

Die Spodumenpegmatite von Bretstein und Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark, Österreich)

Heinrich MALI

Zusammenfassung: Im Raum Bretstein, Pusterwald und Lachtal (Wölzer Tauern, Steiermark) wurden im ostalpinen Kristallin 43 Vorkommen von spodumenführenden Pegmatiten bearbeitet. Im Arbeitsgebiet von 150 km² treten eine große Zahl Pegmatite mit jungpaläozoischem Alter in Amphiboliten, Schwarzschiefern, Glimmerschiefern und Marmoren auf. Die Spodumenpegmatite sind ausschließlich im Rappold Komplex und zeigen sich als einzelne Linsen, Linsenzüge, schieferungsparallele und auch diskordante Gänge mit Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu zehn Metern. Ein Spodumenpegmatit am Hohenwart ist über 650 m im Streichen verfolgbar. In den spodumenführenden Pegmatiten konnten aufgrund des Mineralbestandes und des Gefüges megaskopisch bis zu fünf verschiedenartige Zonen bestimmt werden. Alterationshöfe wurden in den Schiefern, außer einem sporadisch auftretenden, wenige Zentimeter dicken, turmalin- und quarzreichen Saum, nicht beobachtet. Die Pegmatite in den Marmoren werden oft von kalksilikatreichen Gesteinen begleitet. Die Lithiumgehalte der spodumenführenden Bereiche von 33 verschiedenen Pegmatiten liegen im Durchschnitt bei 1,59 Gew.-% Li₂O. Der durchschnittliche Li-Gehalt von 8 Spodumenen beläuft sich auf 7,02 Gew.-% Li₂O. Die untersuchten Pegmatite können aufgrund ihres hohen Alkaligehaltes und ihres Internbaues als komplexe und gering bis hochgradig differenzierte Gesteine granitischer Herkunft eingestuft werden. Es handelt sich um einfache Glimmerpegmatite, beryllführende Pegmatite und Spodumenpegmatite mit untergeordneter Nb-Ta-Mineralisation und z. T. überdurchschnittlich hohen Werten an Be, Rb, Cs und Sn. Im Gegensatz dazu sind die Seltenen Erden mit Gehalten von durchwegs unter 20 ppm – von wenigen Ausnahmen abgesehen – im Vergleich zu Graniten sehr stark abgereichert. Anomale und wirtschaftlich interessante Anreicherungen anderer für Pegmatite typischer Elemente sind nicht festgestellt worden. Die Spodumenpegmatite sind in ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung anderen Vorkommen in den Ostalpen sehr ähnlich. Es wurde kein direkt korrelierbares plutonisches Muttergestein gefunden.

Abstract: In the Wölzer Tauern 250 km southwest of Vienna 43 spodumene-bearing pegmatites were investigated. In an area of about 150 km² near Bretstein, Pusterwald

and Lachtal several hundredths of pegmatites with unknown source intruded high-grade metamorphic rocks, probably during the Permian. The pegmatites form lenses, sills and discordant dikes of variable thicknesses of up to ten meters, and can be traced along strike for 650 m at maximum. The spodumene-bearing pegmatites are situated in the Rappold Komplex of the Austroalpine Crystalline Unit exclusively. Associated host rocks comprise micaschists, black schists, amphibolites, calcsilicate rocks and marbles. Alteration halos were not observed in the schists, except of a small seam of a few centimeters thickness containing high quantities of schorl needles. In the marbles usually calcsilicate-rich seams accompany the pegmatites. According to variable mineralogy and grain size, in general five different zones were observed in the spodumene-bearing pegmatites. Spodumene is the only lithium bearing mineral. The Li_2O content of the spodumene ore averages 1,59 wt-%; the average Li_2O content of eight spodumenes is 7,02 wt-%, with iron of 0,4 wt-%. Except lithium no other economically important enrichment of chemical elements was found in any pegmatite. Be, Nb, Ta, Rb, Cs and Sn contents are only slightly elevated. Rare earths elements, comprising usually less than 20 ppm, are strongly depleted compared to granites. According to the high quantities of alkalis and the internal features of zonation and telescoping, the pegmatites are highly differentiated granitic melts. Parts of the Seckau granite and tonalite intrusives some 20 km to the northeast could be the source rocks of the pegmatites, but there is no geological evidence for this assumption. The mineralogy and chemistry of the investigated spodumene pegmatites is very similar to all other known spodumene bearing pegmatites in the Alps.

Schlüsselworte: Pegmatite, Zonierung, Spodumen, Nb-Ta-Mineraie, Geochemie, Wölzer Tauern, Steiermark, Österreich

1. Einleitung

In bestimmten Einheiten des ostalpinen Kristallins sind niedrig- bis hochdifferenzierte Pegmatite weit verbreitet (Abb. 1). Im Bereich der Wölzer Tauern finden sie sich im tektonisch höchsten Rappold Komplex (SCHUSTER & al., 1999), der dem höchsten Anteil des Glimmerschiefer-Marmorkomplex entspricht (BECKER, 1981). Der Rappold Komplex wird aus Glimmerschiefern, Marmoren, Amphiboliten und Quarziten aufgebaut. Die Pegmatite treten in Form von z. T. mehrere Meter mächtigen, großteils schieferungsparallelen Gängen auf. In einigen dieser Pegmatite wurde das Lithiummineral Spodumen gefunden. Es wurden diese Vorkommen im Rahmen einer Diplomarbeit und weiterführenden Arbeiten am Institut für Geowissenschaften, Abteilung für Geologie und Lagerstättenlehre, der Montanuniversität Leoben erfasst, geochemisch untersucht, einer genetischen Interpretation zugeführt und Vergleiche zu anderen Spodumenpegmatiten in den Ostalpen angestellt (MALI, 1993).

Pegmatite in den Ostalpen

(modifiziert nach Gassner 2001, Senzenberger 2001)

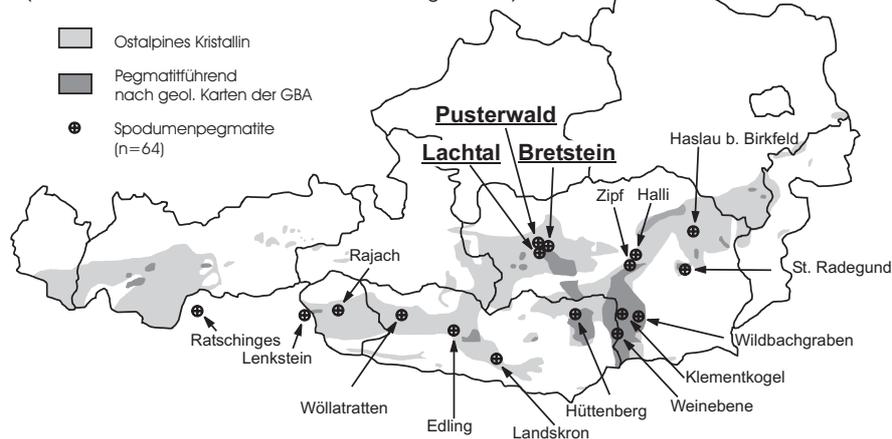


Abb. 1: Fundpunkte von Spodumen in den Ostalpen (Quellen im Literaturverzeichnis).

2. Geologischer Aufbau des Arbeitsgebietes

Das bearbeitete Gebiet liegt nordwestlich von Oberzeiring in den Wölzer Tauern. Als Kartengrundlage dienten die Kartenblätter ÖK 129, ÖK 130 und die dazugehörigen geologischen Kartenblätter der Österreichischen Geologischen Karte 1:50.000 (METZ 1979, 1980a, 1980b). Das Arbeitsgebiet umfasst ca. 150 km² (Abb. 2). Die Wölzer Tauern werden im Wesentlichen aus ostalpinen Kristallineinheiten aufgebaut. Diese bilden einen Deckenstapel, der sich im Zuge der eoalpidischen Orogenese gebildet hat. Vom Liegenden gegen das Hangende wird der Deckenstapel aus dem Seckau Komplex, dem Speik Komplex mit der Gaaler Schuppenzone, den Ennstaler Phylliten und dem Wölz Komplex, sowie dem Rappold Komplex aufgebaut. Letzterer wird südlich der Wölzer Tauern vom Sau-Koralpe Komplex und vom Gurktaler Deckensystem überlagert (SCHUSTER & al., 1999).

Der Seckau Komplex besteht vorwiegend aus Biotit-Plagioklasgneisen und hornblendeführenden Gneisen, welche von prävariszischen (Rb-Sr Gesamtgesteinsalter ca. 430 Ma) und variszischen Granitoiden intrudiert wurden (SCHARBERT, 1981; SCHERMAIER & al., 1997). Mit diesen sind auch genetisch verbundene Pegmatite vergesellschaftet. Die Einheit erlebte während des variszischen Ereignisses eine amphibolitfaziale Metamorphose. Auf dem Kristallin sind Reste von transgressiv auflagernden permoskythischen Metasedimenten vorhanden.

Darüber folgt der Speik Komplex, welcher sich gegen Nordwesten in die Gaaler Schuppenzone auflöst. Der Speik Komplex besteht aus Hornblendegneisen, Amphiboliten und Ultramafititen. Dazu kommen in der Gaaler Schuppenzone Reste von permoskythischen Metasedimenten. Auch der Speik Komplex erlebte eine eklogit-, bzw. amphibolitfazielle variszische Metamorphose (FARYAD & HOINKES, 2003).

Der überlagernde Wölz Komplex besteht im Wesentlichen aus Granatglimmerschiefern mit Lagen von Amphiboliten, Quarziten und Marmoren. Im Gegensatz zu den unterlagernden Einheiten erfolgte die erste, grünschieferfazielle Metamorphose des Wölz Komplex während des Perms (SCHUSTER & FRANK, 2000).

Der Rappold Komplex, auch als Glimmerschiefer-Marmor Komplex (NEUBAUER & FRISCH, 1992), Bretsteinserie (HERITSCH, 1921), Bunte Serie (NEUBAUER, 1952), oder Hangendserie der Wölzer Glimmerschiefer (FEHLEISEN, 1967) bezeichnet, ist ebenfalls vorwiegend aus Granatglimmerschiefern mit Amphiboliten und Marmoren aufgebaut. Dazu kommen aber häufig auftretende Pegmatite. Aufgrund der lithologischen Abfolge wurde die Einheit mit fossilhaltigen oberordovizischen bis unterkarbonen Gesteinsfolgen aus den Ostalpen korreliert (BECKER, 1977, 1981; NEUBAUER, 1988). So wird für die Glimmerschiefer oberordovizisches bis unterdevonisches, für die Marmore mitteldevonisches Alter angenommen. Basierend auf mikrostrukturellen Untersuchungen ist für den Rappold Komplex eine amphibolitfazielle variszische und eine ebenfalls amphibolitfazielle permische Hochtemperatur-Niederdruckmetamorphoseprägung anzunehmen (SCHUSTER & FRANK, 2000; FARYAD & HOINKES, 2003). Ein weiteres Argument für eine permische Metamorphose ist das Vorhandensein von permischen Granatkernen in Metapeliten (SCHUSTER & al., 2001) sowie die weite Verbreitung der permischen Pegmatite. Das Muskovitalter eines Pegmatites 2 km westlich vom Gasthof Leitner bei Freitag (Zistl) wurde mit 248 ± 29 Ma bestimmt (JÄGER & METZ, 1971). Granate eines Pegmatits aus dem Bretsteintal ergaben ein Sm-Nd Alter von 264 ± 5 Ma, eines aus dem Murtal bei Unzmarkt liegt bei 288 ± 5 Ma (SCHUSTER & al., 2001). Die permische Hochtemperatur-Niederdruckmetamorphoseprägung wird als Resultat einer Ausdünnung der Lithosphäre interpretiert. Dabei kam es zu einem hohen geothermischen Gradienten von mehr als $40^\circ\text{C}/\text{km}$.

Die eoalpine Metamorphose in der oberen Kreide erfasste nahezu das gesamte ostalpine Kristallin. Sie erreichte in den meisten Bereichen die Grünschiefer-, in den zentralen und südlichen Teilen des Altkristallins sogar die Amphibolit- und Eklogitfazies (FRANK & al., 1987; HOINKES, 1999). Im hier behandelten Gebiet nimmt die Metamorphose von grünschieferfaziellen Bedingungen im nördlichen Seckau Komplex ($500^\circ\text{C} / 8$ kbar) bis zu amphibolitfaziellen Bedingungen ($625^\circ\text{C} / 11$ kbar) im Rappold Komplex zu (FARYAD & HOINKES, 2003). Der Metamorphosehöhepunkt erfolgte um 100 ± 10 Ma (THÖNI, 1999), Abkühlalter unter 300°C aus dem Bereich der Niederen Tauern liegen zwischen 80 und 90 Ma (SCHARBERT, 1981; HEJL, 1984).

Im Arbeitsgebiet wird der Rappold Komplex im liegenden Teil durch feldspat- und quarzreiche Glimmerschiefer, im mittleren durch Granatglimmerschiefer, helle Quarzite, dünne Amphibolitlagen und Schwarzschiefer charakterisiert. Die hangenden Bereiche

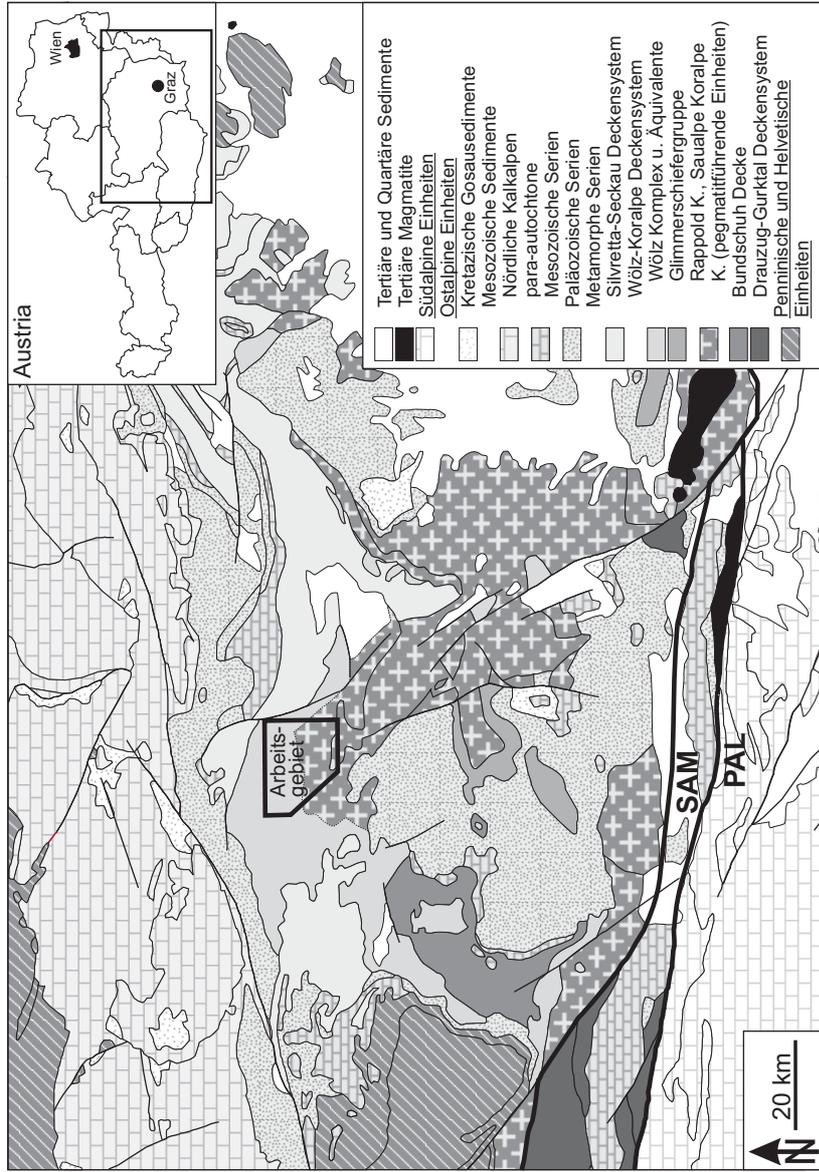


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte der östlichen Ostalpen mit der Lage des Arbeitsgebietes. Modifiziert nach SCHUSTER & al. (1999).
 PAL: Periadriatisches Lineament, SAM: Sudgenze eopliadischer Metamorphose (HONKES & al., 1999).

bestehen aus Lagen von z. T. recht silikatreichem Marmor mit Mächtigkeiten von maximal 800 m (THURNER, 1955), aus granat- oder sulfidreichen Glimmerschiefern, Amphiboliten und bis 10 m mächtigen, meist schieferungskonkordanten Pegmatiten. Im bearbeiteten Gebiet treten die Spodumenpegmatite ausschließlich im Rappold Komplex auf.

Häufig sind die Marmore in den topographisch höher gelegenen Arealen zu finden, während in den Tälern die Glimmerschiefer vorherrschen. Es werden die Lagerungsverhältnisse in Form eines flachwelligen Faltenwurfes durch jüngere Bruchstörungen stark verschleiert und vielleicht haben auch Verdoppelungen einzelner Gesteinspakete stattgefunden (NAHOLD, 1988). Die Mächtigkeiten der einzelnen Gesteine sind starken Schwankungen unterworfen.

In früheren Bearbeitungen der Pegmatite des Arbeitsgebietes wurden sie in granat-, turmalin- und glimmerführende Pegmatite eingeteilt und sollten zur älteren Generation der Seckauer Granite gehören, da nur in der älteren Generation der Seckauer Granite ungefüllte Plagioklase auftreten sollen, wie sie auch in den Pegmatiten zu finden sind (HAUSWIRT, 1952). Meist sind die Pegmatite mit den Bretsteinmarmoren vergesellschaftet, welche häufig in kleinen tektonischen Schuppen weit verbreitet vorliegen. Der höher gelegene Teil der Pegmatite soll mit der Hirnkogel-Kalkschubmasse aufgeschoben worden sein (THURNER, 1955). Es ist nach den jetzigen Arbeiten sowohl am Gruber Hirnkogel als auch am Hainzl Wasserkogel Spodumen gefunden worden. Die Hirnkogelmarmore sind damit nicht mehr in eine eigenständige stratigraphische Einheit zu gliedern, da sie den Bretsteinmarmoren angehören (vgl. SKALA, 1964).

3. Spodumenpegmatite in den Ostalpen

3.1. Überblick

Definition: Pegmatite sind grob- bis riesenkörnige, kieselsäurereiche, liquidmagmatisch-pneumatolytische Übergangsgesteine (SCHNEIDERHÖHN, 1961). Als Pegmatoide werden pegmatitähnliche, zumeist gangförmige Gesteine granitischer Zusammensetzung bezeichnet, welche als Mobilisat des umgebenden Gesteines während einer hochgradigen Metamorphosephase aufzufassen sind (CERNY, 1982).

Das größte bekannte Lithiumvorkommen in den Ostalpen liegt am Brandrücken in der Koralpe, Kärnten. Die zonierten Spodumenpegmatite sind in quarzitischer Glimmerschiefer und eklogitische Amphibolite konkordant eingelagert. 13 Mt Erz mit 1,3 Gew.-% Li_2O wurden auf 1,5 km streichender Länge bei Gangmächtigkeiten bis zu 5,5 m nachgewiesen. Die Pegmatite im Amphibolit unterscheiden sich von jenen im Glimmerschiefer durch ihre gröbere Korngröße, durch die stärker schwankende Mächtigkeit und ihren höheren Gehalt an Li_2O . Die Hauptbestandteile sind Spodumen, Quarz, Plagioklas (Albit), Kalifeldspat und Muskovit (5%). Als primäre Akzessorien treten Beryll, Apatit, Tur-

malin, Zirkon, Kassiterit, Columbit, Holmquistit, Granat, Biotit, Graphit, Pyrit und Pyrrhotin auf (GÖD, 1989). Eine eingehende Bearbeitung haben die spodumenführenden Pegmatite des Radegunder Kristallins und der Gleinalpe erfahren (KOLLER & al., 1983). Die Li-Gehalte liegen bei 7200, 8500 und 8700 ppm. Li wird neben dem Spodumen hauptsächlich im Muskovit eingebaut. Die untersuchten Pegmatite besitzen nur sehr geringe Gehalte an anderen für Pegmatite wirtschaftlich wichtigen Elementen wie Nb, Ta, Zr, U, Th und Ce. Eine große Anzahl anderer ostalpiner Spodumenpegmatite mit sehr ähnlichen Eigenschaften sind bekannt (ANGEL, 1933; ANGEL & MEIXNER, 1953; ESTERLUS, 1983; GÖD, 1978, 1989; HERITSCH, 1983, 1984; HÖLLER, 1964; LUECKE & UCIK, 1986; MARSCH, 1983; MOSER & al., 1987; POSTL & GOLOB, 1979; PROCHASKA, 1981; WENGER & ARMBRUSTER, 1990; WESTENBERGER, 1954). Das Auftreten aller Spodumenpegmatite ist auf das „mittelostalpine Kristallin“ (TOLLMANN, 1977) beschränkt.

Mit den 43 neu gefundenen Spodumenpegmatiten wurde die Anzahl der bekannten Spodumenvorkommen der Ostalpen verdreifacht. Das Verbreitungsgebiet in den Wölzer Tauern reicht vom Eiskarspitz über Hohenwart, Großhansl, Hühnerkogel, Sandlerkogel bis zum Lachtaler Zinken und darüber hinaus nach Südosten bis in die Nähe des Gehöftes Gruber (Kap. 5). Im Westen bildet die Linie Eiskarspitz–Mahralpe die Grenze. Dort biegt sie nach Osten um, führt über die Bleikaralm nordwestlich Grenimorar knapp nördlich von Bretsteingassen in einer nahezu geraden Linie südlich des Bruderkogels entlang bis zur Pölstalstörung im Osten. Im gesamten Arbeitsgebiet war Spodumen bislang lediglich anhand von Rollstücken vom Hirnkogel (HÖLLER, 1964) und vom Tanzstattboden (POSTL, 1982) bekannt. Die Brechungsquotienten des Spodumens vom Hirnkogel wurden mit $n_\alpha = 1,658$ und für $n_\gamma = 1,678$ bestimmt, die Auslöschungsschiefe (n_γ/z) beträgt 25° (HÖLLER, 1964). Vom Hirnkogel wird als Akzessorium Graphit angeführt.

Eine Parallelisierung der Spodumenpegmatite mit den Spodumenvorkommen des Seidelwinkel- bzw. Fuschtales im Penninikum der Hohen Tauern, wo Spodumen mit Karbonaten in hydrothermalen Quarzgängen vergesellschaftet ist, erscheint nicht zulässig.

3.2. Mineralogie und Petrographie der spodumenführenden Pegmatite im Raum Bretstein und Pusterwald

Die folgende Beschreibung der mineralogischen Zusammensetzung der Pegmatite basiert auf den megaskopischen Beobachtungen an den Aufschlüssen im Gelände und der Auswertung von An- und Dünnschliffen. Sie bezieht sich ausschließlich auf die spodumenführenden Pegmatite. Werden Ergebnisse aus den gemeinen Pegmatiten dargelegt, so wird dies stets zusätzlich angeführt. Obwohl die Pegmatite in ihrer Form und Ausbildung sehr unterschiedlich sein können, wurde festgestellt, dass die mineralogische Zusammensetzung in qualitativer Hinsicht nur wenige verschiedene Minerale umfasst,

während das quantitative Verhältnis der einzelnen Mineralphasen sowohl von Pegmatit zu Pegmatit als auch von Aufschluss zu Aufschluss innerhalb eines einzelnen Pegmatites stark schwankt. Oftmals tritt ein unregelmäßiger zonarer Bau auf. Zusätzlich liegen Pegmatite in den Marmoren häufig nur als Linsenzüge mit starker tektonischer Beanspruchung vor, so dass es schwierig ist, die boudinierten Körper in bestimmte Pegmatitlagen zusammenzufassen, da oft mehrere Linsenzüge in Abständen von nur wenigen Zentimetern nebeneinander auftreten können. Manchmal ist in der intensiv verfalteten Grundmasse des Silikatmarmors ein scheinbar regelloses Durcheinander von verschiedenartigen Linsen, die im einzelnen eine Größe von mehr als 20 m³ erreichen können, festzustellen.

3.2.1. Mega- und mikroskopische Beschreibung

3.2.1.1. Tektonik, Nebengesteinsalteration, Kontaktzone

Alle Pegmatite, sowohl die spodumenführenden als auch die gemeinen, zeigen scharfe Grenzen zu den Umgebungsgesteinen (Glimmerschiefer, Marmor, Amphibolit) und eine deutliche metamorphe Überprägung mit einer Schieferung, die parallel zur Kontaktfläche mit den Umgebungsgesteinen liegt. Letztere ist megaskopisch leicht an den eingeregelteten Glimmerschuppen zu erkennen. Ansonsten wird die metamorphe Überprägung durch ein feinkörniges, rekristallisiertes Pflaster aus Quarz, Albit, Kalifeldspat und Spodumen angedeutet.

In den tektonisch stark beanspruchten Pegmatiten (z. B. südlich Grenimoar, Breistein, Lokalität Nr. 23, Kap. 5) treten die Kristalle in kleinen rundlichen Körnern auf. In manchen Fällen gibt es nur noch wenige Zentimeter mächtige Lagen von reinem Quarz alternierend mit Feldspatlagen, wobei einzelne Spodumenkörner mit runden Querschnitten zumeist nur in den feldspatreichen Partien zu finden sind. Größere Feldspäte und auch Spodumene werden oft von dünnen feinkristallinen Lagen konzentrisch umflossen, wodurch es zu einer auffälligen Augenbildung kommt. In solchen stark verschieferten Pegmatiten ist es mitunter recht schwierig, den Spodumen zu erkennen, da er leicht mit den Feldspäten und auch den häufig grünlich gefärbten Muskoviten zu verwechseln ist. Oftmals verraten kleine Löcher an der glatten Oberfläche von Pegmatitblöcken den sehr rasch verwitternden Spodumen.

In den Glimmerschiefern fand zwar eine Zerschering der Gänge in einzelne Blöcke statt, jedoch sind die Pegmatite meist nur senkrecht zu ihrem Streichen zerbrochen und an größeren Störungen wurden die Blöcke um mehrere Meter gegeneinander versetzt. Eine Boudinbildung der Pegmatite, wie sie in den Marmoren vorkommt, wurde an den Pegmatiten im Glimmerschiefer nirgendwo beobachtet. Der Glimmerschiefer hingegen zeigt z. T. eine intensive Fältelung. An den Scherflächen tritt nicht selten megaskopisch erkennbarer Graphit als Gleitmittel auf.

Neben der Silifizierung des Nebengesteins wurde eine Neuspaltung von Biotit, Muskovit und Turmalin beobachtet. Selten (z.B. Lokalität 1 Lachtal, Lokalität Nr. 12

Weittal, Kap. 5) ist der Grenzbereich durch ein ca. 1 cm mächtiges turmalinreiches Band charakterisiert. Die schwarzen Turmalinkristalle haben bei einer Dicke von rund 1 mm eine Länge von kaum 1 cm. Meist liegen sie nur als feine Nadelchen vor. Sie sind in dünne, helle Bänder von Feldspat, Quarz und etwas Glimmer eingebettet. Vereinzelt sprossen die Turmalinkristalle in Form von Stängeln, die sich zum Kontakt mit dem Nebengestein hin stark verjüngen, in einer maximalen Größe von mehr als 10 cm Länge und ca. 1 cm Dicke in das Pegmatitinnere. Letztere stehen senkrecht auf die Grenzfläche zum Glimmerschiefer.

Die Amphibolite erweisen sich als kompetenteste Nebengesteine der Pegmatite. In ihnen sind die Pegmatite am wenigsten gestört, ihre randlichen Bereiche wurden aber auch verschiefert. Im Nebengesteinsamphibolit des Spodumenpegmatites im Weittal tritt Biotitisierung auf. Von ähnlichen Alterationshöfen am Kontakt Spodumenpegmatit – Amphibolit wurde bereits von der Weinebene, Tanco u. a. m. berichtet (Göd, 1989; MORGAN & LONDON, 1987). Weiters fand eine porphyroblastische Aufsprossung von wenige Millimeter bis Zentimeter langen Schörlkristallen, welche in das Pegmatitinnere hineinwuchsen, statt. Unter dem Mikroskop zeigen die Turmaline Zonarbau mit dunkelgrünen, dunkelblauen bis hellbraunen Eigenfarben und eine enge, an Schrifgranit erinnernde Verwachsung mit Quarz, der in Form von unzähligen kleinen Tröpfchen in den Kernbereichen der Kristalle auftritt. Im Weittal (Lokalität Nr. 12) wurde der benachbarte Amphibolit von einer Biotitisierung der Hornblenden erfasst. Zusätzlich wurden Ilmenit und Rutil zu Titanit umgewandelt oder es wuchsen Säume von Titanit um Ilmenit- und Rutilkerne. Die Ilmenite enthalten Hämatitentmischungslamellen. Mit tröpfchenförmigem Quarz eng verwachsene schwarze Turmaline sind nur wenige Millimeter weit in den Exokontaktbereich hinein zu finden. Reliktisch sind Granatkerne, umgeben von feinkörnigen Quarzen und Glimmern, erhalten geblieben. Plagioklase, Apatite und Granate werden zum Altbestand des Amphibolits gerechnet. Zum Großteil bereits zu Limonit alterierter Pyrit findet sich in Spuren im Alterationshof. Die spodumenführende Zone grenzt im Weittal jedoch nicht an Amphibolit, sondern ist nur im zentralen Bereich des Pegmatits ausgebildet. Es sind somit keine seltenen lithiumführenden Minerale wie etwa Holmquistit zu erwarten (vgl. GöD, 1989; CERNY, 1982).

Ein Amphibolitblock in der Nähe der Kuhalmhütte nördlich des Hohenwart zeigt am Kontakt zu einem 30 cm mächtigen, spodumenfreien, plagioklasreichen Pegmatit eine rund 20 cm dicke Kontaktzone. Sie enthält mehrere Zentimeter große Almandine mit diaphoritisierten bzw. biotitisierten Rändern und schließt gegen den megaskopisch unbeeinflussten Amphibolit mit einem 1 cm dicken Band von feinfilzigen Schörlkristallen ab.

Die Deformationserscheinungen lassen sich bevorzugt an den z. T. schlieren- bis diskusförmigen, boudinierten Linsen und Linsenzügen in den Marmoren studieren. Meist hat es den Anschein als folgen die Linsen der Schichtung (Lagen mit Ansammlungen von Silikaten und Kalksilikaten) im stark verfalteten Marmor. An manchen Stellen (z. B. Lokalität Nr. 33 Hohenwart N-Abfall) erscheinen diese regellos im deformierten Kalksilikatmarmor verstreut. Zusätzlich können mehrere Linsenzüge mit ähnlichen

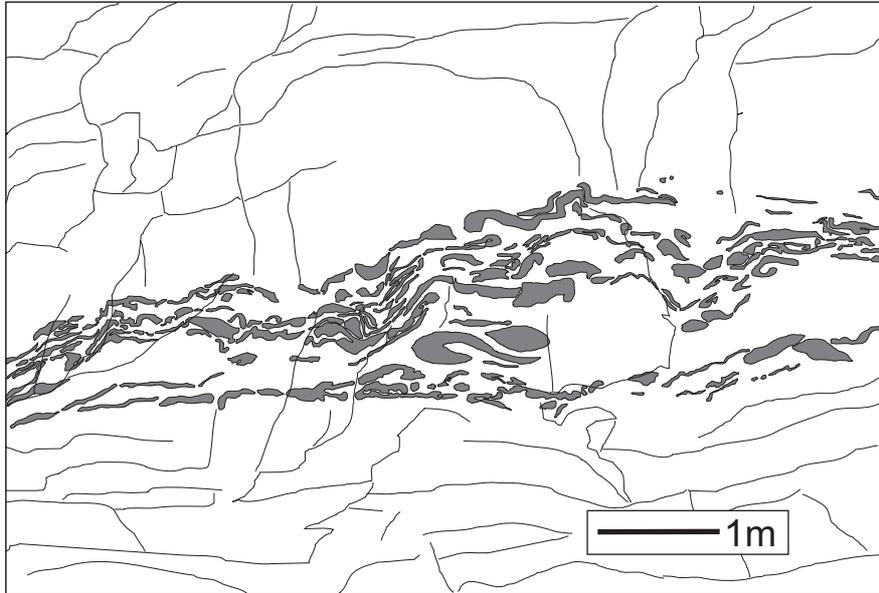


Abb. 3: Spodumenpegmatitschlieren im Marmor (Hohenwart Nordostabfall, Lokalität Nr. 33).

megaskopisch erkennbaren tektonischen Merkmalen parallel im Abstand von nur wenigen Zentimetern übereinander vorliegen. So findet sich z. B. in der Nordwand des Hohenwart ein solches Bündel von mehreren duktil deformierten Pegmatitlinsenzügen auf einem insgesamt nur 60 cm mächtigen Bereich im silikatreichen Marmor, wobei einige der größeren Ganggesteinskörper auch Spodumen führen (Abb. 3).

Die Alterationshöfe in den Marmoren und Kalksilikatgesteinen wurden in ihrer Ausdehnung bis jetzt nicht ausreichend untersucht. Im Arbeitsgebiet treten zusätzlich unabhängig von Pegmatiten größere Kalksilikatgesteinskörper zusammen mit den Bresteinmarmoren auf. Sie enthalten neben Diopsid, Zoisit und Tremolit noch Quarz, Karbonat, Muskovit, Biotit, Alkalifeldspat, Titanit, Rutil, Pyrit, Apatit, Granat, Allanit, Zirkon und Limonit. In diesen Bereichen sind zentimetergroße braune, zerbrochene Turmaline keine Seltenheit (z.B. Kleiner Zinken, Lachtal).

Wegen des chemischen Ungleichgewichtes zwischen Marmor bzw. Kalksilikatgestein und pegmatitischer Schmelze muss jedoch eine intensive Reaktion zwischen beiden Lithologien abgelaufen sein, welche zur Bildung von skarnartigen Paragenesen geführt hat. Der Kontakt zwischen dem Marmor und den spodumenführenden Pegmatiten äußert sich meist in einer wenige Millimeter schmalen Zone mit reichlich Muskovit. Oftmals steckt der Spodumenpegmatit auch in kalksilikatreichen Zonen des Marmors und in den Kalksilikatgesteinen, wobei oft nicht klar ist, ob die Kalksilikate durch den Einfluss des Pegmatites entstanden sind. Durch die bereits oben beschriebene tektonische

Zerlegung der Pegmatite wurden einzelne Blöcke voneinander getrennt, so dass der primäre Reaktionsraum nur selten an den Kontakten zwischen Pegmatit und Marmor im Aufschlussbereich zu finden ist. Ein einziger spodumenführender Pegmatit von etwa 60 cm Mächtigkeit hat ein 2 cm dickes Salband mit kleinen, maximal 1 cm langen dunkelblauen Turmalinstängeln. An den primären Kontakten ist ein Aufsprossen von feinfilzigen Zoisiten, die sowohl im Randbereich des Pegmatits, als auch im Kalksilikatgestein zu finden sind, zu sehen. Pseudomorphosen eines Gemisches aus Quarz und feinnadeligem Zoisit nach Feldspat wurden im Exokontaktbereich gebildet. Da der Plagioklas in den Spodumenpegmatiten weniger als 15 Mol% Anorthitkomponente aufweist, wurde Ca wohl aus dem Marmor mobilisiert, wobei Na und CO₂ in Lösung gingen. Granat, Muskovit, Biotit, Titanit und Diopsid könnten bereits im ursprünglichen silikatreichen Marmor vor der Pegmatitintrusion zugegen gewesen sein. Die Auswirkungen dieser Reaktion mit dem Marmor auf die chemisch-physikalischen Bedingungen der pegmatitische Schmelze können z. Z. noch nicht abgeschätzt werden.

Eine geochemische Untersuchung der Alterationshöfe und Nebengesteine ist Inhalt laufender Forschungsarbeiten.

3.2.1.2. Mineralzonierung in den Pegmatiten

Den Hangend- und Liegendkontakt zum Glimmerschiefer bilden in der Regel feinkörnige (aplitische) Kontaktzonen (Abb. 4). Sie enthalten Quarz, Muskovit, Plagioklas, selten Granat, Turmalin (Schörl), Apatit, Beryll in zentimetergroßen Säulen, Titanit, Ilmenit, Magnetit, Pyrit und Kassiterit (letzterer megaskopisch nur in einem einzigen Rollstück vom Scharnitzfeld, Lokalität Nr. 11). Der selten auftretende Pyrit wuchs zum Teil primär. Zum Teil wurde er erst bei einer späteren (hydrothermalen oder metamorphogenen) Erzbildung aus dem Nebengestein eingetragen. Der Turmalin ist in bis zu 10 cm langen, z. T. senkrecht zum Kontakt wachsenden und teilweise bis in die nächstinnere Zone hineinreichenden Stängeln entwickelt. Nur selten ist ein schmales, ca. 1 cm dickes Quarzband vorhanden, in welches einzelne kontaktparallele Turmalinkriställchen und Glimmerschüppchen eingebettet sind. In wenigen Fällen (z. B. Mittagswand NW-Abfall, Lokalität Nr. 33) ist der Quarzkern als hangendste Zone im Pegmatit direkt unter dem Silikatmarmor anzutreffen, was keine ausgeprägte Kontaktzone im Pegmatit entstehen ließ. Andererseits könnten die meisten dieser Kontakte wegen späterer Boudinierung bzw. Tektonik von sekundärer Natur sein.

Die Innenzone I besteht aus einem Gemenge von wenige Zentimeter großen Quarz-, Albit- und Glimmerkristallen, worin da und dort bis zu 10 cm große blaugraue Augen von Kalifeldspat schwimmen.

Die Innenzone II führt neben den Mineralen der Zone I zusätzlich stängeligen, grünlichen Spodumen. Selten ist Almandin in wenige Millimeter großen zerbrochenen Individuen und Graphit, der bevorzugt an den Rändern und im Inneren des Spodumens in Form von kleinen Kügelchen vorkommt, anzutreffen. Diese Kügelchen haben einen

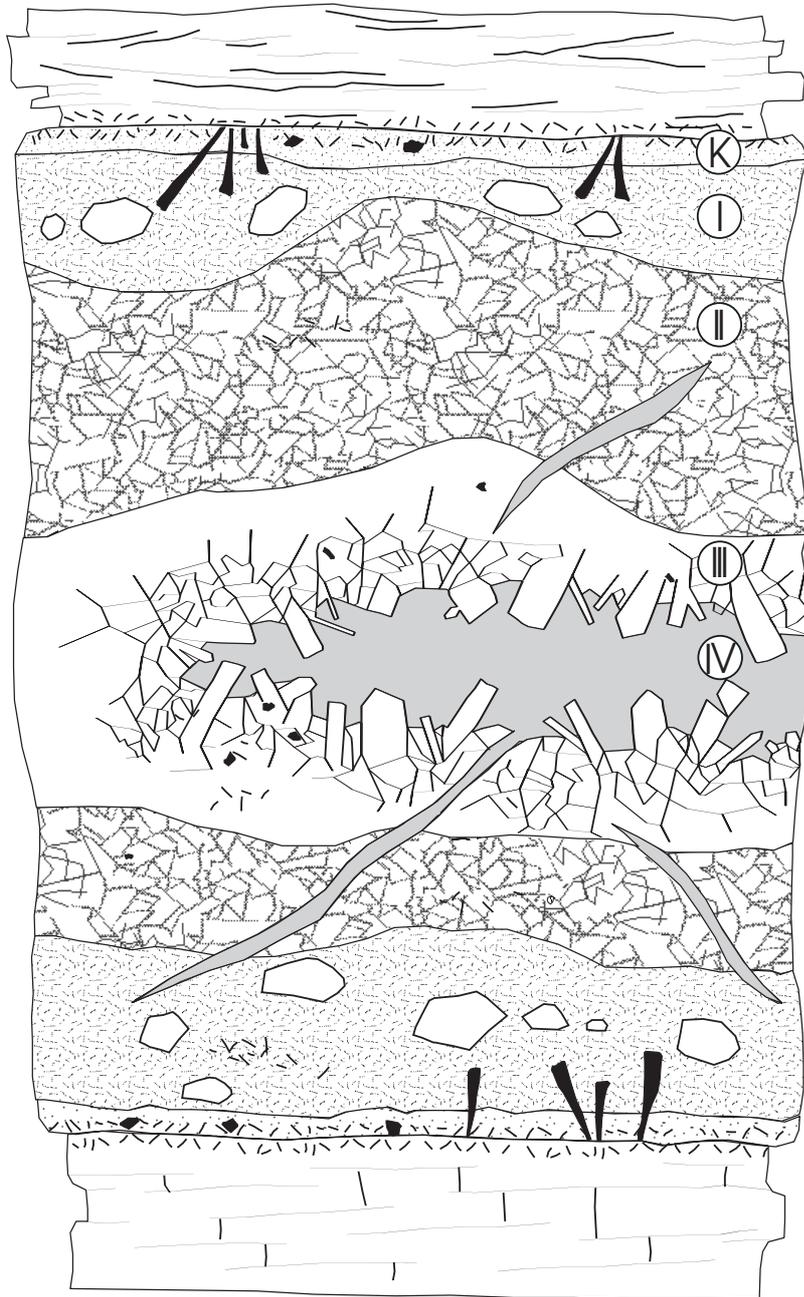


Abb. 4: Mineralzonierung (schematisch). K: Kontaktzone; I, II, III: Innenzonen; IV: Kernzone.

Durchmesser von weniger als einen Millimeter, sie sind jedoch megaskopisch sehr leicht zu erkennen.

Die Innenzone III besteht aus riesenkörnigen Quarz-, Kalifeldspat-, Albit-, Muskovit- und Spodumenkristallen. In wenigen Fällen wachsen einzelne große Spodumenstängel in den Quarzkern.

Unter Berücksichtigung der Korngröße konnten in einigen Pegmatiten mehr als zwei spodumenführende Zonen unterschieden werden. Häufig ist die Ursache für diese auf Korngrößenunterschieden basierende Zonenvielfalt wohl in der Zerschering und Rekristallisation während tektonischer Ereignisse zu suchen.

Die Kernzone (IV) wird in den mächtigsten Bereichen von einer bis zu 50 cm dicken Quarzmasse eingenommen. In wenigen Blöcken wurde beobachtet, dass einzelne, wenige Zentimeter breite Gängchen von Quarz quergreifend durch mehrere Innenzonen führen. Diese dem hydrothermalen Gangquarz recht ähnlichen Massen sind während des letzten Aktes der Genese des Pegmatites gebildet worden. Wahrscheinlich wurden kleine Spalten, die innerhalb des Pegmatites durch eine mehrphasige Platznahme entstanden sind, mit Quarz ausgeheilt. Andererseits erscheint die Bildung einiger quergreifender Quarzadern auch während der späteren metamorphen und tektonischen Überprägung möglich.

Die Mächtigkeit der einzelnen Zonen ist starken Schwankungen unterworfen. Die Kontaktzone und die Innenzone I sind bis auf wenige Ausnahmen fast immer vorhanden, während die Innenzone III und der Quarzkern nur in seltenen Fällen realisiert sind (vgl. Kap. 5).

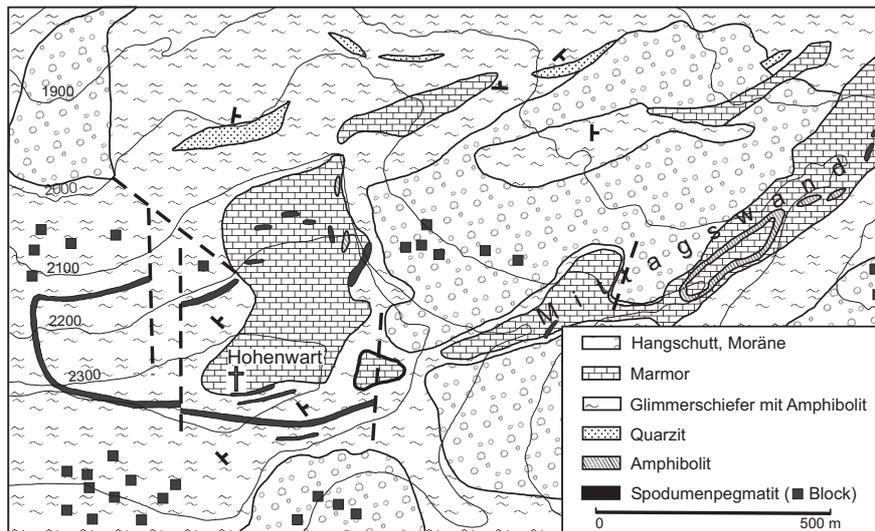


Abb. 5: Geologie rund um den Hohenwart, Pusterwald (Lokalität Nr. 33).

Einem kleinen Gebiet rund um den Hohenwart (siehe geol. Karte, Abb. 5, Lokalität Nr. 33) wurde besondere Beachtung geschenkt, da dort mindestens vier topographisch (wahrscheinlich auch stratigraphisch) direkt übereinander liegende Pegmatite Spodumen führen.

Am Mittagswandostabfall konnte ein Pegmatit im Glimmerschiefer in 15 megaskopisch leicht unterscheidbare Zonen gegliedert werden, wobei der liegende Kontakt noch unter Hangschutt verborgen ist. Die feldspat- und spodumenführenden Zonen sind jeweils durch Quarzlagen mit schwankender Mächtigkeit getrennt. Insgesamt ist dieser Pegmatit in einer Mächtigkeit von ca. 4,4 m aufgeschlossen. Es sind 4 dickere Lagen (5 bis 30 cm) von Quarz vorhanden, die – jede einzeln für sich – jeweils das Ende einer Intrusionsphase darstellen könnten. Das würde bedeuten, dass es sich offensichtlich um einen multiplen Pegmatit handelt, der in mehreren zeitlich aufeinander folgenden Schüben gebildet wurde.

Ein anderer multipler Pegmatit steht am Nordabfall des Hohenwart (Eiskar) an. Hier sind bis zu sieben verschiedene, durch Glimmerschieferzwischenmittel (mit nur wenigen Dezimetern Mächtigkeit) getrennte Gänge vorhanden. Manche Gänge vereinigen sich miteinander bzw. aus einem Gang gehen wieder mehrere Gänge hervor, ohne dass bisher festgestellt werden konnte, ob sie zeitgleich entstanden sind, oder welcher der Gänge zuerst gebildet wurde. Schließlich vereinigen sich alle zu einem einzigen bis maximal 10 m mächtigen Gang, der am Südabfall des Hohenwart einige 100 m lang durchgehend aufgeschlossen vorliegt.

Interessant ist hierbei die Änderung des inneren Aufbaues: Im Westen besteht der Pegmatit aus den oben erwähnten vielen einzelnen Gängen. Der Liegendste ist zwischen 0,2 und 0,6 m mächtig, enthält relativ viel Turmalin, der senkrecht zum Kontakt in Stängeln entwickelt ist, jedoch keinen Spodumen. Der zweite von unten ist 0,5 bis 1 m mächtig, führt ebenfalls keinen Spodumen und ist sehr muskovitreich. Der nächsthöhere Pegmatit ist 0,3 bis 0,8 m mächtig, führt viel Muskovit, ein wenig Turmalin und hat vereinzelte Bereiche mit Spodumen. Der Pegmatit Nr. 4 ist 0,7 bis 3 m mächtig, führt in Teilzonen reichlich Spodumen und vereinigt sich nach wenigen Metern in östlicher Richtung mit Pegmatit Nr. 3. Der Pegmatit Nr. 5 besitzt eine Mächtigkeit von 0,5 bis 2 m und hat den höchsten Spodumengehalt. Die Pegmatite Nr. 6 und 7 mit Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 1,5 m bzw. 0,3 und 1 m sind wieder spodumenfrei.

Etwa 70 m weiter im Osten hat sich die Zahl der Gänge auf 4 vermindert. Der liegendste ist 2 m mächtig und führt reichlich Spodumen. Darauf folgt 1 m Glimmerschiefer mit Pyritvererzungen. Darüber liegt ein 0,4 m mächtiger Gang mit bis zu 4 cm langen Stängeln von Spodumen, wobei am Kontakt viele ca. 1 mm lange Turmalinkriställchen auffallen. Auch sind blaugraue Kalifeldspat-Augen mit mehr als 10 cm Durchmesser zu sehen. Nach einem Meter Glimmerschiefer folgt ein Gang von 1,3 m Dicke mit reichlich Spodumen und Kalifeldspäten. Der hangendste Pegmatit mit 0,6 m Mächtigkeit hingegen ist spodumenfrei.

Auf der Südseite des Hohenwart zeigt sich derselbe multiple Pegmatit 50 Höhenmeter unter dem Gipfelkreuz als ca. 7 m mächtiger Gang, der alle oben beschriebenen Gänge in sich zu vereinigen scheint. Im Überblick besteht er aus drei Zonen:

- Kontaktzone (wenige Millimeter dick)
- Innenzone II mit ca. 20% Spodumen
- Quarzkern (40 cm)

Beim Verfolgen des Ganges über mehr als 200 m weit bis zu seinem Ende an einer subvertikalen Störung im Osten ist auf halber Strecke eine Aufsplitterung in drei Gänge, die sich dann wieder vereinigen, zu bemerken. Im Osten wird der ca. 5 m mächtige Gang durch eine Nord-Süd streichende Störung abgeschnitten. Hier scheint neben dem dünnen Kontaktsaum nur mehr die Innenzone II mit ca. 20% Spodumen vertreten zu sein.

In der Literatur (z. B. SCHNEIDERHÖHN, 1961) wird oftmals auf ein „Telescoping“ der Pegmatite hingewiesen. Die jeweilige innere Zone wurde zu meist niedrigeren Druck- bzw. Temperaturbedingungen bis weit hinein in den hydrothermalen Bereich gebildet (CERNY, 1982). Als weiterreichende Interpretation der Zonalität des oben beschriebenen multiplen Pegmatites am Hohenwart und aufgrund des teleskopartigen Aufbaues kann festgehalten werden, dass die Platznahme des Pegmatites, bezüglich der heutigen Anordnung, von West nach Ost erfolgte.

3.2.2. Mineralphasen der spodumenführenden Pegmatite

3.2.2.1. Spodumen

In den neu gefundenen Spodumenpegmatitvorkommen ist die Größe der Spodumenkristalle recht unterschiedlich. Dies betrifft sowohl die einzelnen Aufschlüsse als auch – wie bereits oben angeführt – die einzelnen Zonen in den Pegmatiten. Generell kann jedoch festgehalten werden, dass in den stark tektonisch beanspruchten Pegmatiten, insbesondere in den Pegmatitlinsen in den Marmoren, feinkörnigere Individuen vorherrschen. Die größten Kristalle mit einer maximalen Länge von 41 cm und einer Dicke von ca. 7 cm wurden in einem Pegmatit im Schlattererbachtal (Lachtal Lokalität Nr. 1) gefunden. Ähnlich große Individuen gibt es in wenigen Blöcken am Südabfall des Hohenwart (Lokalität Nr. 33). In beiden Fällen tritt diese Riesenkörnigkeit nur in der Innenzone III rund um einen Quarzkern auf.

Spodumen kann sowohl senkrecht als auch parallel zum Nebengesteinskontakt wachsen. Klüfte sind mit Quarz verheilt. Die Färbung der Spodumene reicht von dunkelgrau (z. B. Gruber Hirnkogel Ostabfall Lokalität Nr. 14, Mittagswand Ostabfall Lokalität Nr. 33) über hellweiß, blassmoosgrün bis tiefdunkelgrün. Die dunkelgraue Farbe rührt von vielen Graphiteinschlüssen her, während die grünlichen Farben den Alterationsgrad anzeigen. Je dunkler der Spodumen desto weniger Li ist vorhanden und desto

weiter fortgeschritten ist die Umwandlung zu „Cymatolith“. Bei diesem Prozess wird ständig Li abgeführt. In einer solchen dunkelgrünen pseudomorphen Schwarte eines Spodumens aus dem Lachtal (Lokalität Nr. 1) betrug der Li_2O -Gehalt nur noch 0,17 Gew.-%. Die Kristalle sind megaskopisch stängelförmig, zerbrochen oder leicht gebogen, xenomorph, manchmal sind sie hypidiomorph ausgebildet.

Im Dünnschliff ist eine schriftgranitische Verwachsung von Spodumen und Quarz in Form von kleinen, glatt auslöschenden, rundlichen Tröpfchen im Spodumen zu erkennen (Abb. 6, Abb. 7 oberer Bildrand). Manchmal tritt eine Zonarität des Spodumens dahingehend auf, dass diese Quarztropfen sich nur in einem Mantel rund um den monomineralischen Kern ansammeln. Dies darf jedoch nicht mit der feinkristallinen, myrmekitischen Verwachsung der Spodumene mit Quarz, die häufig an den Rändern der Spodumene auftritt, gleichgesetzt werden (Abb. 8). Ähnliche Erscheinungen wurden aus spodumehaltigen Pegmatiten des Altkristallins beschrieben (GÖD, 1978; PROCHASKA, 1981; KOLLER & al., 1983). Letztere Verwachsung rührt aus der Wechselwirkung der Minerale mit an den Rändern der Kristalle migrierenden Fluiden her. Manchmal ist die Verwachsung so eng, dass dieses Mineralgemenge mit dem Lichtmikroskop nicht aufzulösen ist, sondern sich nur in einem dunkelgrauen Randsaum zeigt. Zum Teil sind

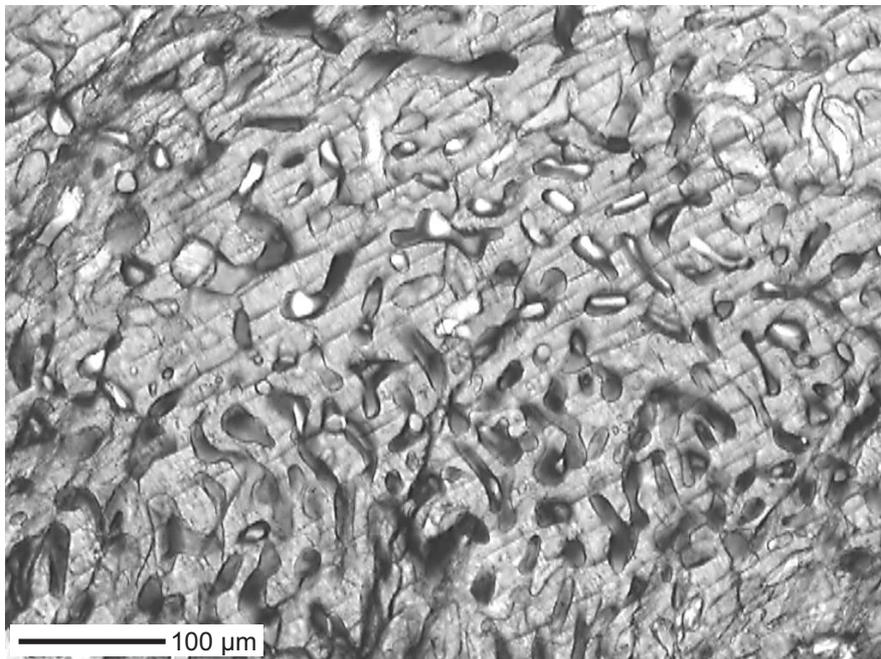


Abb. 6: Spodumen schriftgranitisch mit Quarzschläuchen verwachsen (gekreuzte Polarisatoren, Lokalität Nr. 1).

dünne Schläuche von Quarz sich verzweigend wie die Flussarme in einem Delta angeordnet.

Der Feldspat wird nach den Reaktionen

- (1) $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Li}^+ = \text{LiAlSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2 + \text{K}^+$
- (2) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Li}^+ = \text{LiAlSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2 + \text{Na}^+$

verdrängt. Diese Spodumenneubildungen dürften wie bei einigen anderen Vorkommen in den Ostalpen postkinematisch zur letzten Deformationsphase anzusetzen sein (WENGER & ARMBRUSTER, 1990). In einer Probe aus dem Klammgraben (Lokalität Nr. 27) sind diese Myrmekitwarzen, die in einen Perthit hineingewachsen sind, wieder durch Feldspat ersetzt worden.

Eine andere Erscheinung ist in den stark deformierten Pegmatiten zu beobachten, wo sich kleinere Bruchstücke manchmal nicht nur rund um einen größeren Kristall sondern bevorzugt in dessen Druckschatten anhäufen. Zuweilen ist eine Zeilenbildung der Bruchstücke festzustellen.

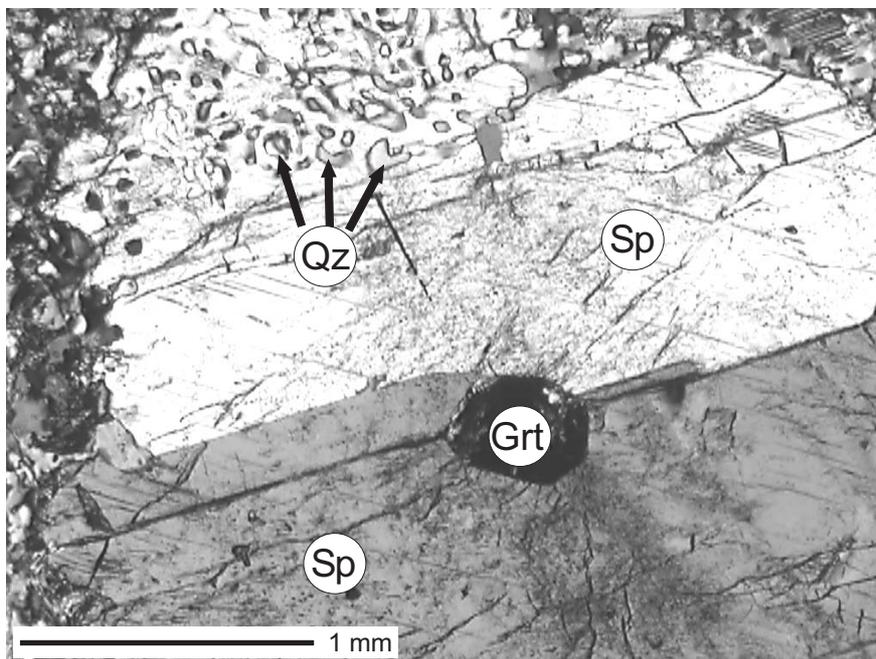


Abb. 7: Verwachsung von Granat und Spodumenzwilling (Grt: Granat, Sp: Spodumen, Qz: Quarz, gekreuzte Polarisatoren, Lokalität Nr. 1).

Unter dem Mikroskop ist der Spodumen stets getrübt und meist mit leichter gelblicher Eigenfarbe versehen. Nur selten wurden Verzwilligungen beobachtet. Er zeigt eine hervorragende Spaltbarkeit nach (110) mit dem typischen Pyroxenwinkel. Als Einschlüsse im Spodumen treten in erster Linie Quarz, Albit, Muskovit und Granat auf. Letzterer ist als Einschluss im Zentrum großer Spodumenkristalle zu finden und daher früher als Spodumen gebildet worden. Winzige Körnchen von Pollucit wurden mittels EMS im Spodumen vom Weittal (Lokalität Nr. 12) detektiert.

3.2.2.2. Quarz

Quarz tritt megaskopisch in vier verschiedenen Bereichen des Pegmatites auf:

- als dünnes, fast monomineralisches Band am Kontakt zum Nebengestein
- als Quarzkern
- als quergreifende, wahrscheinlich hydrothermal gebildete Gängchen
- als Hauptgemengteil in allen anderen Zonen

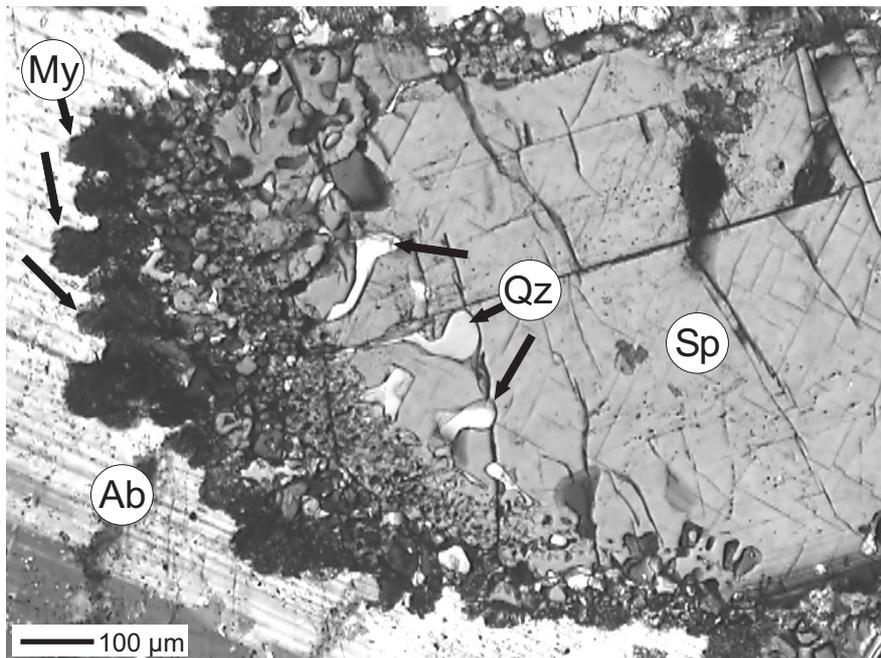


Abb. 8: Zonar gebauter Spodumen zeigt schriftgränitische und randliche myrmekitische Verwachsung mit Quarz. Der feinkristalline Myrmekit (schwarze randliche Warzen in der linken Bildhälfte) verdrängt verzwilligten Albit (Sp: Spodumen, Qz: Quarz, Ab: Albit, My: Myrmekit von Spodumen und Quarz, gekreuzte Polarisatoren, Lokalität Nr. 1).

Unter dem Mikroskop liegt der Quarz immer kataklastisch zerkleinert vor. Zwischen einzelnen größeren Körnern wurde der Hohlraum wieder mit Quarzmörtel gefüllt. Alle Kristalle sind xenomorph entwickelt und bilden einen Hauptbestandteil des Feldspat-Quarz-Spodumen-Pflastergefüges. Die Einschlüsse im Spodumen löschen stets gleichförmig aus, alle anderen Körner sind undulös auslöschend. Bei der tektonischen Beanspruchung wurden die Körner der Durchbewegung entsprechend zusätzlich orientiert. Quarz ist sowohl als Frühkristallit in Form von Einschlüssen im Spodumen sowie als Letztausscheidung in Form von Zwickelfüllung und Quarzkern bzw. hydrothermalen Quarzgängchen ausgebildet. Er enthält wie die Feldspäte eine große Zahl von winzigen sekundären Flüssigkeitseinschlüssen, ist aber chemisch sehr rein und enthält weniger als 0.1 Gew.-% Fe.

3.2.2.3. Feldspat

Plagioklas ist in allen Zonen außer im Quarzkern als Hauptgemengteil anzutreffen. Er ist megaskopisch stets rein weiß und bricht mit ebenen Flächen. Einzelne Kristalle erreichen Größen von mehreren Zentimetern. Manchmal zeigt er einen leicht seidigen Glanz an den Spaltflächen. Chemisch gesehen handelt es sich um einen Albit mit weniger als 10 Mol-% Anorthitkomponente. Zonarbau wurde entsprechend dem niedrigen Ca-Gehalt der Gesamtgesteine in keinem Schliff gefunden. Nur selten ist eine Verzwilligung nach dem Albitgesetz zu beobachten. Der Plagioklas ist unter dem Mikroskop immer xenomorph, klar durchsichtig und zeigt wenig Einschlüsse. Klüfte im Feldspat sind mit Quarz verheilt. An den Korngrenzen ist manchmal eine Neubildung von kleinen warzenförmigen Individuen, die anderen Feldspat verdrängen und ihre Entstehung wahrscheinlich einer mittelgradigen Metamorphose verdanken, zu beobachten.

Kalifeldspat tritt nicht so häufig auf wie der Plagioklas. Megaskopisch sind die bis 15 cm großen Augen durch ihren Fettglanz und die meist bläuliche bis graue Eigenfarbe vom stets rein weißen Albit leicht zu unterscheiden. In einem spodumenfreien Pegmatit im kleinen Steinbruch neben der Bundesstraße beim Sagmeistersee südlich des Lachtales erreichen Kalifeldspäte im Querschnitt eine Größe von bis zu 50 × 20 cm. Nur hier sind auch einzelne Kristalle mit wenigen, einigermaßen ebenen Flächen zu finden. Ansonsten sind die Kalifeldspäte im Arbeitsgebiet zumeist gerundet, zerbrochen bzw. xenomorph ausgebildet. Unter dem Mikroskop ist der Kalifeldspat nicht immer leicht vom Albit zu unterscheiden, da einerseits der Albit nur selten eine Verzwilligung und andererseits der Kalifeldspat auch nur vereinzelt Mikroklingitterung oder Perthitbildung (Flaserperthit) aufweist. Häufig sind kleine Serizite, die bevorzugt in Richtung der Spaltbarkeiten gewachsen sind, zu beobachten. Kalifeldspat ist Gemengteil vieler, aber bei weitem nicht aller Schliffe. Megaskopische, schriftgranitische Verwachsungen zwischen Feldspat und Quarz wurden selten und dann nur in sehr kleinräumigen Bereichen angetroffen. Im Zuge dieser Arbeit wurden die Kalifeldspäte weder chemisch noch röntgenographisch analysiert. Es stehen aber aus dem Gebiet rund um den Hohenwart

schon eine große Menge an chemischen Analysen von pegmatitischen Feldspäten zur Verfügung (SENZENBERGER, 2001).

3.2.2.4. Glimmer

Muskovit tritt als Hauptgemengteil in nahezu jedem Pegmatit des Arbeitsgebietes auf. Biotit oder Lepidolith wurde bisher in keinem einzigen der untersuchten Pegmatite entdeckt. Helleglimmer erreicht nur in wenigen Ausnahmen – und auch nur in spodumenfreien Pegmatiten (z.B. Gang Nr. 2 aus dem multiplen Pegmatit vom Hohenwartnordhang, Lokalität Nr. 33) – mehr als 5 Volumsprozent. Die Größe der Individuen ist von Zone zu Zone unterschiedlich und liegt im selben Bereich wie Spodumen bzw. Feldspat. So sind in der Innenzone III riesenkörnige Kristalle von > 5 cm im Durchmesser und einer Dicke von einem Zentimeter keine Seltenheit, in den anderen Zonen besitzen sie zumeist eine Korngröße von < 1 cm.

Idiomorphe oder hypidiomorphe Glimmerkristalle wurden im gesamten Arbeitsgebiet sowohl in den spodumenführenden als auch in den gemeinen Pegmatiten nur selten gefunden. Sie zeigen gewöhnlich eine zerstörende tektonische Beanspruchung und sind aufgeblättert, zerbrochen, gebogen und nicht selten zeilenförmig eingeregelt. Als Einschlüsse können in den großen Kristallen manchmal Quarzkörner mit tröpfchenförmiger bzw. schriftgranitartiger Verwachsung angetroffen werden. Dieser Glimmer dürfte gleichzeitig mit den großen Feldspat- und Quarzindividuen als primäre Ausscheidung gebildet worden sein.

Im Gegensatz dazu tritt am Rand von Spodumenen – megaskopisch wie auch mikroskopisch – eine Häufung von Glimmerschuppen auf. Unter dem Mikroskop wird ersichtlich, dass es an den Rändern der Spodumene zu einer sekundären Aufsprössung von Glimmer kommt und so oftmals ein feinfilziger, schmaler Saum gebildet wird.

3.2.2.5. Akzessorien

Graphit wurde in vielen Spodumenpegmatiten festgestellt. Als kleine Einschlüsse verfärbt er bevorzugt den Spodumen grau. Häufig sind die etwa 0,3 mm großen Kügelchen entlang der Korngrenzen der Spodumene aufgereiht. Unter dem Mikroskop sind die Kugeln radialstrahlig und undulös auslöschend. Graphit wurde mehrmals verwachsen mit Nb-Ta-Mineralen beobachtet.

Turmalin tritt in erster Linie in Form von schwarzen Stängeln auf. Er bildet häufig wenige Millimeter lange Individuen am Kontakt zwischen Pegmatit und Glimmerschiefer bzw. Amphibolit. Mehrmals wurde beobachtet, dass von diesen feinfilzigen Lagen ausgehend einzelne, fingerdicke, bis zu 10 cm lange Individuen senkrecht zum Kontakt in das Innere des Pegmatites wachsen (Abb. 4). Weiters kann Schörl in Lagen, die wahrscheinlich unterschiedliche Teilintrusionen begrenzen, als einzelne größere Kristalle unregelmäßig verteilt oder als kleinräumige wolkenartige Ansammlungen auftreten. Er ist

stets hypidiomorph, zerbrochen und durch Quarz wieder verheilt. Unter dem Mikroskop zeigt der Kern zumeist blaue, die Randzonen tiefgrüne Eigenfarben. In der Kontaktzone eines 60 cm mächtigen Pegmatites zum Marmor wurde dunkel- bis hellblauer, blassgrünlicher und glasklarer Turmalin (Elbait ?) in Form von ca. 1 cm langen Stängeln gefunden. Die Kristalle sind in einem etwa 2 cm dicken Salband als Hauptgemengteil mit Quarz, Albit, Serizit und Karbonat vergesellschaftet und sind sowohl am Hangend- als auch am Liegendkontakt reichlich vorhanden. Schließlich wurden in den Marmoren bzw. Kalksilikatgesteinen des Hohenwart (Lokalität Nr. 33) und des Kleinen Zinken (Lachtal) in der unmittelbaren Nähe der Pegmatite auch 1 cm lange Kristalle von dunkelbraunem Turmalin (Dravit ?) entdeckt. Er ist im Gegensatz zu den anderen Turmalinen kaum zonar gebaut und in Dünnschliffdicke über den gesamten Kristallquerschnitt zumeist einheitlich bräunlichgelb.

Granat ist ein in vielen aber bei weitem nicht allen Pegmatiten des Arbeitsgebietes anzutreffendes Mineral. Die Kristalle erscheinen im Durchlicht stets getrübt, sind immer zerbrochen und durch Quarz wieder verheilt. Manchmal sind die Granate im Zentrum von großen Spodumenkristallen eingeschlossen. Manchmal scheint der Granat orientiert mit dem Spodumen verwachsen zu sein (Abb. 7). Im Steinbruch neben dem Sagmeisterteich (nicht spodumenführend) wurden bis zu 4 cm messende, mit winzigen Pyrrhotinkörnchen verwachsene, xenomorphe Individuen gefunden.

Apatit ist megaskopisch meist hellbläulich oder leicht bräunlich. Er ist immer getrübt, säulenförmig, jedoch nie gänzlich idiomorph ausgebildet und als maximal 1,5 cm große Kristalle bevorzugt in der Kontaktzone zu finden. Unter dem Mikroskop erscheint er immer xenomorph und zerbrochen, wobei die Klüfte wieder mit Quarz, manchmal mit Calcit verheilt sind. Winzige Einschlüsse von **Xenotim** konnten im Apatit vom Weittal (Lokalität Nr. 12) mittels Mikrosonde detektiert werden.

Beryll ist in diesen Pegmatiten ein sehr seltenes Mineral. Im gesamten Arbeitsgebiet wurde Beryll nur in sechs Pegmatitvorkommen beobachtet (Steinbruch nördlich Sagmeisterteich ohne Spodumen, Zinkenschlucht Lokalität Nr. 1, SchieBecknordostgrat ohne Spodumen, Sonneck ohne Spodumen, Weittal Lokalität Nr. 12, Eiskar Lokalität Nr. 33). Dass er jedoch häufiger auftreten dürfte, zeigen die chemischen Analysen – so z. B. in einem Pegmatit der unteren Mittagswand (Lokalität Nr. 33), wo ein Wert von 934 ppm Beryllium gemessen, jedoch megaskopisch noch kein Beryll entdeckt wurde. Ausgesprochene Beryllpegmatite wurden nicht festgestellt. Weiters wurden bei der zumeist nur megaskopischen Untersuchung der Pegmatite keine anderen Berylliumminerale gefunden. Die manchmal idiomorphen, säuligen Kristalle erreichen Längen bis zu 4 cm bei einer Dicke von bis zu 1,5 cm. Sie sind farblos (SchieBecknordostgrat, Eiskar), grünlich (Steinbruch am Sagmeisterteich) oder bläulich (Zinkenschlucht, Sonneck, Weittal) und zumeist getrübt.

Pollucit konnte als winzige (6 Stück, max. 5 µm groß) Einschlüsse im Spodumen vom Weittal (Lokalität Nr. 12) mittels EDS erstmals für Österreich nachgewiesen werden. Nachdem das chemisch analysierte Handstück mit 95 ppm Cs nicht den höchsten Cs-Gehalt aller untersuchten Muster aufweist, ist mit weiteren Funden von Pollucit in den Spodumenpegmatiten der Niederen Tauern zu rechnen. Da bisher hauptsächlich Augenmerk auf die Spodumenkristalle geworfen wurde, könnten durchaus in nicht spodumenführenden Zonen Pollucite übersehen worden sein, insbesondere weil er mit freiem Auge nicht vom Quarz zu unterscheiden ist.

Megaskopisch sichtbarer **Kassiterit** konnte lediglich in einem einzigen Rollstück am Scharnitzfeld gefunden werden. Die dunkelrotbraunen, maximal 3 mm großen, hypidiomorphen Kristalle erscheinen im Dünnschliff zonar gebaut und verzwillingt (Lokalität Nr. 11). Als Einschlüsse sind Columbit, Fersmit, Pyrochlor und Ixiolith anzuführen. Er enthält weniger als 0,5 Gew.-% Nb und Ta. Der CaO-Gehalt in einer Analyse liegt mit 1,33 Gew.-% beachtenswert hoch. Kassiterit wurde neben Pollucit zusätzlich in Form von winzigen Einschlüssen in Spodumen (Weittal Nr. 12) mittels EDS nachgewiesen.

Nb-Ta-Mineraler (Columbit, Pyrochlor, Fersmit, Äschynit, Wodginit, Ixiolith, Tapiolit)

Nb-Ta-Mineraler wurden bisher mehrmals aus ostalpinen Pegmatiten beschrieben (GÖD, 1989; ALKER, 1972; POSTL, 1978; MEIXNER, 1951, 1966, 1975; POSTL & GOLOB, 1979; CERNY & al., 1989; CERNY & al., 1989a; CERNY & al., 1989b). Insgesamt wurden in den Spodumenpegmatiten des Arbeitsgebietes neun verschiedene Nb-Ta-Mineraler mittels Mikroskop und EMS gefunden. Quantitative Mikrosondenanalysen liegen nur von wenigen Nb-Ta-Mineralen vor. Mittels EDS wurden die Nb-Ta-Mineraler von einigen spodumenführenden Handstücken untersucht. Columbit dürfte sowohl primär als auch sekundär wie Pyrochlor, Fersmit, Ixiolith und Wodginit entstanden sein. Sowohl die hydrothermale Spätphase der Pegmatite, die durch Verdrängungserscheinungen wie z. B. Albitisierung nachzuweisen ist, als auch metamorphe Fluide, die während der alpidischen Metamorphose die Pegmatite durchströmten, verursachten eine Alteration der primären Nb-Ta-Mineraler zu Na- und Ca-reichen Produkten. So könnte Fersmit zum Teil erst durch die Alteration von Columbit entstanden sein (LUMPKIN & EWING, 1992). Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Nb-Ta-Mineralen von Pusterwald sind in Tab. 1 aufgelistet.

Schwarzbraune **Columbite** (Ferrocolumbit, Manganocolumbit, Manganotantalit) treten am Scharnitzfeld (Lokalität Nr. 11), im Weittal (Lokalität Nr. 12), beim Ebner (Lokalität Nr. 22), am Hainzl Wasserkogel (Lokalität Nr. 24), am Keckenfriedeck (Lokalität Nr. 26) und in der Hohenwartsüdwand im zweiten, vierten und sechsten Pegmatit von oben (Lokalität Nr. 33) auf. Die Columbite vom Weittal (Lokalität Nr. 12) sind z. T. zonar gebaut. Einer von diesen enthält einen Kalifeldspateinschluss. Mittels EDS wird die starke oszillatorische chemische Variation bzw. der isomorphe Austausch von Fe-Mn und Nb-Ta klar ersichtlich. Anhand von Verdrängungserscheinungen wurden zwei ver-

Gew.-%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O	0	0	2,31	0	0	0,44	0	0,03	0	0,17	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0,28	0	0	0	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MnO	15,71	9,96	0,66	6,89	8,17	1,57	0,08	5,05	0,4	0,6	1,11	0,01
UO ₂	0	0	5,45	0	0	0	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Nb ₂ O ₅	67,88	23,96	2,79	67,4	9,81	1,91	0,13	56,61	62,81	39,43	36,86	0,12
Ta ₂ O ₅	10,53	58,44	70,92	10,1	59,75	82,48	0,28	23,29	18,35	23,99	29,67	0,55
SnO ₂	0,11	0,94	1,28	0,88	15,96	0,64	99,3	0,53	0,16	10,78	9,49	97,9
FeO	5,01	6,41	0,37	2,39	5,1	12,79	0,07	13,48	0,08	22,46	21,86	0,26
CaO	0,03	0,22	8,91	10,54	0,82	0,09	0	0,02	17,37	0,14	0,09	1,33
TiO ₂	0,41	0,45	0,83	0,86	0,44	0,31	0	0,64	0,26	0,91	0,73	0,07
PbO	0	0	0,24	0	0	0	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	99,68	100,38	94,04	99,06	100,05	100,23	99,86	99,65	99,43	98,48	99,81	100,24

Tab. 1: Ausgewählte Mikrosondenanalysen der Nb-Ta-Minerale von Pusterwald (Lokalitäten Nr. 11 und 33). n.b.: nicht bestimmt.
Hohenwart Südwand Pegmatit Nr. 6 (Lokalität Nr. 33) – 1: Columbit, 2: Columbit, 3: Pyrochlor, 4: Fersmit, 5: Wodginit, 6: Tapiolit, 7: Kassiterit;
Scharnitzfeld (Lokalität Nr. 11) – 8: Columbit, 9: Fersmit, 10: Ixiolith, 11: Ixiolith, 12: Kassiterit.

schiedene Generationen der Columbite identifiziert, wobei Kristalle beider Generationen zonar gebaut sind. Ähnliche Columbite wurden bereits mehrmals beschrieben (z. B. LAHTI, 1987). Wachstumstrends von Columbiten in Abhängigkeit vom Differentiationsstadium hin zu Mn- und Ta-reichen Rändern bzw. Kristallen sind schon andernorts erkannt worden. Die Zonierung wird als Ergebnis der komplexen Kristallisationsgeschichte der Pegmatite interpretiert, wobei die Wachstumsdynamik der Kristalle, die Konzentration bzw. Diffusion der Hauptelemente und die Sukzession der Magmenströme im Intrusionskanal dafür maßgeblich sind (LAHTI, 1987). Für die Verdrängungsercheinungen werden dort späte superkritische Gasphasen, die am Ende der magmatischen Kristallisation entstanden, verantwortlich gemacht.

Pyrochlor wurde am Keckenfriedeck (Lokalität Nr. 26), am Hohenwart im Pegmatit Nr. 4 und 6 der Südwand, und auch am Nordostabfall (Lokalität Nr. 33) detektiert. Hier (HW-NO-Wand) ist er dabei mit **Äschynit**, Fersmit, **Nb-reichem Titanit** und SE-reichem (Ce, La, Nd, Sm, Gd) **Allanit** verwachsen. **Mikrolith** konnte am Scharnitzfeld (Lokalität Nr. 11), als Einschluss im Zirkon vom Spodumenpegmatit beim Ebner (Lokalität Nr. 22), in den Pegmatiten Nr. 2, 4 und 6 in der Hohenwertsüdwand (Lokalität Nr. 33), in der unteren Mittagswand (Lokalität Nr. 33) und östlich des Hainzl Wasserkogels (Lokalität Nr. 24) nachgewiesen werden. **Ixiolith** wurde am Scharnitzfeld (Lokalität Nr. 11), **Wodginit** am Pegmatit Nr. 6 von der Hohenwertsüdwand (Lokalität Nr. 33) entdeckt. **Tapiolit** tritt im Pegmatit Nr. 6 der Hohenwertsüdwand verwachsen mit Mikrolith und Wodginit auf. Wodginit verdrängt hier Columbit. **Fersmit** konnte am Keckenfriedeck (Lokalität Nr. 26), am Hohenwart in den Pegmatiten Nr. 2, 4 und 6 der Südwand, im Nordostabfall (Lokalität Nr. 33), östlich des Hainzl Wasserkogels (Lokalität Nr. 24), beim Ebner (Lokalität Nr. 22) und am Scharnitzfeld (Lokalität Nr. 11) nachgewiesen werden.

Im Kassiterit vom Scharnitzfeld stecken mehrere hundert Körner von vier verschiedenen Nb-Ta-Mineralen. Vergesellschaftet mit Columbit tritt leicht gelblicher, durchsichtiger Fersmit auf. Nachdem hier weder für Fersmit noch für Ixiolith Strukturdaten vorliegen, ist zur Zeit noch nicht eindeutig sicher, um welche Minerale es sich tatsächlich handelt (dies gilt auch für die anderen Vorkommen). Wegen der Kleinheit der Körner war eine röntgendiffraktometrische Bestimmung bis dato nicht möglich. Es wird jedoch angenommen, dass am Scharnitzfeld Ixiolith vorliegt, da alle bisher in der Literatur beschriebenen Wodginite fernab von der hier gemessenen Zusammensetzung liegen. Zur Unterscheidung von Fersmit und Rynersonit ist einerseits festzuhalten, dass Seltene Erden in den fraglichen Körnern von der Hohenwartnordostwand (Lokalität Nr. 33) detektiert wurden. Andererseits sind große Unterschiede in den Nb/Ta-Verhältnissen gemessen worden. Alle Körner haben höhere Gehalte an Nb als an Ta. In Ermangelung von Strukturdaten wird beim Vergleich mit anderen Fersmiten bzw. Rynersoniten daher dem Fersmit der Vorzug gegeben (vgl. Fig. 16, 17 in CERNY & ERCIT, 1986).

Die Nb-Ta-Mineralen zeigen manchmal durch die orientierte Verwachsung und Durchstäubung den zonaren Bau des Kassiterits (Lokalität Nr. 11 Scharnitzfeld) an.

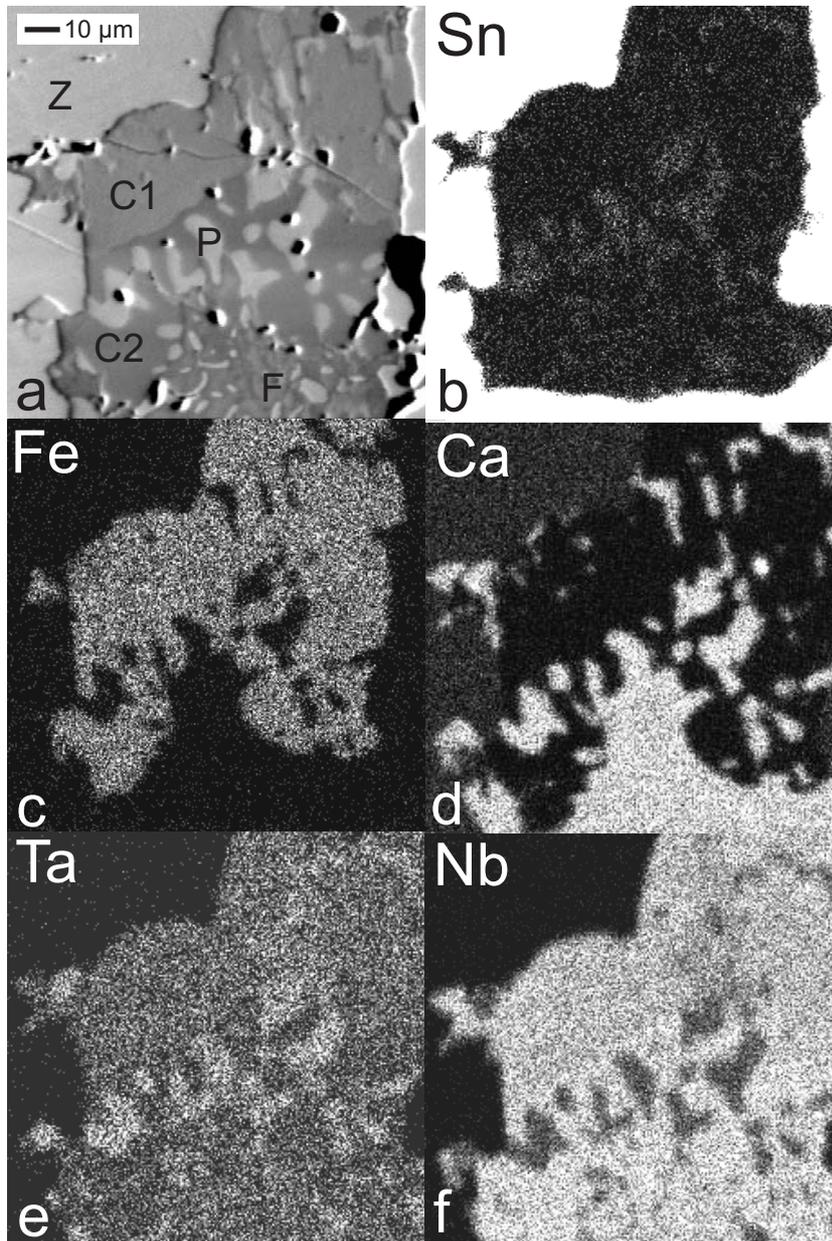


Abb. 9: BSE-Bild (a) und Elementverteilungen (b-f) von Nb-Ta-Mineralen im Kassiterit vom Scharnitzfeld (Z: Kassiterit, P: Mikrolith, C1: Columbit 1, C2: Columbit 2, F: Fersmit, Lokalität Nr. 11).

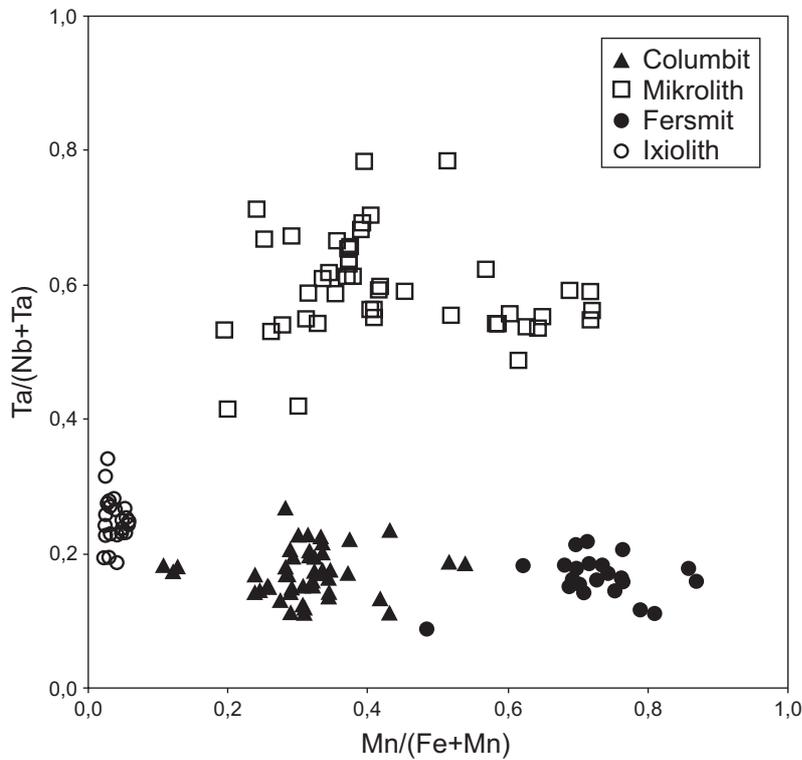


Abb. 10: Diagramm mit $Ta/(Ta+Nb)$ versus $Mn/(Mn+Fe)$ der Nb-Ta-Mineralen vom Scharnitzfeld (Lokalität Nr. 11).

Teilweise sind sie in bis zu $300\mu\text{m}$ großen xenomorphen Körnern unregelmäßig über den gesamten Kassiterit verteilt. Columbit und Ixiolith bilden hier bis $300\mu\text{m}$, Mikrolith bis zu $200\mu\text{m}$ große Körner aus. Am Scharnitzfeld ist Columbit einerseits mit Mikrolith, andererseits mit Ixiolith verwachsen. Mikrolith steht aber nicht in direktem Kontakt zu Ixiolith. Eutektoide Gefüge wurden zwischen Mikrolith und Columbit beobachtet (Abb. 9). Letzterer Columbit (C2 in Abb. 9a) zeigt niedrigere Ta/Nb-Verhältnisse im Vergleich zu Columbit, der nicht mit Mikrolith im Kontakt steht (C1 in Abb. 9a).

Die $Ta/(Ta+Nb)$ -Verhältnisse von 46 Columbiten vom Scharnitzfeld streuen zwischen 0,11 und 0,23 und zeigen einen Mittelwert von 0,17 (Abb. 10). Das mittlere $Mn/(Mn+Fe)$ -Verhältnis liegt bei 0,31 (Min. = 0,11; Max. = 0,54). Die Titangehalte liegen im Schnitt unter 1 Gew.-%. 43 Mineralkörner der Pyrochlorgruppe besitzen ein mittleres $Ta/(Ta+Nb)$ -Verhältnis von 0,60 (Min. = 0,42; Max. = 0,79). Das mittlere $Mn/(Mn+Fe)$ -Verhältnis liegt bei 0,44 (Min. = 0,19; Max. = 0,72). Aus der chemischen Bandbreite ist ersichtlich, dass sowohl Pyrochlor als auch Mikrolith auftreten.

Die Schwankungsbreite von 24 Ixiolithen ist nicht so groß: das mittlere Ta/(Ta+Nb)-Verhältnis ist bei 0,25 (Min. = 0,19; Max. = 0,34). Der Mittelwert für Mn/(Mn+Fe) liegt bei 0,04 (Min. = 0,02; Max. = 0,06). 22 Fersmiten haben ein durchschnittliches Ta/(Ta+Nb)-Verhältnis von 0,16 (Min. = 0,09; Max. = 0,22), für Mn/(Mn+Fe) beträgt der Mittelwert 0,73 (Min. = 0,48; Max. = 0,86).

Beim Vergleich aller untersuchten Vorkommen fällt auf, dass dort, wo Columbit, Fersmit und Mikrolith in der selben Zone auftreten, immer Mikrolith ein höheres Ta/(Ta+Nb)-Verhältnis aufweist als Columbit und Fersmit. Fersmit hat hingegen generell ein höheres Mn/(Mn+Fe)-Verhältnis als Columbit.

Eine detailliertere Beschreibung der Nb-Ta-Mineralen der Pegmatite wird Gegenstand einer späteren Publikation sein. Aufgrund der chemischen Analysen der Handstücke ist durchaus anzunehmen, dass sowohl in den meisten der jetzt noch nicht genau untersuchten Spodumenpegmatite als auch in vielen anderen hochgradig differenzierten Pegmatiten des Arbeitsgebietes weitere Nb-Ta-Mineralfunde getätigt werden können. Es sollten bei Gehalten von mehr als 30 ppm Nb + Ta der Gesamtgesteine stets eigenständige Nb-Ta-Mineralen vertreten sein.

Zirkon konnte mittels Mikrosonde in der kassiteritführenden Randzone eines Rollstückes vom Scharnitzfeld in Form eines 50 µm messenden, hypidiomorphen Individuums nachgewiesen werden. Daneben wurde ein 0,5 mm großer idiomorpher Zirkonkristall mit weniger als 10 µm messenden, tropfenförmigen Quarz-, Pyrit- und Uraniniteinschlüssen gefunden. Das Zentrum dieses Zirkons bilden zwei xenomorphe, 100 µm große Xenotimkörner.

Uraninit wurde lediglich als wenige Mikrometer messende, opake Einschlüsse im zuletzt beschriebenen Zirkon vergesellschaftet mit Pyrit, Quarz und Xenotim gefunden. Uraninit ist hier als Entmischung aus dem Zirkon zu betrachten. Die Genese des vergesellschafteten Pyrits ist noch ungeklärt, dürfte aber einem späten hydrothermalen Ereignis zuzuordnen sein.

Pyrit und **Pyrrhotin** treten häufig sekundär entlang von Rissen auf. Es dürfte sich um remobilisierten Pyrit handeln, der aus dem z. T. sehr pyritreichen Nebengestein kommt. Die Körner werden maximal 1 mm groß und besitzen stets einen goethitischen Randsaum. Gleichzeitig wurde zusätzlich primär gebildeter Pyrit gefunden. Als Beweis für die primäre Natur dienen Limonitpseudomorphosen nach Pyritwürfeln, deren Kern manchmal aus Nb-Ta-Mineralen aufgebaut ist.

Calcit bildet Spaltenfüllungen in den Pegmatiten, die in den Marmoren stecken. Er ist nachträglich aus dem Nebengestein eingebracht worden. Andererseits liegt er selten als kleine rundliche Körner verwachsen mit Quarz und als Einschlüsse im Turmalin im Randbereich der Pegmatite vor. Somit ist dieser Calcit als primäres pegmatitisches Mineral anzusprechen, das im Zuge der Intrusion aus dem Nebengestein assimiliert wurde.

3.3. Geochemische Untersuchungen

3.3.1. Arbeitstechnische Erläuterungen

Aus dem gesamten Arbeitsgebiet wurden etwa 70 Muster aufgesammelt. Bei der Bemusterung ergab sich die Schwierigkeit, repräsentative Stücke aus Pegmatiten mit Mächtigkeiten von 5 cm bis 10 m zu nehmen. Oft kommen die Pegmatite als boudinierte Körper in Form von Linsenzügen mit ellipsoidförmigen Gebilden vor. Teilweise treten nur Pegmatitgeröllanhäufungen auf, welche das unter Schutt verborgene Anstehende andeuten. Auch diese Blöcke wurden bemustert. Bei der Bemusterung wurden bei zonalen Pegmatiten, welche auch nur in einer Zone Spodumen führen, spodumenhältige Muster entnommen. Spodumen, Feldspat, Glimmer und Beryll wurden manuell für die chemische Analyse separiert.

Aus oben genannten Gründen und auch wegen der Riesenkörnigkeit muss ausdrücklich betont werden, dass alle chemischen Angaben über die Lithiumpegmatite weder repräsentativ für den ganzen Querschnitt noch für eine bestimmte Zone der bemusterten Gänge sind, sondern nur als Richtwerte für die bemusterte spodumenführende Zone verstanden werden können. Ausgewählte Beispiele von Gesamtgesteinsanalysen sind in Tab. 2 aufgelistet (ausführliche chemische Daten in MALI, 1993).

Die Elemente K, Be, Li und Rb wurden mittels AAS (Perkin Elmer 3030 AAS) am Institut für Geowissenschaften an der Abteilung für Geologie der Montanuniversität Leoben analysiert. Die restlichen Elemente wurden bei Actlabs (Ancester, Ontario) mittels ICP-MS und XRF gemessen. Fünf Proben wurden mittels ICP-MS bei Bondar-Clegg (Ottawa) analysiert.

3.3.2. Lithium

Die Li_2O -Gehalte der Spodumenpegmatitmuster schwanken zwischen 93 ppm und 3,83 Gew.-% und liegen im Durchschnitt bei 1,59 Gew.-% (= 7385 ppm Li, N = 54). Dies entspricht einem durchschnittlichen Spodumengehalt von ca. 25 Gew.-%. Diese Werte sind gut vergleichbar mit den Li-Gehalten eines Vorkommens in Kärnten bei Landskron mit 17200 ppm Li (GÖD, 1978), in Südtirol am Rieserferner mit 7500 ppm Li (PROCHASKA, 1981), St. Radegund mit 7200 bzw. 8500 ppm, Gleinalpe 8700 ppm (KOLLER & al., 1983), Edling bei Spittal mit 9895 bzw. 6364 ppm (LUECKE & UCIK, 1986) oder Koralpe 10325 bzw. 5953 ppm (GÖD, 1989). Sechs von elf untersuchten spodumenfreien Pegmatitstücken enthalten im Mittel 0,04 Gew.-% Li_2O , der Rest unter 50 ppm Li. Die durchschnittlichen Li-Gehalte von Graniten liegen zwischen 30 und 40 ppm.

Es konnte keine charakteristische lineare Korrelation zwischen Li und anderen Elementen festgestellt werden.

Insgesamt wurden acht Spodumenkristalle auf deren Li_2O -Gehalte untersucht. Der Mittelwert beträgt 7,02 Gew.-% und passt gut zu anderen Spodumenen aus dem ostalpinen Kristallin (z. B. WENGER & ARMBRUSTER, 1990). Die Werte nehmen mit der Umwandlung zu „Cymatolith“ sukzessive ab. Ein nahezu vollständig alterierter, dunkelgrüner Spodumen aus dem Lachtal wies nur noch 0,166 Gew.-% Li_2O auf. Theoretisch hat Spodumen einen Li_2O -Gehalt von 8,1 Gew.-%. Teilweise wird auch bis 20 Mol% $\text{HAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ in pegmatitischen Spodumen eingebaut (RÖSLER, 1979).

In einem Beryll aus dem spodumenführenden Pegmatit vom Lachtal (Schlattererbachgraben) wurde ein Li_2O -Gehalt von 0,719 Gew.-% nachgewiesen. Zwei Albite aus dem Lachtal und vom Pegmatit Nr. 1 der Hohenwartsüdwand zeigen Lithiumwerte von 28 und 47 ppm. Die Werte der Feldspäte sind im Vergleich zu den Angaben von der Gleinalpe und St. Radegund (in den Spodumenpegmatiten zwischen 820 und 2540 ppm, KOLLER & al., 1983) relativ niedrig. Ein Muskovit aus der Innenzone III vom Schlattererbachgraben (Lachtal) enthielt 660 ppm Li und erscheint ähnlich wie in anderen Spodumenpegmatiten deutlich angereichert (KOLLER & al., 1983; PROCHASKA, 1981). Somit lässt sich ein $\text{Li}_{\text{Spodumen}}/\text{Li}_{\text{Muskovit}}$ -Quotient von 42 bzw. 46 errechnen.

3.3.3. Beryllium

Die Spodumenpegmatite im Raum Bretstein/Pusterwald haben durchschnittlich 142 ppm Be (N = 56). Wird ein Extremwert von der unteren Mittagswand mit 934 ppm weggelassen, so sinkt der Mittelwert auf 127 ppm.

Der mittlere Gehalt von 11 spodumenfreien Pegmatiten liegt mit 76,6 ppm nur unwesentlich unter dem der Lithiumpegmatite. Diese Werte sind gegenüber den durchschnittlichen Gehalten von 3 ppm in granitischen Gesteinen sehr hoch. Die räumliche Verteilung der erhöhten Be-Gehalte scheint nicht an die Lithiumpegmatite gebunden zu sein. In vier von sechs Beryllvorkommen des Arbeitsgebietes konnte kein Spodumen nachgewiesen werden. Dies steht im Gegensatz zu den Daten von St. Radegund und Gleinalpe, wo die Spodumenpegmatite deutlich erhöhte Berylliumwerte gegenüber den gemeinen Pegmatiten zeigen (KOLLER & al., 1983). Dort wurde jedoch zwischen den einzelnen spodumenführenden bzw. spodumenfreien Zonen nicht unterschieden.

Tab. 2 (auf den nächsten beiden Seiten): Ausgewählte Gesamtgesteinsanalysen spodumenführender Pegmatite der Wölzer Tauern (ausführliche chemische Daten in MALI, 1993). Lokalitäten: **1** Spodumenpegmatit Zinkenschlucht, **2** Sp. Peg. Pallbauernalm, **3** Sp. Peg. Scharnitzfeld, **4** Sp. Peg. Klammgraben, **5** Sp. Peg. Großer Hansl Ost Weittal, **6** Sp. Peg. Schönfeldspitz, **7** Sp. Peg. Gruber Hirnkogel NO-Abfall, **8** Sp. Peg. untere Mittagswand Zone 12, **9** Sp. Peg. Nr. 1 Hohenwart Südwand, **10** Sp. Peg. Nr. 4 Hohenwart Südwand, **11** Sp. Peg. Nr. 6 Hohenwart Südwand, **12** Sp. Peg. Nr. 4 multipel Hohenwart Nordabfall 4, **13** Sp. Peg. Nr. 4 multipel Hohenwart Nordabfall 5, **14*** Sp. Peg. Nr. 4 multipel Hohenwart Nordabfall 6 (spodumenfreie Zone).

Gew.-%	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	73,76	73,95	73,64	74,35	73,95	76,41	65,03
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	16,53	15,76	16,35	16,54	15,38	15,99	22,50
FeO	0,45	0,34	0,39	0,39	0,12	0,12	0,03
MnO	0,14	0,11	0,11	0,06	0,08	0,14	0,03
MgO	0,04	0,04	0,03	0,08	0,06	0,00	0,11
CaO	0,34	0,30	0,27	0,75	0,29	0,05	0,28
Li ₂ O	0,98	0,74	1,49	2,93	2,46	1,94	1,54
Na ₂ O	3,99	4,24	4,31	1,68	3,15	3,39	4,93
K ₂ O	2,74	2,38	2,78	3,38	3,68	1,78	4,59
P ₂ O ₅	0,08	0,14	0,10	0,18	0,06	0,05	0,04
LOI	0,82	0,99	0,82	0,58	0,82	0,38	1,48
Summe	99,89	98,99	100,30	100,92	100,06	100,28	100,59

ppm	1	2	3	4	5	6	7
Be	83	81	99	131	49	109	35
Cs	85	100	20	120	99		
Rb	401	481	433	497	706	338	862
Ba	49	21	45	21	50		
Sr	37	32	33	19	158		39
Cr	16	20	54	15		1	
Ni	3	3	3	2	2	6	
Sc	1	1	1	1	1	1	3
V							3
Cu	2	2	2	2	2		
Pb	34	43	38	56	49	45	43
Zn	16	25	17	62	13	53	52
Sn	43	68	39	69	25		
Ga	26	33	31	30	22		
Ta	15	47	30	42	51		
Nb	30	86	79	50	86	68	66
Zr	55	39	23	29	15	21	18
Hf	1,9	2,7	1,6	1,8	1,3		
Th	2	1	1	2		12	17
U	8	3	5	18	2		
Y	12	2	6	6	10	12	25
La	2	3	2	2			
Ce	5	5	4				
Sm	1,0	1,7	1,1	1,5	0,1		
Yb	0,5	0,8	0,5				

Gew.-%	8	9	10	11	12	13	14*
SiO ₂	65,21	72,07	70,62	72,42	76,00	73,40	73,12
TiO ₂	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	22,39	17,88	18,00	17,88	15,95	15,90	15,63
FeO	0,45	0,08	0,24	0,18	0,23	0,00	0,23
MnO	0,15	0,13	0,05	0,13	0,05	0,09	0,01
MgO	0,24	0,10	0,02	0,01	0,06	0,00	0,02
CaO	0,65	0,95	0,42	0,28	0,39	0,68	0,51
Li ₂ O	0,76	1,55	1,01	0,69	0,53	1,09	0,02
Na ₂ O	6,11	4,61	5,94	4,71	4,84	6,15	7,31
K ₂ O	2,42	1,35	2,72	3,66	2,08	1,73	1,88
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,10	0,16	0,08	0,11	0,14
LOI	1,59	0,42	0,56	0,74	0,44	0,99	0,44
Summe	100,05	99,21	99,68	100,86	100,65	100,17	99,31

ppm	8	9	10	11	12	13	14*
Be	42	223	52	89	42	189	16
Cs	28		44	110	17		9
Rb	310	247	395	694	256	246	163
Ba	78	17	15	73	285		76
Sr	49	31	22	29	68	15	11
Cr	5	9		9	12	7	11
Ni	2	7	2	6	6	8	5
Sc	1	2	1	1	1	1	1
V	2						
Cu	2		2	2	2		2
Pb	46	45	61	38	24	99	15
Zn	35	26	66	15	19	61	12
Sn	14		24	388	23		
Ga	31		24	30	25		14
Ta	14		3	74	6		
Nb	28	104	17	95	22	6	6
Zr	19	28	35	7	46	11	60
Hf	0,9		0,7	1,5	1,9		
Th		10	1	1	3	10	
U			2	2	4		1
Y	8	16		14	16	13	
La	2		2	1	5		1
Ce					11		
Sm	0,6		0,9	0,8	2,2		0,3
Yb	0,4		0,4		0,5		

Die verschiedenen Farben der Berylle blassgrünlich, blau und farblos lassen auf verschiedene Spurenelementführung schließen. Der Spodumen ist sehr arm an Beryllium. Vier Proben enthielten im Durchschnitt 3,8 ppm, bei weiteren vier lag der Wert unter 0,1 ppm. Ein stark verwitterter, dunkelgrüner Kristall enthielt 32,3 ppm. Das Beryllium dürfte mit der Umwandlung zu „Cymatolith“ eingebracht worden sein und hat sich im feinkörnigen Glimmer angereichert (HÖRMANN, 1969). Zwei Albite aus dem Lachtal und vom Pegmatit Nr. 1 der Hohenwartsüdwand zeigen Berylliumwerte von 26,9 und 53,2 ppm. Ein Muskovit vom Schlattererbachgraben enthielt 24,7 ppm. Die Werte der Feldspäte sind im Vergleich zu den Angaben von der Gleinalpe und St. Rade-
gund (in den Spodumenpegmatiten über 100 ppm) relativ niedrig, der des Muskovits ist um das 20-fache erhöht (KOLLER & al., 1983).

3.3.4. Haupt- und Spurenelemente

Die Hauptelementgehalte liegen im für pegmatitische Gesteine zu erwartenden Rahmen. Der durchschnittliche FeO_{tot} - (0,38 Gew.-%) wie auch der MnO-Gehalt (0,11 Gew.-%) passt zu anderen Spodumenpegmatitvorkommen in den Ostalpen (GÖB, 1989; LUECKE & UCIK, 1986). Der hohe FeO_{tot} -Wert der Spodumene (um 0,4 Gew.-%) macht diese für den Einsatz in der keramischen Industrie weitgehend unbrauchbar. Er scheint mit dem Alterationsgrad zuzunehmen. Der Plagioklas ist nahezu eisenfrei und kann als Albit mit weniger als 10 Mol-% Anorthitkomponente angesprochen werden. Der durchschnittliche Na/K-Quotient von 1,56 in den Gesamtgesteinen weist auf die Albitvormacht der Pegmatite hin.

Hervorzuheben sind der im Vergleich zu Graniten niedrige K/Rb-Quotient von durchschnittlich 57,1 und die hohen Rb/Sr (10,0) und Rb/Ba-Quotienten (5,52). Sie deuten zusammen mit den niedrigen Werten von Ti, Ca, Mg, Sr, Ba, Zr und den relativ hohen Gehalten von Li, Rb, Cs, Sn, Nb, Ta und Be auf ein sehr weit fortgeschrittenes Differentiationsstadium. Auffällig ist die extreme Armut an Seltenen Erden. Im Vergleich zu Graniten sind die Gehalte durchwegs auf weniger als ein Zehntel vermindert. Nicht ganz so selten ist Y. Es ist jedoch mit einem stärkeren Auftreten sowohl von Xenotim als auch – aufgrund der niedrigen Ce-Werte – von Monazit nicht zu rechnen. Der stets niedrige P_2O_5 -Gehalt von durchschnittlich 0,09 Gew.-% lässt die Aussage zu, dass primäre Li-Phosphate kaum zu finden sein dürften. Was die Elemente Cr, Ni, Sc, V, Cu, Pb, Zn anbelangt, so ist keine gravierende Abweichung zu Graniten festzustellen.

An dieser Stelle ist festzuhalten, dass keine wirklich charakteristischen Korrelationen von Li mit anderen Elementen festgestellt wurden. Bedingt brauchbare Zusammenhänge sind zu Na_2O ($K = -0,67$), Ga ($K = 0,66$), U ($K = 0,71$), Ta ($K = 0,56$) und $\text{Ga}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ($K = 0,63$) gegeben. Positive Trends sind zwischen Li und Sc, Ti, Zn, Cs, Sr, Al, Fe, Mn, Mg, Ga, Ta, Nb, Zr, U, La, Ce und Be, negative zwischen Li und Sn, Rb, K, Cr, Ba, Ca, Na, P und Th festzustellen. Die Gehalte an flüchtigen Bestandteilen stehen mit Graphit in direktem Zusammenhang. Die sehr gute Korrelation zwischen Nb und Ta

($K = 0,93$) beweist das Auftreten beider Elemente in ein und demselben Mineral. Ähnliches zeigt sich bei den Seltenen Erden. Ein höchst aufschlussreiches Element ist Ga. Es korreliert mit einer sehr breiten Palette von Elementen (Be, U, Li, SE, Alkalien, Nb, Ta) und sollte daher vermehrt zur Charakterisierung von Pegmatiten verwendet werden. Das Verhältnis von Ga/Al zur Unterscheidung von Graniten, insbesondere A-Typ-Graniten, wurde bereits untersucht (WHALEN & al., 1987).

Ein Ergebnis der geochemischen Untersuchung ist, dass wirtschaftlich wichtige Elemente wie Li, Be, Rb, Cs, Nb und Sn linear kaum miteinander korrelieren und beim derzeitigen Stand der Kenntnis auch keine Gesetzmäßigkeit in der regionalen Verteilung erkennen lassen (Anmerkung: Die chemischen Analysen beziehen sich fast ausschließlich auf den spodumenführenden Teil der Pegmatite).

3.4. Klassifizierung der Pegmatite auf Grund der gewonnenen Daten

Folgende Charakteristika sind festzuhalten:

- Die an den Pegmatiten im Bereich Bretstein/Pusterwald gewonnenen Daten ergeben ein Bild von geochemisch primitiven bis komplexen, gering bis hochgradig differenzierten, durch Tektonik und Metamorphose überprägten Pegmatiten.
- Es handelt sich um gemeine Pegmatite, beryllführende Pegmatite und Spodumenpegmatite mit untergeordneter Nb-Ta-Mineralisation und z. T. recht hohen Werten an Rb, Cs und Sn. Im Gegensatz dazu sind die Seltenen Erden mit Gehalten von durchwegs unter zehn ppm – von wenigen Ausnahmen abgesehen – sehr stark abgereichert.
- Innerhalb eines Pegmatitganges lassen sich stets mehrere mineralogisch verschiedene (in einem Pegmatit der Mittagswand 15), klar voneinander abgrenzbare Zonen unterscheiden.
- Es treten multiple, das heißt, in mehreren zeitlich aufeinander folgenden Schüben entstandene Pegmatite auf.
- „Telescoping“ ist am Pegmatit Nr. 4 des Hohenwart zu sehen.
- Die Li-Gehalte in Muskovit und Beryll, die Quotienten Rb/K, Rb/Sr, Rb/Ba und Al/Ga sind in den Spodumenzonen sehr hoch und damit Kennzeichen für einen extremen Differenzierungsgrad.
- In den gemeinen Pegmatiten ist der Turmalin reich an Fe, in den Spodumenpegmatiten besitzt er zumeist einen blauen Kern mit grünem Randbereich. Unter dem Mikroskop wurden aber auch braune, gelbliche und farblose Turmaline gefunden.
- Im Spodumenpegmatit vom Weittal tritt Pollucit auf.
- Riesenkristalle (Spodumen bis 41 cm, Kalifeldspat bis 50 cm) weisen auf die Keimarmut bei der Intrusion hin.
- Bei vielen Pegmatiten sind Nebengesteinsalterationen vorhanden.

- Die Pegmatite sind zum Großteil schieferungsparallel, teilweise sind sie schichtdiskordant.
- Die Platznahme der Spodumenpegmatite fand ausschließlich im Rappold Komplex in räumlicher Nähe zum Marmor statt, während im tiefer liegenden Glimmerschiefer nur gemeine Pegmatite anzutreffen sind.
- Die Gesteinsart, der Mineralbestand und der Chemismus des Nebengesteines weichen immer stark von dem des Pegmatites ab. Die Spodumenpegmatite sind sehr häufig in Marmoren zu finden. Anatektische Merkmale wurden im Nebengestein nirgends beobachtet. Es handelt sich bei den untersuchten Pegmatiten eindeutig nicht um metamorphogene Pegmatoide. (Als Pegmatoide werden hier Mobilisate aus dem unmittelbaren Nebengestein verstanden).
- Eine direkte Verbindung zu einem plutonischen Muttergestein ist im Gelände nicht aufgeschlossen.

4. Genetische Schlussfolgerungen und Diskussion

Im Gegensatz zu Pegmatiten, die in einem evidenten genetischen Zusammenhang zu Granitintrusionen bzw. zu deren alkalireichen Restschmelzen stehen, ist die Herkunft der Spodumenpegmatite im Rappold Komplex nicht bekannt. Und so können – ähnlich wie in anderen Bereichen der Ostalpen – nur Vermutungen diesbezüglich angestellt werden. Als Ausnahme muss das Auftreten der variszischen Pegmatite im Granitgneis des Bösensteins gelten.

Generell werden Granitpegmatite mit hoher Anreicherung von „seltenen Elementen“ in zwei Gruppen eingeteilt: Nb-Y-F-Pegmatite und Li-Cs-Ta-Pegmatite. Erstere sind häufig Differentiate aus A-Typ-Graniten, zweitere stammen zumeist aus S-Typ-Graniten oder krustalen Granuliten (CERNY, 1991). Demzufolge wird es vielleicht möglich sein, entsprechende Ausgangsgesteine für die Spodumenpegmatite der Ostalpen zu finden. In der Nähe der Pegmatite der Wölzer Tauern liegen einige große variszische Granitgneisareale, welche neben I-Typ-Graniten auch Körper mit Kennzeichen von A- oder S-Typ-Graniten aufweisen (SCHERMAIER & al., 1997). Es wäre nahe liegend, Magmatite aus dem Seckauer-Bösenstein-Granitgneisareal (Seitenstall, Koingraben) und auch aus dem Bereich des Schöderbach- und Etrachbachtals als Ausgangsgesteine heranzuziehen, sie sind jedoch zum Teil viel älter als die permischen Pegmatite oder es gibt noch keine Altersdaten.

Die permische grünschieferfazielle Metamorphose des Rappold Komplexes fällt in den gleichen Zeitraum wie die Genese der hochdifferenzierten Pegmatite (SCHUSTER & al., 2001). Mögliche pegmatitgenerierende Plutonite können schon im Perm – also vor der alpidischen Tektonik – viele Kilometer entfernt von den hochdifferenzierten Endgliedern der Pegmatite gelegen sein (siehe unten). Zur Klärung der Genese der Pegmatite im Raum Bretstein/Pusterwald wäre es jetzt wichtig, permische Granitgneise in der Nä-

he der hochdifferenzierten Pegmatite zu finden. Fraglich ist ein Zusammenhang zwischen den zeitgleichen sauren Vulkaniten im Perm des Oberostalpin (RIEHL-HERWISCH, 1965; THIEDIG & CHAIR, 1974) und jenen plutonischen Ereignissen, welche die Pegmatite entstehen ließen.

Die Spodumenpegmatite der Wölzer Tauern können in die Gruppe der Li-Cs-Ta-Pegmatite aufgenommen werden (CERNY, 1991). Im Arbeitsgebiet sind außer den Spodumenpegmatiten noch eine große Zahl gemeiner Pegmatite zu finden. Sie weisen zum überwiegenden Teil ebenfalls einen Zonarbau, schriftgranitische Verwachsungen und Riesenkörnigkeit auf. Quarzkerne aus dem Hydrothermalstadium wurden gleichfalls beobachtet. Die Innenzone I der Spodumenpegmatite zeigt keine wesentlichen Unterschiede zu den Zonen vieler gemeiner Pegmatite. Die Kontakterscheinungen zum Nebengestein sind bei Spodumenpegmatiten und gemeinen Pegmatiten gleich. Auch Übergänge zwischen diesen und den Spodumenpegmatiten wurden im Gelände gefunden. Mit großer Wahrscheinlichkeit sind alle im Arbeitsgebiet auftretenden Pegmatite dem gleichen magmatischen Ereignis zuzuschreiben. Analog sind die sauren Ganggesteine des Ostalpins mit vergleichbaren Ausbildungsformen, Mineralogie, Altern und geologischen Positionen echte Pegmatite. Gemeine Pegmatite könnten durch tiefergreifende Erosion ihre hochdifferenzierten Enden bereits verloren haben. Die physikalischen Bildungsbedingungen aller gemeinen Pegmatite sind aber daraus nicht direkt ableitbar, indem sie als weniger differenziert bzw. unter höheren Drucken und Temperaturen, in größerer Tiefe oder als näher beim Muttergestein entstandene Gänge eingestuft werden.

Gegen eine Remobilisation aus dem Nebengestein kann angeführt werden, dass Pegmatoide im Wesentlichen nur aus einem Gemenge von Quarz, Feldspat und Glimmer aufgebaut sind und keine für Pegmatite typischen Minerale wie Spodumen oder Beryll führen. Exokontaktalterationen belegen das chemisch-physikalische Ungleichgewicht zwischen Schmelze und Nebengestein. Die im Arbeitsgebiet vorliegenden Spodumenpegmatite sind zusätzlich recht komplex in Bezug auf ihre innere Struktur. Zonaritäten können in jedem der Pegmatite festgestellt werden. Es handelt sich um höchst differenzierte und oftmals im Bereich von Eutektoiden auskristallisierte magmatische Gesteine (schriftgranitische Verwachsungen). Spodumene zeigen häufig einen monomineralischen Kern, der von einem schriftgranitischen Saum umgeben ist. Das heißt, die Temperatur zu Beginn der Kristallisation lag anfangs deutlich über dem niedrigst möglichen Schmelzpunkt des Systems. Eine metamorphogene Remobilisation wiederum findet bevorzugt unter letzteren Umgebungsbedingungen statt. Es sind aber in den Nebengesteinen keinerlei anatektische Merkmale entdeckt worden (Für jene Pegmatite, die in den Marmoren oder Amphiboliten stecken erübrigt sich diese Diskussion). Somit stammt das pegmatitische Material aus einem Gebiet, das ursprünglich wesentlich höheren Temperaturen ausgesetzt war als die umgebenden Gesteine des Rappold-Komplexes während der letzten beiden Metamorphosen.

Wenn es sich um Pegmatoide handeln würde, müsste es im Arbeitsgebiet, wie an manchen Orten auf der Kor- und Saualpe, eine Vielzahl von kleinen anatektischen Gäng-

chen (Leukosome) geben, die sich da und dort zu mächtigeren Gängen vereinigen oder wieder auffiedern. Dies ist aber nicht zu beobachten, obwohl die Aufschlussituation in den Wölzer Tauern wesentlich besser als auf der Koralpe ist. Es gab, wie oben bereits erwähnt, auch Mineralreaktionen am Exokontakt zwischen Pegmatitschmelze und Glimmerschiefer (bzw. dessen Vorläufer). Dieses chemisch-physikalische Ungleichgewicht belegt, dass die Schmelze also an anderer Stelle (vielleicht durch Anatexis in mehrere Kilometer entfernten und tieferen geologischen Einheiten) entstanden ist. Zusätzlich weisen senkrecht auf den Kontakt gewachsene bis zu 15 cm lange Turmalintrompeten auf einen kleinräumigen thermischen Gradienten hin. Die intrudierende Schmelze war demzufolge höher temperiert als das Nebengestein. Im Rappold-Komplex wurde im Zuge dieser Arbeit kein einziges Ganggestein angetroffen, auf welches der Begriff Pegmatoid (Mobilisat aus dem unmittelbaren Nebengestein) anzuwenden wäre.

Im Allgemeinen treten von Graniten hergeleitete Pegmatite in sehr großer Distanz zu ihrem Muttergestein in der metamorphen Umgebung auf. Spätere Metamorphose, Tektonik und Abtragung ließen die Verbindung zu den Graniten abreißen. Einhergehende lokale Remobilisation und Rekristallisation des Pegmatitmaterials sowie eine metamorphe und tektonische Überprägung veränderten ebenso den inneren Aufbau der Pegmatite. Die ursprüngliche Zonierung sollte dabei im Wesentlichen rekonstruierbar bleiben. Im Granitgneis des Bösensteins sind gemeine Pegmatite aufgeschlossen. In den Hüllgneisen und Hüllschiefern hingegen sind keine Pegmatite zu finden. Erst in einer größeren Distanz treten sie wieder in Erscheinung. Hochdifferenzierte Pegmatite mit starker Anreicherung von seltenen Elementen wie z. B. Spodumenpegmatite können generell erst dort auskristallisieren, wo sie vom Granitpluton bereits eine Strecke in der Größenordnung von etwa 10 km zurückgelegt haben (BAKER, 1998). Diese Weglänge hängt wesentlich von der Temperaturdifferenz zwischen Nebengestein und Pegmatitmagma und von der Viskosität der Schmelze ab. Nach der Platznahme eines Plutons dauert es mehr als 10^5 Jahre um hochdifferenzierte Pegmatite entstehen zu lassen, da die pegmatitischen Magmen genügend weit in das Nebengestein vordringen müssen, um durch fraktionierte Kristallisation entsprechend hohe Konzentrationen an Li, Cs etc. in der Restschmelze zur Bildung von Spodumen oder Pollucit zu erreichen. Ist das Nebengestein noch nicht entsprechend aufgeheizt, so werden die pegmatitischen Schmelzen auf ihrem Weg außerhalb des Plutons rasch unterkühlt und hochviskos. In der Folge kristallisieren sie ohne hohe Konzentrationen an seltenen Elementen als gemeine Pegmatite aus.

Pollucitführende Pegmatite entstehen erst, wenn die Schmelze mehr als 4 Gew.-% Cs_2O enthält (LONDON, 1996). Die Bildungsbedingungen von Spodumen und Pollucit waren im Fall vom Vorkommen im Weittal (Lokalität Nr. 12) gleich, da Pollucit als Einschlüsse im Spodumen auftritt. Die extreme Fraktionierung einer Schmelze mit granitischer Zusammensetzung, die nur wenige ppm Cs enthält, wird deutlich. Da bisher nur winzige Einschlüsse im Spodumen gefunden wurden, wird angenommen, dass diese anomale Anreicherung nur lokal vorhanden war, wo Spodumen bei seiner Kristallisation der Schmelze Al und Si entzogen und dabei eine Übersättigung an Cs bewirkt hat. Je-

denfalls zeigt die chemische Analyse des Handstücks nur 99 ppm Cs. In einigen anderen Handstücken von der Pallbauernalm, Schleiferboden, Klammgraben und Hohenwart Südwand (Nr. 2 und 6) wurden höhere Cs-Gehalte gefunden. Es darf somit noch in anderen Pegmatiten mit Pollucit gerechnet werden. In den Spodumenpegmatiten auf der Weinebene wurden Cs-Gehalte bis zu 160 ppm ermittelt, jedoch bisher kein Pollucit beschrieben (Göd, 1989).

Ähnliche Prognosen können für die Nb-Ta-Mineralie abgegeben werden: Im Spodumenpegmatithandstück vom Hohenwartnordostabfall wurden nur 26 ppm Nb + Ta gemessen. Trotzdem wurden hier Nb-Ta-Mineralie (Pyrochlor, Fersmit, Äschynit) gefunden. Fast alle anderen Spodumenpegmatite, die auf Nb und Ta analysiert wurden, besitzen höhere Gehalte. Es müssen also auch in diesen selbständige Nb-Ta-Phasen vorliegen.

Es gibt außer Spodumen keine anderen Lithiumminerale in den untersuchten Pegmatiten. Schriftgranitische Verwachsungen von Spodumen mit Quarztröpfchen werden nicht als Pseudomorphosen nach Petalit interpretiert, da jene Spodumenkristalle mit monomineralischem Kern und Spodumen-Quarz-Rand wegen einheitlicher Auslöschung des Spodumens ein ununterbrochenes Spodumenwachstum belegen. Die Bildungsbedingungen für Spodumen im Gleichgewicht mit Quarz wurden mit 2,5 bis 3,5 kbar und Temperaturen zwischen 350°C und 550°C ermittelt (LONDON & BURT, 1982). Die Kontaktzone und Internzone I sind wohl unter höheren Druck-Temperaturbedingungen auskristallisiert als die spodumenführenden Zonen. Da die Platznahme der Pegmatite zu einem Großteil schieferungsparallel bzw. schichtparallel erfolgte, muss ein Gleichgewicht zwischen Pegmatitinterndruck und Überlagerungsdruck geherrscht haben. Dies impliziert wiederum eine minimale Überlagerungsmächtigkeit während der Intrusion zwischen 9 und 12,5 km. Ein Schichtstapel mit solcher Mächtigkeit kann unmöglich über den gesamten Bereich vom Angerkristallin bis zum Ortler vollständig erodiert, abgeschert und spurlos verschwunden sein. Es erscheint daher möglich, dass diese über den Pegmatiten erodierten Schichten reliktsch in den phyllitischen Serien des Ennstales oder der Gurktaler Decke noch aufgeschlossen vorliegen.

5. Spodumenfundpunkte im Arbeitsgebiet

5.1. Allgemeiner Überblick

Pegmatite sind im Raum Bretstein/Pusterwald in sehr großer Zahl weit verbreitet. Im Allgemeinen handelt es sich jedoch um gewöhnliche, penekkonordante bzw. schieferungsparallele Ganggesteine, die nur untergeordnet für Pegmatite typische, seltene Elemente und Minerale führen.

Pegmatitaufschlüsse mit Spodumen wurden auf einem Gebiet von ca. 150 km² gefunden. Das Untersuchungsgebiet wurde jedoch nicht flächendeckend sondern nur hauptsächlich entlang von Forstwegen begangen, so dass sicherlich eine beträchtliche

Anzahl von Spodumenpegmatitvorkommen unentdeckt blieb. Insbesondere sind weitere Spodumenfunde in Form von kleinen Pegmatitlinsen in den Marmoren zu erwarten.

Die Aufschlussbeschreibung wurde wegen der großen Anzahl sehr knapp gestaltet und soll in erster Linie ein rasches Wiederfinden ermöglichen.

5.2. Liste der Spodumenfundpunkte (Rechts-/ Hochwerte, BMN – MGI)

1. Zinkenschlucht (Lachtal 526400/236600)

Das Vorkommen besteht aus mehreren 100 Blöcken, die eine Kantenlänge bis 4 m aufweisen. Einzelne Blöcke besitzen ein Volumen von mehr als 10 m³. Alle fünf oben beschriebenen Zonen sind zu finden. Die Verteilung der Pegmatitrollstücke lässt auf eine Länge der spodumenführenden Pegmatite von mehr als 100 m schließen. Der Spodumengehalt in einzelnen Blöcken überschreitet oftmals 20 Vol.-%.

(526200/236350)

Am Ostabfall des Mittereck steht ein Spodumenpegmatit mit 4 m Mächtigkeit an. Er ist stark tektonisch deformiert und etwas verschieft.

2. Mittereck (Lachtal 525900/236200)

Eine große Anzahl von Blöcken im Kambereich auf einer Seehöhe von etwa 2040 m lässt auf eine maximale Mächtigkeit von etwa 5 Metern schließen. Der Pegmatit ist durch Rollstücke, die große Mächtigkeitsschwankungen anzeigen ca. 150 m weit im Glimmerschiefer verfolgbar. Fünf Zonen sind zu unterscheiden (Innenzone III fehlt). Die Kristalle sind gerundet, Quarz und Feldspat sind schlierenförmig. Die Innenzone I zeigt teilweise schriftgranitische Verwachsungen zwischen Quarz und Feldspat.

3. Graben westlich Dietrichalmhütte (Pusterwald 528200/237900)

Es wurden im Bachbett auf einer Seehöhe von 1820 m lediglich zwei Rollstücke mit wenigen Dezimetern Kantenlänge mit reichlich Spodumen gefunden. Sie könnten von einem der Pegmatite, die aus dem Lachtal bis in den Kambereich Kleiner Zinken – Tanzstattboden hinaufreichen, stammen.

4. Pallbaueralm (Pusterwald 527900/238800)

Das Vorkommen hat eine Länge von mehreren 10er Metern. Die Mächtigkeit des Ganges im Glimmerschiefer beträgt etwa 1 m. Der Pegmatit ist zonar gebaut: Es gibt viele spodumenfreie Blöcke und andere mit z. T. mehr als 10 cm langem, stängeligen Spodumen. Einzelne Rollstücke von ebenda sind am Forstweg knapp oberhalb der Steinbachhütte noch zu finden.

5. Schleiferboden (Pusterwald 525700/238100)

Der Pegmatitgang ist in einer kleinen Felswand (ca. 1880 m Seehöhe) aus verzerztem Glimmerschiefer neben einem alten Schurf auf sulfidische Erze über mehrere Meter mit einer Mächtigkeit von 70 cm aufgeschlossen. Die Spodumenführung ist recht unregelmäßig.

6. Plättental Osthang (Pusterwald 525300/239350)

Das Vorkommen (ca. 1800 m Seehöhe) beschränkt sich auf viele kleine Blöcke, die im Zuge des Forstwegebauens zu Tage traten. Anstehendes wurde nicht entdeckt. Spodumen ist in leicht grünlichen, z. T. über 10 cm langen Stängeln entwickelt. Die Mächtigkeit des anstehenden Ganges dürfte bei ca. 1 m liegen. Etwa 100 Höhenmeter über diesem Vorkommen wurde ein kleines (30 cm Kantenlänge), spodumenhaltiges Rollstück gefunden.

7. Plättental Westhang (Pusterwald 523850/239650)

Pegmatitlinsen und Pegmatitlinsenzüge mit einer Mächtigkeit von weniger als einem Meter sind in einem Marmorzug aufgeschlossen. Der Marmor zieht am Ostabfall des Sandlerkogels auf einer Seehöhe von 1900 bis 2000 m vom Kamm des Pättentaljoch in Richtung Stubenberg und wird durch eine im Tal zwischen Sandlerkogel und Stubenberg verlaufende Störung abgeschnitten. Der Spodumengehalt liegt unter 10 Vol.-%.

8. Stubenberg Westabfall (Pusterwald 523100/240250)

Der Pegmatit ist im Marmor mehrere Meter lang aufgeschlossen. Spodumen wurde jedoch nur in den in der Nähe des Weges liegenden, mehrere Kubikmeter großen Blöcken und hier auch nur an wenigen Stellen gefunden.

9. Scharnitzalm (Pusterwald 521700/241100)

Auf einer kleinen Verebnung in einer Seehöhe von 1920 m südwestlich von der Scharnitzhütte wurden rund 50 Pegmatitblöcke, von denen nur wenige stängeligen grünlichen Spodumen führen, gefunden.

10. Stallertörl (Pusterwald 521150/241050)

Spodumenführende Pegmatite treten anstehend in Gängen mit weniger als 1 m Mächtigkeit südlich und nördlich des Passes auf. Der südlich gelegene Spodumenpegmatit liegt wenige Zehner Höhenmeter über dem Sattel am Grat, der zum Hühnerkogel hinaufzieht. Der Gang ist nur ca. 4 m lang aufgeschlossen.

(521000/241300)

Im Gegensatz dazu sind die Pegmatite in einer silikatreichen Marmorwand nordwestlich des Sattels über mehrere Zehner Meter gut zu verfolgen. Teilweise fand eine Boudinbildung der Pegmatite statt. Die Spodumenführung ist stark schwankend.

11. Scharnitzfeld (Pusterwald 520900/241750)

In der Umgebung und innerhalb des Silikatmarmores, der den Kamm vom Scharnitzfeld nach Nordwesten aufbaut, wurden boudinierte Spodumenpegmatitlinsen entdeckt. Der Li_2O -Gehalt der meisten Linsen dürfte weniger als 1 Gew.-% betragen. In einem Rollstück, das 30m unter dem Gipfel aufgesammelt wurde, konnte Kassiterit mit freiem Auge erkannt werden. (Dies ist der einzige Fundort von megaskopisch erkennbarem Kassiterit im Arbeitsgebiet.) Die ursprüngliche Mächtigkeit des Pegmatites dürfte bei < 70cm gelegen sein.

(521500/241850)

Ein kleines spodumenführendes Rollstück (ca. 12 cm Kantenlänge) in der Felswand.

12. Weittal (Pusterwald 521150/242550)

Am Rücken des Kammes, der zum Großhansl hinaufzieht, ist ein spodumenführender Pegmatit über mehr als 20m im Glimmerschiefer auf einer Seehöhe von ca. 2000 m aufgeschlossen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 80cm. Der Spodumen ist unregelmäßig verteilt - d. h. Zonarität ist leicht erkennbar. Die kalifeldspatreichen Partien sind spodumenfrei. Der Spodumengehalt liegt unter 1 %. Die Spodumenstängel sind maximal $12 \times 4 \times 2$ cm groß.

13. Wildalpe (Pusterwald 522950/243750)

Zwei kleine (Kantenlänge 20cm) Rollstücke von Spodumenpegmatit wurden am Weg ca. 20 Höhenmeter unter der Wildalmhütte gefunden.

14. Gruber Hirnkogel Ostabfall (Pusterwald 525700/244000, 525100/243650)

Am Forstweg vom Gehöft Schaffer ausgehend wurden einige Rollstücke (Kantenlänge max. 30cm) auf einer Seehöhe von etwa 1350m und 1500m gefunden. Sie dürften aus den in den höheren Teilen des Gruber Hirnkogel anstehenden Marmoren stammen. Der Pegmatit führt auffallend viel Graphit.

15. Gruber Hirnkogel Nordabfall (Pusterwald 525050/245350, 525342/244900)

Am Forstweg, der südlich Kasperbauer auf den Gruber Hirnkogel bis zur Waldgrenze hinaufführt, gibt es mehrere Aufschlüsse mit Spodumen. Die Vorkommen beschränken sich auf die Marmore, in welche die Pegmatitlinsen und -linsenzüge eingelagert sind. Nur wenige Boudins sind > 1 m. Alle Pegmatite sind verschiefert und zeigen am Kontakt eine Neubildung von Kalksilikaten. Graue Spodumene (Graphit) sind neben hellgrünen Stängeln oftmals zu finden.

16. Hinterer Härtleb (Pusterwald 523000/245300)

Am Forstweg ca. 100 Höhenmeter über der Härtlebhütte wurden in einer Marmorrippe spodumenführende Pegmatitlinsen (max. 3×0.7 m) gefunden.

17. Marmorschuppe südöstlich Ofner (Pusterwald 524000/246000)

Der Pegmatit im Marmor ist ca. 2 m mächtig und in einer kleinen Felswand im Graben über wenige Meter aufgeschlossen. Spodumen ist in bis zu 20 cm großen Kristallen vorhanden.

18. Gruber (Hinterwinkel Pusterwald 525750/245550)

Am Forstweg knapp über dem Talboden wurden einige kleine diskusförmige Spodumenpegmatitlinsen (max. 30 cm), die aus dem höhergelegenen Marmor stammen, gefunden.

19. Sprung (Pusterwald 527200/243600, 527800/244000)

Im hinter dem Gehöft liegenden Schotterabbaugebiet wurde ein gut gerundeter, erratic Block (ca. 1 m³), dessen Herkunft unbekannt ist, mit reichlich Spodumen gefunden. Weiters ist ein Rollstück im Graben ca. 100 Höhenmeter unter der Sprunghütte zu erwähnen.

20. Eiwegger (Pusterwald 527920/243060, 528350/243630)

Rollstücke sind am Forstweg oberhalb Eiwegger in einer Seehöhe von 1180 m und 1450 m angetroffen worden. Sie dürften aus den Marmoren stammen.

21. Keckgraben (Bretstein 531960/243990)

Am Forstweg, der vom Greif in den Keckgraben führt, stehen auf einer Seehöhe von 1200 m ein paar kleine (max. 130 × 70 cm) spodumenhältige Pegmatitlinsen im Marmor an.

(531310/244180)

Geht man den Forstweg weiter hoch, so finden sich auf einer Seehöhe von ca. 1230 m ein s-paralleler Pegmatitlinsenzug in einer Marmorfalte. Die Linsen sind max. 30 cm groß.

(531170/244030)

Ein weiterer Fundpunkt im Keckgraben liegt am Ende eines Stichweges nach Osten auf einer Seehöhe von ca. 1400 m. Der umgebende Marmor ist intensiv verfaultet. Die grünlichen Spodumenkristalle im größten Pegmatitkörper mit einem Durchmesser von 60 cm sind bis zu 20 cm lang.

22. Ebner (Bretstein 529370/246300)

Etwa 10 Höhenmeter oberhalb des kleinen Steinbruches südlich Ebner wurde am Forstweg ein Block (Kantenlänge ca. 50 cm) mit 10 cm langen grünlichen Spodumenkristallen gefunden.

23. Hansbauer (Bretstein 525750/248050)

Rund 70m über der Talsohle ist auf dem südlich gelegenen Talhang ein stark verschiefertes Pegmatit im Glimmerschiefer, der Amphibolitlagen führt, über 30m aufgeschlossen. Die Mächtigkeit liegt bei ca. 2m. Zonarität ist leicht zu erkennen (Kontaktzone mit Turmalin, Innenzonen I, II und Quarzgang). Der Spodumengehalt liegt im Durchschnitt unter 5%. Die Kristalle sind max. 1cm groß.

24. Hainzl Wasserkogel (Bretstein 521550/247750)

Am Forstweg, ca. 1000m östlich Gipfel Hainzl Wasserkogel und ca. 150m unter dem Kamm, der dort von einer Marmorschuppe gebildet wird, wurden vier spodumenführende Blöcke (max. 40cm Kantenlänge) entdeckt. Sie dürften aus dem Marmor stammen.

25. Bleikaralm (Bretstein 523500/249200, ca. 523600/249000)

In der Nähe des Forstweges (1630m Seehöhe) ca. 200m östlich der Jagdhütte wurden in der Umgebung einer kleinen Marmorschuppe einige spodumenführende Rollstücke gefunden. Etwa 100 Höhenmeter in der Falllinie tiefer liegt am schon stark verwachsenen Forstweg ein Block (100 × 50 × 40cm) mit reichlich Spodumen.

26. Keckenfriedeck (Bretstein 532750/244350)

Am Weg vom Langebner hinauf zum Keckenfriedeck steht Spodumenpegmatit auf einer Seehöhe von 1230m und 1260m im stark verfalteten Marmor an. Die Mächtigkeit der Pegmatite liegt bei 50cm.

27. Klammgraben (Bretstein 533920/244770)

Neben dem Forstweg zur Stieblerhütte wurden in einer Rösche (Seehöhe 1430m), in der Marmorsplitmaterial zur Befestigung des Weges gewonnen wurde, Spodumenpegmatitknauer entdeckt. Die Linsen sind stark verschiefert, führen eine kalksilikatreiche Kontaktzone und sind meist nicht größer als 30cm.

28. Feldkar (Pusterwald 517750/246050)

Das Spodumenvorkommen steht im Zusammenhang mit einer abgerutschten Marmorschuppe auf ca. 1900m Seehöhe südsüdöstlich vom Pustereckjoch. Der Gang hat eine Mächtigkeit von weniger als einem Meter und führt über 10% Spodumen.

29. Kamm nordwestlich Kuhalmhütte (Pusterwald 518200/245500)

Zwei Spodumenpegmatite sind vom Kamm auf einer Seehöhe von 2060m quer über den Südostabfall des Rückens herunter über mehr als 100m weit verfolgbar. Die Mächtigkeiten schwanken stark, sind aber in der Regel zwischen ein und zwei Meter. Ebenso ist die Spodumenführung recht unterschiedlich. Eine Zonarität konnte trotz der mangelhaften Zugänglichkeit festgestellt werden. Der Durchschnittsgehalt an Spodumen dürfte in beiden Gängen 5% nicht überschreiten.

30. Schönfeldspitz (Pusterwald 517400/244750)

Ein Gang mit 2 m Mächtigkeit liegt wenige Höhenmeter unter dem Gipfel über mehrere 10er Meter aufgeschlossen vor. Im Marmor des Gipfels sind wiederum kleine Pegmatitlinsen anzutreffen.

31. Beireut (517050/244400)

Im Kar sind viele spodumenhaltige Pegmatitblöcke verstreut, die von einem etwa zwei Meter mächtigen, zonar gebauten Pegmatit im Südabfall des von der Schönfeldspitze nach Westen laufenden Rückens stammen. Spodumen ist in 10 cm großen Kristallen reichlich vorhanden.

32. Gruber (Tratten bei Oberzeiring 533800/234050)

Am Weg, der von Tratten zum Gehöft Gruber hinaufführt, wurde 100 m vor dem Haus ein einziges Rollstück (20 × 15 × 10 cm) mit ca. 2 % Spodumen gefunden. Es enthält weiters große Kalifeldspäte, Quarz und spärlich Muskovit. Einige 10er Meter oberhalb des Fundpunktes steht silikatreicher Marmor an.

33. Hohenwart und nähere Umgebung (Pusterwald, siehe geologische Karte Abb. 5, Gipfel: 518280/243770)

Im Gebiet um den Hohenwart liegt eine sehr gute Aufschlusssituation vor. Spodumenführende Pegmatite sind ausschließlich in den Marmoren oder in den höchsten Bereichen des darunter liegenden Glimmerschiefers anzutreffen. Sowohl im Marmor als auch im Glimmerschiefer befinden sich Einschaltungen von Amphiboliten. Der Glimmerschiefer ist teilweise stark mit Sulfiden vererzt und zeigt Übergänge zu Graphitschiefer. Zusätzlich treten wenige Meter mächtige Quarzitlagen auf.

Es ist ein generelles Einfallen von 30° bis 40° nach Nordosten festzustellen. Die subvertikalen Hauptstörungen sind N-S gerichtet und zerteilen den Hohenwart grob in drei Blöcke, wobei der östliche Teil gegenüber dem westlichen um ca. 40 Höhenmeter hochgehoben wurde. Die relative Lage zum ca. 100 m breiten Mittelteil konnte nicht eindeutig bestimmt werden, jedoch dürften die vertikalen Versetzungsweiten nur wenige Zehnermeter betragen.

Am Grat der Mittagswand beginnen die spodumenführenden Aufschlüsse bereits unter der Waldgrenze auf einer Seehöhe von 1740 m. Pegmatitlinsen mit einer maximalen Größe von 2,5 × 1,2 m stecken im tektonisch stark durchbewegten Silikatmarmor. Die Linsenzüge folgen der Schichtung. Weiter oben (z. B. Seehöhe 1840 m, 2060 m) erreichen diese Linsen Längen über 10 m und Mächtigkeiten bis zu 7 m. Zonarität ist bei den großen Pegmatitkörpern stets zu beobachten.

Pegmatite stecken auch im Glimmerschiefer unter dem Marmor der Mittagswand. Von diesen enthält nur einer im Bereich des SO-Abfalls der unteren Mittagswand auf einer Seehöhe von ca. 1920 m Spodumen. Der Pegmatit ist zonar gebaut, enthält viel Graphit und wurde bereits weiter oben besprochen.

Im Marmor ist eine 2 m mächtige Granatamphibolitlage mit einem Einfallen von 30° nach NE eingeschaltet. Sie kann mit den Amphibolitschuppen im NE-Abfall des Hohenwart korreliert werden. Der Zusammenhang zwischen den Pegmatiten der Mittagswand und des Hohenwart wird durch eine N-S verlaufende Störung verschleiert.

Am Hohenwartsüdabfall treten 8 Pegmatitgänge auf. Sie sind, ausgenommen Pegmatit Nr. 4, weniger als 1 m mächtig. Der Vierte von oben besitzt eine Mächtigkeit zwischen 5 und 10 m. Spodumenführend sind die Pegmatite 1, 2, 4 und 6, wobei in den Pegmatiten 1 und 4 reichlich (> 10%) Spodumen auftritt. Alle spodumenführenden Pegmatite sind zonar gebaut. Einzelne Kristalle erreichen Größen über 15 cm. Die geringmächtigen Pegmatite sind meist stärker verschiefert.

Im Kar oberhalb des Wildsees fällt eine große (> 1000 Stück) Anzahl von spodumenführenden Pegmatitblöcken auf. Sie lassen den Schluss zu, dass der mächtigste Pegmatit der Südwand auf einer Seehöhe von ca. 2300 m bis zum Sattel zwischen Eiskarspitz und Hohenwart unter Hangschutt bzw. Vegetationsdecke begraben liegt.

Am Sattel selbst beißt wieder ein Pegmatit mit ca. 4 m Mächtigkeit aus und zieht flözartig bzw. schieferungsparallel den Nordhang bis auf 2180 m hinunter und ist von dort im Glimmerschiefer auf dieser Höhe 150 m weit nach Osten zu verfolgen. Hier wird er von einer N-S laufenden steilen Störung abgeschnitten. Es handelt sich um den weiter oben bereits beschriebenen multiplen, zonaren und spodumenführenden Pegmatit.

Derselbe Pegmatit taucht etwa 50 m weiter im Osten, durch eine weitere N-S verlaufende Störung um 40 Höhenmeter versetzt, auf der Seehöhe von ca. 2200 m mit einer Mächtigkeit von rund 10 m wieder aus dem Hangschutt auf, ist mehrere 10er Meter weit isohypsenparallel verfolgbar und verschwindet dann unter einer Silikatmarmorplatte, die sich vom Hohenwartgipfel ausgehend 400 m weit nach Norden über den Glimmerschiefer ausbreitet.

In dieser Marmorplatte stecken wiederum hunderte boudinierte Pegmatitkörper. Sie weisen auf eine starke tektonische Durchbewegung hin. Der Pegmatit ist in den Marmor intrudiert, wurde gefaltet, zerschert, in einzelne Blöcke zerteilt und dann zu einzelnen Linsen ausgewalzt. Insbesondere treten im Bereich der Nordostwand des Hohenwart große Bereiche mit Kalksilikaten – hauptsächlich Diopsid, Zoisit und Tremolit – auf.

In der Nordostwand sind auch mehrere spodumenführende Pegmatite übereinander aufgeschlossen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich wiederum um den gleichen, oben bereits beschriebenen multiplen Pegmatit, der gleichsam flözartig mit etwa 30° nordöstlichem Einfallen die Spitze des Hohenwart abschneidet. Die nahezu parallelen Pegmatite, die nur durch wenige Dezimeter mächtige Schieferlagen getrennt sind, zeigen hier eine Winkeldiskordanz zum Nebengestein, da sie vom Glimmerschiefer in den Marmor übergreifen und dort zum Teil boudiniert wurden. Die Gänge sind auf einer Länge von ca. 50 m aufgeschlossen. Im Südosten werden sie durch eine subvertikale N-S verlaufende Störung abgeschnitten. Auf der anderen Seite tauchen sie unter den Hang-

schutt. Der Spodumengehalt liegt bei > 20%. Die Kristalle sind nur wenige Zentimeter groß. Eine Zonarität der Pegmatite kann beobachtet werden.

Entlang der Forststraßen nördlich des Gehöftes Hansbauer in Pusterwald wurden im Herbst 2001 sechs weitere Spodumenvorkommen in den Marmoren gefunden, die jedoch noch nicht genauer bearbeitet werden konnten (Pusterwald 525911/246088, 525904/246133, 525863/246027, 525104/246373, 524814/246486, 524871/246703).

Dank

Univ. Prof. Ebner und Univ. Prof. Stumpfl sei für die Bereitstellung von Geräten am Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben gedankt, Ao. Prof. Raith und Ao. Prof. Prochaska für die vielen helfenden Diskussionen und Analysen, Herrn Kristanz und Herrn Mühlhans für die Schliffherstellung gedankt. Die chemischen Analysen konnten zum Großteil im Auftrag des Vorstandes der Vereinigung für Angewandte Lagerstättenforschung in Leoben (VALL) bei der Fa. Actlabs (Ancaster, Ontario) durchgeführt werden. Dank gebührt Herrn Dr. Kürzel von der Rohstofforschung Joanneum, der fünf Proben bei Bondar-Clegg Company Ltd. (Ottawa, Ontario) analysieren ließ. Herrn Dr. Postl vom Landesmuseum Joanneum sei für eine Liste von Spodumenfundpunkten in der Steiermark gedankt. Das Zustandekommen der Arbeit wurde durch die Zustimmung von Herrn Univ. Prof. Czubik als ehemaligen Bergbaubevollmächtigten in Bezug auf die Freischürfe des Arbeitsgebietes erst möglich.

Literatur

- ALKER A. (1972): Über Mineralfunde im Kristallin von St. Radegund bei Graz. – Der Aufschluß **22**, 67–68
- ANGEL F. (1933): Spodumen und Beryll aus den Pegmatiten von St. Radegund bei Graz. – Tschermarks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **43**, 441–446.
- ANGEL F. & MEIXNER H. (1953): Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. – Carinthia II **143/63**, 165–168.
- BAKER D. R. (1998): The Escape of Pegmatite Dikes from Granitic Plutons: Constraints from new Models of Viscosity and Dike Propagation. – The Canadian Mineralogist **36**, 255–236.
- BECKER L. P. (1977): Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Steiermark) mit einem Vergleich seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). – Carinthia II **167/87**, 113–125.
- BECKER L. P. (1981): Zur Gliederung des Obersteirischen Altkristallins (Muriden) mit Bemerkungen zu den Erzvorkommen in den einzelnen Kristallinkomplexen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt **2**, 3–17.
- CERNY I., MOSER P. & NEDEFF P. (1989): Das Projekt „Lithium Koralpe“. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte **134**, 6, 151–165.

- CERNY P. (1982): Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineral. Assoc. Can. Short Course Handbook **8**, Winnipeg.
- CERNY P. & ERCIT, T. S. (1986): Mineralogy of Niobium and Tantalum: Crystal Chemical Relationships, Paragenetic Aspects and Their Economic Implications. In: MÖLLER P., CERNY P. & SAUPE F. (eds): Lanthanides, Tantalum and Niobium. – Spec. Publ. **7**, Society Geol. Applied to Min. Dep., Springer Berlin.
- CERNY P., CHAPMAN R., GÖD R., NIEDERMAYR G. & WISE M. A. (1989a): Exolution Intergrowths of Titanian Ferrocolumbite and Niobian Rutile from the Weinebene Spodumene Pegmatites, Carinthia, Austria. – Mineralogy and Petrology **40**, 197–206.
- CERNY P., CHAPMAN R., CHACKOWSKY L. E. & ERCIT T. S. (1989b): A Ferrotantalite-Ferrotapiolite Intergrowth from Spittal a.d. Drau, Carinthia, Austria. – Mineralogy and Petrology **41**, 53–63.
- CERNY P. (1991): Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies?. – Precambrian Research **51**, 429–468.
- DEUTSCH A. (1988): Die frühalpidische Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten) – Nachweis anhand von Rb-Sr-Altersbestimmungen und Gefügebeobachtungen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **131**, 553–562.
- ESTERLUS M. (1983): Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt **3**, 31–34.
- FARYAD S. W. & HOINKES G. (2003): P-T gradient of Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window (Austria). – Mineralogy and Petrology **77**, 129–159.
- FEHLEISEN, F. (1967): Die Geologie des Gebietes um den Schöttlgraben, Oberwölz. – unveröffentlichte Dissertation, Graz.
- FRANK W., ESTERLUS M., FREY I., JUNG G., KROHE A. & WEBER J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. – Jb. Hochschulschwerpunkt S 15 **3**, 263–293, Leoben.
- FRANK W., KRÁLIK M., SCHARBERT S. & THÖNI M. (1987): Geochronological Data from the Eastern Alps. In: FLÜGEL H. W. & FAUPL P. (eds): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Deuticke, Wien.
- GASSNER M. (2001): Geochemische und petrologische Untersuchungen an ausgewählten steirischen Pegmatiten (Koralpe, Stubalpe, Kristallin von St. Radegund, Anger-Kristallin). – unveröffentlichte Diplomarbeit, Leoben.
- GÖD R. (1978): Vorläufige Mitteilung über einen Spodumen-Holmquistit führenden Pegmatit aus Kärnten. – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse **7**, 161–165.
- GÖD R. (1989): The spodumene deposit at “Weinebene”, Koralpe, Austria. – Mineralium Deposita **24**, 270–278.
- HAUSWIRT W. (1952): Die Westbegrenzung des Seckauer Kristallins zwischen Pöls und Gaal. – unveröffentlichte Dissertation, Graz.
- HEJL E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich **30/31**, 289–318.

- HERITSCH F. (1921): Geologie von Steiermark. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, B **57**, 1–224.
- HERITSCH H. (1983): Vorbericht über Untersuchungen an Alkalifeldspat des Stainzer Plattengneises und an Spodumen-Pegmatit, Koralpe, Weststeiermark. – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse **8**, 129–131.
- HERITSCH H. (1984): Die Bildungsbedingungen des Spodumenpegmatites vom Steinbruch Gupper, Koralpe, bei Deutschlandsberg, Weststeiermark. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark **114**, 47–56.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., HÖCK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **59**, 155–181.
- HÖLLER H. (1964): Ein Graphitpegmatit vom Hirnkogel bei Pusterwald/Steiermark. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark **94**, 86–88.
- HÖRMANN P. K. (1969): Beryllium. In: Wedepohl K. H. (ed): Handbook of Geochemistry, II-1, Berlin.
- JÄGER E. & METZ K. (1971): Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **51**, 411–414.
- KOLLER F., GÖTZINGER M. A., NEUMAYER R. & NIEDERMAYR G. (1983): Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St. Radegunder Kristallins und der Gleinalpe. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt **3**, 47–65.
- LAHTI S. I. (1987): Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Eräjärvi area, southern Finland. – Geochimica et Cosmochimica Acta **51**, 509–517.
- LONDON D. & BURT D. M. (1982): Lithium aluminosilicate occurrences in pegmatites and the lithium aluminosilicate phase diagram. – American Mineralogist **67**, 483–493.
- LONDON D. (1996): Granitic Pegmatites. – Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences **87**, 305–319.
- LUECKE W. & UCIK F. H. (1986): Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal/Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen des Millstätter See-Rückens. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt **7**, 173–187.
- LUMPKIN G. R. & EWING R. C. (1992): Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: Micro-lite subgroup. – American Mineralogist **77**, 179–188.
- MALI H. (1993): Die Spodumenvorkommen im Bereich Bretstein/Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – unveröffentlichte Diplomarbeit, Leoben.
- MARSH F. W. (1983): Spodumenkristalle in einem Pegmatit der Kreuzeckgruppe. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft **129**, 12–19.
- MEIXNER H. (1951): Zur erzmikroskopischen Unterscheidung der Tantalit-Tapiolit-Phasen, unter besonderer Berücksichtigung eines neuen Vorkommens im Pegmatit von Spittal an der Drau, Kärnten. – Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte **9**, 204–218.
- MEIXNER H. (1966): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XXI. – Carinthia II **76**, 97–108.
- MEIXNER H. (1975): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XXV. – Carinthia II **85**, 13–36.

- METZ K. (1976): Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark **106**, 51–7.
- METZ K. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- METZ K. (1980a): Erläuterungen zu Blatt 129 Donnersbach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- METZ K. (1980b): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MILLER C. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen **70**, 287–300.
- MORGAN G. B. VI & LONDON D. (1987): Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. – American Mineralogist **72**, 1097–1121.
- MOSER B., POSTL W. & WALTER F. (1987): Ein Beryll- und Spodumen-führender Pegmatit vom Klementkogel, nördliche Koralpe, Steiermark. – Mitteilungsblatt der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum **55**, 21–25.
- NAHOLD M. (1988): Zur Geologie und Hydrogeologie der östlichen Wölzer Tauern. – unveröffentlichte Diplomarbeit, Graz.
- NEUBAUER F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld- Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt **42**, 1–127.
- NEUBAUER F. (1989): A plutonic source for pegmatites in the Austroalpine basement of the Gleinalm region (Eastern Alps). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte **10**, 615–624.
- NEUBAUER F. & FRISCH W. (1992): Pre-Mesozoic Geology of the Middle and Upper Austroalpine Metamorphic Basement East of the Tauern Window. – Alcapa Field Guide, IGP/KFU Graz.
- NEUBAUER W. (1952): Die Geologie der Blei-Zink-Silber-Eisenlagerstätte von Oberzeiring. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte **97**, 5–27.
- POSTL W. (1978): Mineralogische Notizen aus der Steiermark. – Mitteilungsblatt der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum **46**, 5–22.
- POSTL W. (1982): Mineralogische Notizen aus der Steiermark. – Die Eisenblüte **5**, 7–9.
- POSTL W. & GOLOB B. (1979): Ilmenorutil (Nb-Rutil), Columbit und Zinnstein aus einem Spodumenpegmatit im Wildbachgraben, Koralpe (Steiermark). – Mitteilungsblatt der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum **47**, 27–35.
- PROCHASKA W. (1981): Ein spodumenführender Pegmatit im Altkristallin der Rieserfernergruppe, Südtirol. – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse **4**, 33–38.
- RIEHL-HERWISCH G. (1965): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges, Kärnten – Österreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich **14/15**, 229–266.
- RÖSLER H. J. (1979): Lehrbuch der Mineralogie. – VEB, Leipzig.
- SCHARBERT S. (1981): Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich **27**, 173–188.

- SCHERMAIER A., HAUNSCHMID B. & FINGER F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – *Tectonophysics* **272**, 315–333.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1961): Die Pegmatite. – Die Erzlagerstätten der Erde **2**, Verlag G. Fischer, Stuttgart.
- SCHUSTER R., BERNHARD F., HOINKES G., KAINDL R., KOLLER F., LEBER T., MELCHER F. & PUHL J. (1999): Excursion to the Eastern Alps. Metamorphism at the eastern end of the Alps – Alpine, Permo-Triassic, Variscan? – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beiheft zum European Journal of Mineralogy* **11**, 2, 111–136.
- SCHUSTER R. & FRANK W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* **42**, 37–58.
- SCHUSTER R., SCHARBERT S., ABART R. & FRANK W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* **44**, 111–141.
- SENZENBERGER D. (2001): Zonarbau und geochemische Charakteristik von Pegmatiten des Hohenwart (Wölzer Tauern, Steiermark). – unveröffentlichte Diplomarbeit, Leoben.
- SKALA W. (1964): Typen der Karbonatgesteine der Wölzer Tauern. – unveröffentlichte Dissertation, Graz.
- THIEDIG F. & CHAIR M. (1974): Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – *Carinthia II* **164/84**, 105–113.
- THÖNI M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **79**, 209–230.
- TURNER A. (1955): Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **98**, 203–251.
- TOLLMANN A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. 1, 766 S., Verl. Deuticke, Wien.
- WENGER M. & ARMBRUSTER T. (1990): Der Lithiumpyroxen Spodumen $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$: Mineralogie und Kristallchemie der Vorkommen in der Steiermark. – *Mitteilungsblatt der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum* **58**, 3–10.
- WESTENBERGER H. (1954): Untersuchungen an Spodumenpegmatit von Edling bei Spittal an der Drau, Kärnten. – *Der Karinthin* **28**, 48–49.
- WHALEN J. B., CURRIE L. K. & CHAPPEL B. W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 407–419.

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Ing. Dr. Heinrich MALI

Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik

Abteilung Geologie und Lagerstättenlehre

Montanuniversität Leoben

Peter Tunner Straße 5, A-8700 Leoben

heinrich.mali@notes.unileoben.ac.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Joannea Mineralogie](#)

Jahr/Year: 2004

Band/Volume: [2](#)

Autor(en)/Author(s): Mali Heinrich

Artikel/Article: [Die Spodumenpegmatite von Bretstein und Pusterwald \(Wölzer Tauern, Steiermark, Österreich\) 5-53](#)