüngeren Muskovit-s diskordant übergreifen, in das z. T. auch Biotite miteingeregelt worden sind. Winnebachkar, ganzer Schliff, Vergrößerung 4x, die Nicols sind nicht ganz parallel.

Fig. 4: Inhomogeneous neosome. The preanatectic layering (quartz- fsp/biotite) is cut by a younger muscovite-s which has partly involved the biotite. Winnebachkar, thin slab, magn. 4x, the nicols aren't exactly parallel.

miteinbezogen worden. Im „homogeneren“ Neosom kann z. T. ein Hellglimmer-s beobachtet werden, das schlierige Strukturen, also vermutlich einen anatektisch aufgefiederten Gneislagenbau überprägt. Ergreift die Schieferung ein wirklich (auch im Dünnschliffbereich) homogenes Neosom, sind sowohl Hellglimmer als auch Biotit davon betroffen, d. h. sie sind beide gleich orientiert.

Je weiter man sich vom Migmatitkern entfernt, desto deutlicher wird die Verschieferung im homogenen Neosom. Hat sie sich erstmalig durch eine schwache Glimmerregelung manifestiert, so werden nacheinander alle Komponenten mit einbezogen. Die ursprünglich nur undulösen Quarze werden gelängt, auch die Plagioklas-Granulate werden ausgewalzt. Dieses Neosom-s bildet stellenweise sogar Isoklinalfalten.

Es muß festgehalten werden, daß die sehr unterschiedliche Verstellung der Schollen eine direkte Aussage über die ursprüngliche, präanatektische Orientierung der Paragneise nicht zuläßt. Sind Neosomschieferung und Schollenlagenbau gleich orientiert, kann das im Einzelfall auf Zufälligkeit beruhen. Trifft das über größere Strecken hinweg zu, wie das in den Randbereichen der Fall ist, ist zu überlegen, wie weit eine postanatektische Deformation Schollen einrotiert haben kann. Es ist zu erwarten, daß das am ehesten bei kleinen Schollen eingetreten ist. Das Aufschlußbild in den Randzonen ist aber gegensätzlich: Während die großen Schollen den Eindruck erwecken, konkordant im Neosom-s zu liegen, sind gerade unter den kleinen Schollen (<1m) immer wieder „Ausreißer“.

Damit ist es also nicht völlig auszuschließen, daß die großen, träge reagierenden Schollen ihre alte Orientierung bei der postmigmatischen Gefügeprägung mehr oder weniger beibehalten konnten. Insofern wäre die oben erwähnte Interpretation von DRONG (1959) zu bestätigen. Das würde allerdings ein prä- und postanatektisch sehr ähnlich orientiertes Stressfeld bedingen.

2.3. Grenzbereiche

Die unregelmäßig wirkende, weil schlecht aufgeschlossene Südgrenze des Migmatitkörpers und die im Kernbereich fehlende Schieferung haben bis jetzt des öfteren Autoren zu der Annahme veranlaßt, die Anatexis müsse nach der letzten Hauptstrukturprägung stattgefunden haben. Diese gilt im Ötztalkristallin allgemein als variszisch, was die Einstufung des Migmatits als jüngstvariszische Bildung zur Folge hatte (HAMMER, 1925; HOINKES & al., 1972).

Die Übergänge vom Migmatit in die Nebengesteine sind allerdings im Gegensatz zur Behauptung von PURTSCHALLER (1971, p. 14) fließend und vor allem **konkordant**. Das Aussehen dieser Übergänge ist variabel:

- Der Kontakt zum **südöstlich** anschließenden Gaislehngranitgneiskörper ist der schärfste und

vollzieht sich auf wenigen Metern. Ein Umschwenken der generellen Streichrichtung im Migmatit südlich der Hohen Winnebachspitze von WNW-ESE auf NNW-SSE könnte möglicherweise auf eine Beeinflussung durch die Längentaler Querstörung zurückzuführen sein.

- Der **südliche** Übergangsbereich, östlich vom Winnebach aufgeschlossen, ist durch eine intensive Migmatit/Bi-Plag-Gneis-Wechselagerung im 10 m-Bereich gekennzeichnet. Das Streichen ist ziemlich konstant W-E bis WNW-ESE (s 020/75).
- In den Rahmengesteinen, speziell in den Biotitschiefern **NE Längenfeld**, in unmittelbarer Nähe zum Migmatitkontakt sind Quarz-Mobilisatgängen zu beobachten. Diese durchschlagen den Biotitschiefer diskordant und haben selbst eine spätere Verfaltung erlebt. Der genetische Zusammenhang von Mobilisaten und Anatexis kann allerdings nur vermutet werden.
- Die NW-Grenze im Grasstalltal ist durch große Gneis-Einschaltungen bei immer schwächer werdenden Anzeichen einer Aufschmelzung am undeutlichsten. Im Larstigtal, im Bereich SSE des Kreuzjöchls weist das Gneisgefüge gegen Süden zunehmend mehr kleine (<0.5m²), „knollige“ Zonen von inhomogenem Neosom auf, um schließlich in ein geschiefertes, homogenes Neosom überzugehen. Die ersten auftretenden Schollen sind, wie unter 2.2. näher ausgeführt, parallel orientiert und zwar gleich den nördlich gelegenen Paragneisen mit s ± 330/40. Im Süden, gegen den Strahlkogel, geht diese nördlichste Migmatitzone in eine Zone von migmatischem Gneis über, der unter 2.4. näher beschrieben wird.

2.4. Migmatischer Gneis

Im Bereich des Strahlkogels und der NW-Seite der Larstigtalspitze ist zwischen dem großen Migmatitkörper und seinen nördlichen Ausläufern im Larstigtal eine gneisige Zone eingelagert. Sie wird aufgrund ihrer deutlich hervortretenden Feldspäte von SCHANTL (1972) als Metablastengneis bezeichnet und gegen N und W weiter ausgedehnt als in der vorliegenden Arbeit. Ich bevorzuge die Bezeichnung „migmatischer Gneis“: Obzwar das Gestein wegen der allgemein straffen W-E-Regelung weitgehend als Gneis angesprochen werden muß, treten immer wieder ältere, schlierige, d. h. migmatische Strukturen auf. Die z. T. **gelängten Feldspataggregate bilden ein diese Schlieren diskordant schneidendes s** und fügen sich mit ihrer straffen Regelung (Streichen WNW-ESE) gut in das Bild der variszischen Schieferung ein, während die Schlieren immer einen deutlichen Winkel dazu bilden.

Im Dünnschliff:

In Analogie zum Migmatit lassen sich im Dünnschliff

homogene und inhomogene Neosom-Bereiche unterscheiden. Erstere sind in ihrer Verbreitung stark beschränkt und zeigen ein hauptsächlich Glimmer-gestütztes s. Letztere nehmen leicht einen gneisigen Charakter an (daher die Formulierung „migmatischer Gneis“). Sie bilden einen Lagenbau von biotitreicheren und -ärmeren Zonen mit zusätzlicher Korngrößenänderung. Dieser Lagenbau wird von einem zweiten s diskordant überprägt, das von den Glimmern gebildet wird. Quarz/Plagioklas- oder Quarz/Kalifeldspataggregate sind gelängt bzw. werden von Glimmern umflossen.

In den homogenen Bereichen sind die Quarze undulös und verzahnt, während sie in den gneisigen Partien polygonal ausgebildet sind. Sie weisen allgemein wieder die größte Korngröße auf. Die Plagioklase sind feinkörnig und polygonal. Sie sind fein verteilt in der Matrix zu finden. Sie bilden aber auch stellenweise Granulat-Flecken, die den Kornzerfall eines ursprünglichen Plagioklas-Blasten widerspiegeln (cf. Abb. 7). Die Biotite sind stark undulös und entmischt. Muskovit tritt selten auf. Er ist grobkörnig und bildet Pseudomorphosen-ähnliche Haufwerke. Die Serizitisierung der Plagioklase ist schwach, die Kalifeldspäte sind davon verschont geblieben. Die Zirkone haben z. T. detritische Kerne, z. T. sind sie prismatisch ausgebildet.

2.5. Leschhorn

Im Winnebachkar, an der Gabelung zu Zwieselbachjoch und Winnebachjoch ist ein Härtling aufgeschlossen, das sogenannte Leschhorn. Diesem Horn ist im SW ein Felsrücken vorgelagert, der die eiszeitliche Geländestufe in diesem Bereich verdeutlicht.

Das Leschhorn s. str. wird von zwei Gängen durchschlagen; einerseits von einem einige Meter mächtigen, sählig liegenden, geschieferten, glimmerarmen Granitgneis; andererseits von einem ± 2 m breiten, geschieferten Diabas in W-E-Richtung (s 180/60). Außerdem wird das Leschhorn in N-S-Richtung (l 170/45) von einem Mylonithorizont durchschert. Ferner läßt sich auf der SE-Seite des südwestlichen Rückens ein Vorkommen von biotitführendem Hornblendegneis ausscheiden.

Was das Gesteinsmaterial anbelangt, das das Leschhorn im wesentlichen aufbaut, ist die Einordnung nicht so klar. SCHANTL (1972) hat auf seiner Karte den gesamten Leschhorn-Bereich als Migmatit ausgeschieden. Dies kann bestätigt werden: **Die migmatischen Strukturen erfassen das gesamte Gebiet**, wenn sie auch im südwestlichen Rücken deutlicher ausgeprägt sind als im Leschhorn s.str. Dort treten vereinzelt größere ($\geq 1\text{m}^2$), masig, dunklere Bereiche ohne Schlieren auf.

Im Dünnschliff:

Im Schliffbild ist allgemein eine schwache Glimmerregelung zu erkennen, die in der Größenordnung der Regelung im Migmatitbereich rund um das Leschhorn entspricht. Die Plagioklas-Flecken, jetzt stark umgewandelt, sind aus feinkörnigen Plagioklasen und Zoisit aufgebaut. Zum Teil weisen diese eine Druckverzwillingung auf. Zonarbau ist selten. Die Quarze sind undulös

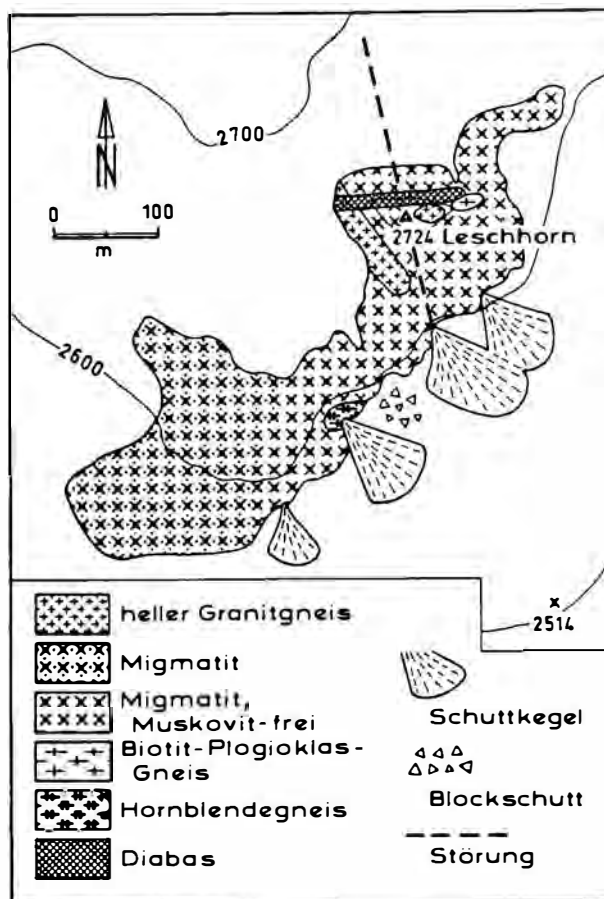


Abb. 5: Kartenskizze vom Leschhorn (von der Alpenvereinskarte Blatt „Sellrain“ vergrößert).

Fig. 5: Sketch-map of the Leschhorn-area (magn. of the austrian Alpenverein-map "Sellrain").

und verzahnt, sie sind gröberkörnig als Biotite und Plagioklase. Auffallend ist jedoch das Fehlen von Muskovit im gesamten Aufschlußbereich mit Ausnahme des Granitgneisganges und der SW-Spitze des Felsrückens (Abb. 5). In Kapitel 2.1. wurde eine Rückreaktion von Sillimanit und K^+ nach der Schmelzbildung postuliert (HOINKES, 1973), die zu erneuter Muskovit-Bildung geführt haben soll. Diese Rückreaktion hat aber im kleinen Bereich des Leschhorns nicht stattgefunden. Da sich das Leschhorn vom übrigen Migmatit nur durch höhere Ca-Werte bei Na^+/K^+ Abreicherung unterscheidet, liefert der Gesamtgesteinschemismus keine befriedigende Erklärung dafür. Die Analyse der Spurenelemente ergab keine Unterschiede (CHOWANETZ, 1990). Dem Leschhorn vergleichbar ist eine Zone nördlich der Pleisenspitze, die ebenfalls Mu-frei ist.

Sillimanit ist stengelig, also wesentlich gröberkörnig ausgebildet als im restlichen Migmatit. Er ist in eine Deformation miteinbezogen (Abb. 6).

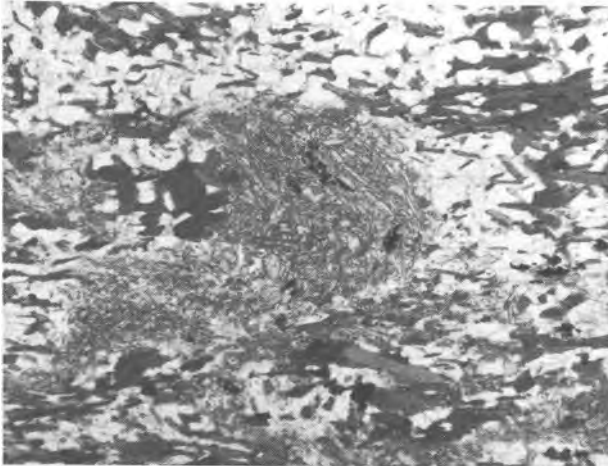


Abb. 6: Verfaltetes Aggregat aus Sillimanit in einem inhomogenen Neosom. Die Quarze sind gut rekristallisiert, d. h. polygonal ausgebildet. Muskovit fehlt. Leschhorn, SW-Rücken, Vergrößerung 30x, parallele Nicols.

Fig. 6: Folded aggregate of sillimanite in inhomogeneous neosome. Quartz is well recrystallized, i.e. of polygonal shape. Muscovite is lacking. SW Leschhorn, magn. 30x, parallel nicols.

2.6. Helle Granitgneise

Der Migmatitkörper wird von etlichen hellen, **post-anatektischen** Granitgneisen durchschlagen. Die Gänge sind alle, wenn auch unterschiedlich stark, verschiefert. Zum Teil sind sie mit dem umgebenden Gestein verfaltet, wie z. B. in der Nordwand vom Strahlkogel mit dem migmatischen Gneis. So entsteht bisweilen der Eindruck der Konkordanz.

Daß die Granitgneisgänge jünger als die Anatexis sind, steht außer Zweifel. Ihre Verschieferung belegt eine spätere Deformation. Wie groß die Zeitspanne zwischen der Anatexis und dem Aufdringen der Granite war, kann jedoch mit Geländekriterien nicht festgelegt werden.

Die Granitgneise können in zwei Gruppen eingeteilt werden:

1. in grobkörnige, ziemlich glimmerarme, kaum serizitisierte, über längere Strecken verfolgbare Granitgneise mit ebenen Kontakten zum Nebengestein und
2. in einen feinkörnigeren, glimmerreicheren, auf einen Aufschluß beschränkten Granit mit lappiger Umgrenzung.

Dieser kleine Gletscherschliff (<10m²) liegt am Weg von der Winnebachsee-Hütte zum Zwieselbachjoch bei 2420m. Er stellt eine der Hauptstützen in der Argumentation von SÖLLNER & HANSEN (1987) zugunsten einer pan-afrikanischen Anatexis dar. Bei diesem Granit handelt es sich um ein dem homogenen Neosom sehr ähnliches Gestein.

Im Dünnschliff:

Die Korngröße dieses Granits ist nicht einheitlich. Die Quarze bilden die größten Komponenten. Sie sind stark verzahnt und undulös. Auch der Glimmergehalt, die schwache Glimmerregelung und die starke Serizitisierung sind dem Neosom des Migmatits vergleichbar. Die Plagioklase bilden feinkörnige Haufen. Nur stellenweise ist eine Verzwilligung erkennbar.

Eine weitergehende Gesteinsbeschreibung der Hüll- aber auch der Ganggesteine ist in CHOWANETZ (1990) angeführt.

3. Überprägung des Migmatits

3.1. Granulierung der Plagioklase

Es ist anzunehmen, daß nach der Migmatisierung im homogenen Neosom eine weitgehend granitische Textur in Form unregelmäßiger, gleichkörniger, hypidiomorpher Minerale vorgelegen hat. Wie hoch aber der Aufschmelzungsgrad de facto war, ist unbekannt. Wenn er auch im homogenen Neosom am höchsten war, ist die Erhaltung präanatektischer Relikte doch nicht ausgeschlossen. Die Dünnschliffe sprechen im Gegenteil, z. B. was den Biotit betrifft, dafür.

Während im Winnebach-Gebiet die Verschieferung des homogenen Neosoms erst außerhalb des zentralen Bereiches zu beobachten ist, hat eine feinkörnige Granulierung (Korngröße der Einzelindividuen 0.01–0.05 mm) die Plagioklase im gesamten Migmatit und im nördlich anschließenden migmatischen Gneis erfaßt (Abb. 7). Die Granulate bilden ein polygonales Pflaster. Die einzelnen Körner sind mit wenigen Ausnahmen nicht verzwilligt. Plagioklasrelikte, d. h. große, verzwilligte Kristalle sind extrem selten und zeigen zumindest beginnende Rekristallisation. Im zentralen homogenen Neosom sind ehemalige Kornformen anhand idiomorpher Korngrenzen teilweise noch zu erkennen. Gegen den Randbereich des Migmatits zu zeichnet das Granulat linsig ausgelegte Feldspäte nach. Die Plagioklase im inhomogenen Neosom verhalten sich, mit Ausnahme der Plagioklase in den Schollenanteilen, gleich denen im homogenen Neosom.

Von einer kornverkleinernden Rekristallisation, wenn auch nicht von einer so intensiven Granulierung wie im Migmatit sind die Plagioklase der Grenzbereiche zu den Nebengesteinen ebenfalls betroffen. Die Biotit-Plagioklas-Gneise bzw. die Paragneisschollen sind insgesamt so feinkörnig, daß nicht speziell von Plag-Granulierung die Rede sein kann.

Die gröberkörnigen Plagioklase der Granitgneisgänge und die Plagioklas-Leisten der z. T. unverschiefert Diabase haben keine Granulierung erlitten.

3.2. Alumosilikate

PURTSCHELLER (1968) hat anhand der Alumosilikate eine Metamorphose-Zonierung in der Ötztaler Masse aufgestellt. Es ergaben sich drei Bereiche: Die Andalusit-Zone im NW-Bereich wird asym-

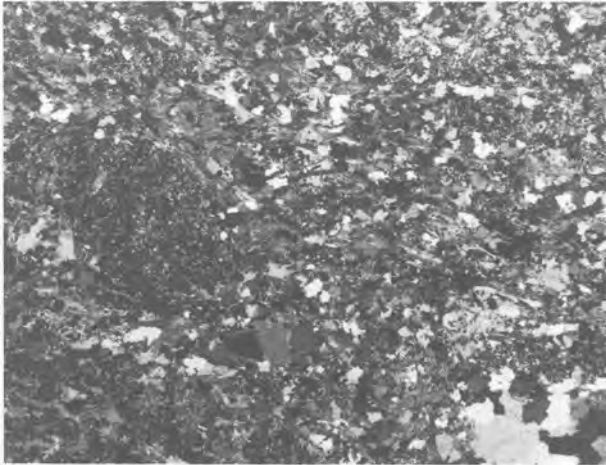


Abb. 7: Ein ursprünglich großer Plagioklas-Blast ist durch feinkörniges Granulat ersetzt, das von Glimmern umflossen wird. Es ist zu vermuten, daß die Schieferung zu einem früheren Zeitpunkt als die Granulierung stattgefunden hat. Die feinkörnigen Aggregate hätten die intensive Verschiebung wohl nicht dermaßen undeformiert überlebt. „Homogenes Neosom“ aus dem migmatischen Gneis, am Fuß der Strahlkogel-N-Wand, 2590 m. Vergrößerung 17x, gekreuzte Nicols.

Fig. 7: A formerly large plagioclase crystal has been replaced by a granular structure which is anastomosed by micas. It can be assumed that the schistosity has preceded the granulation. The finegrained aggregates wouldn't have resisted an intense deformation. "Homogeneous neosome" of the migmatic gneiss at the base of the Strahlkogel-N-face, 2590m. Magn. 17x, crossed nicols.

metrisch von der Sillimanit-Zone umrahmt. Im N und S der Sill-Zone schließt die Disthen-Zone an. Im W wird diese Zonierung durch die Engadiner Linie abgeschnitten. Die Bildung dieser Zonen wurde von PURTSCHELLER ursprünglich der kaledonischen Orogenese zugeordnet.

Das Winnebachseegebiet liegt in der Sillimanit-Zone, nahe der Grenze zur Disthen-Zone. Al_2SiO_5 tritt vorwiegend als fibrolithischer Sillimanit, aber auch als Disthen auf. Die Alumosilikate sind fast immer von einem unterschiedlich starken Serizitsaum umgeben, der bis zur vollständigen Pseudomorphosenbildung, bestehend aus Serizit, führt.

In den nördlich an den Migmatitkörper grenzenden Biotit-Plagioklas-Gneisen ist die fibrolithische Struktur des Sillimanits besonders gut ausgebildet, die Serizitisierung schwach.

Im Migmatit selbst hingegen bildet Sillimanit filzige (d. h. häufig unauflösbare), dunkle Flecken. Die Schwärzung kann einerseits eventuell auf die Erzausscheidungen der Biotite zurückgeführt werden, andererseits

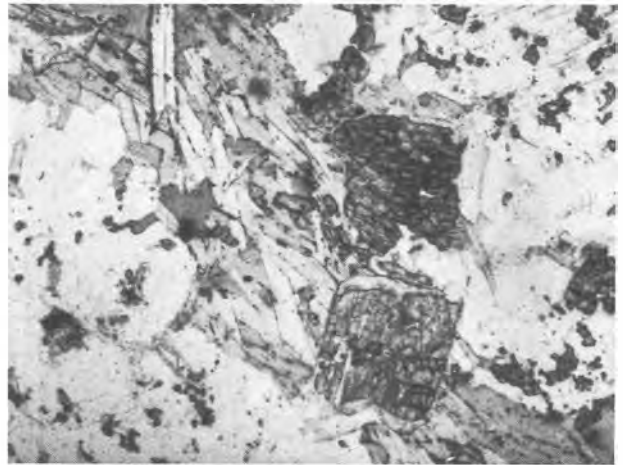


Abb. 8: Postdeformativ gesproßter Disthen im Übergangsbereich von Migmatit zu Biotit-Plagioklas-Gneis. Larstig Tal, Vergrößerung 46x, parallel Nicols.

Fig. 8: Postdeformational growth of kyanite in the transitional zone between migmatite and biotite-plagioclase-gneiss. Larstig valley, magn. 46x, parallel nicols.

erseits auf die hohe Lichtbrechung in den feinkörnigen Haufwerken. Bei Betrachtung der Schlitze im Tageslicht erscheinen die Sillimanit-Flecken blaßgrün, ähnlich den in der Literatur als Pinite beschriebenen Flecken (cf. Kap. 2.2.). Sillimanit tritt verwachsen mit Biotit und hypidiomorphem Granat auf.

Ein aus dieser Beschreibung herausfallender Sillimanit tritt im Bereich des Leschhorns auf. Er ist gröberkörnig stengelig und in eine Faltenbildung miteinbezogen (cf. Abb. 6).

Im südöstlichen und im nördlichen Grenzbereich, d. h. am Westabhang der Winnebachspitzen und im Larstigtal tritt in Biotit-Plagioklas-Gneisen synbis postdeformativ gewachsener Disthen auf (Abb. 8), desgleichen, wenn auch sehr untergeordnet, im geschieferten Migmatit.

3.3. Störungszonen

Im Winnebachsee-Gebiet treten mehrfach, vor allem gegen den Rand des Migmatitkörpers hin, schiefrige Ruschelzonen bzw. Mylonite im weitesten Sinne auf (Abb. 9).

Zu den schiefrigen, kühlen Bewegungszonen zählen zwei NNE bis NE streichende westlich vom Hörndle und westlich vom Leschhorn und eine ENE streichende mit Staurolith-Relikten südlich vom Kreuzjöchl. Die Störung vom Zwieselbachjoch und das W-E (s 015/80) streichende Störungsbündel im Winnebachspitzen-Stock, in der Nähe der Migmatit-Südbegrenzung erwecken makroskopisch einen Myloniteindruck. Sie stellen sich im Schriff allerdings auch als straff geregelte, feinkörnige Schiefer heraus.

Wirklich als **Mylonit** bezeichnet werden kann nur die Störung, die das Leschhorn in N-S-Richtung durchquert.

3.4. Retrograde (alpidische) Überprägung

Die jüngste Überprägung, die das Winnebach-Gebiet s. l. erfaßt hat, kann der alpinen Orogenese zugeordnet werden. In den Rahmengesteinen und den Migmatitgrenzbereichen tritt lokal eine kühle Knickfaltung auf, deren b-Achsen gegen N bis NW einfallen.

Die Biotitschiefer-Einschaltungen sind alle davon betroffen und zeigen sie am deutlichsten. Stellenweise können die kinks auch im Biotit-Plagioklas-Gneis beobachtet werden. Im Migmatitbereich selbst ist die Überprägung auf retrograde Umwandlungen beschränkt und spiegelt sich daher nur in den Dünnschliffen wider.

Im Dünnschliff:

Im Unterschied zu den umhüllenden Paragneisen zeigt der Migmatit eine meist intensive, retrograde Überprägung. MÖLLER (1986, zitiert in BIDNER, 1989, p. 99) weist auf das stark negative Reaktionsvolumen bei der Saussuritisierung von Plagioklas hin, wodurch nach der idealisierten Reaktion $6 \text{ Plag} \pm \text{K}^+ \pm 3\text{H}_2\text{O} = 3\text{Zoi} \pm \text{Serizit} \pm \text{H}^+$ die Wegsamkeit für die fluide Phase stark erhöht und damit eine weitere Zersetzung erleichtert wird.

In der Tat ist im Winnebach-Gebiet eine zum Teil starke Serizitisierung der Plagioklase und der Hellglimmer zu beobachten. Der Kalifeldspat ist auch diesbezüglich besser erhalten. Büschelförmiger Zoisit ist häufig. Am weitesten fortgeschritten ist die Serizitisierung bei den Alumosilikaten. Das trifft auch auf Bereiche zu, wo die Serizitisierung der Plagioklase nur mäßig ist.

Der Biotit ist stark gebleicht und entmischt, mit Auscheidungen von Titanit, Ilmenit und Rutil, wobei Titanit bei weitem überwiegt. Die Chloritisierung von Biotit ist sehr unterschiedlich. Intensiv ist sie in Bewegungszone, sie kann aber auch vollständig fehlen.

Obwohl die Intensität der retrograden Überprägung im Migmatit sehr unterschiedlich ist, konnte eine Höhenabhängigkeit, d. h. geringere Serizitisierung bei größerem Abstand vom ehemals auflagernden Mesozoikum und damit vermutlich geringerem Fluideinfluß, nicht festgestellt werden (siehe MILOTA, 1985).

Weshalb die retrograden Umwandlungen in den Paragneisen der Rahmenzone so gering sind, bzw. es gar nicht dazu gekommen ist, muß eine offene Frage bleiben. Allein die bessere Fluidzirkulation im Migmatit dürfte nicht ausreichen, um derartige Unterschiede hervorzurufen.

3.5. Diskussion der Strukturen und Texturen

Wie aus den vorhergehenden Kapiteln ersichtlich, sind die deformative und die retrograde Überprägung des Winnebach-Migmatits lokal unterschiedlich.

Eine schematische Skizze soll einen Überblick über den **Grad der Deformation** geben (Abb. 9). Drei Zonen können ausgeschieden werden:

- Der Migmatitkern zeigt weder makroskopisch noch mikroskopisch eine Deformation. Das Neosom-Gefüge ist völlig unregelmäßig, d. h. es handelt sich noch um das bei der Anatexis entstandene, granitische Gefüge. Die Schollen weisen nur den präanatektischen Lagerbau auf und sind verstellt, d. h. nicht geregelt.
- Außerhalb des Kernbereiches schließt eine makroskopisch undeformierte Zone an. In den Dünnschliffen ist aber eine Glimmerregelung erkennbar. In den Schollen wird diese Regelung, die den präanatektischen Lagerbau schneidet, vor allem von postmigmatisch rekristallisierten Hellglimmern getragen, präanatektische Biotite sind mit einbezogen. Im Neosom ist die Regelung von Hellglimmern und Biotiten gleich stark ausgeprägt und bildet somit ein postmigmatisches s.
- In der breiten Randzone des Migmatits ist die Neosom-Schieferung makroskopisch erkennbar. Sie hat alle Komponenten erfaßt, d. h. die Glimmer sind geregelt, die Quarze sind gelängt, aber auch die Plagioklas-Granulate sind zu Linsen ausgewalzt. Die Schollen sind stärker parallel orientiert als in den inneren Zonen. Diese Orientierung ist häufig gleich der Neosom-Schieferung, was manche Autoren wohl dazu geführt hat, letztere zu übersehen oder als Schollenlagenbau zu interpretieren. Die stellenweise zu beobachtende Diskordanz der Neosom-Schieferung zum Schollenlagenbau beweist aber eindeutig ihr jüngeres Alter.

Beim Eintragen der Gefügedaten, d. h. der makroskopisch erkennbaren Schieferung bzw. Lineation in eine Strukturkarte (Abb. 9) entsteht das Bild eines **W-E gelängten Migmatit-Auges**, das von den Paragneisen umflossen wird. Es drängt sich daher die Interpretation des Migmatitkörpers als in den Gneisen schwimmendes „mega“-raft auf. Die Einfallrichtung der den W-E-Strukturen zugehörigen Faltenachsen schwankt zwischen $b 040$ und $b 130$.

Die Störungen, die das Winnebach-Gebiet durchziehen, unterstreichen das Modell eines rafts, da sie mehrheitlich die Migmatitgrenzen bzw. die „Augen“-Struktur nachzeichnen (Abb. 9).

Stellenweise auftretende gegen SE einfallende Flächen (inkl. Klufflächen) können durch die Längentaler Querstörung bedingt sein, die östlich vom Winnebachseegebiet durch das Schrankar gegen NE zieht.

Junge (alpidische) Strukturelemente bestehen überwiegend aus kinks, deren Achsialflächen gegen N bis NW streichen. Daneben treten gegen N bis NW fallende Lineare auf (Abb. 9).

Ein in der Metamorphosegeschichte des Migmatits unterschiedlich eingeordnetes Geschehen ist die schon erwähnte **Granulierung der Plagioklase**. Ordnet man die Bildung der großen Plagioklas-Relikte der Migmatisierung zu, muß die Granulierung zu einem späteren Zeitpunkt erfolgt sein. Ein

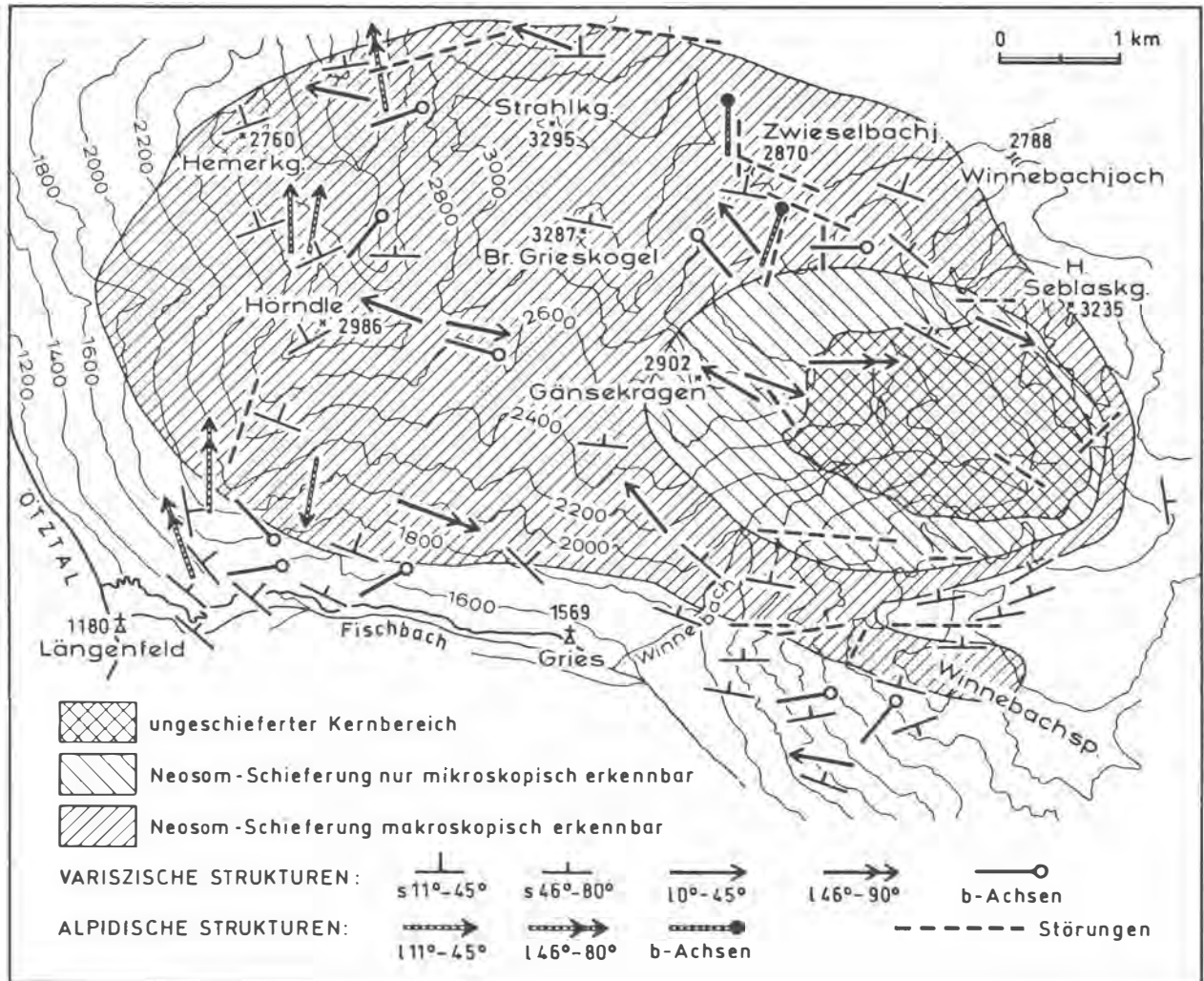


Abb. 9: Schematische Skizze zum Deformationsgrad im Migmatitbereich.

Die W-E-gerichteten variszischen Strukturen umfassen den Migmatitkern. Der Migmatitkörper bildet somit ein „mega“-raft, das von den Paragneisen umflossen wird. Die Störungen umrahmen den Migmatitkörper. Es handelt sich hauptsächlich um kühle Ruschelzonen, Mylonite s. l. sind selten. Die gegen S-E einfallenden s- und k-Flächen spiegeln möglicherweise einen Einfluß der Längentaler Querstörung wider. Die jungen NNW gerichteten Strukturen werden dem alpidischen Ereignis zugeordnet.

Fig. 9: Sketch-map showing the intensity of deformation in the migmatite area.

The ±WE-oriented Hercynian textures encircle the core of the migmatite, which thus forms a "mega"-raft within the paragneisses. The low-temperature fault zones are concentrated along the migmatite boundary. The SE dipping s- and k-planes may represent an influence of the „Längentaler Querstörung“. The youngest, N/NNW oriented textures are understood to belong to the Alpine orogenic cycle.

ursächlicher Zusammenhang zwischen der Anatexis und der Plagioklas-Granulierung, wie ihn SÖLLNER & HANSEN (1987, p. 534) postulieren, erscheint aufgrund der Anwesenheit dieser Relikte nicht gerechtfertigt.

Eine deformationsbedingte Kornverkleinerung wäre angesichts der postanatektischen Schieferung, die der Migmatit erlitten hat, eine naheliegende Erklärung. In diesem Fall stellen sich aber mehrere Fragen:

- Warum fehlt die Granulierung in den umgebenden Paragneisen, und zwar sowohl in den allgemein feinkörnigen als auch in den gröberkörnigen? Diese Gneise sollten doch die gleiche variszische Überprägung wie der Migmatit erfahren haben. Ist eine Granulierung in den bereits feinkörnigen Gneisen auch nicht mehr zu erwarten, sollte sie doch in den gröberkörnigen Lagen zu beobachten sein.

- Warum hat die Granulierung auch den Migmatitkern betroffen, wo keine Glimmerregelung zu beobachten ist? Die Granulate sind im Migmatit-Randbereich gelängt, was dafür spricht, daß die Granulierung das Produkt einer Deformation ist. Es ist fraglich, ob die feinkörnigen Aggregate bei einer solchen Verschiebung im Verband geblieben wären. Das würde bedeuten, daß die Granulierung eine Reaktion auf Anhalten der Deformation (und der erhöhten Temperatur) nach erfolgter Schieferung wäre. Das steht in Widerspruch zur Tatsache, daß die Plagioklase auch im Migmatitkern, der keine Verschiebung erlitten hat, granuliert sind.

Eine Möglichkeit, den Temperaturbereich in dem die feinkörnige Rekristallisation stattgefunden hat, festzulegen, bietet der Kalifeldspat. Er tritt im Migmatit nur bereichsweise und untergeordnet auf und ist nicht bzw. eventuell randlich granuliert. Das entspricht dem früheren Reagieren des Plagioklases gegenüber dem Kalifeldspat bei ansteigenden P/T-Verhältnissen im Bereich der höheren Grünschieferfazies. In dieses Bild fügt sich das ausgeprägte, sekundäre Kornwachstum der Quarze gut ein, wobei die verzahnten Korngrenzen auf ein weiteres, noch niedriger temperiertes (alpidisches) Ereignis hindeuten. Die Tatsache, daß die Granulate feinkörnig sind, bedeutet in jedem Fall, daß die Temperaturen zum Zeitpunkt ihrer Bildung aber auch bei eventuellen späteren Metamorphosen nicht über die niedriggradige Amphibolitfazies angestiegen sind. In diesem Falle wäre eine gröberkörnige Rekristallisation zu erwarten.

Der gut erhaltene Kalifeldspat neben dem granulierten Plagioklas erlaubt aber auch eine andere Erklärung: Der Kornzerfall der großen Plagioklase zu feinkörnigen könnte Chemismus-bedingt sein. D. h., daß der primäre, spätestens anatektisch gebildete Plagioklas eine Zusammensetzung im Bereich der Peristerit-Lücke aufgewiesen hätte, die unter den folgenden P/T-Bedingungen nicht mehr stabil gewesen wäre. Bei ansteigenden Drucken wäre ein Plagioklaszerfall die Folge, während der Kalifeldspat z. T. noch stabil bliebe.

Zusammenfassend soll festgehalten werden, daß die Plagioklasgranulierung zeitlich nicht absolut eingestuft werden kann. Sie kann bereits bei der Abkühlung nach der Anatexis entstanden sein. Nach den vorliegenden Beobachtungen wird vermutet, daß die Granulierung das Produkt eines jüngeren und im Vergleich zur Migmatisierung deutlich niedriger temperierten, vielleicht variszischen Deformationsereignisses darstellt.

Die oft zu beobachtende Paragenese von Sill±Bi (±Ga), vor allem die eng verwachsenen Sill-Bi-Nester legen den Schluß nahe, daß **Sillimanit** prograd unter Einbeziehung des Biotits gebildet wurde. Das erfordert Temperaturen der mittleren Amphibolitfazies. HOINKES et al. (1972) geben für die Anatexis eine Temperatur von 660°-685°C bei einem Druck von 4 kb an. Angesichts der postanatektischen, niedri-

ger temperierten Plagioklas-Granulierung und dem syn- bis postdeformativ gewachsenen Disthen, ist eine jüngere Sillimanit-Bildung eigentlich nicht zu erwarten.

Es ergibt sich somit das Modell einer älteren HT-Metamorphose mit Sillimanit-Bildung und lokaler Anatexis, gefolgt von einer jüngeren, kühleren Metamorphose, die zur Plag-Granulierung und zum syn- bis postdeformativen Wachstum von Disthen geführt hat.

Die von MOGESSIE & PURTSCHELLER (1986) aufgrund von Amphibolanalysen für die variszische Metamorphose geforderten Bedingungen von (mindestens) 550°C bei 5kb stehen nicht unbedingt in Widerspruch zu denen der kühleren, jüngeren Metamorphose, da ja auch in diesem Fall Temperaturen der niedrig temperierten Amphibolitfazies zulässig sind.

Im Gegensatz dazu stehen allerdings die Vorstellungen von PURTSCHELLER & SASSI (1975), die auch für die jüngere, „variszische“ Metamorphose HT-Bedingungen postulieren, um die von ihnen dem variszischen Ereignis zugeordnete Anatexis des Winnebachgebietes erklären zu können. Ebenfalls variszisch soll nach Meinung dieser Autoren die Paragenese And±Ky±Cord in den Metapeliten des mittleren Ötztales sein. Auch für die Bildung dieser Paragenese wären Temperaturen der niedriggradigen Amphibolitfazies ausreichend.

4. Altersdaten

4.1. Probenbeschreibung

Es wurden 10 Proben zwischen 3 und 11kg mit makroskopisch erkennbarem Hellglimmer entnommen. Sieben davon stammen aus dem zentralen Migmatitbereich, zwei von dessen Westende und eine vom südöstlich angrenzenden Gaislehngnitgneis. Die Proben können folgendermaßen eingeteilt werden:

A. Migmatit

a. homogenes Neosom: W 8792, W 8831, W 8837, W 8843.

W 8792: homogenes Neosom, Lokalität: kleines Kar SE Weitkar.

Die Hellglimmer sind zum Teil stark verbogen. Ihre Korngröße liegt zwischen 0.2-0.4 mm. Die Plagioklas-Granulierung ist unvollständig. Die Serizitisierung von Plagioklas und Muskovit ist weit fortgeschritten. Die Biotite (0.2-0.7 mm) sind ebenfalls deformiert und stark chloritisiert. Hellglimmer und Biotit sind häufig verwachsen. Stellenweise ist eine schwache Glimmerregelung zu beobachten.

W 8831: homogenes Neosom, Lokalität: Larstigtal, unterhalb des Kreuzjochs.

Diese Probe stammt aus dem Migmatitgrenzbereich und ist deutlich verschiefert. Die Granulierung der Plagioklase ist ziemlich vollständig. Die Serizitisierung ist fortgeschritten. Die Biotite (0.05-0.3 mm) sind entmisch, z. T. geknickt und stark chloritisiert. Hellglimmer (0.25-0.5 mm) und Biotit sind eng verwachsen.

W 8837: homogenes Neosom, Lokalität: Weg von Gries zur Winnebachseehütte, 2240m.

Diese Probe ist ungeschiefert, der Quarz nicht undulös. Die Serizitisierung bei Hellglimmern und Plagioklasen ist gering, letztere sind vollständig granuliert. Untergeordnet tritt Kalifeldspat auf. Der Biotit (0.1–0.5 mm) ist nicht chloritisiert aber entmisch. Er ist eng mit Hellglimmer (0.1–0.5 mm) verwachsen.

W 8843: hellglimmerführendes Neosom, Lokalität: Rinne zwischen Leschhorn und SW-Rücken, 2640m.

b. inhomogenes Neosom: W 8760, W8833, W 8834, W 8835.

W 8760: inhomogenes Neosom, Lokalität: Aufschluß Bachfalle.

Es ist die einzige Probe, in der eine Trennung in Leuko- und Melanosom beobachtet wurde. Hellglimmer ist nur in geringer Menge vorhanden. Die Granulierung der Plagioklase ist unvollständig, das Ausmaß der Serizitisierung ist gering. Die Biotite sind stark entmisch. Ihre Korngröße schwankt zwischen 0.3–1.5 mm. Chlorit-Verwachsungen wurden keine beobachtet. Eine Schieferung wurde nicht festgestellt.

W 8833, W 8834 & W 8835: inhomogenes Neosom, Lokalität: Gänsekragen-Nordgrat, 2490m.

Im Gelände erscheint dieses Gestein sehr homogen und wurde als Neosom angesprochen. Es weist aber ein gut rekristallisiertes Gneisgefüge auf, besser als es beim verschieferten Neosom je der Fall ist. Die Quarze sind weniger verzahnt, es treten keine linsigen Strukturen auf. Die beiden Probenfundpunkte liegen außerdem am Rand des Migmatitkernbereichs, wo in eindeutigen Neosombereichen nur eine beginnende Glimmerregelung festgestellt werden konnte.

Das Gestein unterscheidet sich aber auch von den Paragneisen der Rahmenzone und den reliktschen Schlieren im inhomogenen Neosom. Es ist deutlich gröberkörnig und beinhaltet wesentlich mehr Hellglimmer (der Hellglimmer-Gehalt entspricht dem Biotit-Gehalt und damit dem homogenen Neosom).

Es könnte sich daher um ein inhomogenes Neosom handeln, dessen Aufschmelzungsgrad sehr niedrig war, sodaß der präanatektischer Lagenbau weitgehend erhalten geblieben ist. Im Zuge einer jüngeren Metamorphose reagierte das gneisige Gefüge mit neuer Glimmerregelung (cf. Kap.2.2., Abb. 4) und gröberkörniger Rekristallisation. Diese zweite Regelung betrifft in erster Linie die Hellglimmer (Biotite sind nur z. T. umgeregelt). Eine variszische Hellglimmer-Neubildung ist somit nicht auszuschließen. Das Gefüge ist äquigranular (inkl. der z. T. verzwilligten Plagioklase). Untergeordnet tritt Kalifeldspat auf. Es hat fast keine Serizitisierung stattgefunden. Der Biotit ist entmisch aber nicht chloritisiert und häufig mit Hellglimmer (0.05–0.5 mm) verwachsen.

B. Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Grenzbe- reich: W 8830.

W 8830: Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Migmatit- grenzbereich, Lokalität: Forstweg von Längenfeld nach Niederthai, N Abzweigung zum Kochler.

Der Paragneis ist feinkörnig und straff W–E geregelt. Die Quarze zeigen Subkornbildung. Kalifeldspat konnte be-

obachtet werden. Die Serizitisierung ist weniger intensiv als in W8792 und W8827. Die Hellglimmer (0.1–0.5 mm) sind verbogen und undulös. Die Biotite (0.1–0.5 mm) sind stark entmisch aber nur schwach undulös und nicht chloritisiert.

C. Gaislehngranitgneis: W 8827.

W 8827: Gaislehngranitgneis, Lokalität: Vordere Sulz- talalm.

Der „Gaislehn“ ist deutlich W–E verschiefert. Die Pla- gioklase sind feinkörnig aber verzwilligt. Zoisit tritt sehr häufig auf. Die Serizitisierung ist weit fortgeschrit- ten. Die Hellglimmer (0.05–1.25 mm) sind deformiert, z. T. verbogen und weitgehend undulös. Die Biotite (0.05–1 mm) sind stark gebleicht aber nicht chloritisiert. Die kleinen Korngrößen überwiegen.

Die Hellglimmer-Korngrößen schwanken in allen Proben zwischen 0.05 und 0.5 mm (Gaislehngranit- gneis: 0.05–1.25 mm). Es gibt aber keine mikro- skopischen Hinweise dafür, daß es sich, abgesehen vom Serizit dabei um mehrere Wachstumsgeneratio- nen handelt. Legt man ein einfaches Diffusionsmo- dell (Volumendiffusion) zu Grunde, so sind für wech- selnde Korngrößen unterschiedliche Alter zu erwar- ten. Bei der Aufbereitung wurde darauf geachtet, die feinste (≤ 0.1 mm), vermutlich alpidische Hell- glimmergeneration auszuscheiden, um deren Einfluß auf voralpidische Alter im vorhinein auszuschalten.

Alle beschriebenen Altersproben enthalten mit zwei Ausnahmen keinen Chlorit. Biotite und Hell- glimmer sind im allgemeinen eng miteinander ver- wachsen.

4.2. Methodik

Neben den Gesamtgesteinen wurden Hellglimmer (z. T. mehrere Magnetfraktionen), Biotit und Feld- spat analysiert. Die Konzentrationen von Rb und Sr wurden durch die Isotopenverdünnungsanalyse un- ter Verwendung eines hochkonzentrierten ^{84}Sr - ^{87}Rb - Mischspikes bestimmt. Gemessen wurde an einem Massenspektrometer der Type VG Micromass M30. Als ^{87}Rb -Zerfallskonstante wurde $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ verwendet. Auch zur Berechnung der Isotopenzu- sammensetzung wurden die Konstanten von STEI- GER & JÄGER (1977) herangezogen.

Der Fehler im $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wird mit 1%, im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis mit $\sigma_m = 2\sigma/\sqrt{n}$ angege- ben. n ist die Anzahl der runs, wobei ein run einen Block aus 8 Isotopenverhältnissen darstellt. Der Feh- ler im Isochronenalter wird mit 2σ angegeben. Der durchschnittliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Wert des „PC3“- SrCO_3 - Standards während der Meßperiode lag bei $0.70881 \pm 8 (1\sigma)$. Die Isochronenberechnung erfolgte nach YORK (1969).

Die Meßwerte sind in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Proben	Mineral (Fraktion)	^{87}Rb (ppm)	Sr_{tot} (ppm)	$\% \text{Sr}_{\text{rad}}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma_{\text{m}}$	Min - WR (Ma) $\pm 2\sigma$
W8760-WAP1432	Bachfallenferner-Zunge, 2680 m						
	WR	63.9	443.4	1.61	1.48	0.72174 ± 9	
	Biotit (0.15-0.42mm)	147.6	6.25	53.9	262.3	1.54195 ± 24	221 ± 4
	Feldspat (0.15-0.42mm)	0.287	942.2	0.65	0.003	0.71477 ± 9	
W8792a-WAP1431	Kleines Kar, 2780m						
	WR	36.43	120.6	2.61	3.11	0.72916 ± 5	
	Biotit (0.15-0.42mm)	104.8	31.5	8.15	34.3	0.77314 ± 9	99.2 ± 2
	Feldspat (0.15-0.42mm)	17.9	255.2	2.05	0.719	0.72496 ± 15	
	Hellglimmer (0.10-0.42mm)	63.6	26.3	16.6	25.2	0.85124 ± 9	388 ± 8
W8827-WAP1483	Vordere Sulzalalm						
	WR	31.3	160.4	1.41	2.0	0.72031 ± 5	
	Biotit (0.15-0.45mm)	139.9	1.65	65.4	982.7	2.05111 ± 20	95.5 ± 2
	Hellglimmer 1(0.15-0.45mm)	67.2	16.7	20.7	42.1	0.89587 ± 14	306 ± 6
	Hellglimmer 2 (0.15-0.45mm)	70.9	14.2	25.3	52.4	0.95972 ± 43	321 ± 6
	Hellglimmer 3 (0.15-0.45mm)	70.6	14.8	24.4	50.0	0.93918 ± 13	320 ± 6
W8830-WAP1484	Forstweg Längenfeld-Niederthai						
	WR	29.2	201.7	1.01	1.48	0.71740 ± 6	
	Biotit (0.15-0.45mm)	127.0	2.50	68.7	602.0	2.27091 ± 36	182 ± 4
	Feldspat (0.15-0.45mm)	6.15	190.6	0.57	0.331	0.71424 ± 7	
W8831-WAP1485	Larstigtal, S'Kreuzjöchl						
	WR	25.4	229	0.85	1.14	0.71623 ± 8	
	Biotit (0.15-0.45mm)	87.9	9.78	25.0	94.4	0.94711 ± 12	174 ± 4
	Hellglimmer (0.15-0.45mm)	44.3	53.3	6.19	8.55	0.75698 ± 6	386 ± 8
W8833-WAP1486	Winnebachkar, 2490m						
	WR	44.7	178.9	2.34	2.57	0.72718 ± 11	
	Feldspat (0.15-0.45mm)	0.757	32.3	1.30	0.241	0.71948 ± 11	
	Hellglimmer (0.15-0.45mm)	46.1	116.7	100.0	4.06	0.73468 ± 11	352 ± 10
W8834-WAP1487	Winnebachkar, 2480m						
	WR	28.0	164.2	1.79	1.76	0.72311 ± 11	
	Feldspat (0.15-0.45mm)	0.443	6.36	1.30	0.717	0.71949 ± 8	
	Hellglimmer (0.10-0.45mm)	70.1	74.38	6.10	9.72	0.75627 ± 20	293 ± 4
W8835-WAP1488	Winnebachkar, 2440m						
	WR	36.0	189.7	2.01	1.95	0.72474 ± 8	
	Biotit (0.15-0.45mm)	135.0	6.09	50.9	244.5	1.44524 ± 28	209 ± 4
	Feldspat (0.15-0.45mm)	0.462	49.4	1.09	0.096	0.71796 ± 8	
	Hellglimmer (0.15-0.45mm)	57.5	86.3	4.97	6.87	0.74727 ± 8	322 ± 6
W8837-WAP1489	Weg Gries-Hütte, 2240m						
	WR	37.9	264.7	1.56	1.47	0.72139 ± 10	
	Biotit (0.15-0.45mm)	156.0	10.7	49.2	160.0	1.39856 ± 14	300 ± 6
	Feldspat (0.10-0.45mm)	2.21	40.7	1.07	0.558	0.71786 ± 10	
	Hellglimmer 1 (0.15-0.45mm)	66.0	50.0	10.7	13.8	0.79530 ± 22	421 ± 6
	Hellglimmer 2 (0.15-0.45mm)	62.9	47.2	11.5	13.8	0.80236 ± 13	461 ± 8
W8843-WAP1490	Leschhorn						
	WR	45.0	227.1	2.05	2.04	0.72504 ± 6	
	Biotit (0.15-0.45mm)	139.0	8.60	53.1	179.0	1.51537 ± 30	314 ± 6
	Hellglimmer (0.15-0.45mm)	68.1	41.4	13.2	17.1	0.81817 ± 6	434 ± 10

Tabelle 1: Ergebnisse der Rb- und der Sr-Isotopen-Messungen aus dem Winnebach-Gebiet.
Tab. 1: Rb- and Sr-isotope analyses from Winnebach area.

4.3. Ergebnisse und Diskussion

4.3.1. Biotit

SCHMIDT et al. (1967) fordern für die alpidische Metamorphose in der nördlichen Ötztalmasse Temperaturen $<300^{\circ}\text{C}$, weil die Rb/Sr-Datierung an einem Biotit N Umhausen ein variszisches Alter ergeben hat (273 ± 11 Ma). Ein Biotit S Umhausen, von den selben Autoren datiert, liefert aber bereits ein teilverjüngtes Alter von 163 ± 7 Ma. MILOTA (1985) hat an zwei Biotiten aus dem Stubaital alpidische Werte um 75 Ma gemessen.

Die Biotite im Winnebach-Migmatit haben von 99 ± 2 bis 300 ± 6 Ma streuende Alter ergeben, ein Biotit aus dem Bereich des Leschhorns sogar 314 ± 6 Ma. Der Biotit vom Gaislehngranitgneis hingegen hat mit 95 ± 2 Ma bereits ein mittelkretazisches Alter (Wende Alb/Cenoman).

Diese Ergebnisse stehen großräumig betrachtet in Einklang mit einer gegen SE ansteigenden alpidischen Metamorphose, deren Temperaturmaximum im Schneeberger Zug erreicht wurde (THÖNI, 1983). Im Kleinbereich deuten die Ergebnisse aber auf eine ungleichmäßige Verteilung dieser Beeinflussung hin. Neben einer gewissen Variation der alpidischen Temperatur-Verteilung können auch Unterschiede im Deformationsgrad und in der Fluidaktivität für dieses unregelmäßige Altersmuster verantwortlich sein.

Nachdem die Verjüngung der Biotite zum Teil nahezu vollständig ist, stellt sich die Frage nach dem Verbleib des abgewanderten Sr. Die Möglichkeit eines Sr-Einbaues in die alten Hellglimmer bietet sich an, wodurch diese Alter erhöht würden. Diesem Argument widerspricht jedoch die Tatsache, daß in Proben mit stark verjüngtem Biotit die Hellglimmer die jüngsten, in Proben mit „altem“ Biotit auch die Hellglimmer hohe Alter aufweisen. Es bleiben als Alternativen ein Sr-Einbau einerseits im Apatit, andererseits im Albit und/oder im alpidisch gebildeten Serizit. Ein Einbau im Apatit ist möglich, da dieser akzessorisch immer wieder auftritt. Der Sr-Einbau im Albit bzw. Serizit wird von der Beobachtung gestützt, daß die Analysenpunkte solcher Feldspatkonzentrate deutlich über den entsprechenden whole-rock-Hellglimmer-Isochronen liegen, also einen Überschuß an ^{87}Sr aufweisen (Abb. 10). Das aus den Biotiten freigesetzte und in die Feldspäte abgewanderte ^{87}Sr könnte also zum Teil im Serizit gebunden sein. Mikroskopisch ist der ^{87}Sr -Überschuß mit dem Serizitisierungsgrad der Feldspäte korrelierbar.

4.3.2. Hellglimmer

Aus der Probe vom **Gaislehngranitgneis** (W 8827) konnten drei Hellglimmer-Magnetfraktionen separiert werden (Abb. 11). Die stärkste magnetische Fraktion hat das jüngste Modellalter (306 ± 6 Ma, WR-korrigiert). Kleine Biotit-Verwachsungen können nicht ausgeschlossen werden, allerdings wäre

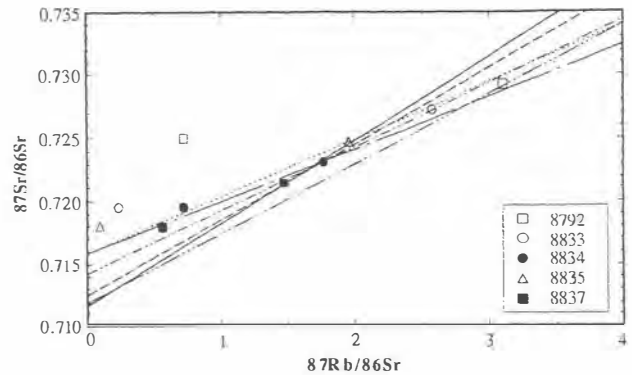


Abb. 10: Rb/Sr-Isochronendiagramm von fünf Proben aus dem Winnebachmigmatit (homogenes und inhomogenes Neosom). Dargestellt sind die Gesamtgesteine und die Feldspäte. Diese liegen über den entsprechenden WR-Hellglimmer-Isochronen (nur als Teilstücke dargestellt). Ihre Berücksichtigung in der Isochronenberechnung würde folglich zu noch stärker verjüngten Altern führen. Die jeweilige Abweichung der Fsp-Analysenpunkte läßt sich im Dünnschliff mit dem Serizitisierungsgrad der Feldspäte korrelieren und weist damit auf die alpidische Überprägung hin. Offene Symbole = homogenes Neosom, volle Symbole = inhomogenes Neosom.

Fig. 10: Rb-Sr isochron diagram of five samples of the Winnebach-migmatite (homogeneous and inhomogeneous neosom). Whole rocks and feldspars are plotted. The feldspars lie above the respective WR-white mica reference lines (partly shown). Their incorporation into the isochron calculation would therefore lead to more rejuvenated ages. The deviation of the feldspars from the reference lines is correlated with their amount of sericitisation and though points to the Alpine overprint. Open symbols = homogeneous neosome, filled symbols = inhomogeneous neosome.

ein Anstieg des Phengitgehaltes im Laufe der variszischen Abkühlung denkbar. Die beiden anderen Magnetfraktionen ergeben ein innerhalb des Fehlers identes Modellalter von 320 ± 6 Ma. Eine mit den drei Hellglimmer-Fraktionen und dem Gesamtgestein gerechnete Isochrone ergibt ein Alter von 317 ± 9 Ma. Die aus dem **Migmatitbereich** stammenden Hellglimmer geben keine einheitlichen Werte. Sie zeigen stark streuende Alter, wobei Hellglimmer- und Biotitdaten korreliert werden können. D. h. Proben mit den jüngsten Biotitaltern weisen auch die jüngsten Hellglimmeralter auf. Das älteste mit dem Gesamtgestein korrigierte Datum fällt mit 461 ± 9 Ma in den „kaledonischen“ Zyklus. Das jüngste liegt bei 292 ± 5 Ma. Eine Abhängigkeit der Hellglimmeralter von der regionalen Verteilung konnte nicht

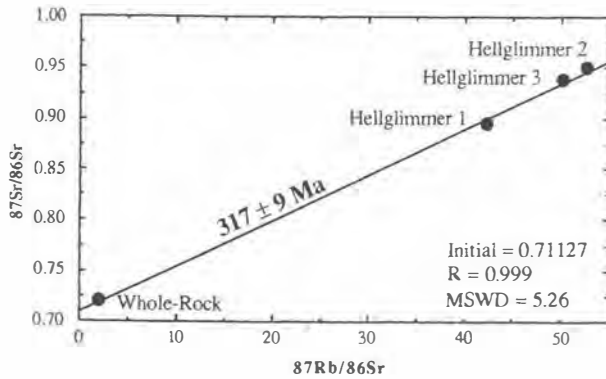


Abb. 11: Rb/Sr-Isochronendiagramm von drei Magnetfraktionen an Hellglimmern des Gaislehngranitgneises. Das Abweichen der am stärksten magnetischen Fraktion kann auf Biotit-Verwachsungen oder auf einen Anstieg im Phengitgehalt bei absinkender Temperatur zurückzuführen sein. Das Alter von 317 ± 9 Ma liegt im Bereich typisch variszischer Hellglimmeralter.

Fig. 11: Rb-Sr isochron diagram for three magnetic fractions of white mica from the Gaislehngranitegneiss. The deviation of the most magnetic fraction may be due to an increase of the phengite- component at decreasing temperature. The age of 317 ± 9 Ma lies in between typical Hercynian white mica ages.

festgestellt werden. Jedoch besteht eindeutig eine Beziehung der Hellglimmeralter zum jeweiligen Grad der metamorphen Überprägung, und zwar sowohl der deformativen als auch der retrograden Umwandlung. **Homogenes Neosom:**

Aus der Probe W8837 konnten zwei Hellglimmer-Magnetfraktionen separiert werden. Das Alter von 461 ± 9 Ma wurde an der unmagnetischen Fraktion gemessen, der niedrigere Wert von 421 ± 7 Ma stammt von den schwach magnetischen. Biotit-Verwachsungen können in diesem Fall ausgeschlossen werden. Die stärker serizitisierten (W8792) bzw. verschieferten (W8831) Proben geben verjüngte, im Fehler idente Hellglimmer-Modellalter von 388 ± 9 bzw. 386 ± 7 Ma. Wie sehr die Verschiebung einen Sr-Austausch im variszischen Zyklus begünstigt hat, kann nicht festgelegt werden.

Inhomogenes Neosom:

Die Modellalter dieser Hellglimmer liegen bei 352 ± 5 , 322 ± 3 und 293 ± 2 Ma, sind also eindeutig niedriger als die des homogenen Neosom. Aufgrund der nahezu fehlenden retrograden Umwandlungen und der, in diesem Gebiet sicher niedrigen alpidischen Metamorphosetemperaturen, sollte die alpidische Orogenese die Alter höchstens in geringem Ausmaß oder gar nicht beeinflusst haben. Ob diese variszischen Alterswerte wirklich Bildungsalter darstellen, kann

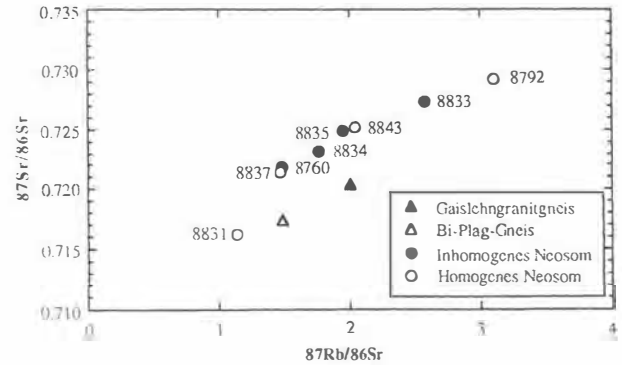


Abb. 12: Rb/Sr-Diagramm für Gesamtgesteine aus dem Winnebach-Gebiet. Wegen der starken Streuung der Datenpunkte, wurde hier auf die Darstellung eines Regressionsalters verzichtet.

Fig. 12: Rb-Sr diagram for whole rocks from the Winnebach-area. Due to scattering there is no regression line shown.

nicht entschieden werden. Jedenfalls belegen die Hellglimmerdaten der verschieferten Migmatitanteile eine variszisch vollständige Einstellung des Rb/Sr-Systems. Somit erscheint eine durchgreifende Rekristallisation dieser Minerale während des variszischen Zyklus wahrscheinlich.

4.3.3. Gesamtgesteine

Die Analysenpunkte der Gesamtgesteine streuen zu stark, um eine eindeutige Altersaussage treffen zu können (Abb. 12). Das gilt auch, wenn man die Werte für homogenes und inhomogenes Neosom getrennt rechnet. Bei Berücksichtigung aller aus dem Winnebach-Migmatit bekannten Rb/Sr-Gesamtgesteinsdaten, d. h. der Werte von SÖLLNER & HANSEN (1987) und der, aus der vorliegenden Arbeit, ergibt sich ein anderes Bild (Abb. 13). Unter Ausklammerung von drei überprägten Proben läßt sich eine Trendlinie von 455 ± 24 Ma (2σ) rechnen (homogenes und inhomogenes Neosom gemeinsam). Bei den nicht berücksichtigten Proben handelt es sich um stark retrograd umgewandelte (wobei W8792 aus dem Kernbereich und W8831 aus der Migmatitrandzone stammt) bzw. um eine deformativ überprägte Probe (W8833) mit postmigmatisch rekristallisiertem Hellglimmer. Drei Werte von SÖLLNER & HANSEN (1987) werden dabei ebenfalls beiseite gelassen, weil sie ohne Angabe von Gründen von den Autoren selbst nicht verwendet wurden und nur in deren Tabellen aufscheinen. Eine Isochronenberechnung von diesen sechs Proben ergab ein Alter von 490 ± 29 Ma (2σ) bei einem Initial von $0,70841 \pm 0,00071$. Bei der Berechnung wurde ein Fehler von 0,0001 auf die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Proben von SÖLLNER & HANSEN angenommen, da diese Angaben in der diesbezüglichen Arbeit fehlen.

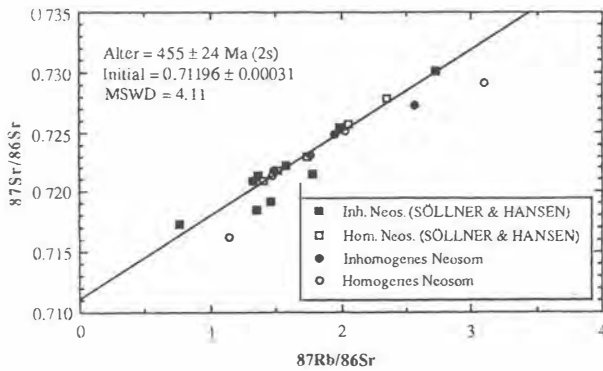


Abb. 13: Rb/Sr-Diagramm der Gesamtgesteine aus dem Winnebachmigmatit. Es sind die Daten von SÖLLNER & HANSEN (1987) und die der vorliegenden Arbeit zusammengezeichnet. Wenn stark retrograd überprägte Proben unberücksichtigt bleiben, kann eine Trendlinie von 455 ± 24 Ma (2σ) gerechnet werden.

Fig. 13: Rb-Sr isochron diagram for whole rocks from the Winnebach migmatite. Data of SÖLLNER & HANSEN (1987) and from this work are shown. If strongly retrogressed samples are not taken into account, a trend line of 455 ± 24 Ma (2σ) can be calculated.

SÖLLNER & HANSEN (1987, p.551) messen ihren Rb/Sr-Ergebnissen zum Teil keine Bedeutung bei, weil vier von fünf Proben von homogenem Neosom in einem $1/^{86}\text{Sr}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Korrelationsdiagramm linear angeordnet sind. Diese Linie wird als Mischungslinie interpretiert. Trägt man aber die Sr-Isotopen-Verhältnisse der vorliegenden Arbeit in ein Korrelationsdiagramm ein, ist das Definieren einer Mischungslinie wesentlich schwieriger (Abb. 14). Der Biotit-Plagioklas-Gneis (W8830), der im Falle einer Mischung ein Endglied darstellen sollte, liegt eindeutig abseits der Migmatitproben. Es stellt sich damit die Frage, ob die Mischungslinie von SÖLLNER & HANSEN nicht doch auf Zufälligkeit beruht. Die Probennahme war in erster Linie auf Hellglimmer-, nicht aber auf Gesamtgesteinsdatierung ausgerichtet und sollte einigermaßen flächendeckend sein. Daraus ergab sich eine Beprobung an räumlich zum Teil weit voneinander entfernten Punkten. Somit stellt sich aber die grundsätzliche Frage nach einer großräumigen Sr-Isotopen-Homogenisierung bei der Migmatisierung. Da die Anatexis ein primär inhomogenes Gestein mit ausgeprägtem stofflichen Lagenbau erfaßt hat, in dem unterschiedliche Sr-Isotopenverhältnisse durchaus die Regel sind, stellt sich die Frage, ob bei einer so unvollständigen Aufschmelzung überhaupt eine vollständige Homogenisierung der Sr-Isotope im 100 m Bereich zu erwarten ist. Die bisher analysierten Gesamtgesteine sprechen jedenfalls dagegen. Die folgende variszische und die alpidische Metamor-

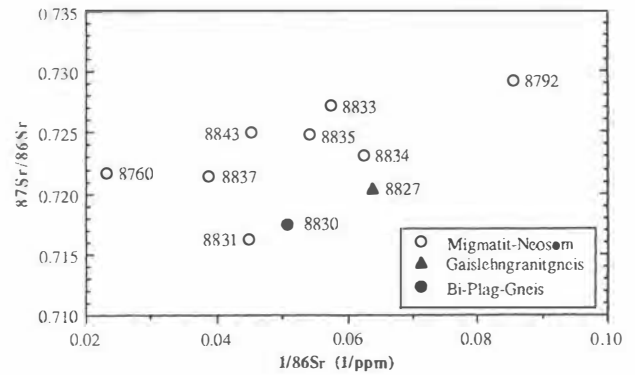


Abb. 14: Korrelationsdiagramm $1/^{86}\text{Sr}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Eine Mischungslinie ist nicht erkennbar. Der Biotit-Plagioklas-Gneis, der im Falle einer Mischung ein Endglied darstellen sollte, liegt abseits der Migmatitproben.

Fig. 14 $1/^{86}\text{Sr}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correlation diagram. No mixing line can be observed. The biotite-plagioclase-gneiss which, in case of mixing, should play the role of an endmember, plots separately beside the migmatite samples.

phose können primär schon schlecht homogenisierte Teile im Kleinbereich zusätzlich wieder gestört haben.

4.3.4. Leschhorn und Granitgneise

Abschließend sei noch einmal auf die Arbeit von SÖLLNER & HANSEN (1987) eingegangen. Ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter wurde von diesen Autoren am Granitgneisgang vom Leschhorn (Kap. 2.5.) gemessen und ergab mit fünf Datenpunkten ein Alter von 370 ± 28 Ma (2σ). Da dieser Granitgneis den Migmatit durchschlägt, stellt dieser Alterswert jedenfalls ein Mindestalter für die Migmatisierung dar und ist ein weiteres schwerwiegendes Argument für eine prävariszische Alter der Anatexis.

SÖLLNER & HANSEN (1987) sehen aber in dem, den Granitgneisgang umhüllenden Gestein des Leschorns keinen Migmatit, sondern eine postmigmatische, monzonitische Intrusion. Sie stützen diese Behauptung in erster und einziger Linie auf das „gleichkörnige, polygonale Mosaikgefüge“ der Plagioklasen! Eben dieses Gefüge tritt aber in sämtlichen Plagioklas-Granulaten des Migmatits auf. Die Autoren erwähnen gleichzeitig das Auftreten von Zirkonen mit nicht idiomorphen bzw. kantengerundeten Kernen. Erst die Anwachsspitzen dieser Zirkone sind pyramidal. Die Anwesenheit solcher detritischer (?) Zirkone muß aber als eindeutiges Gegenargument für eine magmatische Bildung verstanden werden. Auch die bei der Bezeichnung „Monzonit“ zu erwartende Quarz-Armut konnte anhand der Dünnschliffe nicht bestätigt werden. Das Fehlen von Muskovit macht allerdings wahrscheinlich, daß hier präanatektisch

eine von den umhüllenden Paragneisen abweichende Lithologie vorgelegen hat.

An einer solchen Probe vom Leschhorn erhalten SÖLLNER & HANSEN (1987) ein U/Pb-Alter an Zirkonen von 455 ± 4 Ma (oberer Einstichpunkt). Nach Meinung der Autoren handelt es sich dabei um das postmigmatische Intrusionsalter eines monzonitischen Ganges, der den Migmatit durchschlägt. Da die migmatischen Strukturen jedoch nicht diskordant durchschlagen werden, sondern im Gegenteil die Migmatisierung das gesamte Leschhorn (abgesehen von einem Diabas- und einem Granitgneisgang) erfaßt hat, kann von einer postmigmatischen Intrusion nicht die Rede sein. Da die Analyse der pyramidalen Zirkonanwachssäume der selben Probe den gleichen Wert von 455 Ma ergab, könnte dieses Alter daher ein anatektisches Weiterwachsen dokumentieren.

Ein weiterer von SÖLLNER & HANSEN (1987) datierter Aufschluß ist der Granitgneis am Weg von der Winnebachseehütte zum Zwieselbachjoch, bei 2400 m (Kap. 2.6.). Es wurden U/Pb-Alter an Zirkonen gemessen, wobei der untere Einstichpunkt auf der Concordia auf 444 ± 4 Ma zu liegen kommt. Dieser Granitgneis ist damit etwas älter als der vom Leschhorn. Da aber auch er den Migmatit durchschlägt, wurde dieses Alter von SÖLLNER & HANSEN als Beweis für eine noch ältere, d. h. panafrikanische Anatexis herangezogen. Daß der Granitgneis relativ jünger ist als der Migmatit, wird aufgrund eigener Beobachtungen nicht bestritten. Allerdings kann mit einem U/Pb-Alter keine Aussage über die Zeitspanne zwischen Anatexis und Aufdringen des Granits getroffen werden. Da der feinkörnige Granitgneis eine starke Ähnlichkeit zum homogenen Neosom aufweist, kann er als **spätes, saures Differentiat** nach der Anatexis gedeutet werden. Damit wären der Migmatit und der Granit nicht zeitgleich entstanden, aber doch einem gemeinsamen Zyklus, nämlich dem kaledonischen, zuzuordnen. Somit sind der feinkörnige und die grobkörnigen Granitgneise (z. B. Leschhorn) weder nach petrographischen, noch nach geochronologischen Kriterien gleichzusetzen.

5. Übersicht über die metamorphe und magmatische Entwicklung

Nach der proterozoischen Ablagerung von Sandsteinen, eventuell Arkosen führte mindestens ein Metamorphoseereignis zur Bildung der feinkörnigen, i. a. hellglimmerarmen Biotit-Plagioklas-Gneise der Ötztaler Masse.

Eine spätere, vermutlich kaledonische Metamorphose führte unter HT-Bedingungen zu Sillimanit-Bildung und stellenweise zur Anatexis. Nach HOINKES & al. (1972) wurden die Schmelzbedingungen im Winnebachsee-Gebiet mit 660° - 685° C bei 4 kb gerade erreicht, wodurch die großen Schollen ihre ursprüngliche Orientierung vermutlich beibehalten konnten. Ob dieser Entwicklung eine HP-Phase vorgegangen ist, kann mit den Ergebnissen der vor-

liegenden Arbeit nicht beantwortet werden.

Das Vorkommen von kaledonischen bzw. kaledonisch-variszischen Hellglimmer-Mischaltern aus den tektonisch schwächst überprägten Bereichen des zentralen Migmatits macht die kaledonische Einstufung der Migmatisierung jedenfalls wahrscheinlich. Die ältesten Hellglimmeralter können jedoch nur als Mindestalter für die Anatexis aufgefaßt werden.

Im Anschluß daran, auf jeden Fall noch prä- bzw. frühvariszisch, erfolgte das Aufdringen der zahlreichen, den Migmatit durchschlagenden hellen Granite.

Im Zuge der variszischen Metamorphose kam es neben einer penetrativen W-E-Verschiebung der Paragneise und Orthogesteine auch zu einer unterschiedlich starken Verschiebung des Migmatitkörpers. Während der Kernbereich verschont geblieben ist, weist der übrige Migmatit zumindest eine Glimmerregelung auf. Diese zeigt allerdings eine ähnliche Orientierung wie anatektisch nicht rotierte (?) Paragneisschollen. Die Granulierung der Plagioklase im Migmatit, sowie syn- bis post-kinematische Disthen-Sprossung weisen auf vergleichsweise etwas kühlere Bedingungen bei dieser postanatektischen Metamorphose hin.

Das jüngste, alpidische Ereignis führte im Winnebachsee-Gebiet zu einer starken retrograden Umwandlung mit z. T. beträchtlicher Störung des Rb/Sr-Isotopensystems, zur Ausbildung von kinkbands und zu lokaler Zerschering.

Dank Die vorliegende Arbeit ist die gekürzte Fassung einer Diplomarbeit, die von Doz. Dr. M. Thöni in zahlreichen Geländetagen und im Labor mit viel Interesse geleitet wurde. Dank schulde ich auch Prof. Dr. G. Hoinkes für intensive Diskussionen im Gelände und Prof. Dr. W. Frank für die Anregungen beim Mikroskopieren.

Im Rahmen des Projekts „Variszische Kruste in Österreich“ wurde diese Arbeit vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanziell unterstützt.

6. Literatur

- BIDNER, T. (1989): Zur Petrographie des Granitgneises vom Gaislehnkogel (oberes Sulztal). — Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck, 141 S., Innsbruck.
- CHOWANETZ, E. (1990): Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol). — Argumente für eine altpaläozoische Anatexis. — Dipl. Arb., Formal-u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 77 S., Wien.
- DRONG, H. J. (1961): Das Migmatitgebiet des „Winnebachgranits“ (Ötztal-Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. — *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, 7, 1-69, Wien (Springer).

- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — Diss. Univ. Bern, 165 S., Bern.
- HAMMER, W. (1925): Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. — *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **38**, 67-87, Wien (Springer).
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal, 1:75000, Geol. B.-A., Wien.
- HOERNES, S. & HOFFER, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztals (Tirol). — *Veröff. Ferd.*, **53**, 159-178, Innsbruck.
- HOINKES, G. (1971): Petrographie und Petrogenese eines Migmatits im „Winnebachgranit“. — Diss. Univ. Innsbruck, 120 S., Innsbruck.
- HOINKES, G. (1973): Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. — *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **20**, 225-239, Wien (Springer).
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J. (1972): Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). — *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **18**, 292-311, Wien (Springer).
- MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. — 405 S., Amsterdam (Elsevier).
- MEHNERT, K. R. (1987): 50 Jahre Granitforschung. — *Geol. Rundschau*, **76/1**, 1-14, Stuttgart.
- MILOTA, Ch. (1985): Geologische Untersuchungen im Zuge einer Kraftwerksplanung sowie eine allgemeine Charakteristik der alpidischen Beeinflussung des Stubai-Kristallins im Bereich Kalkkögel-Lisenstal-Mutterbergalm (Stubaital)-Gschnitztal. — 155 S., Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F. (1986): Polymetamorphism of the Oetztal-Stubai Basement Complex Based on Amphibolite Petrology. — *Jb. Geol. B.-A.*, **129/1**, 69-91, Wien.
- MÖLLER, P. (1986): Anorganische Geochemie, eine Einführung. — (Springer).
- OHNESORGE, T. (1905): Die vorderen Kühtaier Berge. — 175-182, *Verh. Geol. Reichsanstalt*, Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubai Altkristallins. — *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **13**, 35-54, Wien (Springer).
- PURTSCHELLER, F. (1971): Sammlung geologischer Führer 53, Ötztaler und Stubai Alpen. — 119 S., Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P. (1975): Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austroalpine Basement of the Eastern Alps. — *Tschermaks Min. Petrogr. Mitt.*, **22**, 175-199, Wien (Springer).
- SCHANTL, J. (1972): Feldpetrographische Untersuchungen des Winnebachmigmatits und der angrenzenden Gesteine. — 125 S., Diss. Univ. Innsbruck.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr & U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. — *Eclogae Geol. Helv.* **60/2**, 529-536, Basel.
- SÖLLNER, F. & HANSEN, B. T. (1987): „Panafrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. — *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, 529-569, Wien.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, **36**, 359-362, Amsterdam.
- THÖNI, M. (1983): The thermal climax of the early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. — *Mem. Sci. Geol.* **36**, 211-238, Padua.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. — *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, 169-201, Wien.
- YORK, D. (1969): Least squares fitting of a straight line with correlated errors. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, **5**, 320-324, Amsterdam.

Verwendete Karten: Alpenvereinskarten
 - 31/2 Blatt Sellrain, 1:25 000
 - 31/1 Blatt Hochstubai, 1:25 000