

Beispiele für alpidisch-hydrothermale Lagerstättenbildung in den Ostalpen*

Von Walter PROCHASKA
Mit 7 Abbildungen und 5 Tabellen

Eingelangt am 4. März 1991
Angenommen am 23. April 1991

Zusammenfassung: Die Leukophyllite von Kleinfieistriz wurden in kretazischer Zeit während der frühalpischen Tektonik und Metamorphose bei Temperaturen von ca. 480° C gebildet (O-Isotopenuntersuchungen). Die Glimmeralter der Leukophyllite sind ident mit den regionalen Glimmern, d. h. die Abkühlung unter die Muskovit-Schließungstemperatur erfolgte gemeinsam mit den Nebengesteinen. Die Bedingungen während der hydrothermalen Aktivität waren reduzierend, es erfolgte z. B. keine Oxidation von Eu^{2+} . Es scheint keine „externe Mg-Quelle“ zu existieren, die meisten stabilen Elemente und besonders auch das Mg wurden unter Abfuhr mobilerer Hauptkomponenten relativ angereichert.

Die Eisenglimmerlagerstätte Waldenstein zeigt eine postmetamorphe (d. h. post-ostalpidische) Alterationszone. Die durch die Alteration neugebildeten Serizite zeigen tertiäre Alter, die Nebengesteinsmuskovite wurden während der alpidischen Metamorphose gebildet. Die Bedingungen waren oxidierend (Umwandlung von Magnetit zu Hämatit), wodurch Fe^{2+} zu Fe^{3+} umgewandelt und ausgefällt wurde. Außerdem wurde während der Alteration das Eu^{2+} der ursprünglichen Plagioklase zu Eu^{3+} umgewandelt und in die Serizite mit den anderen dreiwertigen SEE eingebaut. Fe und Sb zeigen positive Aureolen in den Nebengesteinen.

Im Gegensatz zu bisherigen Arbeiten ist die ehemalige Sideritlagerstätte Schendleck eine Ganglagerstätte und nicht synsedimentär vulkanogenen Ursprungs. Die Nebengesteine sind keine Tuffe, sondern alterierte Porphyroide, die unter dem Einfluß der vererzenden Lösungen gebleicht wurden. Das Fe für die Sideritbildung wurde lateralsekretionär aus den Nebengesteinen mobilisiert. Es besteht ein möglicher Zusammenhang mit Evaporiten und mit den Schwerspatlagerstätten aus tieferen tektonischen Einheiten des Semmeringgebietes.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit wurde in Anlehnung an die von PETRASCHECK (1976) skizzierte Vorgangsweise zur engeren Eingrenzung des Alters einiger ostalpiner Vererzungen durchgeführt. Es sollen dabei durch petrographische und geochemische Untersuchungen von Vererzungen, Alterationszonen und Nebengesteinen verschiedener Mineralisationen Aussagen über die Art und Herkunft der vererzenden Lösungen getroffen werden. Durch die relativen zeitlichen Zusammenhänge von Alterationen des Nebengesteins mit dem jeweiligen regionalen Metamorphoseereignis und mit Hilfe radiometrischer Altersbestimmungen sollen besonders auch Aussagen bezüglich des Alters der Vererzungen getroffen werden. Die Untersuchungen wurden an folgenden Lagerstätten durchgeführt:

* Herrn Prof. W. E. PETRASCHECK zum 85. Geburtstag gewidmet

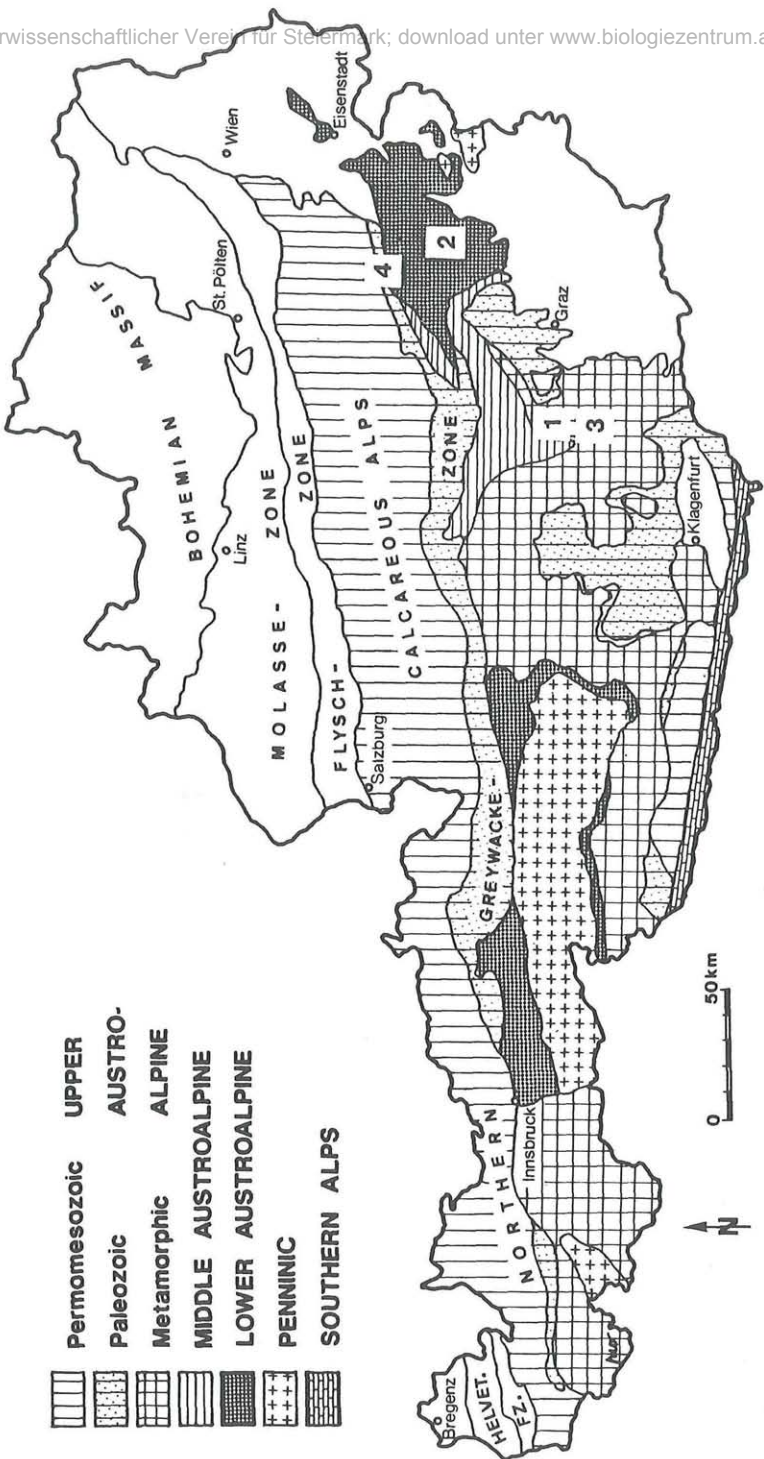


Abb. 1: Geologische Kartenskizze von Österreich mit den Untersuchungsgebieten (vereinfacht nach FRANK 1987). 1. Kleinfeldstritz, 2. Voralpe, 3. Waldenstein, 4. Schendleck.

Die **Leukophyllitlagerstätte** Kleinfestritz bei Weißkirchen/Stmk. und ein unverritztes Vorkommen bei Vorau/Stmk.

Die **Eisenglimmerlagerstätte** Waldenstein bei Twimberg/Ktn.

Die ehemalige **Sideritlagerstätte** Schendleck am Semmering/NÖ.

Die Lage dieser untersuchten Mineralisationen ist in einer geologischen Skizze von Österreich dargestellt (Abb. 1).

Die Untersuchungen des Verfassers über die Bildung der ostalpinen Leukophyllitlagerstätten wurden an anderer Stelle veröffentlicht (PROCHASKA 1991, PROCHASKA et al. im Druck). Die zusammengefaßten Ergebnisse werden hier als Beispiel für synmetamorphe/syntektonische Alterationen gebracht, die sich wesentlich von den Bleichungen an epigenetischen (s. l.) Ganglagerstätten unterscheiden.

Die Lagerstätten Waldenstein und Schendleck wurden in der Literatur wiederholt als syngenetische Lagerstätten bezeichnet (BAUMGARTNER 1976, AWAD 1983), die z. T. sehr deutlichen epigenetischen Vererzungsbilder wurden als (jung-?)alpidische in situ Remobilisationen von primär syngenetischen Mineralisationen erklärt. In diesem Fall müßten allerdings auch zumindest die Nebengesteinsglimmer verjüngt worden sein, und die Alterationen müßten ein größeres regionales Ausmaß zeigen. In dieser Arbeit sollen neue Argumente vorgestellt werden, die eindeutig für die primär epigenetische Natur dieser Vererzungen sprechen.

Grundsätzlich scheinen zwei sehr unterschiedliche Typen von Alterationen vorzuliegen:

a: Die Leukophyllite sind syntektonische/synmetamorphe Bildungen, die während der Oberkreide im Zuge des frühalpidschen tektono-metamorphen Ereignisses entstanden. Es erfolgte hier eine vollständige Umkristallisation des Gesteinsbestandes unter duktilen Bedingungen bei Temperaturen von $>400^{\circ}\text{C}$.

b: Die Alterationen an den Vererzungen der Lagerstätten Waldenstein und Schendleck entstanden während niedrigerer Temperaturbedingungen durch den Einfluß hydrothermalen Lösungen. Die Umwandlungen des Nebengesteins sind hier meist unvollständig und scheinen unter relativ statischen Bedingungen vor sich gegangen zu sein. Ein primärer chemischer Dispersionshof um die Vererzungen ist zu erkennen.

2. Die Leukophyllitlagerstätten

Leukophyllite sind sämtliche technisch-wirtschaftlich verwertbaren Gesteine, die in ihren Hauptgemengteilen aus Chlorit und Muskovit (Serizit) bestehen und die infolge metasomatisch-hydrothermalen Vorgänge aus zumeist saurem Ausgangsmaterial (Granite, Granitgneise etc.) entstanden sind. Da diese Gesteine immer in Scherzonen unter tektonischer Durchbewegung entstehen, gehören sie zu den Phylloniten.

Die Untersuchungen über Geochemie und Genese der Leukophyllite wurden im Wesentlichen an zwei Objekten durchgeführt:

1. Die Lagerstätte Kleinfestritz bei Weißkirchen/Stmk.
2. Ein unverritztes Leukophyllitvorkommen bei Vorau/Stmk.

2.1 Geologische Position der untersuchten Vorkommen

Lagerstätte Kleinfestritz

Der Leukophyllitbergbau befindet sich im Kotgraben im Gemeindegebiet von Kleinfestritz etwa 10 km SE von Zeltweg. Leukophyllit wird hier ausschließlich im Untertageabbau gewonnen und in Weißkirchen aufbereitet und verarbeitet. Die Lagerstätte liegt im Bereich des Gneis-Komplexes des Gleinalmkristallins und wird

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
 von einer etwa 15 m mächtigen Scherzone gebildet mit Paragneis sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. In diesen Paragneisen treten Augengneislagen auf, die gelegentlich im Hangenden der Lagerstätte aufzufinden sind. Basische Gesteine, die in dieser Serie an anderen Stellen häufig vorkommen (Bändergneise, Amphibolite), treten im Bereich der Lagerstätte nicht auf. Die tektonisierte Zone fällt mit ca. 20° nach SE ein.

Nach FRANK et al. (1976) ist für die Bildung der tiefsten Einheit ein Alter von 500 Mio. Jahren anzunehmen (Gleinalm). NEUBAUER (1988) stellt die Bildung des Kernkomplexes und einiger Ophiolitvorkommen in das Präkambrium.

K/Ar-Altersbestimmungen an Muskoviten bzw. Seriziten zeigen, daß sowohl die Glimmer aus den Leukophylliten als auch die Nebengesteinsmuskovite während der Abkühlung gleichzeitig die Schließungstemperatur für die Muskovite von ca. 350° C erreichten (Tab. 1). Die Serizite in den Alterationen der Au-As-Vererzung Samer im Kotgraben, die an steilstehende, spröde deformierte Strukturen gebunden ist, scheinen mit einem Alter von ca. 70 Mio. Jahren an das Spätstadium der altpalpidischen Metamorphose gebunden zu sein. Die jungen, steilstehenden Störungen in der Leukophyllitlagerstätte zeigen alle abschiebende Bewegungsrichtungen, die möglicherweise mit dem Beginn des Einsinkens der Tertiärbecken in Zusammenhang stehen. Die Serizite aus den Kluffletten dieser Strukturen zeigen ein Alter von ca. 60 Mio. Jahren.

Tabelle 1: Ergebnisse der K/Ar-Datierung an Mineralen aus dem Bereich der Lagerstätte Kleinfelstritz.

Mineral	Korngröße (mm)	Lithologie	Alter (mio Jahre)
1. Muskovit	0.15 - 0.25	quarzreicher Leukophyllit aus der Lagerstätte Kleinfelstritz	82.2 ± 0.8
2. Muskovit	0.071 - 0.15	nicht alterierter Paragneis aus den Nebengesteinen der Lagerstätte	79.6 ± 0.8
3. Serizit	<0.002	Alterationszone der Arsenkiesvererzung Samer im Kotgraben	70.7 ± 0.7
4. Serizit	<0.002	"Klufflette" aus abschiebenden Störungen in der Lagerstätte Kleinfelstritz	60.2 ± 0.6

Das Leukophyllitvorkommen von Vorau

Das untersuchte Vorkommen befindet sich auf Blatt 136 Hartberg der ÖK 1:50.000. Die Aufschlüsse liegen in der Nähe von Vorau ca. 300 m bachwärts vom Gehöft Franzel in der Mühl. Die Leukophyllite sind durch einen Seitenbach des Weißenbachs auf eine Länge von etwa 200 m aufgeschlossen (NEUBAUER et al. 1990).

Die geologische Stellung dieses Leukophyllitvorkommens ist der Grenzbe-
 reich des Waldbachkristallins und des tektonisch hangenden Raabalpenkristallins. Die prägende Metamorphose dieser Kristallinblöcke erfolgte präalpidisch, die untersuchte Leukophyllitbildung stellt allerdings eine völlige Überprägung und Rekristallisation dieses variszischen Mineralbestandes entlang flachliegender Scherzonen während des Frühalpidikums dar.

Die Leukophyllite dieses Aufschlusses befinden sich zwischen Orthogneisen granitischer Zusammensetzung (Grobgneisen) und einer Paragneisserie. Die Leukophyllitlage selbst zeigt ein sehr flaches Einfallen (ca. 5°) nach W, die wahre Mächtigkeit ist deshalb nur ungenau abzuschätzen und beträgt ca. 20 bis 30 m. Das Ausgangsgestein für diese Leukophyllite dürften hauptsächlich die Orthogneise gewesen sein, die z. T. noch als linsige Körper in den Leukophylliten auftreten. Umwandlungen von Paragneisen sind nur selten zu beobachten.

2.2 Petrographische Beschreibung der Leukophyllite

Die Ausgangsgesteine der Leukophyllitbildung

Die Ausgangsgesteine der Leukophyllitbildung sind im Fall der Lagerstätte Weißkirchen sowohl Paragneise als auch Orthogneise, die eine amphibolitfazielle Metamorphoseprägung aufweisen. Die Paragneise (Plagioklasgneise) bestehen in ihren Hauptkomponenten aus Quarz, Plagioklas, Granat und Biotit. Die Orthogneise (Augengneise) setzen sich aus Mikrolin, Plagioklas, Quarz und Biotit mit untergeordnet Granat zusammen.

Das primäre Ausgangsmaterial der Leukophyllite aus Vorau ist sicherlich der granitische Grobgnais. Unter dem Mikroskop zeigt dieser Granitgneis bereits Anzeichen einer retrograden Überprägung. Zur primären metamorphen Paragenese gehören perthitische Kalifeldspate (mit Wachstumseinschlüssen von Quarz und Plagioklas), Biotit und Oligoklas, der typischerweise von Seriziten gefüllt ist. Charakteristisch für die retrograde Überprägung im Zuge der Leukophyllitbildung sind Hellglimmerlagen, in denen gehäuft Epidotneubildungen auftreten. Eine deutliche Chloritisierung der Biotite und die Serizitisierung der Plagioklase gehören ebenfalls zu diesem retrograden Ereignis.

Die hydrothermal alterierten Gesteine:

in der Lagerstätte Kleinfeldstritz können i. a. zwei Haupttypen von Leukophylliten unterschieden werden:

1. ein Quarz-Muskovit-dominierter Typ.
2. ein Chlorit-dominierter Typ.

Eine exakte Unterscheidung dieser beiden Typen ist nur in ihren Endgliedern möglich. Häufig findet man Übergänge zwischen diesen beiden. Generell sind aber die liegenden Bereiche (6 bis 7 m) dem chloritreichen Typ zuzuordnen, während die hangenden Teile der Lagerstätte von hellen, quarzreichen Leukophylliten gebildet werden.

Diese Gesteine bestehen aus Quarz, Muskovit und Chlorit (ein Fe-armer Klinochlor) in wechselnden Anteilen. Selten sind Varietäten, die fast ausschließlich aus Chlorit bestehen. Bei den hellen, quarzreichen Leukophylliten gibt es plagioklasführende Varietäten, wobei der Oligoklas ebenfalls eine Neuspaltung im Zuge der Leukophyllitisierung ist. Akzessorische Gemengteile sind Rutil, Disthen, Zirkon und Apatit, wobei die Gehalte an Rutil und Zirkon mit fortschreitender Alteration zunehmen. Bei extrem stark alterierten Gesteinen werden allerdings auch diese Minerale instabil.

Bei den Leukophylliten von Vorau tritt nur ein Typ auf. Es handelt sich dabei um Muskovit-Quarzgesteine, die petrographisch mit den oben beschriebenen hellen, quarzreichen Leukophylliten aus Kleinfeldstritz ident sind. Es wird daher auf eine detaillierte petrographische Beschreibung verzichtet und auf die Quarz-Chlorit-Muskovitschiefer von Weißkirchen verwiesen. Auch hier treten als Hauptkomponenten Quarz und Muskovit auf, untergeordnet findet man Chlorit, Disthen und Rutil.

Tabelle 2: Ergebnisse der Haupt- und Spurenelementanalysen der Proben aus Kleinfestritz. Hauptelemente in %, Spurenelemente in ppm, Fe total als FeO.

Probe	PR-WK-1	PR-WK-3	PR-WK-4	PR-WK-6	PR-WK-7	PR-WK-8	PR-WK-9	PR-WK-10	PR-WK-11	PR-WK-12	PR-WK-14	PR-WK-15
Gestein	Qz-Mu- Leuko	Qz-Mu- Leuko	Chl- Leuko	Chl- Leuko	Chl- Leuko	Para- gneis	Chl- Leuko	Bi-Fsp- Chl-Leuko	Para- gneis	granit.- Gneis	Para- gneis	Augen- gneis
SiO ₂	75,31	75,23	33,41	39,14	58,08	64,43	62,28	52,88	62,69	76,13	70,95	73,62
TiO ₂	0,16	0,20	0,34	4,37	0,16	0,72	0,71	2,02	0,76	0,15	0,41	0,23
Al ₂ O ₃	12,32	12,72	22,40	18,15	19,17	14,98	13,79	16,17	15,96	12,79	15,56	13,59
FeO	1,08	1,46	6,34	9,50	2,53	4,88	3,22	8,45	5,32	1,34	3,01	1,51
MnO	3,69	0,00	0,03	0,05	0,01	0,08	0,03	0,04	0,11	0,01	0,07	0,04
MgO	0,15	1,92	24,00	18,12	9,45	1,66	8,36	7,34	2,76	0,27	1,55	0,38
CaO	0,45	0,18	0,22	1,16	0,11	2,83	0,84	0,85	3,33	1,53	1,87	1,01
Na ₂ O	0,45	1,25	0,13	0,06	0,26	3,57	1,14	1,08	3,34	4,10	2,55	2,85
K ₂ O	3,29	3,41	0,42	0,17	3,88	2,91	1,16	8,13	2,23	1,34	1,57	4,60
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,02	0,15	0,12	0,14	0,08	0,11	0,16	0,04	0,10	0,08
GV	3,12	2,24	11,63	8,42	5,57	2,52	7,67	2,80	2,25	1,82	1,72	1,65
total	99,61	98,67	98,84	99,29	99,34	98,72	99,08	99,87	98,91	99,52	99,36	99,56
Ba	204	n.b.	62	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	595	118	108	257
Sr	5	14	8	8	8	388	65	8	393	102	94	96
Rb	63	71	11	6	75	73	17	10	68	51	44	251
Zr	111	128	118	362	133	262	259	160	219	320	216	233
Nb	13	n.b.	12	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	11	16	11	15
Sc	7	6	8	45	11	16	11	33	16	11	11	7
Ni	24	39	104	84	34	57	40	142	31	8	24	13
Co	1	1	7	20	2	20	4	67	14	2	5	3
V	24	20	75	351	10	38	10	170	199	28	98	27
Th	11	12	17	2	12	5	7	1	13	28	15	30
La	36,00	34,00	5,30	79,00	30,00	8,50	27,00	32,00	13,00	40,00	6,80	23,00
Ce	94,00	76,00	15,00	157,00	70,00	89,00	38,00	98,00	39,00	80,00	39,00	59,00
Nd	13,00	20,00	96,00	53,00	18,00	73,00	37,00	43,00	33,00	19,00	46,00	37,00
Sm	8,40	7,50	0,40	28,00	8,60	5,70	6,00	5,80	7,00	7,00	6,00	5,00
Eu	0,45	0,45	0,35	4,30	0,72	1,40	0,50	0,32	0,98	0,44	0,90	0,61
Tb	2,20	1,80	3,20	5,20	3,10	0,97	1,60	1,40	0,75	1,60	0,64	0,55
Dy	12,00	9,50	20,00	24,00	18,00	4,20	9,50	7,70	5,30	13,00	4,30	3,50
Yb	6,70	4,10	11,10	6,20	9,70	2,80	5,30	6,10	2,10	8,40	3,30	2,60

Fortsetzung von Tabelle 2.

Probe	PR-WK-20	PR-WK-21	PR-WK-22	PR-WK-23	PR-WK-24	PR-WK-25	PR-WK-26	PR-WK-27	PR-WK-28	PR-WK-29	PR-WK-30a	PR-WK-30b
Gestein	Orthogneis	Gz-Mu-Leuko	Qz-Mu-Leuko	Qz-Mu-Leuko	Phlog.-Schiefer	Gz-Mu-Leuko	Chi-Leuko	Qz-Mu-Leuko	Chi-Mu-Leuko	Chi-Leuko	Paragneis	Paragneis
SiO ₂	78,76	78,31	76,30	74,65	42,40	79,77	41,67	71,97	53,37	28,13	55,39	56,09
TiO ₂	0,17	0,14	0,16	0,16	0,13	0,14	6,37	0,15	0,89	0,22	1,09	0,90
Al ₂ O ₃	12,39	13,24	13,15	13,04	13,53	13,23	17,12	14,27	19,99	23,29	18,52	16,83
FeO	0,98	1,06	1,19	1,41	7,81	0,59	5,79	1,40	4,31	9,57	7,72	9,02
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,08	0,07	0,08
MgO	0,76	1,62	3,36	5,42	22,19	1,18	21,05	5,72	11,11	27,38	4,53	5,49
CaO	0,44	0,34	0,00	0,00	0,21	0,12	0,00	0,00	0,31	0,00	4,36	4,24
NegO	4,63	0,53	0,00	0,00	0,00	0,52	0,00	0,00	0,63	0,00	3,23	2,50
K ₂ O	1,23	3,15	2,84	2,27	7,38	2,70	0,17	2,51	2,40	0,37	0,36	0,34
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,04	0,05	0,01	0,06	0,02	0,03	0,13	0,03	0,58	0,34
GV	0,95	1,52	2,82	3,52	6,42	1,12	6,61	3,22	5,78	11,51	4,31	4,31
total	100,36	99,97	99,69	100,52	100,10	99,43	98,83	99,27	98,93	100,58	99,70	100,14
Ba	48	250	182	142	42	138	-	260	311	67	53	81
Sr	17	17	4	8	8	50	-	8	136	2	394	304
Rb	60	110	76	64	547	71	11	70	63	15	21	29
Zr	112	92	98	104	5	99	377	109	255	139	161	144
Nb	13	11	11	14	3	9	32	8	13	13	15	7
Sc	5	5	6	4	5	4	6	6	14	5	22	38
Ni	3	12	5	2	31	7	19	3	31	25	27	28
V	11	11	12	13	53	4	349	18	106	38	125	213
Th	11	11	10	10	7	15	4	6	20	8	2	14
Y	61	66	64	78	-	65	55	66	61	142	43	26

2.3 Geochemische Untersuchungen der Leukophyllite

Wegen der Ähnlichkeit der geochemischen Charakteristika der Leukophyllite aus den beiden Untersuchungsgebieten werden sie in diesem Kapitel gemeinsam behandelt. Die Leukophyllite von Voralpe sind mit den hellen, quarzreichen Varietäten aus Kleinfeldtritz ident. Die Analysenergebnisse sind in Tab. 2 und Tab. 3 aufgelistet.

Tabelle 3: Ergebnisse der Haupt- und Spurenelementanalysen der Proben aus Voralpe.

Proben Nr.	PR-LV 15	PR-LV-16	PR-LV-17	PR-LV-18	PR-LV-19	PR-LV-20	PR-LV-21
Gestein	Ortho- gneis	Qz-Mu- Leuko	Qz-Mu- Leuko	Qz-Mu- Leuko	Qz-Chl-Mu- Leuko	alter Paragneis	alter. Paragneis
Si O ₂	73,32	73,12	73,98	73,85	64,98	61,12	70,51
Ti O ₂	0,26	0,23	0,20	0,24	0,50	0,75	0,40
Al ₂ O ₃	15,20	14,59	14,49	14,08	19,25	20,89	16,77
FeO	1,64	0,48	0,38	0,47	1,82	3,80	2,51
MnO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,04
MgO	0,49	4,79	4,71	4,78	3,78	2,45	1,15
CaO	1,39	0,00	0,00	0,02	0,17	0,56	1,21
Na ₂ O	4,43	0,20	0,21	0,23	0,34	0,41	1,06
K ₂ O	2,08	3,12	2,92	3,01	5,01	5,84	3,99
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,08	0,10	0,19	0,20	0,23
GV	1,22	3,37	3,36	3,35	3,80	3,76	2,59
total	100,19	99,99	100,33	100,13	99,85	99,82	100,46
Ba	266	50	10	33	242	334	262
Cr	5	10	5	6	37	67	28
Nb	13	11	10	10	15	19	12
Ni	9	2	2	5	10	17	5
Pb	21	15	14	9	9	19	12
Rb	75	96	87	90	176	214	164
Sc	4,0	3,5	3,4	3,5	5,6	8,4	4,5
Sr	255	< 5	< 5	< 5	13	33	54
Th	10	8	10	10	11	16	11
U	5,1	1,8	2,7	2,5	3,0	11,13	6,9
V	8	12	6	10	40	77	28
Y	14,2	12,5	20,2	19,8	10,9	17,4	12,0
Zn	32	16	11	14	46	62	45
Zr	110	73	63	72	101	150	101
La	23,4	21,4	22,4	25,3	25,6	42,5	32,9
Ce	43	38	44	46	58	83	62
Nd	17	15	16	17	17	34	27
Sm	3,0	2,6	3,0	3,1	3,7	6,3	5,0
Eu	0,6	0,3	0,3	0,4	0,3	1,7	1,0
Tb	< 0,5	0,6	< 0,5	< 0,5	0,6	< 0,5	< 0,5
Yb	1,4	1,5	1,5	1,3	1,0	1,5	0,9
Lu	0,20	0,20	0,23	0,18	0,16	0,20	0,13

Haupt- und Spurenelemente

Die Alteration entspricht einer Serizitisierung bzw. in einem fortgeschrittenen Stadium einer Chloritisierung. Alle Elemente (auch die „stabilen Elemente“) waren einer unterschiedlich starken Mobilisation unterworfen. Im Zuge der Leukophyllitbildung kam es zu einem Abtransport von Si, Fe, Ca, Na und Sr.

Die positiven Korrelationen von Al, Ti, Nb und Zr mit Mg (Abb. 2) zeigen das ähnliche geochemische Verhalten dieser Elemente bei der Alteration. Weiters weist Mg mit dem leicht mobilisierbaren Na eine gute negative Korrelation auf und korreliert positiv mit den stabilen SSEE (schwere Selten-Erd-Elemente). Diese geochemischen Trends sprechen für einen Abtransport der meisten Hauptelemente im Zuge der Leukophyllitbildung, während sich die stabilen Elemente (einschließlich Mg) durch diesen Mechanismus anreichern. In den am stärksten alterierten Gesteinen werden allerdings auch stabile Elemente wie Nb, Zr und Ti mobilisiert (Abb. 2).

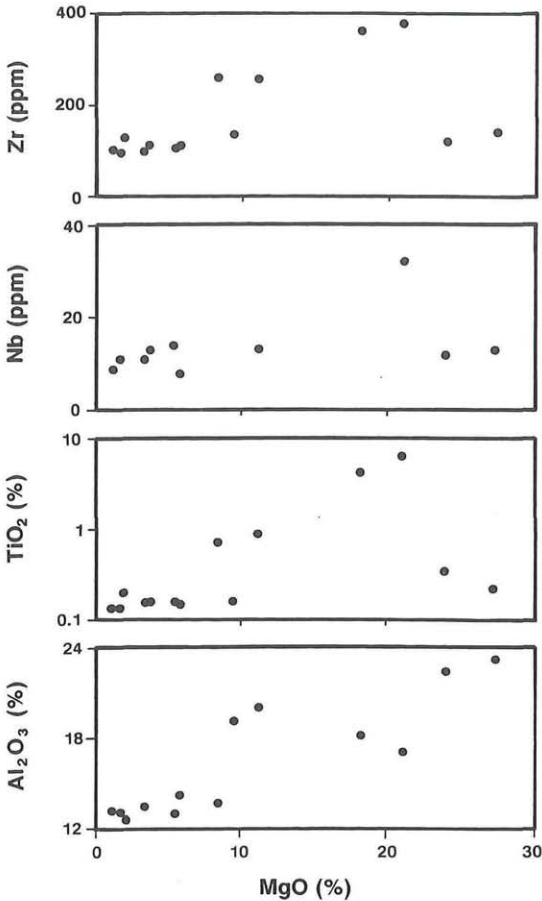


Abb. 2: Korrelationsdiagramme von MgO gegen Al₂O₃, TiO₂, Nb und Zr zeigen das ähnliche geochemische Verhalten dieser Elemente.

Die Selten-Erd-Elemente (SEE)

Die SEE- Verteilungsmuster sind in Abb. 3a, b dargestellt. In den nicht alterierten Gneisen aus dem Nebengestein ist ein deutlicher Abfall von La bis Eu ausgeprägt. Die SSEE zeigen eine flache chondritnormierte Verteilung mit ca. 10fachen Gehalten über der Chondritnorm. Es tritt keine nennenswerte Eu-Anomalie auf (Eu/Sm = 0,122 bis 0,246). Im Gegensatz dazu weisen die SEE-Spektren der Leukophyllite signifikant unterschiedliche Verteilungsmuster auf. Die LSEE der Leukophyllite zeigen zwar im Vergleich mit dem Ausgangsgestein einen ähnlichen Verlauf, d. h. einen starken Abfall von La zu Sm, während die SSEE allerdings eine starke Anreicherung erfahren. Eine Ausnahme bildet der chloritreiche disthenführende Leukophyllit, der an LSEE völlig verarmt ist. Dieser Typus wird für das am stärksten alterierte Gestein gehalten.

Die Gehalte an SSEE sind bei den Leukophylliten im Gegensatz zum Nebengestein 3- bis 4fach erhöht ($\Sigma SSEE_{cn} = 134,1$). Die stärker alterierten chloritreichen Gesteine weisen höhere SSEE-Werte auf als die quarzreichen Leukophyllite. Das wohl auffälligste Merkmal der Leukophyllite ist aber eine sehr starke negative Eu-Anomalie, die bei ausnahmslos allen untersuchten Proben zu finden ist.

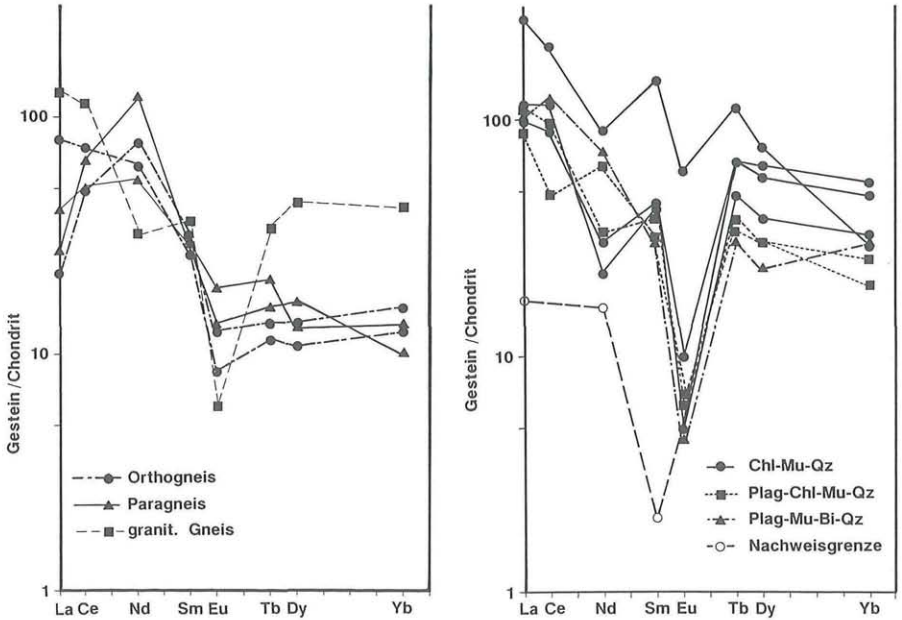


Abb. 3a, b: Chondritnormierte SEE-Verteilung in den Nebengesteinen der Vererzung (3a) und in den Leukophylliten (3b).

2.4 Die Genese der Leukophyllite

Die Leukophyllitbildung ist das Ergebnis einer hydrothermalen Alteration in Scherzonen altpalidischen (?) Alters. Die vertikalen sulfidführenden Störungen in diesem Abschnitt des ostalpinen Kristallins wie z. B. die ehemalige Gold-Arsenikieslagerstätte im Kotgraben nahe der Leukophyllitlagerstätte dürften auf jüngere Hebungen und vertikale Bewegungen im Anschluß an die altpalidische Metamorphose zurückzuführen sein.

Das kohärente Verhalten der stabilen Elemente mit dem Mg läßt die relative Anreicherung dieser Elemente (einschließlich des Mg) durch den Abtransport der anderen Hauptkomponenten sehr wahrscheinlich erscheinen. Die neu kristallisierenden Muskovite und Chlorite nehmen Eu, Ca und Sr nicht auf. Bei der offen-

sichtlich etwas später erfolgten Kristallisation der Plagioklase waren diese Elemente in den koexistierenden hydrothermalen Lösungen jedenfalls schon aus dem System entfernt, da sie sonst in die neugebildeten Hellglimmer bzw. Feldspate eingebaut worden wären. Die Bedingungen bei der Leukophyllitbildung müssen jedenfalls reduzierend gewesen sein, da Eu^{2+} der Feldspate von den mineralisierenden Lösungen nicht zu Eu^{3+} oxidiert wurde und daher von den synmetamorphen Lösungen abtransportiert wurden.

O-Isotopenuntersuchungen, die zur Zeit im Gange sind, weisen auf Temperaturen von 480°C für die Bildung der Leukophyllite von Kleinfestritz hin. Die Charakteristik der Lösungen entspricht der metamorpher Wässer (PROCHASKA et al. in Druck).

3. Die Eisenglimmerlagerstätte Waldenstein/Twimberg, Kärnten

3.1 Die geologische Position der Lagerstätte

Die Hämatitvererzung Waldenstein liegt in den basalen Anteilen des Koralmkristallins. Dieser Bereich ist gekennzeichnet durch eine Abfolge von Metapeliten mit geringmächtigen Einlagerungen von Karbonaten und Amphiboliten. Die Lagerstätte selbst liegt typischerweise im Grenzbereich von Metapeliten (meist Glimmerschiefer) und einer Marmorserie.

Nach umfangreichen strukturellen und geochronologischen Untersuchungen von FRANK et al. (1983) erfuhr dieser Bereich des Koralmkristallins eine dreifache metamorphe Überprägung, wobei alle drei Metamorphosen Amphibolitfazies erreichten. Das älteste Ereignis ist eine Hochtemperaturmetamorphose, die von einer Mitteldruckmetamorphose abgelöst wird. Diese beiden älteren Metamorphosen werden der variszischen Orogenese und dem variszischen metamorphen Ereignis zugezählt. Die jüngste metamorphe Überprägung ist von kretazischem Alter und ist am besten in den tieferen Anteilen des Koralm-Komplexes in der Gegend der Lagerstätte entwickelt. Eine umfangreiche Neusprossung der Muskovite und die Bildung einer zweiten jüngeren Generation von Granat, die von diesen Muskoviten umwachsen wird, wird diesem frühalpidschen Ereignis zugeschrieben. K/Ar-Glimmeralter und Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen aus diesem Bereich ergeben Alter zwischen 80 und 107 Millionen Jahren (MORAUF 1981).

3.2 Petrographie der untersuchten Gesteine

Die unveränderten Nebengesteine

Eine umfangreiche petrographische Beschreibung der verschiedenen Gesteinstypen des Koralm-Kristallins sind bei JUNG (1982) und FRANK et al. (1983) wiedergegeben. Die folgende petrographische Charakterisierung bezieht sich ausschließlich auf Proben, die aus Kernbohrungen stammen, die die gesamte Abfolge Marmor – Erzkörper – Glimmerschiefer einschließlich der dazugehörigen Alterationszonen durchhörtern.

Die ausgezeichnet ausgeprägte Schieferung dieses Gesteins ist auf grobschuppige Muskovite und Biotite zurückzuführen, die das Gestein lagenartig durchziehen. Ältere Granatporphyroblasten erreichen eine Größe von bis zu 5 mm, eine jüngere zweite Granatgeneration tritt in Form sehr kleiner Granate in der Größe von 10 bis $20\ \mu$ auf. Typischerweise wird diese zweite Generation von Granat durch die grobschuppigen Glimmer umwachsen. Die Glimmerblastese, die zweite Granatgeneration und eine umfangreiche Albitisierung werden allgemein der frühalpidschen Metamorphose zugeschrieben.

Die pelitischen Gesteine aus dem Alterationsbereich

Der Grad der Nebengesteinsalteration hängt sehr von der Entfernung des jeweiligen Gesteins zum Erzkörper ab. Dementsprechend können verschiedene Stadien der Alteration beobachtet werden. Da es allerdings keinen einzelnen, gut definierten Erzkörper gibt, sondern zahlreiche, verschieden mächtige Hämatitadern und -linsen, ist die jeweilige Position eines alterierten Gesteins zum entsprechenden Erzkörper nicht immer exakt zu ermitteln.

Die Nebengesteine, die direkt an den Erzkörper angrenzen, sind durch eine intensive Chloritisierung charakterisiert. Dieser Gesteinstyp ist ein Quarz-Chlorit-Muskovit-Schiefer mit unterschiedlichen Anteilen an Kalzit. Es können keine Relikte des primären Biotits, des Plagioklases oder von Granat gefunden werden. Die ursprünglichen Muskovitporphyroblasten sind noch vorhanden, obwohl sie teilweise randlich von feinschuppigem Serizit korrodiert werden. Gelegentlich werden diese grobschuppigen älteren Muskovite teilweise durch eisenreichen Chlorit entlang der Spaltflächen ersetzt. Die noch immer vorhandenen grobschuppigen Muskovite dieses Gesteins sind verantwortlich für die gute Schieferung. Eine deutliche Umschieferung oder die Ausbildung einer neuen zweiten Schieferung kann nicht beobachtet werden. Es treten zwei verschiedene Typen von Pseudomorphosen auf, die einerseits ehemalige Granate darstellen (Chlorit-Serizit-Pseudomorphosen) oder aber Serizitaggregate nach ehemaligen Feldspäten sind. Da die Form dieser Pseudomorphosen noch sehr gut erhalten ist, dürfte während der Alteration keine nennenswerte Durchbewegung dieser Gesteine stattgefunden haben.

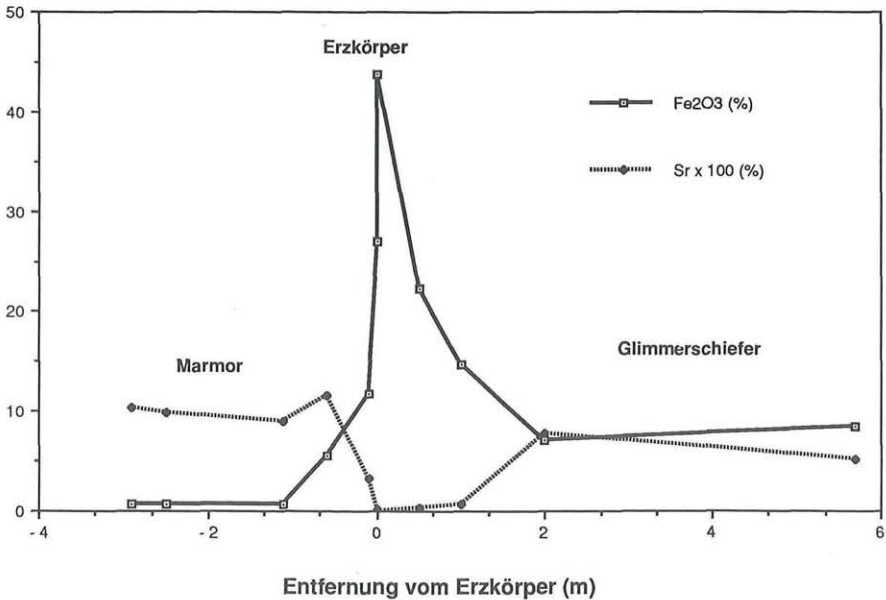


Abb. 4: Geochemische Profile (Fe, Sr) durch die Alterationszone der Lagerstätte Waldenstein.

Die im Zuge dieser Untersuchungen bearbeiteten Erzproben zeigen eine relativ einfache Paragenese. Hämatit ist das Haupterzmineral und tritt in zwei verschiedenen Ausbildungen auf: *Hämatit I* als ältere Generation zeigt regellose Texturen und weist geringere Korngröße auf als die spätere in Klüften rekristallisierte Generation (*Hämatit II*). Hämatit-I-Kristalle weisen häufig Zonierungen auf, wobei die einzelnen Zonen unterschiedliche Ti-Gehalte führen. Diese stammen aus dem Abbau von *Ilmenit*, der deutlich instabil ist und sich zu Hämatit I und *Rutil* umwandelt. In diesen Ilmeniten können als sehr kleine Einschlüsse *Magnetit* auftreten, die offensichtlich zu einer älteren Paragenese (Ilmenit und Magnetit als stabile Phasen) gehören. Hämatit II ist Ti-frei. *Pyrit* kristallisiert eindeutig später als die oben beschriebenen Paragenesen und tritt bevorzugt in den im Erzbereich häufig vorkommenden Chloritschiefern auf.

3.3 Geochemische Untersuchungen

Haupt- und Spurenelementchemismus

Um den Einfluß der mineralisierenden Lösungen auf die Nebengesteine zu untersuchen, wurde eine Beprobung durch die gesamte Serie von den Glimmerschiefern durch den Erzkörper in die Marmore zum Zweck einer geochemischen Analyse durchgeführt (Tabelle 4, Abb. 4). Es zeigt sich, daß die chemische Alteration nur auf sehr kurze Entfernungen an die unmittelbare Nachbarschaft des Erzkörpers begrenzt ist. Sehr charakteristisch für diese Mineralisation ist das geochemische Verhalten der Elemente Fe, Sb, Sr, Al und Zr. Die Elemente Fe und Sb zeigen eine Zunahme gegen die Vererzung hin, sowohl am Kontakt zu den Glimmerschiefern als auch am Kontakt zu den Marmoren. Sr hingegen bildet eine allgemein negative Aureole aus. Die generell als immobil geltenden Elemente Al und Zr zeigen in den Glimmerschiefern eine Abnahme mit Annäherung an den Erzkörper.

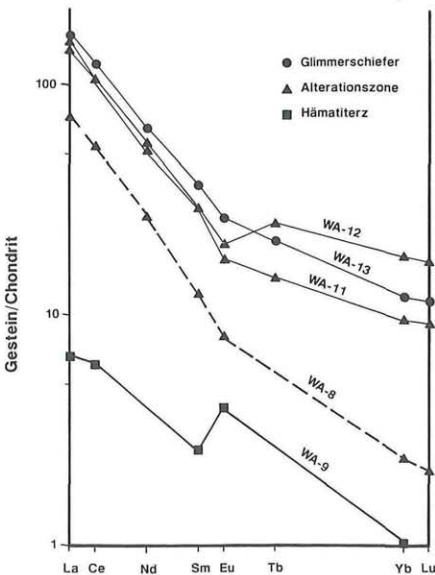


Abb. 5: Chondritnormierte SEE-Verteilung in den Nebengesteinen, der Alterationszone und in den Erzen der Eisenglimmerlagerstätte Waldenstein.

Die Kontaktzone vom Marmor zum Erzkörper ist an diesen Elementen allerdings angereichert, was doch auf eine gewisse Mobilität dieser Elemente über kurze Distanzen schließen läßt.

Das geochemische Verhalten der Selten-Erd-Elemente

Das geochemische Verhalten der SEE hat für genetische Aussagen eine gewisse Signifikanz. Es wurde daher der Kontakt von den Glimmerschiefern zum Erzkörper detailliert untersucht, die Ergebnisse sind in Abb. 5 graphisch dargestellt. Die Probe WA-13 ist ein von der Alteration nicht betroffener Glimmerschiefer und zeigt eine steile SEE-Verteilung mit einem Abfall in Richtung der SSEE. Dieses steile SEE-Muster ist für alle untersuchten Gesteine auch aus der Alterationszone typisch, allerdings erfolgt mit zunehmender Alteration eine deutliche Abnahme speziell der SSEE. Die LSEE zeigen in bezug auf die Alteration ein relativ stabiles Verhalten. Bemerkenswert im Hinblick auf genetische Aussagen ist, daß während der Alteration keine spezielle Eu-Anomalie entwickelt wurde (siehe Diskussion).

Tabelle 4: Ergebnisse der Haupt- und Spurenelementanalysen der Proben aus Waldenstein.

Proben Nr.	PR-WA - 1	PR-WA - 2	PR-WA - 3	PR-WA - 4	PR-WA - 5	PR-WA - 6	PR-WA - 7	PR-WA - 8	PR-WA - 9	PR-WA - 10	PR-WA - 11	PR-WA - 12	PR-WA - 13	
Gestein	Marmor	zunehmende Alteration						Chl- Schiefer	aller- Schiefer	Häm- Chl-Erz	zunehmende Alteration			Glimmer- schiefer
SiO ₂	3,27	3,58	4,86	4,18	39,57	41,79	46,57	72,22	37,50	51,65	47,04	49,32	52,80	
TiO ₂	0,10	0,13	0,13	0,13	0,41	0,35	2,85	1,06	0,49	0,72	1,14	0,69	0,90	
Al ₂ O ₃	2,35	2,75	3,37	2,64	9,03	12,45	18,40	14,15	6,19	12,53	18,89	17,12	20,34	
Fe ₂ O ₃	0,62	0,67	0,77	5,52	11,69	26,94	16,19	4,20	43,75	22,32	14,77	7,16	8,61	
MnO	0,02	0,02	0,03	0,33	0,35	0,07	0,07	0,00	0,11	0,07	0,09	0,10	0,08	
MgO	18,58	12,02	17,62	19,21	11,99	10,30	4,10	0,83	3,32	5,28	5,21	2,98	3,19	
CaO	30,18	37,13	28,83	26,81	12,97	0,18	1,53	0,32	2,79	0,91	2,44	13,46	5,89	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	
K ₂ O	0,62	0,82	1,17	0,04	0,38	0,00	4,63	4,46	0,00	0,63	3,95	1,72	3,82	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,17	0,51	0,19	0,11	0,14	0,16	0,12	0,12	
LOI	43,63	42,99	42,07	41,03	12,61	6,94	5,30	2,95	4,85	5,95	6,66	7,53	3,06	
total	99,37	100,11	99,85	99,89	99,10	99,19	100,15	100,38	99,11	100,20	100,35	100,20	99,82	
As	<2	<2	<2	<2	<2	n.a.	<2	<2	3	4	<2	<2	<2	
Ba	166	132	228	<20	76	151	<20	449	<20	20	266	225	502	
Cr	10	12	11	11	30	240	43	57	32	73	98	88	100	
HI	0,7	1,3	1,5	1,5	8,1	n.a.	5,3	7,2	3,0	4,3	4,1	3,5	3,2	
Nb	<0,5	3	2	3	13	28	6	16	10	15	19	16	18	
Ni	3	9	10	3	14	20	9	17	4	30	25	32	36	
Pb	24	27	16	11	9	5	8	8	12	6	10	23	26	
Fb	13	19	26	4	13	193	6	180	7	36	162	85	180	
Sb	<0,2	<0,2	0,2	1,5	2,8	n.a.	47,0	5,7	8,9	4,6	8,1	1,4	0,6	
Sc	1,2	1,9	1,5	1,5	5,1	n.a.	30,7	10,9	5,3	10,3	18,0	17,3	19,3	
Sr	1037	993	894	1164	330	10	<2	32	4	43	75	784	515	
Th	1	1	1	1	10	n.a.	3	10	5	11	16	12	14	
U	0,8	1,7	1,1	2,1	6,5	n.a.	1,6	2,0	1,2	1,8	2,6	3,3	3,1	
V	11	17	20	15	32	196	35	99	14	55	124	101	127	
Y	3,9	7,0	3,9	4,4	15,8	8,6	5,4	3,3	10,2	10,8	13,5	31,4	22,6	
Zn	107	89	65	38	32	20	40	14	13	26	67	102	107	
Zr	82	91	96	86	271	151	294	217	89	102	130	150	145	

3.4 K/Ar-Datierung

Die Diskussion um die Genese der Eisenglimmerlagerstätte Waldenstein war in den letzten Jahrzehnten sehr widersprüchlich. Jene Autoren, die eine syngenetische Entstehung der Lagerstätte postulierten, interpretierten die deutlich epigenetischen Vererzungsbilder dieser Lagerstätte als alpidische Remobilisationen. Die Altersuntersuchungen wurden daher durchgeführt, um den zeitlichen Zusammenhang zwischen der Alterationszone und den metamorphen unveränderten Nebengesteinen zu untersuchen. Es scheinen in diesem Zusammenhang zwei Resultate möglich zu sein:

1. Es besteht kein Unterschied zwischen den Glimmeraltern aus der Alterationszone und dem Nebengestein. In diesem Fall müßte die Mineralisation älter sein als die oberkretazische Metamorphose. Über die Art der präalpidischen Genese der Lagerstätte wäre in diesem Fall vom Standpunkt der K/Ar-Altersdatierung keine Interpretation möglich.

- © Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter: www.biologiezentrum.at
2. Das Alter der Glimmer aus der Alterationszone ist jünger als das entsprechende Glimmeralter der unveränderten Nebengesteine. In diesem Fall ist nur eine Interpretation im Sinne einer postkretazischen epigenetischen Entstehung möglich. Eine spätalpine in situ-Mobilisation und alpidisch metamorphe Überprägung würde notwendigerweise nicht nur die Glimmeralter aus der Alterationszone, sondern auch die entsprechenden Glimmeralter aus den Nebengesteinen verjüngen.

Die regionalen K/Ar-Alter der Muskovite in dieser Gegend liegen im Bereich zwischen 80 und 110 Millionen Jahren und zeigen eine deutliche Abhängigkeit zur Korngröße und zum Grad der Reequilibration der variszischen Glimmer. Aus einer Probe aus der Alterationszone der Lagerstätte Waldenstein wurden nun einerseits die grobschuppigen, alten Glimmer isoliert, andererseits wurde aber auch die Fraktion $<2 \mu$ abgetrennt. Das Alter dieser Glimmer, die durch die Alteration von Plagioklasen und Granaten hervorgegangen sind, muß nun notwendigerweise dem Alter der Alteration entsprechen. Das K/Ar-Alter dieser feinkörnigen Fraktion wurde mit **46,1 ± 0,46 Millionen Jahren** ermittelt und zeigt damit ein eigenständiges tertiäres, hydrothermales Ereignis an. Da eine Verunreinigung dieser 2μ -Fraktion durch Bruchstücke der alten grobschuppigen Glimmer nicht zu vermeiden ist, dürfte das wahre Alter der Serizitisierung und Alteration etwas jünger sein.

3.5 Genese der Eisenglimmerlagerstätte Waldenstein

Die Datierung der eindeutig mit der Vererzung im Zusammenhang stehenden Alteration und Serizitisierung der unmittelbaren Nebengesteine und die Art der geochemischen Alteration weisen eindeutig auf eine tertiäre hydrothermale Bildung dieser Lagerstätte hin. Eine tertiäre Remobilisation (durch Metamorphose) einer z. B. syngenetischen Lagerstätte hätte auch die Nebengesteine außerhalb des chemisch imprägnierten und alterierten Bereiches verjüngen müssen. Die Umwandlung von Magnetit zu Hämatit und die Oxidation des Eu^{2+} zeigen eine Veränderung zu oxidierenden Bedingungen an, die wahrscheinlich die Immobilisierung und die Ausfällung des Fe als Fe^{3+} bewirkten.

Eine mögliche Quelle für die hydrothermalen Lösungen, die diese Vererzung verursachten, ist eventuell die penninische Metamorphose in tieferliegenden Krustenabschnitten, wobei die Lösungen an Schwächezonen, die mit dem Lavantaler Becken bzw. der Lavantaltörung in Verbindung stehen, aufstiegen. Eine weitere Möglichkeit wäre der Einfluß tertiärer Intrusiva (ähnlich dem Bachern-Granit). Isotopenuntersuchungen zur Herkunft der Erzlösungen sind im Gange.

4. Die Sideritlagerstätte Schendleck / Semmering, NÖ

4.1 Geologische Position der Lagerstätte

Die Lagerstätte Schendleck liegt am E-Ende der Grauwackenzone, die die primäre paläozoische Basis der Nördlichen Kalkalpen darstellt. In ihrem E-Abschnitt ist die Grauwackenzone in die hangende Norische Decke mit vorwiegend altpaläozoischen Abfolgen und in die liegende Veitscher Decke karbonischen Alters gegliedert. Die Lagerstätte Schendleck liegt gänzlich im sogenannten Blasseneckporphyroid, einem markanten Schichtglied der Norischen Decke der Grauwackenzone. Diese ehemalige Ignimbritlage liegt heute in epimetamorphem Zustand vor und zeigt generell eine sehr konstante Zusammensetzung.

Im Bereich der Lagerstätte stellt der Porphyroid eine isolierte Kuppe dar, die nach BAUMGARTNER (1974) in ihrer streichenden Erstreckung von rechtssinnigen

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
 Transversalstörungen begrenzt ist. Dieser Autor berichtet auch von tuffogenen Einschaltungen im Porphyroid, das „Sideritlager“ liegt nach obigem Autor konkordant im Übergangsbereich von grobkörnigem Porphyroid zu diesen Tuffen.

BAUMGARTNER (1976) gliedert die Erzvorkommen der Grauwackenzone in vier unabhängige und genetisch verschiedene Typen, wobei die älteste Vererzung, der „Typus Schendleck“, als eine syngenetische, an den ordovizischen Vulkanismus gebundene Mineralisation ausgewiesen wird.

Der Frage, ob es sich bei der Sideritvererzung Schendleck um eine epigene Gangvererzung handelt oder um ein mit dem ordovizischen Vulkanismus syngenetisches Lager, wurde besonderes Augenmerk geschenkt. Es ist in diesem Zusammenhang von größter Bedeutung, ob es sich bei den Nebengesteinen um tuffogene Bildungen, oder um postmetamorphe Alterationen handelt.

4.2 Petrographische Beschreibung der alterierten Gesteine

Im Lagerstättenbereich liegen alle Übergänge von schwach alterierten Porphyroiden bis zu extrem umgewandelten, fast monomineralischen Serizitphylliten vor. In einer Entfernung von etwa 10 m zeigt das Nebengestein noch durchaus den

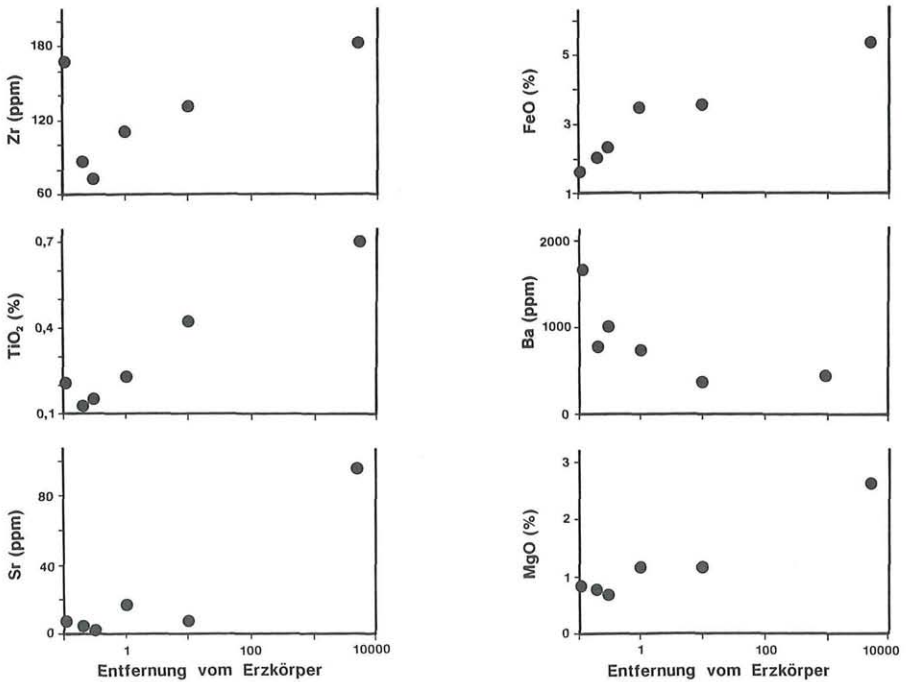


Abb. 6: Geochemische Profile durch die Alterationszone der Sideritvererzung Schendleck.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
 Habitus von Porphyroiden, im mikroskopischen Bereich allerdings ist auch hier eine vollständige Serizitisierung der Feldspate und eine Korrosion der Porphy-quarze durch die Serizitmatrix zu erkennen. Untergeordnet treten reliktsche grob-schuppige Muskovite auf. Die Serizitisierung, die Korrosion der Quarze und die seltene Bildung von späten Sideritklüftchen stehen eindeutig mit der Mineralisation im Zusammenhang und stellen eine postmetamorphe Alteration dar.

Bei weiterer Annäherung an den etwa 2 bis 3 m mächtigen Sideritgang treten monomineralische Serizitphyllite auf. Es erfolgt hier eine Quarzmobilisation in mm bis cm mächtigen Lagen, wobei allerdings der pauschale SiO₂-Gehalt des Gesamtgesteins über einen größeren Bereich gleichbleibt.

4.3 Geochemische Untersuchungen

Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen sind in Abb. 6 und in Tab. 5 dargestellt. Das auffallendste Kriterium der Nebengesteine der Lagerstätte Schendleck ist der fast vollständige Abtransport und die Mobilisation von Ca und Sr aus einer Alterationszone von mehreren 10-er m. Während dieses Vorganges wurden, wie oben beschrieben, die Feldspate serizitisiert, es wurden aber keine neuen Mineralphasen gebildet um diese Elemente zu fixieren. Ein weiteres entscheidendes Merkmal der chemischen Alteration mit Annäherung an den Erzkörper ist der allmähliche, konstante Abfall des Fe-Gehaltes vom unveränderten Porphyroid zum Sideritgang (Abb. 6). Der FeO-Gehalt im Porphyroid (PR-SK-12) beträgt 5,35% und fällt am unmittelbaren Kontaktbereich (PR-SK-4) auf 1,68% ab. Die FeO-Gehalte des Sideritganges liegen bei ca. 30% (BAUMGARTNER 1976).

Die Fe-Werte zeigen eine deutliche negative Korrelation zum Ba-Gehalt. Dieser steigt von 453 ppm im Porphyroid auf 1672 ppm am Kontakt zum Gang und belegt damit eine Ba-Zufuhr durch die erzbildenden Lösungen. Weiters soll hier

Tabelle 5: Ergebnisse der Haupt- und Spurenelementuntersuchungen der Proben aus der Sideritlagerstätte Schendleck/Semmering, Zahlen in Klammern entsprechen der Entfernung zum Erzkörper.

Probe Gestein	PR-SK-2 alterierter Porph. (10)	PR-SK-3 alterierter Porph. (0,3)	PR-SK-4 alterierter Porph. (0,1)	PR-SK-5 Siderit- erz	PR-SK-10 alterierter Porph. (1)	PR-SK-11 alterierter Porph. (0,2)	PR-SK-12 Porphyroid (5000)	PR-SK-13 Tuff	PR-SK-14 Phyllit
Si O ₂	72,18	72,70	56,71	41,68	70,01	75,34	65,18	57,60	73,31
Ti O ₂	0,42	0,15	0,21	0,03	0,23	0,13	0,70	1,03	0,67
Al ₂ O ₃	13,98	15,92	26,81	1,22	15,72	14,59	15,26	22,10	15,16
FeO	3,54	2,34	1,68	30,99	3,48	2,05	5,35	5,70	2,57
MnO	0,15	0,10	0,00	0,95	0,18	0,07	0,05	0,02	0,00
MgO	1,19	0,70	0,88	3,92	1,16	0,77	2,63	2,41	0,94
CaO	0,03	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	2,03	0,03	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	2,13	0,00	3,18
Na ₂ O	4,70	5,00	8,62	0,00	5,02	4,65	3,05	7,14	1,67
P ₂ O ₅	0,12	0,03	0,03	0,02	0,06	0,03	0,14	0,11	0,10
GV	4,08	3,32	4,10	20,33	3,18	3,01	3,20	4,02	2,10
total	100,39	100,26	99,04	99,44	99,89	100,64	99,72	100,16	99,72
As	5	11	20	18	2	6	2	16	8
Ba	375	1017	1672	20	786	783	453	766	497
Br	110	12	8	140	2	1	1	3	3
Nb	10,8	12,8	14,7	2,0	13,2	8,9	9,0	19,1	6,8
Sb	7,7	6,0	6,7	5,4	6,9	6,4	0,7	3,0	219
Sc	11,0	8,2	23,4	22,3	7,9	4,4	20,8	18,5	1,1
Sr	7,6	1,0	7,7	0,01	17,0	5,0	96,0	10,0	16
Y	35	68	31	20	100	27	21	142	31
Zn	12	13	14	21	11	12	58	67	14
Zr	131	73	169	43	111	87	182	170	199
La	74,00	21,90	44,40	0,50	42,20	27,30	30,00	62,60	44,30
Ga	130,00	44,00	70,00	3,00	143,00	51,00	62,00	117,00	88,00
Ni	54,00	20,00	25,00	5,00	42,00	17,00	26,00	45,00	32,00
Sm	8,80	4,40	4,20	1,10	10,00	3,60	4,70	7,90	5,40
Eu	1,90	1,70	1,30	0,80	2,40	1,10	0,90	1,20	1,20
Tb	0,90	1,50	1,10	0,70	3,40	0,50	0,60	1,20	0,80
Yb	3,40	6,30	4,10	2,70	8,70	1,80	2,30	3,50	2,30
Lu	0,51	0,94	0,62	0,41	1,20	0,29	0,35	0,50	0,36

Untersuchungen von unveränderten Phylliteinlagerungen im Porphyroid zeigen, daß sich deren Gehalte an einigen signifikanten Elementen von denen des Porphyroids kaum unterscheiden (siehe auch Kapitel Genese). Diese syngenetischen Phylliteinschlaltungen weisen zwar auch niedrige Ca- und Sr-Gehalte auf (führen keinen Feldspat), sie führen aber im Gegensatz zu den Alterationsprodukten höhere und mit den Porphyroiden vergleichbare Gehalte an Fe, Mg, Zn und Ti.

Die SEE zeigen ein typisches Verteilungsmuster (Abb. 7): Während die LSEE des unveränderten Porphyroids und der Alterationsgesteine keine wesentlichen Unterschiede zeigen, sind die SSEE in den veränderten Nebengesteinen deutlich angereichert. Da diese Elemente durch Karbonatkomplexierung bevorzugt transportiert werden, liegt der Schluß nahe, daß diese Elemente mit den hydrothermalen Lösungen zugeführt wurden und durch die Sideritbildung immobilisiert wurden. Dieses Verhalten der SEE steht im Gegensatz zu den Leukophylliten, wo diese Elemente nicht zugeführt wurden und zusammen mit den stabilen Elementen relativ angereichert wurden. Am Schendleck werden auch immobile Elemente wie Ti und Zr mit zunehmender Annäherung an die Vererzung, d. h. mit zunehmender Alteration, abgeführt.

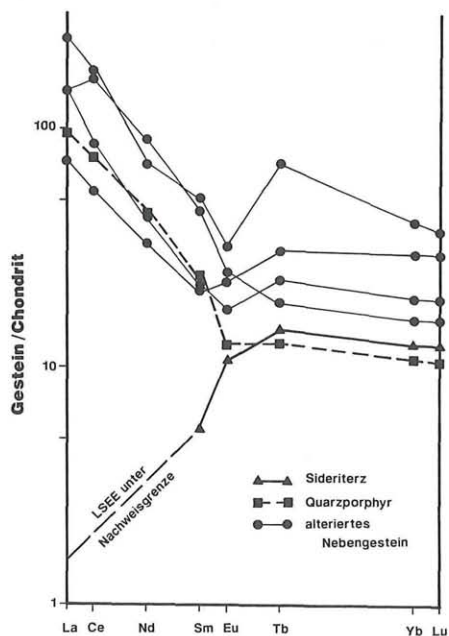


Abb. 7: Chondritnormierte SEE-Verteilung in den Nebengesteinen, der Alterationszone und in den Erzen der ehemaligen Sideritlagerstätte Schendleck.

4.4 Die Genese der Sideritlagerstätte Schendleck

Im Gegensatz zu den Arbeiten früherer Autoren konnte nachgewiesen werden, daß es sich bei den Nebengesteinen der Sideritlagerstätte Schendleck um Alterationsprodukte einer epigenetischen Vererzung handelt. Die mit Annäherung an die Vererzung voranschreitende Serizitisierung und damit die kontinuierliche Verarmung dieser Gesteine an Fe und der Abtransport von Ca, Sr, Zn, und Ti sind ein Beweis dafür, daß die unmittelbaren Nebengesteine der Vererzung am Schendleck keine phyllitischen Einlagerungen darstellen, sondern Alterationsprodukte der Vererzung sind.

Es scheint aufgrund der vorliegenden Daten sehr naheliegend, daß das Fe für die Sideritbildung durch Lateralsekretion aus den unmittelbaren Nebengesteinen kommt. Eine Fe-Bilanz zeigt jedenfalls, daß das mobilisierte Fe aus der Alterationszone ausreicht, um einen 2 bis 3 m mächtigen Sideritgang zu bilden.

Ein weiteres wichtiges Kriterium für diese Lagerstätte und vielleicht für die Metallogenese in diesem Teil des Alpenostrandes liegt in der Ba-Anreicherung in dem Alterationsbereich. Die teilweise sehr hohen Br-Gehalte der Gesteine vom Schendleck können möglicherweise durch die Herkunft der mineralisierenden Lösungen von evaporitischen Serien erklärt werden. Eine Untersuchung des eventuellen Zusammenhanges mit den Schwespatvorkommen dieses Gebietes ist im Gange.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist ein Teil des IGCP-Projektes Nr. 291 „Metamorphic Fluids and Mineral Deposits“. Sie wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Rahmen des Projektes P-8905 finanziell unterstützt. Der Autor dankt Herrn Dipl.-Ing. Prugger (Kärntner Montanindustrie Ges.m.b.H.) und Herrn Dipl.-Ing. Thaller (Naintsch Mineralwerke Ges.m.b.H.) sehr herzlich für ihre Unterstützung und die Erlaubnis zur Grubenbefahrung.

Literaturverzeichnis

- AWAD, I.M.A. (1983): The Waldenstein specularite deposit, Carinthia, Austria: Geologie, metamorphism and genesis. Unveröff. Diss., 222 S., Montanuniv. Leoben.
- BAUMGARTNER, W. (1974): Zur Genese der Erzlagerstätten in der Grauwackenzone, etc. Unveröff. Diss., 124 S, Univ. Wien.
- BAUMGARTNER, W. (1976): Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis, etc. BHM 121, 51–54.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. In: Geodynamics of the Eastern Alps. Ed. FLÜGEL, H. W. and FAUPL, P., Deuticke, Wien.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY I., JUNG, G., KROHE, A. und WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. Iber. 1982 Hochschulschwerpunkt S. 15, 263–293, Graz.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. und SCHARBERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. TPM 23, 191–203.
- JUNG, G. (1982): Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe. Unveröff. Diss., 180 S., Univ. Wien.
- MORAUF, W. (1981): Rb-, Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus der Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. TPM 28, 113–129.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau- und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). Abh. Geol. B.-A. 42, 5–137.
- NEUBAUER, F., PEINDL, P., MOYSCHWITZ, G., REINDL, H. und WALLBRECHER, E. (1990): Das südliche Raabalpen- und Wechselkristallin. 3. Symposium f. Tektonik, Strukturgeologie, Kristallinegeologie, Exkursionsführer „Raabalpen- und Wechselkristallin“, 24. 4. 1990, Graz.
- PETRASCHECK, W. E. (1975): Zur Altersbestimmung einiger ostalpinen Erzlagerstätten. Mitt. Österr. Geol. Ges. 68, 79–87.
- PROCHASKA, W. (1991): Leukophyllitbildung und Alteration in Scherzonen am Beispiel der Lagerstätte Kleinfestritz (Stmk.). Archiv f. Lagerstättenforschung, im Druck.
- PROCHASKA, W., BECHTEL, A. and KLÖTZLI U. (1991): Leukophyllite formation and alteration in shear zones in the Eastern Alps/Austria. Mineralogy, Petrology, im Druck.
- SCHULZ, O. (1986): Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse. Arch. f. Lagerstättenforschung. Geol. B.-A. 7, 257–287.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. W. PROCHASKA, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark](#)

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: [121](#)

Autor(en)/Author(s): Prochaska Walter

Artikel/Article: [Beispiele für alpidisch-hydrothermale Lagerstättenbildung in den Ostalpen. 129-148](#)