

**Scheelitvererzungen im Thurntaler  
Quarzphyllitkomplex, Osttirol:  
Petrographische und chemische  
Untersuchungen an Nebengesteinen  
und Bachsedimenten**

**Masterarbeit**

angefertigt von

Cand. Dipl.-Ing. Tamara PORTUGALLER

zur Erlangung des  
akademischen Grades eines Diplom-Ingenieurs  
der Studienrichtung Angewandte Geowissenschaften  
an der Montanuniversität Leoben

eingereicht am  
Department Angewandte Geowissenschaften und  
Geophysik,  
Lehrstuhl für Mineralogie und Petrologie  
bei

Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Johann G. RAITH

Leoben, Juni 2010

## **Eidesstattliche Erklärung**

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

## **Affidavit**

I declare in lieu of oath, that I wrote this thesis and performed the associated research myself, using only literature cited in this volume.

Leoben, Juni 2010

Tamara Portugaller

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei all jenen bedanken, die mich bei der Erstellung dieser Arbeit unterstützt haben:

Herrn Ao.Univ.-Prof.Dr.phil. Johann G. RAITH für seine persönliche Hilfe und Unterstützung sowie seine unerschöpfliche Geduld

Herrn Dipl.Geol. Steffen SCHMIDT, von der Wolfram Bergbau- und Hütten AG, für die Ermöglichung der Arbeit

Herrn Ao.Univ.-Prof.Mag.et Dr.rer.nat. Gerd RANTITSCH, Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre an der Montanuniversität Leoben, für die temporäre Inbetriebnahme des Schwerelabors sowie die Unterstützung im Bereich der Geoinformatik und Geostatistik

Herrn Helmut MÜHLHANS, Lehrstuhl für Mineralogie und Petrologie an der Montanuniversität Leoben, für die Präparation der Schliffe

Frau Dr. Federica ZACCARINI, Lehrstuhl für Mineralogie und Petrologie an der Montanuniversität Leoben, für ihre Hilfe bei den Mikrosondenuntersuchungen

Herrn Ass.Prof.Dr.phil. Reinhard GRATZER, Lehrstuhl für Prospektion und Angewandte Sedimentologie an der Montanuniversität Leoben, für die Bereitstellung der Achat Scheibenschwingmühle

Herrn Dr. Hassan NEINAVAIE für seine wertvollen Tipps zur Bachsedimentbeprobung

Meiner Kollegin Frau Birgit KAIN für die tatkräftige Unterstützung bei den Geländearbeiten, sowie für den motivierenden Zuspruch in der Endphase dieser Arbeit

Meinem Kollegen Herrn Dipl.-Ing. Benjamin WIESER für die Unterstützung im Bereich der Geoinformatik

und größter Dank gilt meiner Mutter, meinem Freund und meinen Mädls für jegliche Art der Unterstützung, vor allem in der schwierigen Phase.

Dieses Projekt wurde freundlicherweise von der Wolfram Bergbau- und Hütten AG finanziell unterstützt.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Eidesstattliche Erklärung</b> .....	<b>2</b>
<b>Danksagung</b> .....	<b>3</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b> .....	<b>4</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b> .....	<b>6</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b> .....	<b>11</b>
<b>Abkürzungsverzeichnis</b> .....	<b>12</b>
<b>Kurzfassung</b> .....	<b>14</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>15</b>
<b>1 Geologie</b> .....	<b>16</b>
1.1 Großgeologischer Überblick .....	16
1.2 Der Thurntaler Quarzphyllitkomplex und seine Gesteine .....	21
1.3 Scheelitvererzungen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex.....	27
1.4 Kieserzbezirk Villgraten .....	30
<b>2 Methodenbeschreibung</b> .....	<b>32</b>
2.1 Probennahme und Vorbereitung .....	32
2.1.1 Erz- und Gesteinsproben .....	32
2.1.2 Bachsedimentproben .....	34
2.1.2.1 Schwermineralfraktion .....	34
2.1.2.2 Feinfraktion .....	35
2.2 Mikroskopische Untersuchungen .....	36
2.3 Elektronenstrahlmikrosonde .....	37
2.4 Geländeaufnahmen .....	40
2.4.1 Tafinalm .....	41
2.4.2 Grenzkamm Marchginggele-Gumriaul .....	44
2.4.3 Rautbachalm .....	46
2.4.4 Sillian .....	48
2.4.5 Schloß Heinfels .....	48
2.4.6 Ergebnisse der struktureologischen Messungen .....	49
<b>3 Petrographie</b> .....	<b>52</b>
3.1 Makroskopische Beschreibung .....	52
3.1.1 Phyllitische Gesteine.....	52
3.1.1.1 Quarzphyllite .....	52
3.1.1.2 Granatphyllite .....	52

---

3.1.2	Metabasite .....	54
3.1.2.1	Grüngesteine .....	54
3.1.2.2	Amphibolite .....	56
3.1.3	Metaporphyroide .....	57
3.2	Mikroskopische Beschreibung .....	58
3.2.1	Phyllitische Gesteine.....	58
3.2.1.1	Quarzphyllite .....	58
3.2.1.2	Granatphyllite.....	59
3.2.2	Metabasite .....	62
3.2.2.1	W-führende Grüngesteine.....	62
3.2.2.2	W-freie Grüngesteine.....	65
3.2.2.3	Amphibolite .....	66
3.2.3	Metaporphyroide .....	69
<b>4</b>	<b>Elektronenstrahlmikrosondenanalytik.....</b>	<b>72</b>
4.1	Scheelit .....	72
4.2	Sulfide .....	75
4.3	Silikate .....	79
4.3.1	Granat .....	79
4.3.2	Andere Silikate.....	81
4.4	Oxide.....	85
4.4.1	Ilmenit .....	85
4.4.2	Rutil.....	87
4.4.3	Polyphase Körner .....	88
4.4.4	Eisenhydroxide .....	90
<b>5</b>	<b>Geochemie.....</b>	<b>94</b>
5.1	Erz- und Gesteinsproben .....	94
5.1.1	Hauptelemente.....	94
5.1.2	Spurenelemente.....	98
5.2	Bachsedimente .....	110
5.2.1	Hauptelemente.....	110
5.2.2	Spurenelemente.....	111
5.2.3	Geostatistik .....	116
<b>6</b>	<b>Diskussion.....</b>	<b>119</b>
6.1	Magmenserien und Klassifikation .....	119
6.2	Geotektonische Position .....	122
6.3	Ergebnisse und Interpretation der Bachsedimentuntersuchungen .....	125
6.4	Wolframvererzung.....	128
	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>132</b>
	<b>Anhang.....</b>	<b>136</b>

## Abbildungsverzeichnis

<b>Abbildung 1:</b>	Die geologischen Großeinheiten der Alpen und angrenzender Gebiete. PN Periadriatische Naht. Aus Bögel und Schmidt (1976)..	16
<b>Abbildung 2:</b>	Die geologische Gliederung Österreichs nach Tollmann (1977).....	17
<b>Abbildung 3:</b>	Die geologischen Verhältnisse in den Deferegger Alpen, mit Kennzeichnung des Arbeitsgebietes. Nach Senarclens-Grancy (1965), aus Tollmann (1977).....	18
<b>Abbildung 4:</b>	Das Akkretionsgeschehen im Paläozoikum und die variszische Kontinent-Kontinent Kollision im Bereich der Ostalpen. Aus Frisch und Neubauer (1989).....	19
<b>Abbildung 5:</b>	Die Terrane im prä-alpidischen Grundgebirge der Ostalpen. Aus Frisch und Neubauer (1989).....	20
<b>Abbildung 6:</b>	Die ostalpinen Quarzphyllitgebiete. Aus Neubauer und Sassi (1993).	21
<b>Abbildung 7:</b>	Lithostratigraphie der ostalpinen Phyllitäreale mit Angabe biostratigraphischer Fixpunkte. Aus Neubauer und Sassi (1993).....	22
<b>Abbildung 8:</b>	Vereinfachte geologische Karte der Umgebung des Marchginggele. — Überschiebungsbahn; --- Fahrstraße; x-x-x Staatsgrenze. Aus Heinisch und Schmidt (1976).....	25
<b>Abbildung 9:</b>	Geologische Übersichtskarte des Kieserzbezirkes Villgraten mit den Kieslagerstätten Ausservillgraten (A), Panzendorf (P), Tessenberg (T) und im Bereich des Thurntalers. Aus IRIS (Maßstab 1:100.000).....	30
<b>Abbildung 10:</b>	Aufbau der Mahlgarnitur einer Scheibenschwingmühle.....	33
<b>Abbildung 11:</b>	Versuchsaufbau der Schweretrennung. Aus Boenigk (1983).....	35
<b>Abbildung 12:</b>	Position des Arbeitsgebietes (rote Markierung); 1=Marchginggele-Gumriaul, 2=Winkeltal, 3=Panzendorf. Aus AMap Version 2.0.....	40
<b>Abbildung 13:</b>	Verbrochenes Mundloch des ehemaligen Untersuchungsstollens an der Forststraße zur Tafinalm; Blick Richtung E auf SH=1872m.....	41
<b>Abbildung 14:</b>	Aktinolith-Albit-Chlorit-Schiefer mit eingeregeltten Quarz-Karbonat-Gängen; Aufschluss Nr. G11/2 beim verbrochenen Stollenmundloch der Tafinalm.....	42
<b>Abbildung 15:</b>	Quarzphyllit mit an vorhandenen Harnischflächen ermitteltem aufschiebendem Bewegungssinn (012/47). Im Bild sind eine weitere Störung (180/70) und rechts offene Faltenstrukturen (F2 060/40) zu erkennen; Aufschluss Nr. G14.....	43
<b>Abbildung 16:</b>	Quarzphyllit mit mehreren cm-großen Quarzknauer; Aufschluss Nr. G18.....	44
<b>Abbildung 17:</b>	Sulfidführender, rostig verwitternder Quarzphyllit; Aufschluss Nr. G19.	45
<b>Abbildung 18:</b>	Krenulationsfaltung (F2) einer in sf1 eingeregeltten Quarzlage in einem Chlorit-Muscovit-Karbonat-Schiefer am Grenzkamm Österreich-Italien im Bereich des Marchginggele; Aufschluss Nr. G17/6.....	46
<b>Abbildung 19:</b>	Erkennbare hell-dunkel Wechsellagerung sowie Verfaltung in den Metaporphroiden; Aufschluss Nr. G27.....	47
<b>Abbildung 20:</b>	Polpunktdarstellung der Schieferungen sf(1) (blau) und sf(2) (rot) in Kombination mit einer Konturenplot-Darstellung für sf(1).....	49
<b>Abbildung 21:</b>	Streichen der Schieferung sf(1) mit generellem WSW-ENE-Trend und Darstellung des relativ steilen Einfallens.....	50

- Abbildung 22:** Streichen der Schieferung sf(2) mit generellem NS-Trend und Darstellung des steilen bis mittelsteilen Einfallens..... 50
- Abbildung 23:** Darstellung der flach nach WSW bzw. ENE abtauchenden Lineationen des Arbeitsgebietes. .... 51
- Abbildung 24:** Handstück eines muscovitreichen Quarzphyllites mit gut erkennbaren Quarz-Feldspat-Bereichen (Probe G19); Maßstab in cm..... 53
- Abbildung 25:** Handstück eines Granatphyllites mit bis zu 0,5cm-großen Granaten und einem Quarzgang mit Verwitterungserscheinungen, der in die Schieferung eingeregelt ist (Probe G30); Maßstab in cm. .... 53
- Abbildung 26:** Handstück eines Muscovit-Albit-Schiefers mit rotbraunen Verwitterungs-erscheinungen (Probe G20); Maßstab in cm. .... 54
- Abbildung 27:** Handstück eines massigen Amphibolits mit hellen Quarz-Feldspat-Gängchen (Probe G31/1); Maßstab in cm. .... 56
- Abbildung 28:** Handstück eines Porphyroids mit deutlich sichtbarer hell-dunkel Bänderung parallel zur Schieferung (Probe G26/1); Maßstab in cm. 57
- Abbildung 29:** Granat mit Chlorit und Muscovit; li: //N, re: +N; Schliff G30. .... 60
- Abbildung 30:** Qtz-Ms-Lagen mit retrograd chloritisierten, quer zur Schieferung gewachsenen, Biotitkristallen; li: //N, re: +N; Schliff G31-2. .... 60
- Abbildung 31:** Chl-Act-Wechselagen mit Einschaltungen von Quarz und Plagioklas sowie Turmalinkristallen; li: //N, re: +N; Schliff G11-2. .... 62
- Abbildung 32:** Scheelitkristalle in Vergesellschaftung mit Quarz, Feldspat und Karbonat; li: //N, re: +N; Schliff Sch1/C. .... 63
- Abbildung 33:** Zirkone (im rechten Bild in pink) in unmittelbarer Nachbarschaft zu Scheelitkristallen; li: //N, re: +N; Schliff Sch1/B. .... 64
- Abbildung 34:** Vergesellschaftung von Chlorit, Quarz, Plagioklas, Karbonat, Epidot sowie Titanit; li: //N, re: +N; Schliff G17-2. .... 65
- Abbildung 35:** Hornblende und Aktinolith in Vergesellschaftung mit Plagioklas; li: //N, re: +N; Schliff G29. .... 67
- Abbildung 36:** Vergesellschaftung von Karbonat, Epidot und feinkörnigem Quarz; li: //N, re: +N; Schliff G28. .... 67
- Abbildung 37:** Feldspat mit umwachsendem Muscovit in Vergesellschaftung mit Quarz und Chlorit; li: //N, re: +N; Schliff G13. .... 69
- Abbildung 38:** Kathodolumineszenzbild eines Scheelits; Schliff AV0920. Feine Mikrorisse durchziehen das Scheelitkorn. Eine Zonierung ist nicht erkennbar. .... 73
- Abbildung 39:** Sekundärelektronenbild eines Scheelits; Schliff Sch1/B. Zum Teil verheilte Mikrorisse sind in der unteren Bildhälfte zu erkennen. Einschlüsse von Quarz sind in der linken oberen Bildhälfte erkennbar. Die Schliffoberfläche zeigt zahlreiche winzige Hohlräume..... 74
- Abbildung 40:** Verwachsung von Scheelit (hell) mit Arsenopyrit (mittelgrau); Schliff Sch1/C. COMP (Back Scattered Elektronen) Bild. Im und entlang von Rissen des Arsenopyrites sind dunkle Säume eines nicht näher bestimmten Minerals (Fe-Hydroxide) zu erkennen. Scheelit ist zum Teil kataklastisch deformiert..... 74
- Abbildung 41:** Rückstreuelektronenbild eines Arsenopyrits (weiß) in einer Matrix aus Glimmer und Chlorit (grau); Schliff G12/2. .... 76
- Abbildung 42:** Rückstreuelektronenbild eines hypidiomorphen Pyrits; Schliff G12/2. Die zahlreichen Einschlüsse sind Zirkon, Sphalerit und Baryt. .... 77

<b>Abbildung 43:</b>	Rückstreuielektronenbild eines alterierten Pyrits (hellgrau); Schliff Sch2. Vor allem entlang von Mikrorissen (dunkelgrau) im Inneren des Pyrits erfolgt die Umwandlung zu Eisenhydroxiden. Bei den schwarzen Bereichen im Zentrum handelt es sich um Löcher.....	78
<b>Abbildung 44:</b>	Dreiecksdiagramm der Granate zur Darstellung des Chemismus. ...	79
<b>Abbildung 45:</b>	Rückstreuielektronenbild eines Granatporphyroblasten mit Einschlüssen von Ilmenit, Zirkon und Turmalin, sowie Umwachsungen von Chlorit und Muscovit; Schliff G30.....	81
<b>Abbildung 46:</b>	Darstellung der gemessenen Feldspäte im ternären Feldspatsystem; verändert nach Deer et. al (1993). ....	84
<b>Abbildung 47:</b>	Rückstreuielektronenbild eines Ilmenits (rot markiert; Analysenbeschriftung Ru6 bis Ru8, siehe Anhang D4); Schliff AV0901. ....	85
<b>Abbildung 48:</b>	Rückstreuielektronenbild eines Ilmenits; Schliff AV0901. ....	86
<b>Abbildung 49:</b>	Rückstreuielektronenbild eines Rutilts mit Mikrorissen und sehr vielen feinsten Einschlüssen; Schliff AV0907.....	87
<b>Abbildung 50:</b>	Umwandlung von Rutil in Ilmenit (Analysenbeschriftung Rut2-1 bis Rut2-7, siehe Anhang D4); Schliff AV0901. ....	88
<b>Abbildung 51:</b>	Rückstreuielektronenbild eines Rutilts mit feinen Entmischungen von Hämatit und einem Saum aus Eisenhydroxiden (weiß) und Chlorit (dkl.grau); Schliff AV0901.....	89
<b>Abbildung 52:</b>	Umwandlung von Ilmenit zu Chlorit (mittelgrau), Muscovit (dkl.grau) und Eisenhydroxid (hellgrau); Schliff AV0907.....	89
<b>Abbildung 53:</b>	Rückstreuielektronenbild eines Goethits verwachsen mit Chlorit (hell grau), Muscovit (dkl.grau) und Zirkon (weiß); Schliff AV0901.....	90
<b>Abbildung 54:</b>	Rückstreuielektronenbild von Zundermaterial mit einer Mineralabfolge (Rand-Kern) von Hämatit, Magnetit und Wüstit+Magnetit; Schliff AV0901. ....	91
<b>Abbildung 55:</b>	T-fO <sub>2</sub> -Diagramm von Hämatit, Magnetit und Wüstit; nach Miyashiro (1973).....	92
<b>Abbildung 56:</b>	Rückstreuielektronenbild einer Buntmetallschlacke mit Einschlüssen von Cu/Sn-Globuli und Chromspinellen (heller Zn-reicher Kern und dkl. Fe-reicher Rand); Schliff AV0901.....	92
<b>Abbildung 57:</b>	EDS-Spektrum der Cu- und Sn-Globuli der Buntmetallschlacke aus Schliff AV0901.....	93
<b>Abbildung 58:</b>	Erläuterungen zu den Box Plots.....	95
<b>Abbildung 59:</b>	Box Plots der Hauptelemente; [1] sind W-führende, [2] sind W-freie Grüngesteine. Angaben in Gew.%. ....	96
<b>Abbildung 60:</b>	Harker-Diagramme der analysierten Gesteinsproben; rote Punkte = W-führende; blaue Punkte = W-freie Grüngesteine; grüne Punkte = Amphibolite; orange Dreiecke = Metaporphyroide. ....	97
<b>Abbildung 61:</b>	Box Plots der LIL-Elemente Rb, Sr, Cs und Ba; [1] sind W-führende, [2] sind W-freie Grüngesteine. Angaben in ppm. ....	98
<b>Abbildung 62:</b>	Box Plot der HFS-Elemente Ta, Nb, Zr, Hf, Th und U; [1] sind W-führende, [2] sind W-freie Grüngesteine. Angaben in ppm. ....	99
<b>Abbildung 63:</b>	Spider-Diagramm der untersuchten Grüngesteine, W-führende Proben sind mit [1] gekennzeichnet; normiert nach Pearce (1983). 100	
<b>Abbildung 64:</b>	Spider-Diagramm der Amphibolite; normiert nach Pearce (1983). . 100	
<b>Abbildung 65:</b>	Spider-Diagramm der Metaporphyroide; normiert nach Pearce (1983). 101	

- Abbildung 66:** Box Plots der Übergangsmetalle Cu, Zn, Pb, Ni, As, Sn, W, V und Co; [1] sind W-führende, [2] sind W-freie Grüngesteine; Logarithmische Darstellung von W [1]; Angaben in ppm..... 103
- Abbildung 67:** Box Plot der LREE; [1] = logarithmische Darstellung der W-führenden-, [2] = W-freien Grüngesteine; Angaben in ppm. .... 104
- Abbildung 68:** Box Plot der HREE; [1] = W-führende-, [2] = W-freie Grüngesteine; Angaben in ppm. .... 105
- Abbildung 69:** Chondrit-normierte REE-Muster der W-freien Grüngesteine. .... 106
- Abbildung 70:** Chondrit-normierte REE-Muster der W-führenden Grüngesteine. ... 107
- Abbildung 71:** Chondrit-normierte REE-Muster der Amphibolite..... 108
- Abbildung 72:** Chondrit-normierte REE-Muster der Metaporphyroide..... 109
- Abbildung 73:** Box Plots einiger Hauptelemente; Angaben in %, bei Mn und Cr in ppm. .... 110
- Abbildung 74:** Box Plot von den LIL-Elementen Rb, Sr, Cs und Ba. Angaben in ppm.111
- Abbildung 75:** Box Plot von den HFS-Elementen Ta, Nb, Zr, Hf, Th und U. Angaben in ppm. .... 112
- Abbildung 76:** Box Plot der Übergangsmetalle Cu, Zn, Pb, Ni, As, Sn, W, V, Li und Co; Angaben in ppm..... 113
- Abbildung 77:** Box Plot der LREE; logarithmische Darstellung. Angaben in ppm.. 114
- Abbildung 78:** Box Plot der HREE; logarithmische Darstellung. Angaben in ppm. 114
- Abbildung 79:** REE-Muster der 26 Bachsedimentanalysen (summarisch) verglichen mit European shale (in pink)..... 115
- Abbildung 80:** x-y Diagramme von Wolfram-Arsen und Wolfram-Kobalt. .... 116
- Abbildung 81:** x-y Diagramm von Titan-Niob und Titan-Tantal. .... 117
- Abbildung 82:** Robuste Darstellung der Ladungshöhe von vier Faktoren (F1-F4). 118
- Abbildung 83:** AFM-Dreieck mit tholeiitischem und kalkalkalischem Feld (nach Irvine und Baragar (1971)); blaue Rauten=Grüngesteine; gelbe Dreiecke=Metaporphyroide. .... 120
- Abbildung 84:** Jensen-Diagramm zur Klassifikation von Vulkaniten (nach Jensen (1976)). A Andesit; B Basalt; D Dacit; R Rhyolit; HFT Fe-reiche tholeiitische Basalte; HMT Mg-reiche tholeiitische Basalte; BK komatiitische Basalte; PK Komatiite; blaue Rauten=Grüngesteine; gelbe Dreiecke=Metaporphyroide. .... 120
- Abbildung 85:** TAS-Diagramm zur Klassifizierung vulkanischer Gesteine (nach Le Maitre et al. (1989)). Die strichlierte Linie trennt alkalische von subalkalischen Gesteinen. Pc Microbasalt; Angaben in Gew.%; blaue Rauten=Grüngesteine; gelbe Dreiecke=Metaporphyroide..... 121
- Abbildung 86:** Zr/TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub> Diagramm zur geochemischen Diskriminierung von Vulkaniten (nach Winchester und Floyd (1977)); Ab Alkalibasalt; TrAn Trachyandesit; blaue Rauten=Grüngesteine; gelbe Dreiecke=Metaporphyroide. .... 121
- Abbildung 87:** Cr-Ni Diagramm mit Werten von Heinisch und Schmidt (1976) (graue Markierungen) und jenen aus dieser Arbeit (blaue Rauten=Grüngesteine, gelbe Dreiecke=Metaporphyroide)..... 122
- Abbildung 88:** Zr- vs. Ti-Diagramm zur Diskriminierung von Basalten unterschiedlicher geotektonischer Positionen. Logarithmische Darstellung (nach Pearce (1982); blaue (Grüngestein) und orange (Metaporphyroide) Markierungen: Daten aus dieser Arbeit, graue Markierungen: Daten von Heinisch und Schmidt (1976)..... 123

- Abbildung 89:** Ti-Zr-Y Diskriminierungsdiagramm für Basalte (nach Pearce und Cann (1973)). CAB calcalkaline basalts; IAB island-arc tholeiitic basalts; MORB Midocean ridge basalt; WPB within-plate basalts. . 124
- Abbildung 90:** Zr-Nb-Y Diskriminierungsdiagramm für Basalte (nach Meschede (1986)). AI und All within-plate alkali basalts und within-plate tholeiites; WPB within-plate tholeiites; EMORB und NMORB E- und N-Typ MORB..... 124
- Abbildung 91:** Ti-V Diskriminierungsdiagramm für Basalte (nach Shervais (1982)).124

## Tabellenverzeichnis

<b>Tabelle 1:</b>	Analytische Bedingungen der Scheelitmessungen. ....	37
<b>Tabelle 2:</b>	Analytische Bedingungen der Granatmessungen. ....	38
<b>Tabelle 3:</b>	Analytische Bedingungen der Sulfidmessungen. ....	38
<b>Tabelle 4:</b>	Analytische Bedingungen der Oxidmessungen. ....	39
<b>Tabelle 5:</b>	Mineralogische Zusammensetzung der petrographisch untersuchten Dünnschliffe. ....	71
<b>Tabelle 6:</b>	Analysierte Schliffe und Minerale. ....	72
<b>Tabelle 7:</b>	Ergebnisse ausgewählter Scheelitanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 4 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit. ....	75
<b>Tabelle 8:</b>	Ergebnisse ausgewählter Analysen (Gew.%) von Arsenopyrit und Berechnung der Formel auf Basis von 3 Atomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit. ....	76
<b>Tabelle 9:</b>	Ergebnisse ausgewählter Analysen (Gew.%) von Pyrit und Sphalerit und Berechnung der jeweiligen Formel; b.d.l.=below detection limit. ....	78
<b>Tabelle 10:</b>	Ergebnisse ausgewählter Granatanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 12 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit. ....	80
<b>Tabelle 11:</b>	Ergebnisse ausgewählter Chloritanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 28 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit. ....	82
<b>Tabelle 12:</b>	Ergebnisse der Muscovitanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 22 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit. ....	83
<b>Tabelle 13:</b>	Ergebnisse der Feldspatanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit sowie Berechnung der Endglieder; b.d.l.=below detection limit. ....	83
<b>Tabelle 14:</b>	Ergebnisse ausgewählter Ilmenitanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 3 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit. ....	86
<b>Tabelle 15:</b>	Ergebnisse ausgewählter Rutilanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 2 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit. ....	87
<b>Tabelle 16:</b>	Ergebnisse ausgewählter Goethitanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von einem Sauerstoffatom pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit. ....	90
<b>Tabelle 17:</b>	Mittelwerte (Gew.%) von den durchgeführten geochemischen Analysen der Hauptelemente. ....	94
<b>Tabelle 18:</b>	Ergebnisse der Analyse der Übergangsmetalle Cu, Zn, Pb, Ni, As, Sn, W, V und Co. ....	101
<b>Tabelle 19:</b>	Mittelwerte der analysierten Hauptelemente der Bachsedimentproben. ....	111
<b>Tabelle 20:</b>	Ergebnisse der geochemischen Analysen der Übergangsmetalle. ....	112
<b>Tabelle 21:</b>	Vergleich zwischen der Scheelitlagerstätte Felbertal und den Scheelitvorkommen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex (Osttirol). ....	128

## Abkürzungsverzeichnis

Ab	Albit
Act	Aktinolith
Akz	Akzessorien
AV	Ausservillgraten
Bt	Biotit
Cal	Calcit
Chl	Chlorit
dkl.	dunkel
D	Dünnschliff
Dol	Dolomit
EDS	energiedispersives System
Ep	Epidot
Fe	Eisen
Fsp	Feldspat
Grt	Granat
Hbl	Hornblende
HG	Hauptgemengteil
ICP-ES	Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry
kl.	klein
li.	links
Mg	Magnesium
Ms	Muscovit
+N	gekreuzte Polarisatoren
//N	parallele Polarisatoren
NG	Nebengemengteil
PD	polierter Dünnschliff
PT	Druck/Temperatur
Qtz	Quarz

---

re.	rechts
SH	Seehöhe
SF	Siebfeinfraktion
SM	Schwermineral
Ttn	Titanit
Tur	Turmalin
WBH	Wolfram Bergbau und Hütten AG
Zn	Zink
Zrn	Zirkon

## Kurzfassung

Diese Masterarbeit wurde im Zuge eines Explorationsprojektes der Wolfram Bergbau und Hütten AG unter der Leitung von Ao. Univ.-Prof. Dr.phil. Johann G. Raith erstellt. Es wurden Wolframvererzungen und deren Nebengesteine, sowie Bachsedimente in Osttirol (Gemeinden Innervillgraten, Ausservillgraten, Sillian; Marchginggele-Gumriaul) untersucht. Das Arbeitsgebiet liegt im oberostalpinen Thurntaler Quarzphyllitkomplex, der neben altpaläozoischen Quarzphylliten auch (quarzitische) Phyllite, Metabasite (Chlorit- und Aktinolith-reiche Phyllite/Schiefer, Amphibolite) und Metaporphyroide (saure Metavulkanite) beinhaltet. Die Protolithen der Metabasite lassen sich als ehemalige subalkalische-alkalische tholeiitische Basalte, die in einer Intraplattenposition gebildet wurden, klassifizieren. Sie zeigen eine gewisse Anreicherung an Leichteren Seltenen Erden (LSEE), keine ausgeprägte Eu-Anomalien und eine flache Verteilung der Schweren Seltenen Erden (SSEE). Die schichtgebundenen Wolframvererzungen sind an grünschieferfaziale karbonatführende Grüngesteine gebunden und treten vor allem in scheelitführenden Quarz-Karbonat-(Albit)-Gängchen auf, die als prä- bis synmetamorphe Bildungen interpretiert werden. Die Nebengesteine und die Vererzung sind mehrphasig deformiert und metamorph überprägt.

Das Gesteins- und Bachsedimentmaterial wurde petrographisch, mineralogisch und chemisch charakterisiert. Von den Bachsedimenten wurde die chemische Zusammensetzung der Siebfeinfraktion bestimmt und die Schwermineralfraktion untersucht. Die mineralchemischen Untersuchungen erfolgten an einer Elektronenstrahl-Mikrosonde, die chemischen Analysen der Haupt- und Spurenelemente mittels ICP-ES bzw. ICP-MS.

Scheelit ist molybdänarm, zeigt keinen Zonarbau und ist mitunter mit Arsenopyrit und Pyrit vergesellschaftet. Die Assoziation von W und As spiegelt sich auch in der Korrelation dieser Elemente in der Bachsedimentgeochemie wider und wird auch durch statistische Verfahren (Faktorenanalyse) bestätigt. Scheelit ist das Wolfram-Hauptträgermineral, es konnten aber auch erhöhte W-Konzentrationen (bis 0.69 Gew.%  $WO_3$ ) in den Titanoxiden Ilmenit und Rutil nachgewiesen werden. Zur Genese der Vererzung, für die eine syngenetische Anlage postuliert wurde, und über deren mögliche Wirtschaftlichkeit können keine eindeutigen Aussagen getroffen werden.

## Abstract

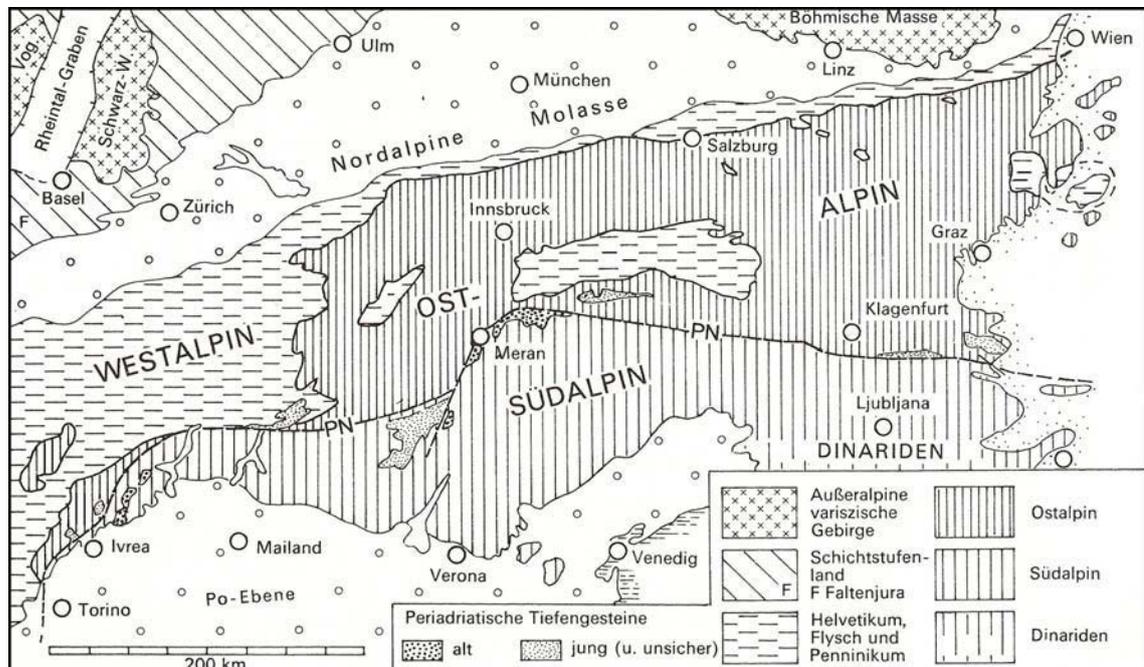
This master thesis is part of an exploration project of Wolfram Bergbau und Hütten AG and was supervised by Prof. Johann G. Raith. Scheelite occurrences were studied in the Thurntaler Quartzphyllite Complex in Eastern Tyrol (communities of Innervillgraten, Ausservillgraten, Sillian; Marchginggele-Gumriaul). The complex consists of Early Palaeozoic quartzphyllites, (quartzitic) phyllites, greenstones (chlorite- and actinolite-rich varieties, amphibolites) and porphyroids (felsic metavolcanics). The protoliths of the metabasites were transitional subalkaline to alkaline tholeiites formed in an intra-plate geotectonic setting. Compared to MORB the rare earth elements (REE) patterns are enriched in light REE, do not show pronounced Eu anomalies and have flat heavy REE distribution. The stratabound scheelite mineralisation is hosted by greenschist facies carbonate-bearing metabasites. It mainly occurs in quartz-carbonate-(albite) veinlets, which are interpreted as pre- to synmetamorphic. The tungsten mineralisation and the host rocks were affected by several deformation phases and are metamorphically overprinted.

The host rocks and stream sediments were petrographically and chemically characterised. The whole rock major and trace element composition of host rocks and the fine fraction of the stream sediments were analysed using ICP-ES and ICP-MS techniques. Mineral chemical compositions of scheelite, heavy minerals and rock-forming silicates were determined by electron microprobe techniques. Scheelite is Mo-poor, does not exhibit zoning and is sometimes associated with arsenopyrite and pyrite. This paragenetic association is also reflected in the stream sediment data and has been confirmed by multivariate statistics (factor analysis); W together with As defines one factor. Scheelite is the main W carrier although concentrations of up to 0.69 wt.%  $WO_3$  were detected in the Ti oxides ilmenite and rutile. The genesis of this mineralisation – a syngenetic ore formation was postulated in the past – and its possible profitability remain unclear.

# 1 Geologie

## 1.1 Großgeologischer Überblick

Die Alpen sind Teil des jungen Gebirgssystems, das Europa im Süden durchzieht und sich in weit gespannten Ketten bis zum Himalaya und weiter nach Südostasien fortsetzt. Zwischen Wien und dem Genfer See besteht ein etwa 700km langer Gebirgszug, der im Westen in einem großen Bogen nach Süden zurückschwenkt und am Mittelmeer endet. Im Osten wird dieser Gebirgszug von jungen Ablagerungen der Ungarischen Tiefebene überlagert (Bögel und Schmidt, 1976). Zur geographischen Abgrenzung der Ostalpen von den Westalpen dient der Rheingraben, die Grenze zwischen den Ostalpen und den Südalpen bildet die Periadriatische Naht oder auch Alpin Dinarische Grenze genannt (**Abbildung 1**). Sie ist eine vor allem seit dem Neogen mit dextralem Seitenversatz von einer Größenordnung von 120-150km operierende Seitenverschiebung, die heute noch seismisch aktiv ist und in Österreich von Sillian durch das Gailtal und dann östlich von Villach innerhalb der Karawanken verläuft. Entlang dieser Zone kam es lokal im Jungpaläozoikum zur Intrusion von granitischen und im Paläogen zur Intrusion von tonalitischen Gesteinen (Ebner, 1997).

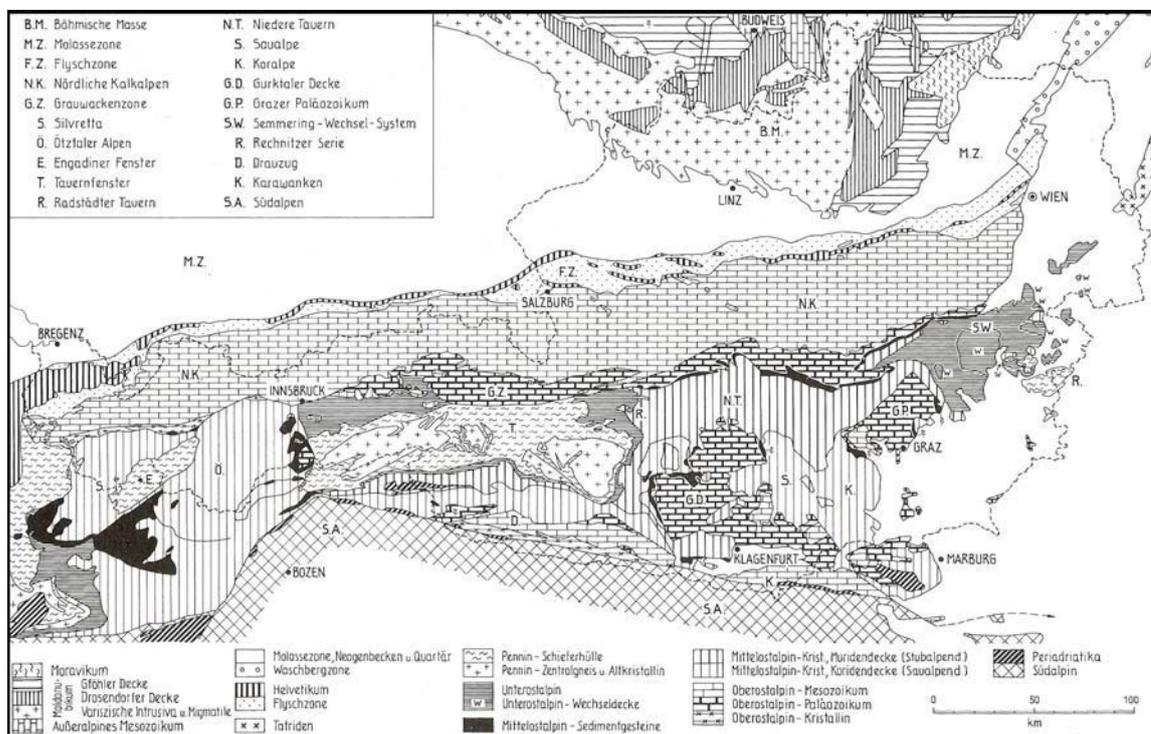


**Abbildung 1:** Die geologischen Großeinheiten der Alpen und angrenzender Gebiete. PN Periadriatische Naht. Aus Bögel und Schmidt (1976).

Alpidische paläo- und neogene Molassesedimente, welche in und nach der letzten Phase der alpidischen Orogenese abgelagert wurden, flankieren den Ostalpenkörper im Norden (Molassezone) und entlang des Alpenostrandes (Alpenostrandbecken). Die so genannte Molassezone, ein obereozänes bis miozänes Vorlandbecken der Alpen, überlagert die Böhmisches Masse und die darauf abgelagerten autochthonen Schichtfolgen der europäischen Platte. Sie setzt sich nach Süden unter die tektonischen Einheiten der Ostalpen fort, von denen sie im Zuge der alpidischen Orogenese überschoben wurde. Zu den Alpenostrandbecken zählen das Wiener-, Eisenstädter-, Oberpullendorfer- und das Steirische Becken.

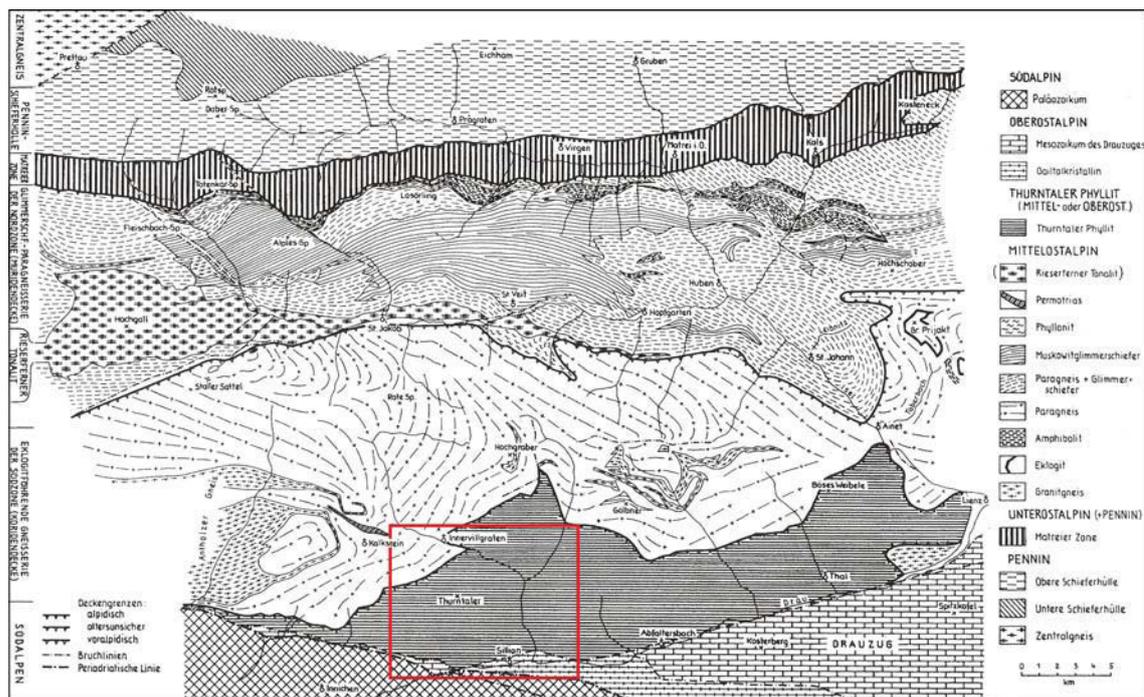
In einem schmalen Streifen wird der Südrand der Molassezone von den Deckeneinheiten des Helvetikums und der Flyschzone überlagert.

Die überschobenen Teile der Molassezone von Helvetikum und Flysch werden als subalpine Einheiten zusammengefasst, da sie vom eigentlichen Ostalpenkörper tektonisch überschoben werden. Die tiefste tektonische Großeinheit der Ostalpen ist das Penninikum, welches in tektonischen Fenstern (Tauern Fenster, Engadiner Fenster, Rechnitzer Fenster) durch Hebung und nachfolgender Erosion zu Tage tritt. Überlagert wird das Penninikum von den ostalpinen Deckeneinheiten, welche nach Tollmann (1977) in Unter-, Mittel und Oberostalpin unterteilt werden und das wesentliche tektonische Element der Ostalpen darstellen (Ebner, 1997). Die nördlichen Kalkalpen mit ihrer Unterlage, der Grauwackenzone, sind innerhalb des ostalpinen Deckenstapels am weitesten nach Norden transportiert worden (**Abbildung 2**).



**Abbildung 2:** Die geologische Gliederung Österreichs nach Tollmann (1977).

Schmid et al. (2004) streichen, aufgrund neuer Forschungsergebnisse das Mittelostalpin sensu Tollmann und gliedern das Ostalpin lediglich in Unter- und Oberostalpin. Das Oberostalpin wird weiters in die Nördlichen Kalkalpen, die Grauwackenzone und die oberostalpinen Basamenteinheiten, zu denen das Drauzug-Gurktal- (DGS), Öztal-Bundschuh- (ÖBS), Koralpen-Wölzer- (KWS) und das Silvretta-Seckauer Deckensystem (SSS) gezählt werden, untergliedert. Die hangendste dieser Basamenteinheiten ist das Drauzug-Gurktal Deckensystem, welches den Südteil der Deferegger Alpen und somit auch den Thurntaler Quarzphyllitkomplex beinhaltet (**Abbildung 3**).



**Abbildung 3:** Die geologischen Verhältnisse in den Deferegger Alpen, mit Kennzeichnung des Arbeitsgebietes. Nach Senarclens-Grancy (1965), aus Tollmann (1977).

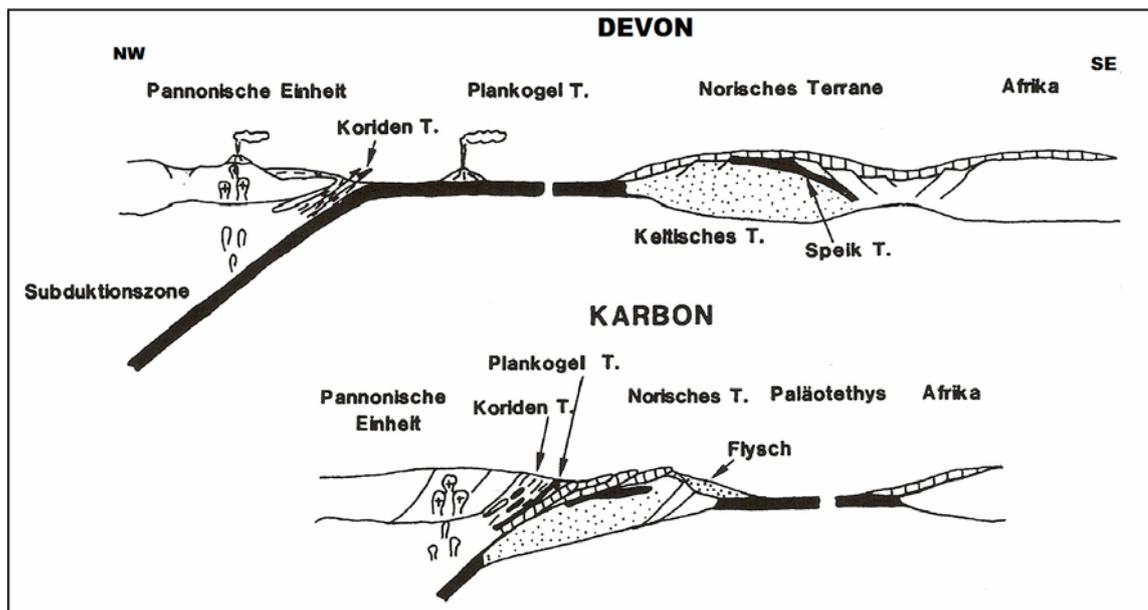
Die Deferegger Alpen zwischen der Rieserfernergruppe im Westen und dem Iseltal im Osten, im Süden durch das Pustertal und im Norden durch das Virgental begrenzt, gehören dem ostalpinen Kristallin südlich des Tauernfensters an (Pistotnik, 1980). Während nach Westen und Osten die Gesteinszüge weiterstreichen, ist gegen die nördlich anschließende Matreier Zone des Tauernfenster-Rahmens sowie im Süden durch die Periadriatische Naht und die Drautalstörung eine deutliche geologische Grenzziehung möglich (Pistotnik, 1980).

Südlich des Tauernfensters tritt in den Deferegger Alpen ein breiter Streifen metamorpher Gesteine auf, der seit Sander (1912) als „Zone der Alten Gneise“ bezeichnet wird (Ebner, 1997). Als sinistrale Störungssysteme treten dabei die Deferegger-Antholz-Vals Linie (DAV) und die Kalkstein-Vallarga-Linie (KV) auf.

Die Grenze zum Drauzug ist durch mehrphasige, spät-alpidische, spröde Transpressionstektonik geprägt (Ebner, 1997).

Der interne Bau des morphologisch durch das Defereggental, welches in seinem West-Ost-Verlauf der Deferegger Störung folgt, in eine Nord- und Südkette gegliederten Gebirges zeigt im Norden eine Glimmerschiefer-Paragneissserie, die die Matreier Zone tektonisch überlagert. Nach Pistotnik (1980) folgt südlich des Defereggentales eine Paragneisszone mit Orthogneis- und Amphiboliteinschaltungen, in der lokal zentralalpine Triasreste tektonisch eingeklemmt vorliegen. Im südlichen Abschnitt gegen das Pustertal wird diese Paragneisszone durch die Thurmtaler Phyllite überlagert, welche nach Frisch und Neubauer (1989) dem Norischen Composite Terrane (NCT) zugeteilt werden (**Abbildung 4**).

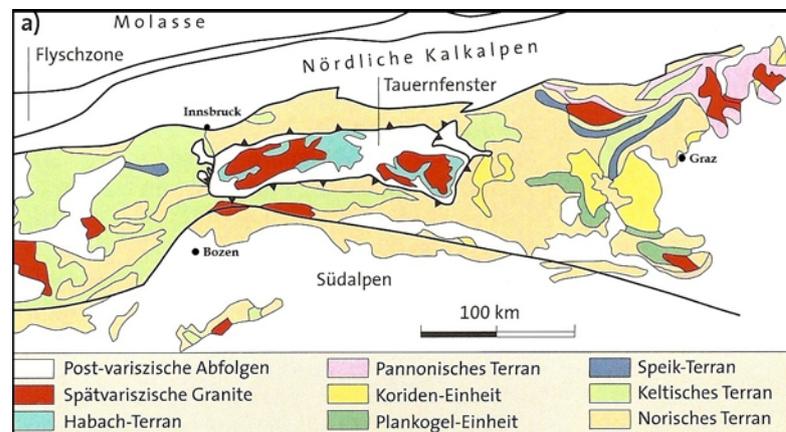
Das NCT besitzt mit dem Keltischen (ehemalige magmatische Bögen) und dem Speik Terrane (Backarc Ophiolithe) zwei jüngst präkambrische / ältest paläozoische Grundgebirgseinheiten, die bei der cadomisch / panafrikanischen Orogenese an den Nordrand Gondwanas angegliedert wurden (Ebner, 2000). Im Laufe des Paläozoikums löste sich dieses Krustensegment von Gondwana, driftete nach Norden und wurde im finalen Kollisionsstadium der variszischen Orogenese an Europa angegliedert (Ebner, 2000). Somit schließen die Varisziden in Mittel- und Westeuropa, in Form eines etwa 1000km breiten Gesteinsgürtels, südlich an das kaledonische Gebirge an (Frisch und Meschede, 2007).



**Abbildung 4:** Das Akkretionsgeschehen im Paläozoikum und die variszische Kontinent-Kontinent Kollision im Bereich der Ostalpen. Aus Frisch und Neubauer (1989).

Die Teilterrane des Norischen Composite Terranes wurden durch die Subduktion des penninischen und Meliata-Ozeans in den ostalpinen Decken gestapelt (**Abbildung 4**) und im Tertiär in der Endphase der alpidischen Orogenese durch die Indentation der Apulischen Platte auf das europäische Vorland aufgeschoben.

Es wurde nachfolgend von weitgreifender Extensions- und Escapetektonik betroffen (Ebner, 2000) und erfasst nach Frisch und Neubauer (1989) einen Großteil der ostalpinen prä-alpidischen Grundgebirgseinheiten (**Abbildung 5**).



**Abbildung 5:** Die Terrane im prä-alpidischen Grundgebirge der Ostalpen. Aus Frisch und Neubauer (1989).

Im Bereich der Ostalpen gehören dem NCT die klassischen oberostalpinen Paläozoika (Grauwackenzone, Grazer Paläozoikum inklusive auflagernder Kainacher Gosau und Gurktaler Deckensystem), die ostalpinen Quarzphyllitzone (Innsbrucker-, Landecker-, Wagrainer-, Ennstaler-, Gailtaler-, Goldeck/Kreuzeck- und Thurntaler Quarzphyllit) und die Glimmerschiefer/Marmor Komplexe des mittelostalpinen Kristallins an.

Typisch ist für das gesamte ostalpine Paläozoikum ein alkali-basaltischer Intraplattenvulkanismus mit einem oberordovizischen, kalkalkalischen Porphyroidvulkanismus als „Zwischenspiel“ (Loeschke und Heinisch, 1993). Beendet wird dieser Sedimentationszyklus im tieferen Oberkarbon durch die variszische Orogenese. Mit der variszischen Krustenkonsolidation endet die Eigenständigkeit des NCT. Im Laufe der alpidischen Orogenese werden in ehemaligen Gesteinsdomänen des NCT verschiedenzeitig durch Fluidzirkulationen, die zum Teil auch alte Metallkonzentrationen mobilisieren, zahlreiche epigenetische/hydrothermale Mineralisationen (Ag-reiche sulfidische Pb/Zn-Mineralisationen) gebildet (Ebner, 2000).

## 1.2 Der Thurntaler Quarzphyllitkomplex und seine Gesteine

Die Nordgrenze des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes, welcher den südlichen Teil der Deferegger Alpen einnimmt und zugleich deren Gesteine überlagert, zieht von Toblach über Innervillgraten, Gabesitten und die Berge nördlich des Pustertales bis Lienz (**Abbildung 3**). Die Südgrenze wird durch das Pustertal vorgegeben, wo die Kristallinabfolgen bei Sillian an das Oberostalpin des Gailtalkristallins, bei Abfaltersbach an das Drauzugmesozoikum anstoßen.

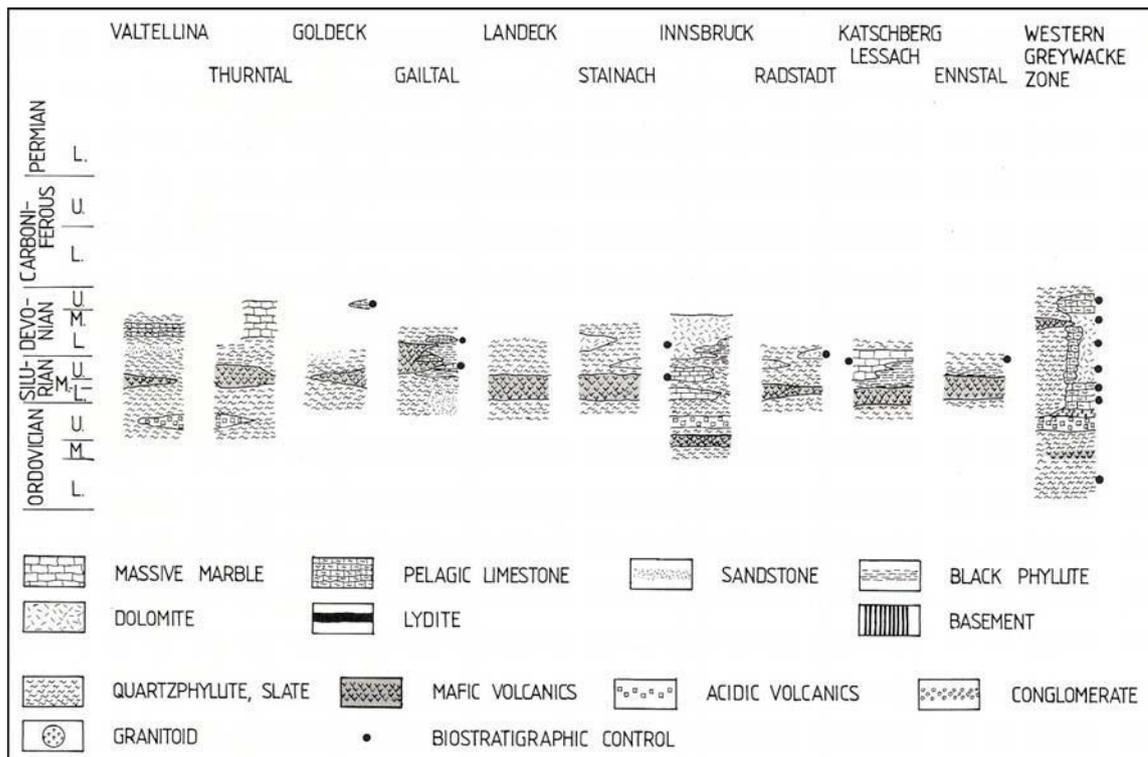
Innerhalb der ostalpinen Einheiten sind Quarzphyllite mit Einschaltungen vulkanischer Gesteine in unterschiedlichen tektonischen Positionen (**Abbildung 6**) weit verbreitet (Neubauer und Sassi, 1993).



**Abbildung 6:** Die ostalpinen Quarzphyllitgebiete. Aus Neubauer und Sassi (1993).

Durch graduelle Metamorphoseübergänge vermitteln diese Vorkommen teilweise zwischen dem klassischen fossilführenden Paläozoikum und dem ostalpinen Kristallin. Die Gesteinsabfolgen sind in allen Quarzphyllitgebieten, so auch im Thurntaler Quarzphyllitkomplex, durchaus vergleichbar. Gestützt auf spärliche Fossilfunde und lithologische Vergleiche wird ein Altersumfang von Ordovizium bis Devon angegeben (Neubauer und Sassi, 1993) (**Abbildung 7**). Nach Neubauer und Sassi (1993) bilden saure Metavulkanite („Metaporphyroide“) des oberen Ordoviziums einen lithostratigraphischen Leithorizont. Basische Vulkanite treten im Liegenden und Hangenden der Metaporphyroide und zwar schwerpunktmäßig im Silur auf. Karbonatische Gesteine haben vor allem obersilurisches und devonisches Alter. Bemerkenswert ist die Sedimentation von Schwarzschiefern an der Grenze Obersilur-Unterdevon (**Abbildung 7**). Interpretiert werden diese altpaläozoischen Schichtfolgen als Füllungen eines Backarc-Beckens im Ordovizium, über cadomisch-panafrikanisch metamorpher, kontinentaler Kruste, Impulsen erneuten Riftings (Silur-Unterdevon) und der Ausbildung passiver Kontinentalränder/Karbonatplattformen im höheren Devon.

Im Zuge der variszischen Orogenese wurden die Becken geschlossen, durch die Auflast der aufgeschobenen Decken versenkt und schwacher Metamorphose unterworfen (Neubauer und Sassi, 1993).



**Abbildung 7:** Lithostratigraphie der ostalpinen Phyllitäreale mit Angabe biostratigraphischer Fixpunkte. Aus Neubauer und Sassi (1993).

Hauptgestein im Thurntaler Quarzphyllitkomplex ist ein monotoner Quarzphyllit, der beim Zurücktreten von Quarzadern und -linsen in Phyllit übergeht. Variationen hiervon sind grünliche Phyllite und schwarze, kohlenstoffreiche Phyllite. Als häufigste Einschaltungen treten Quarzite auf. Weiters sind, in Form von Linsen und geringmächtigen Lagen, Grünschiefer, Marmore und Metaporphyroide vorhanden (Spaeth, 1988).

Die Quarzphyllite des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes beinhalten am Südrand dieser Einheit vereinzelt almandinreiche Granate, welche belegen, dass dort Metamorphosebedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht wurden (Neubauer und Sassi, 1993). Die variszische Hauptmetamorphose im Thurntaler Quarzphyllitkomplex erreichte allerdings nach Schulz (1999/2000) und Schulz et al. (2008) PT-Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies, was aus der Vergesellschaftung von Mg-Hornblende, Albit, Epidot, Chlorit, Titanit und Quarz in den Metabasiten abgeleitet wurde. Die tektonische Stapelung des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes und des Altkristallins erfolgte nach Heinisch und Schmidt (1976) im Zuge einer frühen variszischen Deformation, wobei ein eventuell vorhandener Metamorphosehiatus durch spätere Deformationsprozesse ausgelöscht wurde.

In den Gesteinen des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes lassen sich nach Spaeth und Kreutzer (1989) fünf Deformationen, vermutlich durch variszische und alpidische Orogenesen bewirkt, belegen.

Die prograde, temperaturbetonte Metamorphose des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes und die sie begleitende Scherdeformation D1/D2 weisen laut Schulz (1991) ein prä-alpidisches, sehr wahrscheinlich variszisches Alter auf. Laut Kreuzer (1992) erfordert die auf D2 zurückzuführende Warmdeformation von Feldspäten Temperaturen der oberen Grünschieferfazies. Eine intensive Verformung unter Bildung der Hauptschieferung ging mit D1/D2 einher (Schulz, 1991). Eine begleitende Komponente tangentialer Scherung führte vermutlich zu einer zusätzlichen foliationsparallelen Einschuppung des Komplexes in das benachbarte Altkristallin (Schulz, 1991). Da ab diesem Zeitpunkt Altkristallin und Thurntaler Quarzphyllitkomplex völlig identische gefügeprägende Phasen aufweisen, ist laut Heinisch und Schmidt (1984) zu schließen, dass beide Gebiete die weitere geologische Geschichte in enger Nachbarschaft zueinander erlebten. Etwa mit dem gleichzeitigen Erreichen von Druck- und Temperaturmaximum der prograden Metamorphose endete die Scherdeformation D1/D2 und wurde laut Schulz (1991) von der Deformation und Faltung D3 abgelöst. Die variszische Deformation D3 lief am Beginn der retrograden Metamorphose ab. Durch eine überwiegend NW-SE gerichtete Kompression wurde die Hauptschieferung verfaltet (Schulz, 1991). Gemeinsames Auftreten von Hornblenden, Epidot und Feldspäten spricht nach Kreuzer (1992) für eine Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen. Deformation D4 folgte bei Temperaturen niedriger als jene bei D3, jedoch immer noch über 300°C. Für Deformation D5 wird nach Schulz (1991) ein alpidisches Alter postuliert. Eine alpidische, niedrigtemperierte Aufheizung des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes wird ebenfalls nach Kreuzer (1992) anhand von beobachteten Kaltdeformationen an Quarzen bestätigt. Vorhandene Störungen entstanden bei Temperaturen um die 300°C und sind somit wahrscheinlich alpidisch (Schulz, 1991). Rb-Sr-Glimmeralter von 260-300 Ma. (Borsi et al., 1973) im Altkristallin datieren das Ende der von den Deformationen D3, D4, D5 begleiteten gemeinsamen Hebung und Abkühlung im Thurntaler Quarzphyllitkomplex und im Altkristallin (Schulz, 1991). Dabei wurde der lithologische Kontakt beider Einheiten durch D5-Scherzonen und Störungen überprägt (Heinisch und Schmidt, 1984).

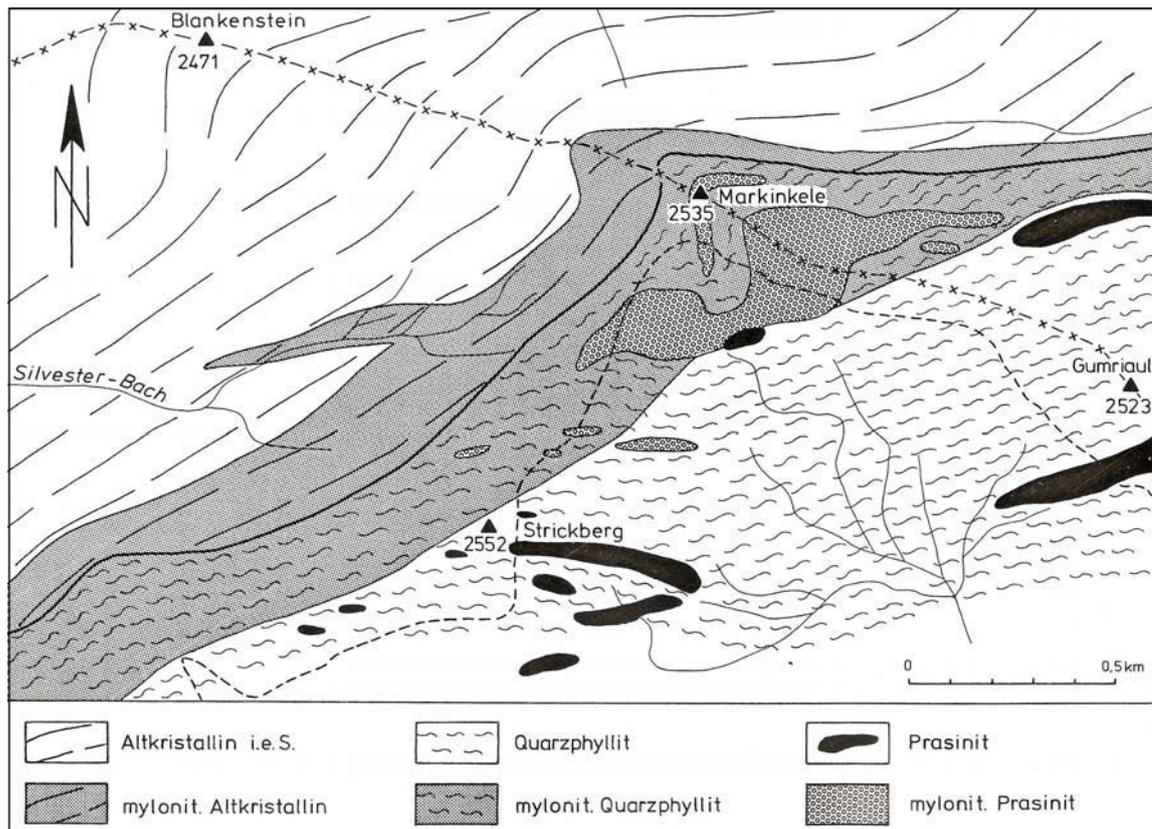
Die in die Thurntaler Quarzphyllite eingeschalteten Metaporphyroide werden mehrere Meter mächtig und gehören mit großer Wahrscheinlichkeit dem weit verbreiteten spätordovizischen Vulkanismus an (Neubauer und Sassi, 1993). Die Metaporphyroide bilden schichtkonkordante Züge, welche in SW-NE-Richtung vom Thurntaler bis nach Ausservillgraten verlaufen (Krol, 1974) und nach Heinisch (1980) marine Metatuffe und -tuffite sind. Zirkondatierungen dieser Gesteine aus dem Bereich des Thurntaler ergeben ein Alter von 460-480 Ma., was die Einstufung ins Ordovizium bestätigt (Schulz und Bombach, 2003); (Schulz et al. 2008). Aufgrund der Tatsache, dass in den Metabasiten des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes bisher noch keine datierbaren Zirkone gefunden wurden, kann keine genaue Aussage über die Zugehörigkeit dieser Gesteine zu entsprechenden Lithologien der Defereggengruppe gemacht werden (Schulz et al., 2008).

Typisch für den Thurntaler Quarzphyllitkomplex sind mit dem Porphyroidvulkanismus syngenetisch entstandene Buntmetallvererzungen (Cu, Pb, Zn, Ba) und kleinräumige Wolfram-Mineralisationen im zeitlich/räumlichen Nahbereich des obersilurisch/unterdevonischen Schwarzschiefer-Events (Ebner, 2000).

Nach Krol (1974) wird der Thurntaler Quarzphyllitkomplex in unterschiedliche Bereiche gegliedert. Im tieferen Teil der Serie sind Glimmerquarzite, sowie Granatglimmerschiefer vorhanden, im mittleren Teil treten die eigentlichen Quarzphyllite mit cm-großen Quarzknauern und Quarziteinschaltungen auf. Im nordwestlichen, höheren Teil der Thurntaler Quarzphyllitserie gehen die Quarzphyllite in Chloritphyllite und Muscovit-Chlorit-Schiefer über. Einschaltungen von Chlorit-Epidot-Schiefern sowie Amphiboliten treten in diesem Bereich auf und folgen dem allgemeinen EW-Streichen der Thurntaler Quarzphyllitserie. Bei den Chlorit-Epidot-Schiefern, Chloritphylliten und Muscovit-Chlorit-Schiefern handelt es sich um Metatuffite, welche nach Krol (1974) Fortsetzungen der mächtigen Metabasitzüge im Gebiet des Gumriaul sind.

Bedingt durch mehrfache Faltungs- und Deformationsphasen lassen sich die primären Mächtigkeiten der Abfolge nicht mehr exakt ermitteln (Heinisch und Schmidt, 1984).

Detaillkartierungen von Heinisch und Schmidt (1976) zeigen, dass der Thurntaler Quarzphyllit tektonisch auf dem Altkristallin aufliegt und keine Transgressionssedimente am Kontakt existieren. Weiters interpretieren diese Autoren die Grenze zwischen Thurntaler Quarzphyllit und Altkristallin als östliche Fortsetzung der Marchginggele-Linie, einer Überschiebung, welche Teil einer größeren alpidischen SW-NE verlaufende Störung ist, sowie als breite Scherzone (**Abbildung 8**). Aufgrund der vielfältigen Mylonitisierungserscheinungen und der Breite der Zone wurde diese tektonische Trennfläche als Marchginggele-Linie den übrigen, spätalpidischen Störungszonen im Altkristallin hinzugefügt (Heinisch und Schmidt, 1984). Zu diesen Störungszonen südlich des Tauernfensters zählen die Deferegggen-Antholz-Vals Linie, die Kalkstein-Vallarga Linie und die Drautallinie.



**Abbildung 8:** Vereinfachte geologische Karte der Umgebung des Marchingengele.  
 — Überschiebungsbahn; --- Fahrstraße; x-x-x Staatsgrenze. Aus Heinisch und Schmidt (1976).

Die Gesteinslagen und Schieferungsflächen fallen in beiden tektonischen Haupteinheiten, bei um die WSW-ENE-Richtung streuenden Streichwerten, in südliche Richtung. Stärkere Abweichungen der Streichrichtung lassen sich mit einer jüngeren, nach Gefüge, Verbandsverhältnissen und Petrographie vermutlich jungalpidischen Intrusion in Zusammenhang bringen (Spaeth und Kreutzer, 1989). Bei dieser Intrusion handelt es sich nach Spaeth und Kreutzer (1989) offensichtlich, nach relativ weit verbreiteten Anzeichen für Kontaktmetamorphose, um einen Tonalitstock im Thurntaler Quarzphyllitkomplex westlich und nordwestlich von Lienz (in älteren geologischen Karten sind hier nur einige Tonalitporphyritgänge eingetragen).

In der Nähe der tektonischen Grenze des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes zum Altkristallin und im Bereich um Sillian findet man laut Heinisch und Schmidt (1984) Grünschiefer, Amphibolite und Hornblende-Prasinite, bei denen es sich um Derivate eines basischen Vulkanismus handelt. Die metamorphe Prägung des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes fällt in die variszische Ära, eine vorhergehende ältere Metamorphose ist jedoch nicht auszuschließen (Krol, 1974).

Während der alpidischen Zeit kam es zu retrograder Metamorphose mit der Bildung von Aktinolith und Albit sowie zur Chloritisierung und Serizitisierung (Krol, 1974). Durch zahlreiche radiometrische Altersdatierungen ist die Mehrphasigkeit der alpidischen Metamorphose belegt.

Verschiedene Alterswerte häufen sich bei einem Maximum von 80 Mio. Jahren und weisen somit auf eine oberkretazische Phase der alpidischen Metamorphose hin. Eine jüngere Phase wird von Jäger et al. (1967) sowie von Hunziker (1969) mit 35-38 Mio. Jahren angegeben (Krol, 1974). Eine Zuordnung der einzelnen retrograden Metamorphoseerscheinungen zu einer bestimmten Phase der alpidischen Metamorphose ist jedoch nicht durchführbar (Krol, 1974).

### 1.3 Scheelitvererzungen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex

Erstmals wurden Scheelitfundpunkte im Gebiet der Villgratener Berge von (Höll, 1969); (Höll, 1971) im Zuge seiner Scheelitprospektion in den Ostalpen erwähnt. Bereits in diesen ersten Arbeiten wurde vermutet, dass diese Scheelitvererzungen genetisch und zeitlich vor allem mit den altpaläozoischen basischen Vulkaniten assoziiert sind.

Krol (1974) stellte durch detailliertere Untersuchungen fest, dass die Hauptverbreitung der Scheelitvererzung in Zusammenhang mit der WSW-ENE-streichenden Metabasitfolge in diesem Bereich steht. Es treten schieferungsparallele Feinlagen von Scheelit in den Metabasiten auf, die mitunter von Quarz und Karbonat begleitet werden (Krol, 1974). Nach Krols Meinung handelt es sich um syngenetische mit dem basischen Vulkanismus auftretende Scheelitvererzungen, die in Form von Imprägnationen und stoffkonkordanten Einlagerungen an die vorhandenen Metabasite gebunden sind. Mit zunehmender Mächtigkeit der Trägergesteine steigt auch die Intensität der Scheelitführung an. Scheelitimprägnationen und bis zu 1cm große Aggregate von idiomorphen bis hypidiomorphen Scheelitkörnern treten hauptsächlich in den Chlorit-Epidot-Schiefern und Chloritphylliten auf (Krol, 1974). Die Scheelitvorkommen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex gehören zusammen mit zahlreichen weiteren Vorkommen der Ostalpen zum mediterranen Gürtel der Sb-W-Hg-Formation im Sinne von Maucher (1965).

Heinisch und Schmidt (1976) stellten mit Hilfe von geochemischen Analysen fest, dass es sich bei den von Krol (1974) beschriebenen Chloritschiefern eigentlich um chloritisierte Prasinite handelt, deren Hornblenden infolge extremer tektonischer Beanspruchung weitestgehend zu Chlorit umgewandelt wurden. Auch die von Krol (1974) erwähnten Chloritphyllite wurden von Heinisch und Schmidt (1976) als serizitreiche Quarzphyllite identifiziert.

Bereits 1969 wurden im Raum nördlich von Sillian 52 Freischürfe von Dr. Höll belegt, welche 1971 per Kaufvertrag an die Metallgesellschaft A.G. Frankfurt übertragen wurden. Auf die geologischen Kartierarbeiten der kommenden Jahre folgten im Sommer 1976 die ersten Explorationsarbeiten durch die deutsche Metallgesellschaft A.G. im Raum nordwestlich von Sillian. Mit bauwürdigen Scheelitgehalten wurde im Westen der damaligen Freischurfgebiete, im Bereich eines 2,5km langen und 1km breiten Streifens, der vom Grenzkamm Gumriaul-Hochrast (auf 2500m Seehöhe) im Süden bis zu den Bachläufen der Oberhofer Alpe im Norden reicht, gerechnet. Begründung für die Explorationsarbeiten in diesem Gebiet waren einerseits die Ähnlichkeit der geologischen Gegebenheiten in den Freischurfgebieten mit jenen in der Lagerstätte Felbertal (ähnliche Petrographie des Trägergesteins, vergleichbares stratigraphisches Alter, gleiche Form der Vererzung), sowie weiters der Nachweis einer Scheelitmineralisation im Anstehenden und der verhältnismäßig leichte Zugang zu den vorhandenen Aufschlüssen.

Die Beprobung der bearbeiteten Gebiete wurde mit Hilfe einer UV-Nachtprospektion durchgeführt. Analysen der entnommenen Proben wurden im Labor der WBH in Mittersill durchgeführt. Mit Hilfe dieser Untersuchungen wurden im damaligen Arbeitsgebiet (unveröffentlichter Bericht (Freischurfkarte) der Metallgesellschaft; Vaché (1976)) unterschiedliche Bereiche der Scheelitvererzung klassifiziert. Der Bereich der Hauptvererzung befand sich im Gebiet des Gumriaul, eine untergeordnete Vererzung nordwestlich des Gumriaul und Vererzungen in Blockhalden im Bereich Oberhofer Alpe, welche aufgrund des Erztypus vom Grenzkamm stammen. Die reichste Scheelitvererzung ist in Form grobkörniger Scheelitmobilisate in Verwachsung mit Quarz und Arsenkies aufgetreten. Sie wurde aufgrund ihrer vermutlichen diskordanten Lagerung jedoch nicht weiter verfolgt (unveröffentlichter Bericht der Metallgesellschaft; Vaché (1978b)).

Im Sommer 1977 und 1978 wurden weiterführende Arbeiten in diesem Gebiet durch die Metallgesellschaft A.G. und die VOEST-ALPINE A.G. vorgenommen. Neben weiteren Probenahmen wurden Schurfgräben in den Blockhalden mit Hilfe von Baggern angelegt, Schussbohrungen zur Gewinnung von größeren Probenmengen durchgeführt und vier Kernbohrungen entlang des Grenzkammes nordwestlich von Gumriaul abgeteuft. Durch die Kernbohrungen konnte festgestellt werden, dass höhere Erzgehalte vor allem in stark durchbewegten Partien der Metabasite auftreten, wo eine Mobilisation des Scheelites in Risse und Klüfte des Gesteins zusammen mit Quarz und Karbonaten vorkommt. Die Vererzung am Grenzkamm ist schichtgebunden und streng an die metabasitischen Trägergesteine gebunden, ist jedoch extrem absätzig und unregelmäßig, weshalb keine substanzielle Ressourcen mit bauwürdigen Erzgehalten erwartet wurden.

1978 wurden weiters Schurfstollen im Seitengraben östlich des Tafinbaches auf ca. 1870m Seehöhe aufgefahren. Durch die Auffahrung dieser Stollen sollte exemplarisch versucht werden, mehr über die Lagerungsverhältnisse der Vererzung und die Tektonik des Trägerhorizontes in Erfahrung zu bringen. Der 20m lange Hubertusstollen wurde kurz nach der Auffahrung wieder eingestellt, da unerwünschte tektonische Verhältnisse vorgefunden wurden. Mit dem Barbarastollen, welcher etwas unterhalb des Hubertusstollens aufgefahren wurde, wurde ein etwa 60m langer Untersuchungsstollen vorgetrieben. Durch die Untersuchungen konnten zwei voneinander unabhängige Körper mit Scheelitvererzungen, welche in die Quarzphyllite eingelagert sind, festgestellt werden. Sie konnten im Streichen bis zu 50m verfolgt werden und haben eine Mächtigkeit von bis zu 6m. Die Durchschnittsgehalte der Trägergesteine liegen bei 0,2-0,3%  $WO_3$ , wobei die Erzführung zur Teufe hin abnimmt.

Nach Beendigung aller Arbeiten konnte eine schichtgebundene Scheelitvererzung innerhalb der Metabasite über eine streichende Länge von ca. 4100m zwischen dem Grenzkamm und der Tafinalm nachgewiesen werden (unveröffentlichter Bericht der Metallgesellschaft; Vaché (1978a)).

1979 wurden die Explorationsarbeiten in diesem Bereich eingestellt, da sowohl im untertägigen als auch im übertägigen Bereich eine für die damalige Zeit nicht wirtschaftliche Vererzung nachgewiesen wurde.

Durch die Absätzigkeit der Vererzung war vor allem die Abschätzung der Durchschnittsgehalte problematisch. Im Hinblick auf die spätere Versorgung der Aufbereitungsanlage Mittersill wurde jedoch erwogen, den Bereich Sillian als Reservefeld zu sichern.

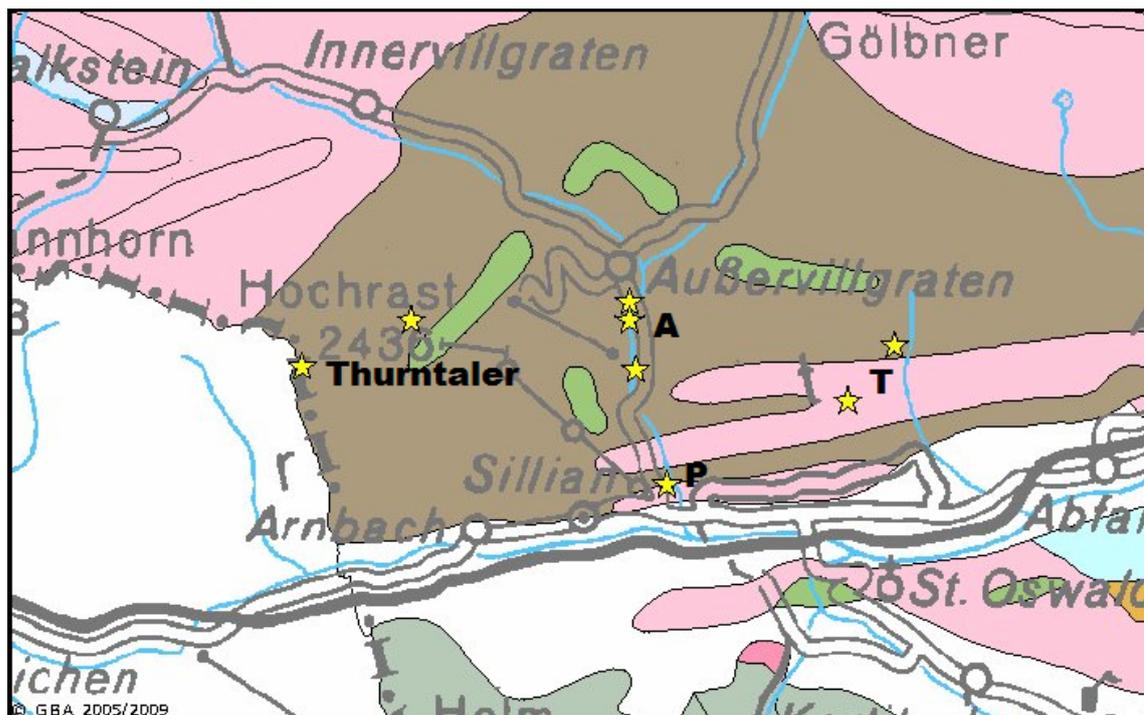
1982 wurden Untersuchungen an aktiven Bachsedimenten in ganz Osttirol durchgeführt, wobei Wolframanomalien im Bereich zwischen Gumriaul und Innervillgraten festgestellt wurden, die das Vorhandensein von Vererzungen in diesem Gebiet erneut bestätigten (Hausberger et al., 1982).

Neben den Scheelitvererzungen treten in höheren Teilen der Thurntaler Quarzphyllitserie, zwischen Marchginggele und Hochrast, sowie nördlich des Thurntaler an diskordante Quarzgänge gebundene Arsenkiesvorkommen auf. Diese Vererzungen sind nach Höll (1971) ein Hinweis dafür, dass es sich bei den vorhandenen Gesteinen um Vulkanitabkömmlinge handelt. Geochemische Analysen an diesen basischen, tholeiitischen Metavulkaniten (Heinisch und Schmidt, 1976) ergaben nach Krol (1974) eine Arsen-Wolfram-Mineralisation mit erhöhten Au-Gehalten. Scheelit und Arsenkies treten jedoch räumlich getrennt voneinander auf und es wurden keine Verwachsungen beider Erzminerale beobachtet (Krol, 1974).

Lokal treten in den Scheelitvererzungen auch Kiesimprägnationen in Form von Pyrit und Magnetkies auf.

## 1.4 Kieserzbezirk Villgraten

Im Thurntaler Quarzphyllitkomplex treten im „Kieserzbezirk Villgraten“ ebenfalls zahlreiche polymetallische Kieserzlager auf (**Abbildung 9**), deren Entstehung als submarin sedimentär angenommen wird (Tufar und Weber, 1997). Zu den bedeutendsten Vorkommen zählen die zum heutigen Zeitpunkt nicht mehr aktiven schichtkonkordanten Sulfiderzlagerstätten Ausservillgraten, Panzendorf und Tessenberg.



Legende	
	Quartär i. a.
	Ostalpines Permomesozoikum - Trias - Unterkreide
	Ostalpines Permomesozoikum - Permoskyth Klastika
	Ostalpines Permomesozoikum - Trias - Jura
	Ostalpines Paläozoikum - Quarzphyllite
	Ostalpines Kristallin - Altkristallin i. A.
	Ostalpines Kristallin - Orthogneis
	Ostalpines Kristallin - Amphibolit
	Periadriatische Intrusivgesteine - Tonalit/Oligozän
	Südalpine Einheiten - Phyllite

**Abbildung 9:** Geologische Übersichtskarte des Kieserzbezirkes Villgraten mit den Kieslagerstätten Ausservillgraten (A), Panzendorf (P), Tessenberg (T) und im Bereich des Thurntalers. Aus IRIS (Maßstab 1:100.000).

Für den Bereich Ausservillgraten ist Bergbautätigkeit schon im 18. Jhd. belegt. Etwa 1904 setzte in allen drei Bergwerken rege Aufschließungstätigkeit ein, die einen Höhepunkt während des ersten Weltkrieges fand. Nach dem zweiten Weltkrieg wurden noch mehrere Abbauversuche, Schurf- und Prospektionsprogramme von der Kupferbergbau Mitterberg Ges.m.b.H durchgeführt. Mit dem Ende der Kieslagerstätte Panzendorf wurde im Jahre 1953 der Abbau in diesem Gebiet endgültig gestoppt (Exel, 1986).

Die Lagerstätten sind polymetallische Kupfervererzungen, welche nach Heinisch und Schmidt (1984) an die, den Metabasiten benachbarten, Schwarzschieferhorizonte aus dem Obersilur-Unterdevon gebunden sind. Sie bilden langgezogene Lager und Lagerlinsen in einer Abfolge von Quarzphyllit, Chloritschiefer und Schwarzschiefer.

Die Erzparagenesen bestehen aus Pyrit, Chalcopyrit und Arsenopyrit sowie untergeordnet Galenit und eisenreichem Sphalerit. Charakteristisch für diese Lagerstätten ist das Vorkommen von Hochtemperatur-Chalcopyrit, der sogar im durchbewegten und körnig rekristallisierten Kieserz anzutreffen ist. Kennzeichnend ist außerdem eine Vergesellschaftung von Hochtemperatur-Chalcopyrit mit gediegen Gold und Elektrum. Im Streichen sind die einzelnen Kieslager oft mehrere hundert Meter verfolgbar, die maximale Mächtigkeit beträgt etwa 3,5m.

Laut Tufar und Weber (1997) besteht ein enger altersmäßiger und genetischer Zusammenhang zwischen den W-As-Mineralisationen und den Kiesvorkommen des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes. Metamorphe Stoffverschiebungen haben die Mineralisationen nur wenig beeinflusst (Tufar und Weber, 1997). Beide Lagerstättentypen sind an die gleiche Metabasitfolge des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes gebunden. Ihre stofflichen Achsen laufen annähernd parallel in WSW-ENE-Richtung (Krol, 1974). Die prämetamorphen, syngenetischen, vulkanogen-sedimentären, polymetamorphen Kieserzlager weisen die selbe starke tektonische Durchbewegung und regionalmetamorphe Überprägung wie der umgebende Thurntaler Quarzphyllit auf und sind gemeinsam mit diesem dem gesamten tektonischen und metamorphen Werdegang unterworfen worden (Tufar und Weber, 1997).

## 2 Methodenbeschreibung

### 2.1 Probennahme und Vorbereitung

Im Zuge der Geländearbeit in den Gemeinden Innervillgraten, Ausservillgraten und Sillian wurden sowohl Erz- und Gesteinsproben als auch Bachsedimentproben entnommen. Die einzelnen Probenahmepunkte sind graphisch im Anhang A dargestellt. Bei der Beschriftung der Bachsedimentproben wurde zur besseren Übersicht der Präfix „AV09“ entfernt und nur die Probennummer vermerkt. Weiters wurden alle beprobten Bäche markiert, auch jene, bei denen keine GPS-Messung möglich war.

Die Probenvorbereitungen fanden in den Laboratorien der Montanuniversität Leoben statt, die chemischen Analysen des aufbereiteten Materials wurden anschließend bei ACME Analytical Laboratories Ltd. in Vancouver, Kanada ([www.acmelab.com](http://www.acmelab.com)), einem kommerziellen, international akkreditierten Labor, durchgeführt.

#### 2.1.1 Erz- und Gesteinsproben

Die Entnahmestellen der Gesteinsproben waren einerseits bekannte, mit Hilfe vorhandener, alter Kartenwerke relocalisierte und beprobte Punkte, andererseits geologisch als interessant erscheinende Örtlichkeiten. Von besonderem Interesse waren Fundpunkte anstehender Scheelitvererzungen.

An diesen Punkten wurden sowohl geologische Aufschlussaufnahmen und Beprobungen der vermuteten erzführenden Serien und deren Nebengesteine bei Tage sowie an ausgewählten Bereichen auch Nachtprospektionen mit Hilfe von tragbaren UV-Lampen (ultraviolet equipment der Firma Raytech, Model R5-FLS-2) durchgeführt.

Das so entnommene Material wurde, sofern nicht schon im Gelände geschehen, im Labor des Lehrstuhles für Mineralogie und Petrologie der Montanuniversität Leoben gereinigt und von sämtlichen Verwitterungserscheinungen befreit. Die Aufbereitung der Proben erfolgte mit Hilfe eines Backenbrechers, Typ Pulverisette 1 der Firma Fritsch, bei dem das Probenmaterial in einem abgeschlossenen Brechraum durch hohen Druck zwischen zwei Brechplatten zerkleinert wurde. Anschließend wurde die Probe in einer Achat Scheibenschwingmühle, Typ Pulverisette 9 der Firma Fritsch, auf eine Korngröße von ca. 10-20µm gemahlen. In einer Scheibenschwingmühle erfolgt die Mahlung des Materials durch horizontale Kreisschwingungen der Mahlgarnitur auf einem Schwingteller. Dabei zerkleinert die aus Ringen und Kern bestehende Mahlgarnitur durch extrem hohe Druck-, Schlag- und Reibwirkung. Bei dieser Aufbereitung wurde eine Mahlgarnitur aus Achat verwendet, um Verunreinigungen durch Wolframkarbid im Probenmaterial zu verhindern (**Abbildung 10**).

Nach diesen Aufbereitungsschritten wurden etwa 25g des so gepulverten Materials in Probenbehälter verpackt und für die chemische Analyse nach Kanada, zu ACME Analytical Laboratories Ltd., geschickt.

Von allen Gesteinen wurde eine Gesamtgesteinsanalyse (Hauptelemente) mittels ICP-ES und eine Spurenelementanalyse mittels ICP-MS (Analysenpaket: 4A4B) durchgeführt.

Die Analyseergebnisse sowie die jeweiligen Nachweisgrenzen sind dem Anhang E zu entnehmen.



**Abbildung 10:** Aufbau der Mahlgarnitur einer Scheibenschwingmühle.

Aus dem im Gelände genommenen Probenmaterial wurden weitere Gesteinsscheiben mit Hilfe einer Gesteinssäge gewonnen, von denen Dünnschliffe bzw. polierte Dünnschliffe angefertigt wurden. Diese Präparate wurden anschließend am Polarisationsmikroskop und der Elektronenstrahlmikrosonde genaueren Untersuchungen unterzogen.

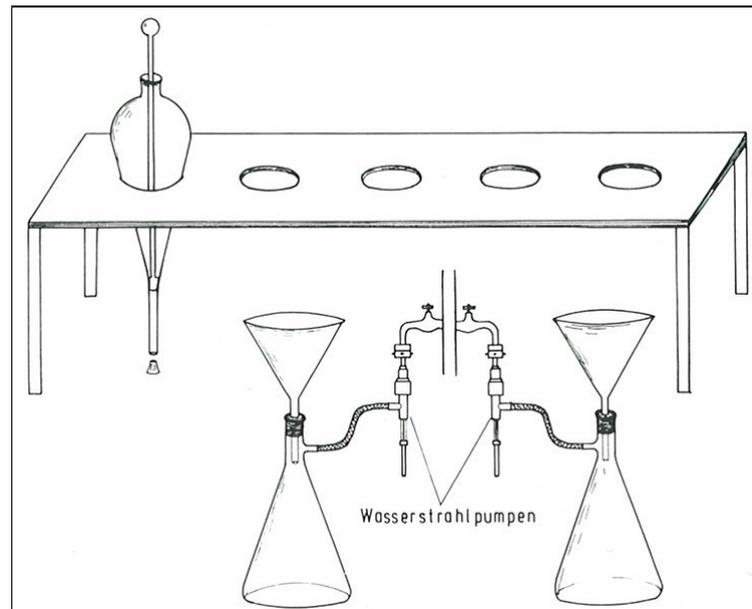
## 2.1.2 Bachsedimentproben

Für geochemische und mineralogische Untersuchungen wurden 26 Bäche (auf das gesamte Untersuchungsgebiet verteilt) ausgewählt, von denen sowohl Schwermineralproben als auch Probenmaterial der Feinfraktion entnommen wurden.

### 2.1.2.1 Schwermineralfraktion

Im gesamten Arbeitsgebiet wurden insgesamt 12 Schwermineralproben mit einer Ausgangsmenge von etwa 10 Litern aktivem Bachsediment mit Hilfe eines Spatens entnommen. Das dadurch gewonnene Material wurde mittels eines Maschensiebes, nach DIN 4188, mit einer Maschenweite von 1,4mm gesiebt und nach dem Siebdurchgang mit einer Goldwaschpfanne der Firma Estwing mit einem Bodendurchmesser von 23cm das organische Material sowie die Leichtfraktion entfernt und ein Schwermineralvorkonzentrat gewonnen.

Das gewonnene Vorkonzentrat wurde nach dem Trocknen einer Schwerkretrennung im Labor der Montanuniversität Leoben, am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre, unterzogen, um das vorhandene Mineralgemisch zu trennen. Bei diesem Verfahren wurde zu Beginn das Schwermineralvorkonzentrat zusammen mit einer Schwereflüssigkeit, in diesem Fall Tetrabromethan, kurz TBE (Summenformel:  $C_2H_2Br_4$ ), auch unter dem Namen Muthmanns Flüssigkeit bekannt, mit einer Dichte von  $2,97g/cm^3$ , in einen verschließbaren Scheidetrichter gegeben und nach wiederholtem Umrühren auf die Abtrennung der unterschiedlichen Materialien gewartet. Der Scheidetrichter sollte möglichst steilwandig sein, damit sich keine Mineralkörner auf den Seitenwänden festsetzen können (Boenigk, 1983). Die Mineralien mit einer Dichte höher als jene der Schwereflüssigkeit setzen sich am Boden des Gefäßes ab, während die leichteren Bestandteile aufschwimmen. Lediglich die Mineralien, deren Dichte der Schwereflüssigkeit entsprechen, bleiben in Schwebelage. Diese Untersuchungsmethode wird dadurch auch als Schwimm-/ Sinkverfahren bezeichnet. Eine Auftrennung in unterschiedliche Fraktionen ist somit leicht möglich. Hat sich das Mineralgemisch getrennt, werden die einzelnen Fraktionen in einen Trichter mit Filterpapier abgelassen. Die Schwereflüssigkeit wird zugleich in einem unter dem Trichter stehendem Becherglas aufgefangen. Anschließend wird das Filterpapier mittels einer Wasserstrahlpumpe, bei der Unterdruck erzeugt wird, mit Alkohol und Wasser gereinigt, um das TBE vollständig zu entfernen und schließlich rückzugewinnen (**Abbildung 11**). Die gereinigten Filter samt Material wurden auf einem beheizbaren Sandbett bei leicht erhöhter Raumtemperatur über Nacht getrocknet und anschließend in Probenbehälter abgefüllt.



**Abbildung 11:** Versuchsaufbau der Schwereretrennung. Aus Boenigk (1983).

Vor der weiteren Präparation der Schwerefraktion wurde diese auf das generelle Vorhandensein und die Häufigkeit von Scheelit in den einzelnen Proben untersucht. Dies erfolgte durch einfaches Auszählen der fluoreszierenden Scheelitkörner mit Hilfe einer tragbaren UV-Lampe der Firma Raytech. Auf eine weitere Untergliederung der gewonnenen Fraktion über ihr magnetisches Verhalten wurde aufgrund der geringen Materialmenge verzichtet. Anschließend wurden polierte Dünnschliffe aus dem Material der Schwerefraktion gefertigt, welche unter dem Polarisationsmikroskop sowie der Elektronenstrahlmikrosonde weiter analysiert wurden.

#### 2.1.2.2 Feinfraktion

Neben den Schwermineralproben wurden von 26 Bächen im Untersuchungsgebiet auch Proben der Feinfraktion entnommen, die für spätere chemische Untersuchungen verwendet wurden. Es wurde eine Materialmenge von etwa 1,5 bis 2 kg mit Hilfe einer Laborschaukel entnommen, welche nach dem Trocknen weiter aufbereitet wurden.

Zu Beginn der Aufbereitung wurden die Proben mit Hilfe eines ISO 3310-1 zertifizierten Prüfsiebes mit einer Maschenweite von 180µm auf einem Siebturm trocken abgesiebt. Die Fraktion kleiner 180µm wurde danach mit einer Scheibenschwingmühle, Modell Pulverisette 9 der Firma Fritsch, auf eine Korngröße von ca. 10-20µm gemahlen. Bei dieser Aufbereitung wurde, wie bereits vorhin erwähnt, eine Mahlgarnitur aus Achat verwendet, um Verunreinigungen im Probenmaterial zu verhindern.

Von dem so gewonnenen Material wurde ein Teil zur chemischen Analyse zu ACME Analytical Laboratories Ltd. versandt, wobei ein 4-Säureaufschluss und eine nachfolgende Analyse mittels ICP-MS Anwendung fanden (Analysenpaket: 1T-MS). Die Analyseergebnisse sowie die jeweiligen Nachweisgrenzen sind dem Anhang F zu entnehmen.

## **2.2 Mikroskopische Untersuchungen**

Im Präparationslabor des Lehrstuhles für Mineralogie und Petrologie wurden von den vorbereiteten Gesteinsproben Dünnschliffe bzw. polierte Dünnschliffe angefertigt. Von den durch die Schwereretrennung gewonnenen Mineralfraktionen wurden polierte Dünnschliffe hergestellt.

Die nachfolgenden mikroskopischen Untersuchungen, sowohl Durchlicht- als auch Auflichtmikroskopie, wurden überwiegend an einem Polarisationsmikroskop der Firma Olympus, Model BX40F4, durchgeführt. Im Polarisationsmikroskop wird die Wellennatur des Lichtes dazu benutzt, um beim Durchtritt des Lichtes durch eine Substanz kristallspezifische Effekte zu beobachten, die durch die Wechselwirkung des Lichtes mit der Substanz entstehen (Markl, 2004).

Fotos der Dünnschliffe wurden sowohl mit Hilfe des Polarisationsmikroskops von Olympus mit einem uEye-Aufsatz der Firma IDS, als auch mit einem Binokular der Firma Leica, Model MZ6, mit einer angeschlossenen digitalen Spiegelreflex-Kamera von Canon, Model EOS 450D, erstellt.

## 2.3 Elektronenstrahlmikrosonde

Die Analysen wurden an der JEOL JXA 8200 Mikrosonde des Eugen F. Stumpfl Labors, am Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Das Eugen F. Stumpfl Labor wurde als ein Labor des UZAG, einem Zusammenschluss der Universitätszentren der Angewandten Geowissenschaften in der Steiermark, eingerichtet.

In **Tabelle 1** bis **Tabelle 4** sind die analytischen Bedingungen der jeweiligen Messungen an der Elektronenstrahlmikrosonde detailliert aufgelistet.

**Tabelle 1:** Analytische Bedingungen der Scheelitmessungen.

**Messbedingungen:** 10 kV  
15 kV

**Messzeit:** Peak = 20sec.  
Background = 10sec.

**Korrektur:** ZAF

Element Linie	Standard	Nachweisgrenze [%]
MgO	K $\alpha$ Diopsid	0,02
MnO	K $\alpha$ Rhodonit	0,11
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L $\alpha$ Nb 100%	0,05
PbO	M $\alpha$ Bleiglanz	0,03
FeO	K $\alpha$ Almandin	0,04
TiO <sub>2</sub>	K $\alpha$ Titanit	0,05
CaO	K $\alpha$ Dolomit	0,02
MoO <sub>3</sub>	L $\alpha$ Molybdänit	0,03
CuO	K $\alpha$ Chalkopyrit	0,07
WO <sub>3</sub>	L $\alpha$ W 100%	0,17

**Tabelle 2:** Analytische Bedingungen der Granatmessungen.

**Messbedingungen:** 10 kV  
15 kV

**Messzeit:** Peak = 15sec.  
Background = 5sec.

**Korrektur:** ZAF

Element	Linien	Standard	Nachweisgrenze [%]
MgO	K $\alpha$	Klinopyroxen	0,02
K <sub>2</sub> O	K $\alpha$	Adular	0,02
CaO	K $\alpha$	Klinopyroxen	0,04
SiO <sub>2</sub>	K $\alpha$	Klinopyroxen	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K $\alpha$	Adular	0,02
NiO	K $\alpha$	NiS	0,04
TiO <sub>2</sub>	K $\alpha$	Ilmenit	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K $\alpha$	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03
Na <sub>2</sub> O	K $\alpha$	Albit	0,02
FeO	K $\alpha$	Kärsutit	0,03
MnO	K $\alpha$	Rhodonit	0,03

**Tabelle 3:** Analytische Bedingungen der Sulfidmessungen.

**Messbedingungen:** 10 kV  
20 kV

**Messzeit:** Peak = 15sec.  
Background = 5sec.

**Korrektur:** ZAF

Element	Linien	Standard	Nachweisgrenze [%]
S	K $\alpha$	FeS <sub>2</sub>	0,02
Ni	K $\alpha$	Nickelin	0,02
Zn	K $\alpha$	Sphalerit	0,04
Fe	K $\alpha$	Pyrit	0,02
As	L $\alpha$	GaAs	0,05
Ag	L $\alpha$	Elektrum	0,03
Pb	M $\alpha$	Bleiglanz	0,04
Cu	K $\alpha$	"Dutrizac" CuS	0,03
Sb	L $\alpha$	SbTe	0,11
Co	K $\alpha$	Co 100%	0,02
Au	M $\alpha$	Elektrum	0,02

**Tabelle 4:** Analytische Bedingungen der Oxidmessungen

**Messbedingungen:** 10 kV  
15 kV

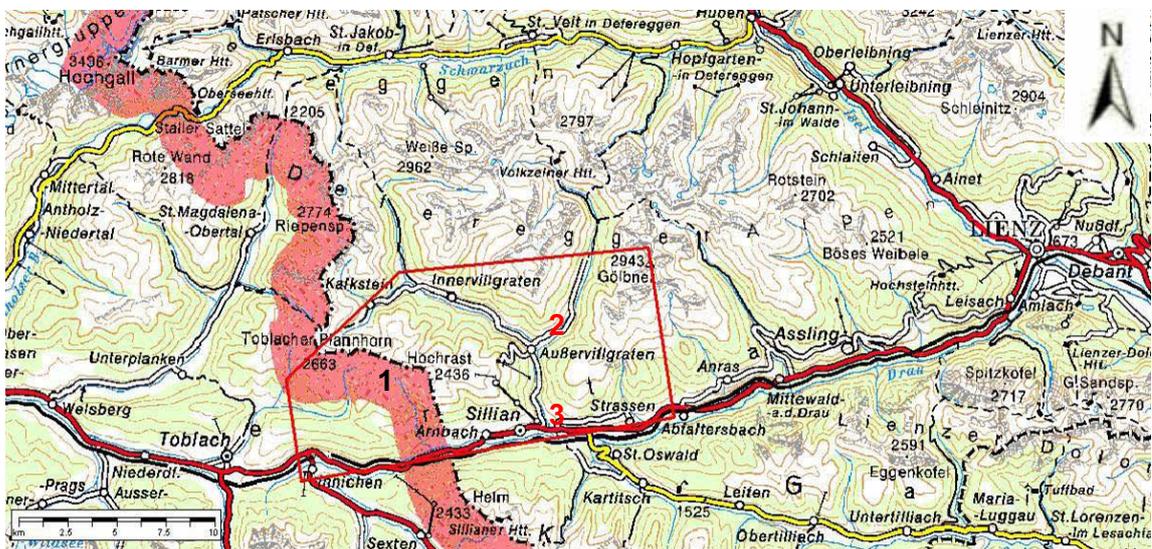
**Messzeit:** Peak (W) = 15sec. (20sec.)  
Background (W) = 5sec. (10sec.)

**Korrektur:** ZAF

Element	Linien	Standard	Nachweisgrenze [%]
MgO	K $\alpha$	Chromit	0,02
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L $\alpha$	GaAs	0,06
WO <sub>3</sub>	L $\alpha$	W 100%	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K $\alpha$	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04
FeO	K $\alpha$	Granat	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K $\alpha$	Gahnit	0,02
MnO	K $\alpha$	Rhodonit	0,01
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K $\alpha$	V 100%	0,04
TiO <sub>2</sub>	K $\alpha$	Ilmenit	0,01
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L $\alpha$	Nb 100%	0,05

## 2.4 Geländeaufnahmen

Bei der im Sommer 2009 durchgeführten, vierwöchigen Geländearbeit wurden sowohl Gesteinsproben als auch Bachsedimentproben im Untersuchungsgebiet entnommen. Das Arbeitsgebiet befindet sich in Osttirol, in den Gemeinden Innervillgraten, Ausservillgraten und Sillian sowie auch auf italienischer Seite (Bereich Marchinggele-Hochrast) entlang der Staatsgrenze (**Abbildung 12**). Die Probenahmepunkte sind in der Karte, im Anhang A (mit ÖK 177; ÖK 178 und Geofast-Karte 178 (2006)), graphisch dargestellt sowie in einer Probenliste mit den zugehörigen geographischen Koordinaten tabellarisch aufgelistet (Anhang B). Bei Probenpunkten mit den Beschriftungen „SP“ handelt es sich um Sonderproben, die bei den weiteren Untersuchungen nicht bearbeitet wurden, aufgrund der GPS-Messungen aber in den Karten vermerkt sind. Vorhandene strukturelle geologische Messdaten der Aufschlüsse sind ebenfalls tabellarisch im Anhang C aufgelistet.



**Abbildung 12:** Position des Arbeitsgebietes (rote Markierung); 1=Marchinggele-Gumriaual, 2=Winkeltal, 3=Panzendorf. Aus AMap Version 2.0.

Ein Großteil der Geländearbeit beschäftigte sich mit der Beprobung der Bäche des Arbeitsgebietes, welche in Kapitel 2.1.2 genauer beschrieben wird. Mit Hilfe von nachfolgenden Analysen dieser Proben können Rückschlüsse auf den lithologischen Untergrund der jeweiligen Einzugsgebiete der Bäche, sowie auf eventuell vorhandene Vererzungen geschlossen werden.

Ergänzend zu den Bachsedimentbeprobungen und für petrographische Untersuchungen an den Gesteinen des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes wurden weiters geologische Begehungen durchgeführt.

Das gesamte Arbeitsgebiet besteht aus übersteilen Talhängen, welche zum Teil mit Moränenmaterial und Hangschutt bedeckt und dadurch schwer begehbar sind. Beprobungen von anstehendem Gestein erfolgten daher vor allem entlang von Forststraßen.

Das Hauptaugenmerk wurde auf das Gebiet Tafinalm in Innervillgraten, sowie auf den Grenzkamm zu Italien zwischen Marchinggele und Gumriaul (**Abbildung 12**, Nr.1) gelegt, da aus diesen Gebieten bereits Scheelitfundpunkte bekannt waren. Weiters wurden auch Gesteinsbeprobungen im Gebiet der Rautbachalm (im Winkeltal, nordöstlich von Ausservillgraten; **Abbildung 12**, Nr.2), bei Sillian und bei Schloß Heinfels (in Panzendorf; **Abbildung 12**, Nr.3) durchgeführt.

### 2.4.1 Tafinalm

Der in den späten 80er Jahren aufgefahrenene Untersuchungsstollen (Hubertusstollen) im Bereich der Tafinalm konnte relokalisiert, jedoch aufgrund seines Verbruches nicht mehr befahren werden (**Abbildung 13**). Beprobungen fanden mit Hilfe von tragbaren UV-Lampen im Zuge einer Nachtprospektion statt. Die Proben mit den Nummern Sch1 und G11 stammen unmittelbar vom ehemaligen Stolleneingang, jene mit den Nummern Sch2, G12, G13, G14 und G15 von Aufschlüssen entlang der Forststraße unterhalb (nördlich und südlich) des Stollenmundloches.



**Abbildung 13:** Verbrochenes Mundloch des ehemaligen Untersuchungsstollens an der Forststraße zur Tafinalm; Blick Richtung E auf SH=1872m.

Bei den Proben Sch1, Sch2, G11 und G12/1 handelt es sich um Grünschieferfazielle Metabasite, bei G13 und G15/2 um Metaporphyroide und bei G14 und G15/1 um Quarzphyllite. Probe G12/2 stammt aus einem 1m langen und 10-15cm mächtigen Quarz-Sulfid-Gang. Sichtbare hellgraue Kristalle mit Metallglanz, sowie ein charakteristischer Schwefelgeruch beim Bearbeiten bestätigen die Annahme, dass es sich um Sulfide handelt. Die Orientierung des Ganges entspricht jener der umgebenden Metabasite.

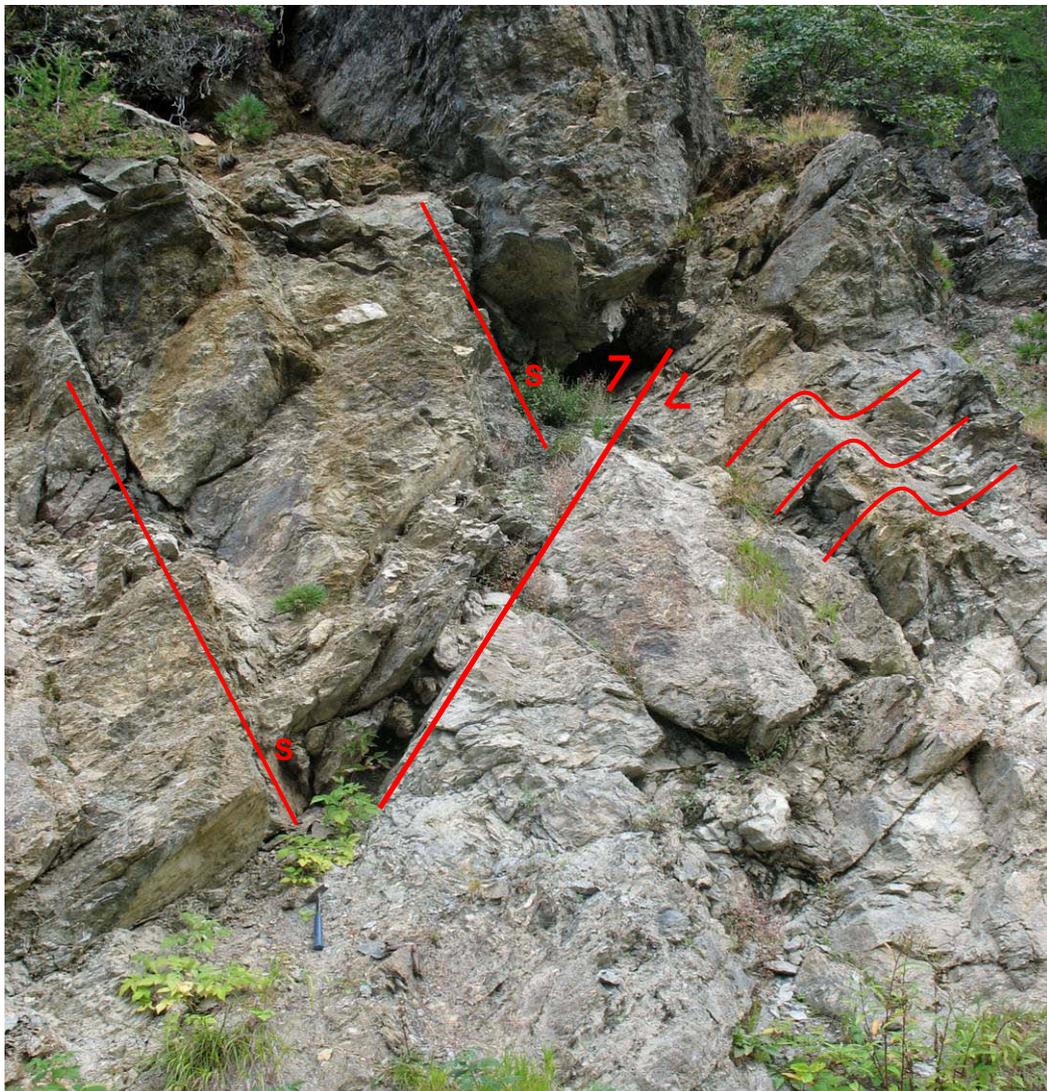
In den Proben Sch1 und Sch2 zeigen die in großer Menge vorhandenen, länglichen Scheelitporphyroblasten von mm-cm-Größe blaue Fluoreszenzfarbe (UV-Prospektion), was auf ein Fehlen von Molybdän in der Scheelitstruktur hinweist. Weiters ist auch ersichtlich, dass der Scheelit nicht nur in Vergesellschaftung mit Quarz und Karbonat, sondern auch disseminiert verteilt in den Metabasiten vorkommt. Die Quarze (**Abbildung 14**) treten als cm-mächtige, deformierte Linsen in den Metabasiten auf. Zum Teil ist trotz der Einregelung noch die diskordante Anlage der Gänge zu erkennen.



**Abbildung 14:** Aktinolith-Albit-Chlorit-Schiefer mit eingeregelteten Quarz-Karbonat-Gängen; Aufschluss Nr. G11/2 beim verbrochenen Stollenmundloch der Tafinalm.

Neben den bekannten Fundpunkten auf der Tafinalm sind keine weiteren Scheelitfundpunkte festgestellt worden. Die bekannten Wolframvererzungen finden sich immer in den Metabasiten, nicht aber in den umgebenden Quarzphylliten. Die Metabasite zeigen immer deutlich planares Gefüge und eine spätere Verfallung.

Bei den umgebenden muscovitreichen Quarzphylliten ist diese Krenulationsfaltung ebenfalls deutlich zu erkennen. Bis zu dm-große, zerscherte Quarzlinsen, welche teilweise von graphitischen Adern durchzogen werden, sind in die dominante, penetrative Schieferung (sf(1)) eingeregelt und werden von der jüngeren Faltung (F2) verfalltet (**Abbildung 15**). Am Aufschluss G14 konnten außerdem spröde Deformationsstrukturen festgestellt werden. Es wurden Störungen eines konjugierten Störungssystems eingemessen. Bei einer dieser Störungen (Orientierung 012/47) handelt es sich um eine Aufschiebung (**Abbildung 15**).



**Abbildung 15:** Quarzphyllit mit an vorhandenen Harnischflächen ermitteltem aufschiebendem Bewegungssinn (012/47). Im Bild sind eine weitere Störung (180/70) und rechts offene Faltenstrukturen (F2 060/40) zu erkennen; Aufschluss Nr. G14.

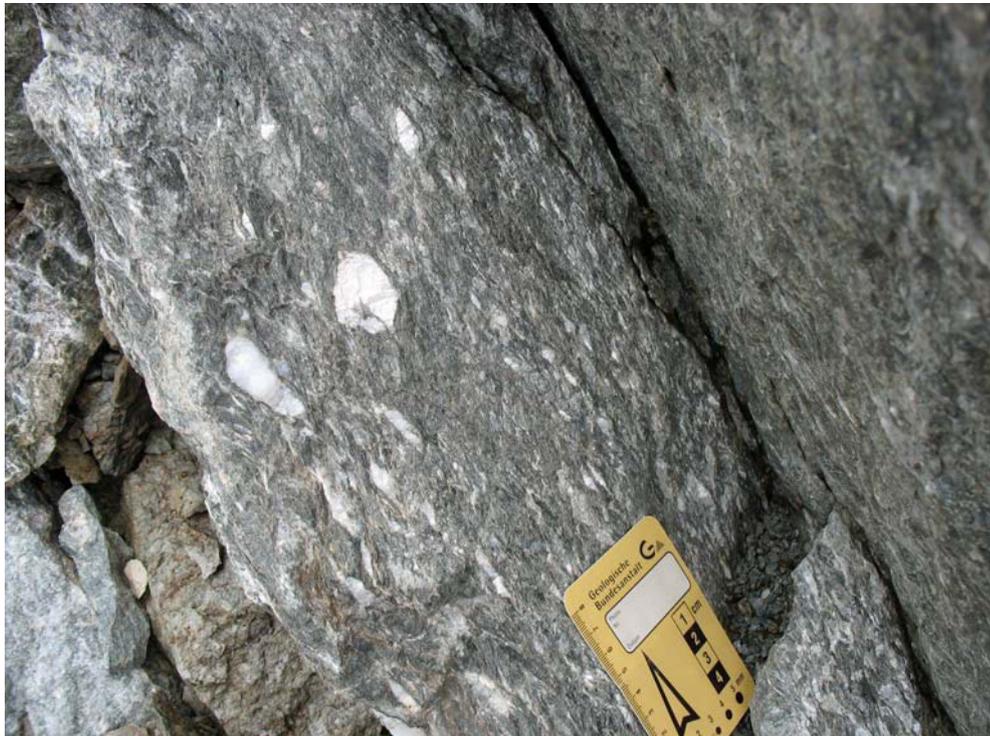
Die Metaporphyroide treten in Form von Einschaltungen von ca. einem halben Meter in den vorhandenen Quarzphylliten auf. Weiters wirken die Metaporphyroide kompakter als das Umgebungsgestein. Eine leicht rosa Färbung lässt auf das Vorhandensein von Kalifeldspäten schließen.

#### 2.4.2 Grenzkamm Marchinggele-Gumriaul

Die Geländeaufnahmen und Beprobungen am Grenzkamm im Bereich Marchinggele-Gumriaul erfolgten aufgrund der leichteren Zugänglichkeit von italienischer Seite. Die Proben wurden entlang einer bereits in der alten Literatur erwähnten Militärstraße genommen. Die Benützung dieser Straße ist nur mit Genehmigung der Forstverwaltung Innichen möglich.

In diesem Gebiet wurden sowohl Quarzphyllite (Probennummern G16, G18, G19, G21, G22, G23 und G25) als auch Metabasite (Probennummern G17/1 bis G17/6 und G20) beprobt. An einigen dieser Aufschlüsse sind noch alte, aufgesprühte Nummern vorhanden, mit denen bei früherer UV-Nachtprospektion das Auftreten von Scheelit markiert wurde.

In den dunkel gefärbten Quarzphylliten (**Abbildung 16**) tritt, im Vergleich zu jenen der Tafinalm, vermehrt Biotit auf. Weiters wirken diese Gesteine hier massiger und sie führen Quarzknauer von einer Größe bis zu mehreren Zentimetern.



**Abbildung 16:** Quarzphyllit mit mehreren cm-großen Quarzknauer; Aufschluss Nr. G18.

Die Probe G21 ist besonders quarzreich, was sich auch in den chemischen Analysen widerspiegelt (siehe Kapitel 5.1). An die mit dem umgebenden Gestein mitverfalteten Quarzlagen sind sowohl Karbonate als auch Sulfide gebunden (**Abbildung 17**).

Bei den Sulfiden (G19) sind, wie auch in Sulfid-Proben von der Tafinalm, silbrig-graue Kristalle von vermutlich Arsenopyrit erkennbar. Diese sulfidführenden Gesteine fallen durch stark rostige Verwitterungsfarben und sekundäre grün/türkise Mineralbildungen auf.

Neben den mit dem Nebengestein verfalteten Quarzlagen treten auch jüngere, nicht deformierte Quarzgänge auf, in denen vereinzelt auch Scheelit (UV-Prospektion) vorkommt.

Mengenmäßig treten Quarzknauer und -lagen in mit den Quarzphylliten assoziierten Chlorit-Muscovit-Schiefern zurück. Es lässt sich belegen, dass die cm-mächtigen Quarzlagen in die erste Schieferung (sf(1)) eingeregelt wurden und noch von einer jüngeren Verfaltung (F2) erfasst wurden (**Abbildung 18**). Neben dieser Krenulationsfaltung sind noch Relikte einer zu D1 zu stellenden älteren Isoklinalverfaltung (F1) erhalten. Außerdem ist in Aufschluss G17/6 noch eine zweite Schieferungsrichtung feststellbar.

Mit Hilfe einer UV-Lampe und einer Dunkeldecke konnten die bei früheren UV-Prospektionen markierten scheelitführenden Bereiche beprobt werden. Scheelit ist meist an deformierte Quarzlagen in den Metabasiten, die ihrerseits vor allem in stärker deformierten Anteilen der Metabasite angereichert scheinen, gebunden.



**Abbildung 17:** Sulfidführender, rostig verwitternder Quarzphyllit; Aufschluss Nr. G19.



**Abbildung 18:** Krenulationsfaltung (F2) einer in sf1 eingeregelteten Quarzlage in einem Chlorit-Muscovit-Karbonat-Schiefer am Grenzkamm Österreich-Italien im Bereich des Marchginggele; Aufschluss Nr. G17/6.

### 2.4.3 Rautbachalm

Entlang der Forststraße zur Rautbachalm sind unterschiedliche Gesteine des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes aufgeschlossen. Größtenteils kommen auch hier Chlorit-Muscovit-Schiefer vor, die geringer mächtige Einschaltungen von Metaporphyroiden (G26, G27) und Amphiboliten (G28, G29) besitzen.

Aufgrund der Ähnlichkeit der Phyllite zu bereits besprochenen wurde lediglich eine Probe (G25) aus diesem Gebiet für weitere petrographische Untersuchungen entnommen (siehe Kapitel 3).

Bei den eher massigen Metaporphyroidaufschlüssen ist eine feine Bänderung erkennbar (**Abbildung 19**). In den helleren, leicht rosa wirkenden Lagen sind sowohl Feldspäte als auch Quarz makroskopisch erkennbar. Die dunkleren Lagen sind reicher an Phyllosilikaten, vor allem Biotit. Weiters sind eine steilstehende Foliation, sowie eine Lineation deutlich erkennbar. Die vorhandene Wechsellagerung zeigt parallel dazu eine Schieferung mit assoziierter Isoklinalfaltung sowie eine zweite, überprägende Faltung.



**Abbildung 19:** Erkennbare hell-dunkel Wechselagerung sowie Verfaltung in den Metaporphyroiden; Aufschluss Nr. G27.

Die Aufschlüsse der Amphibolite sind massig, stark gebankt und weisen eine deutliche Grünfärbung des Gesteins auf. Einzelne Amphibolkristalle sind bereits makroskopisch zu erkennen und zeigen eine deutliche Einregelung. Die vorhandenen helleren Bereiche bestehen aus Quarz und Feldspäten, welche in die Struktur eingeregelt sind.

#### **2.4.4 Sillian**

Nördlich der Sillianer Hauptstraße, im Erdhörchenweg befindet sich ein 10 x 2m großer Aufschluss eines Granatphyllit (G30). In dem stärker überwachsenen und verrutschten Aufschluss sind Blöcke mit cm-großen Granaten und mehrere cm-dicken Quarzgängen erkennbar. Weiters sind sowohl Muscovit als auch Biotit makroskopisch bestimmbar. Strukturelle Beobachtungen waren aufgrund der Überdeckung mit Erdmaterial nicht möglich.

#### **2.4.5 Schloß Heinfels**

Entlang der Auffahrt zum Schloß Heinfels befindet sich ein, wie bereits im Bereich der Ratbachalm angetroffener, Amphibolitaufschluss (G31/1). Als makroskopisch identifizierbarer Hauptgemengteil kommen die namensgebenden Amphibole vor.

Im selben Gestein treten Einschaltungen von Granatphylliten auf (G31/2), die sich von jenen bei Sillian nicht unterscheiden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass es sich bei den Hauptgesteinen des Arbeitsgebietes um grünschieferfazielle Metabasite handelt, die im südlichen Teil des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes durch höher metamorphe Amphibolite abgelöst werden. Die petrographisch unterschiedlichen Grüngesteine treten in unmittelbarer Nähe zueinander und zusammen mit den Phylliten auf. Es existieren keine scharfen Übergänge dieser Gesteinsgruppen. Als Einschaltungen von wenigen 10er Metern in den vorhandenen Grüngesteinen treten die Metaporphyroide auf.

Es lässt sich weiters bestätigen, dass die Scheelitvererzungen im Untersuchungsgebiet an die chloritreichen Grüngesteine (Metabasite) gebunden sind. Nur ein Fundpunkt von Scheelit liegt im Quarzphyllit. Scheelit ist dort an jüngere, nicht deformierte Quarzgänge gebunden. Ansonst treten die Scheelitporphyroblasten meist an vorhandene Quarz-Karbonat-Mobilisate gebunden auf oder kommen auch dissimiliert verteilt im Gestein vor.

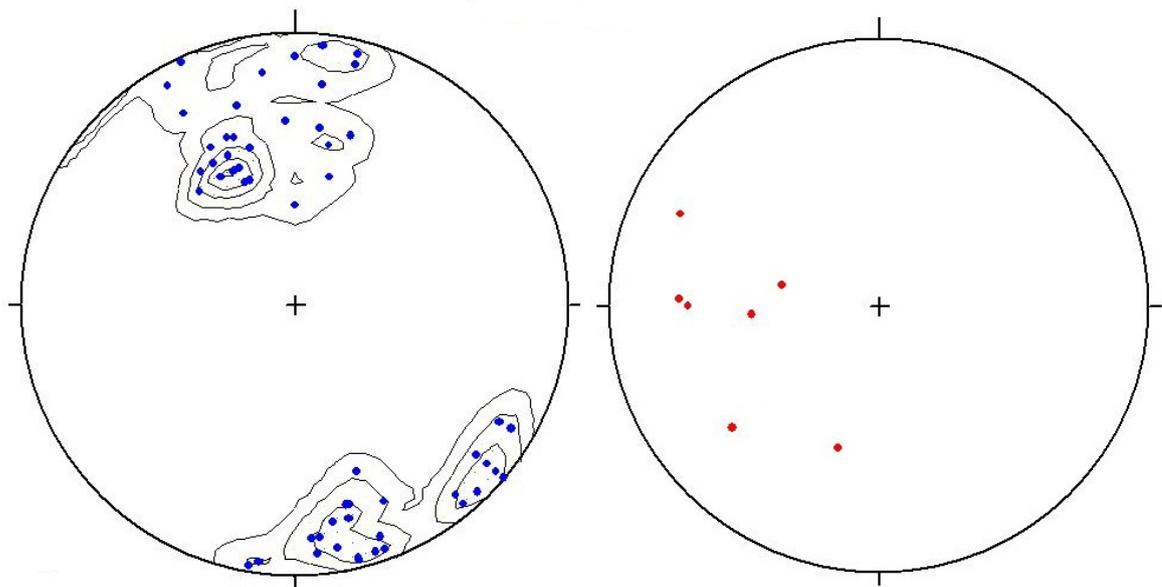
### 2.4.6 Ergebnisse der struktureologischen Messungen

Die struktureologischen Messungen wurden mit Hilfe der Computersoftware für Strukturgeologie, Tectonics FP, graphisch ausgewertet und dargestellt. Die gemessenen Daten befinden sich im Anhang C.

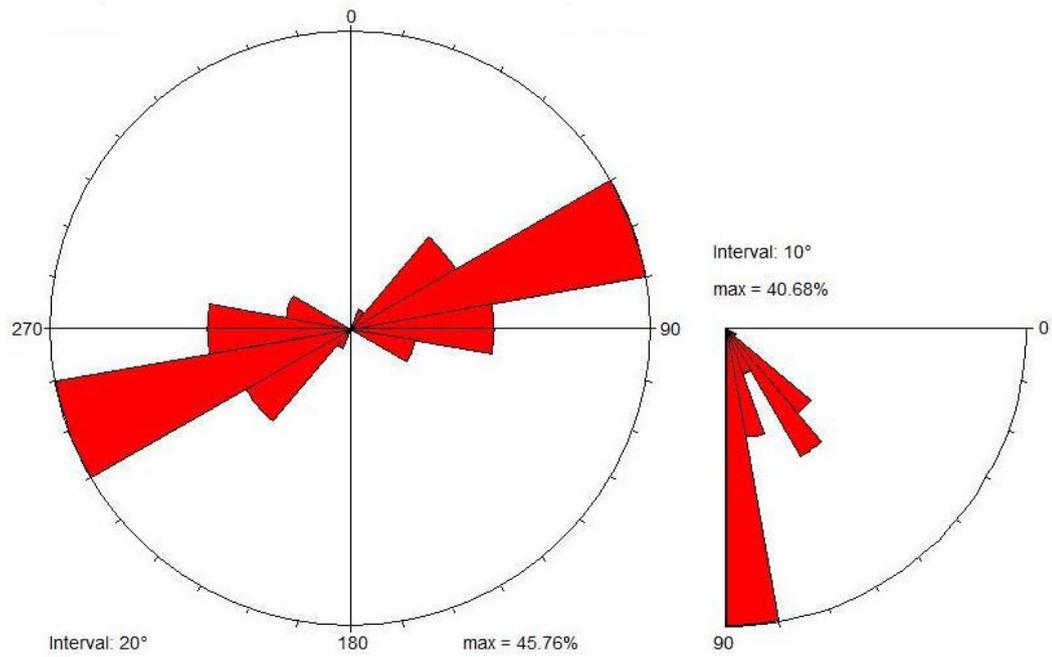
Die Gesteine des Arbeitsgebietes zeigen eine Schieferungsrichtung sf(1), welche steil bis mittelsteil nach Süden einfällt und andererseits, im Gebiet der Tafinalm relativ steil nach N bis NW einfällt (**Abbildung 20**). Neben dieser Hauptschieferungsrichtung konnte eine weitere Foliation sf(2) festgestellt werden, welche steil bis mittelsteil nach E/SE einfällt. Sf(2) ist jedoch nur vereinzelt in Aufschlüssen im Bereich des Marchgingele einmessbar.

In **Abbildung 20** sind sowohl die Polpunkte der Schieferung sf(1) als auch jene von sf(2) in Verbindung mit einem Konturenplot, für eine bessere Darstellung, abgebildet. Das generelle Streichen der Schieferung sf(1) ist WSW-ENE und jenes der Schieferung sf(2) N-S. Streichrichtungen sind anhand von Rosendiagrammen in **Abbildung 21** und **Abbildung 22** gezeigt.

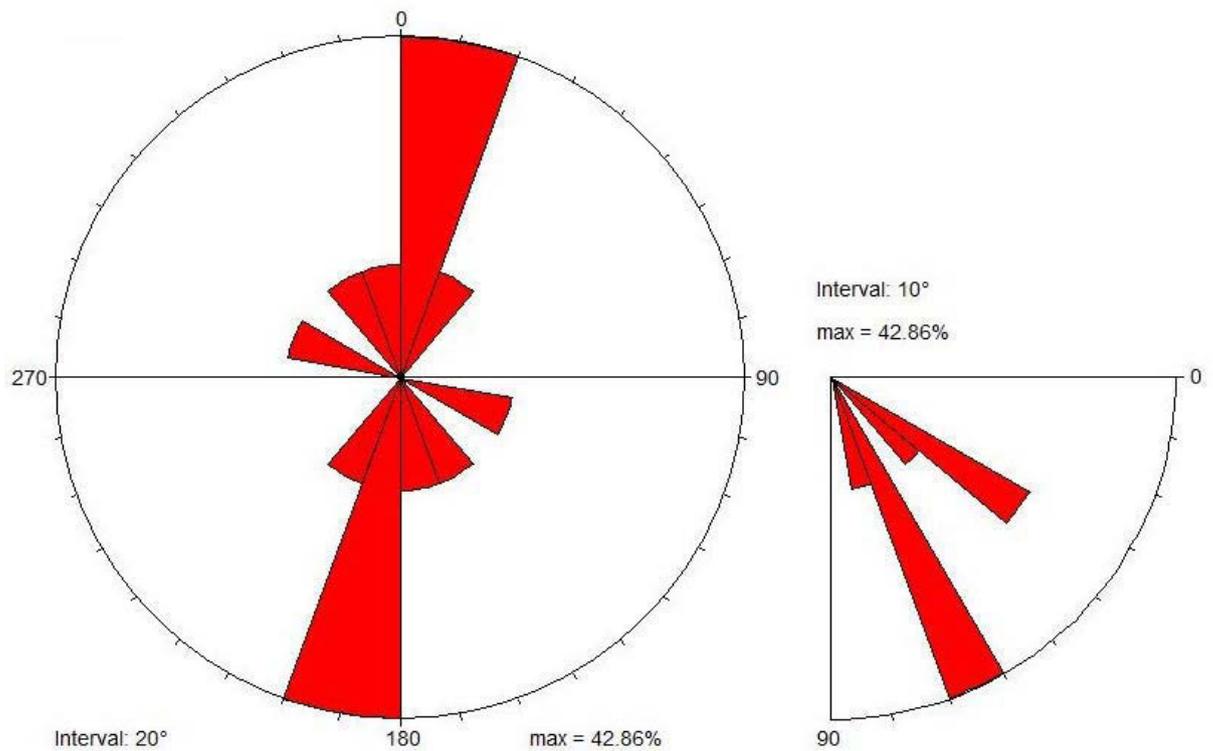
Die gemessenen Lineare tauchen flach nach Osten bzw. nach Westen ab (**Abbildung 23**).



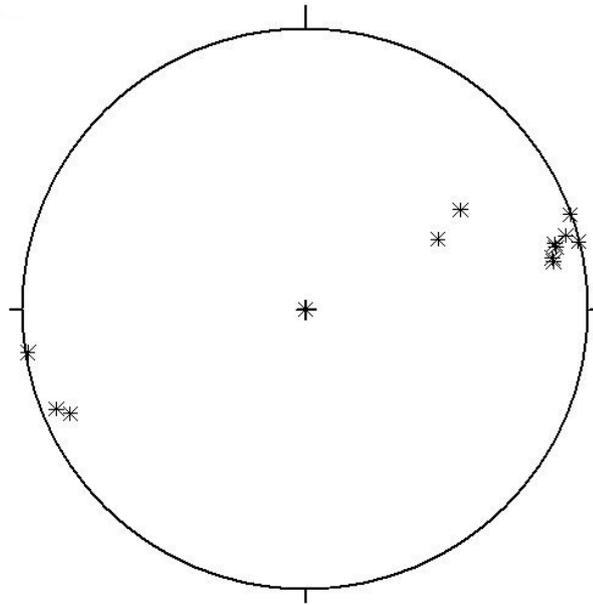
**Abbildung 20:** Polpunktdarstellung der Schieferungen sf(1) (blau) und sf(2) (rot) in Kombination mit einer Konturenplot-Darstellung für sf(1).



**Abbildung 21:** Streichen der Schieferung sf(1) mit generellem WSW-ENE-Trend und Darstellung des relativ steilen Einfallens.



**Abbildung 22:** Streichen der Schieferung sf(2) mit generellem NS-Trend und Darstellung des steilen bis mittelsteilen Einfallens.



**Abbildung 23:** Darstellung der flach nach WSW bzw. ENE abtauchenden Lineationen des Arbeitsgebietes.

## 3 Petrographie

### 3.1 Makroskopische Beschreibung

#### 3.1.1 Phyllitische Gesteine

In dieser Gruppe werden die Quarzphyllite und quarzitischen Phyllite des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes beschrieben. Sie kommen zusammen mit den Grüngesteinen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes vor. Die granatführenden Phyllite sind in den höher metamorphen Bereichen im südlichen Thurntaler Quarzphyllitkomplex anzutreffen.

##### 3.1.1.1 Quarzphyllite

Die Handstücke der Quarzphyllite und quarzitischen Phyllite (muscovit- oder biotitreich) besitzen eine hellgraue bis grünliche Farbe. In Abhängigkeit vom Quarzgehalt zeigen sie eine mehr oder weniger engständige Schieferung im mm-Bereich (**Abbildung 24**). Glimmerminerale sind aufgrund ihres blättchenförmigen Habitus deutlich zu erkennen. Die vorhandenen Muscovite zeigen eine silbriggraue Farbe, die Biotite eine schwarze bis dunkelbraune Färbung. Neben den Glimmern sind auch Chlorite, welche eine schwarz-grüne Farbe zeigen, sichtbar. Sie sind ebenfalls blättrig ausgebildet und scheinen matt glänzend. Die Phyllosilikate bilden feinkörnige Aggregate, wobei Muscovit, Biotit und Chlorit in wechselnden Mengen vorhanden sind. Weiters sind Quarz und Feldspat makroskopisch eindeutig erkennbar. Sulfide, welche durch ihren metallischen Glanz sowie ihren markanten Habitus charakterisierbar sind, sind ebenfalls akzessorisch vorhanden. Der Test mit verdünnter Salzsäure ist negativ. Es tritt somit in diesen Gesteinen, im Unterschied zu den Grüngesteinen, kein Calcit auf.

##### 3.1.1.2 Granatphyllite

Die Granatphyllite besitzen eine helle, leicht graugrüne, silbrig glänzende Farbe. Sie sind grobschuppiger als die granatfreien Phyllite, mit deutlich erkennbaren Glimmerblättchen. Es sind sowohl dunkelbraune bis schwarze Biotite als auch silbriggraue Muscovite unterscheidbar. Des Weiteren sind vereinzelt Minerale mit grünlicher Farbe und blättrigem Habitus vorhanden, bei denen es sich vermutlich um Chlorit handelt. Eine penetrative Schieferung und Krenulation sind deutlich zu erkennen. Weiters treten Quarzgängchen, mit einer Dicke von bis zu einem Zentimeter auf, die in die Schieferung eingeregelt sind und gelblich verwittern (**Abbildung 25**).

Die vorhandenen Glimmerblättchen umfließen diese größeren Quarze, sodass die Phyllite im Querbruch ein wellenförmiges Gefüge zeigen. Die Granaten bilden Porphyroblasten von cm-Größe und zeigen eine dunkle, rotbraune Farbe.



**Abbildung 24:** Handstück eines muscovitreichen Quarzphyllites mit gut erkennbaren Quarz-Feldspat-Bereichen (Probe G19); Maßstab in cm.



**Abbildung 25:** Handstück eines Granatphyllites mit bis zu 0,5cm-großen Granaten und einem Quarzgang mit Verwitterungserscheinungen, der in die Schieferung eingeregelt ist (Probe G30); Maßstab in cm.

### 3.1.2 Metabasite

#### 3.1.2.1 Grüngesteine

In dieser Gruppe werden Gesteine zusammengefasst, die aus basischen, magmatischen Protolithen (z.B. Basalten und deren Tuffe) entstanden sind und durch das Vorherrschen von Chlorit, Aktinolith, Quarz, Feldspat, Karbonat, Muscovit und Biotit charakterisiert sind. Diese grünschieferfaziellen Metabasite treten vor allem im nördlichen Teil des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes auf (siehe Karte im Anhang A) und sind von besonderem Interesse für diese Studie, da es sich bei ihnen um die Trägergesteine (Chlorit-Aktinolith-Karbonat-Schiefer) der Scheelitvererzung handelt.

Es treten die unterschiedlichsten Variationen (in ihrer Mineralvergesellschaftung) auf und es ist sowohl im Handstück als auch mikroskopisch nicht eindeutig feststellbar, ob es sich um Schiefer oder Phyllite handelt. Lediglich vereinzelt treten größere Mineralkörner (Quarz und Feldspat) auf, die eine Zuordnung zu Schieferen ermöglicht. Die Phyllite/Schiefer (**Abbildung 26**) sind feinkörnig und zeigen eine sehr engständige Schieferung des Gesteins im mm-Bereich. Häufig ist eine durch nachträgliche Deformation entstandene Feinfältelung, vereinzelt auch von einer Krenulationsschieferung begleitet, sichtbar. Krenulationsschieferung ist eine Schieferung mit Zwischenraum und entsteht, wenn eine frühere Foliation im Mikrobereich gefaltet (krenuliert) wird. Durch die vorhandenen Schichtsilikate (vor allem Chlorit und untergeordnet Muscovit), die einen zusammenhängenden Überzug in der Schieferungsebene bilden, zeigen die Handstücke einen auffallenden Seidenglanz.



**Abbildung 26:** Handstück eines Muscovit-Albit-Schiefers mit rotbraunen Verwitterungserscheinungen (Probe G20); Maßstab in cm.

Diese fein- bis mittelkörnigen, gut geschieferten Grüngesteine besitzen eine dunkle grünliche Färbung mit vereinzelt roten Stellen, was auf das Vorhandensein und die Verwitterung von Fe-Silikaten und/oder Sulfiden hinweist (**Abbildung 26**). In den dunklen Bereichen sind schwarz-grüne, mit dem Fingernagel ritzbare Komponenten mit seidigem Glanz und blättchenförmigem Habitus erkennbar, was auf Chlorit hinweist. Weiters treten Minerale mit stängeligen Habitus auf, die eine schwarze Farbe zeigen. Es dürfte sich bei diesem Mineral um einen Amphibol handeln. Hellglimmer ist in Form von feinblättrigem, farblosem Muscovit (Serizit) vorhanden. In den helleren Bereichen treten bis zu cm-große Quarze und Feldspäte auf. Die Quarze besitzen einen muscheligen Bruch und sind weißlich durchsichtig. Die Feldspäte sind trüb weiß und besitzen einen unebenen, spröden Bruch. Leichtes Brausen während des Salzsäuretestes bestätigt das Vorhandensein von Karbonat. In einigen Proben konnte Scheelit mit Hilfe einer UV-Lampe nachgewiesen werden. Die blauweiße Fluoreszenzfarbe des Scheelits weist auf das Fehlen von Molybdän hin. Makroskopisch, ohne die Hilfe einer UV-Lampe, sind die Scheelite nur schwer von den vorhandenen Quarzen zu unterscheiden, da sie ebenfalls eine weißliche Farbe besitzen. Die grobkörnigen (bis cm-Größe) Scheelite treten meist in deformierten, diskordanten Quarz-Feldspat-Karbonatmobilisaten und -gängen auf.

### 3.1.2.2 Amphibolite

Die vorhandenen Amphibolite sind auf die etwas höher metamorphen Anteile des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes (im Süden und Osten des Untersuchungsgebietes) beschränkt.

Die Handstücke der Amphibolite besitzen eine dunkelgrüne bis schwarze Färbung und zeigen ein massig geregeltes, mittel- bis grobkörniges, granoblastisches Gefüge (**Abbildung 27**). Makroskopisch sind Amphibole zu erkennen, welche durch ihren stängeligen Habitus eindeutig zu identifizieren sind. Neben den Amphibolen treten weitere dunkle Minerale mit gut ausgebildeten Kristallflächen auf, hierbei könnte es sich um Epidot handeln. Vereinzelt sind auch Kristalle mit blättchenförmigem Habitus erkennbar. Aufgrund ihrer dunklen, leicht grünlichen Farbe handelt es sich vermutlich um Chlorit. Die dunklen Bereiche werden vereinzelt von weißen, teilweise gelblich verwitternden Gängen mit einer Breite von wenigen Millimetern durchschlagen. In diesen helleren Bereichen sind überwiegend Quarz und Plagioklas vorhanden. Der Salzsäuretest gibt mit leichtem Brausen einen Hinweis auf das Vorhandensein von Karbonat. Im Allgemeinen sind die Amphibolite grobkörniger als die Phyllite, jedoch zeigen auch diese Gesteine eine deutliche Schieferung und Lineation.



**Abbildung 27:** Handstück eines massigen Amphibolits mit hellen Quarz-Feldspat-Gängchen (Probe G31/1); Maßstab in cm.

### 3.1.3 Metaporphyroide

Die Handstücke dieser quarz-feldspatreichen Gesteine zeigen eine graubraune bis beige Farbe (**Abbildung 28**). Gut erkennbar sind die Schieferung sowie Lineation und die vereinzelt auftretenden Verfaltungen. Die Metaporphyroide besitzen ein feinkörniges Gefüge und zeigen nur vereinzelt das Auftreten von Porphyroklasten. Parallel zur Schieferung lässt sich ein Lagenbau im mm-Bereich erkennen. In den grauen Bereichen sind Quarze und Muscovite zu erkennen. Muscovit ist durch seinen blättchenförmigen Habitus gut zu bestimmen. Weiters sind auch Feldspäte in den helleren Lagen zu sehen. Sie sind farblos bis milchig weiß und zeigen eine unebene Spaltbarkeit. In den dunkleren Lagen sind leicht rosa bis rötliche Kristalle erkennbar, was auf Kalifeldspäte hinweisen kann. Neben Chlorit ist Biotit, aufgrund seines blättchenförmigen Habitus und seiner dunklen braunroten Farbe in den dunkleren Bereichen zu erkennen. Leichtes Brausen während des Salzsäuretests gibt einen Hinweis auf das Vorhandensein von Karbonat.



**Abbildung 28:** Handstück eines Porphyroids mit deutlich sichtbarer hell-dunkel Bänderung parallel zur Schieferung (Probe G26/1); Maßstab in cm.

## 3.2 Mikroskopische Beschreibung

Im Folgenden werden die vorhandenen Gesteine mikroskopisch beschrieben. Sie werden, wie in der makroskopischen Beschreibung, in drei Gruppen unterteilt. Bei der ersten Gruppe handelt es sich um phyllitische Gesteine (Quarzphyllite, quarzitisches Phyllite und Granatphyllite), die aus pelitisch-psammitischen, klastischen Sedimenten entstanden sind. Die zweite Gruppe besteht aus Metabasiten, bei denen schwächer metamorphe bzw. durch retrograde Metamorphose entstandene Grüngesteine und etwas höher metamorphe Amphibolite unterschieden werden, welche von basischen bis ultrabasischen, vulkanitischen Protolithen ableitbar sind. Innerhalb dieser Gruppe werden die Scheelitführenden getrennt von den Restlichen beschrieben. Eine klare Abtrennung der ersten beiden Gruppen ist oft schwierig, vor allem da die Metabasite im Untersuchungsgebiet auch  $\pm$  stark retrograd überprägt sind. Die dritte Gruppe umfasst die Metaporphyroide, die saure Metavulkanite repräsentieren. In **Tabelle 5** (Seite 71) sind die jeweiligen Gemengteile der einzelnen Schiffe tabellarisch dargestellt.

### 3.2.1 Phyllitische Gesteine

#### 3.2.1.1 Quarzphyllite

Probennummern: *G15/1, G16, G18, G19, G21, G22, G23, G25*

Die häufigsten Minerale in diesen Gesteinen sind feinkörniger (0,25-0,5mm) Quarz und Muscovit, die in wechselnden Lagen auftreten. Die polykristallinen Quarze sind xenomorph und zeigen undulöse Auslöschung. Die eingeregelteten Muscovite bilden ein lepidoblastisches Gefüge und definieren die Hauptschieferung in diesen Gesteinen. Sie zeigen bei gekreuzten Polarisatoren bunte Interferenzfarben 2.Ordnung und fast gerade Auslöschung in Bezug auf ihre vollkommene Spaltbarkeit. Sie wachsen um die vorhandenen Feldspäte (überwiegend Plagioklas) herum, was den Schluss zulässt, dass die synkinematische Blastese und Einregelung des Muscovits jene der Feldspäte überdauert hat.

Zwischen den Quarzen und Muscoviten sind größere Feldspäte disseminiert verteilt. Diese bis zu 2,5mm großen polysynthetisch verzwilligten Feldspäte treten ebenso auf, wie Feldspäteinsprenglinge, an denen eine randliche Deformation erkennbar ist. Weiters führen diese Feldspäte auch Einschlüsse anderer Minerale (Quarz, Chlorit, Turmalin und Epidot), welche häufig in einem lagigen Interngefüge angeordnet sind. In den Druckschatten der Feldspäte tritt mitunter (vereinzelt) Chlorit auf.

Die vereinzelt auftretenden Karbonate sind an der deutlichen Spaltbarkeit und den anomal hohen, graurosa Interferenzfarben zu erkennen.

Die akzessorisch auftretenden Turmaline zeigen eine graubraune Eigenfarbe, eine runde Kornform und treten über die ganzen Schliffe verteilt, in unterschiedlichen Korngrößen und in allen Vergesellschaftungen auf.

Vereinzelt treten auch kleine Epidotkörner auf, welche aufgrund ihres hohen Reliefs und ihrer bunten Interferenzfarben deutlich von anderen Mineralen zu unterscheiden sind. Als weiteres Glimmermineral tritt vereinzelt Biotit auf. Er zeigt charakteristische rotbraune Eigenfarbe, starken Pleochroismus und niedrigere Interferenzfarben als die Muscovite, mit denen er zusammen vorkommt.

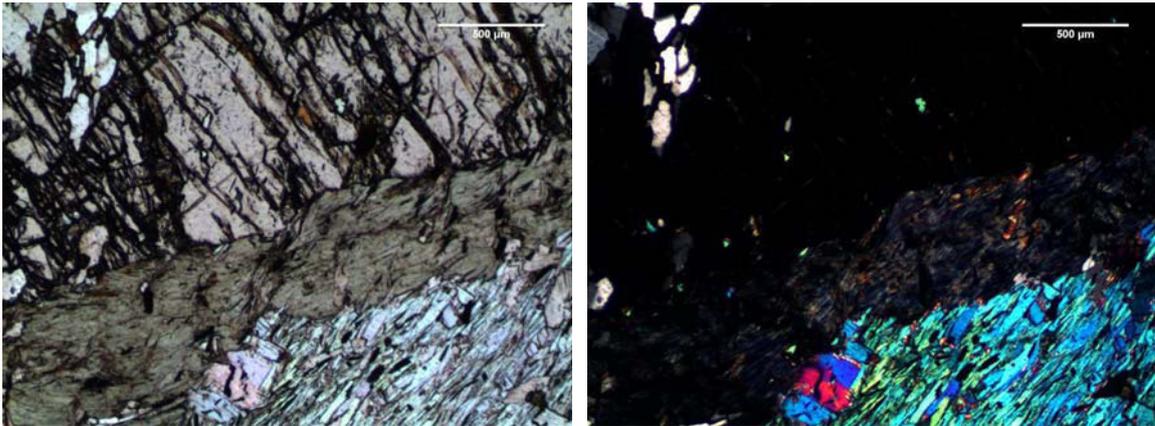
Die Hauptmasse der opaken Phasen besteht aus Ilmenit, welcher einen tafeligen Habitus besitzt und vor allem in den Muscovitlagen zu finden ist. In den phyllosilikatreichen Lagen ist eine verfaltete Krenulationsschieferung zu erkennen. Weiters scheinen die opaken Phasen in S1 eingeregelt und von F2 verfaultet.

### 3.2.1.2 Granatphyllite

*Probennummern: G30, G31/2*

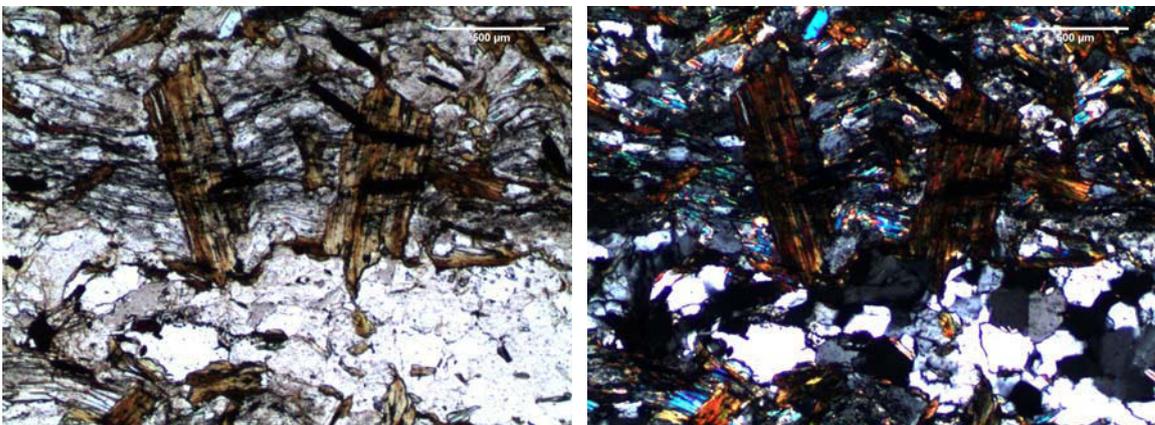
Die Hauptmasse dieser Gesteine besteht aus xenomorphen, polykristallinen Quarzkörnern in unterschiedlichen Korngrößen bis zu 0,4mm. Sie besitzen undulöse Auslöschung sowie feine Umwandlungssäume. An manchen Stellen wirken die Quarzkörner stark deformiert und zeigen bereits verheilte Risse. Quarz und feldspatreiche Lagen alterieren mit phyllosilikatreichen Lagen. Die hypidiomorphen Feldspäte zeigen Verwilligung und zonenartige Auslöschung, sowie eine fleckige, hellgraue Farbe. Weiters sind auch feldspatreiche Gängchen vorhanden, die diskordant durch das Gestein verlaufen.

Die Granatporphyroblasten besitzen eine blass rosabraune Eigenfarbe sowie ein relativ hohes Relief. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie Isotropie. Weiters führen die Granate Einschlüsse anderer Minerale, vor allem von Turmalin und Ilmenit. Letztere bilden die Mehrzahl der opaken Phasen. Die Granatporphyroblasten, mit einer Korngröße von bis zu 0,5cm, sind stark deformiert und zeigen an Rissen und Rändern bereits starke Chloritisierung (**Abbildung 29**).



**Abbildung 29:** Granat mit Chlorit und Muscovit; li: //N, re: +N; Schliff G30.

In den Granatphylliten tritt weiters Biotit auf, der teilweise retrograd zu Chlorit umgewandelt wurde. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen die Biotite gelbbraune Interferenzfarben sowie gerade Auslöschung. Weiters ist nur bei kleineren Körnern (>0,3mm) eine Einregelung erkennbar. Die größeren Biotitporphyroblasten (bis zu 1mm) sind erst nach der Foliation gesprosst und stehen meist quer zur Schieferungsrichtung. Vor allem an diesen postkinematischen Biotiten ist die Chloritisierung deutlich erkennbar (**Abbildung 30**).



**Abbildung 30:** Qtz-Ms-Lagen mit retrograd chloritisierten, quer zur Schieferung gewachsenen, Biotitkristallen; li: //N, re: +N; Schliff G31-2.

Die Chlorite zeigen in den meisten Fällen eine hellgrüne Farbe, einen leichten Pleochroismus sowie eine gut erkennbare Spaltbarkeit. Bei gekreuzten Polarisatoren haben sie eine anomale, graublau Interferenzfarbe und fast gerade Auslöschung in Bezug auf die vollkommene Spaltbarkeit. Am häufigsten ist Chlorit um die Granatkörner anzutreffen.

Als drittes Phyllosilikat tritt Muscovit auf. Er ist sowohl feinverteilt in den Quarzlagen als auch in Form von größeren Ansammlungen in einer lepidoblastischen Vergesellschaftung mit Biotiten und Feldspäten anzutreffen. Die Muscovitkörner sind farblos, besitzen eine idiomorphe Kornform, einen stängeligen Habitus sowie eine gut erkennbare Spaltbarkeit. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie bunte Interferenzfarben 2.Ordnung und fast gerade Auslöschung.

Die Turmaline besitzen eine runde Kornform, ein hohes Relief, eine olivgrüne Eigenfarbe mit leichtem Pleochroismus und treten in unterschiedlichsten Korngrößen (<0,1mm) auf. Bei gekreuzten Polarisatoren sind sie fast isotrop und zeigen eine dunkelbraune bis schwarze Farbe. Sie sind meist in Vergesellschaftung mit Quarz und Glimmern anzutreffen.

Hinsichtlich des Gefüges sind eine ältere Schieferung sowie eine jüngere Verfaltung erkennbar. Die ältere Schieferung ist durch Muscovit-Quarz-Lagen (Einregelung von Muscovit), welche vereinzelt auch Graphitpigmente führen, zu identifizieren. Weiters zeigen die Gesteine eine retrograde Überprägung, welche an Hand der Chloritisierung der postkinematisch gewachsenen Biotite eindeutig nachweisbar ist. Neben diesen später gebildeten Biotitkristallen sind auch relativ jüngere Quarzgänge vorhanden, die nicht der Schieferungsrichtung folgen.

### 3.2.2 Metabasite

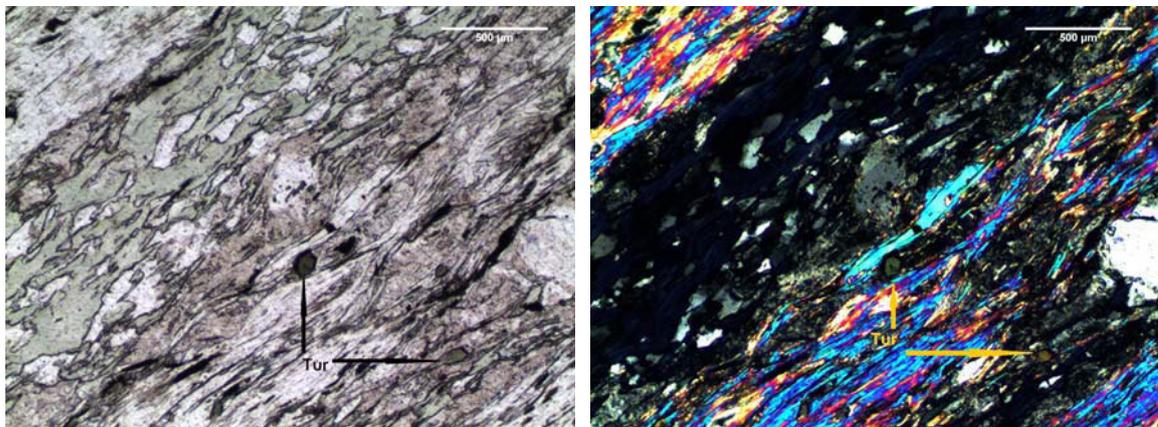
#### 3.2.2.1 W-führende Grüngesteine

Probennummern: G11/2, G12/1, Sch1/A, Sch1/B, Sch1/C, Sch2

In diesen Proben sind die vorherrschenden Minerale Chlorit, Aktinolith, Quarz, Plagioklas und Karbonat. Diese Minerale kommen teils in Lagen angereichert, teils homogen verteilt in den Schliffen vor.

Die vorhandenen Chlorite besitzen eine blass grüne Eigenfarbe mit schwachem Pleochroismus und schmutzig grüne bis bläuliche, anomale Interferenzfarben 1.Ordnung (**Abbildung 31**). Weiters zeigen sie vollkommene Spaltbarkeit. Neben Chlorit tritt in einigen Schliffen noch Muscovit auf. Er besitzt eine längliche Struktur und eine blass gelbe Eigenfarbe. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigt er gelbliche Interferenzfarben 2.Ordnung und  $\pm$  gerade Auslöschung.

In vorhandenen Quarz-Feldspatbereichen treten eine Vielzahl von Amphibolen auf. Sie besitzen eine Korngröße von 0,1-0,25mm und sind infolge der ausgeprägten Schieferung eingeregelt. Sie zeigen eine längliche Kornform und besitzen hohe Interferenzfarben (**Abbildung 31**). Ihre Eigenfarbe ist manchmal schwach grünlich, meist aber farblos.



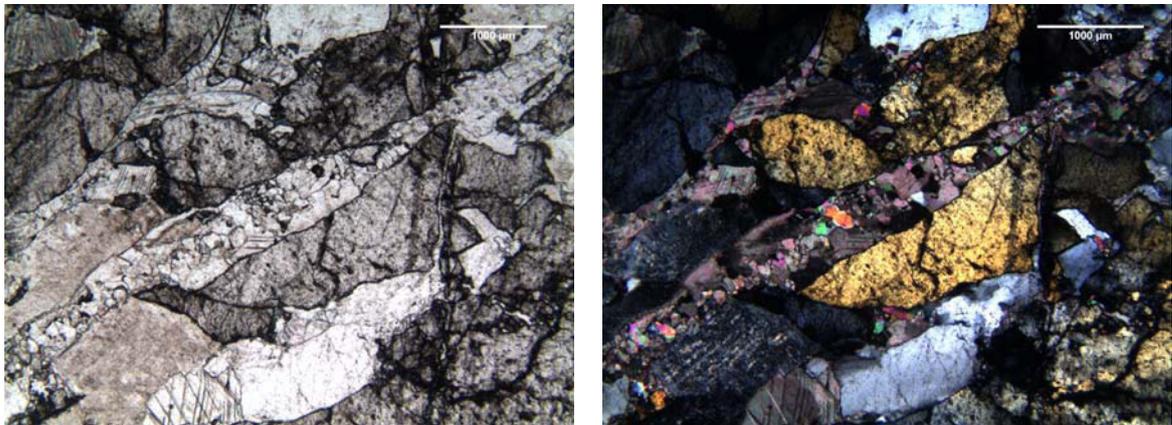
**Abbildung 31:** Chl-Act-Wechsellagen mit Einschaltungen von Quarz und Plagioklas sowie Turmalinkristallen; li: //N, re: +N; Schliff G11-2.

Die Hauptmasse der polykristallinen Quarze bildet feinkörnige Aggregate (0,12mm), die lagig angeordnet sind. Größere, teils monokristalline Körner (1,5mm) sind unregelmäßig in die Matrix eingeschaltet und besitzen undulöse Auslöschung sowie einen markanten Umwandlungssaum. Neben diesen feinkörnigen Bereichen kommen auch immer wieder Quarzgängchen mit größerem Quarz vor, welche das Gestein durchschlagen.

Bei den Feldspäten handelt es sich überwiegend um Plagioklase, die mit einer Korngröße von bis zu 1mm über die ganzen Schliffe verteilt sind. Sie besitzen eine xenomorphe Kornform, zonare Auslöschung, Spaltbarkeit und deutlich erkennbare einfache Verzwillingung. Weiters zeigen sie Umwandlungssäume und Einschlüsse von Chloritkristallen.

Die Karbonate sind ebenfalls relativ feinkörnig (0,25mm) und zeigen bei gekreuzten Polarisatoren graurosa Interferenzfarben höherer Ordnung. Vereinzelt treten auch größere Karbonatkörner (bis zu 2,5mm) auf, an welchen Spaltbarkeit sowie Verzwillingung gut erkennbar sind. Vereinzelt ist eine Verzahnung der Karbonatbereiche mit den quarzreicheren Lagen erkennbar.

Die vorhandenen Scheelite mit einer Korngröße bis zu 1cm kommen immer in Vergesellschaftung mit monokristallinem Quarz, Plagioklas und Karbonaten vor (**Abbildung 32**). Sie treten bevorzugt in Gängchen auf, welche über den gesamten Schliff verfolgbar sind. Sie besitzen ein hohes Relief und sind farblos. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie gelbe Interferenzfarben 1.Ordnung und eine undulöse Auslöschung, welche ein Hinweis auf eine Deformation des Scheelits ist. Bei Körnern, mit geringer Doppelbrechung ist der einachsige positive optische Charakter bestimmbar. Die idioblastischen Scheelitkörner zeigen weiters Epidoteinschlüsse.

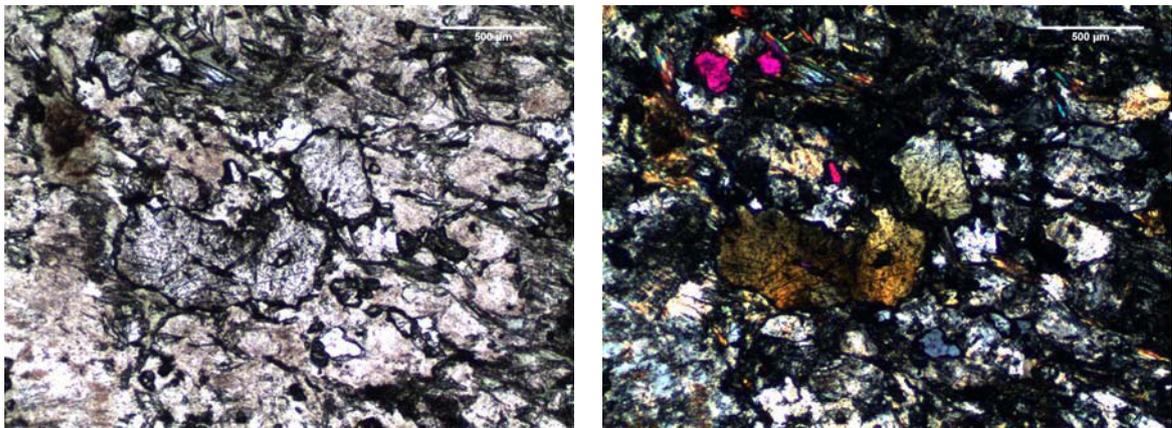


**Abbildung 32:** Scheelitkristalle in Vergesellschaftung mit Quarz, Feldspat und Karbonat; li: //N, re: +N; Schliff Sch1/C.

In den eher granoblastischen Quarz-Feldspatbereichen dieser Gesteine kommen unzählige hypidiomorphe Epidote in unterschiedlichsten Korngrößen (bis zu 0,12mm) vor. Sie sind aufgrund ihres hohen Reliefs und der hohen Interferenzfarben leicht von anderen Mineralen dieser Vergesellschaftung zu unterscheiden. Ein Auftreten von Epidot in den karbonatreicheren Bereichen ist nicht erkennbar.

Die Titanite sind farblos und besitzen ein hohes Relief. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie eine goldgelbe bis perlgraue Interferenzfarbe höherer Ordnung. Die Hauptmasse der opaken Phasen besteht aus Ilmenit mit tafeligem Habitus. Teilweise ist eine Coronastruktur an den Ilmeniten sichtbar. Weiters treten auch Pyrite, mit anomaler Anisotropie oder Arsenopyrite als opake Phasen auf.

Vereinzelt sind auch Zirkone in den scheelitführenden Bereichen anzutreffen. Sie sind farblos und besitzen ein hohes Relief. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie, je nach Korndicke eine dunkel rosa (pinke) bis orange-rosa Eigenfarbe (**Abbildung 33**). Längliche Körner zeigen eine gerade Auslöschung.



**Abbildung 33:** Zirkone (im rechten Bild in pink) in unmittelbarer Nachbarschaft zu Scheelitkristallen; li: //N, re: +N; Schliff Sch1/B.

In den relativ feinkörnigen Grüngesteinen ist eine komplexe Schieferung mit nachfolgender Deformation, vereinzelt sichtbare Kleinfältelung, zu erkennen. Die Verfaltung ist an den Quarz-Glimmer Lagen am deutlichsten feststellbar. Die Quarz-Karbonat-Feldspat-Gängchen, in denen sich bevorzugt die vorhandenen Scheelite befinden, durchschlagen das gesamte Gestein diskordant (kataklastische Struktur) und sind ihrerseits zum Teil deformiert (F2). Diese Quarz-Karbonatgängchen werden wiederum von einer diskordanten Foliation (hauptsächlich Chlorit) durchschnitten. Weiters ist ein deutlicher, lagenweiser Wechsel im Modalbestand zu erkennen. Es treten chloritreiche-, albitreiche- und aktinolithreiche Partien auf. Biotit kommt mit Muscovit, Chlorit und Quarz vergesellschaftet vor und scheint wie die opaken Phasen in S1 eingeregelt und von F2 verfaltet.

### 3.2.2.2 W-freie Grüngesteine

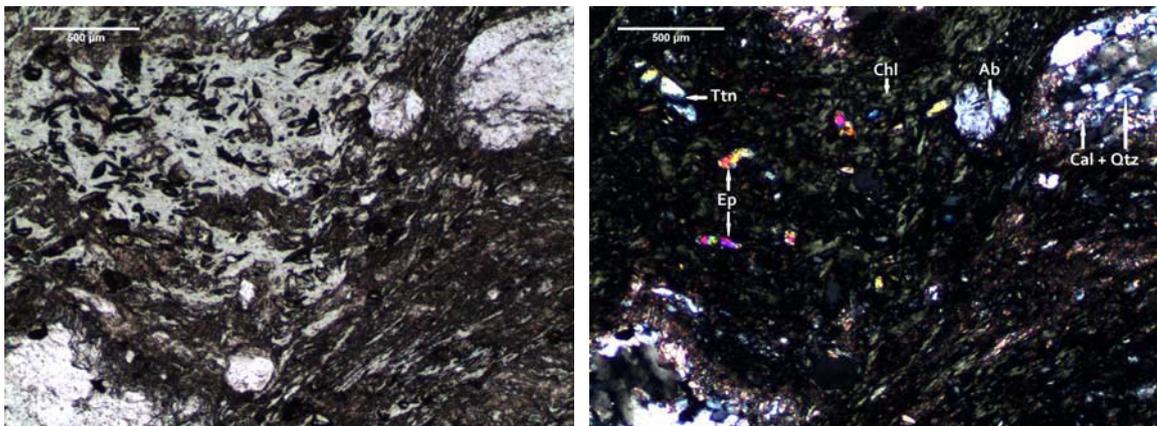
Probennummern: G11/1, G17/1, G17/2, G17/5, G17/6, G20

Diese Proben zeigen ähnliche Mineralvergesellschaftungen wie die W-führenden Proben. Es treten Chlorit, Quarz, Aktinolith, Plagioklas und Karbonat auf. Weiters ist ein vermehrtes Auftreten von Muscovit, Epidot und Titanit, im Vergleich zu den W-führenden Grüngesteinen, sichtbar.

Die Chlorite sind in diesen Proben vermehrt ohne Einregelung vorhanden (**Abbildung 34**). Sie besitzen eine blass grüne Eigenfarbe mit schwachem Pleochroismus und schmutzig grünen anomalen Interferenzfarben 1.Ordnung.

Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie grünlichgraue, anomale Interferenzfarben der 1.Ordnung sowie  $\pm$  gerade Auslöschung.

Weiters tritt Muscovit vermehrt in den W-freien Grüngesteinen auf. Er ist aufgrund seiner ähnlichen Form und Farbe nur schwer von den Amphibolen zu unterscheiden. Beide Minerale sind farblos und besitzen eine längliche Kornform. Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal ist die schiefe Auslöschung der Amphibole und ihre vereinzelt höheren Interferenzfarben.



**Abbildung 34:** Vergesellschaftung von Chlorit, Quarz, Plagioklas, Karbonat, Epidot sowie Titanit; li: //N, re: +N; Schliff G17-2.

Quarz und Plagioklas treten meist zusammen und als größere Körner auf. Die Quarze zeigen undulöse Auslöschung und einen leichten Umwandlungssaum. Die Plagioklase besitzen eine xenomorphe Kornform, einfache Verzwillingung und vereinzelt Einschlüsse von Chlorit.

Ebenfalls mit Quarz vergesellschaftet tritt Karbonat auf. Es ist extrem feinkörnig, zeigt eine rosa-graue Eigenfarbe und nur an vereinzelt auftretenden, größeren Körnern ist eine Spaltbarkeit zu erkennen.

In deutlich höheren Mengen, als bei den W-führenden Gesteinen, treten Epidot und Titanit auf. Beide Minerale besitzen ein hohes Relief und sind dadurch von den restlichen Mineralen leicht zu unterscheiden. Epidot ist farblos und Titanit zeigt eine leicht bräunliche Eigenfarbe. Die hypidiomorphen Epidote zeigen hohe Interferenzfarben, die Titanite lediglich ein graugelb 1.Ordnung (**Abbildung 34**).

Weiters sind vereinzelt opake Phasen vorhanden, bei denen es sich um Ilmenit handelt.

In den muscovitreicheren Lagen ist eine beginnende Krenulationsschieferung (S2) mit beginnender Umorientierung von Muscovit aus S1 zu erkennen. Aktinolith und Chlorit definieren die Hauptschieferung. Die Karbonatgängchen scheinen von einer penetrativen Schieferung betroffen zu sein. Chloritreiche Lagen zeigen ein lepidoblastisches bis porphyroblastisches Gefüge.

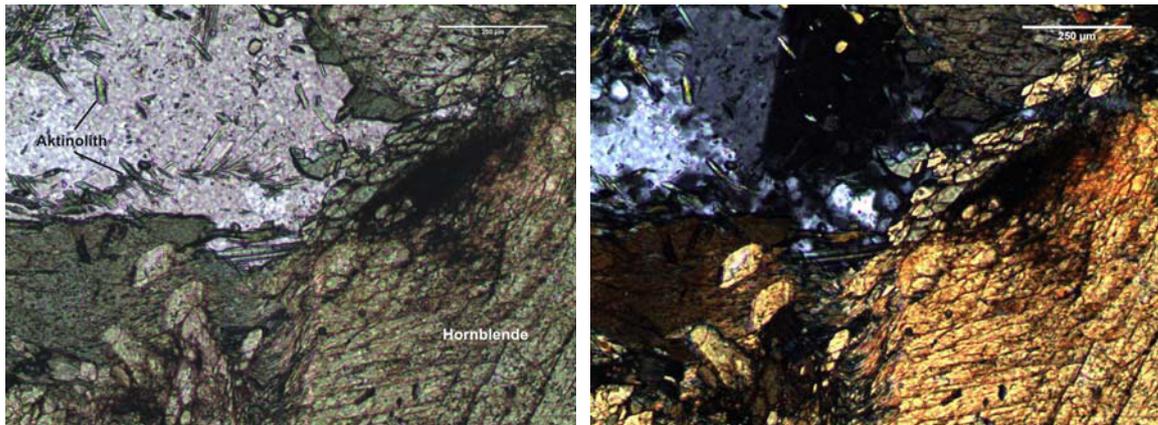
### 3.2.2.3 Amphibolite

*Probennummern: G28, G29, G31/1*

In diesen Proben sind die vorherrschenden Minerale Aktinolith, Plagioklas, Karbonat und Quarz. Untergeordnet treten Chlorit, Epidot und Titanit auf.

Die Amphibole besitzen eine gelblich-grüne Eigenfarbe und markanten Pleochroismus, einen länglichen Habitus sowie gut erkennbare Spaltbarkeit und eine xenomorphe Kornform (**Abbildung 35**). Weiters besitzen sie einen starken Umwandlungssaum (eventuell Eisenhydroxidbildung), Risse und Einschlüsse von Quarz und Karbonat. Neben feinnadeligen, stängelig auftretenden Amphibolen (1mm Größe, die als Aktinolith bestimmt wurden) kommen jüngere bis zu 4mm große Hornblenden vor. Die Aktinolithe bilden sich oft an den Kornrändern der größeren Hornblenden. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie anormale Interferenzfarben und charakteristische Spaltbarkeit sowie schiefe Auslöschung (13-18°).

Die Plagioklase besitzen, ähnlich wie die Amphibole, Einschlüsse anderer Mineralphasen und treten in unterschiedlichen Korngrößen (von 0,2-1mm) auf. Meist zeigen die Feldspäte eine polysynthetische Verwilligung.

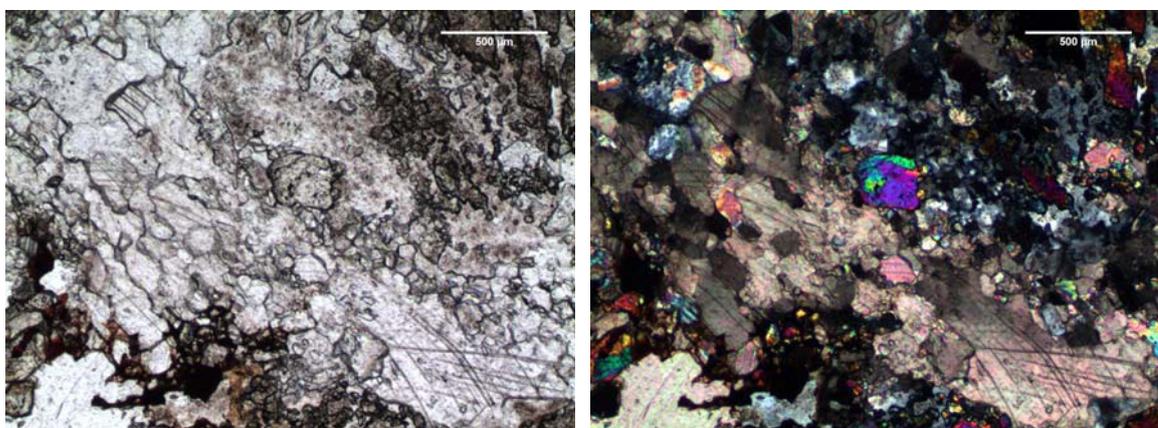


**Abbildung 35:** Hornblende und Aktinolith in Vergesellschaftung mit Plagioklas; li: //N, re: +N; Schliff G29.

Karbonate, die in unterschiedlichen Korngrößen (von 0,25-0,8mm) vorhanden sind, treten in Gängchen auf (**Abbildung 36**). Teilweise sind sie mit Epidot und Quarz assoziiert. Der assoziierte, feinkörnige, polykristalline Quarz hat eine undulöse Auslöschung und zeigt wie Karbonat Rekristallisation.

Ein weiteres, relativ häufiges Mineral in diesen Gesteinen ist Epidot (**Abbildung 36**), welcher jedoch nur lagenweise vermehrt auftritt. Die Korngröße von Epidot variiert (von 0,15-0,3mm), wobei die größeren Körner eine xenomorphe und kleinere eine eher idiomorphe Kornform besitzen. Sie zeigen eine blasse, gelblich grüne Eigenfarbe mit leichtem Pleochroismus. Weiters besitzen sie ein hohes Relief und, bei gekreuzten Polarisatoren, leuchtende Interferenzfarben 2. und 3.Ordnung. Die Epidote zeigen gerade Auslöschung sowie einen vereinzelt erkennbaren Zonarbau.

Weiters führen die größeren Epidotkörner auch Einschlüsse anderer Minerale. Teilweise werden sie von Karbonat verdrängt.



**Abbildung 36:** Vergesellschaftung von Karbonat, Epidot und feinkörnigem Quarz; li: //N, re: +N; Schliff G28.

Die Titanite besitzen idiomorphe Kornformen und ein hohes Relief, welches sich vereinzelt beim Drehen des Mikroskoptisches verändert. Sie sind farblos, manchmal auch blass-gelb und zeigen bei gekreuzten Polarisatoren anomale Interferenzfarben. Die vorhandenen Chlorite besitzen eine grüne Eigenfarbe mit eindeutig erkennbarem, gelblichem Pleochroismus. Sie sind relativ feinkörnig, haben eine längliche Kornform sowie eine deutlich erkennbare Spaltbarkeit. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie gerade Auslöschung und anomal graublaue Interferenzfarben 1.Ordnung. Vergesellschaftet sind sie mit allen anderen Mineralen. Opake Phasen (vor allem Ilmenit) sind nur vereinzelt, im Kontakt mit den Karbonaten, in den Schliffen vorhanden.

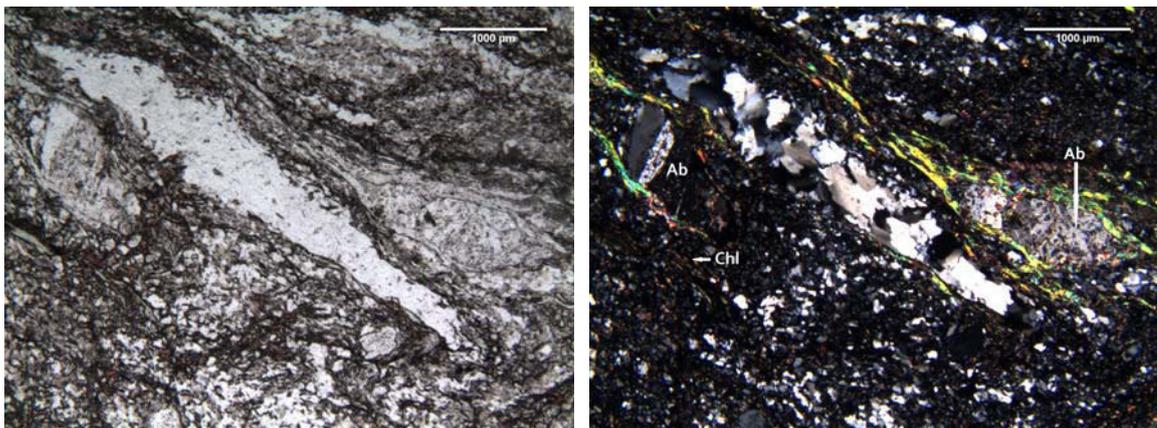
Eine Foliation ist in diesen Schliffen nur schwer feststellbar. Es scheint, als würden die größeren Hornblenden postkinematisch gewachsen sein. Weiters durchschlagen Karbonat- und Quarzgängchen die Gesteine.

### 3.2.3 Metaporphyroide

Probennummern: G13, G26/1, G27/1

Die Hauptgemengteile in diesen Gesteinen sind Quarz und Feldspat. Sie bilden ein feinkörniges (0,05 mm Korngröße), granoblastisches Quarz-Feldspat-Mosaikgefüge aus. Größere, polykristalline Quarzkörner (0,4mm) zeigen xenomorphe Kornformen sowie undulöse Auslöschung. Weiters besitzen sie einen feinen, dunklen Umwandlungssaum mit rekristallisierten Korrosionsbuchten.

Porphyroklastische Plagioklase, von 1-1,5mm Korngröße treten sowohl in Vergesellschaftung mit Quarz als auch umgeben von einem Muscovitsaum auf (**Abbildung 37**). Feiner Muscovit und Epidot kommen in Form von Einschlüssen in den Plagioklasen vor. Die größeren Feldspäte sind xenomorph deformiert. Eine zweite, vermutlich später entstandene, nicht deformierte Feldspatgeneration zeigt keine Einschlüsse sowie eine schwach erkennbare, einfache Verzwilligung. Neben diesen Körnern treten auch Feldspatrelikte auf, bei denen es sich um Kalifeldspäte handelt.



**Abbildung 37:** Feldspat mit umwachsendem Muscovit in Vergesellschaftung mit Quarz und Chlorit; li: //N, re: +N; Schliff G13.

Die Chlorite zeigen eine grünlich-braune Farbe, deutlich erkennbaren Pleochroismus sowie einen stängeligen bis blättchenförmigen Habitus. Sie treten teilweise als lepidoblastische Büschel auf. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen sie anormal blaugraue bis bräunliche Interferenzfarben 1. Ordnung. Fein verteilt treten sie in den gesamten Schliffen auf. Einige Chlorite sind eng mit Helleglimmern verwachsen. Sie können als Umwandlungsprodukt ehemaliger Biotite angesehen werden und liegen eingeregelt in der Schieferung. Diese phyllosilikatreichen Zwischenlagen (überwiegend Muscovit, vereinzelt Biotit) zeigen ein lepidoblastisches Teilgefüge.

Epidot und Titanit sind durch ihre hohen Interferenzfarben leicht zu erkennen, treten jedoch in den Metaporphyroiden nur akzessorisch auf. Die Epidotkörner zeigen, im Vergleich zu den Titaniten, Interferenzfarben höherer Ordnung und besitzen Einschlüsse aus der vorherrschenden Mineralvergesellschaftung.

Die vorhandenen Titanite sind idiomorph und zeigen eine leicht gelbliche Färbung. Sie besitzen ein hohes Relief sowie eine relativ hohe Interferenzfarbe. Auffallend ist ihre nicht vollständige Auslöschung bei gekreuzten Polarisatoren.

Weiters sind vereinzelt Karbonate vorhanden. Sie besitzen eine markante Ausbildung von Zwillingslamellen und eine graubraune Eigenfarbe. Aufgrund ihrer Größe (bis zu 1mm) und markanten Kornform ist es möglich, dass es sich bei diesen Körnern um umgewandelte Feldspateinsprenglinge handelt, die durch Karbonatisierung entstanden sind.

Opaken Phasen treten als Einschlüsse in den Hellglimmern und in deren Umgebung auf. Mikroskopisch sind sowohl eine primäre Schieferung und eine nachfolgende Deformation als auch eine sekundäre Schieferung zu erkennen.

Die Porphyroide zeigen ein deutlich geregeltes Gefüge (eingeregelte Phyllosilikate und ausgelängte Quarzlinsen). Weiters werden die Plagioklasporphyroklasten von den Hellglimmern umflossen.

.

**Tabelle 5:** Mineralogische Zusammensetzung der petrographisch untersuchten Dünnschliffe.

	Phyllitische Gesteine											opake Phasen					Bemerkung
	Chl	Ms	Bt	Qtz	Fsp	Grt	Act/Hbl	Karbonat	Scheelit	Ttn	Ep	Tur	Zrn	opake Phasen			
G15/1	x	xx		xxx	xx							x		x	Quarzphyllit		
G16	x	xx	xxx	xxx	x							x		x	Bt-reicher Quarzphyllit		
G18	x	xx	xxx	xxx	xx					xx		x		x	Quarzphyllit		
G19	x	xxx		xx	xx		x							x	Ms-reicher Quarzphyllit		
G21	xx	xx		xxx	x		x			x				x	Quarzphyllit		
G22		xxx		xxx	xx		x								Ms-reicher Quarzphyllit		
G23		xx		xxx	xx		x								Quarzphyllit		
G25	x	xx	xx	xxx	x				x						Quarzphyllit		
G30	xx	xxx	xx	xxx	x	Xx						x			Granatphyllit		
G31/2	xx	xx	xxx	xxx	xx	Xx						x			Granatphyllit		
<b>Grüngesteine</b>																	
G11/1	x			xxx	xx		x					x		x	Act-Albit-Schiefer		
G17/1	xx	xxx	x	xxx	xxx							x		x	Ms-Albit-Chl-Schiefer		
G17/2	xxx			x	xx		xxx			x				x	Chl-Karbonat-Albit-Schiefer		
G17/5	xx			xxx	xx		xxx			xx				x	Act-Chl-Karbonat-Schiefer		
G17/6	xxx	xxx		x	xx		xx			xx				x	Chl-Ms-Karbonat-Schiefer		
G20	x	xxx		xx	xxx							x			Ms-Albit-Schiefer		
G11/2	xx			xx	xx		x			xx					Act-Albit-Chl-Schiefer		
G12/1	xxx			x	xx		xx			x				x	Chl-Ms-Karbonat-Schiefer		
Sch1/A	xx			x	xx		xx			x				x	Act-Chl-Karbonat-Schiefer		
Sch1/B	xxx			x	xx		xx			xx			x		Chl-Act-Ep-Karbonat-Schiefer		
Sch1/C	xxx			xx	xx		xx			xx				x	Chl-Albit-Karbonat-Schiefer		
Sch2	xxx			x	xxx		xxx			xx				x	Chl-Albit-Karbonat-Schiefer		
<b>Amphibolite</b>																	
G28	xx			xxx	x		xxx			xx				x	Feldspat tritt als Plagioklas auf		
G29	x			xxx	xx		xxx			x							
G31/1				xxx	xx		xx			x				x			
<b>Metaporphyroide</b>																	
G13	xx	xx		xxx	xxx					x				x	Feldspat tritt als Plagioklas und als Kalifeldspat auf		
G26/1	x	xxx	xx	xxx	xx		x			x				x			
G27/1	x	xx	xx	xxx	xx					x				x			

xxx=HG, xx=NG, x=Akz.; Abkürzungen siehe Abkürzungsverzeichnis.

## 4 Elektronenstrahlmikrosondenanalytik

Aufbauend auf den mikroskopischen Untersuchungen wurden Scheelit, Granat, Sulfide und Oxide mit der Elektronenstrahlmikrosonde weiteren Analysen unterzogen. Ziel dieser Untersuchungen war die Bestätigung der mikroskopischen Bestimmung der Minerale und die Bestimmung der mineral-chemischen Zusammensetzung. Es wurden sowohl Schliche von Gesteinsproben als auch Bachsedimentproben analysiert. Das Hauptaugenmerk der Gesteinsproben lag auf Analysen von Scheelit, Silikaten und Sulfiden, jenes der Bachsedimentproben auf Analysen von Scheelit und Oxiden. **Tabelle 6** zeigt die analysierten Schliche und die untersuchten Mineralgruppen. Die Ergebnisse werden im Folgenden kurz besprochen. Die Ergebnisse der Analysen sind im Anhang D zusammengestellt.

**Tabelle 6:** Analysierte Schliche und Minerale.

<b>Schliff Nr.</b>	<b>Minerale</b>
<b>G12/1</b>	Scheelit
<b>G12/2</b>	Sulfide
<b>G19</b>	Sulfide
<b>G30</b>	Silikate
<b>G31/2</b>	Silikate
<b>Sch1/A</b>	Sulfide und Oxide
<b>Sch1/B</b>	Scheelit
<b>Sch1/C</b>	Scheelit und Sulfide
<b>Sch2</b>	Scheelit und Sulfide
<b>AV0901</b>	Sulfide und Oxide
<b>AV0907</b>	Scheelit, Sulfide und Oxide
<b>AV0920</b>	Scheelit

### 4.1 Scheelit

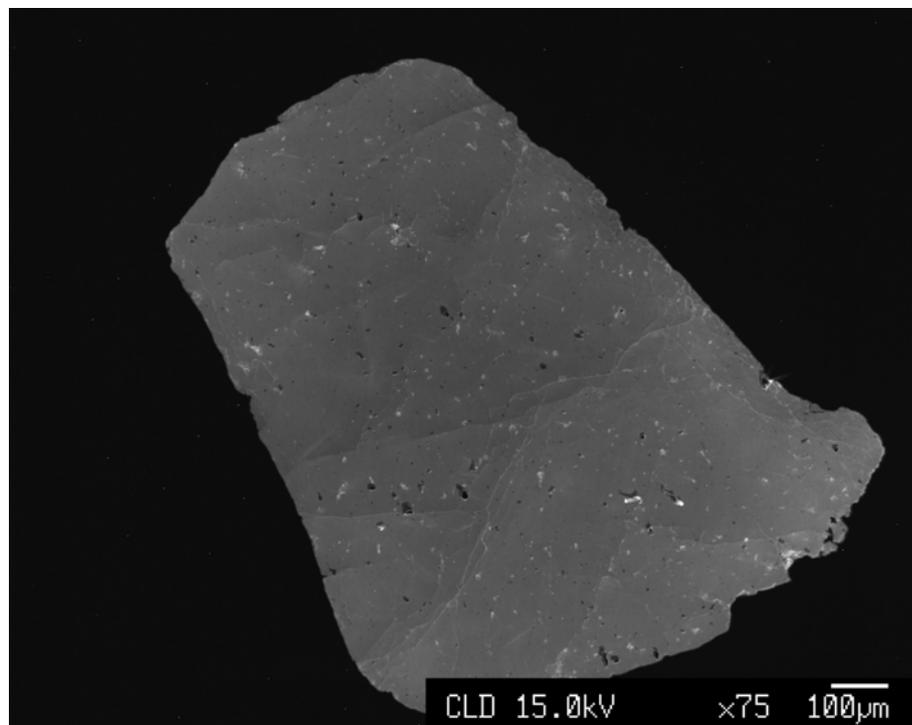
Elektronenstrahlmikrosondenanalysen an Scheelit (Anhang D1) wurden an den Schlichen Sch1/B, Sch1/C, Sch2, G12/1 sowie AV0907 und AV0920 durchgeführt. Der Durchschnittswert des Totals aller 40 Messungen liegt bei 100,7 Gewichtsprozent (Gew.%).

Die analysierten Scheelite enthalten im Mittel 20,2 Gew.% Kalziumoxid und 80,4 Gew.% Wolframoxid (**Tabelle 7**). Molybdänoxid und die anderen analysierten Elemente sind nur in geringer Konzentration (meist unterhalb der Nachweisgrenze) vorhanden. Die sehr geringen Molybdänkonzentrationen werden durch die weiß-blaue Fluoreszenzfarbe bestätigt. Kathodolumineszenz-Bilder (**Abbildung 38**) zeigen, dass die Scheelite keine sichtbare Zonierung aufweisen. Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung vom Kern zum Rand konnten ebenfalls nicht festgestellt werden.

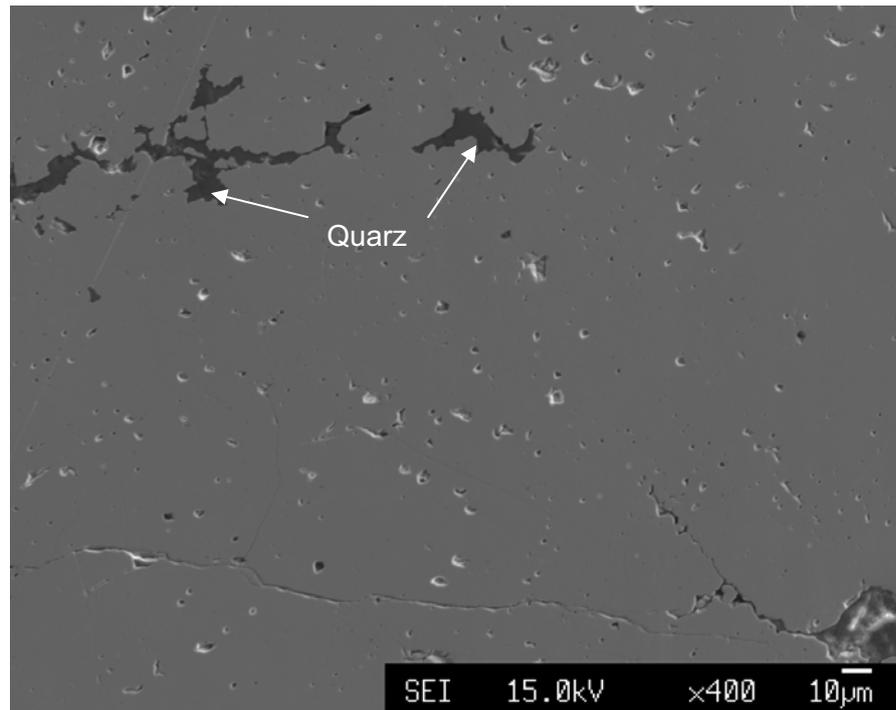
Die Berechnung auf 4 Sauerstoffe zeigt, dass die Scheelite eine mittlere Zusammensetzung von  $\text{Ca}_{1,03}\text{W}_{0,99}\text{O}_4$  haben. Es handelt sich somit bei den untersuchten Körnern um sehr reine Scheelite.

In den meisten Scheeliten sind Deformationsspuren in Form von Mikrorissen deutlich erkennbar (**Abbildung 38**). Sekundärelektronen-Bilder (SEI) zeigen, dass es sich bei den vermuteten Einschlüssen im Scheelit meist um Hohlräume handelt (**Abbildung 39**).

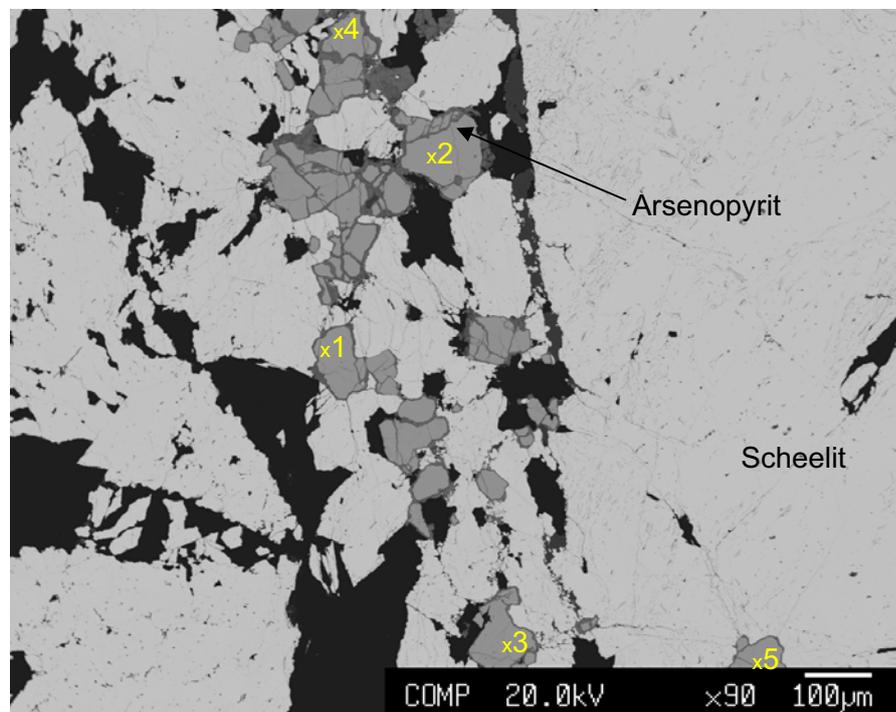
In einem Schliff (Sch1/C) tritt Scheelit in Vergesellschaftung mit Arsenopyrit auf (**Abbildung 40**). Die gelben Beschriftungen in der Abbildung sind die Nummern der jeweiligen Analyse und die zugehörigen Analysespots der Elektronenstrahlmikrosonde (siehe Anhang D1).



**Abbildung 38:** Kathodolumineszenzbild eines Scheelits; Schliff AV0920. Feine Mikrorisse durchziehen das Scheelitkorn. Eine Zonierung ist nicht erkennbar.



**Abbildung 39:** Sekundärelektronenbild eines Scheelits; Schliff Sch1/B. Zum Teil verheilte Mikrorisse sind in der unteren Bildhälfte zu erkennen. Einschlüsse von Quarz sind in der linken oberen Bildhälfte erkennbar. Die Schliffoberfläche zeigt zahlreiche winzige Hohlräume.



**Abbildung 40:** Verwachsung von Scheelit (hell) mit Arsenopyrit (mittelgrau); Schliff Sch1/C. COMP (Back Scattered Elektronen) Bild. Im und entlang von Rissen des Arsenopyrites sind dunkle Säume eines nicht näher bestimmten Minerals (Fe-Hydroxide) zu erkennen. Scheelit ist zum Teil kataklastisch deformiert.

**Tabelle 7:** Ergebnisse ausgewählter Scheelitanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 4 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit.

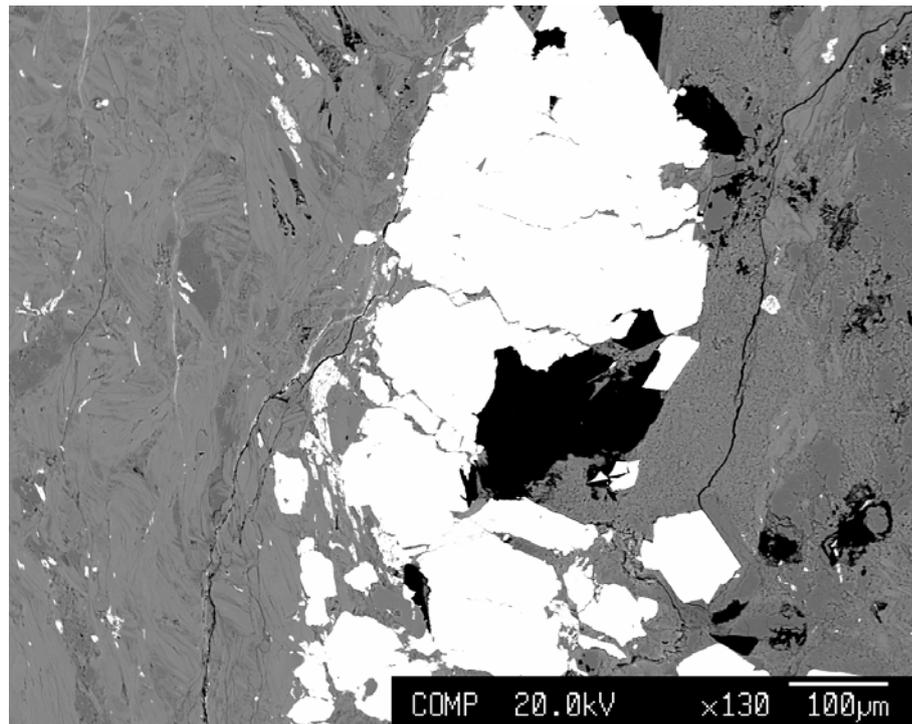
Probe/Analyse: G12/1Scheelit1	Sch1/B-Sch15	AV07-Sch12	AV20-Sch5	AV20-Sch8	AV20-Sch9
TiO <sub>2</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
FeO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MnO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CaO	20,52	20,539	19,472	20,323	20,887
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	b.d.l.	0,096	b.d.l.	b.d.l.
CuO	b.d.l.	0,099	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MoO <sub>3</sub>	b.d.l.	b.d.l.	0,057	b.d.l.	b.d.l.
WO <sub>3</sub>	79,73	79,76	79,60	79,52	79,77
<b>Total</b>	<b>100,39</b>	<b>100,44</b>	<b>99,27</b>	<b>99,94</b>	<b>100,72</b>
Ti	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-
Ca	1,046	1,047	1,006	1,042	1,061
Nb	0,001	-	0,001	-	-
Cu	-	0,004	-	-	-
Mo	-	-	0,001	-	-
W	0,983	0,983	0,995	0,986	0,980
<b>Σ Kationen</b>	<b>2,030</b>	<b>2,034</b>	<b>2,003</b>	<b>2,028</b>	<b>2,040</b>

## 4.2 Sulfide

Es wurden 37 Messungen mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde an Sulfidmineralen (Anhang D2) der Schiffe G12/2, G19, Sch1/C, Sch2 sowie AV0901 und AV0907 durchgeführt.

Die Ergebnisse einiger Messungen sowie die Berechnung der Formeln sind in **Tabelle 8** aufgelistet.

Das häufigste Sulfid in den untersuchten Schliffen ist Arsenopyrit (Arsenkies, **Abbildung 41**). Die analysierten Arsenopyrite enthalten im Mittel 44,7 Gew.% Arsen, 34,5 Gew.% Eisen und 19,8 Gew.% Schwefel mit einem durchschnittlichen Total von 99,4 Gew.%. Die berechneten Formeln entsprechen weitestgehend der idealen stöchiometrischen Zusammensetzung von Arsenopyrit (**Tabelle 8**). Nickel und Kobalt können Eisen substituieren und treten wie auch Antimon in nachweisbaren Konzentrationen auf. Die Konzentrationen von Nickel erreichen maximal 0,18 Gew.%, jene von Kobalt 0,55 Gew.% und von Antimon 0,25 Gew.%. Lediglich vereinzelt nachweisbar sind Spuren von Kupfer, Blei, Zink, Silber und Gold.



**Abbildung 41:** Rückstreuerelektronenbild eines Arsenopyrits (weiß) in einer Matrix aus Glimmer und Chlorit (grau); Schliff G12/2.

**Tabelle 8:** Ergebnisse ausgewählter Analysen (Gew.%) von Arsenopyrit und Berechnung der Formel auf Basis von 3 Atomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit.

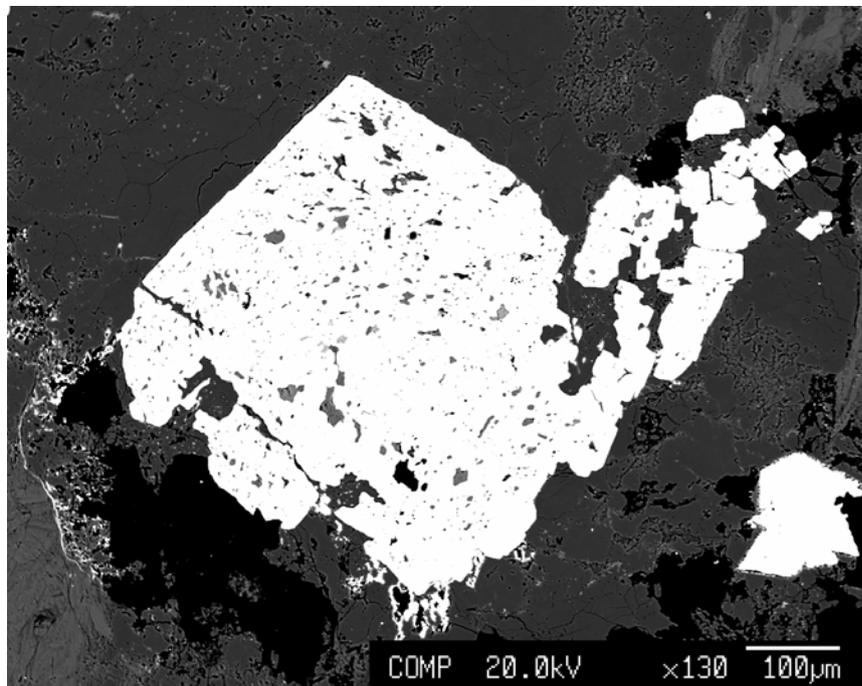
Probe/Analyse: G12-	2py3	G12-2py4	G12-2py5	G19pyr6	G19pyr8
<b>S</b>	19,74	19,26	20,31	19,45	19,79
<b>Ni</b>	0,08	0,05	0,03	0,09	0,048
<b>Zn</b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>Fe</b>	34,06	34,25	34,42	34,34	34,56
<b>As</b>	45,61	45,43	44,38	45,94	45,47
<b>Ag</b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>Pb</b>	b.d.l.	0,08	0,05	b.d.l.	b.d.l.
<b>Cu</b>	b.d.l.	b.d.l.	0,05	0,04	b.d.l.
<b>Sb</b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>Co</b>	0,53	0,44	0,17	0,23	0,10
<b>Au</b>	0,04	0,05	0,07	b.d.l.	b.d.l.
<b>Total</b>	<b>100,08</b>	<b>99,62</b>	<b>99,57</b>	<b>100,13</b>	<b>100,09</b>
<b>S</b>	1,001	0,985	1,029	0,989	1,003
<b>Ni</b>	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001
<b>Zn</b>	-	-	-	-	-
<b>Fe</b>	0,992	1,006	1,001	1,002	1,006
<b>As</b>	0,990	0,995	0,962	0,999	0,987
<b>Ag</b>	-	-	-	-	-
<b>Pb</b>	-	0,001	-	-	-
<b>Cu</b>	-	-	0,001	0,001	-
<b>Sb</b>	-	-	-	-	-
<b>Co</b>	0,015	0,012	0,005	0,006	0,003
<b>Au</b>	-	-	0,001	-	-
<b>Σ Kationen</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>

Ein weiteres, häufig auftretendes Sulfidmineral ist Pyrit (**Abbildung 42, Tabelle 9**). Die Ergebnisse einiger Messungen von Pyrit und Sphalerit sind **Tabelle 9** zu entnehmen.

Der Durchschnittswert des Totals der Pyritmessungen liegt bei 99,7 Gew.%. Die analysierten Pyrite enthalten im Mittel 46,1 Gew.% Eisen und 53,3 Gew.% Schwefel. Diese Zusammensetzung entspricht etwa der stöchiometrischen Formel von Pyrit (**Tabelle 9**). Auffallend ist ein erhöhter Konzentrationswert (Analyse Sch2py4: 0,33 Gew.%) von Antimon in einer Messung. Die restlichen Elemente treten in sehr geringen Konzentrationen auf, wobei lediglich die Konzentration von Kobalt immer über der Nachweisgrenze liegt (**Tabelle 9**). Die Konzentrationen von Nickel, Arsen, Gold, Silber, Blei und Kupfer liegen zumeist unter der Nachweisgrenze der Elektronenstrahlmikrosonde.

Ein Großteil der untersuchten Pyrite ist stark alteriert und besitzt einen Alterationssaum oder zeigt bereits eine deutliche von Mikrorissen ausgehende Umwandlung in Eisenhydroxide (**Abbildung 43**).

Vereinzelt sind Einschlüsse von Baryt in den Pyriten vorhanden, welche mittels EDS (Energiedispersive Röntgenspektroskopie) identifiziert wurden (**Abbildung 42**). Weiters treten auch Einschlüsse von Zirkon und Sphalerit (Zinkblende) auf. Die Analyse eines Zinkblendekorns ergab 63,2 Gew.% Zink, 32,9 Gew.% Schwefel und 6,6 Gew.% Eisen. Es handelt sich demnach um einen Sphalerit, in dem ca. 11 Mol.% des Zinks von Eisen substituiert werden (**Tabelle 9**).



**Abbildung 42:** Rückstreuelektronenbild eines hypidiomorphen Pyrits; Schliff G12/2. Die zahlreichen Einschlüsse sind Zirkon, Sphalerit und Baryt.



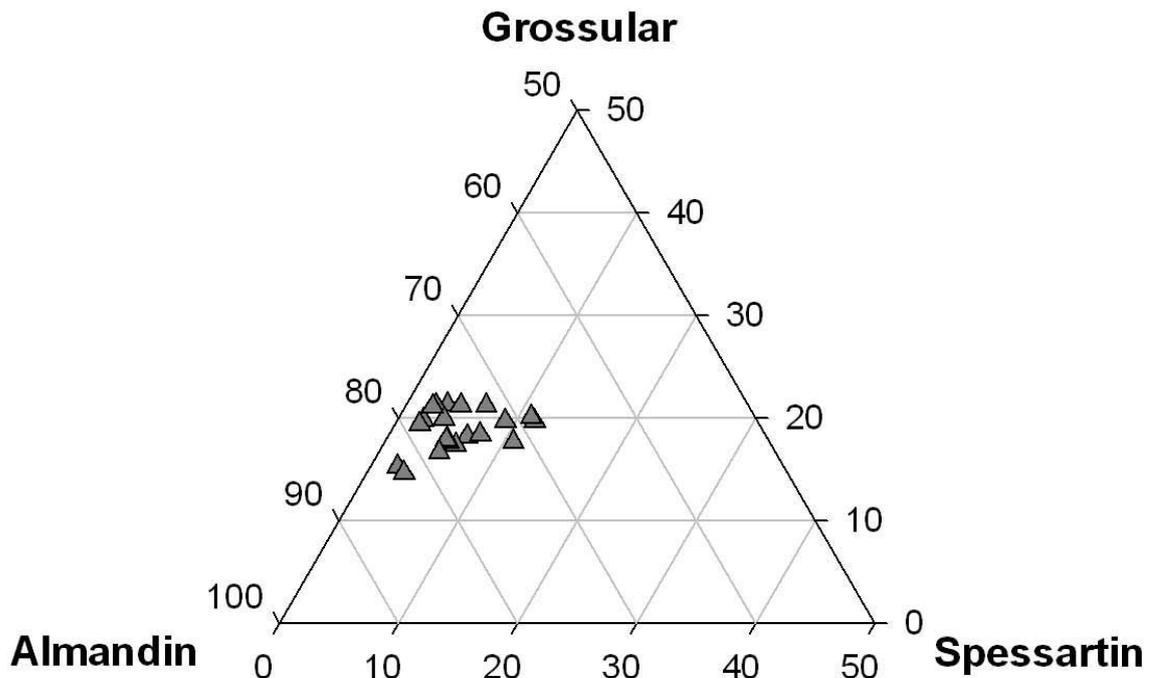
## 4.3 Silikate

### 4.3.1 Granat

In zwei granatführenden Phylliten (Schliffe G30 und G31/2) wurden die Granatkörner mit der Elektronenstrahlmikrosonde genauer untersucht. Die Berechnung der Kationen erfolgte auf Basis von 12 Sauerstoffatomen und ist für ausgewählte Analysen in **Tabelle 10** dargestellt. Alle Analyseenergebnisse sind im Anhang D3 zu finden.

Wie die Analysen zeigen, handelt es sich um eisenreiche Granate, die geringe Mengen Calcium, Mangan und Magnesium einbauen (**Abbildung 44**). Die analysierten Granatkristalle besitzen einen Eisenoxidgehalt von 28,49 - 33,90 Gew.% und einen Kalziumoxidgehalt von 4,72 - 7,12 Gew.%. Weiters treten Magnesiumoxid (von 1,04 - 1,56 Gew.%) und Manganoxid (von 0,88-4,95 Gew.%) auf (**Tabelle 10**). Der Durchschnittswert des Total aller 26 durchgeführten Messungen liegt bei 98,18 Gew.%.

Zur Darstellung der chemischen Zusammensetzung wurden Dreiecksdiagramme verwendet. Es wurden sowohl das Grossular-Almandin-Spessartin (**Abbildung 44**) als auch das Grossular-Almandin-Pyrop Diagramm erstellt, wobei letzteres aufgrund der nicht allzu großen Variation von Magnesium nicht gezeigt wird. Auch aus **Abbildung 44** ist ersichtlich, dass es sich um almandinreiche ( $X_{\text{Alm}}$  von 0,69 - 0,82) Granate der Pyralspit-Reihe handelt. Die Endgliederberechnung für **Abbildung 44** ist in **Tabelle 10** angegeben,  $X_{\text{Grs}}$  liegt zwischen 0,15 - 0,21 und  $X_{\text{Sps}}$  zwischen 0,02 und 0,12. Weiters wurde auch  $X_{\text{Fe}}$  mit Werten von 0,64 - 0,76 berechnet.



**Abbildung 44:** Dreiecksdiagramm der Granate zur Darstellung des Chemismus.

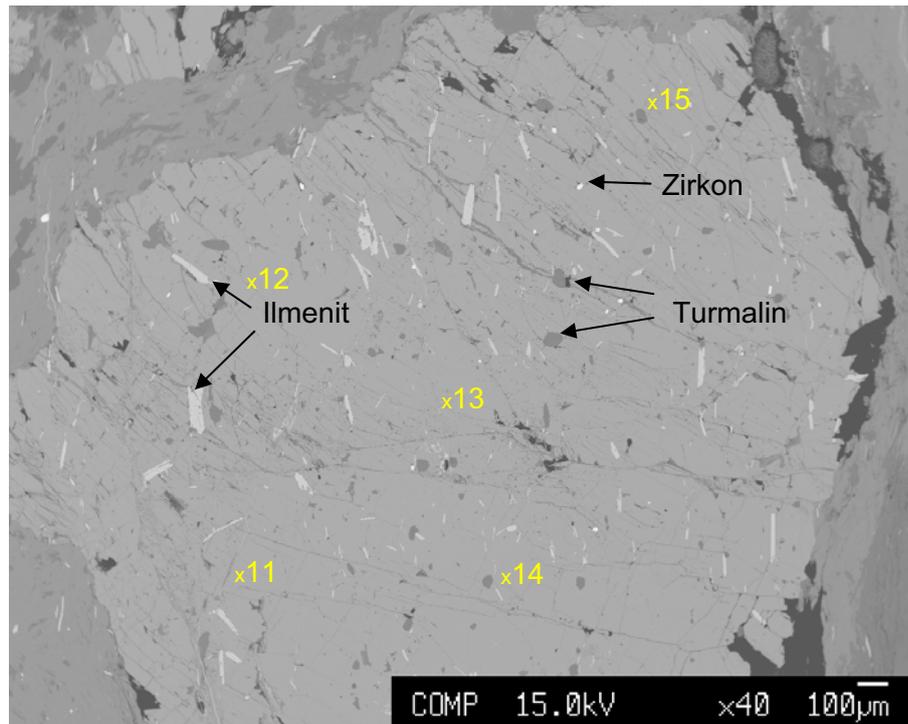
In geringen Konzentrationen treten auch Chrom, Nickel und Titan in den Granatkristallen auf.

**Tabelle 10:** Ergebnisse ausgewählter Granatanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 12 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit.

Probe/Analyse:	G30chlgarnet11 G30ga	met14	G30garnet15 G31/2g	arnet	G31/2garnet2
SiO <sub>2</sub>	37.604	37.522	37.742	37.447	37.279
TiO <sub>2</sub>	0.057	0.031	0.083	0.072	0.083
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.130	20.758	20.957	21.032	21.039
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d.l.	b.d.l.	0.070	0.079	b.d.l.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.154	0.419	0.297	0.138	0.037
FeO	32.382	33.598	32.511	30.791	31.726
MnO	2.251	1.301	2.122	2.860	1.455
MgO	1.385	1.559	1.410	1.032	1.145
NiO	0.050	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.060
CaO	5.818	4.719	5.429	7.122	7.017
Na <sub>2</sub> O	0.024	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
K <sub>2</sub> O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>Total</b>	<b>100.840</b>	<b>99.908</b>	<b>100.598</b>	<b>100.603</b>	<b>99.846</b>
Si	3.006	3.028	3.022	3.001	3.003
Al <sup>IV</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z	<b>3.006</b>	<b>3.028</b>	<b>3.022</b>	<b>3.001</b>	<b>3.003</b>
Al <sup>VI</sup>	1.991	1.975	1.978	1.987	1.998
Fe <sup>3+</sup>	0.009	0.025	0.018	0.008	0.002
Cr	0.000	0.000	0.004	0.005	0.000
Y	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>	<b>2.000</b>
Fe <sup>2+</sup>	2.165	2.268	2.177	2.064	2.138
Mg	0.165	0.188	0.168	0.123	0.138
Ca	0.498	0.408	0.466	0.612	0.606
Mn	0.152	0.089	0.144	0.194	0.099
Ni	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004
Ti	0.003	0.002	0.005	0.004	0.005
X	<b>2.987</b>	<b>2.954</b>	<b>2.960</b>	<b>2.997</b>	<b>2.989</b>
<b>∑ Kationen</b>	<b>7.993</b>	<b>7.983</b>	<b>7.982</b>	<b>7.999</b>	<b>7.993</b>
<b>Berechnung der Endglieder und x<sub>Fe</sub></b>					
X <sub>Grs</sub>	0.18	0.15	0.17	0.21	0.21
X <sub>Alm</sub>	0.77	0.82	0.78	0.72	0.75
X <sub>Sps</sub>	0.05	0.03	0.05	0.07	0.03
X <sub>Fe</sub>	0,72	0,76	0,73	0,69	0,72

\* berechnet auf Basis 12 O und  $\sum y=2$ .

Die Granatporphyroblasten (**Abbildung 45**) sind stark deformiert (Risse und Kornspaltungen) und zeigen unterschiedlich orientierte Ilmeniteinschlüsse, was auf ein postkinematisches Wachstum hinweisen könnte. Weitere häufig auftretende Einschlüsse in Granat sind Zirkon und Turmalin. Die gelben Beschriftungen in der Abbildung markieren die Nummern der EMS-Analysen (siehe Anhang D3).



**Abbildung 45:** Rückstreuelektronenbild eines Granatporphyroblasten mit Einschlüssen von Ilmenit, Zirkon und Turmalin, sowie Umwachsungen von Chlorit und Muscovit; Schliff G30.

### 4.3.2 Andere Silikate

An den Rändern der Granate und in der feinkörnigen Matrix treten Chlorit, Muscovit und Feldspäte auf. Ausgewählte Analysen sind in **Tabelle 11** bis **Tabelle 13** dargestellt, die gesamten Analysen im Anhang D3 aufgelistet.

Die Siliziumoxidkonzentrationen der Chlorite liegen zwischen 24,11 und 27,90 Gew.%, jene von Aluminiumoxid bei 16,78 - 22,60 Gew.%. Durch die Verteilung von Eisenoxid (28,19 - 30,82 Gew.%) gegenüber Magnesiumoxid (10,21 - 11,76 Gew.%) ergibt sich, dass es sich bei den analysierten Chloriten um eisenreiche Vertreter handelt. Vereinzelt treten auch größere Konzentrationen von Kaliumoxid (von 0,03 bis 1,59 Gew.%) auf, welche vermutlich aus dem ursprünglich vorhandenen, nun chloritisierten Biotit stammen. Die Konzentration von Chrom liegt zumeist unter der Nachweisgrenze. Der Durchschnittswert des Totals von 12 Chloritmessungen liegt bei 87 Gew.%.

Die gemessenen Muscovite haben zwischen 1,13 und 1,57 Gew.% FeO und somit eine erhöhte Konzentration an Eisen. Der Siliziumoxidgehalt liegt zwischen 46,07 und 46,80 Gew.%, Aluminiumoxid zwischen 34,22 und 34,59 Gew.% und der Kaliumoxidgehalt liegt bei 10,88 und 12,42 Gew.%. Die Berechnung erfolgte auf der Basis von 22 Sauerstoffatomen und ist in **Tabelle 12** ersichtlich. Bei beiden Muscovitmessungen liegt das Total bei ca. 95 Gew.%.

Bei den vorhandenen Feldspäten treten sowohl Vertreter der Plagioklase (Probe G30 und G31/2) als auch der Alkalifeldspäte (Probe G31/2) auf. Die Plagioklase haben  $X_{An}$  0,25-0,27 und sind als Oligoklase zu klassifizieren. Die Alkalifeldspäte haben  $X_{Or}$  0,98. Die Darstellung der Endglieder sowie die dadurch entstandene Nomenklatur ist in Abbildung 46 ersichtlich. Das Total der Plagioklase liegen im Mittel bei 98 Gew.%, jenes der Alkalifeldspäte bei 100,7 Gew.%. Die Berechnung der Feldspäte erfolgte auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen. Messergebnisse, Ionenberechnung und Endgliedberechnung der Feldspäte sind in **Tabelle 13** enthalten.

**Tabelle 11:** Ergebnisse ausgewählter Chloritanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 28 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit.

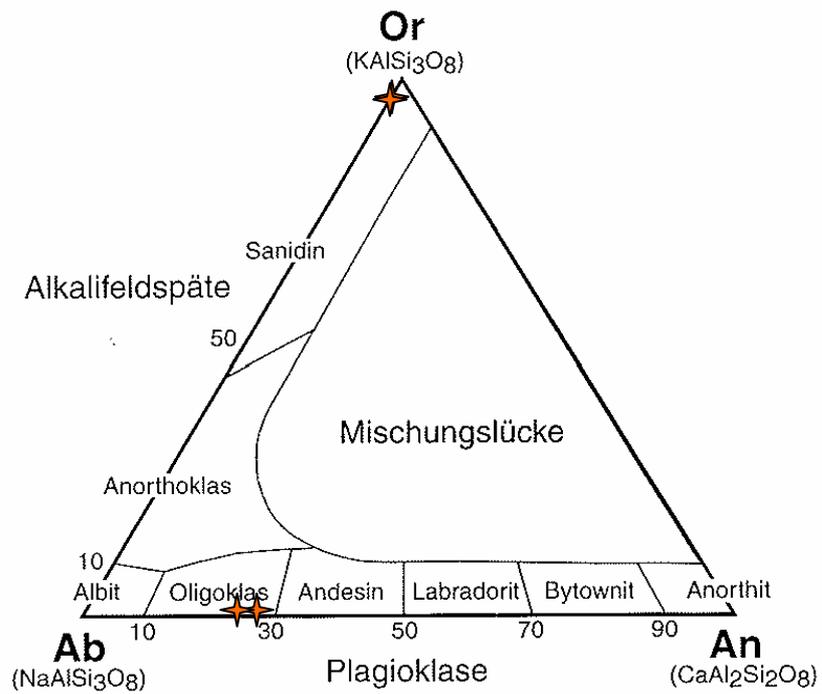
<i>Probe/Analyse:</i>	<i>G30chl</i>	<i>G30chl</i>	<i>G30chl</i>	<i>G30chl</i>	<i>G31/2chl1</i>	<i>G31/2chl2</i>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	25,07	24,67	24,13	24,11	27,90	27,78
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,07	0,07	0,06	0,05	b.d.l.	0,09
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22,13	22,61	22,50	22,14	16,78	17,42
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	b.d.l.	0,09	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>FeO</b>	28,83	28,62	28,25	29,46	30,82	30,527
<b>MnO</b>	0,09	0,04	0,08	0,04	0,2	0,16
<b>MgO</b>	10,87	11,08	11,44	10,67	11,76	10,50
<b>NiO</b>	0,09	b.d.l.	0,10	0,09	0,05	b.d.l.
<b>CaO</b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,09	b.d.l.
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,01	b.d.l.	0,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,15	0,03	0,04	b.d.l.	0,04	0,46
<b>Total</b>	<b>87,33</b>	<b>87,24</b>	<b>86,67</b>	<b>86,61</b>	<b>87,67</b>	<b>86,96</b>
<b>Si</b>	5,402	5,313	5,238	5,270	6,052	6,072
<b>Ti</b>	0,012	0,012	0,010	0,008	0,000	0,014
<b>Al</b>	5,622	5,737	5,757	5,704	4,289	4,486
<b>Cr</b>	-	0,015	-	-	-	-
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	5,196	5,153	5,128	5,386	5,590	5,580
<b>Mn</b>	0,016	0,008	0,015	0,008	0,037	0,029
<b>Mg</b>	3,491	3,558	3,701	3,478	3,802	3,423
<b>Ni</b>	0,016	-	0,017	0,016	0,009	-
<b>Ca</b>	-	-	-	-	0,021	-
<b>Na</b>	-	-	-	0,003	-	0,005
<b>K</b>	0,041	0,010	0,012	-	0,010	0,129
<b>Σ Kationen</b>	<b>19,796</b>	<b>19,804</b>	<b>19,879</b>	<b>19,872</b>	<b>19,809</b>	<b>19,737</b>

**Tabelle 12:** Ergebnisse der Muscovitanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 22 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit.

Probe/Analyse:	G30mus	G31/2glimmer
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,79	46,07
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,19	0,17
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	34,59	34,22
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,06	0,08
<b>FeO</b>	1,13	1,57
<b>MnO</b>	b.d.l.	b.d.l.
<b>MgO</b>	0,64	0,57
<b>NiO</b>	0,07	0,05
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10,88	12,42
<b>Total</b>	<b>94,67</b>	<b>95,81</b>
<b>Si</b>	6,278	6,214
<b>Ti</b>	0,019	0,018
<b>Al</b>	5,470	5,439
<b>Cr</b>	0,007	0,008
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,127	0,177
<b>Mn</b>	-	-
<b>Mg</b>	0,127	0,115
<b>Ni</b>	0,007	0,005
<b>K</b>	1,862	2,138
<b>∑ Kationen</b>	<b>13,896</b>	<b>14,114</b>

**Tabelle 13:** Ergebnisse der Feldspatanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit sowie Berechnung der Endglieder; b.d.l.=below detection limit.

Probe/Analyse: G30plag	G31/2fsp1	G31/2fsp2	G31/2SiAlK1	G31/2SiAlK2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61,17	61,47	61,18	63,43
<b>TiO<sub>2</sub></b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22,65	22,28	22,91	17,58
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>FeO</b>	b.d.l.	0,21	0,13	b.d.l.
<b>MnO</b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>MgO</b>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>NiO</b>	0,10	b.d.l.	0,05	b.d.l.
<b>CaO</b>	5,15	4,99	5,64	b.d.l.
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8,64	8,28	8,31	0,31
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,11	0,14	0,11	19,37
<b>Total</b>	<b>97,84</b>	<b>97,38</b>	<b>98,37</b>	<b>100,74</b>
<b>Si</b>	2,774	2,795	2,762	2,974
<b>Ti</b>	-	-	-	0,001
<b>Al</b>	1,210	1,194	1,219	0,971
<b>Cr</b>	-	-	-	-
<b>Fe</b>	-	0,008	0,005	-
<b>Mn</b>	-	-	-	-
<b>Mg</b>	-	-	-	-
<b>Ni</b>	0,004	0,000	0,002	-
<b>Ca</b>	0,250	0,243	0,273	-
<b>Na</b>	0,760	0,730	0,728	0,028
<b>K</b>	0,006	0,008	0,006	1,158
<b>∑ Kationen</b>	<b>5,004</b>	<b>4,977</b>	<b>4,995</b>	<b>5,132</b>
<b>Berechnung der Endglieder</b>				
<b>X<sub>Ab</sub></b>	<b>0,748</b>	<b>0,744</b>	<b>0,723</b>	0,023
<b>X<sub>An</sub></b>	0,246	0,248	0,271	0,000
<b>X<sub>Or</sub></b>	0,006	0,008	0,006	<b>0,977</b>



**Abbildung 46:** Darstellung der gemessenen Feldspäte im ternären Feldspatsystem; verändert nach Deer et. al (1993).

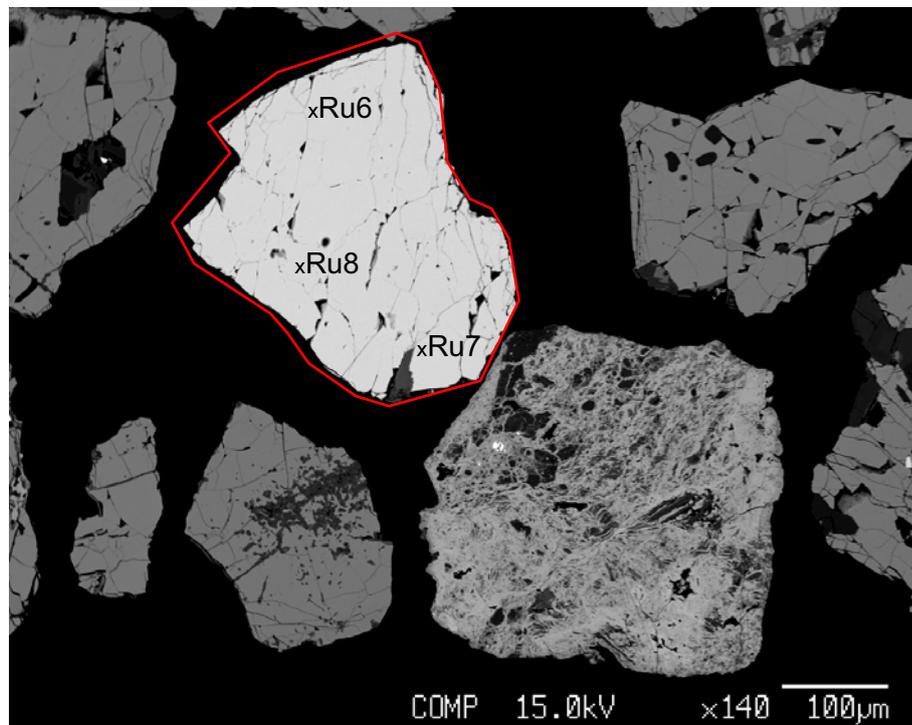
## 4.4 Oxide

### 4.4.1 Ilmenit

Es wurden 54 Messungen von Oxiden (Anhang D4) an Schliff Sch1/A sowie den SM-Konzentraten AV0901 und AV0907 durchgeführt. Ergebnisse ausgewählter Messungen sind in **Tabelle 14** aufgelistet, die gesamten Analysen sind dem Anhang E zu entnehmen. Hauptvertreter unter den Oxiden sind Ilmenit, Rutil sowie Eisenhydroxide.

Die Ilmenite (Titaneisenerz, **Abbildung 47**) besitzen ein durchschnittliches Total von 97,9 Gew.%. Ihr mittlerer Eisenoxidgehalt liegt bei 46,6 Gew.%, jener von Titanoxid bei 50,5 Gew.%. Die Gehalte von Magnesiumoxid liegen bei maximal 0,13 Gew.%, jene von Mangan meist unter der Nachweisgrenze. Hinsichtlich der Spurenelemente liegen die Gehalte der Oxide von Wolfram, Vanadium und Niob im Zehntel Gew.-%-Bereich. Der  $WO_3$ -Gehalt liegt durchschnittlich bei 0,28 Gew.%, kann aber bis maximal 0,69 Gew.%.  $WO_3$  betragen (**Tabelle 14**) und ist somit, gegenüber den anderen Spurenelementen, deutlich erhöht.

Vereinzelt zeigen die Ilmenite bereits einen feinen Umwandlungssaum aus Rutil (**Abbildung 48**). In den Abbildungen sind die Messpunkte, siehe Anhang D4, markiert.



**Abbildung 47:** Rückstreuelektronenbild eines Ilmenits (rot markiert; Analysenbeschriftung Ru6 bis Ru8, siehe Anhang D4); Schliff AV0901.

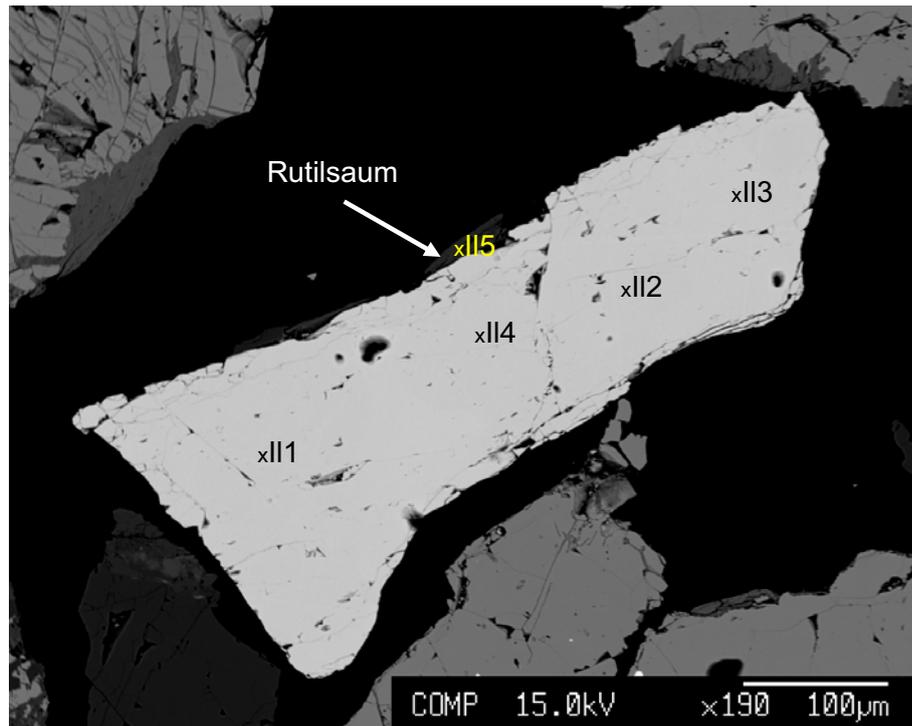


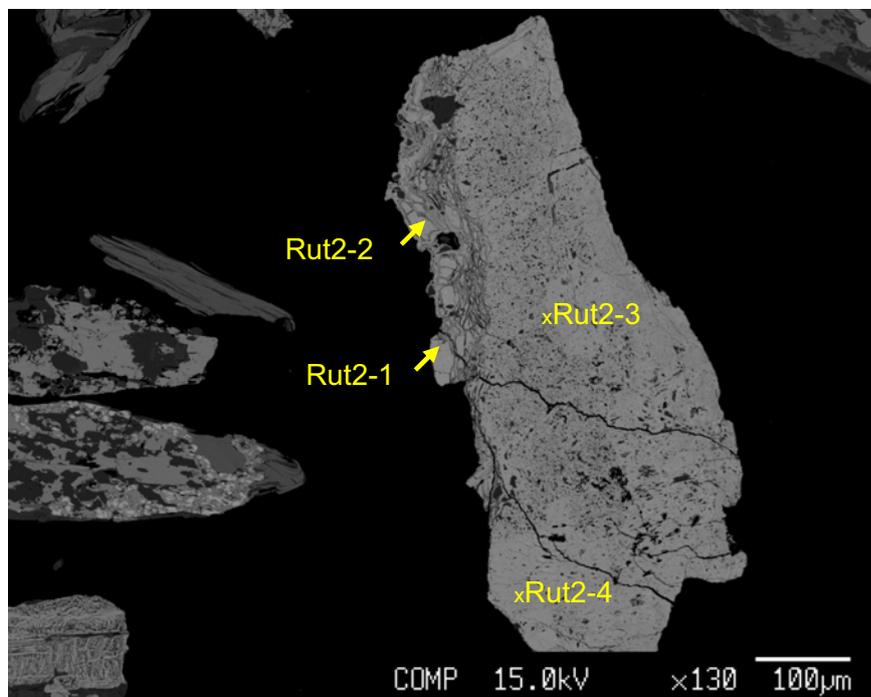
Abbildung 48: Rückstreuelektronenbild eines Ilmenits; Schliff AV0901.

Tabelle 14: Ergebnisse ausgewählter Ilmenitanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 3 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit.

Probe/Analyse:	AV0901/II3	AV0901/II4	AV0901/II10	AV0901/II11	Sch1/A-II3	Sch1/A-II4
MgO	0,05	0,10	0,08	0,05	0,10	0,09
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,09	b.d.l.	b.d.l.
WO <sub>3</sub>	0,69	0,22	0,23	b.d.l.	0,18	0,31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
FeO	48,18	48,08	48,51	48,46	46,45	46,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d.l.	b.d.l.	0,03	b.d.l.	b.d.l.	0,02
MnO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,40	0,41	0,40	0,39	0,40
TiO <sub>2</sub>	50,60	50,34	50,94	50,90	50,84	50,67
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>Total</b>	<b>100,05</b>	<b>99,18</b>	<b>100,26</b>	<b>99,99</b>	<b>97,99</b>	<b>97,82</b>
Mg	0,002	0,004	0,003	0,002	0,004	0,004
As	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
W	0,005	0,001	0,002	0,000	0,001	0,002
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	1,028	1,033	1,031	1,033	1,004	1,003
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Ti	0,970	0,973	0,974	0,975	0,988	0,987
Nb	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Σ Kationen</b>	<b>2,009</b>	<b>2,016</b>	<b>2,014</b>	<b>2,014</b>	<b>2,001</b>	<b>2,000</b>

#### 4.4.2 Rutil

Neben Ilmenit tritt Rutil (**Abbildung 49**) als weiteres Titanmineral auf. Das durchschnittliche Total liegt bei 94,8 Gew.%, wobei der  $\text{TiO}_2$ -Gehalt im Mittel 93,2 Gew.% beträgt. Die zu niedrigen Totals sind ein analytisches Problem und erklären sich durch Probleme mit der Standardisierung. Diese wurde für andere Phasen erstellt und der verwendete Standard für  $\text{TiO}_2$  ist für so hohe Konzentrationen nicht besonders gut geeignet. Weiters treten in Rutilen nachweisbare Konzentrationen an Vanadium- ( $\emptyset$  0,8 Gew.%), Eisen- ( $\emptyset$  0,4 Gew.%), Niob- ( $\emptyset$  0,16 Gew.%) sowie Wolframoxid ( $\emptyset$  0,32 Gew.%) auf. Wie in Ilmenit sind auch bei Rutil die erhöhten Gehalte an Wolframoxid auffällig (bis zu 0,49 Gew.%  $\text{WO}_3$ ). Messungen einiger Rutilen sind in **Tabelle 15** aufgelistet. Die Beschriftungen in der Abbildung markieren die Analysespots (siehe Anhang D4).



**Abbildung 49:** Rückstreuungsbild eines Rutilen mit Mikrorissen und sehr vielen feinsten Einschlüssen; Schliff AV0907.

**Tabelle 15:** Ergebnisse ausgewählter Rutilanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von 2 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit.

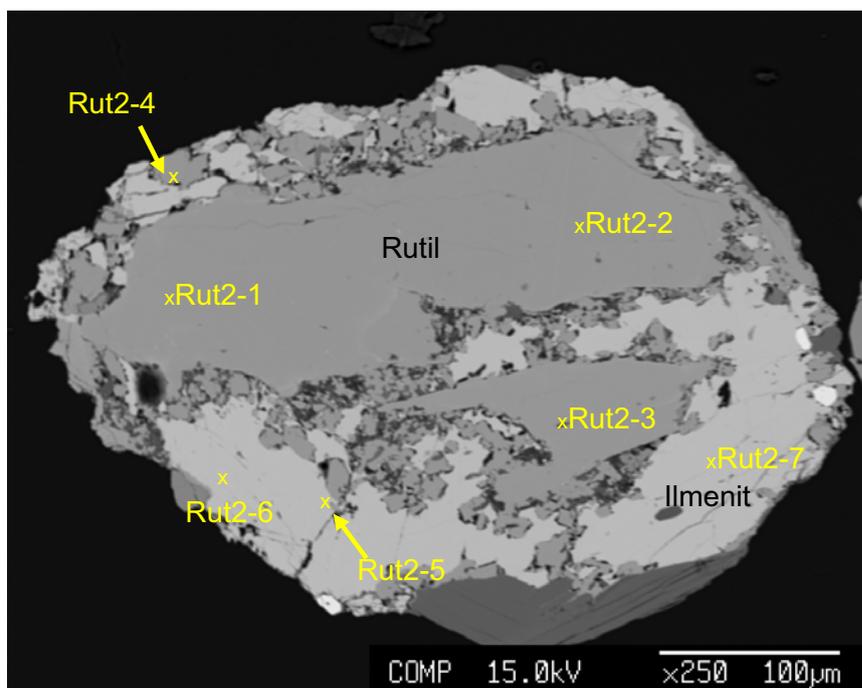
Probe/Analyse::	AV0901/Ru1	AV0901/Ru2	AV0901/Ru3	AV0901/Rut2-2	AV0907/Rut3-3
<b>WO<sub>3</sub></b>	0,39	b.d.l.	0,35	0,31	0,49
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,10	0,09	0,04	b.d.l.
<b>FeO</b>	0,38	0,30	0,27	0,28	0,71
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,02	b.d.l.	0,03	0,03	0,12
<b>V<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,93	0,76	0,89	0,98	0,60
<b>TiO<sub>2</sub></b>	94,35	94,31	94,33	93,80	92,09
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,18	b.d.l.	b.d.l.	0,13	b.d.l.
<b>Total</b>	<b>96,30</b>	<b>95,53</b>	<b>96,02</b>	<b>95,58</b>	<b>94,09</b>

W	0,001	-	0,001	0,001	0,002
Cr	-	0,001	0,001	-	-
Fe	0,004	0,003	0,003	0,003	0,009
Al	-	-	-	-	0,001
V	0,005	0,004	0,005	0,005	0,003
Ti	0,986	0,991	0,988	0,987	0,986
Nb	0,001	-	-	-	-
$\Sigma$ Kationen	<b>0,998</b>	<b>0,999</b>	<b>0,998</b>	<b>0,998</b>	<b>1,001</b>

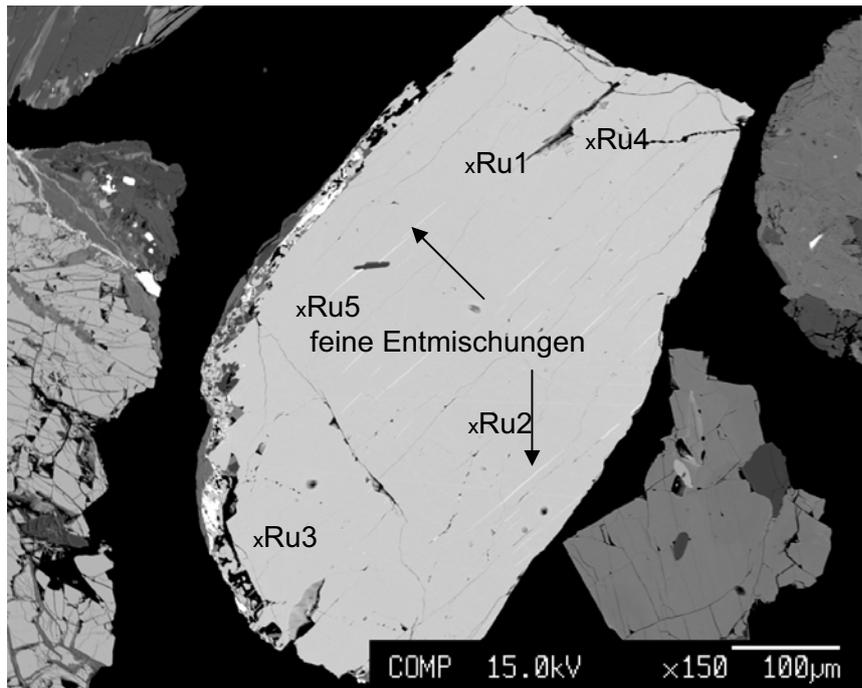
#### 4.4.3 Polyphase Körner

Neben monomineralischen Ilmenit- und Rutilkörnern treten auch vermehrt Körner mit Verwachsungen von Ilmenit und Rutil auf. **Abbildung 50** zeigt ein Rutilkorn, welches sich bereits teilweise in Ilmenit umgewandelt hat. Die Analysen zeigen chemische Unterschiede zwischen diesen Rutil- und Ilmenitkörnern. Die Konzentrationen von Vanadium- (0,94 - 1,04 Gew.%), Niob- (0,13 - 0,19 Gew.%) und Chromoxid (0,04 - 0,09 Gew.%) sind in den Rutilen erhöht. In den Ilmenitkörnern ist Chrom unter der Nachweisgrenze vorhanden, es zeigen sich jedoch Arsenoxidgehalte im Bereich von 0,06-0,1 Gew.%, welche in den Rutilen vollständig fehlen. Die Wolframoxidkonzentrationen sind sowohl in den Rutilen als auch in den Ilmeniten ähnlich (0,20-0,38 Gew.%).

Weiters treten auch Rutilite mit feinen Entmischungen aus Hämatit auf (**Abbildung 51**), welche vereinzelt einen Saum aus Eisenhydroxid und Chlorit besitzen. Die Beschriftungen in den Abbildungen charakterisieren die Analysen und die zugehörigen Analysespots der Elektronenstrahlmikrosonde (siehe Anhang D4).

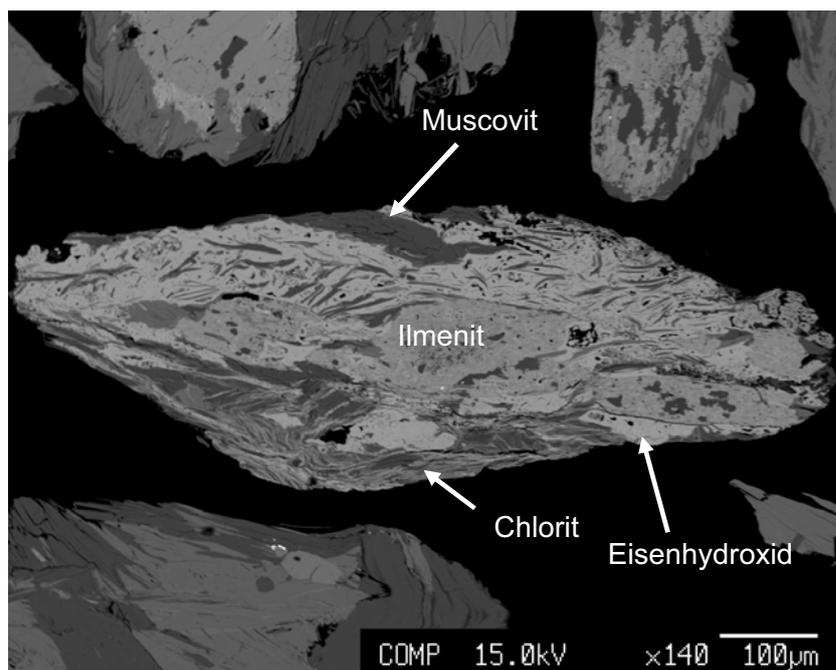


**Abbildung 50:** Umwandlung von Rutil in Ilmenit (Analysenbeschriftung Rut2-1 bis Rut2-7, siehe Anhang D4); Schliff AV0901.



**Abbildung 51:** Rückstreuungsbild eines Rutilkristalls mit feinen Entmischungen von Hämatit und einem Saum aus Eisenhydroxiden (weiß) und Chlorit (dkl.grau); Schliff AV0901.

Es treten auch Ilmenite auf, die Ränder von Chlorit, Muscovit und Eisenhydroxiden zeigen (**Abbildung 52**). Die Analysen dieser Ilmenite zeigen eine Wolframoxidkonzentration von maximal 0,59 Gew.%, sowie eine erhöhte Nioboxidkonzentration von 0,14 Gew.%. Auffallend ist ein vollständiges Fehlen von Chrom und Arsen.

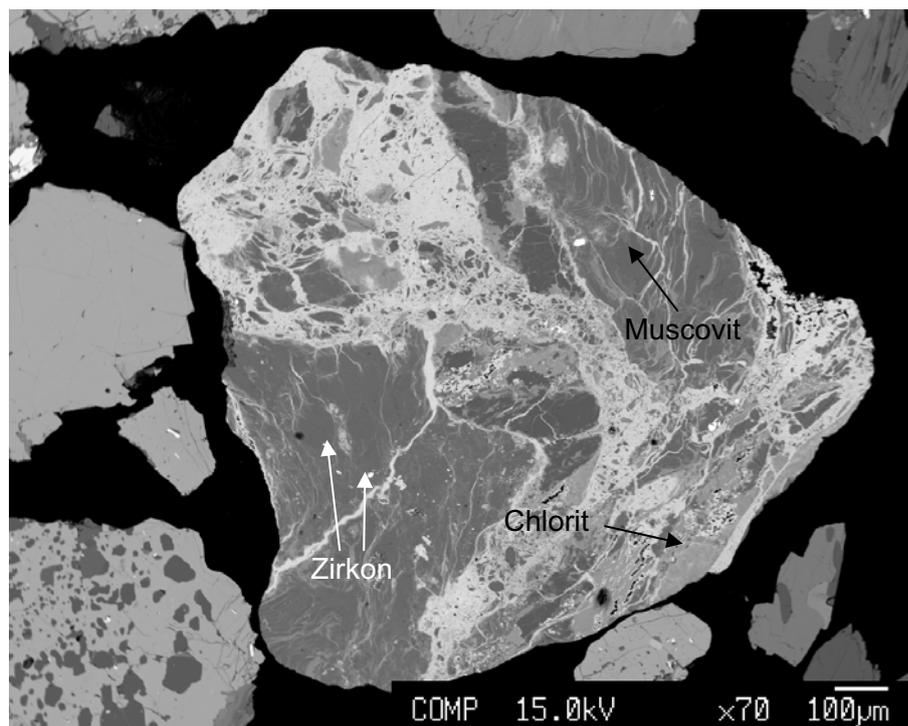


**Abbildung 52:** Umwandlung von Ilmenit zu Chlorit (mittelgrau), Muscovit (dkl.grau) und Eisenhydroxid (hellgrau); Schliff AV0907.

#### 4.4.4 Eisenhydroxide

Weiters sind Umwandlungen der Titanoxide in Eisenhydroxide vorhanden. Dies ist vermehrt an den stark deformierten Mineralkörnern bemerkbar.

Bei bereits alterierten Körnern handelt es sich um Goethit (Abbildung 53). Einige Messungen dieser Mineralkörner sind in **Tabelle 16** enthalten. Die geringen Totals dieser Analysen sind auf das Vorhandensein von OH und H<sub>2</sub>O in der Goethitstruktur zurückzuführen. Der Wolframgehalt liegt im Bereich von 0,14-0,60 Gew.% WO<sub>3</sub>, jener von Arsenoxid zwischen 0,075 und 0,30 Gew.%. Die Eisenhydroxidphasen sind verwachsen mit Chlorit und eisenreichem Muscovit. Zirkon tritt als Einschluss auf.



**Abbildung 53:** Rückstreuungsbild eines Goethits verwachsen mit Chlorit (hell grau), Muscovit (dkl.grau) und Zirkon (weiß); Schliff AV0901.

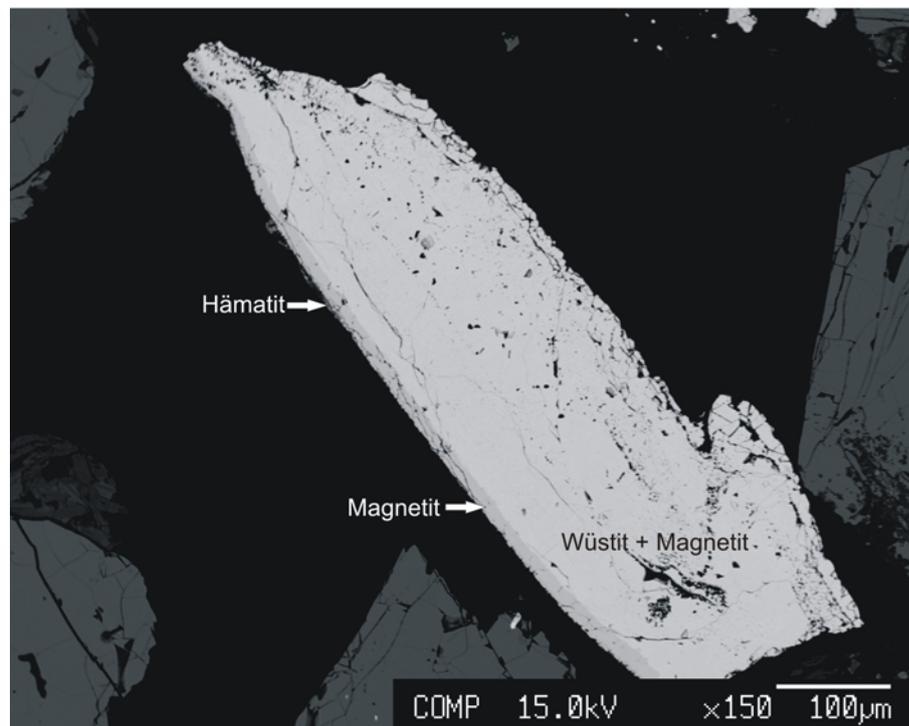
**Tabelle 16:** Ergebnisse ausgewählter Goethitanalysen (Gew.%) und Berechnung der Kationen auf der Basis von einem Sauerstoffatom pro Formeleinheit; b.d.l.=below detection limit.

Probe/Analyse: AV0901/OxE1	AV0901/OxE2	AV0901/OxE3	AV0907/OxA-2	AV0907/OxA-3	
<b>MgO</b>	0,18	0,11	0,13	0,04	b.d.l.
<b>As<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,22	0,30	0,28	b.d.l.	b.d.l.
<b>WO<sub>3</sub></b>	0,41	0,14	b.d.l.	0,15	b.d.l.
<b>FeO</b>	69,94	67,61	69,05	76,64	77,10
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,23	2,16	0,79	0,03	b.d.l.
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,05	0,02	0,03	b.d.l.	b.d.l.
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,07	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>Total</b>	<b>73,11</b>	<b>70,34</b>	<b>70,35</b>	<b>76,92</b>	<b>77,23</b>

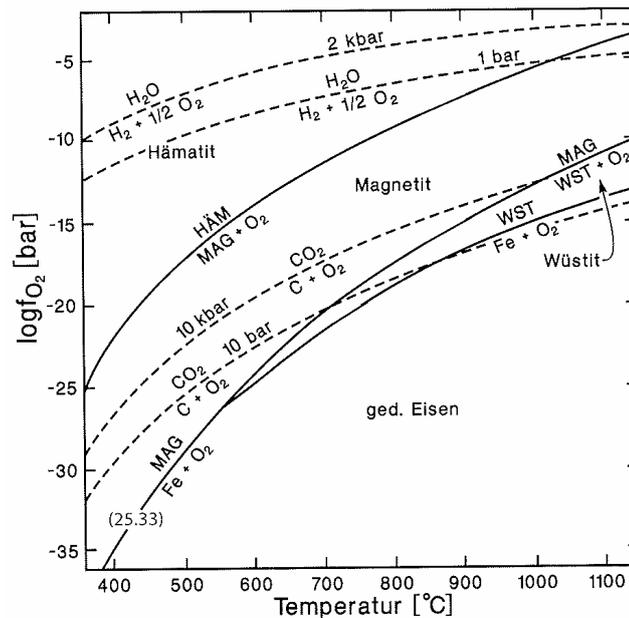
<b>Mg</b>	0,004	0,003	0,003	0,001	0,000
<b>As</b>	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
<b>W</b>	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000
<b>Fe</b>	0,922	0,926	0,966	0,996	1,000
<b>Al</b>	0,021	0,021	0,008	0,000	0,000
<b>Ti</b>	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Nb</b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Σ Kationen</b>	<b>0,950</b>	<b>0,952</b>	<b>0,979</b>	<b>0,998</b>	<b>1,000</b>

Neben den bisher beschriebenen geogenen Phasen treten auch Phasen antropogener/technogener Herkunft auf. Die Messungen der Elektronenstrahlmikrosonde ergaben reines FeO mit einem Wolframgehalt von maximal 0,60 Gew.%  $WO_3$ . Messergebnisse befinden sich im Anhang D4.

Einerseits sind Eisenphasen in Form von Zundermaterial (Hammerschlag, **Abbildung 54**) vorhanden. Sie weisen einen Kern aus inhomogenem Wüstit und Magnetit, einen Saum aus Magnetit sowie einen feinen, kaum sichtbaren Saum von Hämatit auf. In **Abbildung 55** ist ein  $T$ - $fO_2$ -Diagramm mit den univarianten Gleichgewichtskurven, die die Stabilitätsfelder von Hämatit, Magnetit, Wüstit und gediegen Eisen begrenzen, dargestellt. Die im länglichen Korn in **Abbildung 54** erkennbare Mineralabfolge kann mit einer Zunahme der  $fO_2$ -Bedingungen erklärt werden (**Abbildung 55**).

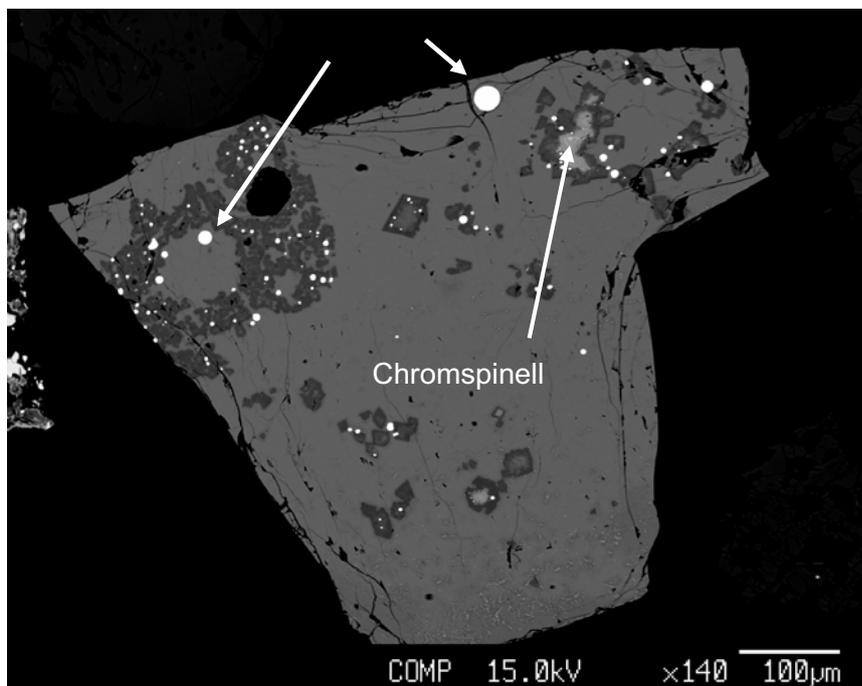


**Abbildung 54:** Rückstreuelektronenbild von Zundermaterial mit einer Mineralabfolge (Rand-Kern) von Hämatit, Magnetit und Wüstit+Magnetit; Schliff AV0901.

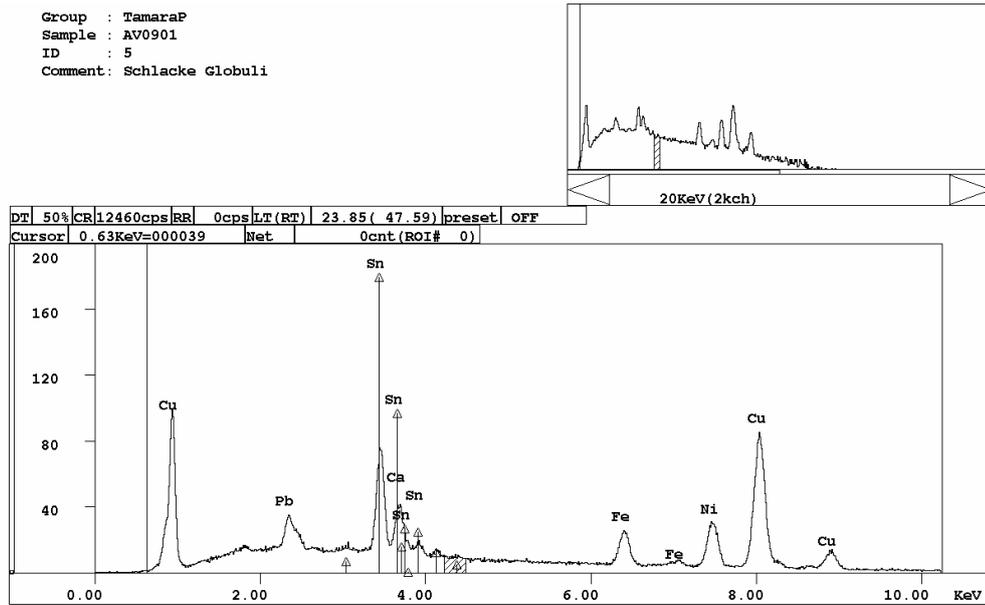


**Abbildung 55:** T- $f_{O_2}$ -Diagramm von Hämatit, Magnetit und Wüstit; nach Miyashiro (1973).

Im selben Schliff kommt eine Buntmetallschlacke (Gießereischlacke) vor (**Abbildung 56**). In einer feinkörnigen Matrix erkennt man entmischte Bereiche mit Chrom- und Eisenspinellen und globularen Einschlüssen. Die Chromspinelle zeigen einen zinkreicheren Kern und einen eisenreicheren Rand (**Abbildung 56**). Die Einschlüsse bestehen aus Kupfer und Zinn. Identifiziert wurden diese Phasen mittels EDS (siehe **Abbildung 57**).



**Abbildung 56:** Rückstreuelektronenbild einer Buntmetallschlacke mit Einschlüssen von Cu/Sn-Globuli und Chromspinellen (heller Zn-reicher Kern und dkl. Fe-reicher Rand); Schliff AV0901.



**Abbildung 57:** EDS-Spektrum der Cu- und Sn-Globuli der Buntmetallschlacke aus Schliff AV0901.

## 5 Geochemie

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der bei ACME Analytical Laboratories Ltd. in Vancouver durchgeführten geochemischen Analysen dargestellt. Die Tabellen mit den Originaldaten sowie Angaben zu den analytischen Details (z.B. Nachweisgrenzen für die jeweiligen Elemente) befinden sich im Anhang E bzw. F.

### 5.1 Erz- und Gesteinsproben

#### 5.1.1 Hauptelemente

Bei den Hauptelementen wurden die Ergebnisse der unterschiedlichen Gesteinsgruppen gemittelt und tabellarisch dargestellt (**Abbildung 17**), um sie untereinander leichter vergleichen zu können. Die Analysenergebnisse der Einzelproben sind den jeweiligen Tabellen im Anhang E1 zu entnehmen.

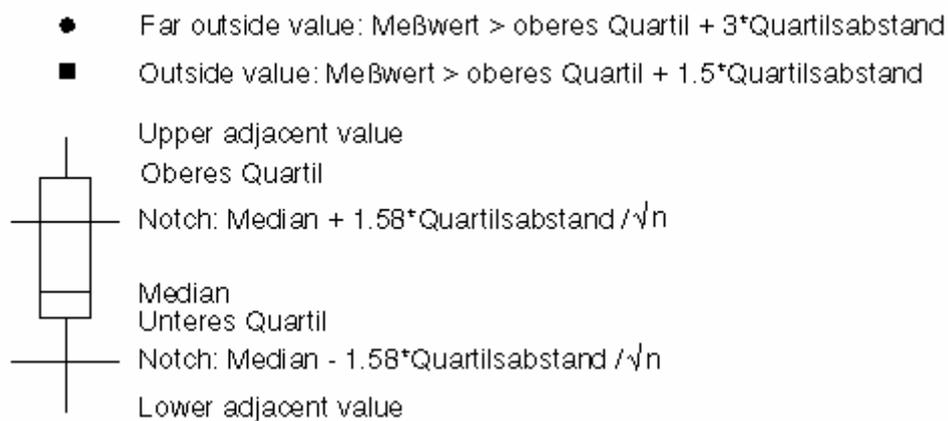
Geochemische Untersuchungen wurden an zwölf grünschieferfaziellen Metabasiten (Grüngesteine) sowie drei Amphiboliten und drei Metaporphyroiden durchgeführt. Aufgrund des unterschiedlichen Wolframgehaltes der Grüngesteine wurden diese weiters in sechs Wolframführende (Proben G11/2, G12/1, Sch1, Sch2, G17/3 Sch3 und G19 Sch5) und sechs Wolframfreie, ohne signifikant erhöhte Wolframgehalte unterteilt (Proben G17/2, G17/5, G17/6, G21, G22 und G23).

**Tabelle 17:** Mittelwerte (Gew.%) von den durchgeführten geochemischen Analysen der Hauptelemente.

	<i>Mittelwerte der</i>			
	<i>Grüngesteine</i>		<i>Amphibolite</i>	<i>Metaporphyroide</i>
	<i>W-führende</i>	<i>W-freie</i>		
<i>n=6</i>	<i>n=6</i>	<i>n=3</i>	<i>n=3</i>	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45.04	45.14	46.53	69.69
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.31	1.31	1.13	0.37
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15.67	15.81	16.13	15.31
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10.68	10.73	11.01	3.23
<b>MnO</b>	0.17	0.17	0.21	0.06
<b>MgO</b>	6.83	6.86	7.90	1.70
<b>CaO</b>	8.23	8.52	10.45	1.34
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.34	2.40	2.79	3.11
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.58	0.54	0.47	2.71
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.24	0.23	0.13	0.18
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.034	0.033	0.031	0.009

Es sind keine markanten Unterschiede zwischen den W-führenden und den W-freien Grüngesteinen, in Bezug auf ihre Hauptelementverteilung, festzustellen. Aufgrund der  $\text{SiO}_2$ -Gehalte (von 38 bis 49 Gew.%, siehe Anhang E1) sind die Gesteine als ultrabasische bis basische Magmatite zu klassifizieren. Die untersuchten Amphibolite zeigen gegenüber den Grüngesteinen lediglich einen erhöhten CaO-Wert. Bei den Metaporphryoiden ist der zu den restlichen Gesteinen recht deutliche Unterschied im Chemismus eindeutig feststellbar. Sie sind durch höhere  $\text{SiO}_2$ -,  $\text{Na}_2\text{O}$ -,  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte und deutlich niedrigere Gehalte an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO und CaO zu unterscheiden. Ihr Chemismus entspricht jenen saurer Magmatite.

Die Variationsbreite der einzelnen Elemente und statistische Parameter, wie Median und Standardabweichung werden mittels Box-Plots dargestellt. Elemente mit geringer Streuung sind durch kleine Standardabweichungen gekennzeichnet. Weiters lassen sich Ausreißer, mit deutlich erhöhten Konzentrationen im Box Plot leichter erkennen. In **Abbildung 58** sind die in einem Box Plot dargestellten Parameter erläutert. Der lange Strich längs der Box umfasst die gesamte Verteilung vom kleinsten bis zum größten Wert. Der Querstrich in der Box markiert den Median, der exakt in der Mitte (bei 50%) der Verteilung liegt. Ober- und unterhalb (bzw. in den folgenden Darstellungen, links und rechts) vom Median liegen jeweils die Hälfte aller Messwerte. Die Kennzeichnung „n“ gibt die Anzahl der Messwerte an.



**Abbildung 58:** Erläuterungen zu den Box Plots.

In **Abbildung 59** sind Box Plots der Hauptelemente, der W-führenden [1] und der W-freien [2] Grüngesteine dargestellt. Bei den meisten Elementen zeigen sich keine wesentlichen Unterschiede zwischen den W-führenden und den W-freien Grüngesteinen.  $\text{K}_2\text{O}$  hingegen besitzt in den W-führenden Grüngesteinen eine größere Variationsbreite als in den W-freien Gesteinen, was durch die erhöhte Mobilität dieses Elementes erklärbar ist.  $\text{TiO}_2$  zeigt ebenfalls eine größere Streuung in den W-führenden als in den W-freien Proben.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  und MgO zeigen jedoch Gegenteiliges und streuen stärker in den W-freien Proben.

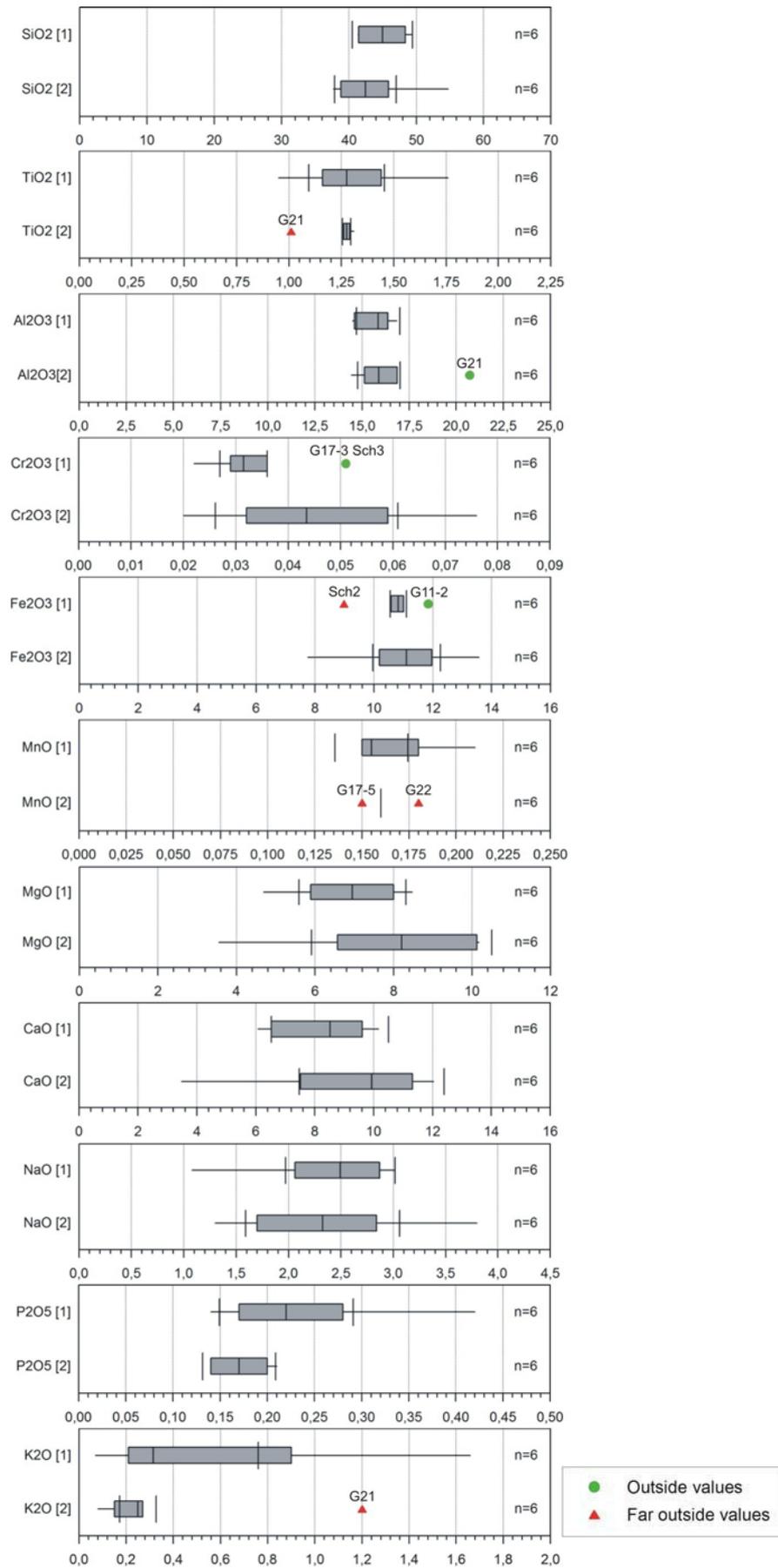
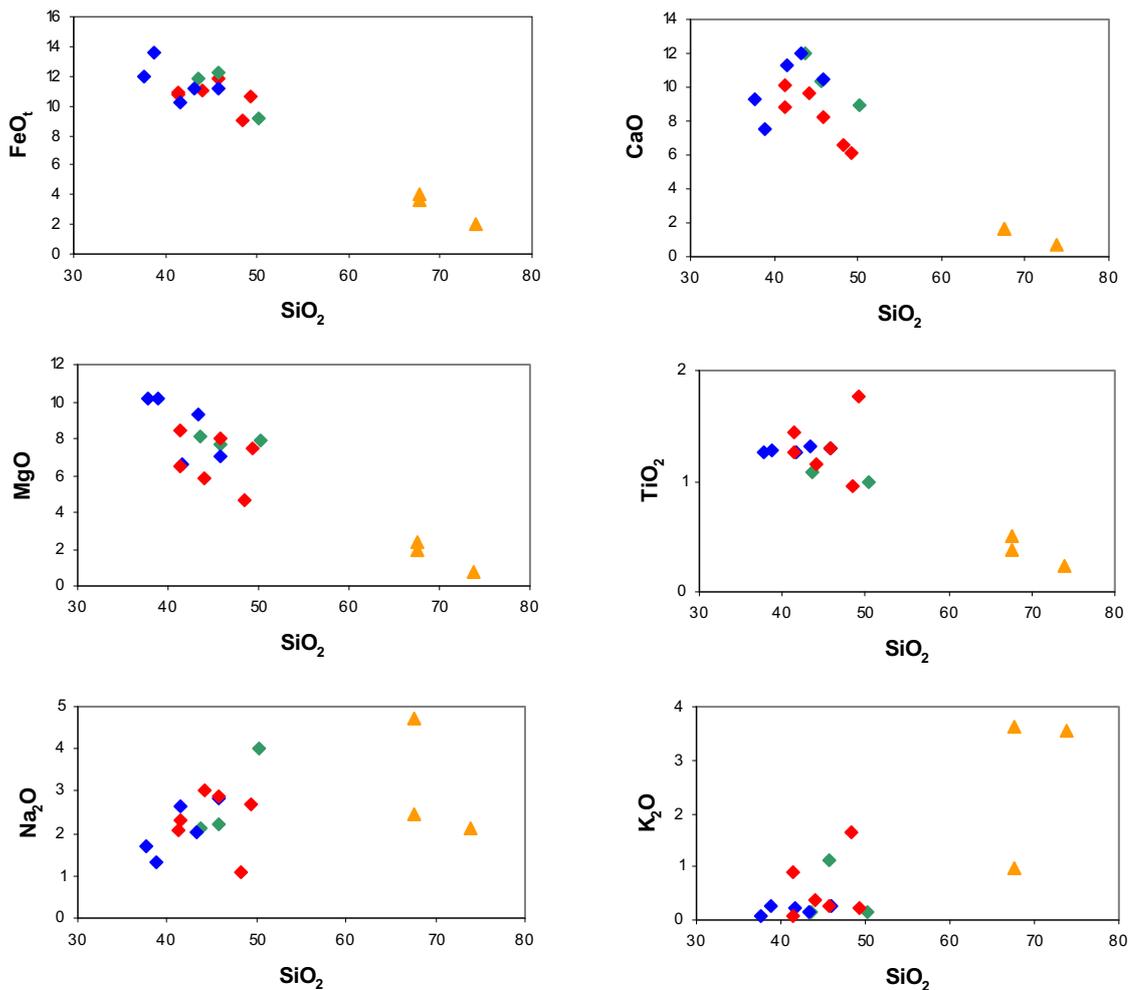


Abbildung 59: Box Plots der Hauptelemente; [1] sind W-führende, [2] sind W-freie Grönungesteine. Angaben in Gew.%.

Weiters wurden Harker-Diagramme, in denen die chemischen Hauptkomponenten  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  gegenüber  $\text{SiO}_2$  aufgetragen werden, erstellt. Dabei zeigt sich, dass mit steigendem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  und  $\text{TiO}_2$  abnehmen,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  dagegen zunehmen (**Abbildung 60**). Die Alkalien und  $\text{CaO}$  zeigen allerdings eine schlechte Korrelation mit  $\text{SiO}_2$ , was auf die Mobilität dieser Elemente bei späterer Metamorphose oder hydrothermalere Alteration zurück zu führen ist.



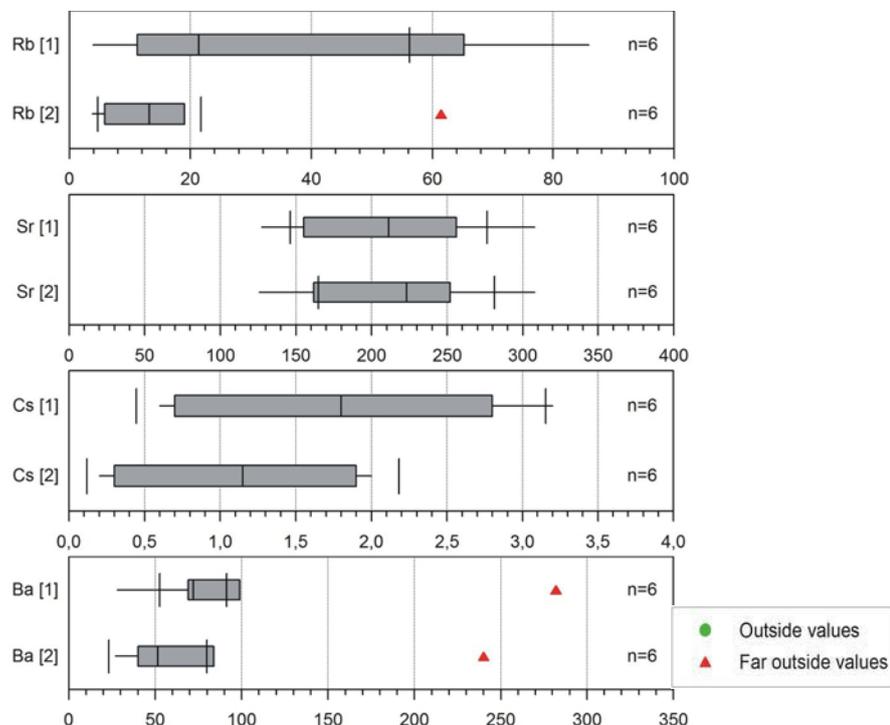
**Abbildung 60:** Harker-Diagramme der analysierten Gesteinsproben; rote Punkte = W-führende; blaue Punkte = W-freie Grüngesteine; grüne Punkte = Amphibolite; orange Dreiecke = Metaporphyrroide.

### 5.1.2 Spurenelemente

Die Ergebnisse der Spurenelementanalysen sind im Anhang E1 tabellarisch aufgelistet. Sie werden in Form von Box Plots, MORB-normierten Spider-Diagrammen und Chondrit-normierten REE-Mustern dargestellt.

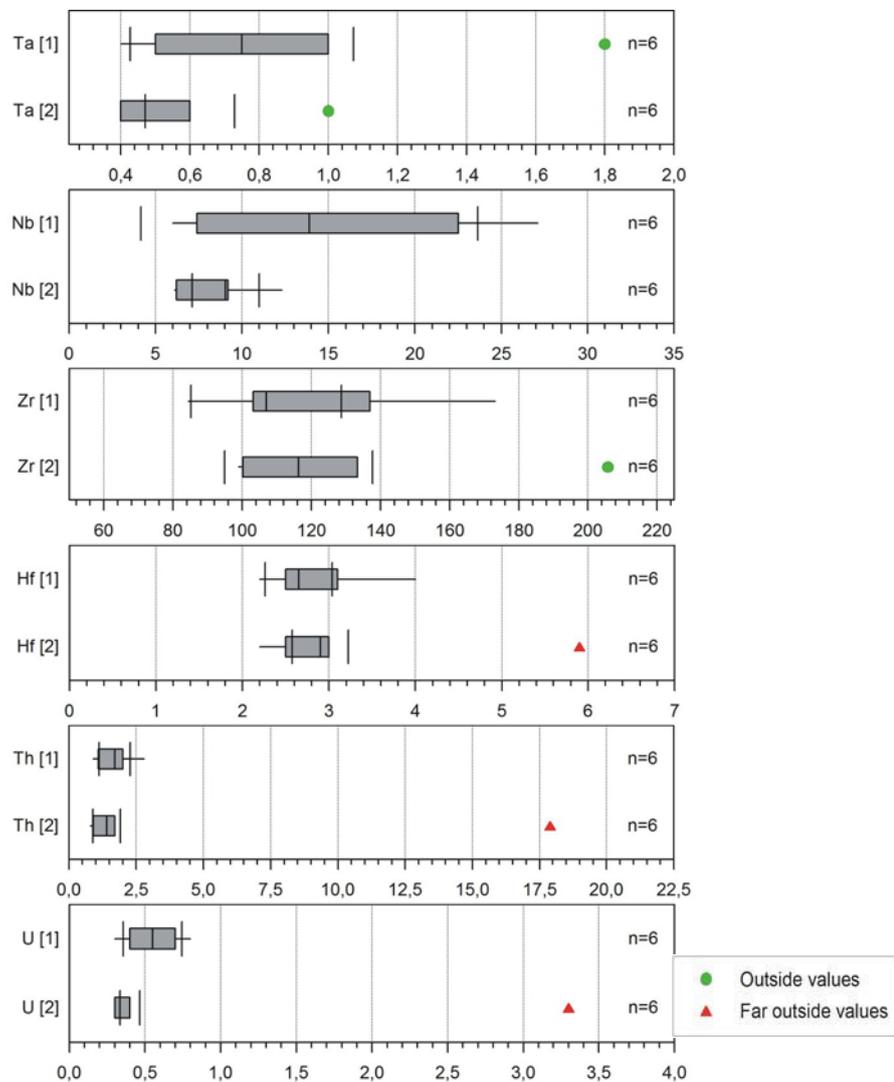
In der Geochemie werden Spurenelemente immer in Gruppen, mit ähnlichen chemischen Eigenschaften und ähnlichem geochemischen Verhalten, zusammengefasst und dargestellt. Zu diesen Gruppen gehören die Lanthaniden (Elemente mit den Atomnummern 57-71) oder auch Seltenerdelemente (SEE od. REE) genannt, die Platingruppenelemente (Atomnummer 44-46 und 76-79) sowie die Gruppe der Übergangsmetalle. Weiters werden kompatible und inkompatible Elemente unterschieden. Zu Letzteren gehören die als „low field strength“ (LFS) oder auch „large ion lithophile“ Elemente (LIL) sowie die „high field strength“ (HFS) Elemente.

Zur ersten Übersicht der LIL- und HFS-Elemente werden Box Plots herangezogen (**Abbildung 61** und **Abbildung 6 2**). Bei Sr, Cs und Ba sind keine signifikanten Unterschiede zwischen den W-führenden und den W-freien Grüngesteinen festzustellen. Bei dem Ausreißer des W-führenden Ba-Box Plots handelt es sich um Probe Sch2, bei jenem des W-freien Ba-Box Plots um die Probe G22. Ein deutlicher Unterschied zwischen W-führenden und W-freien Grüngesteinen ist bei Rb zu erkennen. Die große Variationsbreite des Rb in den W-führenden Grüngesteinen ist ein Hinweis auf dessen leichte Mobilität. Der Ausreißer im W-freien Rb-Box Plot ist Probe G22.



**Abbildung 61:** Box Plots der LIL-Elemente Rb, Sr, Cs und Ba; [1] sind W-führende, [2] sind W-freie Grüngesteine. Angaben in ppm.

Aus **Abbildung 62** ist ersichtlich, dass in den W-führenden Proben die HFS-Elemente Ta, Nb und U eine größere Variationsbreite zeigen. Die restlichen HFS-Elemente zeigen eine Überlappung der Werte innerhalb ihrer Quartilsgrenzen. Bei den Ausreißern der W-freien Grüngesteine handelt es sich immer um die Probe G21, bei jenem des W-führenden Ta Box Plots um die Probe Sch1.



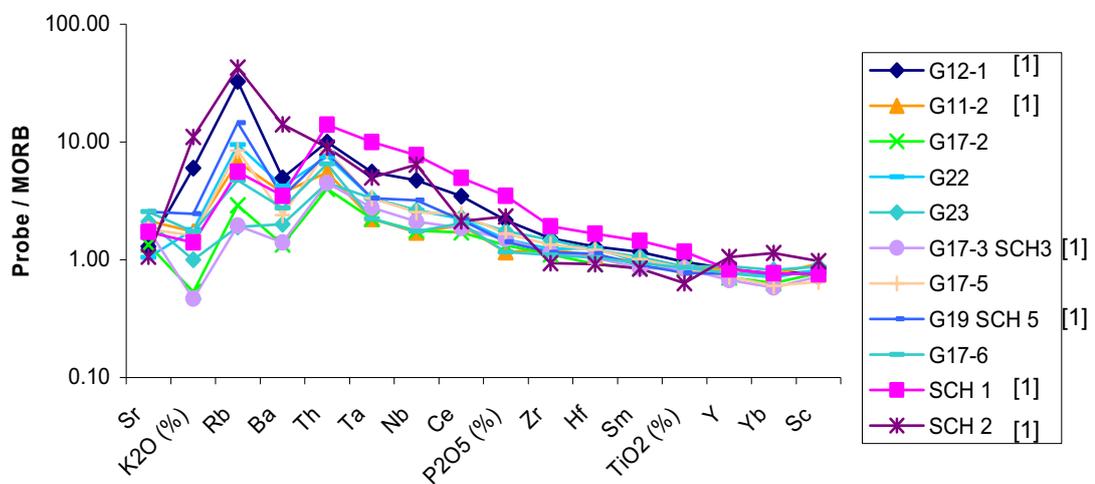
**Abbildung 62:** Box Plot der HFS-Elemente Ta, Nb, Zr, Hf, Th und U; [1] sind W-führende, [2] sind W-freie Grüngesteine. Angaben in ppm.

In den Spider-Diagrammen (**Abbildung 63** bis **Abbildung 65**) sind die Elemente nach zunehmender Inkompatibilität angeordnet. Stark mobile LIL-Elemente (Sr, K, Rb und Ba) sind links, während weniger kompatible/mobile Elemente weiter rechts zu finden sind.

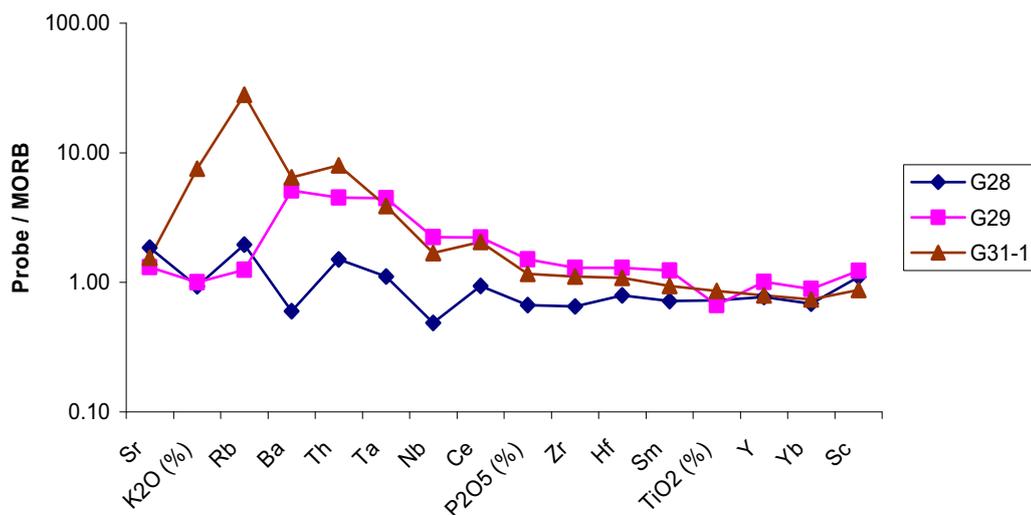
Bei den Grüngesteinen (**Abbildung 63**) ist ein Unterschied zwischen den LIL- und HFS-Elementen erkennbar. Vor allem  $K_2O$  und Rb zeigen im Vergleich zu den übrigen Elementen eine deutliche Variation.

Dies gilt insbesondere für die W-führenden Proben [1]. Die HFS-Elemente und die REE sind 1-10fach gegenüber MORB erhöht. Auch Nb und Ta zeigen in diesem Diagramm keine negativen Anomalien.

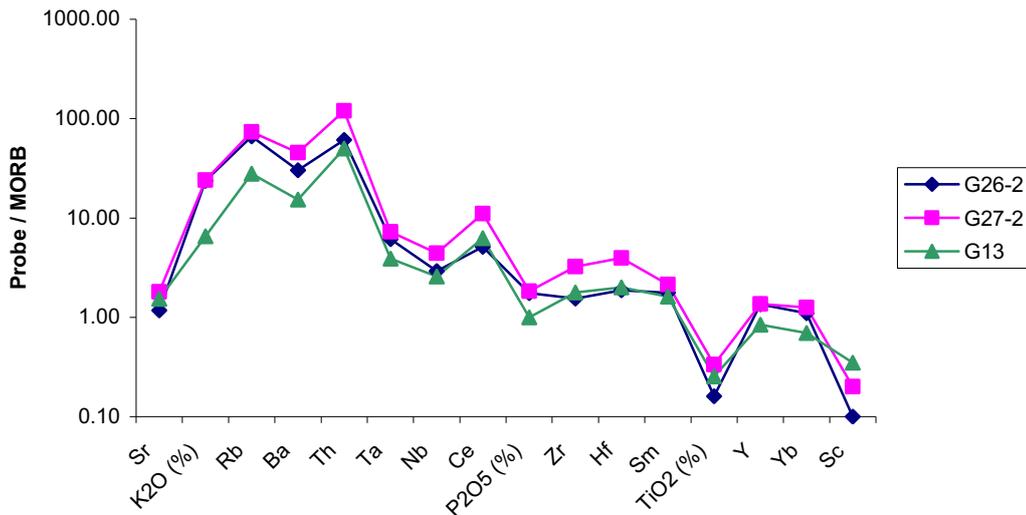
Die Spider-Diagramme der Amphibolite (**Abbildung 64**) zeigen unterschiedliche Konzentrationen der mobilen LIL-Elemente und eine ähnliche Verteilung der HFS-Elemente wie die Grüngesteine. Nur Probe G28 zeigt eine annähernd gerade Verteilung. Die Metaporphyroide (**Abbildung 65**) zeigen völlig andere Muster. Auffällig sind die positiven Th und Ce Peaks, welche möglicherweise durch Anreicherung von Monazit verursacht sein könnten. Weiters sind Abreicherungen an Phosphor und Titan zu erkennen, welche vermutlich durch die Fraktionierung von Apatit und Ti-Mineralen verloren gegangen sind.



**Abbildung 63:** Spider-Diagramm der untersuchten Grüngesteine, W-führende Proben sind mit [1] gekennzeichnet; normiert nach Pearce (1983).



**Abbildung 64:** Spider-Diagramm der Amphibolite; normiert nach Pearce (1983).



**Abbildung 65:** Spider-Diagramm der Metaporphyroide; normiert nach Pearce (1983).

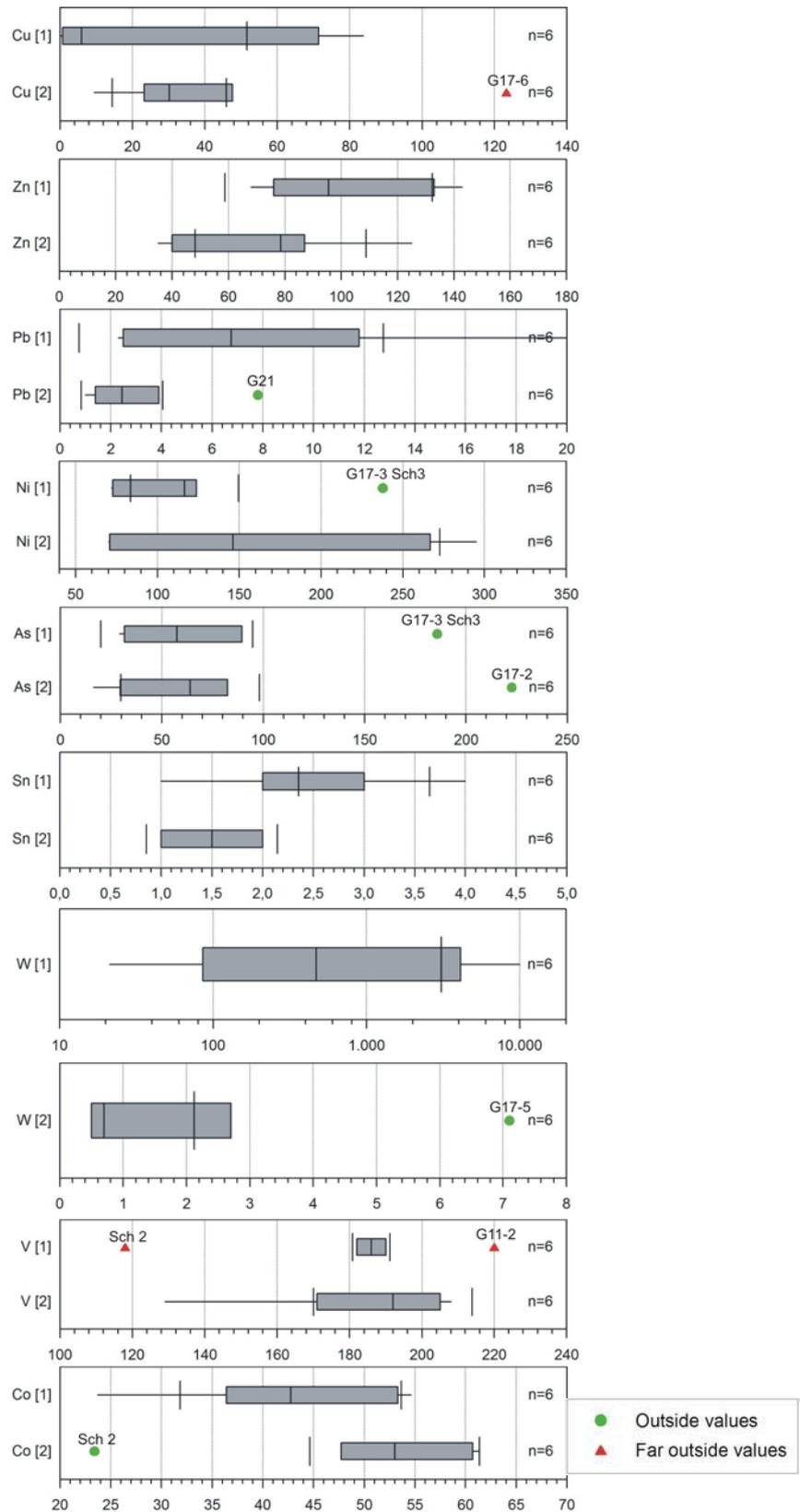
Eine weitere wichtige Gruppe der Spurenelemente ist jene der Übergangsmetalle. In **Tabelle 18** sind die Unterschiede der Konzentrationen zwischen den W-führenden und den W-freien Grüngesteinen tabellarisch aufgelistet.

Während die W-führenden Grüngesteine höhere Werte bei Zn, Sn und W zeigen, haben die W-freien Grüngesteine höhere Konzentrationen an Cu, Pb, Ni und Co. Die Wolframkonzentrationen der W-führenden Grüngesteine variieren von 21 bis >10000ppm. Höhere As-Gehalte kommen sowohl in den W-führenden als auch in den W-freien Grüngesteinen vor. Molybdän liegt in den Proben immer unter der Nachweisgrenze.

**Tabelle 18:** Ergebnisse der Analyse der Übergangsmetalle Cu, Zn, Pb, Ni, As, Sn, W, V und Co.

	W-führende Grüngesteine						W-freie Grüngesteine					
	G12-1	G11-2	G19-Sch5	Sch1	Sch2	G17-3	G21	G22	G23	G17-2	G17-5	G17-6
<b>Cu</b> ppm	0.3	10.1	83.8	1.8	0.7	71.4	33.8	9.4	23.2	26.5	47.6	123.3
<b>Zn</b> ppm	133	68	76	114	143	77	87	125	35	86	71	40
<b>Pb</b> ppm	11.8	2.5	6.2	7.3	20.2	2.3	7.8	3.1	1.0	1.8	3.9	1.4
<b>Ni</b> ppm	121.5	72.7	111.6	123.9	71.9	237.7	70.2	266.8	134.1	295.1	158.3	70.8
<b>As</b> ppm	89.5	31.5	79.0	29.2	35.8	185.7	16.3	62.3	65.6	222.6	82.4	29.5
<b>Sn</b> ppm	3	2	3	4	3	1	2	2	1	2	1	1
<b>W</b> ppm	132.8	21.2	85.9	4117.9	>10000	806.3	0.8	2.7	0.5	0.6	7.1	0.5
<b>V</b> ppm	190	220	182	189	118	183	129	202	182	205	171	208
<b>Co</b> ppm	42.7	54.6	42.8	36.4	23.7	53.3	23.4	61.3	55.1	60.7	47.7	50.9

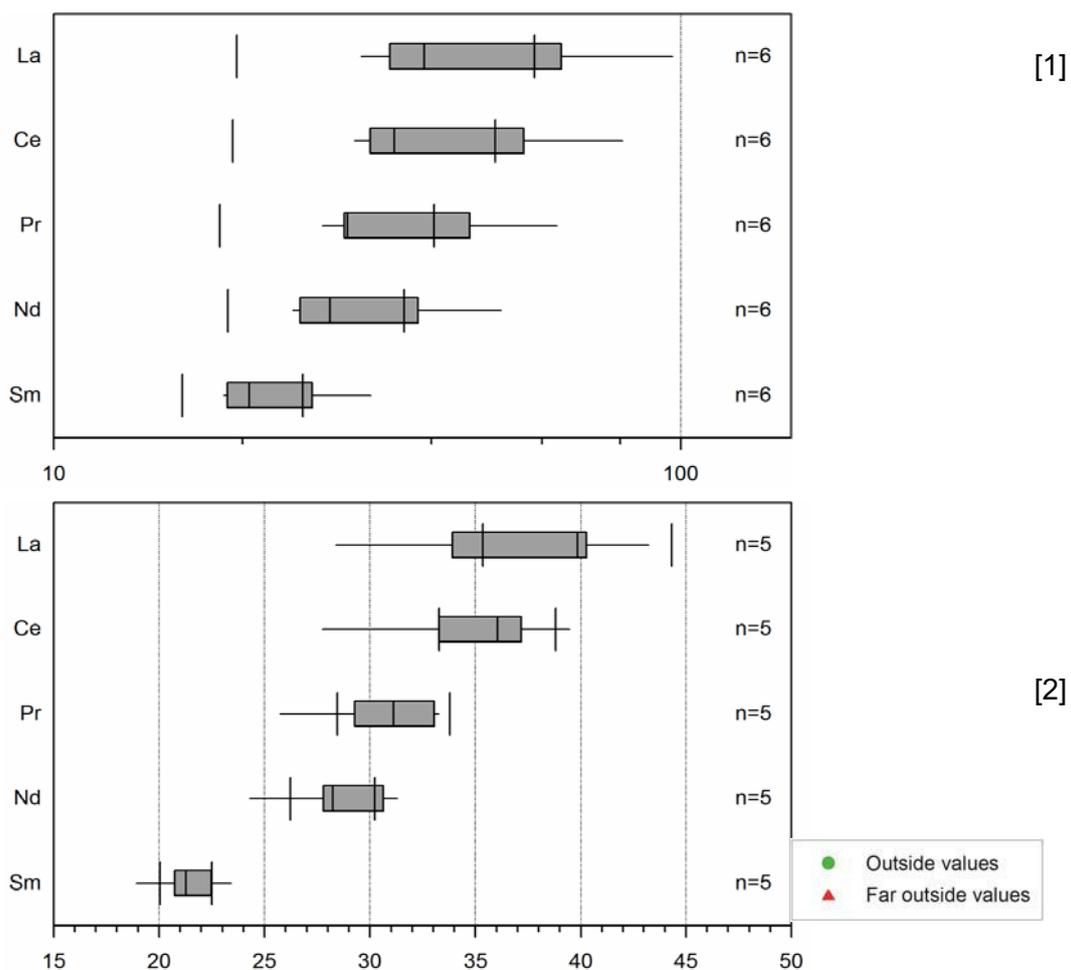
In **Abbildung 66** sind die Box Plots der Übergangsmetalle Cu, Zn, Pb, Ni, As, Sn, W, V und Co dargestellt. Eine starke Variation sowie erhöhte Konzentrationen an Zn, Pb und Sn zeigen die W-führenden Grüngesteine. Entkoppelt von den anderen Buntmetallen sind Ni und Co, die eine stärkere Anreicherung in den W-freien Grüngesteinen zeigen. Keine signifikanten Unterschiede sind bei As und Cu zu erkennen. Die W-führenden Grüngesteine [1] sind im Box Plot logarithmisch dargestellt. Sie zeigen eine Variation von 100 bis 3000ppm, die W-freien Grüngesteine [2] lediglich von 0,6 bis 2,8ppm. Die Ausreißer der einzelnen Elemente sind aufgrund der hohen Anzahl in den jeweiligen Box Plots angegeben.



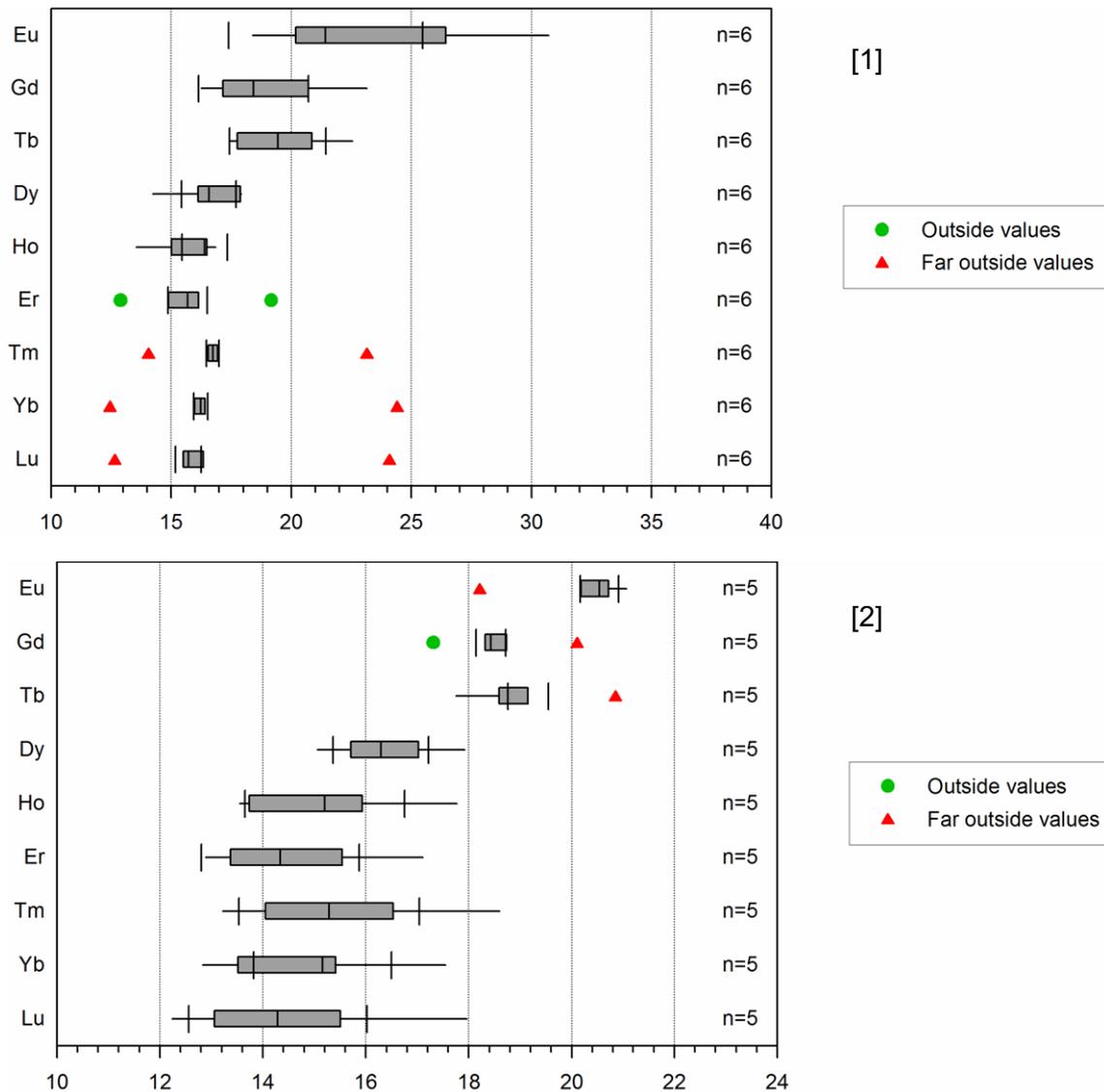
**Abbildung 66:** Box Plots der Übergangsmetalle Cu, Zn, Pb, Ni, As, Sn, W, V und Co; [1] sind W-führende, [2] sind W-freie Grungesteine; Logarithmische Darstellung von W [1]; Angaben in ppm.

Eine weitere sehr wichtige Gruppe der Spurenelemente sind die Seltenerdelemente (SEE) oder „rare earth elements (REE)“, die wiederum aufgrund ihrer Atomnummer in leichte (light) LREE und schwere (heavy) HREE unterteilt werden. Die Darstellung der Seltenerdelemente erfolgte mit Hilfe von Box Plots und in Form von Abbildungen Chondrit-normierter REE-Muster. In den Darstellungen der W-freien Grüngesteine wurde die Probe G21, auf Grund ihrer markanten Unterschiede in den Messergebnissen (erscheint meist als Ausreißer), nicht berücksichtigt.

In **Abbildung 67** sind die LREE-Box Plots der Grüngesteine dargestellt. Die logarithmische Darstellung der W-führenden Grüngesteine [1] zeigt eine größere Variationsbreite als jene der W-freien Gesteine [2]. Ähnliches Verhalten zeigen die Ergebnisse der HREE in **Abbildung 68**, ebenfalls die Box Plots der W-führenden Gesteine [1] eine größere Variationsbreite als jene der W-freien Gesteine [2] zeigen. Weiters sind Ausreißer in den HREE-Box Plots vorhanden, welche in Darstellung [1] aus der Probe Sch2 (für die Ausreißer zwischen 19 und 25ppm) und der Probe G17-3 Sch3 (für die Ausreißer zwischen 12 und 15ppm) bestehen. Bei den Ausreißern in Darstellung [2] handelt es sich um die Proben G17-2 (für die Ausreißer zwischen 17 und 19ppm) und G23 (für die Ausreißer zwischen 20 und 21ppm).



**Abbildung 67:** Box Plot der LREE; [1] = logarithmische Darstellung der W-führenden-, [2] = W-freien Grüngesteine; Angaben in ppm.

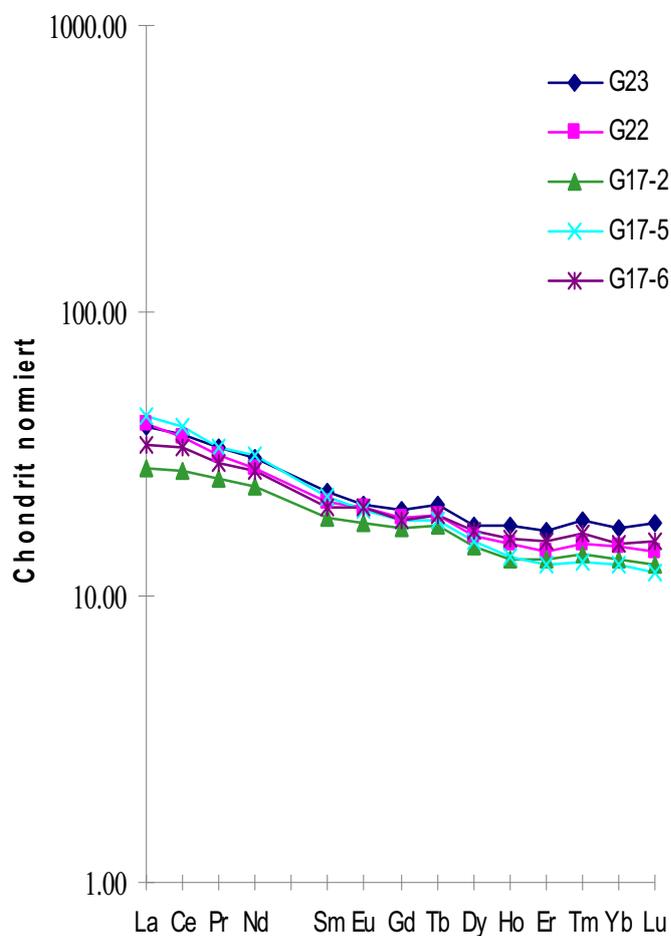


**Abbildung 68:** Box Plot der HREE; [1] = W-führende-, [2] = W-freie Grüngesteine; Angaben in ppm.

**Abbildung 69** bis **Abbildung 72** zeigen REE-Muster der unterschiedlichen Gesteine. Die W-freien Grüngesteine (**Abbildung 69**) sind durch bis zu 50-fache LREE-Anreicherung, flache HREE Muster und dem fast vollständigen Fehlen einer Europium-Anomalie gekennzeichnet. W-führende Grüngesteine (**Abbildung 70**) zeigen einerseits stärkere LREE-Anreicherungen (Probe Sch1 bis zu 100-fache Anreicherung) andererseits flache HREE-Muster und leichte Europium-Anomalien. Lediglich die Probe Sch2 zeigt eine deutliche positive Europium-Anomalie und eine ungewöhnliche Anreicherung der HREE. Ursache für diese Unterschiede könnten die extrem erhöhten Wolframkonzentrationen (>1 Gew.% W) der chemischen Analyse sein.

Bei den Amphiboliten (**Abbildung 71**) sind sowohl bis zu 40-fache LREE-Anreicherungen (Proben G29 und G31-1) als auch ein flacher (G28) LREE-Trend vorhanden. Sie zeigen weiters flache HREE Muster und ein fast vollständiges Fehlen einer Europium-Anomalie.

Die Metaporphyroide (**Abbildung 72**) zeigen einen deutlichen Unterschied zu den REE-Mustern der Grungesteine. Sie sind durch eine mehr als 100-fache Anreicherung der LREE, flache HREE Muster und vor allem durch markante negative Europium-Anomalien, welche Hinweis fur eine Plagioklasfraktionierung ist, gekennzeichnet.



**Abbildung 69:** Chondrit-normierte REE-Muster der W-freien Grungesteine.

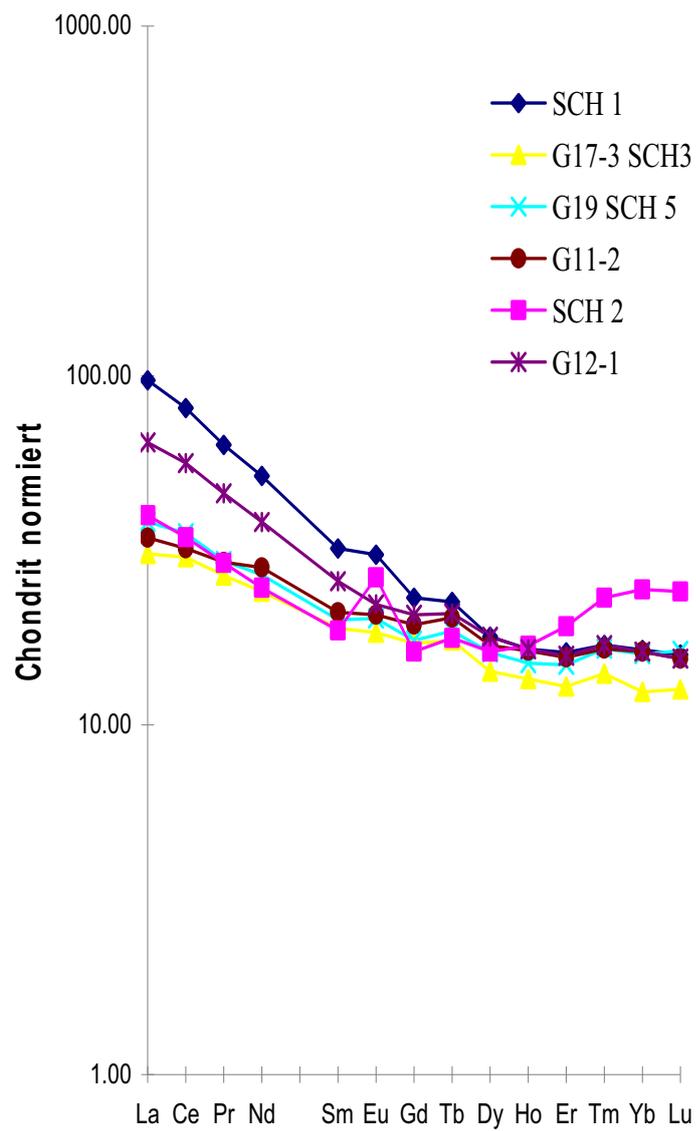
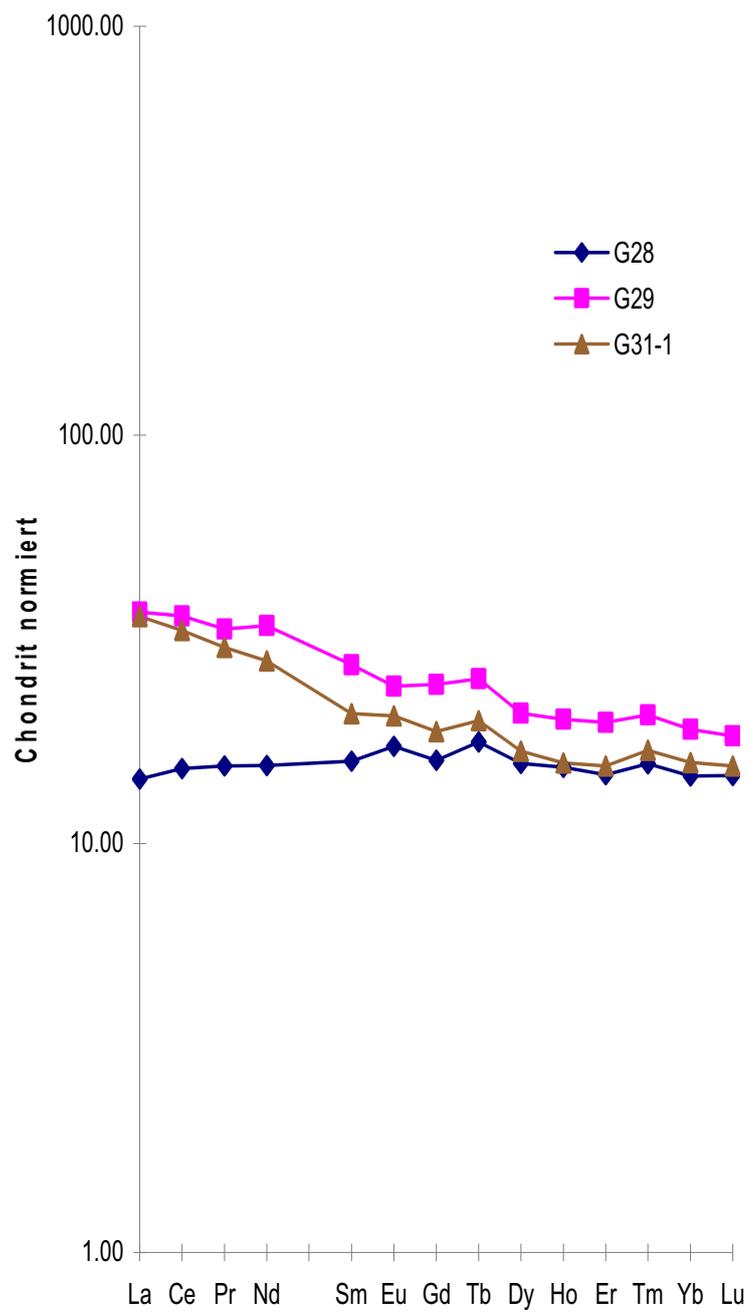
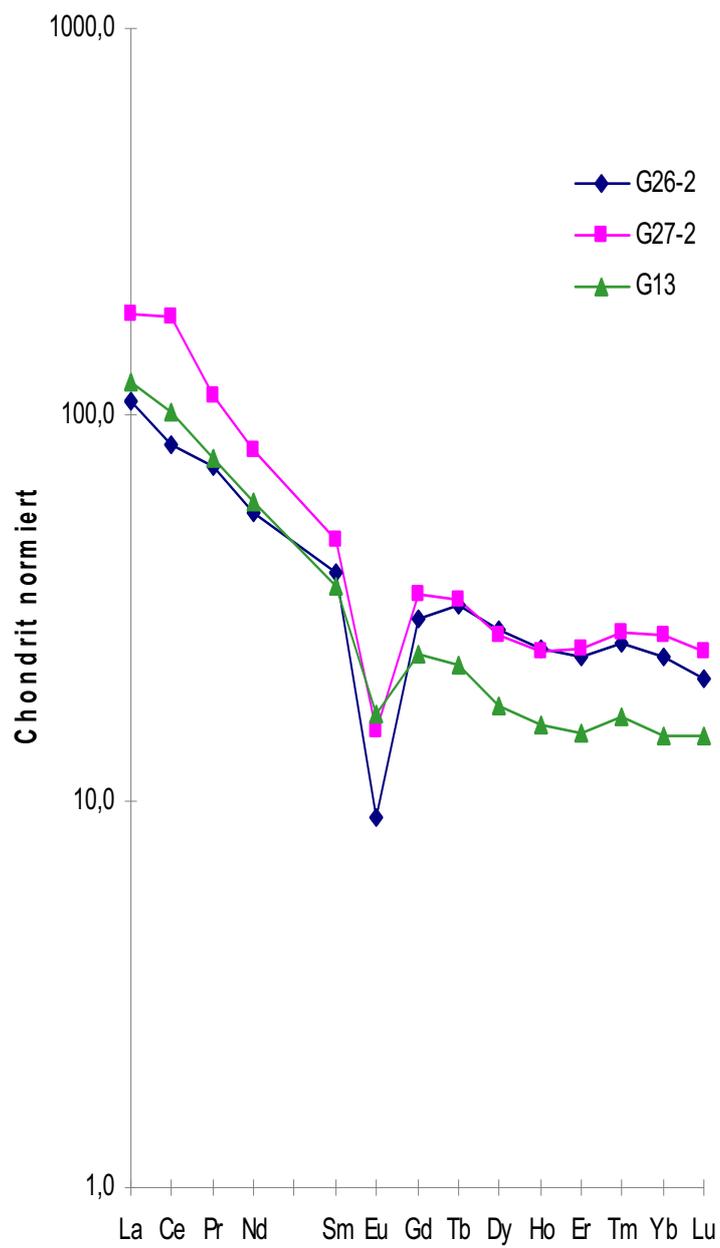


Abbildung 70: Chondrit-normierte REE-Muster der W-führenden Grünschiefer.



**Abbildung 71:** Chondrit-normierte REE-Muster der Amphibolite.



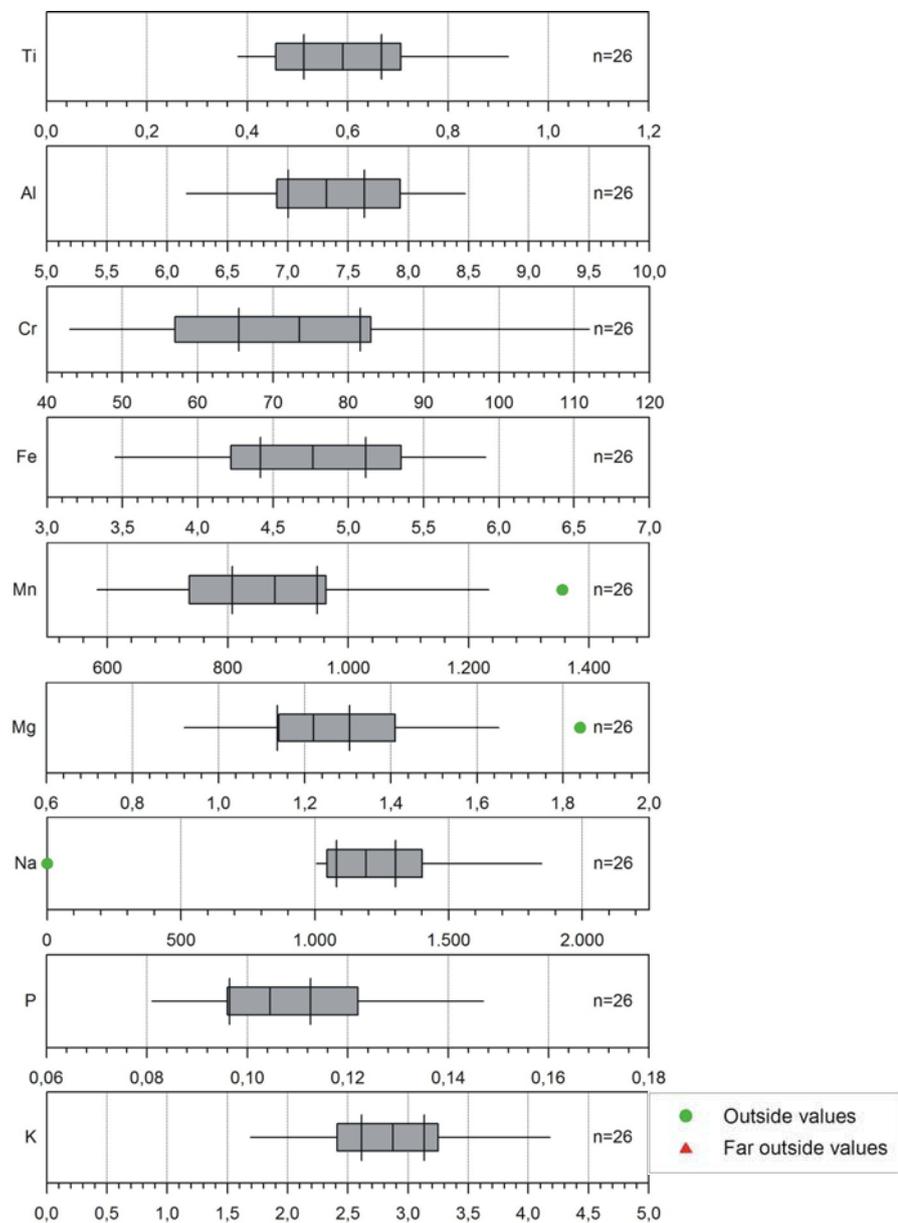
**Abbildung 72:** Chondrit-normierte REE-Muster der Metaporphyroide.

## 5.2 Bachsedimente

### 5.2.1 Hauptelemente

Die Ergebnisse der geochemischen Analysen der Hauptelemente sind mit Hilfe von Box Plots am besten darstellbar. Die Analysen befinden sich in den Tabellen im Anhang F1.

In **Abbildung 73** sind die Elemente Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Na, P und K gezeigt. Es sind keine Auffälligkeiten zu erkennen, lediglich Cr und Fe besitzen eine stärkere Verteilung als die restlichen Hauptelemente. Bei den Ausreißern handelt es sich um die Probe AV0913 für Mg, AV0918 für Mn und AV0902 für Na. Die Mittelwerte für die Hauptelemente der 26 analysierten Bachsedimentproben sind den Box Plots zu entnehmen und in **Tabelle 19** aufgelistet.



**Abbildung 73:** Box Plots einiger Hauptelemente; Angaben in %, bei Mn und Cr in ppm.

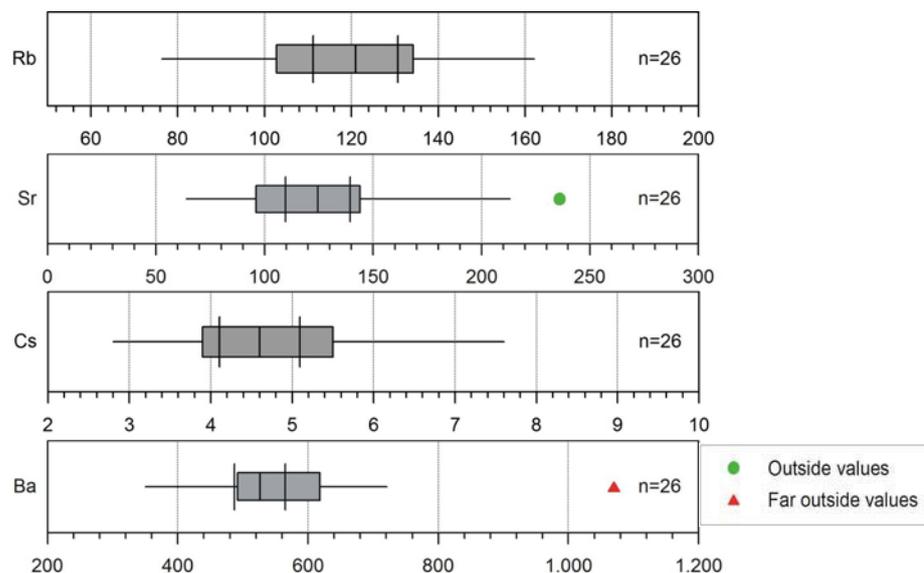
**Tabelle 19:** Mittelwerte der analysierten Hauptelemente der Bachsedimentproben.

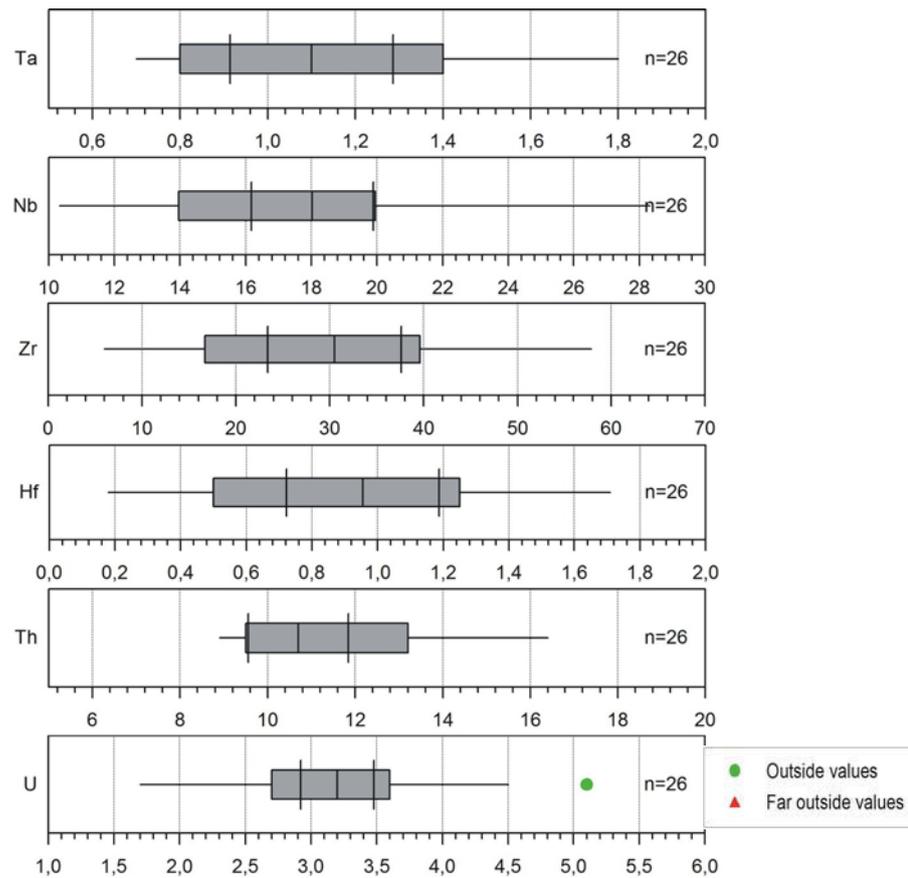
		Mittelwert (n=26)
<b>Ti</b>	%	0.594
<b>Al</b>	%	7.34
<b>Cr</b>	ppm	72
<b>Fe</b>	%	4.75
<b>Mn</b>	ppm	891
<b>Mg</b>	%	1.29
<b>Na</b>	%	1.230
<b>P</b>	%	0.11
<b>K</b>	%	2.83

### 5.2.2 Spurenelemente

Zur Darstellung der LIL- und HFS-Elemente wurden ebenfalls Box Plots verwendet.

Die in **Abbildung 74** und **Abbildung 75** geplotteten Elemente zeigen geringere Variationsbreiten als in den Gesteinsproben (verglichen mit **Abbildung 61** und **Abbildung 62**). Weiters zeigt sich, dass Rb, Cs, Ba, Th und U in den Bachsedimenten höhere Konzentrationen (bis zu 10fach erhöhte Werte) im Vergleich zu den Gesteinsproben aufweisen. Sr, Zr und Hf besitzen geringere Konzentrationen (bis zu 4fach geringere Werte) und Ta und Nb verhalten sich annähernd gleich. Bei den Ausreißern in den Box Plots handelt es sich um die Probe AV0901 für Sr und die Probe AV0919 für Ba. Der Ausreißer im U Box Plot stammt aus Probe AV0917.

**Abbildung 74:** Box Plot von den LIL-Elementen Rb, Sr, Cs und Ba. Angaben in ppm.



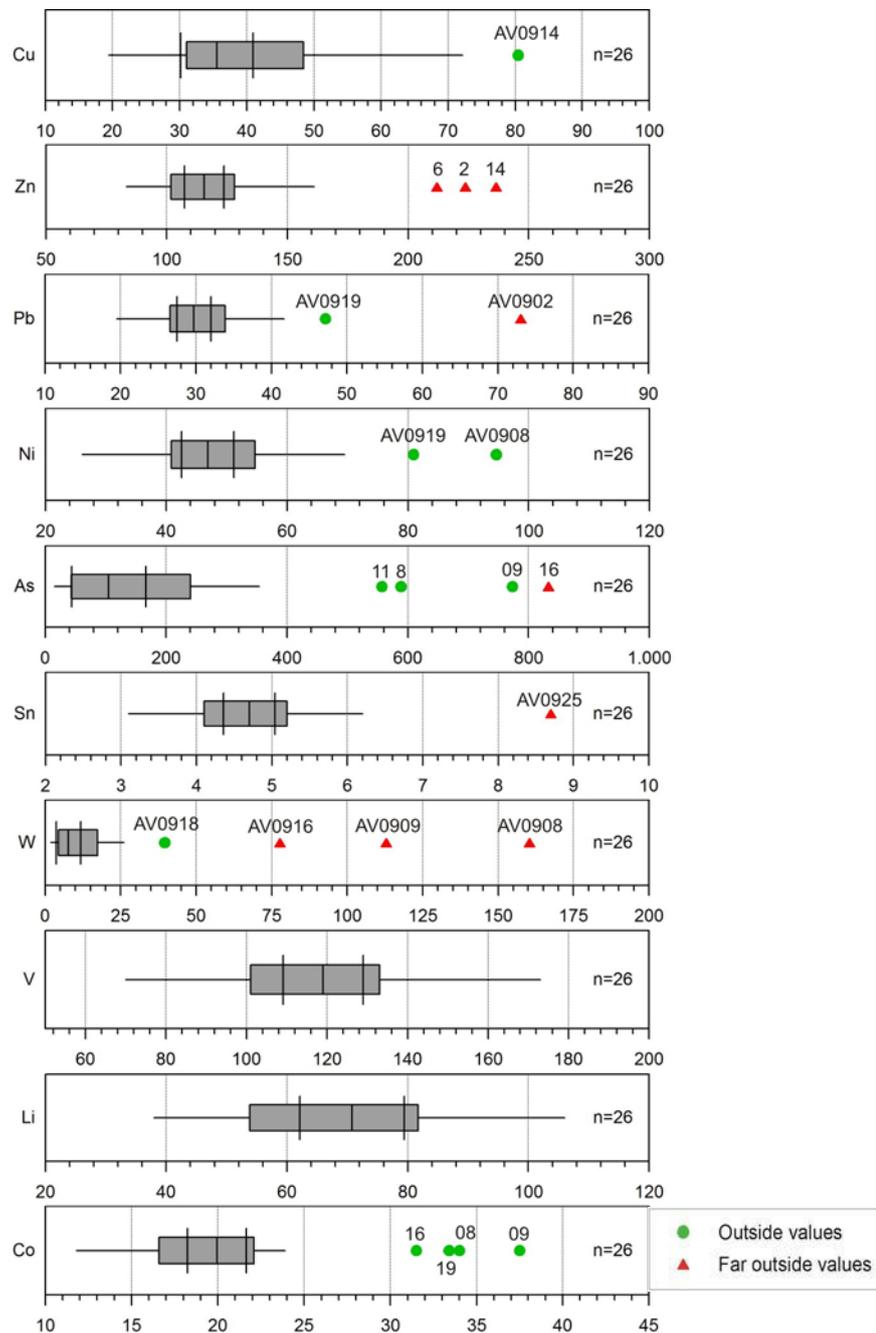
**Abbildung 75:** Box Plot von den HFS-Elementen Ta, Nb, Zr, Hf, Th und U. Angaben in ppm.

Als weitere wichtige Gruppe der Spurenelemente sind die Übergangsmetalle dargestellt. In **Tabelle 20** sind die zugehörigen Mittelwerte der einzelnen Elemente aufgelistet, welche auch in **Abbildung 76** ersichtlich sind. Bei den Übergangsmetallen fallen die, gegenüber durchschnittlichen Krustengesteinen, höheren Wolfram- und vor allem Arsengehalte auf.

**Tabelle 20:** Ergebnisse der geochemischen Analysen der Übergangsmetalle.

		Mittelwert (n=26)
<b>Cu</b>	ppm	39.77
<b>Zn</b>	ppm	123.4
<b>Pb</b>	ppm	30.85
<b>Ni</b>	ppm	48.4
<b>As</b>	ppm	196.2
<b>Sn</b>	ppm	4.7
<b>W</b>	ppm	21.2
<b>V</b>	ppm	115
<b>Co</b>	ppm	20.5

Für die Darstellung der Übergangsmetalle wurden ebenfalls Box Plots erstellt (**Abbildung 76**). Wolfram zeigt eine Variationsbreite von 1,9 bis 26.1ppm und mehrere Ausreißer.

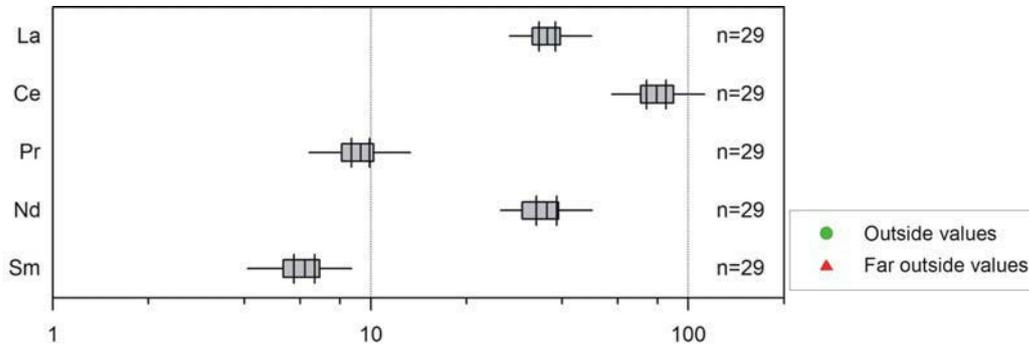


**Abbildung 76:** Box Plot der Übergangsmetalle Cu, Zn, Pb, Ni, As, Sn, W, V, Li und Co; Angaben in ppm.

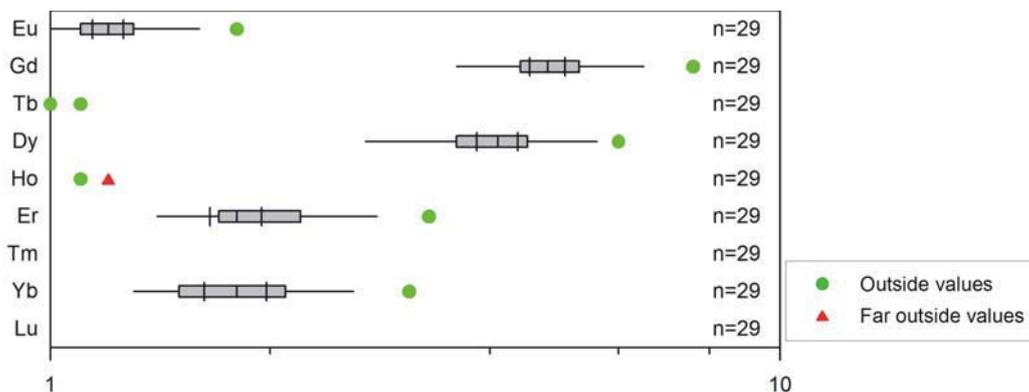
Die Darstellung der Ergebnisse von den Seltenerdelementen erfolgt mit Hilfe von Box Plots und REE-Mustern.

Anhand der Box Plots lässt sich eine geringe Variationsbreite der LREE feststellen. Einen noch engeren Bereich decken die Ergebnisse der HREE ab, sie liegen auf einer logarithmischen Darstellung alle unter einem Wert von 9ppm.

Sie zeigen aufgrund dieser geringen Variationsbreite auch eine größere Anzahl an Ausreißern. Bei den Ausreißern der Box Plots von Eu bis Dy handelt es sich jeweils um die Probe AV0909, bei den restlichen jeweils um AV0904. Bei den Ausreißern von Ho handelt es sich bei jenem „far outside“ um AV0909 und beim anderen um AV0904.

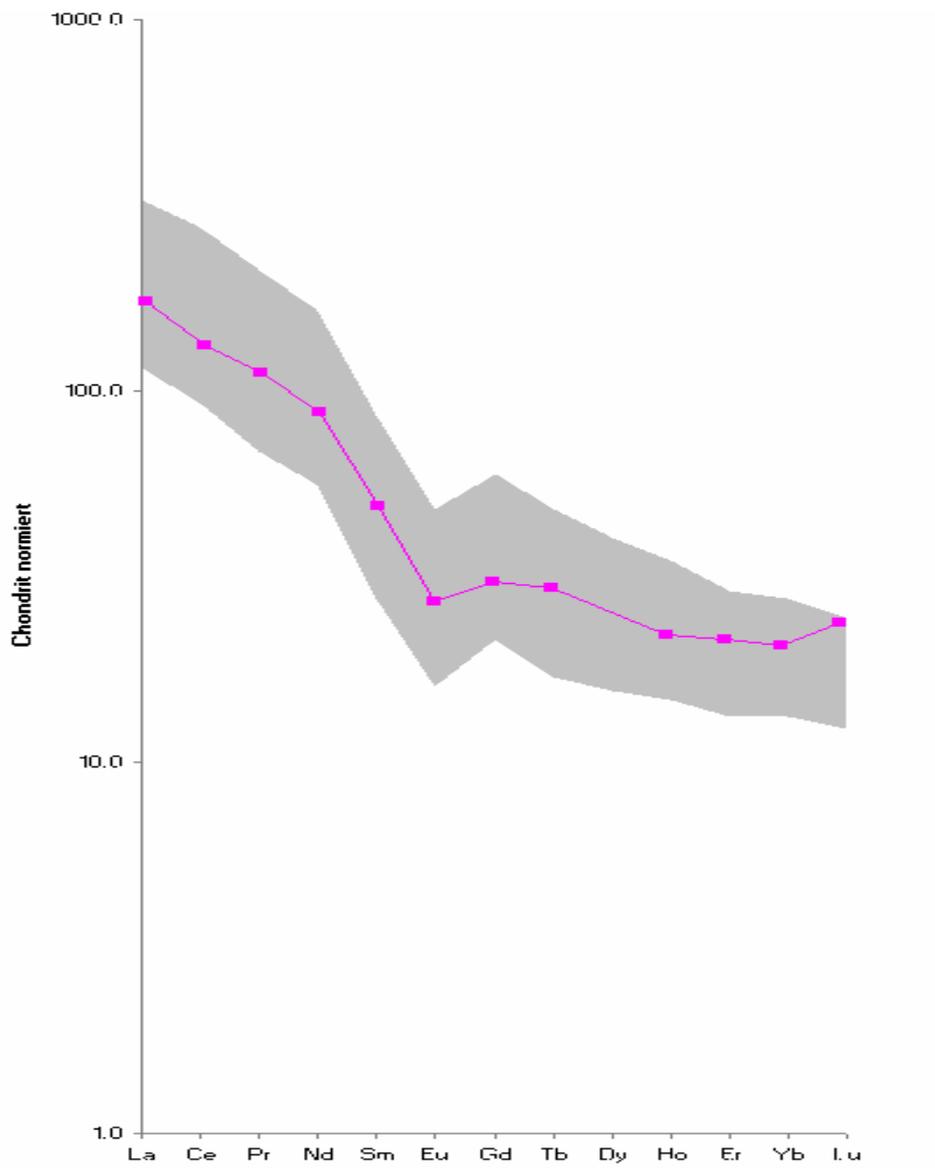


**Abbildung 77:** Box Plot der LREE; logarithmische Darstellung. Angaben in ppm.



**Abbildung 78:** Box Plot der HREE; logarithmische Darstellung. Angaben in ppm.

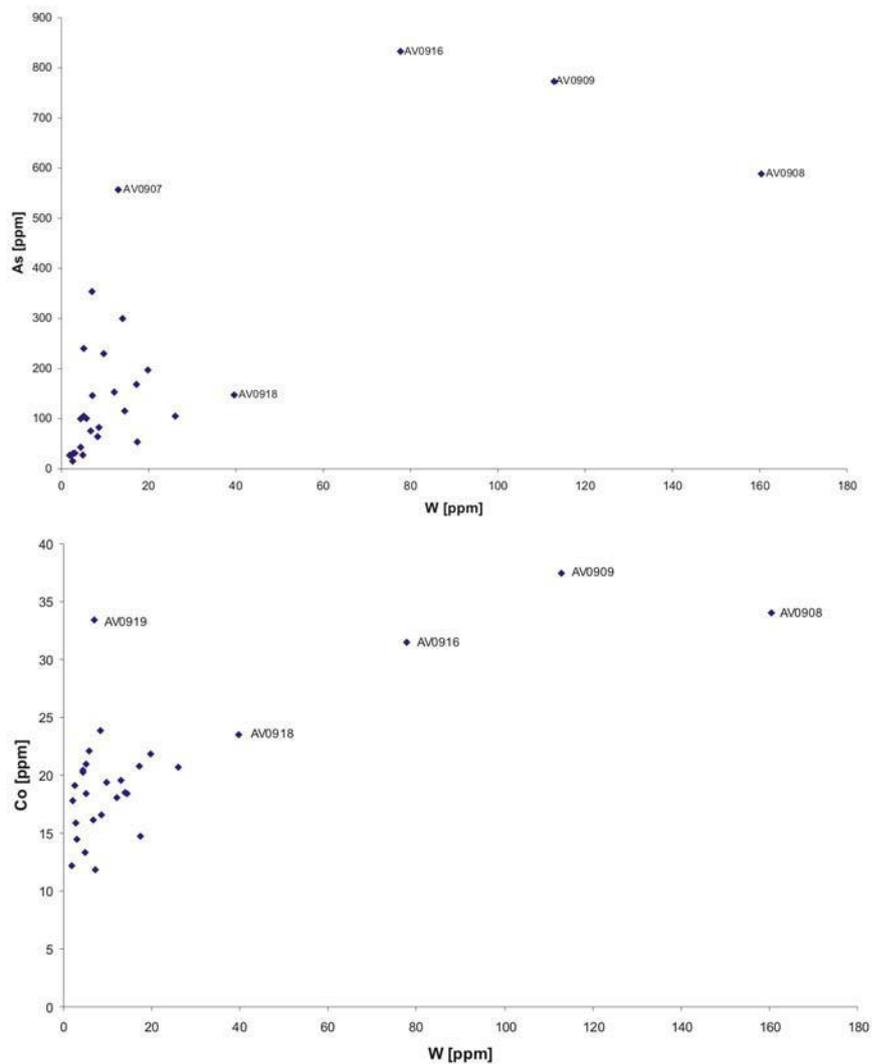
Aufgrund der relativen Homogenität der Ergebnisse wurde eine flächenhafte Darstellung der Seltenerdelemente aller vorhandenen Proben (n=26) ausgewählt. **Abbildung 79** zeigt, dass alle Proben eine starke LREE-Anreicherung, eine negative Europium-Anomalie sowie eine geringe Anreicherung der HREE haben. Die REE-Muster der 26 Bachsedimentproben lassen sich sehr gut mit jenen des European shale (pinkes REE-Muster) vergleichen. Diese Referenzprobe gibt die durchschnittliche Elementverteilung eines klastischen feinkörnigen Sedimentgesteines wider.



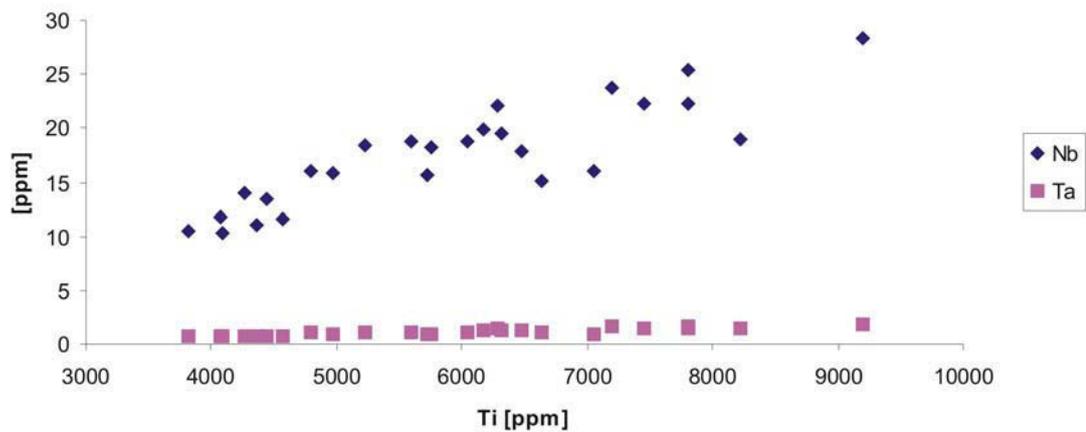
**Abbildung 79:** REE-Muster der 26 Bachsedimentanalysen (summarisch) verglichen mit European shale (in pink).

### 5.2.3 Geostatistik

Um mögliche Elementkorrelationen im Datensatz zu erkennen wurde eine Korrelationsmatrix erstellt (siehe Folgeseite). Positive Korrelationen mit einem Wert  $>0,7$  sind in der Korrelationsmatrix farblich (grau hinterlegt) hervorgehoben. Es zeigt sich eine positive Korrelation der Elemente Ni, Co, Fe, V, Cr, K, Zr, Sm, Li und Rb gegenüber Ga. Des Weiteren korrelieren Li, Rb und Cs mit K, sowie Hf, Li, Rb und Nb mit Zr. Eine sehr gute Korrelation zeigen Na mit Sr und Cr mit V. Die Korrelation einzelner Elementpaare wird gesondert in x-y Diagrammen gezeigt. **Abbildung 80** zeigt, dass Wolfram sowohl mit Arsen als auch mit Kobalt korreliert. Eine gute positive Korrelation zeigt auch Titan und Niob bzw. Tantal (Abbildung 81). Weiters zeigt die Matrix eine schlechte Korrelation von Wolfram mit Molybdän, Strontium, Cadmium und Antimon.



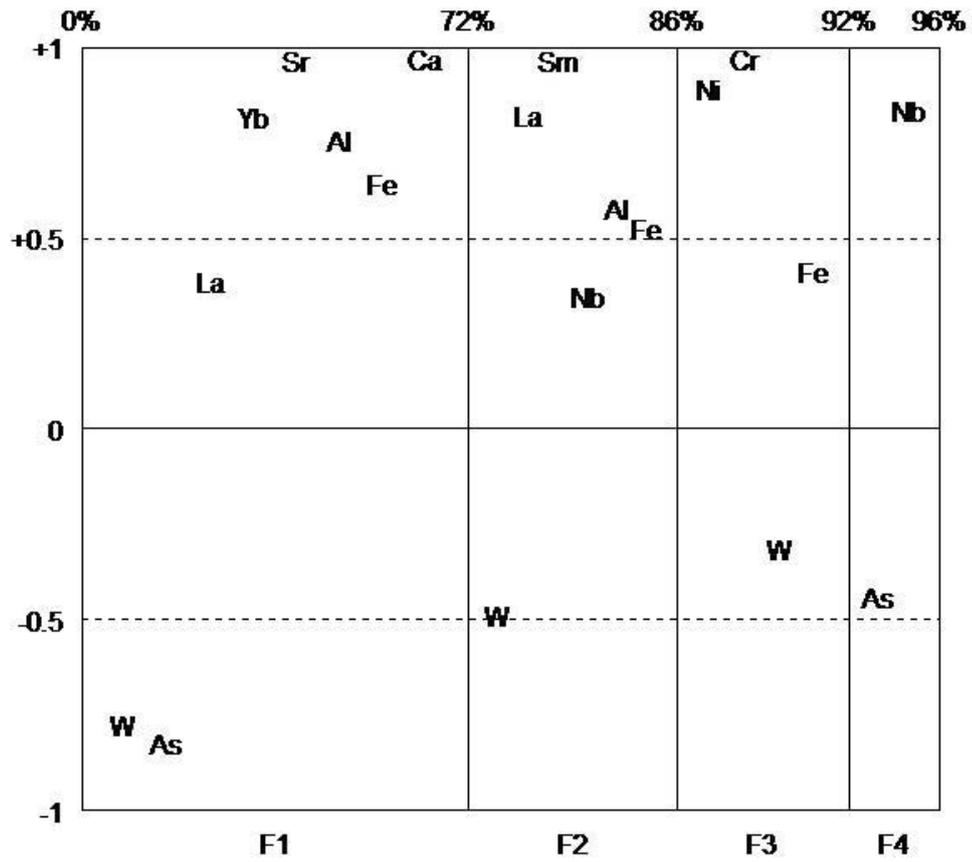
**Abbildung 80:** x-y Diagramme von Wolfram-Arsen und Wolfram-Kobalt.



**Abbildung 81:** x-y Diagramm von Titan-Niob und Titan-Tantal.

Weiters wurde eine Faktorenanalyse mit ausgewählten Elementen, mittels Computerprogramm RGui, durchgeführt. Aufgrund der geringen Probenzahl konnten maximal 12 Elemente für die Faktorenanalyse herangezogen werden. In **Abbildung 82** sind vier Faktoren (robuste Darstellung) mit ihren zugehörigen Elementen graphisch dargestellt. Interpretierbar sind Elemente, die zwischen den Werten 0,5 und 1 (sowohl positiv als auch negativ) liegen. Faktor eins (F1) spiegelt die Lithologie des Gebietes (Fe, Al, Ca) wider und zeigt eine Korrelation von Wolfram und Arsen. Der zweite Faktor (F2) enthält die Seltenerdelemente und spiegelt ebenfalls die Lithologie wieder. Mit Hilfe von Faktor drei (F3) lassen sich die Grüngesteine erkennen, welche durch Ni und Cr gekennzeichnet sind. Wolfram ist in F1, F2 und F3 vorhanden. Faktor vier (F4) beinhaltet Nb, welches aufgrund ihrer Korrelation (Abbildung 81) auch stellvertretend für Ti und Ta steht.

Zusammenfassend lässt sich durch diese Faktorenanalyse feststellen, dass sich die Lithologie in F1 und F2 widerspiegelt, welche in F2 durch einen Prozess der Seltenerdelemente in den Schwermineralen betroffen war. Die Grüngesteinscharakteristik spiegelt sich in F3 wider und F4 zeigt einen Prozess, welcher Nb, Ta und Ti mobilisierte. Das Auftreten von Wolfram in F1, F2 und F3 zeigt, dass dieses Element von der Lithologie unabhängig ist, was auf einen Vererzungsfaktor schließen lässt.



**Abbildung 82:** Robuste Darstellung der Ladungshöhe von vier Faktoren (F1-F4).

## 6 Diskussion

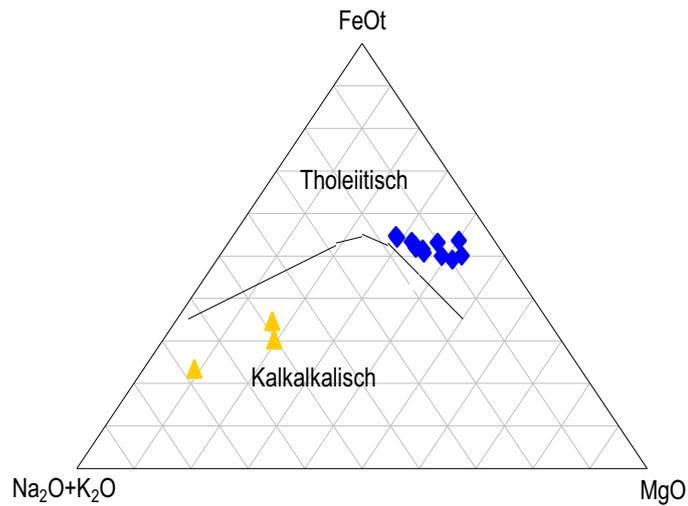
### 6.1 Magmenserien und Klassifikation

Man unterscheidet alkalische und subalkalische Magmenserien, wobei Letztere weiter in eine tholeiitische und eine kalkalkalische Serie unterteilt wird (Okrusch und Matthes, 2009). Mit Hilfe des AFM-Diagramms wurde versucht, die in dieser Arbeit untersuchten Gesteine ihrer ursprünglichen Magmenzusammensetzung zuzuordnen. Wie aus **Abbildung 83** ersichtlich ist, handelt es sich bei den untersuchten Metabasiten um tholeiitische Protolithe. Die Metaporphyroide lassen sich als kalkalkalische Magmen klassifizieren.

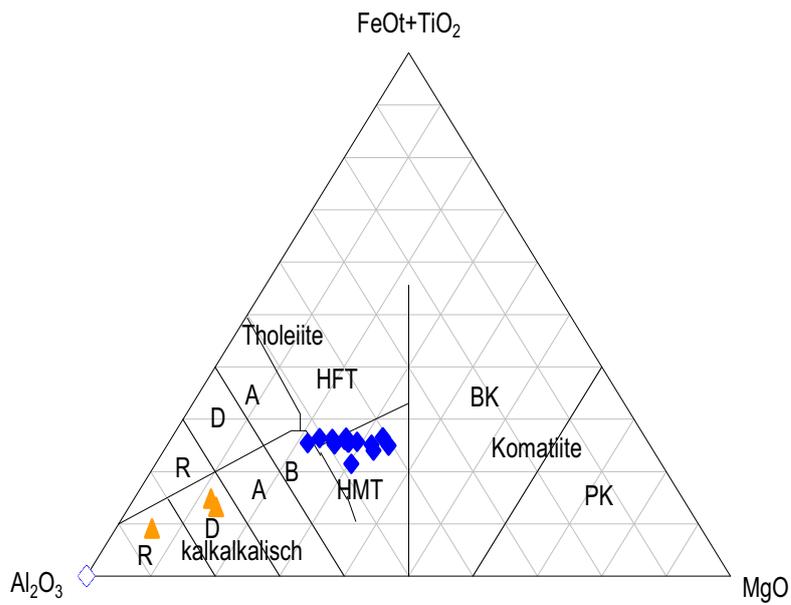
Eine genauere Einordnung dieser Serien kann durch das Jensen Diagramm getroffen werden (**Abbildung 84**). Aus diesem Diagramme ist ersichtlich, dass es sich bei den Grüngesteinen um magnesiumreiche, tholeiitische Basalte (HMT) handelt. Aus dem TAS-Diagramm („total alkali versus silica“-Diagramm; **Abbildung 85**) ist allerdings auch erkennbar, dass die Grüngesteine ultrabasischen bis basischen Chemismus zeigen, wobei die Gesteine sowohl alkalische als auch subalkalische Vertreter umfassen. Dieser alkalisch-subalkalische Trend wird auch im Diagramm  $Zr/TiO_2$  vs.  $SiO_2$  (**Abbildung 86**) bestätigt, in welchem statt der mobilen LIL Elemente  $Na_2O$  und  $K_2O$  die eher immobilen Elemente Zr und Ti für die Klassifikation verwendet werden.

Bei den Metaporphyroiden handelt es sich um saure, kalkalkalische Dacite und Rhyolithe. Bereits Kreuzer (1992), Schulz et al. (2003) und Schulz et al. (2008) stellten fest, dass es sich bei den Metabasiten des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes um Gesteine mit tholeiitischer bis kalkalkalischer Zusammensetzung handelt.

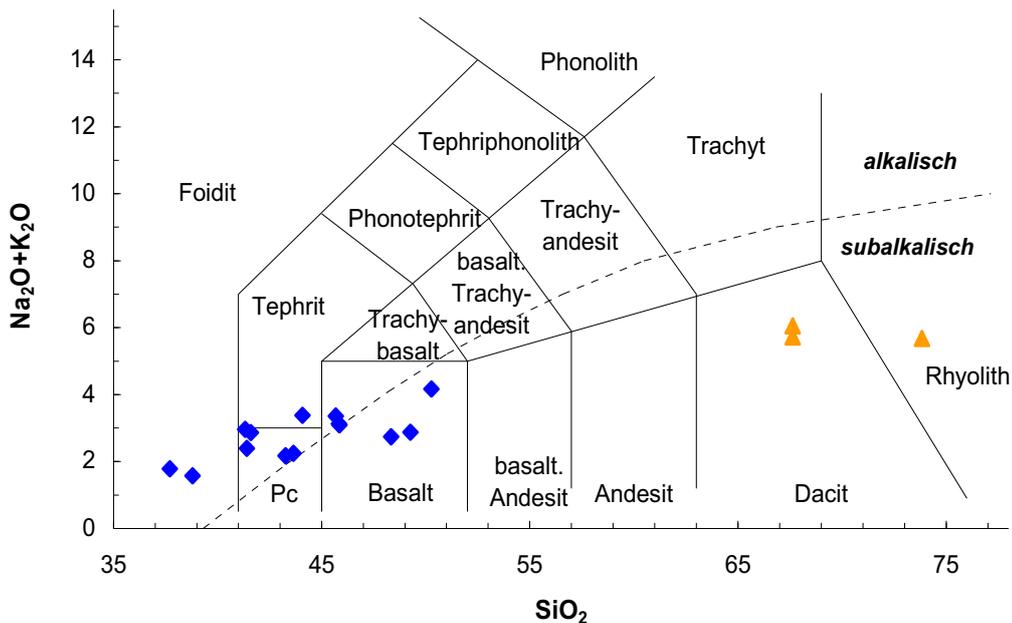
Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass es sich bei den ursprünglichen ultrabasischen bis basischen Ausgangsgesteinen der Grüngesteine um alkalische bzw. subalkalisch, tholeiitische magnesiumreiche Picrobasalte und Basalte handelt. Bei den Metaporphyroiden handelt es sich um saure subalkalische Gesteine, die als Dacite und Rhyolithe zu klassifizieren sind.



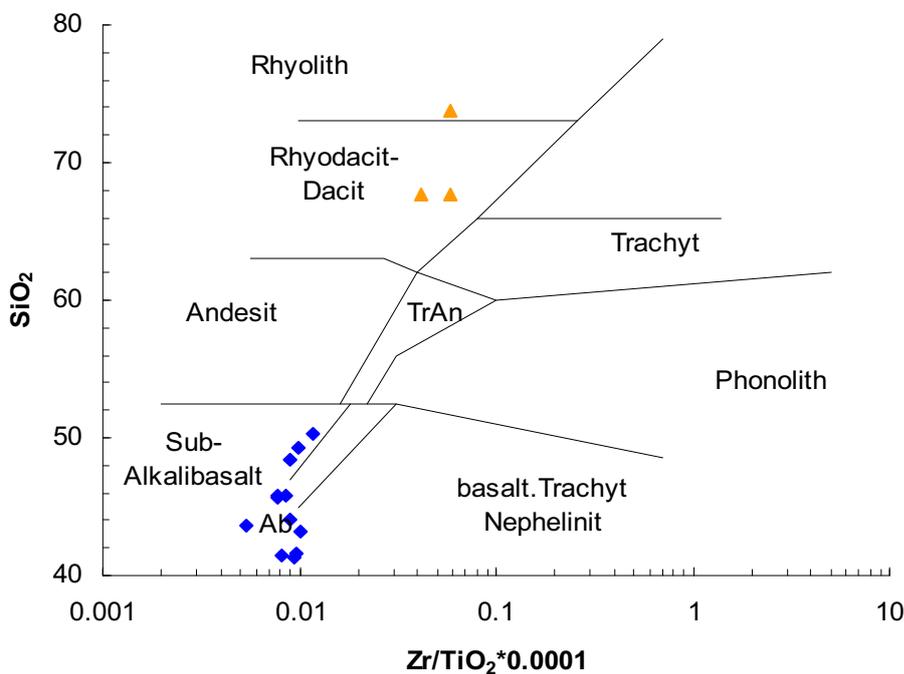
**Abbildung 83:** AFM-Dreieck mit tholeiitischem und kalkalkalischem Feld (nach Irvine und Baragar (1971)); blaue Rauten=Grüngesteine; gelbe Dreiecke=Metaporphyroide.



**Abbildung 84:** Jensen-Diagramm zur Klassifikation von Vulkaniten (nach Jensen (1976)). A Andesit; B Basalt; D Dazit; R Rhyolit; HFT Fe-reiche tholeiitische Basalte; HMT Mg-reiche tholeiitische Basalte; BK komatiitische Basalte; PK Komatiite; blaue Rauten=Grüngesteine; gelbe Dreiecke=Metaporphyroide.



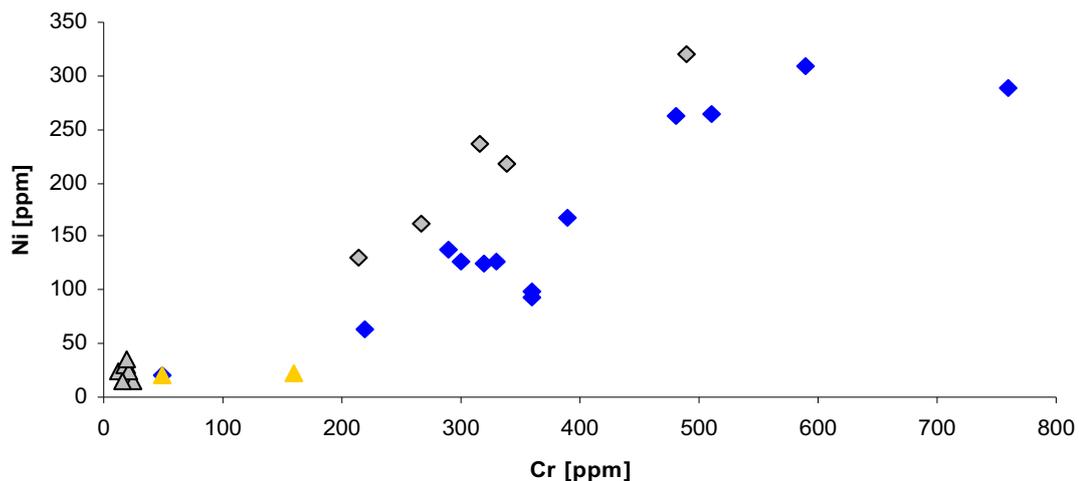
**Abbildung 85:** TAS-Diagramm zur Klassifizierung vulkanischer Gesteine (nach Le Maitre et al. (1989)). Die strichlierte Linie trennt alkalische von subalkalischen Gesteinen. Pc Picrobasalt; Angaben in Gew.%; blaue Rauten=Grüngesteine; gelbe Dreiecke=Metaporphyroide.



**Abbildung 86:** Zr/TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub> Diagramm zur geochemischen Diskriminierung von Vulkaniten (nach Winchester und Floyd (1977)); Ab Alkalibasalt; TrAn Trachyandesit; blaue Rauten=Grüngesteine; gelbe Dreiecke=Metaporphyroide.

## 6.2 Geotektonische Position

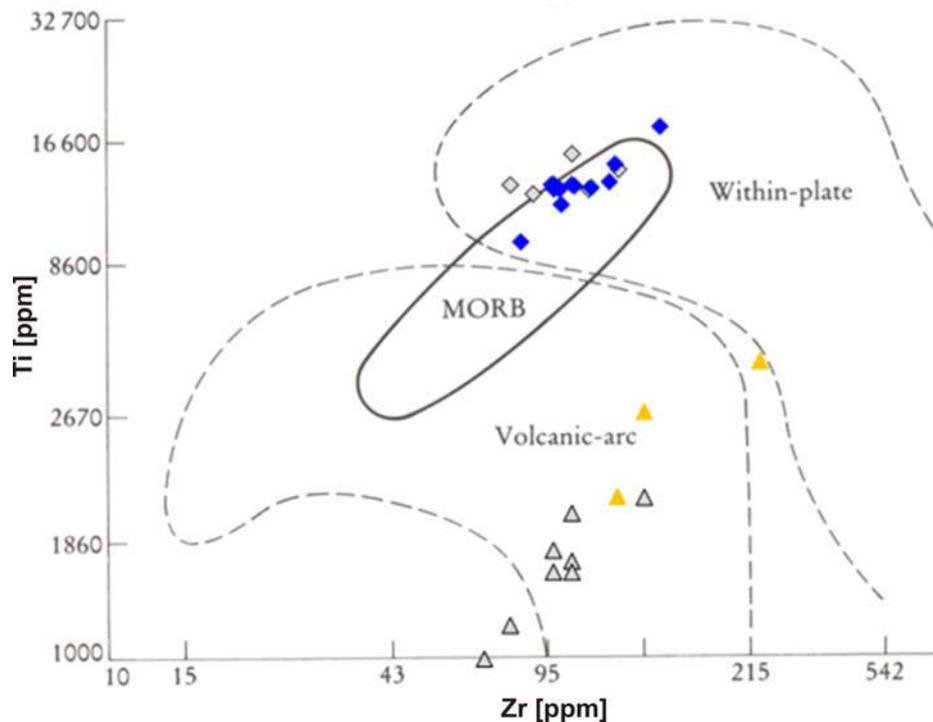
Um die geotektonische Position der untersuchten Metabasite zu bestimmen wurden diverse Diskriminierungsdiagramme erstellt und mit älteren Arbeiten verglichen. Bereits in den 70-er Jahren wurden Grüngesteine aus dem Thurntaler Quarzphyllitkomplex (Gebiet Ausservillgraten) von Heinisch und Schmidt (1976) untersucht. Bei Vergleichen der Ni-Werte zeigen die alten Daten systematische höhere Gehalte als jene aus dieser Arbeit (**Abbildung 87**).



**Abbildung 87:** Cr-Ni Diagramm mit Werten von Heinisch und Schmidt (1976) (graue Markierungen) und jenen aus dieser Arbeit (blaue Rauten=Grüngesteine, gelbe Dreiecke=Metaporphyroide).

Diese Abweichungen beruhen vermutlich auf den unterschiedlichen analytischen Methoden, die verwendet wurden. Trotz der Unterschiede lässt sich aber ein ähnlicher Trend feststellen. Nach Heinisch und Schmidt (1976) kennzeichnen die gute positive Korrelation von Cr- und Ni-Gehalten und die hohen Gehalte dieser Elemente dieses Probenmaterial als Derivate vulkanogener Gesteine.

Bei den Zr- und Ti-Werten lassen sich sehr gute Übereinstimmungen zwischen den alten Daten von Heinisch und Schmidt (1976) und jenen aus dieser Arbeit feststellen. Die Zr-Gehalte von rund 100ppm (siehe Anhang E1) können als Durchschnittswerte für Basalte angegeben werden. Heinisch und Schmidt (1976) führten mit Hilfe dieser Daten jedoch keine weitere Einteilung durch und ließen so die Frage der geotektonischen Position offen. In **Abbildung 88** wurden alle Daten gemeinsam geplottet. Die Grüngesteine plotten im Überlappungsbereich von MORB- und Intraplatten-Basalten. Auch Schulz et al. (2003) und Schulz et al. (2008) kamen zu einem ähnlichen Ergebnis. Auch sie stellten eine tholeiitische bis alkalische Zusammensetzung der Grüngesteine fest.

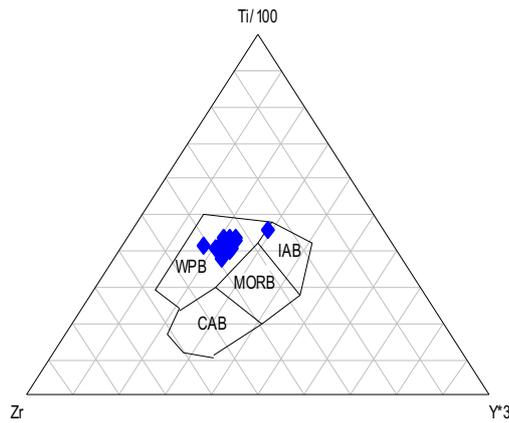


**Abbildung 88:** Zr- vs. Ti-Diagramm zur Diskriminierung von Basalten unterschiedlicher geotektonischer Positionen. Logarithmische Darstellung (nach Pearce (1982); blaue (Grünegestein) und orange (Metaporphyroide) Markierungen: Daten aus dieser Arbeit, graue Markierungen: Daten von Heinisch und Schmidt (1976).

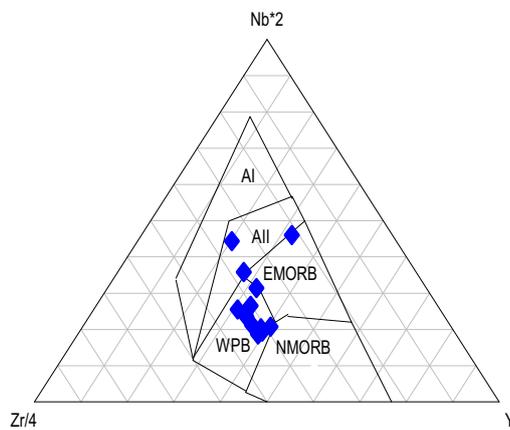
Mit den chemischen Daten dieser Arbeit konnten weitere Diskriminierungsdiagramme erstellt werden, die eine eindeutigere geotektonische Zuordnung der Grünegesteine zulassen. Diese kann sowohl mit Hilfe der Darstellungen von Pearce und Cann (1973) (**Abbildung 89**) als auch nach Meschede (1986) (**Abbildung 90**) getroffen werden. Es zeigt sich in beiden Diagrammen recht deutlich, dass es sich bei den untersuchten Grünegesteinen um Intraplatten-Basalte (WPB, within-plate basalts) und nicht um MOR-Basalte handelt.

Das Ti-V-Diagramm von Shervais (1982) zeigt eine deutliche Anreicherung von Ti gegenüber V (0,6-1,1% Ti und 100-250ppm V) mit Ti/V Verhältnissen von 20 bis 50. Demnach wären die Grünegesteine als Intraplattenbasalte bzw. als MORB oder Backarc Basalte zu klassifizieren. Diese Zuordnung stimmt mit den Ergebnissen anderer Diagramme und den Ergebnissen von Schulz et al. (2003) überein. Die von ihnen untersuchten Grünegesteine aus dem Thurntaler Quarzphyllitkomplex hatten ebenfalls Ti/V=20 bis 50 und wurden jedoch von diesen Autoren als MORB und Backarc-basin Basalte klassifiziert.

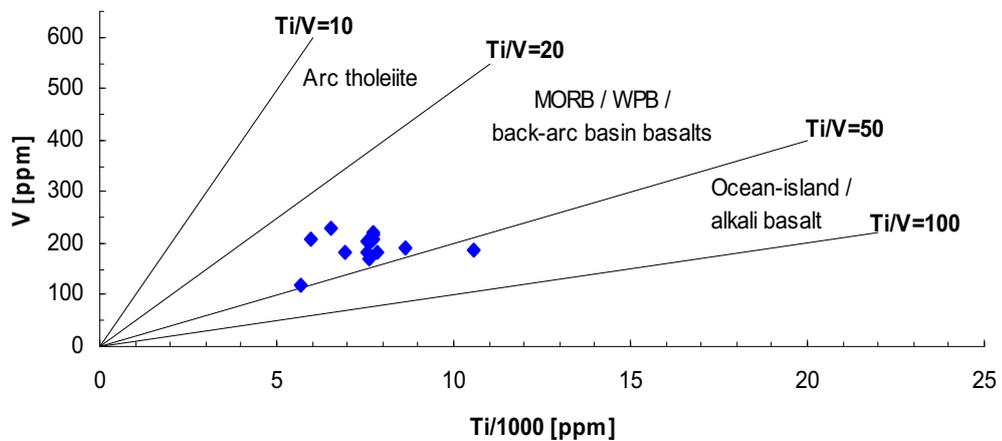
Die erhöhten Gehalte an inkompatiblen Elementen und auch die REE-Verteilungen (siehe Kapitel 5.1.2) sind für MORB allerdings untypisch. Die bevorzugte Interpretation ist daher, dass es sich um subalkalische bis alkalische tholeiitische Intraplattenbasalte handelt, die vermutlich in einem marinen Ablagerungsraum, der von klastischen Sedimenten dominiert wurde, als Vulkaniteinschlüssen vorlagen.



**Abbildung 89:** Ti-Zr-Y Diskriminierungsdiagramm für Basalte (nach Pearce und Cann (1973)). CAB calcalkaline basalts; IAB island-arc tholeiitic basalts; MORB Mid-ocean ridge basalt; WPB within-plate basalts.



**Abbildung 90:** Zr-Nb-Y Diskriminierungsdiagramm für Basalte (nach Meschede (1986)). AI und AII within-plate alkali basalts and within-plate tholeiites; WPB within-plate tholeiites; EMORB und NMORB E- und N-Typ MORB.



**Abbildung 91:** Ti-V Diskriminierungsdiagramm für Basalte (nach Shervais (1982)).

### 6.3 Ergebnisse und Interpretation der Bachsedimentuntersuchungen

Rezentes Bachsediment kann unter den gegebenen klimatischen und morphologischen Bedingungen Österreichs sowie wegen der Einfachheit der Entnahme als günstiges Probenmedium angesehen werden. Die chemische Zusammensetzung des Bachsediments ist vom Gesteinsbestand des lithologischen Untergrundes abhängig, der unterschiedliche physikalische, mineralogische und chemische Eigenschaften besitzt (Thalmann et al., 1989).

Die Bachsedimente liefern nur in einer ersten Annäherung Informationen über die chemische Zusammensetzung der Gesteine eines Gebietes. Das Verwitterungsmaterial wird durch die natürliche Aufbereitung, durch ungleichmäßige Abtragung und sedimentäre Prozesse nach Korngröße, Kornform und Dichte weiter verändert. Dazu kommt der technische Eingriff der Siebung (Thalmann et al., 1989). Das Abtrennen des Probengutes, in eine Kornfraktion kleiner 0,18 mm für die Analyse, unterdrückt den Anteil gesteinsbildender Hauptminerale zugunsten gut spaltbarer Mineralphasen, feinkörniger akzessorischer Minerale (vorwiegend Schwerminerale) und der tonigen Leichtfraktion (Thalmann et al., 1989).

Die Ergebnisse der chemischen Analyse der Siebfraaktion von den 26 untersuchten Bächen sind die Grundlage für die graphische Darstellung mittels ArcGis (Kartengrundlage: ÖK 178, Hopfgarten i. Def.). In den Einzelkarten wurden die Elemente W, As, Ti, Rb, Ni und K und deren Konzentrationen (in Klassen) dargestellt. Die Karten der einzelnen Elementdarstellungen befinden sich im Anhang A1 bis A6.

Mit dieser Art der Darstellung lassen sich die Bereiche erhöhter Wolfram-Konzentrationen leicht veranschaulichen. Stark erhöhte Wolframgehalte im Bachsediment sind in Gebieten mit bekannten Scheelitmineralisationen zu finden. Die Anomalien entlang der Bachläufe des Einzugsgebiets der Tafinalm (als Verlängerung des Grenzkammes zwischen Hochrast-Gumriaul) zeigen Konzentrationen von 113ppm (AV0909) bis zu 160ppm (AV0908). Ebenfalls erhöhte Konzentrationen von 78ppm zeigen die Probe AV0916 des Baches NW von Hetzwald und jene um den Gloderbach (AV0918/20/21), die auch zum Einzugsgebiet dieser Vererzung gezählt werden können. Der Villgratenbach (Oberlauf zwischen Innervillgraten und Ausservillgraten) in den diese Bäche einmünden, zeigt keine stark erhöhten W-Konzentrationen, was ein Zeichen dafür ist, dass W nicht sehr weit transportiert wird bzw. sehr rasch „verdünnt“ wird. Auch gut zu erkennen ist, dass sowohl im Bereich des Winkeltalbaches als auch im Bereich des Villgratenbach-Unterlaufs keine W-Anomalien nachzuweisen sind. Daraus lässt sich schließen, dass das Einzugsgebiet um den Glinzziß (SE von Ausservillgraten) nicht sehr höffig bezüglich W ist. Die Untersuchung der Siebfraaktion auf Wolfram bestätigt daher das Vorhandensein von Scheelitvererzungen, die sich vom Grenzkamm Hochrast-Gumriaul von italienischer Seite her kommend über die Hänge NE vom Hochrast zur Tafinalm, zur bekannten anstehenden Scheelitvererzung ziehen.

Da auch in den Bächen weiter östlich der Tafinalm erhöhte W-Gehalte nachweisbar sind, ist mit einer Fortsetzung des vererzten Metabasithorizontes in östlicher Richtung durchaus zu rechnen und als mögliches Detailexplorationsgebiet auszuweisen.

Erhöhte As-Konzentrationen treten ebenfalls in den genannten Bächen und im Oberhoferbach (AV0911), welcher auch den Grenzkamm zwischen Hochrast-Gumriaul, als Einzugsgebiet besitzt, auf. Überhaupt zeigt auch diese kartenmäßige Darstellung dass Probenpunkte mit hohen W-Gehalten oft auch hohe As-Gehalte zeigen (vgl. Kapitel 5.2.3).

Eine weitere, jedoch nicht so markante Korrelation ist zwischen W und Ti feststellbar. Neben dem Einzugsgebiet des Grenzkaumes, wo W und Ti gemeinsam erhöht sind, treten auch Ti-Anreicherungen von 0,7-0,8 Gew.% im Bereich des Winkeltalbaches (AV0904/24) und bei Panzendorf (AV0913) auf, die nicht mit erhöhten W-Gehalten korrelieren.

Bei den mobilen Spurenelementen K und Rb zeigt sich eine Korrelation, sowie erhöhte Konzentrationen von bis zu 3,4 Gew.% K und 157ppm Rb in Bächen (z.B. AV0907) des Einzugsgebietes. Weiters zeigen sich Anreicherungen beider Elemente in den Bächen aus dem Gebiet des Glinzzipf (SE von Ausservillgraten) und im Villgratenbach. Obwohl diese Elemente in einigen scheelitführenden Gesteinsproben gemeinsam mit W angereichert sind (Kapitel 5), sind diese mobilen Elemente trotzdem nicht sehr indikativ für mögliche W-Vererzungen.

In der Ni-Verteilung ist der geochemische Einfluss der Grüngesteine gut erkennbar. Die Ni-Konzentrationen im Bachsediment reichen bis zu 95ppm Ni. Diese Ni-Gehalte sind allerdings nicht anomal hoch und da auch keine deutliche Korrelation mit Wolfram besteht, ist auch dieses Element nicht direkt indikativ für Scheelitvererzungen. Gemeinsam mit Cr (zeigt ähnliches Verhalten wie Ni) könnten die Ni-Gehalte aber auf das Vorhandensein von Metabasiten hinweisen. Weiters ist im Villgratenbach ebenfalls eine erhöhte Ni-Konzentration von 81ppm nachzuweisen, was jedoch auch durch antropogene Beeinflussung (z.B. Verkehr) erklärbar ist.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass im Gebiet NE des Grenzkaumes Hochrast-Gumriaul, dem topographischen Verlauf bis zum Villgratenbach zwischen Innervillgraten und Ausservillgraten folgend, eine Anreicherung von Wolfram und Arsen festzustellen ist. Aufgrund der in dieser Arbeit erhaltenen Ergebnisse und durch die Kenntnis des vorhandenen (verbrochenen) Explorationsstollens auf der Tafinalm, kann in diesem Bereich eine großräumigere Vererzung angenommen werden. Diese ist durch die Probepunkte AV0907, 08, 09, 10, 11 sowie 20 und 21 in den Elementkarten gekennzeichnet (siehe Anhang A). Da keine erhöhten W-Konzentrationen SE von Ausservillgraten festgestellt wurden, ist eine Fortsetzung der Scheelitvererzung in diesem Bereich unwahrscheinlich.

Hauptträgermineral der SF-Fraktion ist feinkörniger Scheelit, der auf Grund seiner guten Spaltbarkeit auch in der Siebfeinfraktion zu erwarten ist. In der Schwermineralfraktion, die an einigen SF-Probenahmepunkten genommen wurde, ist Scheelit immer wieder nachweisbar. Eine weitere Quelle für erhöhte Gehalte in der SF-Fraktion der Bachsedimente, wären aber auch andere Schwerminerale. Vorrangig sind hier Ti-Oxide zu nennen. In Rutilen und Ilmeniten der untersuchten SM-Konzentrate sind erhöhte W-Konzentrationen von bis zu 0,69 Gew.%  $WO_3$  (Probe AV0901) festgestellt worden.

## 6.4 W olframvererzung

Begründung für die Explorationsarbeiten 1976 im Gebiet der Tafinalm waren die Ähnlichkeiten der geologischen Gegebenheiten des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes mit jenen der Lagerstätte Felbertal. In **Tabelle 21** werden die wichtigsten Merkmale der Scheelitlagerstätte Felbertal jenen des Untersuchungsgebietes im Thurntaler Quarzphyllitkomplex gegenübergestellt und im Folgenden verglichen.

**Tabelle 21:** Vergleich zwischen der Scheelitlagerstätte Felbertal und den Scheelitvorkommen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex (Osttirol).

	Lagerstätte Felbertal	Untersuchungsgebiet Osttirol
<b>Geologische Position</b>	Penninikum; Habachformation (Tauernfenster); magmatische Gesteine dominieren	Ostalpin; Thurntaler Quarzphyllitkomplex; klastische Sedimente dominieren
<b>Magmencharakter der Protolith</b>	subalkalisch: tholeiitisch / kalkalkalisch	alkalisch-subalkalisch: tholeiitisch / kalkalkalisch
<b>Geotektonische Position</b>	MORB / Inselbogen	Intraplattensetting
<b>Trägergesteine der Vererzung</b>	Amphibolite, Hornblendite, Orthogneise, Biotitschiefer, Quarzreiche Gesteine	„Grüngesteine“ mit Chlorit, Aktinolith, Albit, Karbonat und Epidot
<b>Metamorphose und Alter der Metamorphose</b>	Untere Amphibolithfazies, alpidisch und variszisch	Untere (nördlich) bis Obere (südlich) Grünschieferfazies, variszisch
<b>Granitische Gesteine</b>	K1 Gneis (ca.336±19 Ma.), Ältere Gneise (ca.530- 500 Ma.)	Fehlen
<b>Alter der Nebengesteine</b>	Amphibolite: 547±27 Ma. Metagabbros: 496±2 Ma. Orthogneise: 529±17 Ma.	Pophyroide: O-Ordovizium (473±7 und 469±6 Ma)
<b>Auftreten der Vererzung</b>	In laminierten Quarzgesteinen bzw. diskordanten Quarz-Gängen + disseminiert	In Quarz-Karbonat- Gängchen + disseminiert
<b>Gangartminerale</b>	Quarz	Quarz, Karbonat

<b>Merkmale von Scheelit</b>	4 Generationen: 1&2 Mo-führend (gelb) mit Zonarbau, 3&4 Mo-frei (blau, weißblau) ohne Zonarbau	1 Generation: Mo-frei (blau), ohne Zonarbau
<b>Alter der Vererzung</b>	Generation 1: unklar, Generation 2&3: variszisch, Generation 4: alpidisch	Unklar
<b>Paragenese</b>	Scheelit, Sulfide (Molybdänit, Sulfosalze, etc.), Beryll, Fluorit	Scheelit ± Arsenopyrit

Die Lagerstätte Felbertal liegt etwa 10km südlich von Mittersill in Salzburg (Österreich) und ist eine der größten Wolframlagerstätten der Welt (Produktion ca. 434.000t Erz/Jahr). Geologisch gesehen befindet sich diese Lagerstätte im Bereich des penninischen Tauernfensters der Hohen Tauern. Nach Frasl (1958) liegt sie in der altpaläozoischen Habachformation. Die Scheelitlagerstätte liegt nach Höll (1975) in der „Eruptivgesteinsfolge“ der Habachformation. Der Magmencharakter der Protolithen wurde bereits von Finger et al. (1985) als kalkalkalisch bestimmt. Weitere Untersuchungen ergaben, dass die tieferen Anteile dieses magmatischen Komplexes MORB-Signaturen zeigen, während die Hangenden Anteile eher Charakteristika eines Inselbogens zeigen (Höck, 1993).

Die hangendsten Teile der Habachformation bestehen aus verschiedenen Phylliten und Glimmerschiefern, welche die ultramafischen bis felsischen plutonischen Gesteine überlagern. Die Nebengesteine sind Amphibolite, Hornblendite, Orthogneise, Biotitschiefer und Quarzreiche Gesteine (Raith und Schmidt, 2010). Die Alter der Nebengesteine in Tabelle 21 stammen aus Eichhorn et al. (1999). Weiters treten in der Lagerstätte Gneise unterschiedlichsten Alters auf, von denen der sogenannte K1-Gneis (ca. 336±19 Ma.; Höll und Eichhorn (2000)) eine besondere Stellung einnimmt. Daneben sind auch noch ältere kambrische Orthogneise (ca. 500-530 Ma.) bekannt.

Felbertal gilt als Typlagerstätte schichtgebundener Scheelitlagerstätten. Wie in Raith und Schmidt (2010) zusammengefasst, treten die Scheelite in laminierten Quarzgesteinen („quarzitische Scheelitreicherz“) bzw. diskordanten Quarzgängen aber auch disseminiert verteilt in den Nebengesteinen auf. Es werden nach Höll und Eichhorn (2000) vier Generationen von Scheelit unterschieden, von denen die ersten beiden Mo-führend, die dritte und vierte Generation Mo-arm sind. Das Alter der Generation 1 ist bis heute noch nicht geklärt. Die Scheelite der zweiten und dritten Generation und die assoziierten Molybdänite besitzen ein variszisches Alter (ca. 320-360Ma; Raith und Stein (2006)). Die vierte Scheelitgeneration ist jungalpidisch (Eichhorn et al., 1995).

Die Mineralparagenese ist laut Thalhammer et al. (1989) durch Sulfide, Berylliumminerale und Fluorit gekennzeichnet. Bei den Sulfiden wurden Chalkopyrit, Pyrrhotin, Sphalerit, Galenit, Pyrit, Arsenopyrit, Molybdänit und zahlreiche Sulfosalze beschrieben.

Zur Genese der Scheelitlagerstätte Felbertal gibt es zwei kontroverse Modelle. Einerseits das syngenetische Modell, wonach die Wolframvererzung primär in genetischem Zusammenhang mit den altpaläozoischen Vulkanitsequenzen der Habachformation stehen soll (Höll (1975) sowie Höll und Maucher (1976)), andererseits das epigenetische Modell, dem zu Folge ein metamorpher variszischer Granitkörper (K1-Gneis) mit der Lagerstättenbildung in räumlichen und genetischen Zusammenhang stehen soll Briegleb (1986) und (1991); Raith und Schmidt (2010); Pestal (1983)).

Die Vererzungen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex treten als schichtgebundene Scheelitvererzungen auf. Sie sind über eine streichende Erstreckung von ca. 10 Kilometern von der italienisch/österreichischen Staatsgrenze entlang des Grenzkammes Hochrast-Gumriaul Richtung NO bis ins Villgratental verfolgbar. Die Bachsedimentgeochemie indiziert Scheelitmineralisationen im Gebiet zwischen dem Tafinbach (südlich Innervillgraten) und dem östlich davon liegenden Gloderbach, wo die größten Wolframanomalien auftreten.

Die Trägergesteine der Vererzung sind grünschieferfaziell metamorphe Metabasite (Chlorit-Aktinolith-Albit-Schiefer etc.), die gemeinsam mit geringmächtigen Metaporphyroiden in die phyllitischen Gesteine des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes eingeschaltet sind. Verglichen mit Felbertal dominieren metaklastische Sedimentgesteine. Metagranitische Gesteine variszischen Alters, die dem K1-Gneis entsprechen könnten, fehlen in der Abfolge. Als saure Gesteine sind lediglich Metaporphyroide oberordovizischen Alters bekannt.

Der Magmencharakter der Metabasite wurde als subalkalisch bis alkalisch bestimmt und die geotektonische Position, anhand unterschiedlicher Diskriminierungsdiagramme als Intraplattensetting klassifiziert. Dies steht im Gegensatz zu Felbertal, wo die Protolithen der Nebengesteine subalkalischen, tholeiitisch bis kalkalkalischen Charakter zeigen. Obwohl die Grünschiefer des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes nicht direkt datiert sind, scheinen diese Gesteine im Vergleich zu Felbertal aufgrund des oberordovizischen Alters der Metaporphyroide, die als Metavulkanite interpretiert werden, jünger zu sein.

Weitere Unterschiede gibt es bei den Scheelitgenerationen. Die beiden älteren Generationen (1&2) in Felbertal sind Mo-führend und zeigen im Kathodolumineszenzbild Zonarbau. Die metamorph gebildeten Generationen (3&4) sind Mo-arm und zeigen keinen Zonarbau. Sie sind durch Rekristallisation bzw. Mobilisation von Scheelit 1 und 2 im Zuge der variszischen und der jungalpidischen Metamorphose gebildet worden (Raith und Schmidt 2010).

Die Scheelite des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes sind Mo-frei und zeigen keine Zonierung. Sie sind hauptsächlich als größere, undulöse Scheelitkörner in deformierten Quarz-Karbonat-(Albit)-Gängchen anzutreffen, die das Trägergestein diskordant durchschlagen, können aber auch disseminiert verteilt vorkommen. Bei den Quarz-Karbonat-(Albit)-Gängchen handelt es sich vermutlich um metamorph hydrothermale Bildungen. Neben den textuellen Argumenten wird diese Interpretation durch die Mo-Armut sowie das Fehlen einer Zonierung unterstützt. Als Begleitmineral des Scheelites wurde im Bereich Tafinalm Arsenopyrit angetroffen.

Diese Assoziation von Wolfram und Arsen ist typisch für die Vererzungen des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes und wird durch die Ergebnisse der Bachsedimentgeochemie eindeutig bestätigt. Im Gegensatz dazu zeigt Felbertal eine „granitisch-hydrothermale“ Elementassoziation (Mo, Sn, Nb, Be, F etc.).

Mögliche Quellen des Wolframs für die Bildung von Scheelit in den metamorphen Quarz-Karbonat-(Albit)-Gängchen könnten Titanoxide (Ilmenit, Rutil) in den Metabasiten sein. Wie die EMS-Untersuchungen dieser Phasen zeigen, können einige Zehntel Gewichtsprozent an  $WO_3$  in diesen Phasen eingebaut werden. Eine Arbeitshypothese, die es noch zu überprüfen gilt, wäre, dass Wolfram bei der Metamorphose aus diesen Mineralen mobilisiert wird und in Form von Scheelit in Ca-führenden Nebengesteinen (Metabasite) fixiert wird. Das räumliche Auftreten der Scheelitvererzungen und ihre Bindung an retrograd überprägte Metabasitzüge im Thurntaler Quarzphyllitkomplex könnten diese Hypothese einer metamorph hydrothermalen Bildung unterstützen.

Obwohl die Scheelitvererzungen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex schichtgebunden auftreten, zeigen die Detailbeobachtungen an Aufschlüssen, Handstücken und Dünnschliffen ein epigenetisches Vererzungsbild. Trotz epigenetischer Erzgefüge, wie sie auch in Felbertal dominieren, sind zu dieser Lagerstätte allerdings markante Unterschiede festzustellen (**Tabelle 21**).

Wirklich syngenetische Erzgefüge (z.B. geschichtete Erze, gradierte Schichtung in Erzen etc.) konnten in dieser Studie nicht beobachtet werden. Exhalite (Cherts, Turmalinite, manganreiche Gesteine), die auf eine syngenetische Bildung der Vererzung hinweisen würden, fehlen ebenfalls. Das auf Höll und Maucher (1976) basierende syngenetische Modell, das auch für die Scheelitvererzungen des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes Anwendung fand (Krol, 1974), wird durch die Ergebnisse dieser Studie nicht unterstützt, kann aber auf Basis der vorliegenden Daten auch noch nicht völlig ausgeschlossen werden.

## Literaturverzeichnis

- ÖK 177, St. Jakob in Deferegggen; 1:25000. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien.
- ÖK 178, Hopfgarten in Deferegggen; 1:25000. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien.
- [www.acmelab.com](http://www.acmelab.com).
2006. Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich; 1:50000, 178-Hopfgarten i. Def. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- Boenigk, W., 1983. Schwermineralanalyse. Enke Verlag. Stuttgart, pp. 158.
- Bögel, H. und Schmidt, K., 1976. Kleine Geologie der Ostalpen. Ott Verlag. Thun, pp. 231.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F.P. und Zirpoli, G., 1973. Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 12: pp. 549-571.
- Briegleb, D., 1986. Die Aufgaben der Geologie im Scheelitbergbau Mittersill, Oberpinzgau (Österreich). . *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 78(1): pp. 87-95.
- Briegleb, D., 1991. Ein epigenetisches Modell der Scheelitlagerstätte Felbertal (Land Salzburg). *Bericht der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, 3.
- Ebner, F., 1997. Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe. In: L. Weber (Editor). *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*. Geologische Bundesanstalt, *Archiv für Lagerstättenforschung*. Wien, pp. 49-229.
- Ebner, F., 2000. Metallogenese im Norischen Composite Terrane der Ostalpen. *Mitteilung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 91: pp. 117-126.
- Eichhorn, R., Höll, R., Loth, G. und Kennedy, A., 1999. Implications of U-Pb SHRIMP zircon data on the age and evolution of the Felbertal tungsten deposit (Tauern Window, Austria). *International Journal of Earth Sciences*, 88: pp. 496-512.
- Eichhorn, R., Schaerer, U. und Höll, R., 1995. Age and evolution of scheelit-hosting rocks in the Felbertal deposit (Eastern Alps); U-Pb geochronology of zircon and titanite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: pp. 377-386.
- Exel, R., 1986. Erläuterungen zur Lagerstättenkarte von Osttirol. *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, Band 7: pp. 19-31.
- Finger, F., Kraiger, H. und Steyrer, P., 1985. Zur Geochemie des K1-Gneises der Scheelitlagerstätte Felbertal (Pinzgau/Salzburg)-ein Vorbericht. *Der Karinthiner*, 92: pp. 225-235.
- Frasl, G., 1958. Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 101: pp. 323-472.
- Frisch, W. und Meschede, M., 2007. Plattentektonik; Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. Primus Verlag. Darmstadt, pp. 196.
- Frisch, W. und Neubauer, F., 1989. Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps In: R.D. Dallmeyer (Editor). *Terranes in the Circum-Atlantic*

- Paleozoic Orogens. The Geological Society of America - Special Paper 230, pp. 91-100.
- Hausberger, G., Polegeg, S., Pucher, M., Punzengruber, K. und Thalmann, F., 1982. Regionale Scheelitprospektion in Osttirol. Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 1: pp. 53-60.
- Heinisch, H., 1980. Der ordovizische "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen; Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. Dissertation der Ludwig-Maximilian-Universität München, pp. 253.
- Heinisch, H. und Schmidt, K., 1976. Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. International Journal of Earth Sciences, 65(1): pp. 459-482.
- Heinisch, H. und Schmidt, K., 1984. Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). International Journal of Earth Sciences, 73(1): pp. 113-129.
- Höck, V., 1993. The Habach-Formation and the Zentralgneis-a key in understanding the Palaeozoic evolution of the Tauern Window (Eastern Alps). In: J.F.v. Raumer and F. Neubauer (Editors). Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer Verlag. Berlin, pp. 361-374.
- Höll, R., 1969. Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. Chemie der Erde, 28 (3/4): pp. 185-203.
- Höll, R., 1971. Scheelitvorkommen in Österreich. Erzmetall, 24: pp. 273-282.
- Höll, R., 1975. Die Scheelit-Lagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. Abhandlungen Bayrische Akademie der Wissenschaften; Math.-Naturw.Klasse, 157A: pp. 114.
- Höll, R. und Eichhorn, R., 2000. Tungsten mineralization and metamorphic remobilization in the Felbertal scheelite deposit, Central Alps, Austria. Reviews in Economic Geology, 11: pp. 233-264.
- Höll, R. und Maucher, A., 1976. The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 5. Elsevier, Amsterdam, 36 pp.
- Hunziker, J.C., 1969. Rb-Sr-Altersbestimmung in den Walliser Alpen. Hellglimmer- und Gesamtgesteinswerte. Eclogae Geologicae Helvetiae, 62: pp. 527-542.
- Irvine, T.N. und Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: pp. 523-548.
- Jäger, E., Niggli, E. und Wenk, E., 1967. Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Kümmerly und Frey, Bern.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines Misc. Pap.: pp. 66.
- Kreutzer, S., 1992. Zur Geologie des östlichen Thurntaler Quarzphyllitkomplexes und zu seiner tektonischen Einbindung in das Ostalpin der südöstlichen Deferegger Alpen, Osttirol. Dissertation. Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, pp. 166.
- Krol, W., 1974. Geologisch-Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet nördlich von Sillian (Osttirol/Österreich). Dissertation Ludwig-Maximilian Universität. München, pp. 79.
- Le Maitre, R.W. et al., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms, Oxford (Blackwell).

- Loeschke, J. und Heinisch, H., 1993. Palaeozoic Volcanism of the Eastern Alps and its Palaeotectonic Significance. In: J.F.v. Raumer and F. Neubauer (Editors). Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer Verlag. Berlin pp. 441-455.
- Markl, G., 2004. Minerale und Gesteine. Spektrum Verlag. Heidelberg, pp. 355.
- Maucher, A., 1965. Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. Beiträge zur Lagerstättenkunde. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. Leipzig, pp. 173-188.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: pp. 207-218.
- Neubauer, F. und Sassi, F.P., 1993. The Austro-alpine Quartzphyllites and Related Palaeozoic Formations. In: J.F.v. Raumer and F. Neubauer (Editors). Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer Verlag. Berlin, pp. 423-439.
- Okrusch, M. und Matthes, S., 2009. Mineralogie; Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer-Verlag. Berlin pp. 658.
- Pearce, J.A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries In: R.S. Thorpe (Editor). *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce, J.A. und Cann, J.R., 1973. Tectonic settings of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: pp. 290-300.
- Pestal, G., 1983. Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). Diss. Univ. Wien, 117 pp.
- Pistotnik, J., 1980. Die Deferegger Alpen. In: R. Oberhauser (Editor). *Der Geologische Aufbau Österreichs*. Geologische Bundesanstalt, Springer Verlag. Wien, pp. 348-350.
- Raith, J.G. und Schmidt, S., 2010. Tungsten deposit Felbertal, Salzburg, Austria. *ACTA Mineralogica Petrographica; Field Guide Series*, in Druck: pp. 24.
- Raith, J.G. und Stein, H., 2006. Variscan ore formation and metamorphism at the Felbertal scheelite deposit (Austria): constraining tungsten mineralisation from Re-Os dating of molybdenite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(4): pp. 505-521.
- Sander, B., 1912. Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. *Jahrbuch der k.k. Geol. R.-A.*, 62: pp. 219-288.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. und Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae*. Birkhäuser Verlag. Basel, pp. 93-117.
- Schulz, B., 1991. Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex (Ostalpen). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 134(2): pp. 369-391.
- Schulz, B., 1999/2000. Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Ostalpinen Altkristallin und im Thurntaler Komplex auf Blatt 178 Hopfgarten im Deferegggen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 142(3): pp. 330-332.
- Schulz, B. und Bombach, K., 2003. Single Zircon Pb-Pb Geochronology of the Early-Palaeozoic Magmatic Evolution in the Austroalpine Basement to the South of the Tauern Window. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 143(2): pp. 303-321.

- Schulz, B., Steenken, A. und Siegesmund, S., 2008. Geodynamic evolution of an Alpine terrane - the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window as a part of the Adriatic Plate (eastern Alps). Geological Society of London, 298: pp. 5-44.
- Senarclens-Grancy, W., 1965. Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft G: pp. 246-255.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59: pp. 101-118.
- Spaeth, G., 1988. Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Thurntaler Quarzphyllit auf Blatt 179 Lienz. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, 131(3): pp. 460-461.
- Spaeth, G. und Kreutzer, S., 1989. Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Thurntaler Quarzphyllit und Altkristallin auf Blatt 179 Lienz. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, 132(3): pp. 595-597.
- Thalhammer, O.A.R., Stumpfl, E.F. und Jahoda, R., 1989. The Mittersill scheelite deposit, Austria. Economic Geology, 84: pp. 1153-1171.
- Thalmann, F., Schermann, O., Schroll, E. und Hausberger, G., 1989. Geochemischer Atlas der Republik Österreich. Böhmisches Masse und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente). Wien, pp. 141.
- Tollmann, A., 1977. Geologie von Österreich pp. 766.
- Tufar, W. und Weber, L., 1997. Kieseritzbezirk Villgraten. In: L. Weber (Editor). Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Geologische Bundesanstalt, Archiv für Lagerstättenforschung. Wien, pp. 324.
- Vaché, R., 1976. Scheelitexploration Sillian/Osttirol; Abschlußbericht 1976, Metallgesellschaft AG, Frankfurt am Main.
- Vaché, R., 1978a. Scheelit-Exploration Sillian/Osttirol; Abschlussbericht 1978, Metallgesellschaft AG, Frankfurt am Main.
- Vaché, R., 1978b. Scheelit-Exploration Sillian/Osttirol; Jahresabschlußbericht zum 31.12.1977, Metallgesellschaft AG, Frankfurt am Main.
- Winchester, J.A. und Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: pp. 325-343.

## Anhang

### A) Karten der Probenahmepunkte

- A1) Elementdarstellung von Wolfram
- A2) Elementdarstellung von Arsen
- A3) Elementdarstellung von Titan
- A4) Elementdarstellung von Kalium
- A5) Elementdarstellung von Rubidium
- A6) Elementdarstellung von Nickel

### B) Probenliste der Bachsedimente und der Gesteinsproben

### C) Strukturgeologische Messdaten

### D) Ergebnisse der Mikrosondenuntersuchungen

- D1) Scheelit
- D2) Sulfide
- D3) Silikate
- D4) Oxide

### E) Chemische Analyse der Gesteinsproben

- E1) Ergebnisse der chemischen Analyse der Gesteinsproben
- E2) Nachweisgrenzen der chemischen Analyse der Gesteinsproben

### F) Chemische Analyse der Bachsedimente

- F1) Ergebnisse der chemischen Analyse der Bachsedimente
- F2) Nachweisgrenzen der chemischen Analyse der Bachsedimente

## **A) Karten der Probenahmepunkte**

Mit Kennzeichnung der Entnahmepunkte von Bachsediment und Gesteinsproben.

Die geologische Karte bezieht sich auf die Geofast-Karte 178-Hopfgarten i. Def., 1:50000. Grüne Bereiche im südlichen Abschnitt der Karte stellen Gesteine (unterschiedliche Phyllite) des Thurntaler Quarzphyllitkomplexes dar. Bei den rosaroten Bereichen handelt es sich um die Metaporphyroide. Die braunen Farben im nördlichen Abschnitt der Karte stellen das Kristallin dar.

**A1)** Elementdarstellung von Wolfram

**A2)** Elementdarstellung von Arsen

**A3)** Elementdarstellung von Titan

**A4)** Elementdarstellung von Kalium

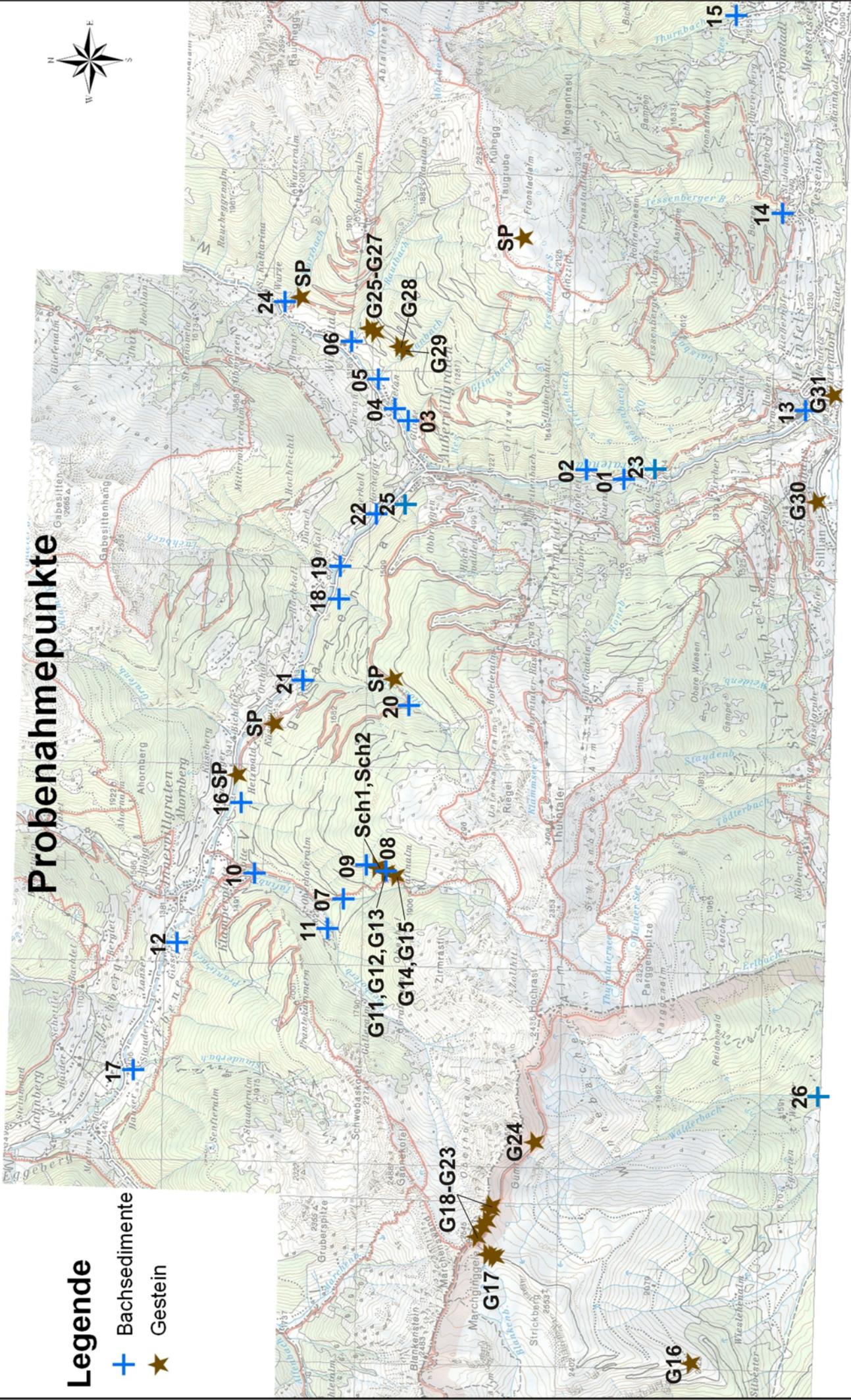
**A5)** Elementdarstellung von Rubidium

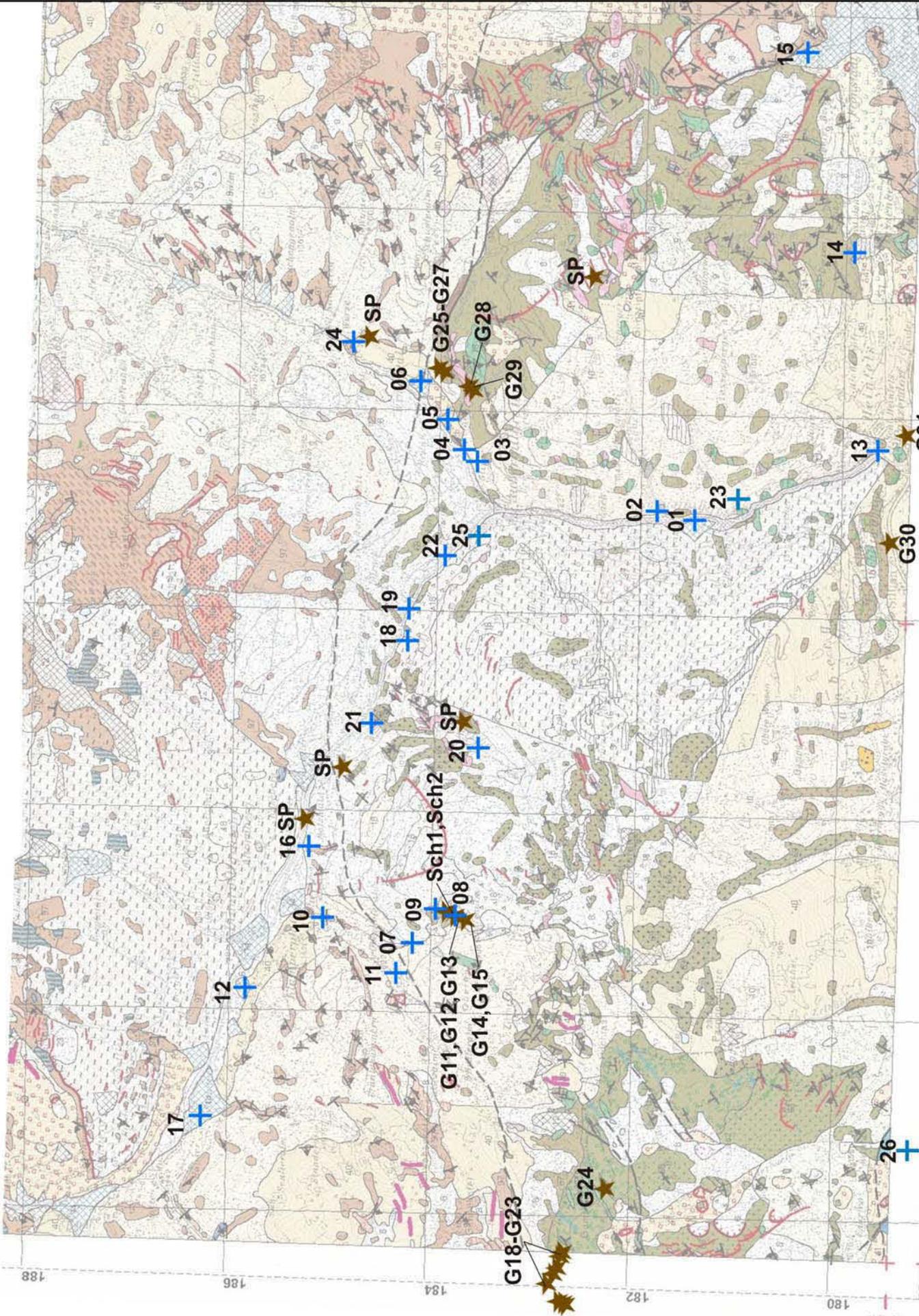
**A6)** Elementdarstellung von Nickel

# Probenahmepunkte

## Legende

- + Bachsedimente
- ★ Gestein

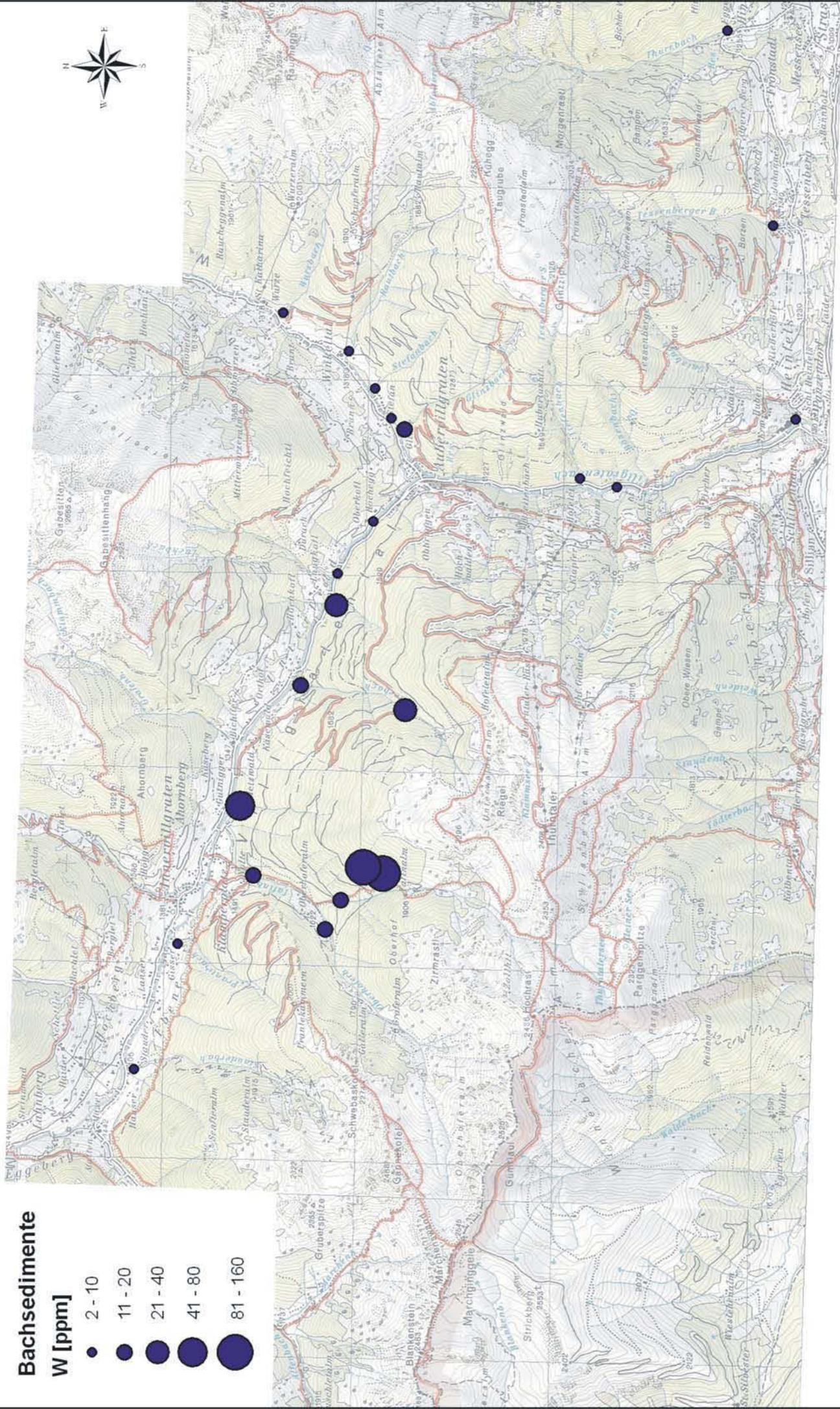
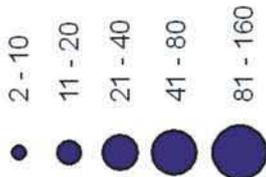




A1)

**Bachsedimente**

**W [ppm]**

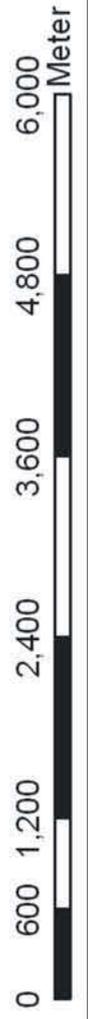
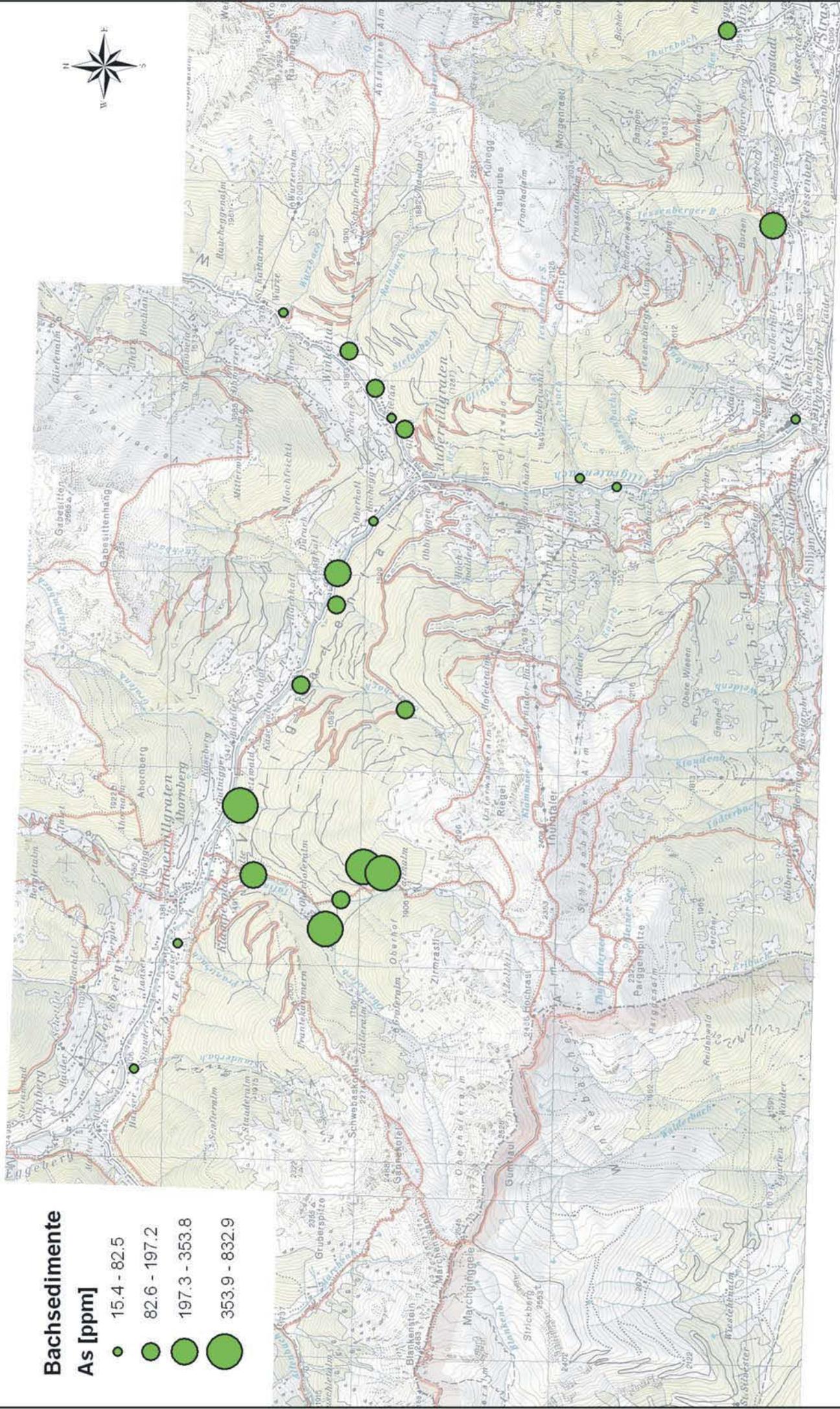


A2)

**Bachsedimente**

**As [ppm]**

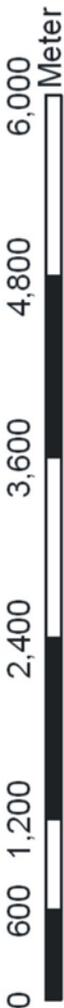
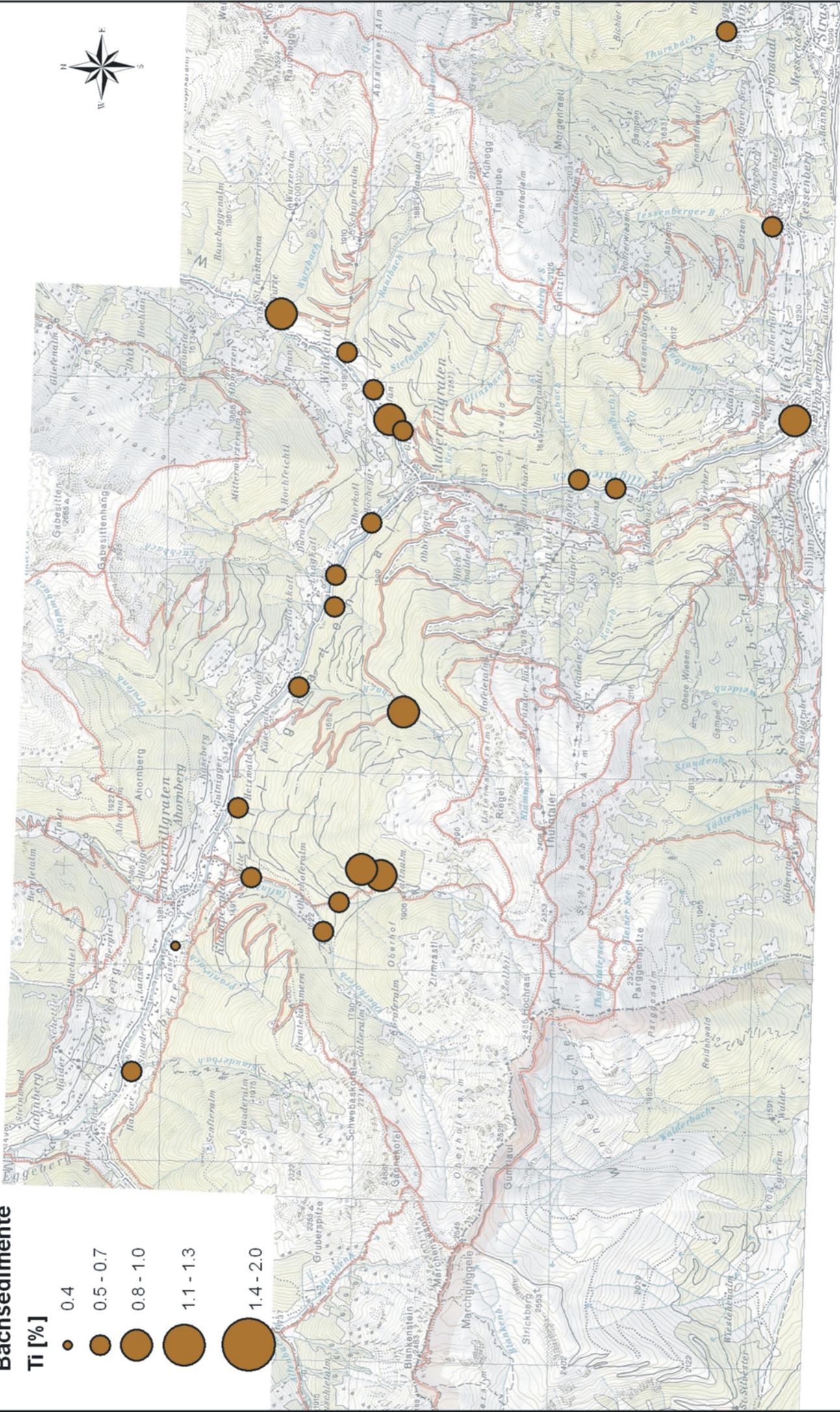
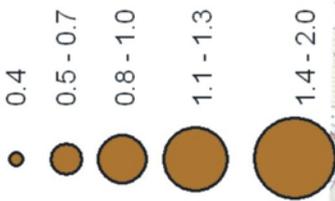
- 15.4 - 82.5
- 82.6 - 197.2
- 197.3 - 353.8
- 353.9 - 832.9



A3)

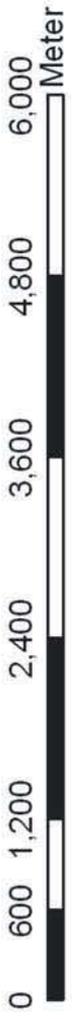
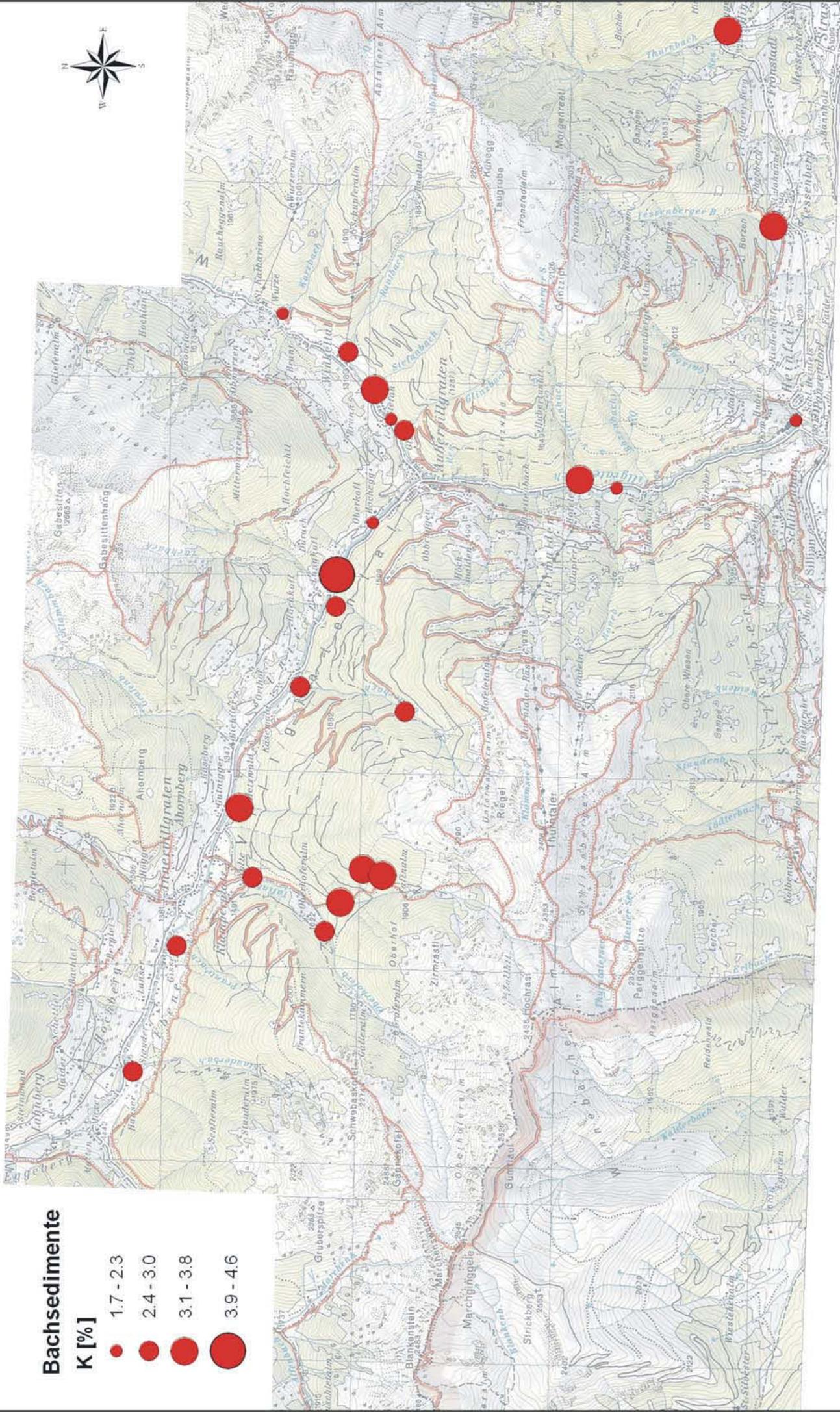
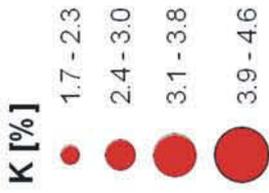
**Bachsedimente**

**Ti [%]**



A4)

**Bachsedimente**

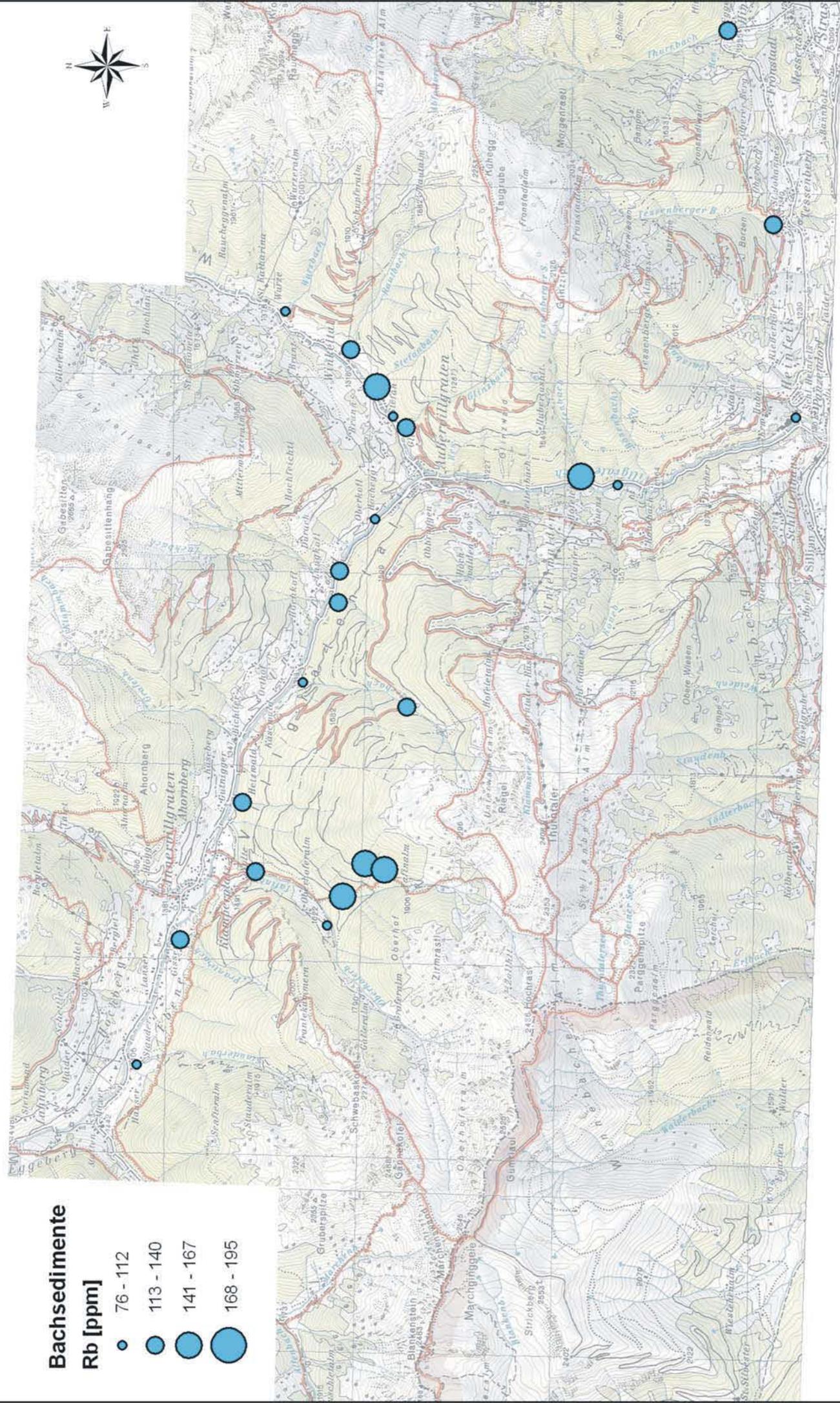


A5)

**Bachsedimente**

**Rb [ppm]**

- 76 - 112
- 113 - 140
- 141 - 167
- 168 - 195

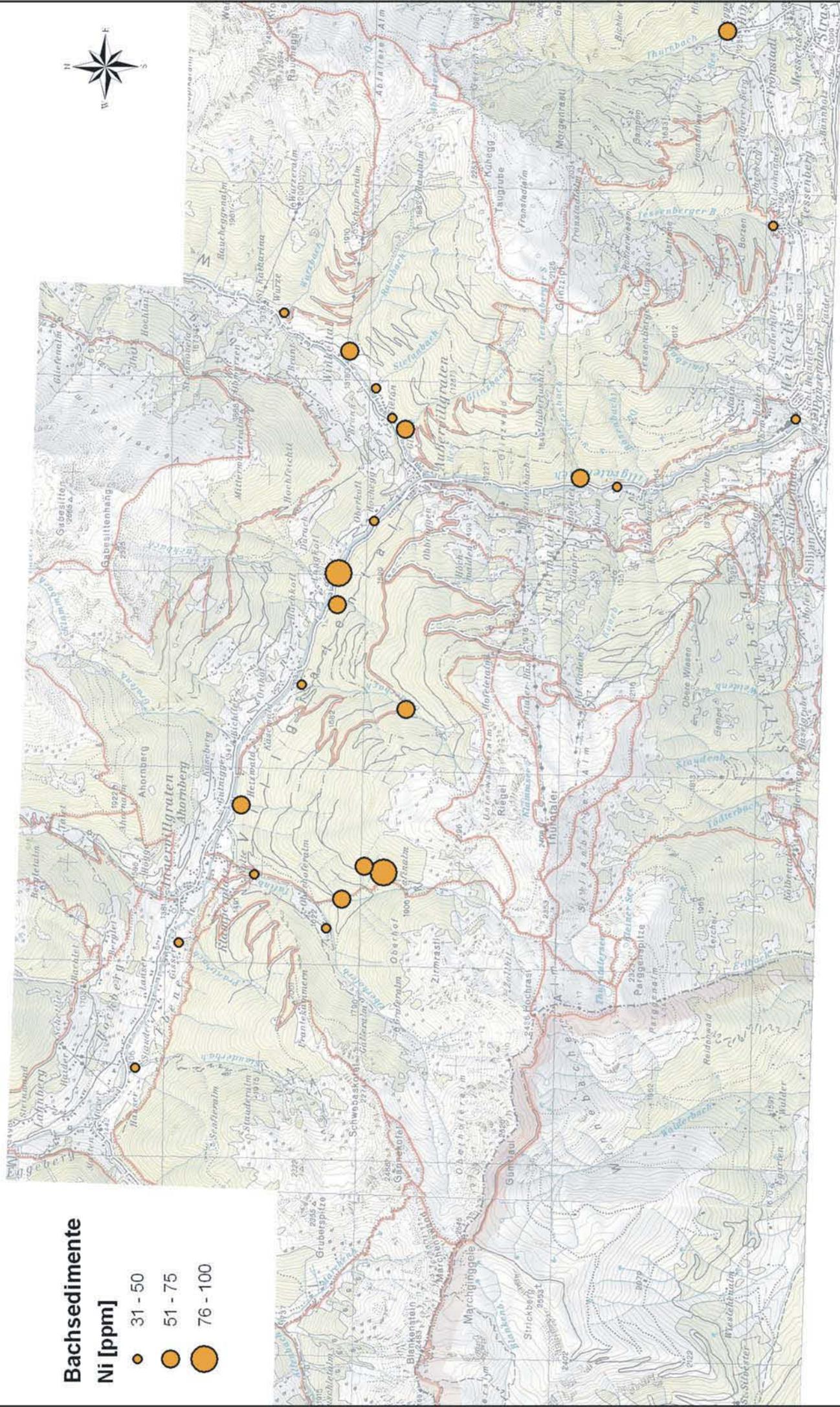


A6)

### Bachsedimente

Ni [ppm]

-  31 - 50
-  51 - 75
-  76 - 100



**B) Probenliste der Bachsedimente und der Gesteinsproben**

## Gesteins- und Erzproben

Proben Nr.	Gesteinstyp	Probenentnahmort	Geographische Koordinaten [Dezimalgrad]				Schliffe	Geochemie	
			Höhe [m]	Breite (N)		Länge (E)			
				Y	X	Y			X
G11/1	Act-Albit-Schiefer	Stollenmundloch	1872	46,789	12,376	5185073,793	299729,730	D	
G11/2	Act-Albit-Chl-Schiefer	Stollenmundloch	1872	46,789	12,376	5185073,793	299729,730	D	✓
G12/1	Chl-Ms-Karbonat-Schiefer	Tafinalm	1872	46,789	12,376	5185073,793	299729,730	PD	✓
G12/2	Chl-Ms-Karbonat-Schiefer	Tafinalm	1872	46,789	12,376	5185073,793	299729,730	PD	
G13	Metaporphyrroid	Tafinalm	1872	46,789	12,376	5185073,793	299729,730	D	✓
G14	Quarzphyllit	Tafinalm	1867	46,790	12,377	5185158,098	299776,958	D	
G15/1	Quarzphyllit	Tafinalm	1867	46,790	12,377	5185158,098	299776,958	D	
G15/2	Metaporphyrroid	Tafinalm	1867	46,790	12,377	5185158,098	299776,958	D	
G16	Bt-reicher Quarzphyllit	Silvesterberg	2123	46,760	12,312	5182025,079	294772,369	D	
G17/1	Ms-Albit-Chl-Schiefer	Marchkinkele	2513	46,778	12,326	5183980,871	295846,732	D	✓
G17/2	Chl-Karbonat-Albit-Schiefer	Marchkinkele	2513	46,778	12,326	5183980,871	295846,732	PD	
G17/3 Sch3	Chl-Karbonat-Albit-Schiefer	Marchkinkele	2513	46,778	12,326	5183980,871	295846,732	D	✓
G17/4 Sch4	Chl-Karbonat-Albit-Schiefer	Marchkinkele	2513	46,778	12,326	5183980,871	295846,732	D	✓
G17/5	Act-Chl-Karbonat-Schiefer	Marchkinkele	2516	46,778	12,326	5184007,600	295862,996	D	✓
G17/6	Chl-Ms-Karbonat-Schiefer	Marchkinkele	2514	46,779	12,326	5184053,028	295873,945	D	✓
G18	Quarzphyllit	Marchkinkele-Gumriau	2511	46,780	12,328	5184165,852	296052,400	D	
G19	Quarzphyllit mit Sulfid	Marchkinkele-Gumriau	2497	46,779	12,330	5184106,767	296150,220	PD	
G19 Sch5	Ms-reicher Quarzphyllit	Marchkinkele-Gumriau	2477	46,779	12,332	5184014,502	296364,902	D	✓
G20	Ms-Albit-Schiefer	Marchkinkele-Gumriau	2477	46,779	12,332	5184014,502	296364,902	D	
G21	Quarzphyllit	Marchkinkele-Gumriau	2497	46,779	12,330	5184106,767	296150,220	D	✓
G22	Ms-reicher Quarzphyllit	Marchkinkele-Gumriau	2478	46,779	12,332	5184032,435	296328,588	D	✓
G23	Quarzphyllit	Gumriau	2417	46,775	12,341	5183587,807	297000,615	D	✓
G24	Quarzphyllit	Gumriau	1496	46,792	12,448	5185230,256	305208,121	D	
G25	Quarzphyllit	Rautbachalm	1491	46,792	12,447	5185170,886	305170,793	D	
G26/1	Metaporphyrroid	Rautbachalm	1522	46,789	12,445	5184930,112	305026,671	D	
G26/2	Metaporphyrroid	Rautbachalm	1522	46,789	12,445	5184930,112	305026,671	D	✓
G27/1	Metaporphyrroid	Rautbachalm	1522	46,789	12,445	5184884,107	304985,786	D	
G27/2	Metaporphyrroid	Rautbachalm	1522	46,789	12,445	5184884,107	304985,786	D	✓
G28	Amphibolit	Rautbachalm	1093	46,751	12,427	5180757,159	303456,683	D	✓

## Gesteins- und Erzproben

Proben Nr.	Gesteinstyp	Probenentnahmeort	Geographische Koordinaten [Dezimalgrad]			Schliffe	Geochemie
			Höhe [m]	Breite (N)	Länge (E)		
G29	Amphibolit	Rautbachalm	keine GPS Messung möglich			PD	√
G30	Granatphyllit	Sillian	1093	46,751	12,427	5180757,159 303456,683	PD
G31/1	Amphibolit	Schloß Heinfels	1107	46,750	12,441	5180593,680 304526,507	PD
G31/2	Granatphyllit	Schloß Heinfels	1107	46,750	12,441	5180593,680 304526,507	PD
Sch1/A	Act-Chl-Karbonat-Schiefer	Stollenmundloch	1872	46,789	12,376	5185073,793 299729,730	PD
Sch1/B	Chi-Act-Ep-Karbonat-Schiefer	Stollenmundloch	1872	46,789	12,376	5185073,793 299729,730	PD
Sch1/C	Chi-Albit-Karbonat-Schiefer	Stollenmundloch	1872	46,789	12,376	5185073,793 299729,730	PD
Sch2	Chi-Albit-Karbonat-Schiefer	Tafinalm	1847	46,788	12,376	5184967,622 299689,513	PD
Act	Aktinolith						
Bt	Biotit						
Chl	Chlorit						
D	Dünnschliff						
Ep	Epidot						
Ms	Muscovit						
PD	polierter Dünnschliff						

## Bachsedimentproben

Proben Nr.	Probenentnahmort	Geographische Koordinaten [Dezimalgrad]			WGS1984 UTM Zone 33N			Schliffe	Geochemie
		Höhe [m]	Breite (N)		Y	X			
			Länge (E)						
AV0901SM	Villgratenbach	1197	46,169	12,429	5148925,953	289377,998	PD		
AV0901SF	Villgratenbach	1197	46,169	12,429	5148925,953	289377,998		✓	
AV0902SM	Tiefenbach	1194	46,772	12,429	5149145,505	289462,495	PD		
AV0902SF	Tiefenbach	1194	46,772	12,429	5149145,505	289462,495		✓	
AV0903SM	Glinzbach	1289	46,789	12,436	5150245,946	289808,137		✓	
AV0903SF	Glinzbach	1289	46,789	12,436	5150245,946	289808,137		✓	
AV0904SF	Winkeltalbach	1293	46,790	12,437	5150357,056	289811,990		✓	
AV0905SF	Stefanbach	1324	46,791	12,440	5185127,186	304610,996		✓	
AV0906SM	Rautbach	1384	46,793	12,446	5185280,727	305086,688		✓	
AV0906SF	Rautbach	1384	46,793	12,446	5185280,727	305086,688		✓	
AV0907SM	Tafinbach Oberlauf	1597	46,793	12,372	5185477,507	299457,891	PD		
AV0907SF	Tafinbach Oberlauf	1597	46,793	12,372	5185477,507	299457,891		✓	
AV0908SF	kl. Bach vor dem Stollenmundloch	1856	46,789	12,376	5185051,413	299733,427		✓	
AV0909SF	kl. Bach vor dem Stollenmundloch	1841	46,791	12,377	5185247,301	299798,721		✓	
AV0910SF	Tafinbach	1446	46,801	12,375	5186369,398	299716,238		✓	
AV0911SM	Oberhoferbach	1636	46,794	12,368	5185638,049	299159,297		✓	
AV0911SF	Oberhoferbach	1636	46,794	12,368	5185638,049	299159,297		✓	
AV0912SF	Prantebach	1328	46,808	12,366	5187212,702	299015,759		✓	
AV0913SF	Gaisbach	1116	46,753	12,439	5180858,926	304377,265		✓	
AV0914SF	Tessenbergbach	1338	46,755	12,464	5181090,556	306362,084		✓	
AV0915SF	Thurnbach	1286	46,760	12,490	5181554,437	308359,352		✓	
AV0916SM	kl. Bach nach dem Hetzwald	1329	46,803	12,384	5186553,768	300436,586		✓	
AV0916SF	kl. Bach nach dem Hetzwald	1329	46,803	12,384	5186553,768	300436,586		✓	
AV0917SF	Stauderbach	1416	46,811	12,349	5187562,760	297718,483		✓	
AV0918SM	kl. Bach nach dem Gloderbach	1296	46,795	12,412	5185647,733	302495,754		✓	
AV0918SF	kl. Bach nach dem Gloderbach	1296	46,795	12,412	5185647,733	302495,754		✓	
AV0919SF	kl. Bach nach dem Gloderbach	1290	46,794	12,416	5185544,775	302825,221		✓	
AV0920SM	Gloderbach	1753	46,787	12,398	5184844,658	301363,212	PD		
AV0920SF	Gloderbach	1753	46,787	12,398	5184844,658	301363,212		✓	
AV0921SM	Gloderbach kurz vor Villgratenbach	1343	46,797	12,402	5185936,017	301754,454		✓	

## Bachsedimentproben

Proben Nr.	Probenentnahmeort	Höhe [m]	Geographische Koordinaten [Dezimalgrad]		WGS1984 UTM Zone 33N			Schliffe	Geochemie
			Breite (N)	Länge (E)	Y	X	X		
AV0921SF	Gliderbach kurz vor Villgratenbach	1343	46,797	12,402	5185936,017	301754,454		✓	
AV0922SM	Villgratenbach	1280	46,791	12,423	5185150,838	303334,940		✓	
AV0922SF	Villgratenbach	1280	46,791	12,423	5185150,838	303334,940		✓	
AV0923SF	Bösenbach		46,800	12,450	5186141,934	305460,957		✓	
AV0924SF	Wurzbach		46,800	12,450	5186141,934	305460,957		✓	
AV0925SF	kl. Bach in AV (Feuerwehr)		keine GPS	Messung möglich				✓	
AV0926SM	Walderbach (Italien)	1200	46,744	12,353	5180129,161	297780,258		✓	
AV0926SF	Walderbach (Italien)	1200	46,744	12,353	5180129,161	297780,258		✓	
AV09T2	Tafinbach		keine GPS	Messung möglich				✓	
AV09T22-2	Villgratenbach	1280	46,791	12,423	5185150,838	303334,940		✓	
AV09SP1	Villgratenbach	1280	46,791	12,423	5185150,838	303334,940		✓	

AV als Präfix in der Probenbezeichnung; Ausservillgraten  
 SM Schwermineralfraktion  
 SF Siebfein Fraktion  
 PD polierter Dünnschliff

## **C) Strukturgeologische Messdaten**

**C) Strukturgeologische Messdaten**

Aufschluss Nr.	sf(1)	sf(2)	L	S	Krenulation
<b>G11</b>	350 / 80 345 / 65 316 / 85 310 / 85 320 / 80 310 / 80 300 / 80 300 / 75 310 / 75 310 / 90 310 / 85 320 / 85 340 / 80 340 / 85 320 / 85 346 / 65				
<b>G12</b>	180 / 80 172 / 75 186 / 85 356 / 75 008 / 85 355 / 81 354 / 75				
<b>G13</b>	155 / 88 150 / 82 010 / 87 194 / 80	134 / 88	147 / 90 140 / 90 261 / 01		062 / 64
<b>G14</b>	194 / 84			007 / 60 012 / 47 180 / 70	060 / 40  090 / 45
<b>G16</b>	348 / 30 360 / 26 360 / 30		248 / 06		
<b>G17</b>	158 / 56 177 / 57 180 / 30 188 / 55 198 / 55 192 / 50 195 / 40 150 / 45 140 / 45 164 / 50 158 / 45 160 / 40 145 / 50 150 / 45 155 / 45 158 / 40 150 / 50 156 / 45	092 / 63 050 / 60 016 / 46 086 / 39 102 / 30	062 / 46		

sf=Schieferung, S=Störung, L=Linear; Messungen erfolgten mit einem Clar-Kompass, erster Wert ist Einfallsrichtung und zweiter Wert ist Einfallswinkel.

Aufschluss Nr.	sf(1)	sf(2)	L	S	Krenulation
<b>G19</b>	150 / 70	090 / 60 115 / 70			
<b>G23</b>	340 / 55 346 / 70 336 / 68 350 / 70		070 / 00 246 / 10		
<b>G25</b>	152 / 55 156 / 50		078 / 12		
<b>G26</b>	346 / 85 342 / 85 346 / 86		075 / 10 074 / 05 079 / 12		
<b>G27</b>	160 / 55 164 / 65		076 / 00 076 / 10		
<b>G31</b>	030 / 71 028 / 55 028 / 72		057 / 35		

sf=Schieferung, S=Störung, L=Linear; Messungen erfolgten mit einem Clar-Kompass, erster Wert ist Einfallrichtung und zweiter Wert ist Einfallswinkel.

**D) Ergebnisse der Mikrosondenuntersuchungen**

**D1)** Scheelit

**D2)** Silikate

**D3)** Sulfide

**D4)** Oxide

**D1) EMS Analysen von Scheelit** (b.d.l. = below detection limit)

Probe/Analyse:	G12/1Scheelit1		G12/1Scheelit2		G12/1Scheelit3		G12/1Scheelit4		G12/1Scheelit5		Sch1/B-Sch4		Sch1/B-Sch5	
TiO <sub>2</sub>	b.d.l.	0,074	b.d.l.	0,067	0,055	b.d.l.								
FeO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MnO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CaO	20,52	18,827	21,248	18,934	21,171	20,274	20,274	20,274	20,274	20,274	20,274	20,274	20,613	20,613
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,102	0,054	b.d.l.	b.d.l.	0,124	b.d.l.	0,124	b.d.l.	b.d.l.	0,124	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CuO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,083	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MoO <sub>3</sub>	b.d.l.	0,044	0,045	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
WO <sub>3</sub>	79,735	81,116	80,206	80,612	80,622	81,222	81,222	81,222	81,222	81,222	81,222	81,222	81,204	81,204
<b>Total</b>	<b>100,399</b>	<b>100,191</b>	<b>101,621</b>	<b>99,633</b>	<b>101,865</b>	<b>101,734</b>	<b>101,840</b>	<b>101,840</b>						
Ti	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,046	0,966	1,068	0,977	1,062	1,021	1,021	1,021	1,021	1,021	1,021	1,021	1,037	1,037
Nb	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Mo	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
W	0,983	1,007	0,975	1,006	0,978	0,975	0,978	0,978	0,978	0,978	0,990	0,990	0,988	0,988
<b>Summe der Kationen</b>	<b>2,030</b>	<b>1,978</b>	<b>2,045</b>	<b>1,985</b>	<b>2,042</b>	<b>2,015</b>	<b>2,024</b>	<b>2,024</b>						

**D1) EMS Analysen von Scheelit (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	Sch1/B-Sch6	Sch1/B-Sch10	Sch1/B-Sch15	Sch1/B-Sch16	Sch1/B-Sch17	Sch1/B-Sch18	Sch1/B-Sch19
TiO <sub>2</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
FeO	0,184	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MnO	b.d.l.	0,143	b.d.l.	b.d.l.	0,117	b.d.l.	b.d.l.
CaO	20,058	19,633	20,539	20,258	19,327	20,317	19,427
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,065	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CuO	0,173	0,11	0,099	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MoO <sub>3</sub>	0,066	b.d.l.	b.d.l.	0,047	0,089	0,106	0,03
WO <sub>3</sub>	81,191	80,701	79,758	80,85	79,594	81,183	81,517
<b>Total</b>	<b>101,737</b>	<b>100,594</b>	<b>100,437</b>	<b>101,203</b>	<b>99,147</b>	<b>101,606</b>	<b>100,99</b>
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,006	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Ca	1,011	1,002	1,047	1,026	1,000	1,024	0,988
Nb	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,006	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Mo	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001
W	0,990	0,996	0,983	0,990	0,996	0,990	1,003
<b>Summe der Kationen</b>	<b>2,016</b>	<b>2,008</b>	<b>2,034</b>	<b>2,017</b>	<b>2,003</b>	<b>2,016</b>	<b>1,992</b>

**D1) EMS Analysen von Scheelit (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	Sch1/B-Sch20	Sch1/B-Sch21	AV20-Sch2	AV20-Sch3	AV20-Sch5	AV20-Sch6	AV20-Sch7	AV20-Sch8	AV20-Sch9
TiO <sub>2</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,081	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
FeO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,096	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MnO	0,149	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CaO	19,72	19,103	20,323	20,236	20,323	20,638	20,628	20,887	19,778
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CuO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MoO <sub>3</sub>	0,037	0,035	b.d.l.	0,098	b.d.l.	0,039	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
WO <sub>3</sub>	78,923	81,475	78,962	80,865	79,519	80,313	79,131	79,767	79,896
<b>Total</b>	<b>98,829</b>	<b>100,68</b>	<b>99,375</b>	<b>101,322</b>	<b>99,937</b>	<b>101,162</b>	<b>99,832</b>	<b>100,716</b>	<b>99,746</b>
Ti	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Mn	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,022	0,976	1,047	1,023	1,042	1,044	1,057	1,061	1,017
Nb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mo	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
W	0,990	1,007	0,984	0,989	0,986	0,983	0,981	0,980	0,994
<b>Summe der Kationen</b>	<b>2,019</b>	<b>1,984</b>	<b>2,032</b>	<b>2,016</b>	<b>2,028</b>	<b>2,032</b>	<b>2,038</b>	<b>2,040</b>	<b>2,012</b>

**D1) EMS Analysen von Scheelit (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV20-Sch10	AV20-Sch11	AV20-Sch12	AV20-Sch13	AV20-Sch15	AV07-Sch6	AV07-Sch7	AV07-Sch8	AV07-Sch10
TiO <sub>2</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,057	0,066	b.d.l.	b.d.l.	0,062
FeO	b.d.l.	b.d.l.	0,076	b.d.l.	b.d.l.	0,063	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MnO	0,17	b.d.l.	0,177	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CaO	21,179	19,716	21,205	19,721	20,592	18,938	21,457	18,965	18,892
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.d.l.	0,063	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,047	b.d.l.	b.d.l.	0,097
CuO	b.d.l.	0,09	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,098	b.d.l.	b.d.l.
MoO <sub>3</sub>	0,039	b.d.l.	0,042	0,052	0,049	b.d.l.	0,072	0,079	0,057
WO <sub>3</sub>	79,677	80,516	79,999	80,813	80,445	80,356	79,913	82,13	80,203
<b>Total</b>	<b>101,071</b>	<b>100,415</b>	<b>101,474</b>	<b>100,726</b>	<b>101,143</b>	<b>99,470</b>	<b>101,646</b>	<b>101,257</b>	<b>99,380</b>
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002
Fe	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Mn	0,007	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,070	1,008	1,068	1,005	1,041	0,978	1,078	0,964	0,977
Nb	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Cu	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Mo	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001
W	0,974	0,995	0,974	0,996	0,984	1,004	0,971	1,010	1,003
<b>Summe der Kationen</b>	<b>2,051</b>	<b>2,007</b>	<b>2,050</b>	<b>2,005</b>	<b>2,028</b>	<b>1,988</b>	<b>2,054</b>	<b>1,976</b>	<b>1,985</b>

**D1) EMS Analysen von Scheelit (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV07-Sch12	AV07-Sch13	Sch1/C-Sch7	Sch1/C-Sch9	Sch1/C-Sch14	Sch1/C-Sch15	Sch1/C-Sch16	Sch1/C-Sch17
TiO <sub>2</sub>	b.d.l.	b.d.l.	0,126	b.d.l.	0,127	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
FeO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,045	b.d.l.	b.d.l.
MnO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CaO	19,472	20,709	20,752	20,206	20,046	20,963	20,796	20,482
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,096	b.d.l.	b.d.l.	0,064	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
CuO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MoO <sub>3</sub>	0,057	b.d.l.	0,062	0,042	0,091	b.d.l.	0,042	0,032
WO <sub>3</sub>	79,607	80,427	80,816	80,049	81,398	80,024	80,609	80,941
<b>Total</b>	<b>99,269</b>	<b>101,155</b>	<b>101,826</b>	<b>100,411</b>	<b>101,693</b>	<b>101,102</b>	<b>101,547</b>	<b>101,584</b>
Ti	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,006	1,048	1,042	1,031	1,010	1,061	1,048	1,034
Nb	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mo	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001
W	0,995	0,984	0,982	0,988	0,992	0,979	0,983	0,988
<b>Summe der Kationen</b>	<b>2,003</b>	<b>2,032</b>	<b>2,030</b>	<b>2,020</b>	<b>2,008</b>	<b>2,042</b>	<b>2,032</b>	<b>2,022</b>









**D2) EMS Analysen von Sulfiden** (b.d.l. = below detection limit)

<i>Probe/Analyse:</i>	<i>AV0907Zinkbl</i>
S	32,939
Ni	b.d.l.
Zn	63,217
Fe	6,629
As	b.d.l.
Ag	b.d.l.
Pb	b.d.l.
Cu	b.d.l.
Sb	b.d.l.
Co	0,025
Au	b.d.l.
<b>Total</b>	<b>102,810</b>
S	0,972
Ni	0,000
Zn	0,915
Fe	0,112
As	0,000
Ag	0,000
Pb	0,000
Cu	0,000
Sb	0,000
Co	0,000
Au	0,000
<b>Summe der Kationen</b>	<b>2</b>

**D3) EMS Analysen von Silikaten** (b.d.l. = below detection limit)

Probe/Analyse:	G30chl	G30chl	G30chl	G31/2chl1	G31/2chl2	G31/chlor2	G31/chlor3	G31/chlor4
SiO <sub>2</sub>	25,067	24,132	24,11	27,901	27,782	28,707	24,731	26,625
TiO <sub>2</sub>	0,074	0,061	0,047	b.d.l.	0,086	0,275	0,102	0,457
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,135	22,503	22,145	16,777	17,417	17,4	21,205	19,792
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,064	b.d.l.	b.d.l.
FeO	28,832	28,616	29,464	30,816	30,527	29,446	29,281	28,189
MnO	0,088	0,082	0,044	0,2	0,158	0,139	0,088	0,085
MgO	10,868	11,437	10,673	11,757	10,505	10,21	11,37	10,61
NiO	0,091	0,097	0,089	0,052	b.d.l.	0,114	b.d.l.	0,041
CaO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,091	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Na <sub>2</sub> O	0	b.d.l.	0,007	b.d.l.	0,011	b.d.l.	0	b.d.l.
K <sub>2</sub> O	0,149	0,043	b.d.l.	0,037	0,462	1,413	0,034	1,594
<b>Total</b>	<b>87,335</b>	<b>86,675</b>	<b>86,608</b>	<b>87,669</b>	<b>86,96</b>	<b>87,795</b>	<b>86,846</b>	<b>87,44</b>
Si	5,402	5,238	5,270	6,052	6,072	6,201	5,383	5,759
Ti	0,012	0,010	0,008	0,000	0,014	0,045	0,017	0,074
Al	5,622	5,757	5,704	4,289	4,486	4,430	5,440	5,046
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000
Fe	5,196	5,128	5,386	5,590	5,580	5,320	5,330	5,100
Mn	0,016	0,015	0,008	0,037	0,029	0,025	0,016	0,016
Mg	3,491	3,701	3,478	3,802	3,423	3,288	3,689	3,422
Ni	0,016	0,017	0,016	0,009	0,000	0,020	0,000	0,007
Ca	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,003	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
K	0,041	0,012	0,000	0,010	0,129	0,389	0,009	0,440
<b>Summe der Kationen</b>	<b>19,796</b>	<b>19,879</b>	<b>19,872</b>	<b>19,809</b>	<b>19,737</b>	<b>19,729</b>	<b>19,885</b>	<b>19,863</b>

**D3) EMS Analysen von Silikaten** (b.d.l. = below detection limit)

Probe/Analyse:	G31/chlor5	G31/chlor6	G30mus	G31/2glimmer
SiO <sub>2</sub>	24,497	24,517	46,795	46,066
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,053	0,188	0,173
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,874	20,994	34,594	34,216
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,063	0,033	0,065	0,077
FeO	29,051	29,119	1,128	1,568
MnO	0,046	0,083	b.d.l.	b.d.l.
MgO	11,235	11,156	0,637	0,573
NiO	0,074	0,056	0,069	0,046
CaO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Na <sub>2</sub> O	0,008	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
K <sub>2</sub> O	b.d.l.	0,059	10,879	12,422
<b>Total</b>	<b>85,92</b>	<b>86,116</b>	<b>94,672</b>	<b>95,806</b>

Si	5,392	5,388	6,278	6,214
Ti	0,010	0,009	0,019	0,018
Al	5,415	5,438	5,470	5,439
Cr	0,011	0,006	0,007	0,008
Fe	5,348	5,352	0,127	0,177
Mn	0,008	0,015	0,000	0,000
Mg	3,687	3,655	0,127	0,115
Ni	0,013	0,010	0,007	0,005
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,003	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,017	1,862	2,138
<b>Summe der Kationen</b>	<b>19,887</b>	<b>19,889</b>	<b>13,896</b>	<b>14,114</b>

**D3) EMS Analysen von Silikaten** (b.d.l. = below detection limit)

Probe/Analyse:	G30plag	G31/2fsp1	G31/2fsp2	G31/2SiAlK1	G31/2SiAlK2
SiO <sub>2</sub>	61,169	61,47	61,177	63,434	63,739
TiO <sub>2</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,025	0,021
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,646	22,282	22,909	17,579	17,199
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
FeO	b.d.l.	0,211	0,131	b.d.l.	b.d.l.
MnO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
MgO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
NiO	0,099	b.d.l.	0,055	b.d.l.	b.d.l.
CaO	5,153	4,989	5,64	b.d.l.	b.d.l.
Na <sub>2</sub> O	8,644	8,279	8,312	0,303	0,265
K <sub>2</sub> O	0,108	0,142	0,106	19,368	19,311
<b>Total</b>	<b>97,842</b>	<b>97,385</b>	<b>98,374</b>	<b>100,743</b>	<b>100,66</b>

Si	2,774	2,795	2,762	2,974	2,991
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Al	1,210	1,194	1,219	0,971	0,951
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,008	0,005	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000
Ca	0,250	0,243	0,273	0,000	0,000
Na	0,760	0,730	0,728	0,028	0,024
K	0,006	0,008	0,006	1,158	1,156
<b>Summe der Kationen</b>	<b>5,004</b>	<b>4,977</b>	<b>4,995</b>	<b>5,132</b>	<b>5,123</b>

**Berechnung der Endglieder**

X <sub>Ab</sub>	0,748	0,744	0,723	0,023	0,020
X <sub>An</sub>	0,246	0,248	0,271	0,000	0,000
X <sub>Or</sub>	0,006	0,008	0,006	0,977	0,980

**D3) EMS Analysen von Silikaten** (b.d.l. = below detection limit)

Probe/Analyse:	G30garnet1	G30garnet2	G30garnet3	G30garnet4	G30garnet5	G30garnet6	G30garnet7	G30garnet8	G30garnet9
SiO <sub>2</sub>	37,731	37,757	38,415	37,556	38,196	37,695	37,292	37,820	38,021
TiO <sub>2</sub>	0,069	0,072	0,083	0,116	0,079	0,051	0,063	0,067	0,112
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,929	21,077	21,159	20,554	21,047	21,093	21,281	21,284	21,204
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d.l.	b.d.l.	0,084	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,547	0,341	0,453	0,752	0,635	0,193	0,000	0,001	0,137
FeO	29,290	32,416	30,064	28,495	32,446	31,548	33,901	30,368	29,942
MnO	4,953	2,229	3,853	4,646	2,184	2,787	0,954	2,819	4,487
MgO	1,040	1,361	1,195	1,042	1,401	1,273	1,725	1,244	1,143
NiO	0,060	0,101	b.d.l.	0,095	b.d.l.	0,089	0,052	b.d.l.	b.d.l.
CaO	6,676	5,865	6,584	6,643	5,986	5,986	4,890	6,984	5,804
Na <sub>2</sub> O	0,021	0,054	0,027	0,045	0,020	b.d.l.	0,061	b.d.l.	b.d.l.
K <sub>2</sub> O	0,046	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,036	b.d.l.
<b>Total</b>	<b>101,307</b>	<b>101,243</b>	<b>101,877</b>	<b>99,894</b>	<b>101,976</b>	<b>100,695</b>	<b>100,239</b>	<b>100,640</b>	<b>100,857</b>
Si	3,009	3,009	3,031	3,030	3,021	3,015	2,996	3,015	3,030
Al <sup>IV</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
<b>Z</b>	<b>3,009</b>	<b>3,009</b>	<b>3,031</b>	<b>3,030</b>	<b>3,021</b>	<b>3,015</b>	<b>3,000</b>	<b>3,015</b>	<b>3,030</b>
Al <sup>VI</sup>	1,967	1,980	1,968	1,954	1,962	1,988	2,011	2,000	1,992
Fe <sup>3+</sup>	0,033	0,020	0,027	0,046	0,038	0,012	0,000	0,000	0,008
Cr	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Y</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,011</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>
Fe <sup>2+</sup>	1,954	2,160	1,984	1,923	2,146	2,110	2,278	2,025	1,996
Mg	0,124	0,162	0,141	0,125	0,165	0,152	0,207	0,148	0,136
Ca	0,570	0,501	0,557	0,574	0,507	0,513	0,421	0,597	0,496
Mn	0,335	0,150	0,258	0,317	0,146	0,189	0,065	0,190	0,303
Ni	0,004	0,006	0,000	0,006	0,000	0,006	0,003	0,000	0,000
Ti	0,004	0,004	0,005	0,007	0,005	0,003	0,004	0,004	0,007
<b>X</b>	<b>2,990</b>	<b>2,984</b>	<b>2,944</b>	<b>2,953</b>	<b>2,970</b>	<b>2,973</b>	<b>2,977</b>	<b>2,964</b>	<b>2,937</b>
<b>Summe der Kationen</b>	<b>7,999</b>	<b>7,993</b>	<b>7,975</b>	<b>7,983</b>	<b>7,991</b>	<b>7,988</b>	<b>7,988</b>	<b>7,979</b>	<b>7,967</b>

**D3) EMS Analysen von Silikaten** (b.d.l. = below detection limit)

Probe/Analyse:	G30garnet10	G30chlgnarnet11	G30garnet12	G30garnet13	G30garnet14	G30garnet15	G31/2garnet	G31/2garnet2
SiO <sub>2</sub>	37,815	37,604	38,110	37,621	37,522	37,742	37,447	37,279
TiO <sub>2</sub>	0,070	0,057	0,045	0,068	0,031	0,083	0,072	0,083
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,300	21,130	21,410	21,086	20,758	20,957	21,032	21,039
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,078	b.d.l.	b.d.l.	0,051	b.d.l.	0,070	0,079	b.d.l.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,154	0,068	0,210	0,419	0,297	0,138	0,037
FeO	31,699	32,382	31,484	32,560	33,598	32,511	30,791	31,726
MnO	2,507	2,251	3,223	2,141	1,301	2,122	2,860	1,455
MgO	1,385	1,385	1,264	1,366	1,559	1,410	1,032	1,145
NiO	0,064	0,050	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,060
CaO	5,609	5,818	6,136	5,931	4,719	5,429	7,122	7,017
Na <sub>2</sub> O	b.d.l.	0,024	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
K <sub>2</sub> O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,039	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>Total</b>	<b>100,534</b>	<b>100,840</b>	<b>101,759</b>	<b>101,059</b>	<b>99,908</b>	<b>100,598</b>	<b>100,603</b>	<b>99,846</b>
Si	3,020	3,006	3,014	3,004	3,028	3,022	3,001	3,003
Al <sup>IV</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Z</b>	<b>3,020</b>	<b>3,006</b>	<b>3,014</b>	<b>3,004</b>	<b>3,028</b>	<b>3,022</b>	<b>3,001</b>	<b>3,003</b>
Al <sup>VI</sup>	2,005	1,991	1,996	1,984	1,975	1,978	1,987	1,998
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,009	0,004	0,013	0,025	0,018	0,008	0,002
Cr	0,005	0,000	0,000	0,003	0,000	0,004	0,005	0,000
<b>Y</b>	<b>2,010</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>
Fe <sup>2+</sup>	2,117	2,165	2,083	2,174	2,268	2,177	2,064	2,138
Mg	0,165	0,165	0,149	0,163	0,188	0,168	0,123	0,138
Ca	0,480	0,498	0,520	0,507	0,408	0,466	0,612	0,606
Mn	0,170	0,152	0,216	0,145	0,089	0,144	0,194	0,099
Ni	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Ti	0,004	0,003	0,003	0,004	0,002	0,005	0,004	0,005
<b>X</b>	<b>2,940</b>	<b>2,987</b>	<b>2,970</b>	<b>2,993</b>	<b>2,954</b>	<b>2,960</b>	<b>2,997</b>	<b>2,989</b>
<b>Summe der Kationen</b>	<b>7,970</b>	<b>7,993</b>	<b>7,985</b>	<b>7,997</b>	<b>7,983</b>	<b>7,982</b>	<b>7,999</b>	<b>7,993</b>

**D3) EMS Analysen von Silikaten** (b.d.l. = below detection limit)

Probe/Analyse:	G31/2garnet3	G31/2garnet4	G31/2garnet5	G31/garnet6	G31/garnet9	G31/garnet10
SiO <sub>2</sub>	38,102	37,631	38,234	37,679	38,065	37,805
TiO <sub>2</sub>	0,059	0,209	0,081	0,076	0,063	0,063
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,035	20,695	21,170	19,308	20,725	21,163
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,032	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,039	b.d.l.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,345	0,597	0,399	2,235	0,787	0,113
FeO	31,724	32,024	32,110	30,233	30,862	32,786
MnO	1,071	0,894	1,632	0,976	1,945	0,876
MgO	1,188	1,321	1,239	1,182	1,162	1,288
NiO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,056	b.d.l.	0,077
CaO	6,976	6,462	6,632	6,936	7,060	6,327
Na <sub>2</sub> O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,043	b.d.l.
K <sub>2</sub> O	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,058
<b>Total</b>	<b>100,498</b>	<b>99,828</b>	<b>101,499</b>	<b>98,486</b>	<b>100,687</b>	<b>100,590</b>
Si	3,039	3,030	3,028	3,083	3,039	3,021
Al <sup>IV</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Z</b>	<b>3,039</b>	<b>3,030</b>	<b>3,028</b>	<b>3,083</b>	<b>3,039</b>	<b>3,021</b>
Al <sup>VI</sup>	1,977	1,964	1,976	1,862	1,950	1,993
Fe <sup>3+</sup>	0,021	0,036	0,024	0,138	0,047	0,007
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
<b>Y</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>	<b>2,000</b>
Fe <sup>2+</sup>	2,116	2,156	2,127	2,069	2,061	2,191
Mg	0,141	0,159	0,146	0,144	0,138	0,153
Ca	0,596	0,557	0,563	0,608	0,604	0,542
Mn	0,072	0,061	0,109	0,068	0,132	0,059
Ni	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,005
Ti	0,004	0,013	0,005	0,005	0,004	0,004
<b>X</b>	<b>2,929</b>	<b>2,946</b>	<b>2,950</b>	<b>2,897</b>	<b>2,938</b>	<b>2,954</b>
<b>Summe der Kationen</b>	<b>7,968</b>	<b>7,976</b>	<b>7,979</b>	<b>7,981</b>	<b>7,977</b>	<b>7,976</b>

**D4) EMS Analysen von Oxiden (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV0901/II1	AV0901/II2	AV0901/II3	AV0901/II4	AV0901/II10	AV0901/II11	AV0901/II12	AV0901/II13
MgO	0,077	0,066	0,054	0,101	0,08	0,055	0,021	0,033
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						0,086		
WO <sub>3</sub>	0,348	0,309	0,694	0,219	0,232		0,193	0,069
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,065						45,749
FeO	48,586	48,344	48,177	48,076	48,51	48,463	46,796	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,033			
MnO								
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,417	0,315	0,379	0,399	0,409	0,396	0,311	0,377
TiO <sub>2</sub>	49,605	50,334	50,596	50,337	50,945	50,902	50,218	51,14
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,102	0,135					0,155
<b>Total</b>	<b>99,113</b>	<b>99,535</b>	<b>100,049</b>	<b>99,176</b>	<b>100,263</b>	<b>99,988</b>	<b>97,628</b>	<b>97,632</b>
Mg	0,003	0,003	0,002	0,004	0,003	0,002	0,001	0,001
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
W	0,002	0,002	0,005	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe	1,050	1,036	1,028	1,033	1,031	1,033	1,019	0,990
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004
Ti	0,964	0,970	0,970	0,973	0,974	0,975	0,983	0,995
Nb	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
<b>Summe der Kationen</b>	<b>2,023</b>	<b>2,016</b>	<b>2,009</b>	<b>2,016</b>	<b>2,014</b>	<b>2,014</b>	<b>2,008</b>	<b>1,992</b>

**D4) EMS Analysen von Oxiden (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV0901/II14	AV0901/Ru6	AV0901/Ru7	AV0901/Ru8	AV0901/OxC2	AV0901/OxC3	AV0901/OxC4
MgO	0,088	0,092	0,064	0,084	0,033	0,03	0,069
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,077				
WO <sub>3</sub>		0,361		0,232	0,168		0,043
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,071		
FeO	47,006	45,832	45,381	45,500	46,572	47,215	48,089
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,019			0,020	0,03		0,02
MnO	0,023						
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,316	0,361	0,361	0,431	0,415	0,369	0,333
TiO <sub>2</sub>	50,688	51,89	52,146	51,316	50,865	50,376	50,334
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,047				0,048		
<b>Total</b>	<b>98,264</b>	<b>98,573</b>	<b>98,066</b>	<b>97,649</b>	<b>98,202</b>	<b>98,106</b>	<b>98,941</b>
Mg	0,003	0,004	0,002	0,003	0,001	0,001	0,003
As	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
W	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe	1,015	0,981	0,973	0,983	1,005	1,023	1,036
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003
Ti	0,984	0,999	1,005	0,997	0,987	0,982	0,975
Nb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Summe der Kationen</b>	<b>2,007</b>	<b>1,989</b>	<b>1,985</b>	<b>1,990</b>	<b>1,999</b>	<b>2,010</b>	<b>2,017</b>

**D4) EMS Analysen von Oxiden (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV0901/Rut2-6	AV0901/Rut2-7	AV0907/II1	AV0907/Rut2-6	Sch1/A-II1	Sch1/A-II2	Sch1/A-II3	Sch1/A-II4
MgO	0,131	0,101			0,113	0,068	0,1	0,091
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,065	0,1			0,068			
WO <sub>3</sub>	0,386	0,283	0,257		0,218	0,141	0,18	0,308
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								
FeO	45,989	45,762	44,316	41,92	46,336	46,272	46,448	46,319
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,161					0,02
MnO				0,017				
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,386	0,388	0,343	0,379	0,348	0,388	0,398
TiO <sub>2</sub>	50,604	50,193	46,694	50,03	50,598	50,282	50,837	50,675
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,057	0,145	0,141				
<b>Total</b>	<b>97,561</b>	<b>96,892</b>	<b>92,017</b>	<b>92,538</b>	<b>97,726</b>	<b>97,128</b>	<b>97,986</b>	<b>97,822</b>
Mg	0,005	0,004	0,000	0,000	0,004	0,003	0,004	0,004
As	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
W	0,003	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,998	1,000	1,026	0,948	1,004	1,010	1,004	1,003
Al	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Ti	0,988	0,986	0,972	1,018	0,986	0,987	0,988	0,987
Nb	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Summe der Kationen</b>	<b>1,998</b>	<b>1,998</b>	<b>2,007</b>	<b>1,971</b>	<b>2,001</b>	<b>2,004</b>	<b>2,001</b>	<b>2,000</b>

**D4) EMS Analysen von Oxiden (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV0901/II15	AV0901/Ru1	AV0901/Ru2	AV0901/Ru3	AV0901/Ru4	AV0901/Ru5	AV0901/Rut2-1
MgO					0,02		0,033
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							
WO <sub>3</sub>	0,157	0,392		0,353			0,196
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,112	0,041	0,096	0,091	0,157	0,073	0,087
FeO	0,457	0,384	0,299	0,268	0,328	0,341	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,058	0,024		0,027	0,058	0,02	
MnO							
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,885	0,933	0,756	0,894	0,747	0,929	0,944
TiO <sub>2</sub>	93,743	94,352	94,311	94,335	94,43	94,26	93,232
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,147	0,176			0,064	0,145	0,192
<b>Total</b>	<b>95,561</b>	<b>96,304</b>	<b>95,528</b>	<b>96,017</b>	<b>95,804</b>	<b>95,769</b>	<b>94,874</b>
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
W	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
Cr	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe	0,005	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,002
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005
Ti	0,986	0,986	0,991	0,988	0,989	0,988	0,987
Nb	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
<b>Summe der Kationen</b>	<b>0,999</b>	<b>0,998</b>	<b>0,999</b>	<b>0,998</b>	<b>0,999</b>	<b>0,998</b>	<b>0,997</b>

**D4) EMS Analysen von Oxiden (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV0901/Rut2-2	AV0901/Rut2-3	AV0901/Rut2-4	AV0901/Rut2-5	AV0907/Rut3-1	AV0907/Rut3-3	AV0907/Rut2-5
MgO							
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							
WO <sub>3</sub>	0,313					0,495	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,043	0,078					
FeO	0,282	0,235	0,202	0,637	0,996	0,714	0,315
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,026	0,042	0,037	0,036	0,088	0,118	0,165
MnO			0,018				
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,978	1,041	0,734	0,67	0,693	0,599	0,707
TiO <sub>2</sub>	93,796	93,265	92,123	92,533	90,664	92,087	91,195
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,127	0,192			0,26		
<b>Total</b>	<b>95,58</b>	<b>94,952</b>	<b>93,285</b>	<b>93,935</b>	<b>92,714</b>	<b>94,093</b>	<b>92,466</b>
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
W	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,003	0,003	0,002	0,008	0,012	0,009	0,004
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,005	0,006	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004
Ti	0,987	0,987	0,992	0,990	0,985	0,986	0,990
Nb	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
<b>Summe der Kationen</b>	<b>0,998</b>	<b>0,997</b>	<b>0,999</b>	<b>1,002</b>	<b>1,002</b>	<b>1,001</b>	<b>0,999</b>

**D4) EMS Analysen von Oxiden (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV0901/II6	AV0901/II7	AV0901/II8	AV0901/II9	AV0901/II10	AV0901/OxE1	AV0901/OxE2	AV0901/OxE3
MgO	0,026			0,021	0,02	0,181	0,109	0,132
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,189	0,22	0,302	0,284
WO <sub>3</sub>	0,329	0,595	0,19	0,291		0,407	0,14	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								
FeO	103,755	104,813	103,31	97,573	98,01	69,937	67,612	69,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						2,227	2,161	0,791
MnO	0,018							
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								
TiO <sub>2</sub>		0,025				0,048	0,02	0,026
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,052					0,069		
<b>Total</b>	<b>104,217</b>	<b>105,505</b>	<b>103,569</b>	<b>97,929</b>	<b>98,244</b>	<b>73,106</b>	<b>70,344</b>	<b>70,353</b>
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,003
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
W	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,996	0,994	0,998	0,997	0,997	0,922	0,926	0,966
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,021	0,008
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Nb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Summe der Kationen</b>	<b>0,998</b>	<b>0,996</b>	<b>0,999</b>	<b>0,998</b>	<b>0,998</b>	<b>0,950</b>	<b>0,952</b>	<b>0,979</b>

**D4) EMS Analysen von Oxiden (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse:	AV0907/II1-2	AV0907/II1-3	AV0907/Rut2-1	AV0907/Rut2-3	AV0907/Rut2-4	AV0907/OxA-1	AV0907/OxA-2
MgO	0,042	0,035					0,037
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,076	0,075	0,11	0,153	0,08	
WO <sub>3</sub>	0,164		0,518	0,278	0,253	0,151	0,152
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							
FeO	73,499	75,579	76,818	77,07	74,908	76,93	76,642
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,098	0,119		1,263	1,208		0,032
MnO				0,015	0,015		
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,05				
TiO <sub>2</sub>	0,041	0,19		0,02			
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,071	0,049	0,055		
<b>Total</b>	<b>73,895</b>	<b>76,134</b>	<b>77,54</b>	<b>78,808</b>	<b>76,602</b>	<b>77,184</b>	<b>76,924</b>
Mg	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
W	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,993	0,990	0,990	0,960	0,960	0,997	0,996
Al	0,001	0,001	0,000	0,011	0,011	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<b>Summe der Kationen</b>	<b>0,996</b>	<b>0,994</b>	<b>0,993</b>	<b>0,973</b>	<b>0,973</b>	<b>0,997</b>	<b>0,998</b>

**D4) EMS Analysen von Oxiden (b.d.l. = below detection limit)**

Probe/Analyse: AV0907/OxA-3 AV0907/OxA-4

MgO		
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
WO <sub>3</sub>		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
FeO	77,104	77,581
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
MnO		
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
TiO <sub>2</sub>		0,058
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
<b>Total</b>	<b>77,23</b>	<b>77,699</b>
Mg	0,000	0,000
As	0,000	0,000
W	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000
Fe	1,000	0,999
Al	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000
V	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000
Nb	0,000	0,000
<b>Summe der Kationen</b>	<b>1,000</b>	<b>0,999</b>

**E) Chemische Analyse der Gesteinsproben**

**E1)** Ergebnisse der chemischen Analyse der Gesteinsproben

**E2)** Nachweisgrenzen der chemischen Analyse der Gesteinsproben

**E1) Ergebnisse der chemischen Analyse der Gesteinsproben**

				W-führende Grüngesteine						W-freie Grüngesteine				
				G11-2	G12-1	SCH 1	SCH 2	G17-3	SCH3	G19	SCH 5	G17-2	G17-5	G17-6
<b>SiO<sub>2</sub></b>	%	0,01	4A-4B	45,83	41,32	49,26	48,34	41,40	44,08	37,70	41,59	45,86		
<b>TiO<sub>2</sub></b>	%	0,01	4A-4B	1,29	1,44	1,76	0,95	1,26	1,16	1,26	1,27	1,29		
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	%	0,01	4A-4B	16,84	15,96	15,74	14,49	14,59	16,37	15,12	14,43	16,86		
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	%	0,002	4A-4B	0,036	0,030	0,029	0,022	0,051	0,033	0,059	0,039	0,032		
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	%	0,04	4A-4B	11,84	10,81	10,58	8,98	10,84	11,01	11,96	10,18	11,11		
<b>MnO</b>	%	0,01	4A-4B	0,18	0,21	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,15	0,16		
<b>MgO</b>	%	0,01	4A-4B	8,00	6,48	7,42	4,69	8,47	5,89	10,13	6,57	7,07		
<b>CaO</b>	%	0,01	4A-4B	8,20	8,83	6,07	6,53	10,16	9,61	9,35	11,32	10,51		
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	%	0,01	4A-4B	2,87	2,06	2,67	1,08	2,32	3,01	1,70	2,63	2,84		
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	%	0,01	4A-4B	0,14	0,26	0,42	0,28	0,18	0,17	0,16	0,20	0,14		
<b>K<sub>2</sub>O</b>	%	0,01	4A-4B	0,26	0,90	0,21	1,66	0,07	0,37	0,08	0,24	0,26		
<b>LOI</b>	%	-5,10	4A-4B	4,20	11,40	4,90	7,80	10,10	7,90	12,00	11,10	3,60		
<b>Sum</b>	%	0,01	4A-4B	99,73	99,75	99,22	95,03	99,63	99,74	99,73	99,76	99,74		
<b>Co</b>	ppm	0,2	4A-4B	54,6	42,7	36,4	23,7	53,3	42,8	60,7	47,7	50,9		
<b>Ni</b>	ppm	20	4A-4B	98	126	138	64	264	127	309	167	125		
<b>Rb</b>	ppm	0,1	4A-4B	13,5	65,2	11,2	85,9	3,9	29,2	5,8	16,9	9,5		
<b>Sr</b>	ppm	0,5	4A-4B	256,1	155,1	206,8	127,3	215,7	307,8	161,7	219,2	307,9		
<b>Cs</b>	ppm	0,1	4A-4B	0,7	2,8	0,6	2,8	0,8	3,2	1,1	1,2	0,3		
<b>Ba</b>	ppm	1	4A-4B	74	99	70	282	28	69	27	48	55		
<b>Sc</b>	ppm	1	4A-4B	37	32	30	39	29	31	31	26	37		
<b>V</b>	ppm	8	4A-4B	220	190	189	118	183	182	205	171	208		
<b>Ta</b>	ppm	0,1	4A-4B	0,4	1,0	1,8	0,9	0,5	0,6	0,4	0,6	0,4		
<b>Nb</b>	ppm	0,1	4A-4B	6,0	16,6	27,1	22,5	7,4	11,2	6,2	8,9	6,1		
<b>Zr</b>	ppm	0,1	4A-4B	109,8	136,9	173,1	84,4	103,2	104,1	100,2	121,3	98,9		
<b>Hf</b>	ppm	0,1	4A-4B	2,6	3,1	4,0	2,2	2,5	2,7	2,2	2,9	2,5		
<b>Th</b>	ppm	0,2	4A-4B	1,1	2,0	2,8	1,8	0,9	1,6	0,8	1,7	1,3		
<b>U</b>	ppm	0,1	4A-4B	0,3	0,7	0,8	0,7	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4		
<b>Y</b>	ppm	0,1	4A-4B	25,0	25,1	24,8	31,6	20,2	22,8	21,3	21,6	23,2		
<b>La</b>	ppm	0,1	4A-4B	8,1	15,2	22,9	9,4	7,3	9,0	6,7	10,2	8,0		
<b>Ce</b>	ppm	0,1	4A-4B	19,7	34,6	49,7	21,2	18,6	21,8	17,1	24,3	20,5		
<b>Pr</b>	ppm	0,02	4A-4B	2,72	4,28	5,89	2,70	2,49	2,74	2,39	3,07	2,72		
<b>Nd</b>	ppm	0,3	4A-4B	12,9	17,4	23,6	11,3	11,0	12,3	11,1	14,3	12,7		
<b>Sm</b>	ppm	0,05	4A-4B	3,13	3,85	4,77	2,78	2,82	2,98	2,82	3,35	3,09		
<b>Eu</b>	ppm	0,02	4A-4B	1,16	1,24	1,72	1,48	1,03	1,13	1,02	1,13	1,16		
<b>Gd</b>	ppm	0,05	4A-4B	3,82	4,08	4,56	3,20	3,38	3,44	3,41	3,61	3,63		
<b>Tb</b>	ppm	0,01	4A-4B	0,72	0,74	0,80	0,63	0,62	0,66	0,63	0,66	0,68		
<b>Dy</b>	ppm	0,05	4A-4B	4,14	4,39	4,38	3,98	3,49	3,95	3,69	3,85	4,17		
<b>Ho</b>	ppm	0,02	4A-4B	0,89	0,90	0,90	0,92	0,74	0,82	0,74	0,75	0,87		
<b>Er</b>	ppm	0,03	4A-4B	2,59	2,62	2,68	3,18	2,14	2,47	2,22	2,14	2,58		
<b>Tm</b>	ppm	0,01	4A-4B	0,40	0,41	0,41	0,56	0,34	0,40	0,34	0,32	0,40		
<b>Yb</b>	ppm	0,05	4A-4B	2,58	2,58	2,61	3,88	1,98	2,54	2,15	2,04	2,45		
<b>Lu</b>	ppm	0,01	4A-4B	0,38	0,38	0,39	0,59	0,31	0,40	0,32	0,30	0,38		
<b>TOT/C</b>	%	0,02	2A Leco	0,12	1,90	0,16	1,12	1,62	1,22	1,59	2,23	0,25		
<b>TOT/S</b>	%	0,02	2A Leco	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	0,03	<0,02		

				W-führende Grüngesteine						W-freie Grüngesteine				
				G11-2	G12-1	SCH 1	SCH 2	G17-3	SCH3	G19	SCH 5	G17-2	G17-5	G17-6
<b>Cu</b>	ppm	0,1	1DX	10,1	0,3	1,8	0,7	71,4		83,8		26,5	47,6	123,3
<b>Zn</b>	ppm	1	1DX	68	133	114	143	77		76		86	71	40
<b>Mo</b>	ppm	0,1	1DX	0,1	0,1	0,7	0,6	0,2		<0,1		0,1	0,4	0,2
<b>Ga</b>	ppm	0,5	4A-4B	18,0	18,1	20,6	16,5	15,4		17,8		16,1	15,6	16,8
<b>Pb</b>	ppm	0,1	1DX	2,5	11,8	7,3	20,2	2,3		6,2		1,8	3,9	1,4
<b>Bi</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	0,2	<0,1	0,9	<0,1		0,3		<0,1	0,1	<0,1
<b>Ni</b>	ppm	0,1	1DX	72,7	121,5	123,9	71,9	237,7		111,6		295,1	158,3	70,8
<b>Be</b>	ppm	1	4A-4B	<1	2	1	2	<1		1		<1	<1	<1
<b>As</b>	ppm	0,5	1DX	31,5	89,5	29,2	35,8	185,7		79,0		222,6	82,4	29,5
<b>Se</b>	ppm	0,5	1DX	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5		<0,5		<0,5	<0,5	<0,5
<b>Ag</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1		<0,1	<0,1	0,1
<b>Cd</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	0,3	<0,1	0,2	0,1		0,2		0,1	0,2	0,1
<b>Sn</b>	ppm	1	4A-4B	2	3	4	3	1		3		2	1	1
<b>Sb</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1		0,2		<0,1	<0,1	<0,1
<b>W</b>	ppm	0,5	4A-4B	21,2	132,8	4117,9	>10000,0	806,3		85,9		0,6	7,1	0,5
<b>Au</b>	ppb	0,5	1DX	1,1	<0,5	2,9	44,8	1,5		7,0		2,6	0,6	2,2
<b>Hg</b>	ppm	0,01	1DX	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01		<0,01		<0,01	<0,01	<0,01
<b>Tl</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1		0,2		<0,1	<0,1	<0,1



				W-freie Grüngesteine			Porphyroide			Amphibolite		
				G21	G22	G23	G13	G26-2	G27-2	G28	G29	G31-1
<b>Cu</b>	ppm	0,1	1DX	33,8	9,4	23,2	5,1	9,6	3,3	101,1	46,3	2,3
<b>Zn</b>	ppm	1	1DX	87	125	35	46	39	56	40	28	38
<b>Mo</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	<0,1	0,3	0,4	0,5	0,3	<0,1	<0,1	<0,1
<b>Ga</b>	ppm	0,5	4A-4B	22,4	19,0	14,4	17,9	17,8	21,6	16,6	17,8	17,7
<b>Pb</b>	ppm	0,1	1DX	7,8	3,1	1,0	19,2	32,4	11,9	1,2	0,2	6,0
<b>Bi</b>	ppm	0,1	1DX	0,2	<0,1	<0,1	0,5	1,0	0,7	<0,1	<0,1	<0,1
<b>Ni</b>	ppm	0,1	1DX	70,2	266,8	134,1	19,3	6,1	8,9	64,9	17,9	38,9
<b>Be</b>	ppm	1	4A-4B	2	<1	<1	2	2	2	<1	<1	1
<b>As</b>	ppm	0,5	1DX	16,3	62,3	65,6	8,3	4,4	3,5	2,4	0,5	3,0
<b>Se</b>	ppm	0,5	1DX	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<b>Ag</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1
<b>Cd</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
<b>Sn</b>	ppm	1	4A-4B	2	2	1	2	9	8	<1	<1	1
<b>Sb</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1
<b>W</b>	ppm	0,5	4A-4B	0,8	2,7	<0,5	5,7	2,0	1,9	<0,5	<0,5	1,0
<b>Au</b>	ppb	0,5	1DX	3,9	1,1	<0,5	0,6	0,7	0,5	5,0	2,2	0,6
<b>Hg</b>	ppm	0,01	1DX	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>Tl</b>	ppm	0,1	1DX	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,5	<0,1	<0,1	<0,1

**E2) Nachweisgrenzen der einzelnen Elemente für die chemische Analyse der Gesteine**

<b>SiO<sub>2</sub></b> % 0,01	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> % 0,01	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> % 0,04	<b>MgO</b> % 0,01	<b>CaO</b> % 0,01	<b>Na<sub>2</sub>O</b> % 0,01	<b>K<sub>2</sub>O</b> % 0,01
<b>TiO<sub>2</sub></b> % 0,01	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b> % 0,01	<b>MnO</b> % 0,01	<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b> % 0,002	<b>Ni</b> ppm 20	<b>Sc</b> ppm 1	<b>LOI</b> % -5,10
<b>Sum</b> % 0,01	<b>Ba</b> ppm 1	<b>Be</b> ppm 1	<b>Co</b> ppm 0,2	<b>Cs</b> ppm 0,1	<b>Ga</b> ppm 0,5	<b>Hf</b> ppm 0,1
<b>Nb</b> ppm 0,1	<b>Rb</b> ppm 0,1	<b>Sn</b> ppm 1	<b>Sr</b> ppm 0,5	<b>Ta</b> ppm 0,1	<b>Th</b> ppm 0,2	<b>U</b> ppm 0,1
<b>V</b> ppm 8	<b>W</b> ppm 0,5	<b>Zr</b> ppm 0,1	<b>Y</b> ppm 0,1	<b>La</b> ppm 0,1	<b>Ce</b> ppm 0,1	<b>Pr</b> ppm 0,02
<b>Nd</b> ppm 0,3	<b>Sm</b> ppm 0,05	<b>Eu</b> ppm 0,02	<b>Gd</b> ppm 0,05	<b>Tb</b> ppm 0,01	<b>Dy</b> ppm 0,05	<b>Ho</b> ppm 0,02
<b>Er</b> ppm 0,03	<b>Tm</b> ppm 0,01	<b>Yb</b> ppm 0,05	<b>Lu</b> ppm 0,01	<b>TOT/C</b> % 0,02	<b>TOT/S</b> % 0,02	<b>Mo</b> ppm 0,1
<b>Cu</b> ppm 0,1	<b>Pb</b> ppm 0,1	<b>Zn</b> ppm 1	<b>Ni</b> ppm 0,1	<b>As</b> ppm 0,5	<b>Cd</b> ppm 0,1	<b>Sb</b> ppm 0,1
<b>Bi</b> ppm 0,1	<b>Ag</b> ppm 0,1	<b>Au</b> ppb 0,5	<b>Hg</b> ppm 0,01	<b>Tl</b> ppm 0,1	<b>Se</b> ppm 0,5	

Referenzmaterial:           STD CSC  
                                   STD OREAS76A  
                                   STD DS7  
                                   STD OREAS45PA  
                                   STD SO-18

**F) Chemische Analyse der Bachsedimente**

**F1)** Ergebnisse der chemischen Analyse der Bachsedimente

**F2)** Nachweisgrenzen der chemischen Analyse der Bachsedimente







		AV0922/2	AV09SP1	AV09T2	
<b>Cr</b>	ppm	1,00	51,00	44,00	74,00
<b>Co</b>	ppm	0,20	16,10	18,40	19,40
<b>Ni</b>	ppm	0,10	37,80	38,30	48,80
<b>Rb</b>	ppm	0,10	86,90	74,90	128,20
<b>Sr</b>	ppm	1,00	169,00	166,00	107,00
<b>Cs</b>	ppm	0,10	3,10	2,40	5,20
<b>Ba</b>	ppm	1,00	586,00	439,00	465,00
<b>Sc</b>	ppm	0,10	12,30	12,40	14,80
<b>V</b>	ppm	1,00	95,00	80,00	126,00
<b>Ta</b>	ppm	0,10	0,90	1,30	1,00
<b>Nb</b>	ppm	0,04	12,66	17,40	16,79
<b>Zr</b>	ppm	0,20	10,70	11,20	40,90
<b>Hf</b>	ppm	0,02	0,30	0,29	1,10
<b>Th</b>	ppm	0,10	9,50	9,70	13,00
<b>U</b>	ppm	0,10	2,60	2,60	2,90
<b>Y</b>	ppm	0,10	17,90	24,20	13,70

<b>La</b>	ppm	0,10	34,10	34,10	39,40
<b>Ce</b>	ppm	0,02	73,63	68,67	86,34
<b>Pr</b>	ppm	0,10	8,10	8,30	10,20
<b>Nd</b>	ppm	0,10	31,50	29,70	38,80
<b>Sm</b>	ppm	0,10	5,10	5,10	6,90
<b>Eu</b>	ppm	0,10	1,10	1,10	1,20
<b>Gd</b>	ppm	0,10	4,30	4,40	4,80
<b>Tb</b>	ppm	0,10	0,70	0,70	0,70
<b>Dy</b>	ppm	0,10	3,50	4,30	3,40
<b>Ho</b>	ppm	0,10	0,70	0,90	0,70
<b>Er</b>	ppm	0,10	1,90	2,60	1,60
<b>Tm</b>	ppm	0,10	0,20	0,30	0,20
<b>Yb</b>	ppm	0,10	1,90	2,30	1,50
<b>Lu</b>	ppm	0,10	0,30	0,40	0,20

<b>Cu</b>	ppm	0,02	36,48	41,40	32,73
<b>Zn</b>	ppm	0,20	101,40	87,80	115,70
<b>Mo</b>	ppm	0,05	0,92	0,97	0,48
<b>Ga</b>	ppm	0,02	17,48	14,66	25,32
<b>Pb</b>	ppm	0,02	20,49	18,98	26,82
<b>Li</b>	ppm	0,10	41,00	36,90	88,60
<b>Bi</b>	ppm	0,04	0,40	0,52	0,38
<b>Ti</b>	%	0,001	0,51	0,76	0,53
<b>Al</b>	%	0,02	6,76	6,42	7,79
<b>Fe</b>	%	0,02	4,06	4,55	5,23
<b>Mg</b>	%	0,02	1,32	1,12	1,17
<b>Mn</b>	ppm	2,00	751,00	1128,00	866,00
<b>Ca</b>	%	0,02	0,90	0,91	0,57
<b>Na</b>	%	0,002	1,63	1,61	1,18
<b>K</b>	%	0,02	2,18	1,64	3,12
<b>Be</b>	ppm	1,00	2,00	3,00	2,00
<b>P</b>	%	0,001	0,11	0,16	0,10
<b>S</b>	%	0,04	0,08	0,19	<0,04
<b>As</b>	ppm	0,20	75,70	115,50	229,80
<b>Ag</b>	ppb	20,00	85,00	90,00	30,00
<b>Cd</b>	ppm	0,02	0,43	0,47	0,19
<b>Sn</b>	ppm	0,10	5,60	3,10	4,30
<b>Sb</b>	ppm	0,02	1,98	2,49	0,91
<b>W</b>	ppm	0,10	6,70	14,50	9,70
<b>Au</b>	ppm	0,10	<0,1	<0,1	<0,1

**F2) Nachweisgrenzen der einzelnen Elemente für die chemische Analyse der Bachsedimente**

<b>Mo</b> ppm 0,05	<b>Cu</b> ppm 0,02	<b>Pb</b> ppm 0,02	<b>Zn</b> ppm 0,2	<b>Ag</b> ppb 20	<b>Ni</b> ppm 0,1	<b>Co</b> ppm 0,2
<b>Mn</b> ppm 2	<b>Fe</b> % 0,02	<b>As</b> ppm 0,2	<b>U</b> ppm 0,1	<b>Au</b> ppm 0,1	<b>Th</b> ppm 0,1	<b>Sr</b> ppm 1
<b>Cd</b> ppm 0,02	<b>Sb</b> ppm 0,02	<b>Bi</b> ppm 0,04	<b>V</b> ppm 1	<b>Ca</b> % 0,02	<b>P</b> % 0,001	<b>La</b> ppm 0,1
<b>Cr</b> ppm 1	<b>Mg</b> % 0,02	<b>Ba</b> ppm 1	<b>Ti</b> % 0,001	<b>Al</b> % 0,02	<b>Na</b> % 0,002	<b>K</b> % 0,02
<b>W</b> ppm 0,1	<b>Zr</b> ppm 0,2	<b>Sn</b> ppm 0,1	<b>Be</b> ppm 1	<b>Sc</b> ppm 0,1	<b>S</b> % 0,04	<b>Y</b> ppm 0,1
<b>Ce</b> ppm 0,02	<b>Pr</b> ppm 0,1	<b>Nd</b> ppm 0,1	<b>Sm</b> ppm 0,1	<b>Eu</b> ppm 0,1	<b>Gd</b> ppm 0,1	<b>Tb</b> ppm 0,1
<b>Dy</b> ppm 0,1	<b>Ho</b> ppm 0,1	<b>Er</b> ppm 0,1	<b>Tm</b> ppm 0,1	<b>Yb</b> ppm 0,1	<b>Lu</b> ppm 0,1	<b>Hf</b> ppm 0,02
<b>Li</b> ppm 0,1	<b>Rb</b> ppm 0,1	<b>Ta</b> ppm 0,1	<b>Nb</b> ppm 0,04	<b>Cs</b> ppm 0,1	<b>Ga</b> ppm 0,02	

Referenzmaterial:

STD OREAS24P