

4. März 1988

Diss. ETH

Diss. ETH Nr. 8404

**GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN METAMORPHER PB-ZN-LAGERSTÄTTEN
UND IHRER NEBENGESTEINE**

Abhandlung
zur Erlangung des Titels eines
Doktors der Naturwissenschaften der
Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

vorgelegt von
Marianne Niggli
Dipl.Geol. Universität München
geboren am 11.9.1949
von Zofingen und Aarburg/AG

angenommen auf Antrag von
Prof.Dr.V. Köppel, Referent
Prof.Dr.M. Grünenfelder, Korreferent
Prof.Dr.L. Brigo, Korreferent

V. Köppel

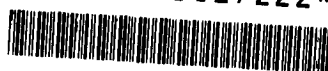
CatE



1987

ETHICS ETH-HB

00100000127222



INHALTSVERZEICHNIS

	SEITE
VORWORT	1
ZUSAMMENFASSUNG	2
ABSTRACT	4
TABELLE DER ABBILDUNGEN	6
1. EINLEITUNG	10
1.1. PROBLEMSTELLUNG	10
1.2. ANALYTISCHE METHODEN	11
1.2.1. Röntgenfluoreszenz-Methode	11
1.2.2. Blei-Isotopen-Analysen	12
1.2.3. Elektronenmikrosonden-Untersuchungen	13
2. SCHNEEBERG	15
2.1. EINFUEHRUNG	15
2.1.1. Geographischer Ueberblick	15
2.1.2. Geologisch-tektonischer Ueberblick	17
2.1.3. Historische Entwicklung	19
2.1.4. Beschreibung der Vererzungen	20
2.1.5. Petrographie und Geochemie der Rahmengesteine der Lagerstätte Schneeberg	27
2.1.5.1. Muskowitgneise	29
2.1.5.2. Amphibolite	34
2.1.5.3. Erzbegleitende Fazies	39
2.1.6. Metamorphosephasen	45
2.1.7. Bisherige Genesemodelle	46
2.2. GEOCHEMISCHES PROFIL	48
2.2.1. Lokalität und Beschreibung des geochemischen Profils	48
2.2.2. Zum Problem des Analysenvergleichs	52
2.2.3. Resultate	52
2.2.4. Diskussion	59
2.2.5. Zusammenfassung	64
2.3. MIKROSONDEN-UNTERSUCHUNGEN AN GRANAT, BIOTIT UND STAUROLITH	65
2.3.1. Lokalität und Beschreibung des Probenmaterials	65
2.3.2. Resultate und Diskussion	68
2.3.2.1. Granate	68
2.3.2.2. Biotite	76
2.3.2.3. Staurolith	76
2.3.3. Zusammenfassung	77

2.4. PB-ISOTOPEN-ANALYSEN AN BLEIGLANZ-PROBEN	78
2.4.1. Lokalität und Beschreibung der Erzproben	78
2.4.1.1. Schneeberg	78
2.4.1.2. Pflersch	78
2.4.1.3. Obernberg (Tribulaun-Mesozoikum)	81
2.4.2. Resultate	81
2.4.3. Diskussion	85
2.4.3.1. Daten aus Schneeberg und Pflersch	85
2.4.3.2. Daten aus Pflersch mit abweichenden Pb-Modellaltern	90
2.4.3.3. Obernberg	92
2.4.4. Zusammenfassung	92
2.5. PB-ISOTOPEN-ANALYSEN AN FELDSPAT/QUARZ-FRAKTIONEN UND AN GESAMTGESTEINSPROBEN	94
2.5.1. Beschreibung und Lokalität der Proben	94
2.5.2. Resultate	95
2.5.3. Diskussion	99
2.5.4. Herkunft des Erzes	102
2.5.5. Zusammenfassung	103
2.6. SCHLUSSFOLGERUNGEN	105
3. GRAZER PALAEOZOIKUM	107
3.1. EINFUEHRUNG	107
3.1.1. Geographischer Ueberblick	107
3.1.2. Geologisch-tektonischer Ueberblick	107
3.1.3. Beschreibung der Vererzungen	111
3.1.4. Petrographischer Rahmen der Vererzungen	118
3.1.5. Metamorphose	120
3.1.6. Bisherige Genesemodelle	121
3.2. GEOCHEMISCHES PROFIL	124
3.2.1. Lokalität und Beschreibung des geochemischen Profils	124
3.2.2. Zum Problem des Analysenvergleichs	124
3.2.3. Resultate	126
3.2.4. Diskussion	126
3.2.5. Zusammenfassung	133
3.3. PB-ISOTOPEN-ANALYSEN AN BLEIGLANZ-PROBEN	135
3.3.1. Lokalität und Beschreibung der Erzproben	135
3.3.2. Resultate	135
3.3.3. Diskussion	139
3.3.3.1. Daten mit kambrisch-eokambrischen Pb-Modellaltern	139
3.3.3.2. Stiwoll	140
3.3.3.3. Strassegg	141
3.3.4. Zusammenfassung	142

3.4. PB-ISOTOPEN-ANALYSEN AN GESAMTGESTEINSPROBEN	143
3.4.1. Beschreibung und Lokalität der Proben	143
3.4.2. Resultate	143
3.4.3. Diskussion	146
3.4.4. Herkunft des Erzes	147
3.4.5. Zusammenfassung	147
3.5. SCHLUSSFOLGERUNGEN	149
4. VERGLEICHENDE BETRACHTUNGEN	151
4.1. VERGLEICH DER PB-ZN-VERERZUNGEN AUS SCHNEEBERG/PFLERSCH MIT DEN PB-ZN-VORKOMMEN AUS DEM GRAZER PALAEOZOIKUM	151
4.2. VERGLEICH DER VERERZUNGEN AUS SCHNEEBERG/PFLERSCH UND AUS DEM GRAZER PALAEOZOIKUM MIT ANDEREN, SCHICHTFOERMIGEN UND/ODER SCHICHTGEBUNDENEN PB-ZN-LAGERSTAETTEN	153
ANHANG	
TABELLEN	157
VERZEICHNIS DER DEUTSCH/ITALIENISCHEN ORTSNAMEN	175
VERZEICHNIS DER ABKUEERZUNGEN	176
LITERATURVERZEICHNIS	177
LEBENS LAUF	190

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde 1983 auf Anregung von Herrn Prof. Dr. V. Köppel am Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidgenössischen Technischen Hochschule begonnen. Ihm möchte ich ganz herzlich für die konstruktive, geduldige und grosszügige Begleitung dieser Arbeit danken. Eine grosse Hilfe waren mir die Unterstützung, die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts sowie die positive Kritik von Herrn Prof. Dr. M. Grünenfelder. Für die Uebernahme des Korreferats möchte ich Herrn Prof. Dr. L. Brigo (Universität Ferrara) bestens danken.

Die Herren Prof. Dr. E. Schroll (Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Wien) und Dr. L. Weber (Bergbaubehörde des Bundesministeriums für Handel, Gewerbe und Industrie, Wien) haben durch einen Grubenbesuch bzw. Geländebegehung zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Herrn Prof. Dr. V. Dietrich bin ich zu Dank für seine Mitarbeit bei den Röntgenfluoreszenz-Analysen verpflichtet. Herr Dr. A. Stahel unterstützte mich bei den Röntgendiffraktometer-Messungen, Herr Dr. B. Ayranci bei den FeO-Bestimmungen und Herr W. Wittwer bei der Mineralseparation, wofür ich mich gerne bedanken möchte.

Die Firma SAMIM (Societa Azionari Minero-Metallurgica Sp.A., Rom) war durch Bereitstellung von Begleitern bei der Befahrung der Grube Schneeberg sowie von Wohnmöglichkeiten und von geologischen Unterlagen um optimale Arbeitsbedingungen bemüht. Ihr, sowie der Belegschaft der Grube, insbesondere Herrn Utzleri Elferio, sei hiermit herzlich gedankt. Die Firma BBU (Bleiberg Bergwerks Union, Bad Bleiberg) und Herrn Dr. J. Scherer ermöglichten die praktischen Arbeiten im Explorationsstollen Silberberg und lieferten wertvolle Hinweise und geologische Unterlagen.

Meine Freundin, Frau U. Rösli, hat mich bei den Mikrosondenuntersuchungen und Auswertungen der Röntgenfluoreszenz-Analysen unterstützt, ihr gilt mein besonderer Dank.

Schlussendlich möchte ich meinen Eltern ganz herzlichst danken, die mir das Geologiestudium ermöglichten und das Doktorieren erleichterten.

ZUSAMMENFASSUNG

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, geochemische Halos im Nebengestein von zwei unterschiedlich metamorph überprägten Pb-Zn-Lagerstätten zu untersuchen und die Genese dieser beiden Lagerstätten anhand von Pb-Isotopen-Untersuchungen zu klären. Die beiden folgenden, stratiformen Pb-Zn-Vererzungen wurden zu einem Vergleich herangezogen:

Das polymetamorphe, in amphibolitfazies überprägte Lagerstättenrevier **Schneeberg** (Südtirol, Italien) inklusive des weiter nördlich gelegenen Reviers von Pflersch liegen in Metasedimenten des Oetztalkristallins bestehend aus Paragneisen, Glimmerschiefern, Orthogneisen und Amphiboliten. Es wird ein minimales, ordovizisches Sedimentationsalter dieser Serien angenommen, da Rb/Sr-Altersbestimmungen eines Orthogneises ein Intrusionsalter von 436 Mio.J. ergab (SATIR, 1975).

Die eine schwache Grünschieferfazies-Metamorphose aufweisenden Pb-Zn-Vorkommen des **Grazer Paläozoikums** und speziell des Schürfstollens Silberberg bei Gross-Stübing (Oesterreich) befinden sich in einer Abfolge bestehend aus Schwarz- und Grünschiefern, Serizitphylliten und Karbonatgesteinen. Aufgrund von Conodonten wurde das Alter dieser Schichtfolge von SCHOENLAUB (in: PAK et al., 1980) als unteres Devon (ca. 380 - 395 Mio.J.) ermittelt.

Pb-Isotopen-Verhältnisse von Bleiglanzen aus den Lagerstätten Schneeberg und Pflersch und aus dem Grazer Paläozoikum deuten auf eine syngenetische Entstehung im Altpaläozoikum hin. In Schneeberg weisen die Pb-Isotopen-Verhältnisse der PbS geringe, wahrscheinlich metamorphosebedingte Inhomogenitäten auf, im Gegensatz zum Grazer Paläozoikum, wo die schwach metamorph überprägten Vorkommen ein innerhalb der Messgenauigkeit homogenes Pb enthalten.

Hohe μ_2 - und W_2 -Werte und Unterschiede in den 207/206Pb- und 208/204Pb-Modellaltern spiegeln primäre, charakteristische U-Th-Pb-Verteilungen in den Bleiquellen wieder. Sowohl in Schneeberg/Pflersch als auch im Grazer Paläozoikum gibt es Anzeichen von Unterkrusten- und Oberkrustenkomponenten. Die für die syngenetische Entstehung der Vererzungen zu alten 207/206Pb-Modellalter im Grazer Paläozoikum lassen auf eine dominierende

Unterkrustenkomponente schliessen im Gegensatz zu Schneeberg/Pflersch, wo die etwas zu niedrigen $207/206\text{Pb}$ -Modellalter durch eine präkambrische Oberkrustenkomponente erklärt werden können. 5 Vorkommen aus dem Pflerschtal zeigen variierende, jüngere Blei-Modellalter, d.h. radiogenere Pb-Verhältnisse. Es könnte sich hier um eine Mischung von Erzblei mit radiogenerem Gesteinsblei während Metamorphosen handeln. Zwei Vorkommen aus dem Grazer Paläozoikum, nämlich Stiwill und Strassegg, weisen alpidische Pb-Modellalter auf, was auf epigenetische Entstehungen, z.B. Remobilisierungsprozesse und gleichzeitige Zufuhr von radiogenem Gesteinsblei zurückgeführt werden kann.

In der stark metamorph überprägten Lagerstätte Schneeberg hat sich ein deutlicher, vermutlich metamorpher Pb-Isotopen-Halo in den Feldspäten des Nebengesteins ausgebildet, welcher bis ca. 30 - 40 m im Liegenden bzw. im Hangenden des 100 m mächtigen, vererzten Horizontes beobachtbar ist. Dieser Pb-Isotopen-Halo ist im wesentlichen durch Austauschprozesse bedingt. Haupt- und Spurenelementanomalien für Mn, Pb, Zn und Ba sind dagegen auf den erzlinienhaltigen Horizont beschränkt, können aber in lateraler Richtung bis über 100 m Entfernung von den Erzlinien festgestellt werden. Da sie sich auf den erzlinienhaltigen Horizont beschränken, handelt es sich hier wahrscheinlich um primär verursachte Anomalien.

Granat ist der Träger der Mangan-Anomalie, Staurolith und Zinkblende sowie in geringerem Masse Biotit sind vermutlich die Zn-Träger.

In den schwach in Grünschieferfazies überprägten Abfolgen des Grazer Paläozoikums zeigen die Pb-Isotopen-Zusammensetzungen der Nebengesteine (Karbonat-Serizit-Schiefer, Grüngesteine, Schwarzschiefer) in vertikaler Richtung keinen systematischen Einfluss des Erzbleis auf das Gesteinsblei. Die Elementanomalien beschränken sich auf die Vererzungsbereiche, für die laterale Verteilung konnte jedoch keine Aussage gemacht werden.

Pb-Isotopen-Analysen von Feldspäten und Gesamtgesteinsproben eignen sich besonders gut für die Prospektion von Pb/Zn-Lagerstätten in stärker metamorphen Gebieten, da sie z.B. in Schneeberg im Vergleich zu den Elementkonzentrationen eine um den Faktor 1,8 grössere Anomalie im Liegenden und Hangenden des Erzhorizontes aufweisen.

ABSTRACT

The purpose of this study was the comparison of geochemical halos in the host rocks of two lead-zinc deposits affected by metamorphic events of different grade and to clarify the genesis of these ore deposits by lead-isotope investigations. The following two stratiform Pb-Zn-ore deposits were investigated and compared:

The polymetamorphic, amphibolite-facies overprinted ore deposit **Schneeberg** (South Tyrol, Italy), including the northerly situated ore bodies of the Pflersch valley, occurs within the metamorphic Oetztal-complex in the Eastern Alps, which consists of paragneisses, micaschists, orthogneisses and amphibolites. As Rb/Sr-datings of a granitic gneiss in the Oetztal-complex indicate an intrusion age of 436 m.y. (SATIR, 1975), the deposition of the sedimentary members is assumed to have occurred in Ordovician time.

The lead-zinc ore-deposits of the "**Grazer Paläozoikum**" (Austria) are affected by only one metamorphic phase in lower greenschist-facies and are hosted by a series of blackschists, greenschists, sericite-phyllites and calcareous schists. The stratigraphic age of these series was determined with conodonts by SCHOENLAUB (in: PAK et al., 1980) as Lower Devonian.

Lead-isotope ratios of galenas from Schneeberg, Pflersch and from the "Grazer Paläozoikum" point to a syngenetic origin of the ore deposits in the Lower Paleozoic. In Schneeberg the Pb-isotope ratios are slightly inhomogenous, probably due to metamorphic processes. This is in contrary to the "Grazer Paläozoikum", where galenas affected only by greenschist-facies metamorphism show a very uniform isotopic composition within the accuracy of the measurement. High μ_2 - and W_2 -values in conjunction with discrepancies between the 207/206Pb- and 208/204Pb-model ages can be interpreted as reflecting primary characteristic distributions of U, Th and Pb in the source. In Schneeberg/Pflersch as well as in the "Grazer Paläozoikum" we can see contributions of the upper and of the lower crust. The 207/206Pb-model ages of the "Grazer Paläozoikum" are too old for a syngenetic genesis of the ore and point to a dominant lower crustal component, whereas the 207/206Pb-model ages of Schneeberg/Pflersch are slightly too young and show a strong contribution of a precambrian upper crust.

Five deposits in the Pflersch valley show varying, younger $^{207}/^{206}\text{Pb}$ -model ages, e.g. more radiogenic Pb-ratios. This could have been caused by mixing of ore lead with whole-rock lead during metamorphism. Two deposits in the "Grazer Paläozoikum" (Stiwoll and Strassegg) yield alpine $^{207}/^{206}\text{Pb}$ -model ages suggesting different genesis of these deposits (epigenetic genesis possibly with remobilisation of old ore lead and the addition of important amounts of younger lead from the surrounding rocks).

In the ore deposit Schneeberg a distinct, probably metamorphic Pb-isotope-halo can be observed in the feldspars of the host rocks. It can be traced up to 30 - 40 m in the over- and underlying micaschists of the mineralized horizon of about 100 m thickness.

Main and trace element halos for Mn, Pb, Zn and Ba are restricted to the mineralized horizon, but they can be traced in a lateral direction up to a 100 m distance from the ore lenses. These anomalies are probably of a primary origin, as they are restricted to the mineralized horizon.

Garnet was identified as the carrier of the Mn-anomaly, whereas staurolite, sphalerite and subordinate biotite are the Zn-carriers.

The host rocks of the lead-zinc-deposit Silberberg in the "Grazer Paläozoikum" do not appear to have been contaminated by the ore lead. The element anomalies are restricted to the mineralized layers in a vertical direction; their lateral distribution could not be investigated.

The isotopic analyses of feldspar and whole-rock lead are therefore a useful tool for the exploration of lead-zinc ore deposits in strongly metamorphosed areas, as they define a secondary contamination halo, which is almost twice as large as that shown by the element concentrations.

TABELLE DER ABBILDUNGEN

<u>KURZE INHALTSANGABE</u>	<u>ABB.NR.</u>	<u>SEITE</u>
Uebersichtsskizze der Lagerstättenreviere Schneeberg und Pflersch in Südtirol, Italien.	1	16
Geologische Skizze des Gebietes zwischen Passeier- und Pflerschtal.	2	18
Schematisches Profil zwischen Schneeberger Weisse und Himmelreich.	3	21
Paragenetische Altersfolge der Erzminerale aus Schneeberg.	4	21
Das Lagerstättenrevier Pflersch.	5	23
Umgebung der Telfer Halden mit Vererzungen im Oetztalkristallin und Schneeberger Zug.	6	25
Schematische Profile der Telfer Weissen.	7	25
Schematisches Profil durch Schneeberg und Oetztaler Kristallin und Zentralalpines Meso- zoikum im Bereich des Lazzachertales.	8	28
Schematisches Profil durch Schneeberger und Oetztaler Kristallin im Bereich des Pflerschtals.	9	28
Schematisches Modell zur stratigraphischen Bin- dung der Vererzungen in Schneeberg und im Pflerschtal.	10	30
Muskowit-Gneise und Gneisglimmerschiefer im Quarz-Feldspat-Mafit-Diagramm.	11	30
Muskowit-Gneise und Gneisglimmerschiefer im SiO ₂ - Alk-Fem-Diagramm.	12	30
Muskowit-Gneise im SiO ₂ -Zr/TiO ₂ -Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER, 1978.	13	33
Amphibolit im Na ₂ O+K ₂ O-SiO ₂ -Diagramm nach MACDONALD & KATSURA, 1964.	14	33
Amphibolit im TiO ₂ -Zr-Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER, 1975.	15	36
Amphibolit im SiO ₂ -Zr/TiO ₂ -Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER, 1978.	16	37
Multi-Element-Diagramm verschiedener MORB-Typen und des Amphibolits aus Schneeberg.	17	38

Amphibolit im Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE & CANN, 1973.	18	40
Amphibolit im Ti/100-Zr-Y*3-Dreieck von PEARCE & CANN, 1973.	19	41
Amphibolit im F1-F2-Diagramm von PEARCE, 1976.	20	41
Grubenkarte im Bereich des geochemischen Profils.	21	49
Mineralbestand der Gneisglimmerschiefer des geochemischen Profils.	22	51
Opake Minerale in den Gneisglimmerschiefern des geochemischen Profils.	23	51
Einige Spurenelement-Durchschnittswerte von Gneisglimmerschiefern aus dem Lazzachertal und von Gneisen und Schiefern in Amphibolitfazies aus der Literatur.	24	51
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gneisglimmerschiefern aus Schneeberg: K ₂ O, Na ₂ O und P ₂ O ₅ gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	25	53
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gneisglimmerschiefern aus Schneeberg: Fe ₂ O ₃ , FeO, Fe total und Oxydationszahl gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	26	54
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gneisglimmerschiefern aus Schneeberg: MnO und MnO/Fe total gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	27	55
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gneisglimmerschiefern aus Schneeberg: Pb, Zn und Cu gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	28	56
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gneisglimmerschiefern aus Schneeberg: Ba gegen Distanz entlang des geochemischen Profils und K ₂ O gegen Ba.	29	57
Profilzeichnungen der anhand von Mikrosondenuntersuchungen analysierten Granate.	30	67
Zusammensetzung der Granate im Nebengestein der Pb-Zn-Vererzungen in Schneeberg.	31	69
Granat-Mikrosondenanalysen aus Schneeberg: TiO ₂ , SiO ₂ , MgO und CaO gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	32	70
Granat-Mikrosondenanalysen aus Schneeberg: MgO, FeO, und X Fe gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	33	71

Biotit-Mikrosondenanalysen aus Schneeberg: MgO, FeO, ZnO und XFe gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	34	72
Grubenkarte des Lagerstättenreviers Schneeberg.	35	79
Vererzungslinsen in den Bohrungen Nr. 21 - 25, SW-Revier/Schneeberg.	36	80
Pb-Isotopen-Diagramme mit Bleiglanzen aus Schneeberg.	37	82
Pb-Isotopen-Diagramme mit Bleiglanzen aus Pflersch.	38	82
Pb-Isotopen-Diagramme mit den Feldern für Mantel, Orogen und obere und untere Kruste nach ZARTMANN & DOE (1981) und dem Datenpunkt der Bleiglanze aus Schneeberg.	39	83
Pb-Isotopen-Diagramme mit Spurenblei aus Feldspat/Quarz-Fractionen und Gesamtgesteinsproben des Oetztalkristallins.	40	96
Pb-Isotopen-Diagramme mit Spurenblei von Feldspat/Quarz-Fractionen aus dem Oetztalkristallin und ihre um den radiogenen Bleianteil für 420 Mio.J. und 300 Mio.J. korrigierten Datenpunkte.	41	97
Pb-Isotopen-Diagramme mit Spurenblei von Feldspat/Quarz-Fractionen aus Gesteinen des Oetztal- und Schneeberg-Kristallins.	42	98
geochemischen Profils.		
Granat-Mikrosondenanalysen aus Schneeberg: MgO, FeO, und X Fe gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	42	98
Vereinfachte, geologische Uebersichtskarte der Ostalpen.	44	108
Der Bau des Grazer Paläozoikums nach der Vorstellung von H. FLUEGEL, 1958.	45	110
Die wichtigsten Erzvorkommen des Grazer Paläozoikums.	46	110
Die Tonschieferfazies des Grazer Paläozoikums westlich der Mur, nach WEBER, 1983.	47	113
Modell einer hypothetischen, submarin-exhalativen Sulfid-Baryt-Ablagerung, aus WEBER, 1983.	48	113
Uebersichtskarte des Explorationsstollens Silberberg bei Gross-Stübing.	49	116

Stollenprofil Silberberg mit den Probennummern.	50	125
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gesteinen des Silberbergstollens: Al ₂ O ₃ , K ₂ O, MnO und Na ₂ O gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	51	127
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gesteinen des Silberbergstollens: Fe ₂ O ₃ , FeO, Fe total und Oxydationszahl gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	52	128
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gesteinen des Silberbergstollens: MnO/Fe ₂ O ₃ , MnO/FeO und MnO/Fe total gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	53	129
Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gesteinen des Silberbergstollens: Pb, Zn, Cu und Ba gegen Distanz entlang des geochemischen Profils.	54	130
Längsprofil mit den Bohrungen G4 - G8 der Firma BBU südlich von Markt-Uebelbach/Grazer Paläozoikum.	55	136
Pb-Isotopen-Diagramme der Bleiglanze aus dem Grazer Paläozoikum.	56	137
Pb-Isotopen-Diagramme mit den Feldern für Mantel, Orogen und obere und untere Kruste nach ZARTMANN & DOE (1981) und dem Datenpunkt der Bleiglanze aus dem Grazer Paläozoikum.	57	138
Pb-Isotopen-Diagramme der Gesamtgesteinsproben aus dem Silberbergstollen.	58	144
Delta- ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb-Verhältnisse und Spurenelementgehalte (Pb, Zn und Ba) zwischen Probe 76 und Probe 87, Silberbergstollen/Grazer Paläozoikum.	59	145
Pb-Isotopen-Diagramm für Bleiglanze einiger ausgewählter Pb-Zn-Lagerstätten des Proterozoikums und Paläozoikums inklusive Schneeberg und Grazer Paläozoikum.	60	156

1. EINLEITUNG

1.1. PROBLEMSTELLUNG

Erzlagerstätten sind normalerweise von einem geochemischen Halo umgeben. Diese Anomalien entstehen entweder primär, d.h. bei der Bildung der Lagerstätte, oder sekundär infolge metamorpher Ueberprägungen oder infolge von Verwitterungsprozessen. Halos sind gegenüber dem unveränderten Nebengestein in grösserer Entfernung zur Lagerstätte durch erhöhte respektive erniedrigte Gehalte an gewissen Elementen gekennzeichnet. Wie aus der Literatur ersichtlich, scheinen diese Halos unabhängig vom Metamorphosegrad der Lagerstätte zu sein:

In der in Granulitfazies überprägten Pb-Zn-Lagerstätte Broken Hill, Australien, sind Mangan-Silikate an das Vorkommen der Sulfide gebunden. Al und Fe weisen erhöhte Gehalte bei Annäherung an das Erz (RICHARDS, 1966) auf. CaO, MnO, P₂O₅ und CO₂ bilden Anomalien primären Ursprungs um die in Amphibolitfazies überprägte, stratiforme Sulfidlagerstätte Mount Misery, Australien (STANTON, 1982), da die Variationen scharf ausgebildet sind und mit primären, sedimentärbedingten Änderungen in der Lithologie übereinstimmen. In der Gamsberg Zink-Lagerstätte, Südafrika, stellte STUMPFL (1979) einen ca. 100 m grossen Halo in präkambrischen Gneisen und Amphiboliten fest. In der Kreuzeck-Gruppe (südliches Tauernfenster, Ostalpen) gibt es verschiedene Vorkommen, welche Elementanomalien im Nebengestein zeigen, z.B. die Antimonlagerstätten Rabant und Gurskekammer und das Magnetkies-Kupferkies-Vorkommen Strieden (STUMPFL, 1979; REIMANN, 1981). In niedriger metamorphen Rahmengesteinen sind die synsedimentären, vulkanogen-exhalativen Lagerstätten Meggen, BRD (GWOSDZ, 1977), Rammelsberg, BRD (PAUL, 1975), Tynagh, Irland (RUSSELL, 1974) und Heath Steel Mine, Kanada (WHITEHEAD, 1973) zu nennen, die neben verschiedenen Schwermetallhalos alle Mangan-Anomalien im Nebengestein aufweisen. Auch rezente Lagerstätten zeigen Elementanomalien, wie die Arbeit von HOLMES & TOOMS (1972) im Atlantis II-Tief im Roten Meer zeigt: Die Sedimente weisen deutliche Zn-, Cu-, Fe- und Mn-Anreicherungen bei Annäherung an die Austritte der metallführenden Lösungen auf.

Um detaillierte, quantitative Kenntnisse bezüglich der räumlichen Verteilung

der geochemischen Halos von Haupt- und Spurenelementen sowie der Wechselbeziehung von Erzblei und Gesteinsblei zu gewinnen, wurden an zwei unterschiedlich metamorph überprägten Lagerstätten geochemische Anomalien im Nebengestein untersucht. Dabei standen die Abklärung folgender Problemkreise im Vordergrund:

- Klärung der Genese der Pb-Zn-Lagerstätten durch Isotopenuntersuchungen an Gesteins- und Erzblei.
- Quantitative und räumliche Erfassung von Elementhalos und ihre Beziehung zum Metamorphosegrad. Identifizierung der Träger bzw. der Mineralphasen der Elementanomalien.
- Abklärung der Existenz einer Pb-Isotopen-Anomalie und deren Beziehung zu den Elementanomalien und zum Metamorphosegrad.

Solche Analysen müssen an möglichst gut aufgeschlossenen Lagerstätten erfolgen. Da sowohl in Schneeberg (Südtirol, Italien) als auch im Grazer Paläozoikum (Oesterreich) Aufschliessungsarbeiten vorgenommen worden sind, bestand die Möglichkeit, an zwei ähnlichen Pb-Zn-Lagerstätten unterschiedlichen Metamorphosegrades die geplanten Untersuchungen an Untertageprofile durchzuführen. Nicht zuletzt wurde auch die Entwicklung neuer Prospektionshilfen für die Suche metallischer Rohstoffe erwartet.

1.2. ANALYTISCHE METHODEN

1.2.1. Röntgenfluoreszenz-Methode

Je nach der Grobkörnigkeit (fein- oder grobkörnig) wurden ca. 1 - 3 kg Probenmaterial im Backenbrecher gebrochen, eine repräsentative Fraktion abgeteilt und in der Scheibenschwingmühle (Wolframcarbid-Mahlgefäss) ca. 4 Minuten bis auf eine Korngrösse von 0.1 - 1 mm gemahlen. Anschliessend wurde durch Ausglühen im Ofen bei 1050^o der Glühverlust bestimmt und mit 1 gr Probenmaterial und 5 gr Lithiumtetraborat eine Schmelzpille für die Bestimmung

der Hauptelemente hergestellt. Mit etwas Polyvinylalkohol und ca. 10 gr Gesteinspulver wurden Pulverpillen zur Messung der Spurenelemente angefertigt (genaue Beschreibung zur Herstellung der Schmelz- und Pulverpillen siehe NIEVERGELT & DIETRICH, 1977, sowie NISBET et al., 1979).

Die Pillen wurden daraufhin in der eidgenössischen Materialprüfungs- und Versuchsanstalt für Industrie, Bauwesen und Gewerbe (EMPA) in Dübendorf auf einem Philips Spektrometer (PW 1450) mittels der Röntgenfluoreszenz-Methode auf Haupt- und Spurenelemente hin analysiert. Die Daten wurden einer Drift-, Untergrund- und Matrixkorrektur unterworfen. Zur Kalibrierung der gemessenen Elemente wurden 12 USGS Referenzproben benutzt.

FeO wurde kolorimetrisch mit Hilfe eines Spektralphotometers, CO_2 coulometrisch bestimmt. Der H_2O^+ -Gehalt berechnet sich wie folgt, da FeO bei der Herstellung der Pillen zu dreiwertigem Fe aufoxydiert wird: $\text{H}_2\text{O}^+ = \text{Glühverlust} - \text{CO}_2 + 0.1134 * \text{FeO}$.

1.2.2. Blei-Isotopen-Analysen

Wenig Bleiglanz-Material wurde in 4 N HCL gelöst und mit H_2O auf ca. 3 ml. verdünnt. Ein Teil der Lösung wurde eingedampft, mit einem Tropfen HClO_4 aufgenommen und auf einer Platin-Anode bei 1,85 V in Form von PbO_2 konzentriert. Das Blei wurde anschliessend mit einer 2%igen Lösung von HNO_3 und H_2O_2 abgenommen und eingedampft.

Gesamtgesteins-Proben wurden im Backenbrecher gebrochen, gesplittet und in der Scheibenschwingmühle (Wolframcarbid-Mahlgefäss) bis auf eine Korngrösse von 0.1 - 1 mm gemahlen (ca. 4 Minuten). Anschliessend wurden die Proben in HF und HNO_3 gelöst und eingedampft. Die Abtrennung des Bleis erfolgte in einer Ionenaustauschkolonnen (DOWEX-Harz, AG-1x8). Dazu wurde die eingedampfte Probe in einer HBr-HCl-Mischung gelöst, und zwei Mal durch eine Ionenaustauschkolonnen gegeben. Die Elution des Bleis erfolgte mittels 8 N HCl. Die Proben wurden anschliessend eingedampft.

Für die Feldspat-Analysen wurden die Gesteine im Backenbrecher gebrochen, in der Scheibenschwingmühle (Wolframcarbid-Mahlgefäss) kurz gemahlen und die 100 - 200 μ -Fraktion abgesiebt. Anschliessend wurde das Pulver mit Wasser und Aceton gewaschen. Mittels Frantz-Magnetseparator und Schwereflüssigkeit ($\text{CH}_2\text{J}_2 = \text{Dijodmethan}$) wurden Feldspäte angereichert. Die so erhaltenen Quarz/Feldspat-Fractionen wurden von Hand gereinigt, in einem Ultraschallbad

gesäubert und mit konzentrierter HF und einigen Tropfen HNO_3 gelöst. Aus dieser Lösung wurde PbO_2 mittels einer Platinanode extrahiert; die Platin-Kathode war vorher verkupfert worden. Die mit HNO_3 und H_2O_2 abgenommenen Blei-Konzentrate wurden anschliessend eingedampft.

Die so erhaltenen Bleiglanz-, Feldspat- und Gesamtgesteins-Bleiprobe wurden zusammen mit Silica-Gel und Phosphorsäure auf ein Rhenium-Filament geladen und in einem Massenspektrometer Finnigan MAT GmbH "MAT 261" bei Temperaturen zwischen 1150 und 1200 °C gemessen. Von jeder Probe wurden 6 Blocks à 10 Scans durchgeführt. Die Angaben der analytischen Genauigkeit und der Korrekturfaktoren für die Fraktionierung des Massenspektrometers stützen sich auf wiederholte Messungen des NBS Common Lead Standards SRM 981 des U.S. National Bureau of Standards (siehe Tab. 1). Die Korrekturfaktoren betragen für $208/204\text{Pb} = 0.9943$, für $207/204\text{Pb} = 0.9957$ und für $206/204\text{Pb} = 0.9971$. Der Korrekturfaktor für $208/204\text{Pb}$ wurde aus dem $207/204\text{Pb}$ - und $206/204\text{Pb}$ -Verhältnis berechnet und beträgt 0.9945, da all jene Isotopenverhältnisse, an denen das 208Pb beteiligt ist, zu tief sind (siehe QUADT, 1985). Die Standardabweichung (2 Sigma) für jeden Spektrometer-Run (interner Fehler) ist ≤ 0.25 %. Die Reproduzierbarkeiten (± 1 Sigma) der Standardmessungen (externer Fehler) betragen für das $208/204\text{Pb}$ -Verhältnis $= \pm 0.55$ %, für das $207/204$ -Verhältnis $= \pm 0.045$ % und für das $206/204\text{Pb}$ -Verhältnis $= \pm 0.030$ % (siehe Tab. 1).

1.2.3. Elektronenmikrosonden-Untersuchungen

Die plan polierten Mikrosonden-Dünnschliffe wurden mit einer Kohlschicht von 200 - 250 Ångström in einer Hochvakuum-Bedampfungsanlage EDWARDS 306 bedampft und die Minerale der Dünnschliffe anschliessend auf einer Elektronenmikrosonde Typ ARL-SEMQ (Scanning Electrone Microprobe Quantometer der Firma Applied Research Labs) analysiert. Jeweils 5 Elemente wurden mittels verschiedener Beugekristalle (LIF, RAP, PET, ADP) gemessen. Die Impulsraten der Röntgenstrahlung jedes zu messenden Elementes wurden während 20 Sekunden integriert. Die gemessenen Intensitäten wurden "on line" für Totzeit, Drift und den für jede Mineralart bestimmten Untergrund korrigiert (SOMMERAUER, 1981). Die Intensitäten der Proben wurden mit solchen von Standards verglichen. In Tab. 2 werden die für die gemessenen Elemente verwendeten

Standards, Beugekristalle und Röntgenlinien angegeben. Die Korrekturen für Röntgenabsorption, Ordnungszahl und Röntgenfluoreszenz wurden mit einem ZAF-Programm (EMMA nach GUBSER & SOMMERAUER, 1977) auf dem CDC-Cyber 720 Computer des ETH-Rechenzentrums durchgeführt. Für die Nachweisgrenzen siehe ZIEBOLD, 1967.

2. SCHNEEBERG

2.1. EINFUEHRUNG

2.1.1. Geographischer Ueberblick

Die Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg (italienisch: Monteneve; ein deutsch-italienisches Verzeichnis der angeführten Ortsnamen ist im Anhang beigefügt) und die Erzvorkommen aus dem Pflerschtal liegen wenig südlich der Staatsgrenze Italien/Oesterreich in der norditalienischen autonomen Region Trento - Alto Adige (siehe Abb. 1).

Das alte Bergwerk Schneeberg in St. Martin (2355 m) sowie die Ausbisse der Lagerstätte befinden sich in einem von der Timmelsjochstrasse her zugänglichen Hochtal. Der 1968 erstellte Poschhaus-Stollen ist nach NE zum Lazzachertal hin orientiert. Im Lagerstättenrevier Pflersch kommen die Vererzungen am Nord- und Südhang des Pferschtales vor. Die Ausbisse südlich der Telfer Weissen (Cima Bianche di Telves, siehe Abb. 2) im Ridnauntal werden ebenfalls zu diesem Revier gezählt.

Die Arbeiten in der Grube sowie ergänzende Obertagebegehungen wurden in den Jahren 1983, 1984 sowie 1985 durchgeführt. Als geologische Grundlagen standen folgende Geländekartierungen zur Verfügung:

- Carta Geologica d'Italia, Blatt 4, Merano, 1 : 100'000, von GREGNANIN et al., 1970
- Detailkartierung von KLIX (1974) der Lagerstättenreviere Schneeberg und Pflersch, ca. 1 : 55'000
- Detailkartierung von KLIX (1974) in der Umgebung der Telfer Halden, ca. 1 : 18'000
- Detailkartierung von FRIZZO (1976) des Gebietes südlich der Telfer Weissen, ca. 1 : 17'000
- Detailkartierung von FRIZZO & CORNALE (1981) des Tales von St. Martin am Schneeberg und des oberen Lazzachertales, ca. 1 : 14'000

Weiterhin dienten folgende Karten als Unterlagen:

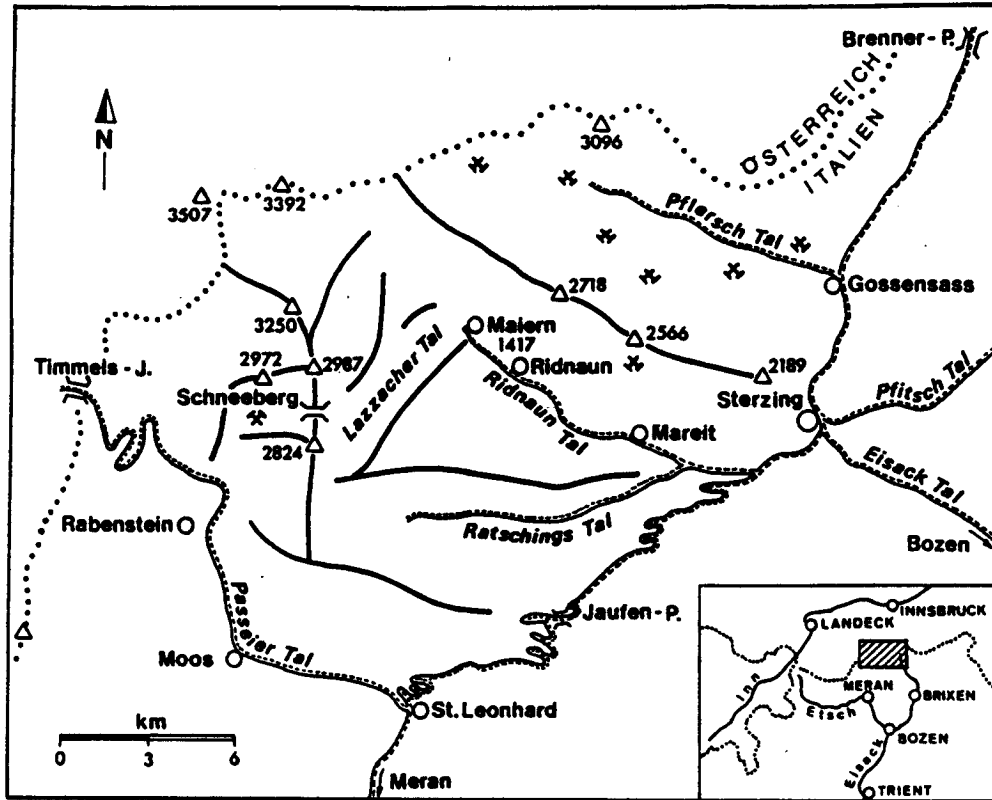


Abb. 1: Uebersichtsskizze der Lagerstättenreviere Schneesberg und Pflersch im Südtirol, Italien (aus: KLIX, 1974)

- Grubenpläne der SAMIM
- Karte der historischen Bergbaureviere im Pflerschtal von SCHMITZ (1971)

2.1.2. Geologischer-tektonischer Ueberblick

Die Bergbaureviere Schneeberg und Pflersch befinden sich im Oetztal-Stubai-Kristallin (Ostalpin), unmittelbar an der Grenze zum südlich gelegenen Schneeberger Zug (siehe Abb. 2). Das Oetztal-Stubai-Kristallin besteht aus altpaläozoischen, vielleicht auch präkambrischen Paragneisen, Glimmerschiefern, Orthogneisen, Amphiboliten, Graphitschiefern und jüngeren wahrscheinlich prämesozoischen Metabasiten (BOEGEL & SCHMIDT, 1976). Transgressiv über das Oetztalkristallin liegen Reste seiner oberkarbonisch-permischen und mesozoischen Deckschichten (Tribulaun, Telfer Weisse, Gürtelwand, Schneeberger Weisse, Moarer Weisse).

Der südlich angrenzende Schneeberger Zug ist als spezielle Faziesausbildung innerhalb des Altkristallins anzusehen. Der zentrale Teil des Schneeberger Zuges wird von typischen Granatglimmerschiefern aufgebaut. Am Nord- und Südrand gehen diese Schiefer in eine als "Bunte Randserie" bezeichnete Folge von Marmoren, Hornblendegarbenschiefer, Amphiboliten und Quarziten über. Der Schneeberger Zug ist erzfrei. Eine Ausnahme befindet sich südlich der Telfer Weissen im Ridnauntal, die als sekundäre Mobilisation (siehe KLIX, 1974) aus dem Oetztalkristallin interpretiert wird (siehe Kapitel 2.1.4.). Im Gegensatz zum polymetamorphen Altkristallin ist die metamorphe Ueberprägung des Schneeberger Zuges hauptsächlich eoalpinen Alters (siehe SATIR, 1975 und HOINKES, 1986). Folgendes spricht jedoch dafür, dass der Schneeberger Gesteinszug eine spezielle Faziesausbildung im Oetztal-Stubai-Kristallin darstellt:

1. Das SW-Ende des Schneeberger Zuges ist in den Schlingenbau der südlichen Oetztaler Alpen miteinbezogen (SCHMIDEGG, 1933, 1964; SCHMIDT, 1965; HELBIG, 1969). Die Schneeberger Gesteine lagen also bereits vor der Einbeziehung in die varistische Schlingenbildung auf heutigem Oetztal-Stubai-Kristallin.
2. KLIX (1974) kommt aufgrund von Untersuchungen des Uebergangsbereichs

Schneeberg/Oetztalkristallin im Poschhaus-Stollen zum Schluss, dass die Grenze zwischen Oetztal- und Schneebergkristallin petrographischer Natur ist, es handelt sich um einen allmählichen Uebergang von quarz- und biotitreichen Gneisglimmerschiefern zu muskowitzbetonten Granat-Glimmer-Schiefern.

3. THOENI (1981) und HOINKES (1986) stellen fest, dass die alpidische Metamorphose (Staurolith-Zone) am Südwestende des Schneeberger Zuges ebenfalls das angrenzende Altkristallin überprägte. Diese sogenannte "Schneeberger Kristallisation", welche früher nur im Schneeberger Zug festgestellt worden ist, galt als Argument für unterschiedliche metamorphe Ueberprägungen von Oetztalkristallin und Schneeberger Zug und demzufolge ebenfalls als Argument für die Modellvorstellungen des Schneeberger Zuges als alpidische Schubmasse auf das Altkristallin (TOLLMANN, 1963).

Möglicherweise war die alpine Metamorphose im Bereich des Schneeberger Zuges so hoch, dass alle Anzeichen präalpiner Metamorphosephasen ausgelöscht wurden. Oder aber der Wassergehalt der Sedimente könnte eine Rolle gespielt haben. Nach THOENI (1981) könnte ein hoher Wassergehalt der Sedimente des Schneeberger Zuges zu beschleunigten Mineralreaktionen geführt und eine grobkristalline, alpine Paragenese hauptsächlich in Amphibolitfazies verursacht haben.

Südlich des Schneeberger Zuges schliessen sich die Laaser Serie (Glimmerschiefer und Marmore) sowie das Altkristallin der Gneiszone Meran-Mauls (Glimmerschiefer und Gneise) an.

2.1.3. Historische Entwicklung

Die Bergbaugeschichte im Raum Schneeberg ist von BRIGO (1965), BAUMANN (1967), KLIX (1974) und PAGEL (1975) sowie für den Abbau im Pflerschtal von SCHMITZ (1971) behandelt worden, deshalb wird hier nur auf die Entwicklung nach 1974 eingegangen.

Nach der Fertigstellung des neuen Poschhaus-Stollens auf dem 2000 m-Niveau in der Lagerstätte Schneeberg im Jahre 1968 von der AMMI (= Azienda Minerali Metallici Italiana, heute: SAMIM = Società Azionari Minerio-Metallurgica S.p.A.) beschränkten sich die Arbeiten auf die Suche und Ausrichtung der am W-Ende des Poschhaus-Stollens angefahrenen Vererzungen. Ab 1983 wurden nur noch Unterhaltungsarbeiten in den Stollen geleistet und Ende 1984 ging die Konzession in den Besitz der Provinz Bozen über. Bei Abschluss der

vorliegenden Arbeit war über die Zukunft der Lagerstätte Schneeberg noch nicht entschieden worden.

Im Pflerschtal sind alle von der AMMI eröffneten vier Stollen im Bereich des Rückengrabens seit Beginn der siebziger Jahre geschlossen und nicht mehr zugänglich.

2.1.4. Beschreibung der Vererzungen

a) Die Vererzungen der Lagerstätte **Schneeberg** (siehe Abb. 3) kommen in Form von unregelmässig entwickelten Linsen von unterschiedlicher Mächtigkeit (bis max. 6 m, mittlere Mächtigkeit = 1,3 m) und Länge (cm-Bereich bis über 100 m) vor. Die Linsen können zwischen den einzelnen Revieren über hunderte von Metern aussetzen (z.B. erzfreier Bereich zwischen dem SW- und NE-Revier von ca. 530 m Länge). Innerhalb eines Revieres können die einzelnen Linsen nicht korreliert werden (siehe Abb. 31). Beim Auskeilen der Erzlinsen ist oft eine Verzahnung mit der sog. "Filone-Fazies" (siehe Kapitel 2.1.5.3.) zu beobachten. Die Linsen sind stets konkordant im Nebengestein eingeschaltet und fast durchwegs an die erzbegleitende Fazies bestehend aus "Filone-Fazies" und Muskowit-Quarz-Schiefer gebunden.

Die Sulfidvererzungen der Lagerstätte Schneeberg weisen verschiedene Deformations-, Mobilisations- und Rekristallisationserscheinungen auf. So beschreibt PAGEL (1975) verfaltetes Sulfiderz mit Nebengestein, Mylonitisierung, Boudinagestrukturen etc. Mobilisationen von Sulfide können im heute zugänglichen 2000 m-Niveau nur selten beobachtet werden. Es wurde einzig ein ca. 10 cm breiter, diskordanter PbS-Gang in der 3. Traverse beobachtet. Auffallend ist das Nebeneinandervorkommen von fein- und grobkörnigen Erzminerale und die wechselnde Vorherrschaft von Bleiglanz, Zinkblende und Magnetkies. Eine Reihe von Störungssysteme versetzen die konkordanten Vererzungen im ganzen Grubenbereich, z.B. die Herrenorter-Störung zwischen der 1. und 3. Traverse, welche die Gesteine um 25 m versetzt (siehe Abb. 21) oder die Störung Martino zwischen 4. und 5. Traverse, welche das Erz um 70 m versetzt.

Der frühere Abbau der Lagerstätte Schneeberg erfolgte im konkordanten Hangendgang (filone tetto), im diskordanten Liegendgang (filone letto) und im Quergang (filone di raccordo oder incrociatore). Liegend- und Quergang sind im

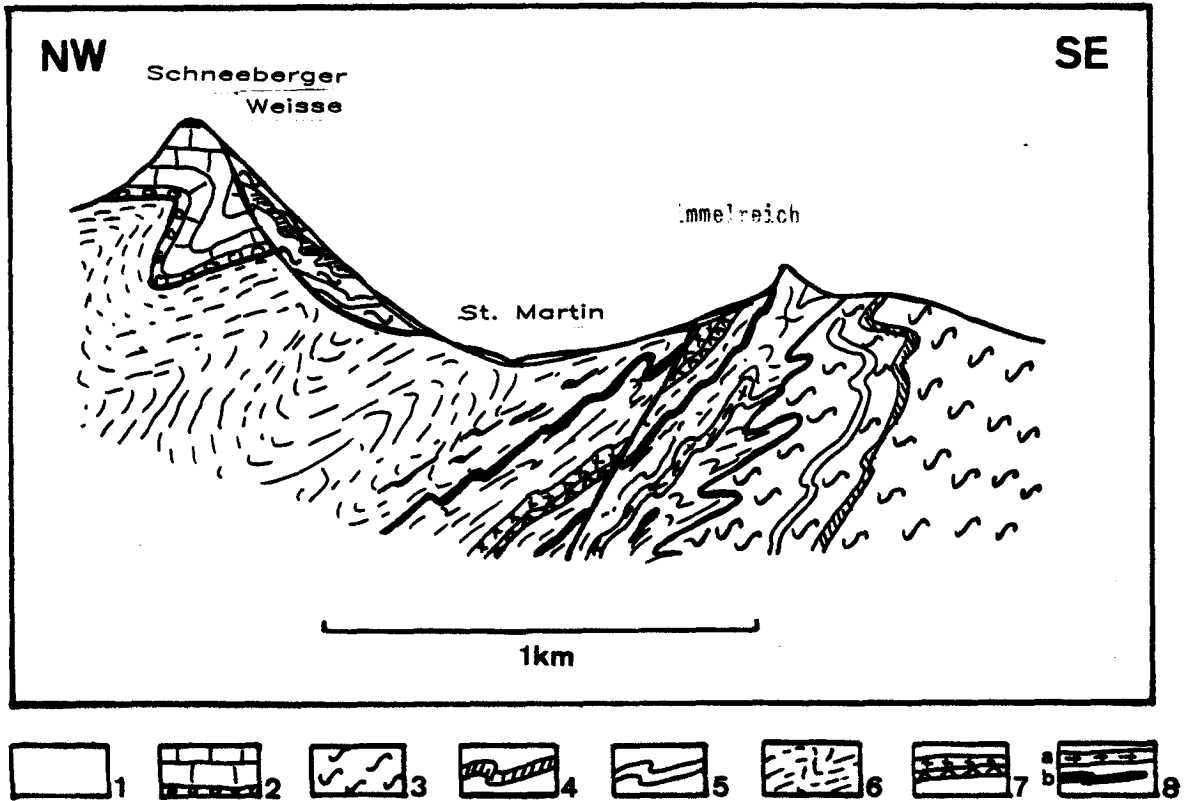


Abb. 3: Schematisches Profil zwischen Schneeberger Weisse und Himmelreich (nach FRIZZO & CORNALE, 1981). 1: Quartär; 2: Permo-Mesozoikum mit Basiskonglomerat; 3: Glimmerschiefer des Schneeberger Zuges; 4: Amphibolit und Hornblendeschiefer des Schneeberger Zuges; 5: Karbonatschiefer und Marmore des Schneeberger Zuges; 6: Gneisglimmerschiefer des Oetztal-Kristallins; 7: Muskowit-Augen-Gneis und Amphibolit des Oetztal-Kristallins; 7a: Muskowit-Quarzit-Gneis des Oetztal-Kristallins; 7b: Pb-Zn-Vererzungen des Schneeberger Lagerstättenreviers.

<u>ALT</u>	<u>JUNG</u>
Magnetit	
Ilmenit	
Rutil	
Pyrit 1	
Graphit 1	
- - - - - Zinkblende	
- - - - - Bleiglanz	
- - - - - Magnetkies	
- - - - - Kupferkies	
- - - - - Gudmundit	
- - - - - Fahlerz	
- - - - - Arsenkies 1	
- - - - - Molybdänglanz	
	- - - - - Bournonit
	- - - - - Boulangerit
	- - - - - Jamesonit
	- - - - - Mackinawit
	- - - - - Zinnkies
	- - - - - Breithauptit
	- - - - - Linneit
	- - - - - Arsenkies 2
	- - - - - Graphit 2
	ged. Wismut
	Dyskrasit
	Rotgültigerz
	Polybasit
	Ullmannit
	Gold
	Markasit
	Pyrit 2

Abb. 4: Paragenetische Altersfolge der Erzminerale aus Schneeberg (aus: PAGEL, 1975)

neuen Grubengebäude nicht mehr aufgeschlossen und deshalb nicht mehr überprüfbar. Im Rahmen dieser Arbeit konnte nur der konkordante Hangendgang beprobt werden. FOERSTER (1963) erklärte die verschiedene Lagerung der Gänge durch das Aufweiten des Gesteinsverbandes und Zerrüttung und Oeffnung des Raumes parallel der jeweils am günstigsten orientierten Flächen und anschliessendes Eindringen der erzbringenden Lösungen. Nach PAGEL (1975) könnte es sich bei der unterschiedlichen Ausbildung der drei Gänge um das Resultat einer mehr oder weniger komplizierten Faltung verbunden mit metamorphen Mobilisationen des Erzes handeln. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Diskordanz zwischen Hangend- und Liegendgang ab (s. GRANIGG, 1907 und FOERSTER, 1963). Ebenso nimmt nach FOERSTER (1963) mit der Tiefe die Gangmächtigkeit ab. Für die Beschreibung der in Schneeberg vorhandenen Erzparagenesen siehe BRIGO (1965) und PAGEL (1975). Aus Abb. 4 ist die paragenetische Abfolge der Erzminerale aus Schneeberg ersichtlich. Die Nebengesteine der Vererzungen werden in den Kapiteln 2.1.5. und 2.2.1. beschrieben.

b) Die **Pflerscher Vererzungen** sind eng mit denjenigen von Schneeberg verknüpft (Vorkommen im gleichen, stratigraphischen Horizont, ähnliche Erzinhalt und Nebengesteinsausbildungen, siehe auch Kapitel 2.1.7.), unterscheiden sich jedoch vor allem in Bezug auf Grösse und Verteilung.

Die Vorkommen befinden sich am Südhang des Ridnauntales und auf den Nord- und Südhängen des Pflerschtals. Sie sind deutlich geringmächtiger als die Schneeberger Vererzungen und sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung über einen grösseren Bereich verstreut (siehe Abb. 5). Genaue Beschreibung der Vererzungen im Pflerschtal siehe VAN HOUTEN (1930), KARL (1960) und SCHMITZ (1971) und derjenigen am Südhang des Ridnauntales siehe KLIX (1974) und FRIZZO (1976).

Nach FRIZZO (1976) gibt es drei verschiedene Erzhorizonte, die sich bezüglich Erzparagenese und Lithostratigraphie unterscheiden (Abb. 9), wobei die grössten Erzmächtigkeiten (bis zu 2.5 m Mächtigkeiten im Revier Röckengraben, siehe SCHMITZ, 1971) im unteren Horizont des Mittellagers beobachtet wurden.

1. Liegendlager:

Nebengestein: Muskowit-Quarzit-Gneise, Muskowit-Biotit-Gneise.

Erzminerale: Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Magnetkies.

Vorkommen: Reisig (Ridnauntal).

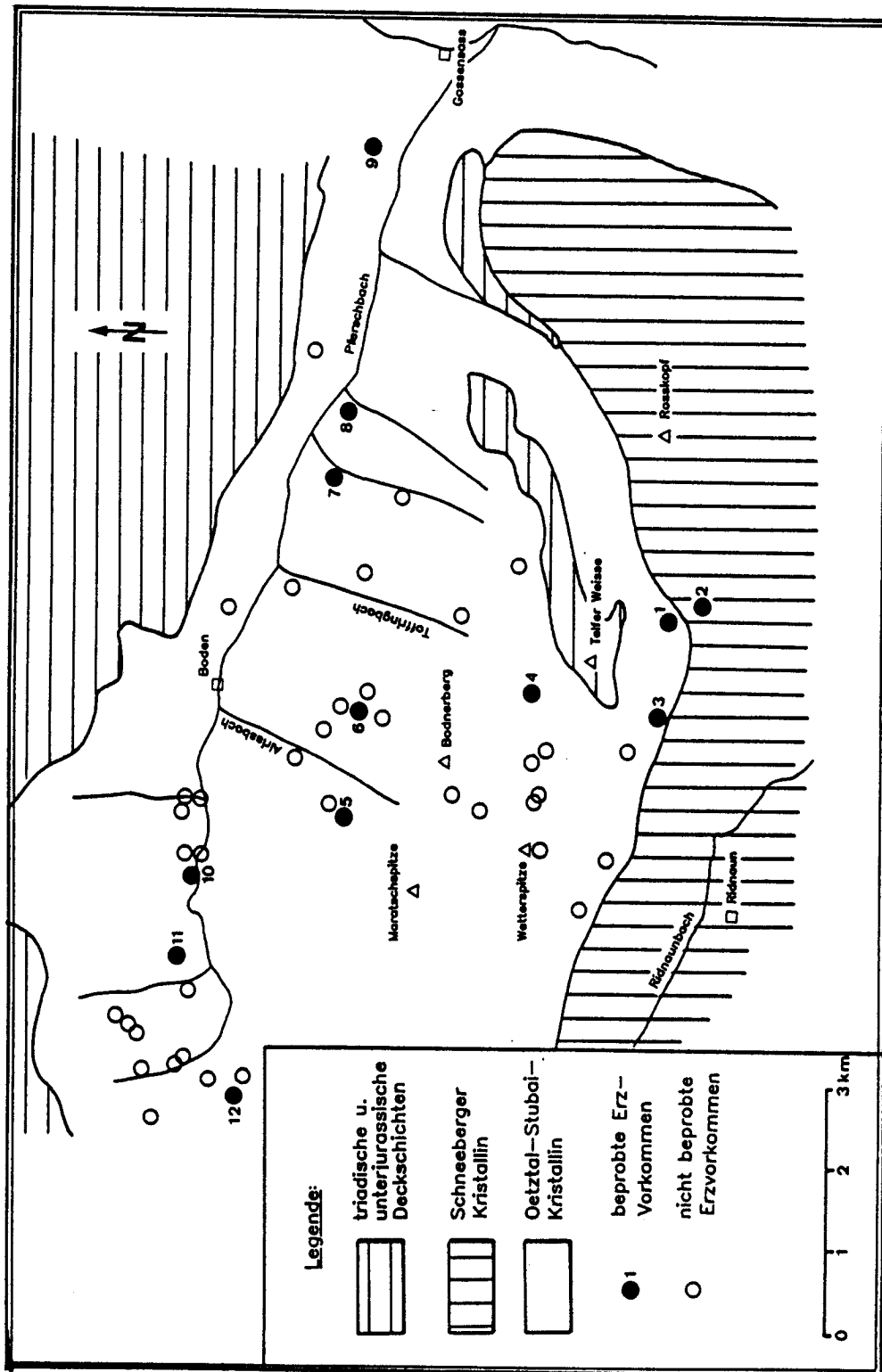


Abb. 5: Das Lagerstättenrevier Pflersch. Beprobte Vorkommen: 1: Südlich Telfer Weissen (Oetztal-Kristallin), 2: Südlich Telfer Weissen (Schneeberger Zug), 3: Reisig, 4: Silberböden, 5: Alriss, 6: Pfaffenberg, 7: Röckengraben, 8: Schreiergraben, 9: Alter Berg bei Gossensgasse oder Silbergasse, 10: Stein, 11: Kuchellahner, 12: Grüner See

2. Mittellager:

- Unterer Horizont: wird vom Liegendlager durch Amphibolite getrennt. Nebengestein: feinkörnige Glimmergneise, Graphit-schiefer, quarzitisches Glimmerschiefer, Karbonatschiefer. Erzminerale: Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Antimonit, Arsenkies, Bornit, Tetraedrit, Boulangerit, Ullmanit. Vorkommen: Wetterspitze, Telfer Weisse (Ridnauntal), Silberböden, Röckengraben, Ladurns, Pocherbrand, Schreier, Silbergasse oder alter Berg bei Gossensass (Pflerschtal).
- Oberer Horizont: Nebengestein: karbonatreiche Gneise und Marmore, Schwarzschiefer. Erzminerale: Zinkblende, Magnetkies, Bleiglanz, Arsenkies, Tetraedrit. Vorkommen: Kuchellahner, Stein, Alriss, Bodnerberg, Pfaffenberg, Grüner See (Pflerschtal).

3. Hangendlager:

Nebengestein: Muskowit-Augen-Gneise, Amphibolite, Glimmergneise.
Erzminerale: Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies, Tetraedrit.
Vorkommen: Magdeburger Hütte (Pflerschtal).

c) **Südlich der Telfer Weissen** ist eine Vererzung an einen Marmorzug der zum Schneeberger Kristallin gehörenden Bunten Randserie gebunden (siehe Abb. 6 und 7). Es ist das einzige Vorkommen im Schneeberger und Pflerscher Lagerstättenrevier, welches sich in einer anderen lithologischen Einheit als das Oetztalkristallin, nämlich im Schneeberger Zug, befindet. Nach KLIX (1974, siehe Abb. 7a) ist diese Vererzung als das Ergebnis einer "sekundären Mineralisation" der Oetztaler Pb-Zn-Vererzungen anzusehen, da Oetztalkristallin und Schneeberger Zug in diesem Gebiet stark verschuppt sind und der Marmorzug mit einem tektonischen Kontakt direkt an das vererzte Oetztalkristallin angrenzt. FRIZZO (1976, siehe Abb. 7b) postulierte eine postkinematische alpine Remobilisierung dieser Vererzungen aufgrund von mineralogischen Kriterien (z.B. Auftreten von Sulfosalzen) unmittelbar nach der Entstehung der "Linea di Monteneve" = Schneeberger Ueberschiebung zwischen Schneeberg und Oetztalkristallin. Nach VOKES (1969) geht die Mobilisierung von Erz oft selektiv vor sich und betrifft vor allem die Elemente Blei, Arsen und Antimon, so dass dann meist seltenere Mineralien wie z.B. Sulfosalze, welche im Haupterz nur in geringen Mengen vorhanden sind, in den Mobilisationen gefunden werden können.

Ueber welche Strecke diese Mobilisierung stattgefunden haben könnte, ist heute

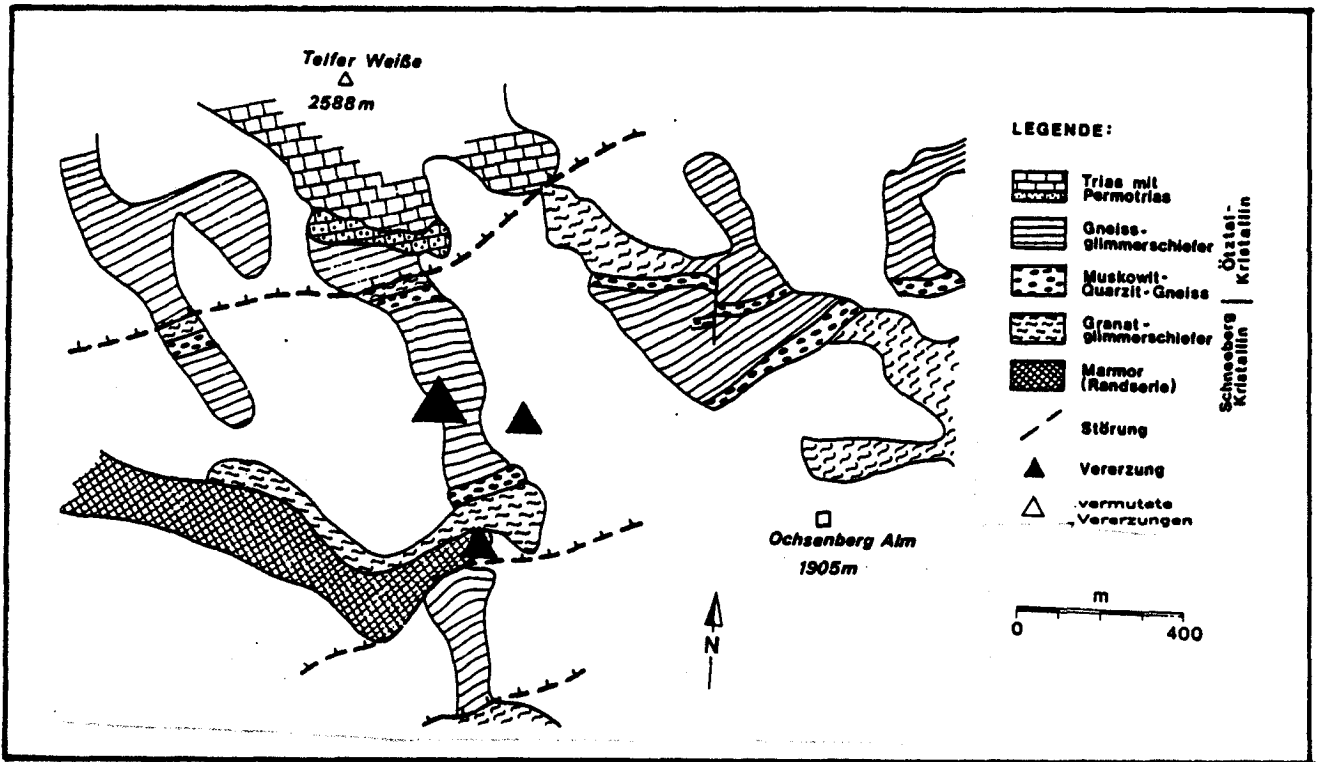


Abb. 6: Umgebung der Telfer Halden mit Vererbungen im Oetztalkristallin und Schneeberger Zug (aus: KLIX, 1974)

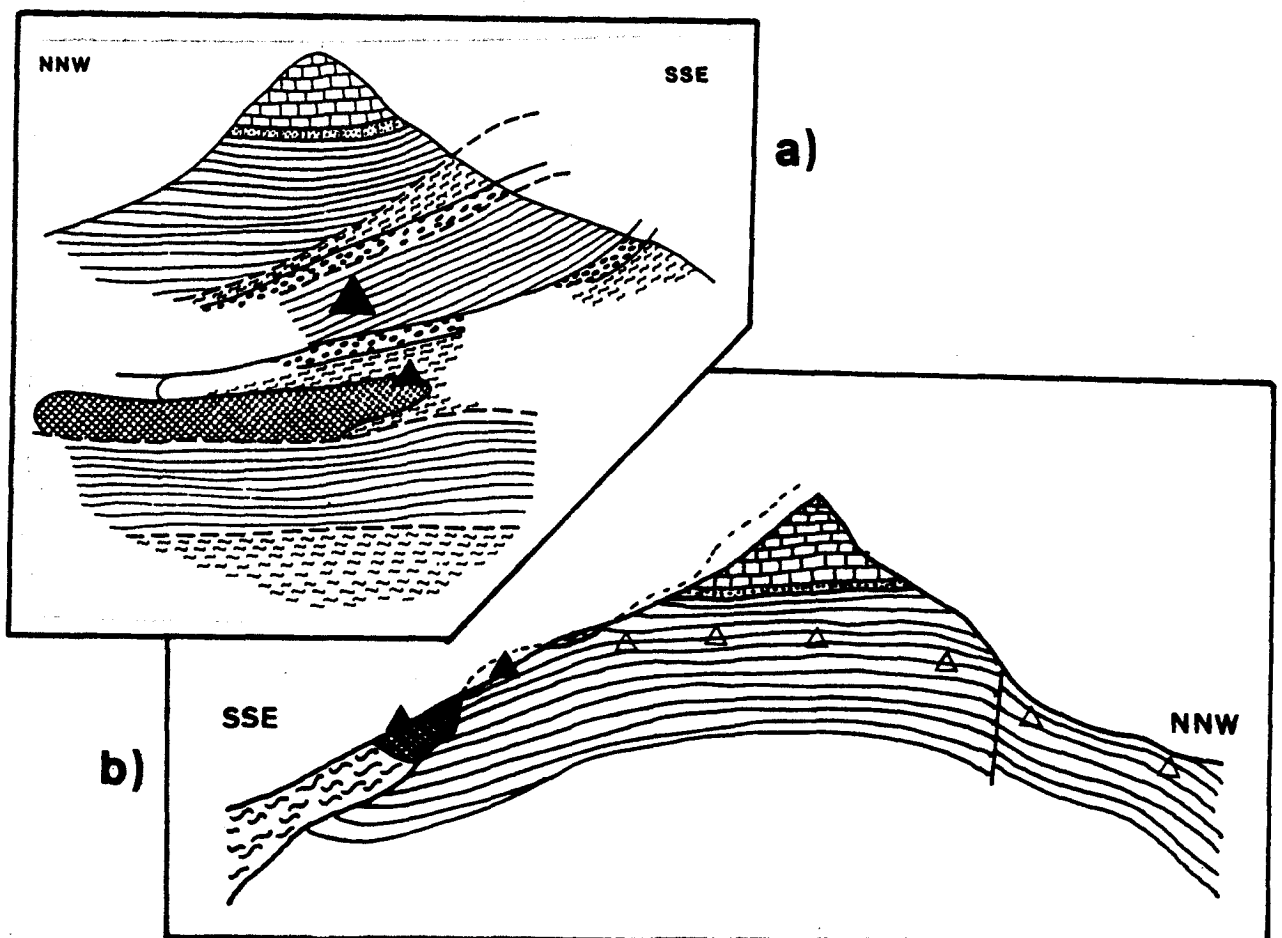


Abb. 7: Schematische Profile der Telfer Weissen. a) aus KLIX, 1974: Sekundäre Mobilisation der Oetztaler Pb-Zn-Vererbungen in den Schneeberger Zug; b) aus FRIZZO, 1976: Postkinematische, alpine Remobilisierung nach der Uberschiebung des Schneeberger Zuges auf das Oetztal-Kristallin. Legende siehe Abb. 6.

schwierig festzustellen. Die Stollen sind nicht mehr zugänglich und die Aufschlüsse spärlich. Nach den Profilen von KLIX (1974) und FRIZZO (1976) (Abb. 7) könnte es sich um einen Betrag von bis max. 100 m handeln. Nach VOKES (1971) finden metamorphe Mobilisierungen von Erzen über Transportdistanzen von mm bis einigen m statt. Er beschreibt (1969) Mobilisationen von Sulfid-Quarz bis zu 5 m ins Nebengestein der Bleikvassili-Mine in Norwegen.

URBAN (1968) stellt eine Mobilisierung der Blei-Zink-Erze von Cartagena (Spanien) innerhalb einiger m ins Hangende der Erzhorizonte infolge tektonischer Ueberprägung fest.

KING & THOMPSON (1953) postulieren für die Genese der Pb-Ag-Gänge von Thackaringa (Australien) eine metamorphe Mobilisierung der 20 km weiter südlich gelegenen Broken-Hill-Vererzungen.

Es gibt folgende Interpretationsmöglichkeiten der Vererzungen im Schneeberger Marmorzug:

1. Es handelt sich um eine Remobilisierung der Oetztaler Vererzungen. Da der Schneeberger Zug eine spezielle Faziesausbildung innerhalb des Oetztal-Kristallins ist (siehe Kapitel 2.1.2.), kann die metamorphe Mobilisation entweder kurz nach der Sedimentation, d.h. altpaläozoisch, zur herzynischen oder aber zur alpidischen Zeit erfolgt sein. In den beiden ersten Fällen wären die Erze durch später erfolgte Metamorphosen überprägt, im dritten Fall nicht.
2. Es handelt sich nicht um eine Remobilisierung der Oetztaler Vererzung, sondern das lithologisch verschieden ausgebildete Hangende des Oetztalkristallins, der Schneeberger Zug, ist zur gleichen Zeit wie das Oetztalkristallin syngenetisch vererzt worden, zufällig ist das Vorkommen südlich der Telfer Weissen das einzige bekannte Vorkommen im Schneeberger Zug. Auch in diesem Fall würden die Erze eine metamorphe Ueberprägung anzeigen.

Im Anschliff konnte keinerlei Anzeichen einer Kataklyse der Erzminerale (Pyrit, Arsenkies) mit anschließender Verheilung (siehe auch FRIZZO, 1976) beobachtet werden. Oft bilden die Erze eine Matrix, in der brekzierte Marmoranteile schwimmen. Vermutlich handelt es sich deshalb um eine metamorph verursachte Mobilisation zur alpidischen Zeit.

2.1.5. Petrographie und Geochemie der Rahmengesteine der Lagerstätte Schneeberg

Vorliegende, ausführliche Arbeiten von BAUMANN (1967), SCHMITZ (1971) und KLIX (1974) haben sich mit der systematischen, petrographischen Bearbeitung der Gesteinsserien im Bereich beider Lagerstätten befasst, so dass hier nur auf spezielle Probleme im Zusammenhang mit der Genese der Vererzungen näher eingegangen wird.

Nach KLIX (1974) werden die verschiedenen lithologischen Einheiten des Oetztalkristallins wie folgt bezeichnet:

Biotitporphyroblastenschiefer	}	<u>Gneisglimmerschiefer</u>
Glimmerschiefer		
Quarzglimmerschiefer		
Gneis		
Muskowit-Augen-Gneis	}	<u>Muskowitgneise</u>
Muskowit-Quarzit-Gneis		
"Filone-Fazies"	}	<u>erzbegleitende Fazies</u>
Muskowit-Quarz-Schiefer		
Amphibolit		
Graphitschiefer		

Abb. 8 gibt einen schematischen Querschnitt durch die gesamte, lithologische Folge vom Lazzachertal (siehe Abb. 1) bis zur Moarer Spitze (It.: Punta del Massaro, siehe Abb. 2) wieder. Im Pflerschtal sieht das Profil nach FRIZZO (1976) ähnlich aus (Abb. 9), hier kann jedoch ein häufigeres Auftreten von Schwarzschiefern und im NW von karbonatreichen Gneisen beobachtet werden. Typische Nebengesteine der Vererzungen in Schneeberg sind Biotitporphyroblastenschiefer und Glimmerschiefer mit fliessenden Uebergängen, im folgenden als Gneisglimmerschiefer bezeichnet. Für eine eingehende petrographische Beschreibung siehe KLIX (1974). Das geochemische Profil verläuft ausschliesslich in den Gneisglimmerschiefern. In Kapitel 2.2. wird näher auf den Mineralbestand dieser Gesteine eingegangen.

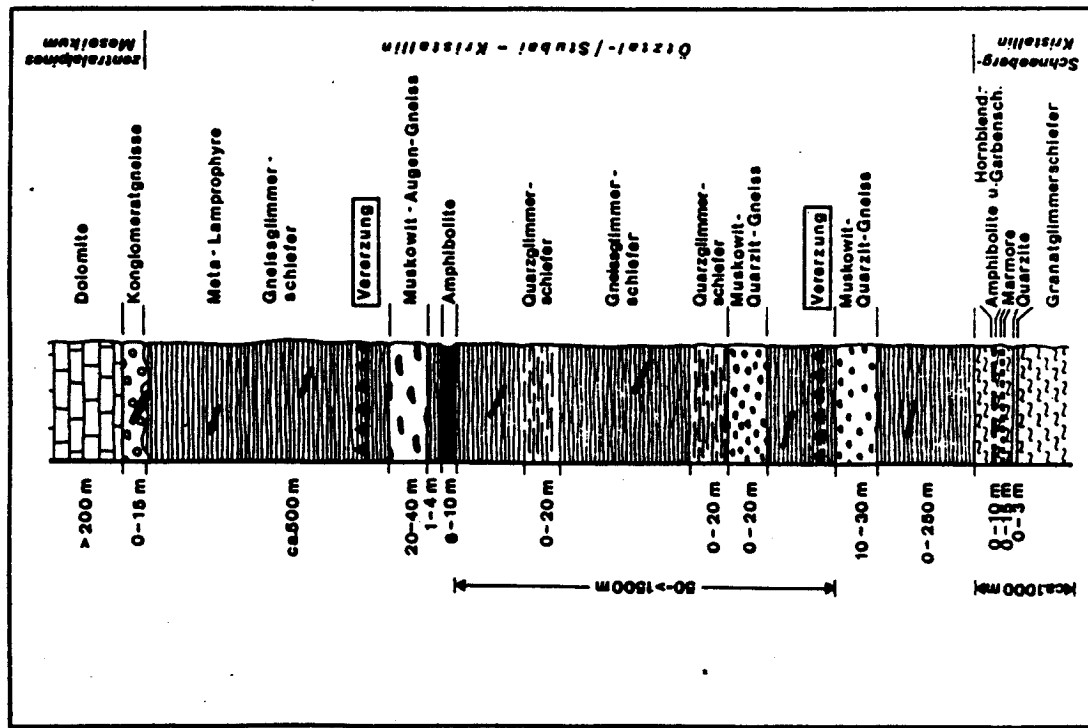


Abb. 8: Schematisches Profil durch Schneeberger und Oetztaler Kristallin und Zentralalpines Mesozoikum im Bereich des Lazzachertals (aus: KLIX, 1974)

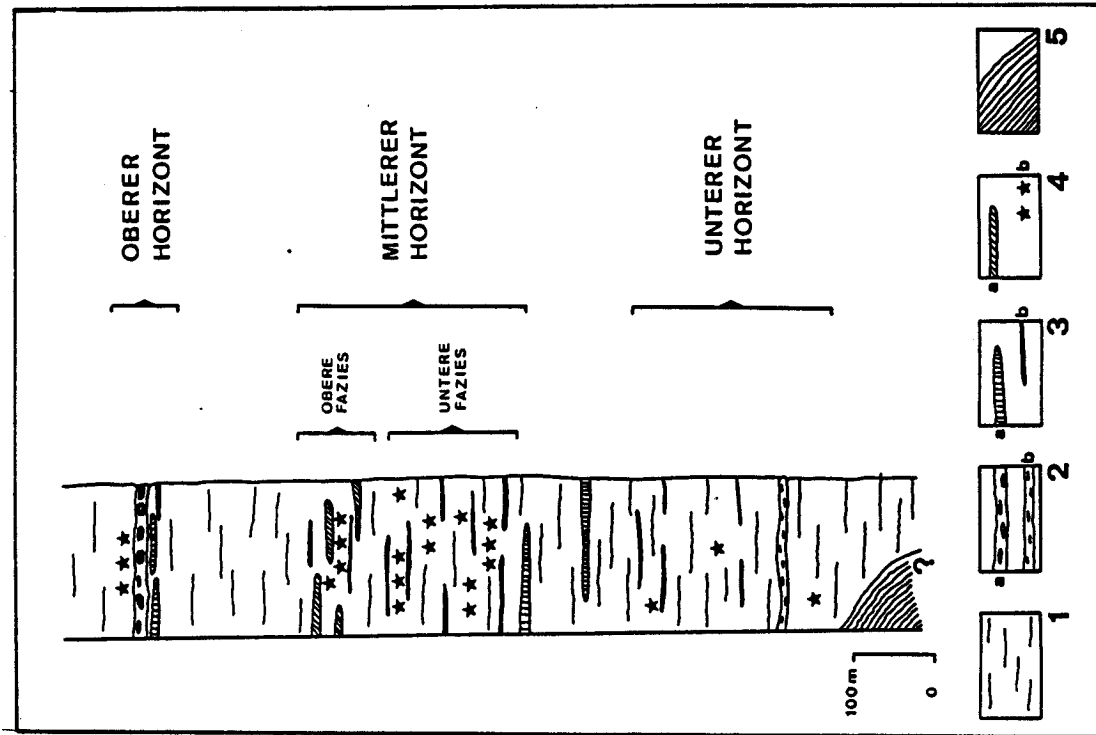


Abb. 9: Schematisches Profil durch Schneeberger und Oetztaler Kristallin im Bereich des Pfierschtales (umgezeichnet nach FRIZZO, 1976)

1: Gneisglimmerschiefer Oetztalkristallin,
 2a: Muskowit-Augen-Gneis, 2b: Muskowit-Quarzit-Gneis, 3a: Amphibolite, 3b: Schwarzschiefer, 4a: Marmore, 4b: Verzerrungen, 5: Schneeberg-Krist.

2.1.5.1. Muskowitgneise

Die Muskowitgneise stellen Leithorizonte der Vererzungen dar (siehe Kapitel 2.1.7.) und sind für die Genese als potentielle Erzbringer, d.h. als mögliche Plutonite in Zusammenhang mit einer hydrothermal-epigenetischen Erzzufuhr, von Bedeutung. Beide Muskowitgneistypen wurden deswegen geochemisch eingehender untersucht.

a) Petrographische Beschreibung

Zwei konkordante Einschaltungen von ca. 20 - 80 m mächtigen, hellen, granitgneis-ähnlichen Muskowitgneisen kommen in unterschiedlichem Abstand (20 - 260 m) zu den Vererzungen im Bereich Lazzachertal/Pflerschtal vor (siehe Abb. 10). Der Muskowit-Augen-Gneis ist ein mittelkörniger Augenflasergneis mit bis cm-grossen Kalifeldspäten, der Muskowit-Quarzit-Gneis hat das Aussehen eines feinkörnigen quarzitähnlichen Gneises und zeigt Wechsellagerungen und Uebergänge zu Gneisglimmerschiefern. Mineralbestand des Muskowit-Augen-Gneises: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (An-Gehalt: 1 - 30 %), Muskowit (akzessorisch: Biotit, Apatit, Granat, Erz). Mineralbestand des Muskowit-Quarzit-Gneises: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (An-Gehalt: 2 - 11 %) Muskowit und Biotit (akzessorisch: Calcit, Chlorit, Apatit, Granat, Erz).

KLIX (1971) hat die Gesteine in petrographischer Hinsicht eingehend beschrieben und kommt aufgrund des Lagerungsverbandes und eines Quarz-Mafit-Feldspat-Diagramms (siehe Abb. 11) zum Schluss, dass der Muskowit-Augen-Gneis der Zusammensetzung nach ein Aplit-Granit wahrscheinlich eruptiven Ursprungs ist, und zwar ein "Metaquarztrachyt" bis "Meta-Leukorhyolith". Der Muskowit-Quarzit-Gneis nimmt seiner Meinung nach eine Zwischenstellung zwischen Paragneise und Orthogneise ein, d.h. er interpretiert ihn nicht zuletzt auch wegen der petrographischen Heterogenität als eine Wechsellagerung von Sedimenten und Tuffen. Anhand eines Vergleichs mit Analysedaten von Orthogneisen aus dem Schwarzwald (MEHNERT, 1953) postuliert KLIX (1974) eine orthogene Natur der Muskowitgneise.

b) Interpretation der geochemischen Daten

Es wurden von jedem Muskowitgneistyp jeweils 2 Proben aus dem Poschhaus-Stollen

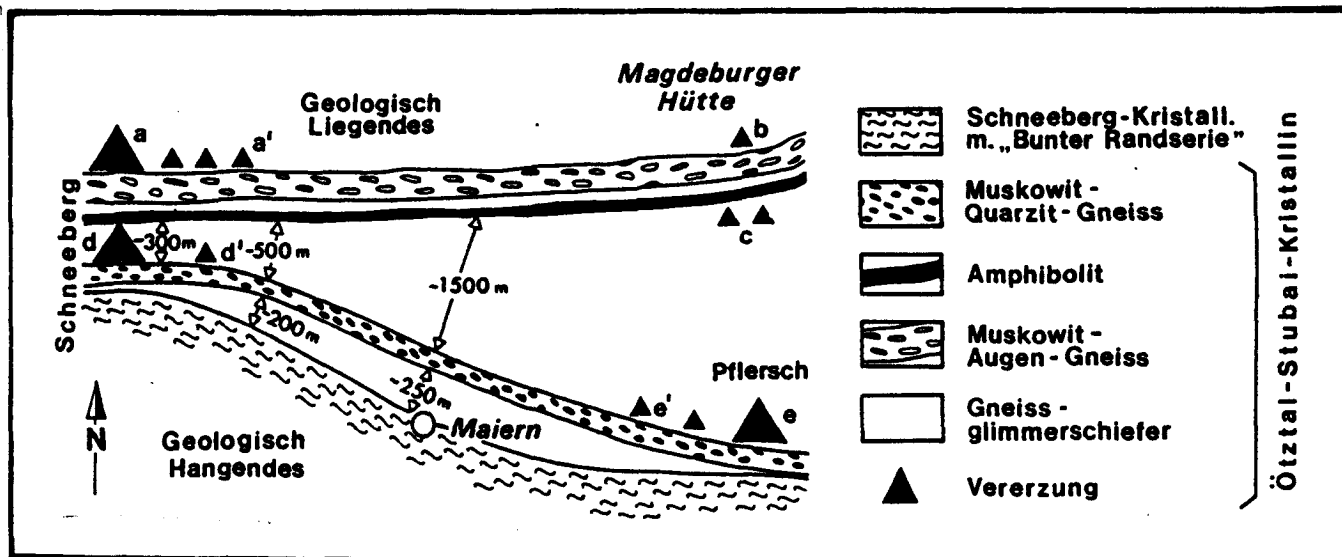


Abb. 10: Schematische Kartenskizze zur stratigraphischen Bindung der Verzerrungen in Schneeberg und im Pflerschtal (aus: KLIX, 1974)

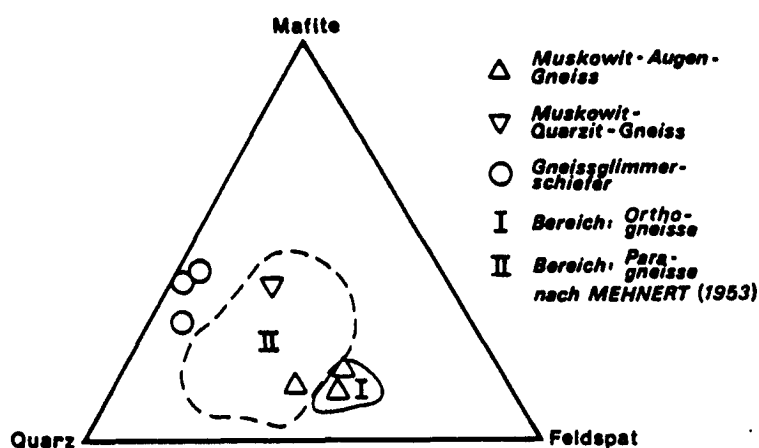
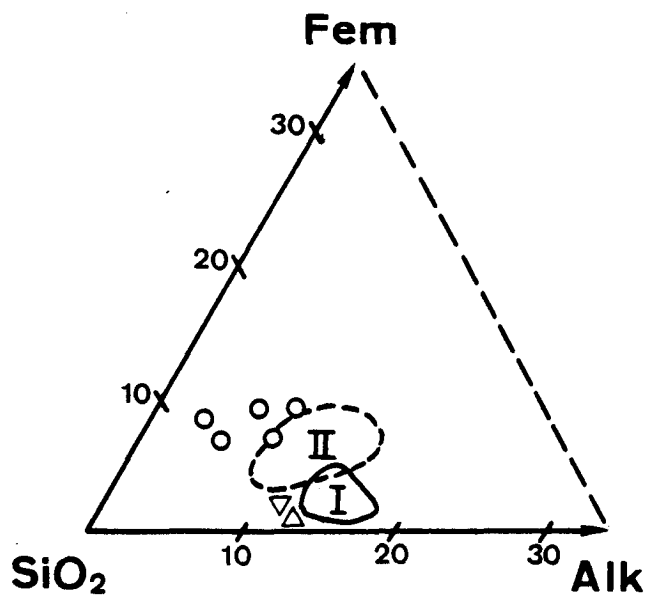


Abb. 11: Modalanalysen der Muskowit-Augen-Gneise, Muskowit-Quarzit-Gneise und Gneissglimmerschiefer im Quarz-Feldspat-Mafit-Diagramm (aus: KLIX, 1974)

Abb. 12: Röntgenfluoreszenz-Analysen von Muskowit-Gneisen und Gneissglimmerschiefern (siehe Tab. 4 und 5) im SiO_2 - ALK ($2\text{K}_2\text{O} + 2\text{Na}_2\text{O}$) - FEM ($\text{MgO} + \text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3$) - Diagramm; Legende siehe Abb. 11.



(siehe Abb. 29) analysiert (Muskowit-Augen-Gneis: Proben E2 und E35; Muskowit-Quarzit-Gneis: Proben E31 und E32, siehe Tab. 3). Abstand der Proben innerhalb eines Muskowit-Gneis-Typs: ca. 20 bis 30 m.

Die Mittelwerte der 2 Analysen der beiden Muskowitgneistypen wurden in das Diagramm SiO_2 - Alkalien - femische Komponenten in Mol % eingetragen. Dies erlaubt einen Vergleich mit dem Diagramm von KLIX (siehe Abb. 12) und den Ergebnissen von MEHNERT (1953) aus dem Schwarzwald. Zum Vergleich sind fünf Analysen von Gneisglimmerschiefern des Oetztalkristallins (Proben E3, E4, E5, S3, S8, siehe Tab. 4 und 5) eingetragen. Aus Abb. 12 ist ersichtlich, dass es zwei Gruppen, nämlich die der Muskowitgneise und die der Gneisglimmerschiefer gibt. Die beiden Muskowitgneistypen weisen trotz starker, petrographischer Unterschiede weitgehend übereinstimmende chemische Zusammensetzung in Bezug auf die Hauptelemente auf.

Beide Muskowitgneise sind gekennzeichnet durch relativ hohe Si-Gehalte (74,7 - 76,0 Gew.%) und relativ hohe Al-Gehalte (13,2 - 13,6 Gew.%). Sie unterscheiden sich jedoch in Bezug auf die Alkalien: Muskowit-Augen-Gneise sind K-betont (4,7 Gew.% K_2O), Muskowit-Quarzit-Gneise sind Na-betont (3,9 - 4,3 Gew.% Na_2O). Bei den Spurenelementen gibt es Unterschiede im Ba- und Rb-Gehalt: die Ba-Gehalte des Muskowit-Augen-Gneises (61 ppm) sind im Vergleich zum Muskowit-Quarzit-Gneis (310 ppm) niedrig, beim Rb verhält es sich umgekehrt.

Da folgende Kriterien erfüllt sind, handelt es sich beim Muskowit-Augen-Gneis nach CHAPPELL & WHITE (1974) um einen S-Typ-Granit:

- $\text{Na}_2\text{O} < 3.2$ (Muskowit-Augen-Gneis: ca. 3,0 % Na_2O)
- $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) > 1.1$ (Muskowit-Augen-Gneis: ca. 1.62)
- Vorhandensein von normativem Korund
- relativ hoher Si-Gehalt von 76 %

Die hohen Rb-Gehalte des Muskowit-Augen-Gneises von 345 - 365 ppm deuten nach WEDEPOHL (1978) auf einen K-reichen Vulkanit hin, was durch die hohen K_2O -Werte des Muskowit-Augen-Gneises bestätigt wird.

Der Muskowit-Quarzit-Gneis zeigt kein eindeutiges Bild. Der Na_2O -Gehalt ist hoch (ca. 4 %) und würde eher demjenigen des I-Typ-Granits entsprechen. Die Entstehung aus insitu aufgeschmolzenen Sedimenten infolge Anatexis kann wegen fehlender migmatischer Strukturen ausgeschlossen werden.

Nach Lagerungsverband und petrographischen Merkmalen zu urteilen, nämlich km-weit verfolgbare, konkordante, nur wenige Meter mächtige Leithorizonte mit

scharfer Abgrenzung zum Nebengestein und beim Muskowit-Augen-Gneis Konstanz in der chemischen Zusammensetzung über grössere Distanzen hinweg handelt es sich bei den Muskowitgneisen eher um vulkanische Gesteine (siehe auch KLIX, 1974 und SCHMITZ, 1971).

Im SiO_2 - Zr/TiO_2 -Diagramm von FLOYD & WINCHESTER (1978) liegen die Daten beider Muskowitgneistypen im Rhyolith-Feld (siehe Abb. 13).

Zusammenfassend kann folgendes gesagt werden:

- Makroskopisch und mikroskopisch zeigen sich eindeutig Unterschiede zwischen den Gneisglimmerschiefern und den Muskowitgneisen, jedoch auch zwischen den beiden Muskowitgneistypen.
- Der Lagerungsverband beider Muskowitgneise spricht für eine vulkano-sedimentäre Entstehung.
- In Bezug auf die Hauptelemente grenzen sich die beiden Muskowitgneise gegen die Gneisglimmerschiefer deutlich ab. Die beiden Muskowitgneise sind in Haupt- und Spurenelementgehalte sehr ähnlich, unterscheiden sich aber in den Alkalien und in den Ba- und Rb-Gehalten.

Folgende Genesemodelle sind möglich:

1. Die Muskowitgneise sind stark Si-betonte, Al-reiche Sedimente (z.B. Ton-Arkose-Sedimente).
2. Die Muskowitgneise sind magmatischer Entstehung, wobei es sich um Rhyolithe handelt. Sie könnten als vulkanische Aequivalente des oberordovizischen sauren Plutonismus (PECERILLO et al., 1979) angesehen werden. GREGNANIN et al. (1968) kommen bezüglich des Muskowit-Augen-Gneises zum Schluss, dass es sich um einen intrudierten Granit handelt, wobei sich ihre Argumente (Grobkörnigkeit, Konstanz der mikroskopischen, makroskopischen und chemischen Merkmale) nicht auf den Muskowit-Quarzit-Gneis übertragen lassen. Es wäre also denkbar, dass der Muskowit-Augen-Gneis plutonischen und der Muskowit-Quarzit-Gneis vulkanischen Ursprungs sind. Es ist jedoch kaum vorstellbar, dass ein Granit in Form eines über km hinweg verfolgbaren, konkordanten, wenige m mächtigen Ganges intrudieren würde. Falls beide Gneise vulkanischer Herkunft sind, könnten die Unterschiede zwischen den beiden Muskowitgneisen durch vermehrte Einlagerungen von Sedimentschichten im Muskowit-Quarzit-Gneis verursacht worden sein. Allerdings könnte

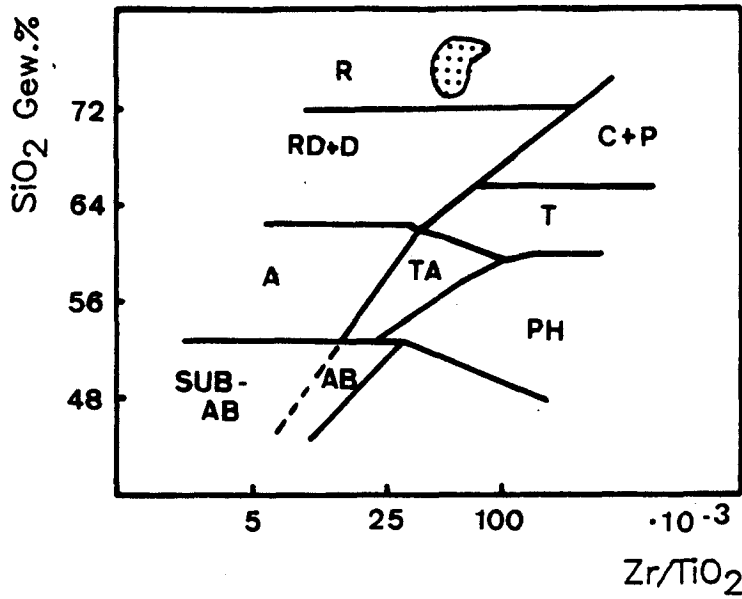


Abb. 13: SiO₂ - Zr/TiO₂ - Diagramm von FLOYD & WINCHESTER² (1978). AB = Alkalibasalte, Hawaiiite, Mugearite, Trachybasalte; SUB-AB = Subalkalibasalte (tholeiitische und Al-reiche); A = Andesite; RD+D = Dazite und Rhyodazite; R = Rhyolite; TA = Trachyandesite; PH = Phonolite; C+P = Commendite und Pantellerite; T = Trachyte; Punktiertes Feld: Muskowit-Gneise.

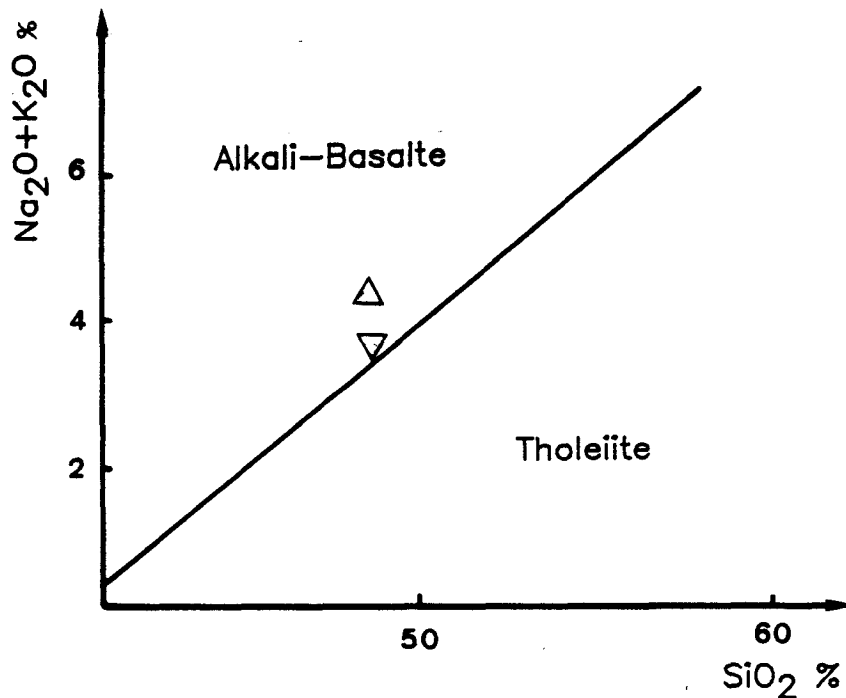


Abb. 14: Na₂O + K₂O - SiO₂ - Diagramm (Mac DONALD & KATSURA, 1964); ▽ Probe ET; △ Probe E36

man damit die erhöhten Na-Gehalte des Muskowit-Quarzit-Gneises nicht erklären, da die Paragneise deutlich niedrigere Werte aufweisen.

Hingegen deuten die niedrigeren Rb- und höheren Ba-Werte des Muskowit-Quarzit-Gneises eher auf eine Vermischung mit Sedimenten hin, da die Paragneise für beide Elemente ähnliche Gehalte aufweisen. Zirkone, die durch ihre Morphologie Hinweise auf die Genese liefern könnten, waren in den Proben von 2 - 3 kg nicht vorhanden.

2.1.5.2. Amphibolite

Um festzustellen, ob die Amphibolite eine Ortho- oder Paraabstammung aufweisen, was für die Genese der Vererzungen nicht unerheblich ist (z.B. Thermenzufuhr in Zusammenhang mit Vulkanismus), wurden die Amphibolite trotz ihrer geringen Mächtigkeit, Verbreitung und Probenzahl in geochemischer Hinsicht untersucht.

a) Petrographische Beschreibung

Im Lazzachertal tritt mit grosser Regelmässigkeit ein Amphibolitband von einigen Metern Mächtigkeit im Liegenden des Muskowit-Augen-Gneises auf. Diese Konstanz ist über die gesamte Aufschlusslänge des Muskowit-Augen-Gneises von ca. 19 km gegeben. Die Amphibolite wurden in petrographischer Hinsicht von KLIX (1974) beschrieben. Der Mineralbestand der Amphibolite besteht aus Hornblende, Quarz, Biotit, Plagioklas (An-Gehalt: 5 - 25 % = Albit - Oligoklas) (akzessorisch: Calcit, Granat, Ilmenit, Erz). Im Pflerschtal treten 0,2 - 40 m mächtige Amphibolitgesteine im Hangenden der Erzhorizonte auf, knapp unterhalb der Grenze zur überlagernden Trias. Petrographische Beschreibung dieser Amphibolitserie siehe SCHMITZ (1971). Er kommt anhand eines Quarz - Plagioklas - Mafit - Dreiecks zum Schluss, dass es sich um Mischgesteine aus sedimentären (überwiegend tonigen) und magmatischen (basischen) Edukten handelt.

b) Geochemische Interpretation

Es wurden zwei Amphibolitproben aus dem Poschhaus-Stollen analysiert (Proben E1 und E36, Analysedaten siehe Tab. 3).

Um die Para- bzw. Orthoherkunft der Amphibolite zu klären, wurden die Diskriminierungsfunktionen von SHAW & KUDO (1965) zwischen Ortho- und Paragesteine X1, X2 und X3 angewandt. X1 und X2 stützen sich auf Spurenelemente ($X1 = - 2.69\log\text{Cr} - 3.18\log\text{V} - 1.25\log\text{Ni} + 10.57\log\text{Co} + 7.73\log\text{Sc} + 7.54\log\text{Sr} - 1.95\log\text{Ba} - 1.99\log\text{Zr} - 19.58$; $X2 = 3.89\log\text{Co} + 3.99\log\text{Sc} - 8.63$), X3 auf Hauptelemente ($X3 = 7.07\log\text{TiO}_2 + 1.91\log\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.29\log\text{Fe}_2\text{O}_3 + 8.48\log\text{FeO} + 2.97\log\text{MnO} + 4.81\log\text{MgO} + 7.80\log\text{CaO} + 3.92\log\text{P}_2\text{O}_5 + 0.15\log\text{CO}_2 - 15.08$). Alle drei Funktionen ergeben eine Orthoherkunft beider Amphibolitproben.

Die Cr-Ni-Verhältnisse der beiden Amphibolite sind grösser als 1. Damit ist nach KUKLEY (1975) eine Bedingung für den Orthocharakter von Amphiboliten erfüllt. All diese Tatsachen legen einen orthogenen Ursprung der Amphibolite im Bereich der Lagerstätte Schneeberg nahe.

Um das Edukt der Amphibolite zu ermitteln, werden mehrere Korrelationsdiagramme benutzt, so dass die Wahrscheinlichkeit der Aussage erhöht wird.

In Abb. 14 sind die Amphibolite in das Diagramm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ von MACDONALD & KATSURA (1964) eingetragen. Die Amphibolite liegen knapp oberhalb der Trennlinie im alkalischen Feld.

In Abb. 15 sind die TiO_2 - und Zr-Gehalte eingetragen. Nach FLOYD & WINCHESTER (1975) überschneiden sich die Felder der Tholeiite und Alkali-Basalte bei TiO_2 -Gehalten, die grösser als 2 % sind. Die Amphibolite des Poschhaus-Stollens liegen deutlich im Feld der Tholeiite.

In Abb. 16 sind die Daten in das $\text{SiO}_2 - \text{Zr}/\text{TiO}_2$ - Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978) eingetragen. Hier ergibt sich ein subalkalischer Chemismus der Amphibolite.

In 2 Diskriminierungsdiagrammen weisen die Werte der Amphibolite des Poschhaus-Stollens also auf einen tholeiitischen Ursprungschemismus hin, im Diagramm $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (Abb. 14), welches der Bestimmung der Alkalinität von Basalten dient, liegen die Daten knapp an der Grenze Tholeiite/Alkali-Basalte im Alkali-Basalte-Feld. Da die in Abb. 14 berücksichtigten Elemente Na + K mobiler sind als die in den beiden Abb. 15 und 16 (Ti + Zr), ist ein tholeiitischer Ursprungschemismus wahrscheinlicher.

Abb. 17 stellt ein Multi-Element-Diagramm dar mit den verschiedenen MORB-Basalt-Typen (transitional MORB = T-Typ, enriched MORB = E-Typ, als Ferrobasalt oder als Alkalibasalt, depleted MORB = N-Typ, siehe WOOD et al., 1980) und dem Amphibolit aus Schneeberg. Alle Gesteine sind auf den N-Typ-Basalt normiert. Wie aus Abb. 17 ersichtlich, zeigt der Amphibolit aus Schneeberg eine starke

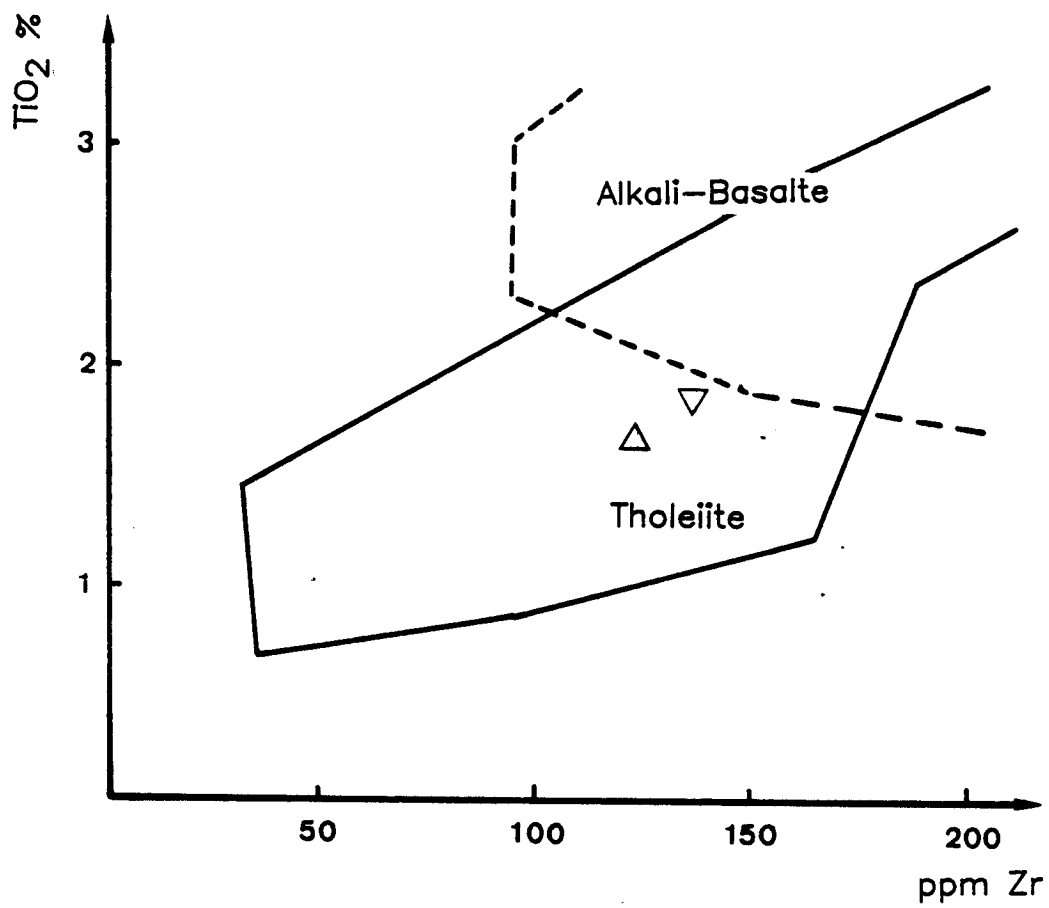


Abb. 15: TiO₂ - Zr - Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1975). Probennummern siehe Abb. 14.

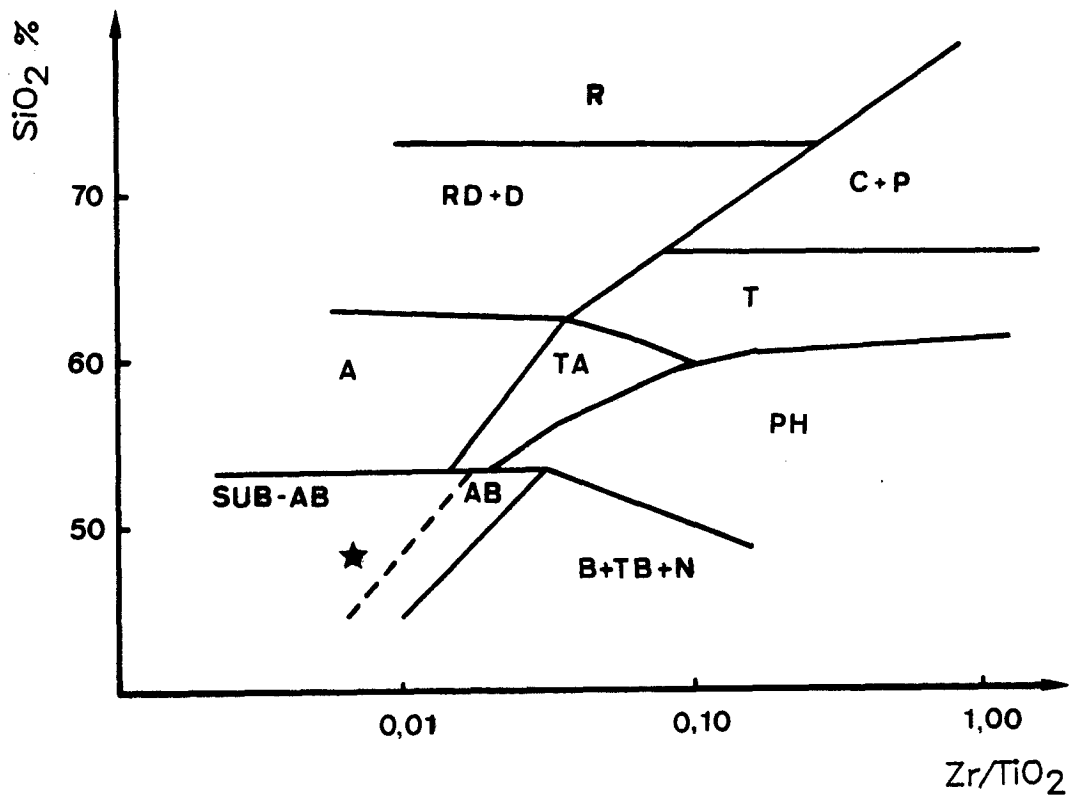


Abb. 16: SiO₂ - Zr/TiO₂ - Diagramm von FLOYD & WINCHESTER (1978). AB = Alkalibasalte, Hawaiiite, Mugearite, Trachybasalte, SUB-AB = Subalkalibasalte (tholeiitische und Al-reiche), B+TB+N = Basanite, Trachybasanite, Nephelinite, A = Andesite, RD+D = Dazite und Rhyodazite, R = Rhyolithe, TA = Trachyandesite, PH = Phonolithe, C+P = Commendite und Pantellerite, T = Trachyte
★ Proben Nr. E1 und E36.

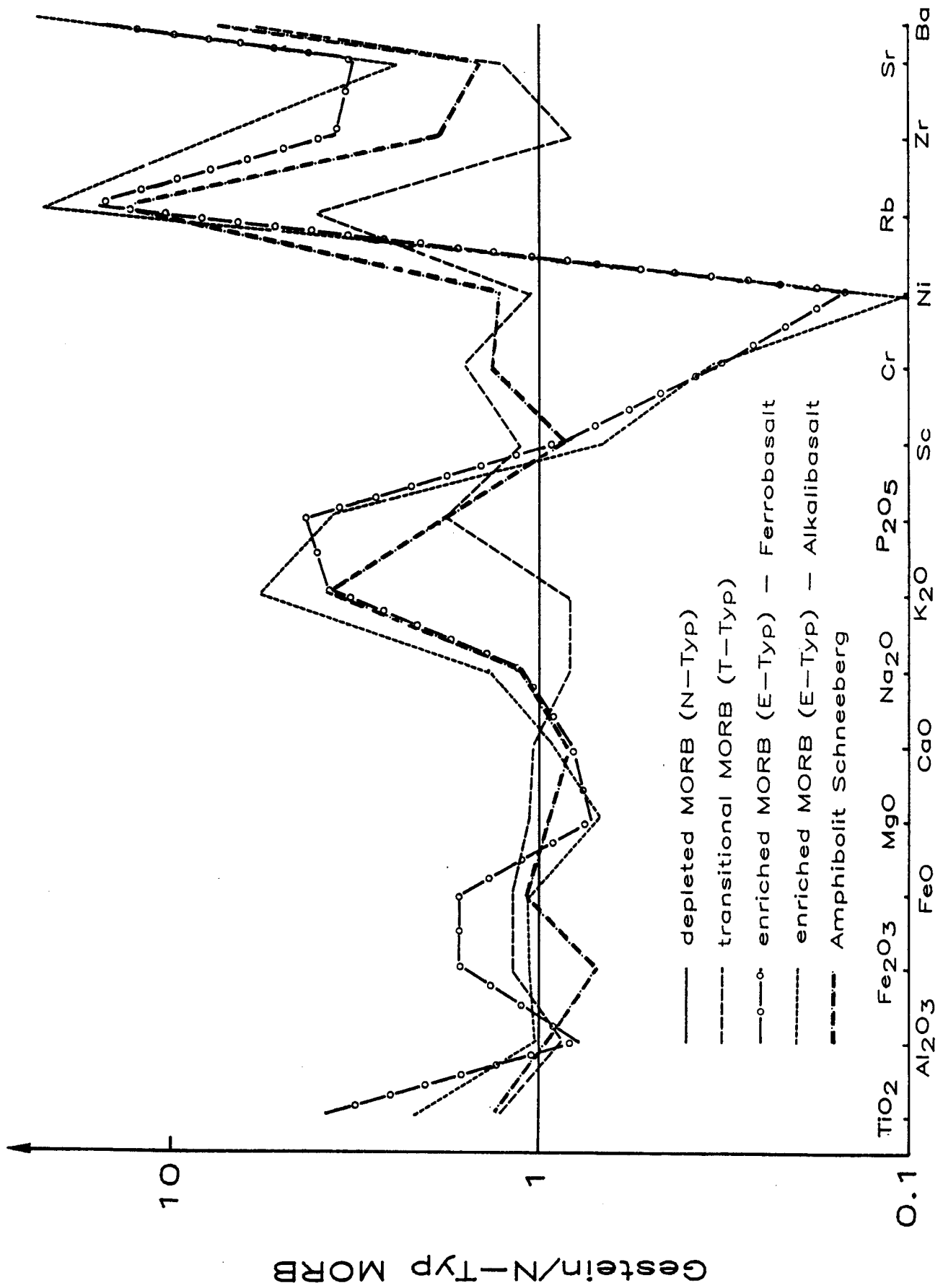


Abb. 17: Multi-Element-Diagramm verschiedener MORB-Typen und des Amphibolits aus Schneeberg, normalisiert auf einen N-Typ-MORB (depleted), siehe WOOD et.al., 1980.

Affinität zu den MORB-Basalten, wobei die Elementgehalte mit Ausnahme von K_2O mit etwas höheren Werten ähnlich wie die des transitional-MORB-Typs sind.

Es wurde versucht, die ursprüngliche, tektonische Situation, in der die Amphibolite entstanden sind, zu ermitteln. In Abb. 18 sind Ti- gegen Zr-Gehalte aufgetragen. Die Proben liegen im Feld D, nach PEARCE & CANN (1973) das Feld der "Ocean-Floor"-Basalte.

Im Ti/100-Zr-Y*3-Dreieck fallen die Datenpunkte jedoch knapp an der Grenze zum Feld der "Within-Plate"-Basalte (siehe Abb. 19), ebenfalls im F1-F2-Diagramm nach PEARCE (1976) (Abb. 20).

Zusammenfassung:

- Bei den Amphiboliten im Bereich der Lagerstätte Schneeberg handelt es sich um Orthoamphibolite.
- In den Diagrammen, in denen Alkali-Basalte von Tholeiite unterschieden werden, fallen die Amphibolite sowohl ins Tholeiit- als auch ins Alkali-Basalte-Feld. Ein tholeiitischer Ursprungsschemismus wird jedoch als wahrscheinlich angenommen.

Das Multi-Element-Diagramm lässt jedenfalls vermuten, dass es sich eher um einen MORB-Basalt gehandelt hat.

- Im Hinblick auf die ursprüngliche, tektonische Situation, in der die Amphibolite entstanden sind, kann keine klare Aussage gemacht werden. Die Datenpunkte fallen sowohl ins "Within-Plate"-Basalt- (= Ozean-Insel- und Kontinental-Basalte) als auch ins "Ocean-Floor"-Basalte-Feld. Die vorliegenden Daten deuten eher auf einen MORB-Basalt, also Ocean-Floor-Basalt hin, wobei die Zu- und Abfuhr von Elementen in den relativ geringmächtigen Amphibolitlagen während der mehrphasigen Metamorphosen (vergleiche Kapitel 2.1.6.) als Ursache der widersprüchlichen Aussagen anzusehen ist.

2.1.5.3. Erzbegleitende Fazies

Die Vererzungen werden von der erzbegleitenden Fazies, die aus zwei Gesteinstypen besteht, begleitet: der sog. "Filone-Fazies" (Gangfazies) und

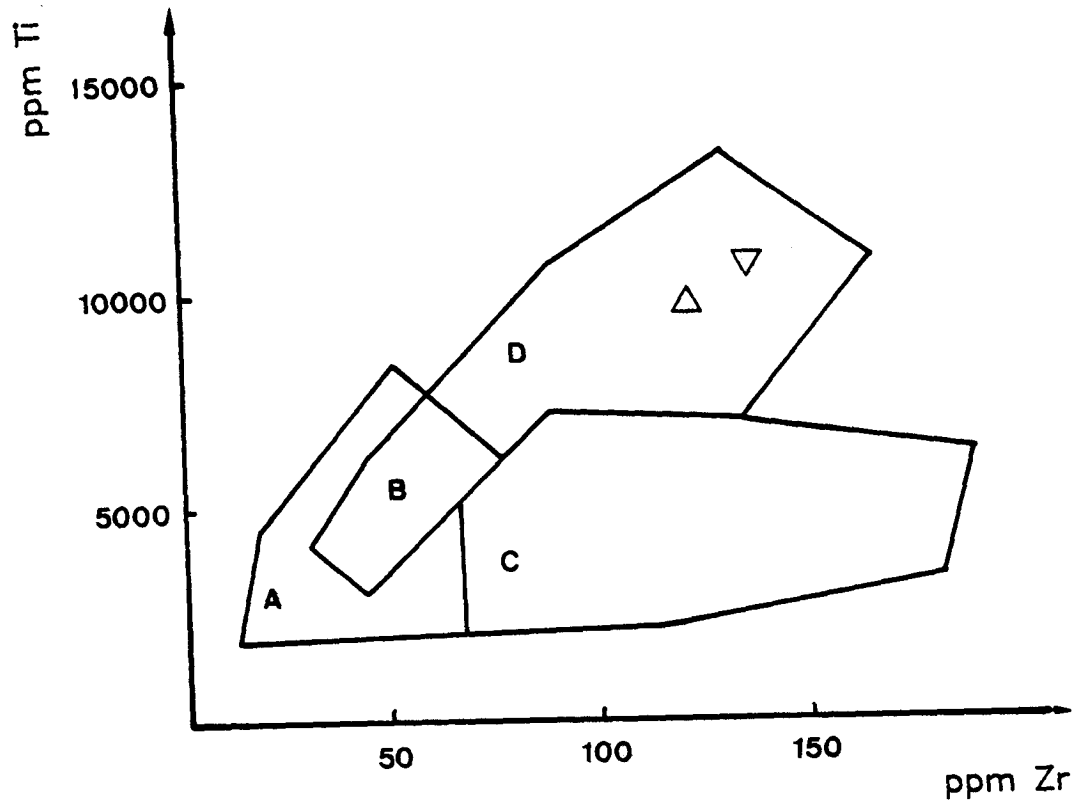


Abb. 18: Ti-Zr-Diagramm nach PEARCE & CANN (1973). D+B = Ocean-Floor-Basalte, A+B = low K-Tholeiite, C+B = Kalkalkali-Basalte. Probennummern siehe Abb. 14.

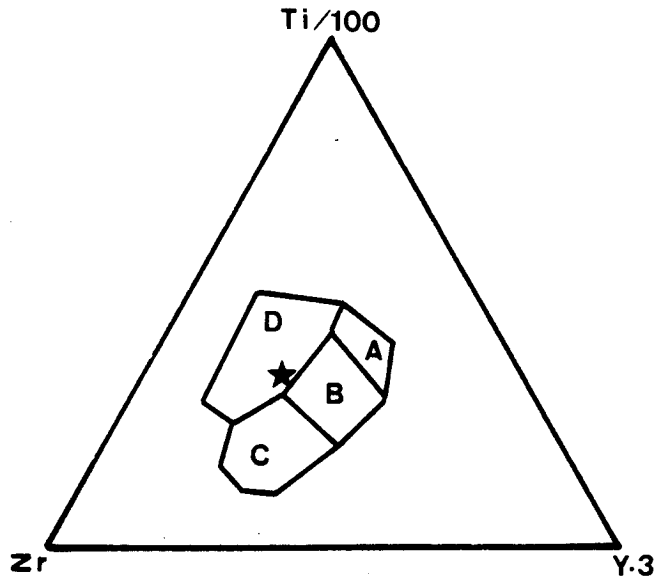


Abb. 19: Ti/100 - Zr - Y.3 - Dreieck von PEARCE & CANN (1973). D = Within-Plate-Basalte, B = Ocean-Floor-Basalte, A,B = low-K-Tholeiite, C,B = Kalkalkali-Basalte, ★ Proben Nr. E1 und E36.

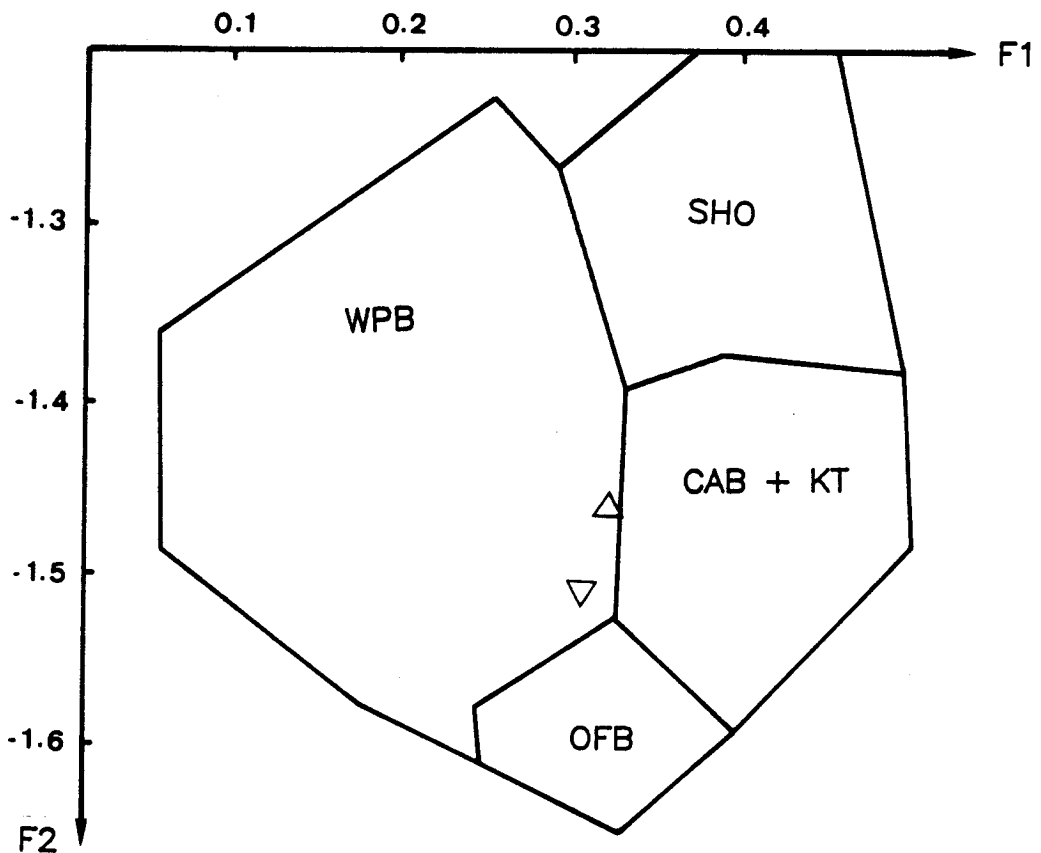


Abb. 20: F1-F2-Diagramm von PEARCE (1976). WPB = Within-Plate-Basalte, SHO = Shoshonites, CAB = Calc-alkali-Basalte, LKT = Low-K-Tholeiite, OFB = Ocean-Floor-Basalte. Probennummern siehe Abb. 14. $F1 = +0.088SiO_2 - 0.0774TiO_2 + 0.0102Al_2O_3 + 0.0066FeO - 0.0017MgO - 0.0143CaO - 0.0155Na_2O - 0.0007K_2O$; $F2 = -0.013SiO_2 - 0.0185TiO_2 - 0.0129Al_2O_3 - 0.0134FeO - 0.0300MgO - 0.0204CaO - 0.0481Na_2O + 0.0715K_2O$

den Muskowit-Quarz-Schiefern. Die Muskowit-Quarz-Schiefer unterscheiden sich von dem Muskowit-Quarzit-Gneis (siehe Kapitel 2.1.5.1.) dadurch, dass Biotit nur akzessorisch vertreten und kein Kalifeldspat vorhanden ist. Im SW-Revier mit den heute noch begehbaren Stollen herrscht eindeutig die "Filone-Fazies" vor, die Muskowit-Quarz-Schiefer konnten nur sehr selten beobachtet werden, so dass sich die folgenden Untersuchungen hauptsächlich auf die "Filone-Fazies" beschränken. Im Pflerschtal konnte die "Filone-Fazies" vor allem in den Lagerstättenbereichen Silberböden und Bodnerberg gefunden werden.

Das Erscheinen der sulfidhaltigen Zone bringt grundlegende Änderungen in der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung und der Struktur der Nebengesteine mit sich. Die durch Biotit und Muskowit gut ausgeprägte Schieferung der Metapelite geht in ein grobkörniges, z.T. fast pegmatoides Gestein von meist richtungsloser Struktur über, der "Filone-Fazies". Dies kann zu einem massigen, bis m-mächtigen, hauptsächlich aus Granat und Quarz bestehenden Gestein führen (z.B. Himmelreichgang, St. Martin). Die Muskowit-Quarz-Schiefer dagegen sind streng lagige, hellweisse Gesteine mit scharfen Uebergängen zu den Gneisglimmerschiefern (s. KLIX, 1974). Die Anordnung in Bezug auf die Erzlagen ist nicht symmetrisch. Die "Filone-Fazies" ist ein Indikator für das Vorkommen der Erzlinsen, diese kommen selten ohne erzbegleitende Fazies vor, während vor allem die Muskowit-Quarz-Schiefer auch ohne Vererzungen zu finden sind.

In mineralogischer Hinsicht unterscheidet sich die "Filone-Fazies" nach KLIX (1974) von den Gneisglimmerschiefern durch die Vorherrschaft mafischer Minerale, nämlich durch das Auftreten von zwei Hornblenden (Anthophyllit und Tremolit). Nach FOERSTER (1963) tritt ein neuer, grüner Biotit auf, welcher er als Manganophyllit bestimmt hat. Rb/Sr-Altersbestimmungen an einer Manganophyllitprobe (FOERSTER, 1963) ergaben 81 ± 3 Mio.J. (Obere Kreide), was als Metamorphosealter bzw. Aufwärmung interpretiert wurde. Weiterhin typisch nennt er das vermehrte Auftreten von Karbonat. Granat beschreibt er als extrem xenomorph mit Siebstruktur und "schlauchartig".

Nach FOERSTER (1963) gibt es zwei verschiedene Granatgenerationen: Ein älterer, xenomorpher, sog. Reliktgranat, welcher auf Sprüngen in Chlorit, Serizit, Karbonat und Magnetit umgewandelt wurde und eine jüngere Generation, welche während der hydrothermalen Bildung der Erzlagerstätte entstanden ist. Der sogenannte Lagerstättengranat hat nach FOERSTER 6,3 % MnO-Gehalt, die Zusammensetzung weist 57 % Almandin-, 14,6 % Spessartin-, 1,7 % Pyrop- und 25

% Andradit-Komponenten auf.

Mikroskopische Untersuchungen ergaben, dass Hornblende nicht nur in der "Filone-Fazies", sondern auch in den Gneisglimmerschiefern nahe der Erzlinsen und im unvererzten Zwischenbereich zwischen den Revieren SW und NE (siehe Abb. 22 und 30) vorkommen.

Es wurden Mikrosondenanalysen an Biotiten aus der "Filone-Fazies" durchgeführt (Proben B4 und B16). MnO konnte in den untersuchten Biotiten nicht nachgewiesen werden, d.h. ein Manganophyllit mit bis zu 11 % MnO wie von FOERSTER (1963) angegeben war nicht aufzufinden. Granat in Siebstruktur kommt nicht nur in der "Filone-Fazies" vor, sondern auch in den Metapeliten nahe der Vererzungen. Im unvererzten Zwischenbereich zwischen Revier SW und NE ist dieser schlauchähnliche Granat selten zu beobachten. Mikrosondenanalysen zeigen, dass die Granate auch im unvererzten Zwischenbereich hohe MnO-Gehalte bis zu 12 % aufweisen, der sog. Lagerstättengranat also nicht nur auf die unmittelbare Nähe der Vererzungen beschränkt ist. Calcit kommt in geringen Mengen ebenfalls schon im unvererzten Bereich zwischen den beiden Revieren SW und NE vor.

Die "Filone-Fazies" weist also den gleichen Mineralbestand auf wie die Gneisglimmerschiefer des erzlinsenhaltigen Horizontes. Die wesentlichen Unterschiede sind die Kornvergrößerung und die unterschiedlichen Volumen-Anteile der einzelnen Mineralkomponenten.

Chemische Analysen des Gesteins sind wegen der grobkörnigen Ausbildung der "Filone-Fazies" problematisch. Trotzdem wurden von zwei Proben mit einer mittleren Korngröße von ca. 5 mm und relativ gleichmässiger Verteilung der Minerale (Proben B4 und B16, Stollen Nr. 3, 2009 m-Niveau, SW-Revier) Gesamtgesteinsanalysen angefertigt (Resultate siehe Tab. 3).

Vergleiche mit Durchschnittswerten der unvererzten Gneisglimmerschiefer des Lazzachertales, der Gneisglimmerschiefer im erzfreien Bereich zwischen Revier SW und NE und der Gneisglimmerschiefer nahe der Erzlinsen (siehe Tab. 7) zeigen folgende Resultate:

- Deutliche, sprunghafte Anreicherung von SiO_2 in der "Filone-Fazies".
- Kontinuierliche Anreicherung von MnO bei Annäherung an das Erz von 0,07 Gew.% in den Gneisglimmerschiefern des Lazzachertales bis zu 0,54 Gew.% in der "Filone-Fazies".
- Leichte Anreicherung von MgO in den Gneisglimmerschiefern nahe der Erzlinsen (3,05 Gew.%) und in der "Filone-Fazies" (2,27 Gew.%) im Ver-

gleich zu den Gneisglimmerschiefern im Lazzachertal (1,79 Gew.%).
- Niedrigere Werte von TiO_2 (0,31 Gew.%), Al_2O_3 (7,5 Gew.%),
 P_2O_5 (0,06 Gew.%) und Na_2O (0,06 Gew.%) in der "Filone-
Fazies" gegenüber TiO_2 von 0,71 Gew.%, Al_2O_3 von 13,91 Gew.%,
 P_2O_5 von 0,18 Gew.% und Na_2O von 1,60 Gew.% in den Gneis-
glimmerschiefern des Lazzachertals.

FOERSTER (1963) betrachtete die Muskowit-Quarz-Schiefer als Bleichungszone und die "Filone-Fazies" als verkieselter Muskowit-Schiefer, welcher am Kontakt zum epigenetischen Erzgang hin in einen Granat-Manganophyllit-Schiefer umgewandelt wurde. Ein symmetrischer Aufbau Salband - verkieselter Muskowitschiefer - Bleichungszone - Nebengestein wie von FOERSTER (1963) im nicht mehr begehbaren Lagerstättengebäude beobachtet konnte nicht festgestellt werden. KLIX (1974) deutet die "Filone-Fazies" als metamorphe Produkte von Ausgangsgesteinen, die schon eine primär unterschiedliche Zusammensetzung durch Ca-, Mg- und Mn-Zufuhr im Zusammenhang mit der syngenetischen Lagerstättenbildung aufwiesen.

Mineralbestand, Lagerungsverband und chemische Analysen sprechen dafür, dass die "Filone-Fazies" im Zusammenhang mit der Erzzufuhr entstanden ist. Die Si-, Mn- und schwermetallreichen Lösungen des Atlantis II-Tiefs im Roten Meer (MILLER et al., 1966) könnten z.B. durchaus zur Ablagerung von Edukten mit ähnlichem Chemismus (siehe z.B. Al_2O_3 -, Fe total - und MnO-Gehalte, Tab. 7) wie die "Filone-Fazies" führen. Die Dispersion des Mangan in lateraler Richtung bis ca. 100 m in den unvererzten Zwischenbereich zwischen Revier NE und SW hinaus ist mit der besseren Löslichkeit dieses Elementes und demzufolge grösseren Transportweiten zu erklären (siehe auch Kapitel 2.2.4.).

Die Elemente Ti, Al, Na und P zeichnen sich durch niedrige Gehalte in der "Filone-Fazies" aus. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass sie eher an die detritische Fraktion der Sedimente gebunden sind und nicht eine chemische Komponente der "Filone-Fazies" (Si, Fe, Mn) darstellen. STANTON (1982) beobachtete in der Sulfidlagerstätte Mcunt Misery, Australien, eine Abnahme von Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O und MgO in der Nähe der Sulfide und schreibt dies einer zunehmenden, hydrothermalen chemischen und einer abnehmenden, detritischen Komponente zu.

Falls eine syngenetische Entstehung der Lagerstätte vorliegt, so ist die heute vorliegende, pegmatoide Textur der "Filone-Fazies" das Resultat nachträglicher Metamorphosephasen. Nach LAWRENCE (1967) zeigen Erzkörper, welche hochgradiger

Regionalmetamorphose unterworfen waren, oft Charakterzüge, welche denjenigen magmatisch-hydrothermalen Vererzungen gleichgestellt werden können. So beschreibt er Metapegmatite und metahydrothermale Adern aus der metamorphen Pb-Zn-Lagerstätte Broken Hill, Australien, welche ähnliche Strukturen wie die "Filone-Fazies" aufweisen.

Die Muskowit-Quarz-Schiefer, welche von FOERSTER (1963) als Ausbleichungszone betrachtet werden, haben sicher einen anderen Ursprung als die "Filone-Fazies". Wie schon von KLIX (1974) erwähnt, spricht die z.T. sehr scharfe Abgrenzung der Muskowit-Quarz-Schiefer gegen die Gneisglimmerschiefer nicht für eine Ausbleichungszone. Sie können durch Ausfällen von SiO_2 infolge Abkühlung der hydrothermalen Lösungen im Meerwasser entstanden sein. Der hohe SiO_2 -Anteil und das seltene Auftreten von Biotit verursachen die helle Farbe.

2.1.6. Metamorphosephasen

Die Metamorphosen verliefen im Bereich des Oetztal-Kristallins und des Schneeberger Zuges mindestens drei-phasig ab:

1. MILLER et al. (1967) ermittelten ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter des sich am Westende des Schneeberger Zuges im Oetztalkristallin befindlichen Venter Muskowitgranitgneises von 414 ± 31 Mio.J. und interpretierten dies als Gesteinsbildung an der Wende Silur/Devon. SATIR (1975) deutete ein Rb/Sr-Isochronenalter von 436 ± 17 Mio.J. an verschiedenen Orthogneistypen des Oetztalkristallins als Zeitraum der Platznahme der granitischen Gesteine.
Er nimmt an, dass sie aus einer Schmelze nach ausgeprägter Differentiation in tieferen Teilen des Kristallins hervorgegangen sind.
2. SCHMIDT (1965) und SCHMIDT et al. (1967) postulierten eine intensive, varistische Deformation des Oetztalkristallins, welche die Schlingenbildung verursachte, kombiniert mit einer mittel- bis hochgradigen, regionalen Metamorphose. THOENI (1981) interpretierte Biotit K/Ar- und Biotit Rb/Sr-Modellalter um 290 Mio.J. als varistische Glimmerabkühlalter. Diese varistischen Metamorphoseauswirkungen wurden jedoch im SE des

Oetztalkristallins von der alpidischen Metamorphose überprägt (siehe Punkt 3).

3. SCHMIDT et al. (1967) zeigten anhand von Biotitalter in der Gegend des Schneeberger Zuges, dass die Temperaturen im Altkristallin während der Oberen Kreide (Campan) unter 300 °C absanken.

JAEGER (1971) kommt zum Schluss, dass eine kretazische Phase der alpinen Metamorphose nachgewiesen ist und SATIR (1975) stellte fest, dass im Gebiet des südlichen Oetztalkristallins und im Schneeberger Zug um 110 - 120 Mio.J. wahrscheinlich der Höhepunkt der früh-alpinen Metamorphose im Bereich der beginnenden Amphibolitfazies erreicht wurde (ein Rb/Sr-Alter am Muskowit eines Orthogneises bei St. Martin ergab 121 ± 13 Mio.J.). Die Temperatur blieb daraufhin relativ hoch, und kühlte im Zeitraum von 90 - 75 Mio.J. bis unter 300 °C ab (Rb/Sr- und K/Ar-Biotitabkühlalter von 75 - 80 Mio.J., K/Ar-Hellglimmerabkühlalter von 77 - 90 Mio.J.).

THOENI (1981) beobachtete im Oetztalkristallin eine von W nach E bzw. von N nach S kontinuierliche Zunahme der alpidischen Ueberprägung: Hand in Hand mit der Zunahme der Diaphthorese-Erscheinungen im voralpidischen Mineralbestand geht eine zunehmende Verjüngung der Glimmer. Die alpidische Metamorphose erreicht im zentralen Schneeberger Zug die Bedingungen der niedriggradigen Amphibolitfazies. Die Schneeberger "Wärmebeule" taucht gegen SW mit flacher Achse ab.

2.1.7. Bisherige Genesemodelle

Es gibt drei verschiedene, genetische Interpretationsmöglichkeiten für die Schneeberger Vererzungen:

1. Metasomatische Verdrängung einer Kalkbank (POSEPNY, 1897; LAZAREVIC, 1911) durch eine zugeführte, mobile Phase magmatischer Herkunft. Dies kann jedoch ausgeschlossen werden, da Calcit in der Lagerstätte zwar im Zusammenhang mit den Vererzungen vorkommt, aber nicht in solchen Mengen, dass auf eine reliktsche Kalkbank geschlossen werden

könnte.

2. Epigenetisch-hydrothermale Entstehung (SANDER, 1929; SCHROLL, 1956; FRIEDRICH, 1962). BRIGO (1960) postulierte eine Entstehung der Schneeberger Vererzungen durch einen postorogenen, vermutlich herzynischen oder frühalpinen Magmatismus. FOERSTER (1963) folgerte aufgrund von Albit in der Gangart und im Nebengestein, dass das erzbringende Magma der Lagerstätte Schneeberg quarzdioritische Zusammensetzung besass.
3. Synsedimentäre Entstehung (KLIX, 1974; PAGEL, 1975; FRIZZO & CORNALE, 1981) infolge einer mit einem submarinen Vulkanismus in Zusammenhang stehender Thermenzufuhr in euxinischem Milieu.

Für die Pflerscher Vererzungen postulierten SCHMITZ (1971) und FRIZZO (1976) eine syngenetische Entstehung in Verbindung mit einem geosynklinalen Vulkanismus und späterer, teilweiser Mobilisierung der Vererzungen infolge mehrerer, prätriadischer Metamorphosephasen.

Folgende Argumente sprechen für die in neuerer Literatur postulierte, syngenetische Entstehung beider Lagerstätten:

- Die Vererzungen von Schneeberg und Pflersch sind innerhalb von ca. 20 km an den gleichen, stratigraphischen Horizont gebunden. Dies hat KLIX (1974) mittels zwei von Schneeberg bis Pflersch verfolgbare Leithorizonte (Muskowit-Augen-Gneis und Muskowit-Quarzit-Gneis) bewiesen.
- Graphitschiefer in beiden Lagerstättenrevieren deuten auf euxinische Faziesbedingungen hin. Diese Einschaltungen fehlen im Bereich zwischen den Revieren, wo auch keine Vererzungen vorkommen.
- Die Erzkörper sind schichtförmig-flachlinsig ausgebildet und an die primäre Schichtung gebunden (KLIX, 1974).
- Die in Kapitel 2.3. diskutierten Resultate der Pb-Isotopen-Analysen an Bleiglanzen aus Schneeberg und Pflersch stützen die Hypothese einer syngenetischen Entstehung dieser Vererzungen.

2.2.GEOCHEMISCHES PROFIL

2.2.1. Lokalität und Beschreibung des geochemischen Profils

Die Gneisglimmerschiefer streichen im Bereich der Lagerstätte mit 250° in NE-SW-Richtung und fallen mit ca. 50° nach NW ein. Der Gesteinszug, welcher die konkordanten Erzlinsen beinhaltet, besitzt eine Mächtigkeit von ca. 100 Meter. Dass die einzelnen Vererzungshorizonte nicht korrelierbar sind, ist aus Abb. 31 ersichtlich, wo die Vererzungshorizonte von fünf Bohrungen der SAMIM eingetragen sind. Die Erzlinsen konzentrieren sich auf verschiedene Reviere. Zwischen den Revieren können bis zu 530 m Länge sogenannte unvererzte Zwischenbereiche auftreten. Der "Poschhaus"-Stollen verläuft mit ca. 110° , d.h. in E-W-Richtung, nicht ganz senkrecht zum Streichen der Gneisglimmerschiefer, durch das Schneeberg- und Oetztalkristallin (siehe Abb. 35). Nach ca. 3,5 km erreicht er den erzlinsenführenden Gesteinszug, welcher hier jedoch erzfrei ist. Das Erz wurde erst ca. 100 m nach dem Abbiegen des Stollens in die südwestliche Fortsetzung der Streichrichtung, in NE-Richtung nach 430 m im NE-Revier, angefahren. Es gibt also einen Bereich ohne Erzlinsen zwischen SW- und NE-Revier von ca. 530 m.

In Abb. 21 ist ein Ausschnitt aus der Grubenkarte mit den Probenpunkten entlang des geochemischen Profils wiedergegeben. Dort, wo der Stollen in die Streichrichtung einbiegt, zweigt ein 150 m langer, ebenfalls unvererzter Fortsetzungsstollen (1. Traverse) in NW-Richtung ab. Das geochemische Profil beginnt ca. 450 m vor dem Abbiegen des Poschhaus-Stollens, tritt in den erzlinsenhaltigen Horizont ein, welcher hier erzfrei ist (wird im folgenden als "unvererzter Zwischenbereich" bezeichnet), und tritt am Ende des Fortsetzungsstollens aus diesem Horizont heraus. Die Störung "Herrenortler" ist in einem Bereich von einigen Metern verbaut. Sie stellt eine Schrägabschiebung dar, wobei der Nordteil bis zu 25 m nach Osten versetzt ist.

Zwischen Probe Z12 und Probe E6 ist der Stollen auf eine Länge von ca. 150 m verbaut, d.h. hier war eine Probennahme unmöglich.

Zum besseren Vergleich wurden die Daten folgender Gesteinsgruppen herangezogen:

- a) Erzfreie Gneisglimmerschiefer in grösserer Entfernung von der Lagerstätte. Proben S2, S3, S5, S6, S7, S8, S9 und S11

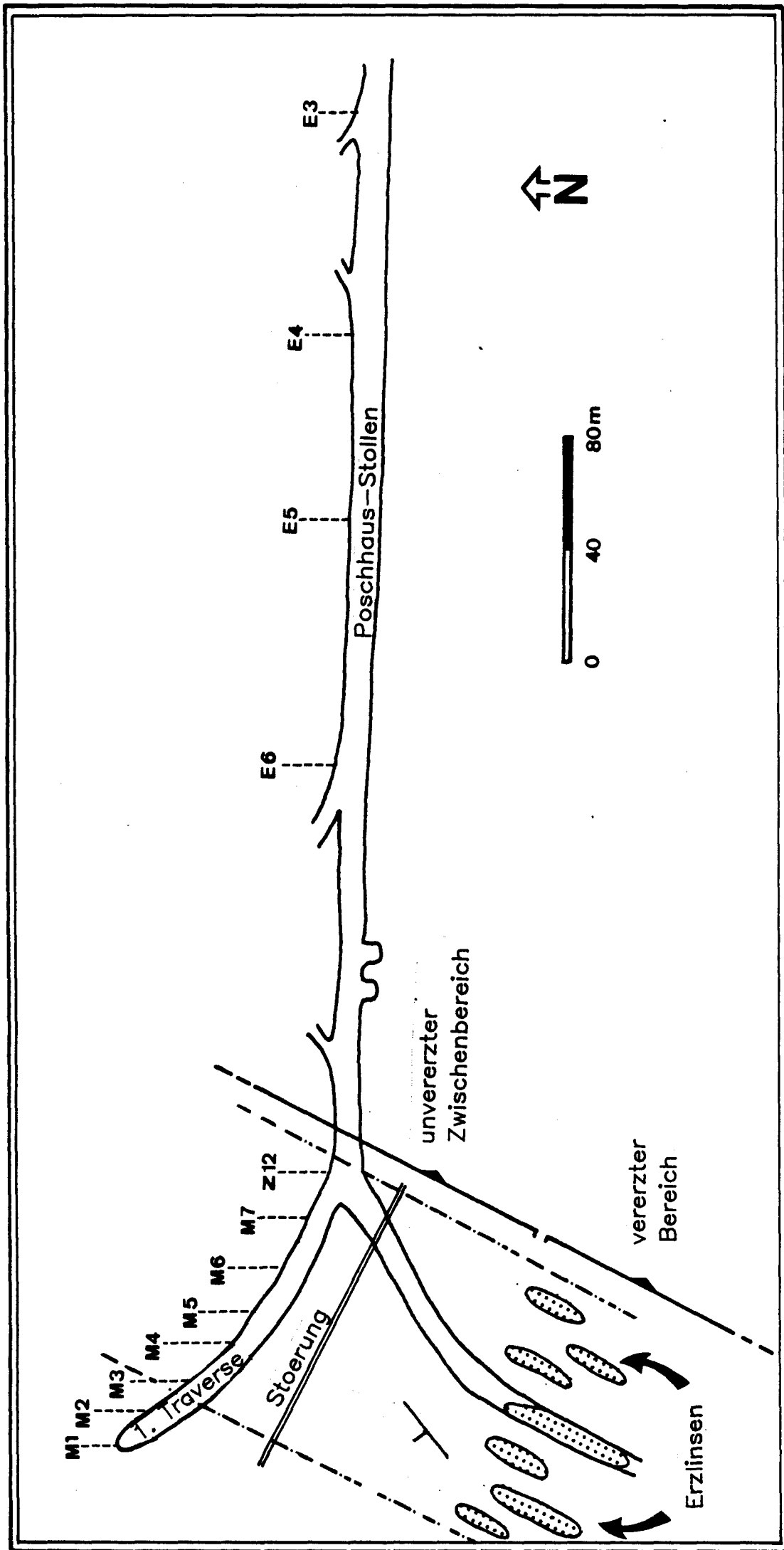


Abb. 21: Grubenkarte (Grundriss) im Bereich des geochemischen Profils (Ausschnitt siehe Abb. 35), 2000 m-Niveau, SW-Revier.

stammen aus dem Lazzachertal. Sie kommen also in der gleichen lithologischen Einheit wie die Erzlinen jedoch 5 - 7 km davon entfernt vor (Resultate der Röntgenfluoreszenzanalysen siehe Tab. 5).

b) Gneisglimmerschieferproben aus der Nähe der Erzlinen.

Proben B1, B2, B9, B10 und B14 stammen aus Stollen Nr. 30 (2010 m-Niveau, SW-Revier), Proben E20, E22, E26 und E28 aus dem SW-Revier (2000 m-Niveau, Resultate der Röntgenfluoreszenzanalysen siehe Tab. 6).

Bei den Proben handelt es sich ausschliesslich um Metapelite, von SCHMIDEGG (1933), BAUMANN (1967) und KLIX (1974) als Gneisglimmerschiefer bzw. Biotitporphyroblastenschiefer bezeichnet. In Abb. 22 und 23 ist der Mineralbestand der Gneisglimmerschiefer entlang des geochemischen Profils aufgetragen. Daraus geht hervor, dass die Gneisglimmerschiefer alle Quarz, Hellglimmer, Biotit, Plagioklas (An-Gehalt: 5 - ca. 30%, Albit - Oligoklas), Erz, Granat, gerundete Zirkone, Ilmenit und Magnetkies aufweisen. Beim Eintreten in den erzlinienhaltigen Gesteinszug, auch wenn er erzfrei ist, d.h. zwischen zwei Revieren, ändert sich die Mineralogie: Turmalin, Hornblenden, Staurolith und Calcit treten vermehrt oder neu auf.

Turmalin kommt in den erzfreien Gneisglimmerschiefern kaum vor (< 0.1 %), beim Eintreten in den unvererzten Zwischenbereich tritt er deutlich auf und nahe der Erzlinen ist er mit Glimmer lagenweise stark angereichert (bis einige Volumen %). Er zeigt oft Zonarbau, der bläuliche Kern kann von einem Erzring umschlossen sein. BRIGO (1960) postulierte, dass eine pneumatolytische Phase, welche Erz und "Filone-Fazies" entstehen liess, ebenfalls das notwendige Bor lieferte. Dann müsste aber vor allem die z.T. pegmatoide "Filone-Fazies" turmalinhaltig sein, was jedoch nicht der Fall ist. Selektive Turmalinisierung während einer Metamorphose ist ebenfalls unwahrscheinlich.

In neueren Arbeiten (ETHIER & CAMPBELL, 1977; TAYLOR & SLACK, 1984; PLIMER, 1986) wird Turmalin in syngenetischen, schichtgebundenen Lagerstätten oft als Indiz für eine submarin-exhalative Entstehung angesehen, wobei das Bor durch geothermale Konvektionssysteme aus dem Sediment gelaugt wird und zusammen mit Pb-Zn, Cu-Zn, Cu-Co, Sn, W und A austritt. Diese Modellvorstellung kann auch auf Schneeberg angewendet werden.

Calcit und Hornblenden sind spezifisch für die "Filone-Fazies" und werden dort näher beschrieben (siehe Kapitel 2.1.5.3.). Das Dünnschliffprofil zeigt, dass

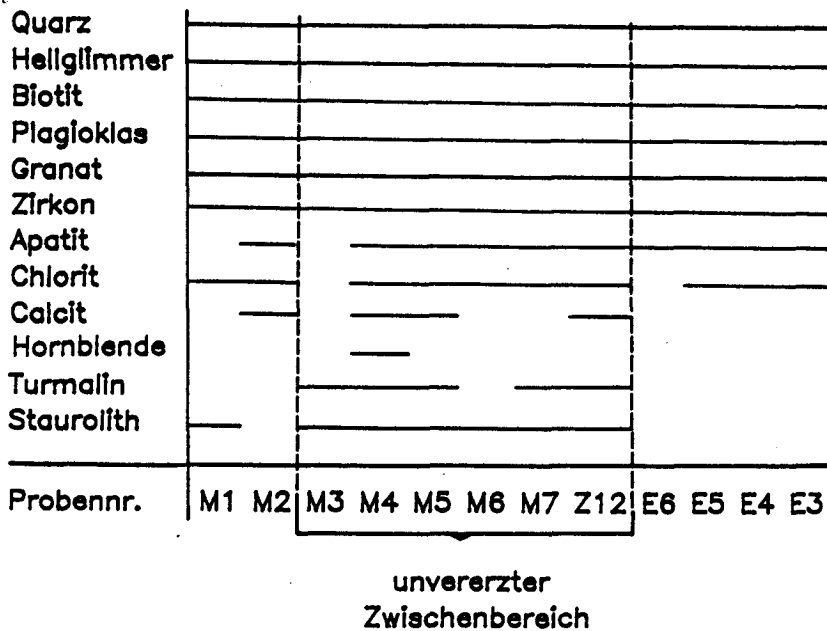


Abb. 22: Mineralbestand (ausser opake Minerale, siehe Abb. 23) der Gneisglimmerschiefer des geochemischen Profils (Abstand der Probenpunkte nicht massstäblich)

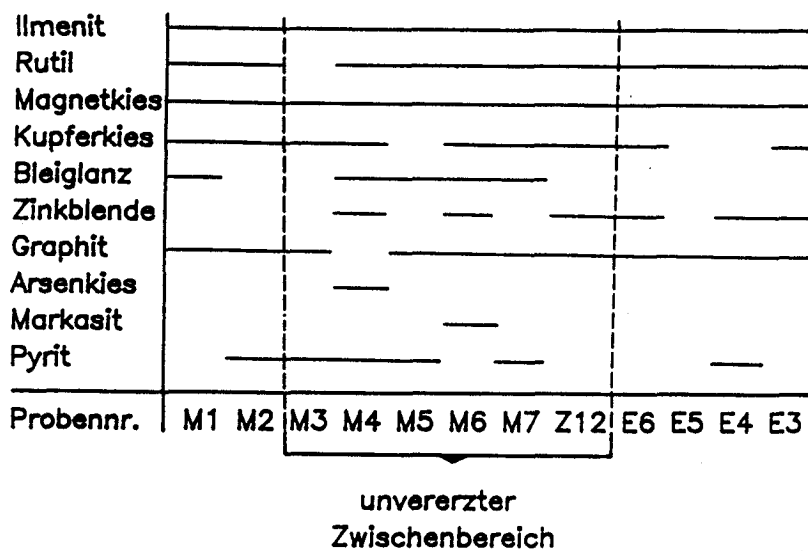


Abb. 23: Opake Minerale in den Gneisglimmerschiefern des geochemischen Profils (Abstand der Probenpunkte nicht massstäblich)

Element	Durchschnittswerte erzfreie Gneisglim- merschiefer Lazza- chertal	Durchschnittswerte Gneise in Amphibolitfazies
Pb	15 ppm	20 ppm
Cu	14 ppm	18 ppm
Zn	60 ppm	66 ppm
Ba	640 ppm	200 - 2000 ppm

Abb. 24: Durchschnittswerte von Spurenelementen von Gneisglimmerschiefern aus dem Lazzachertal (Oetztal-Kristallin) und von Gneisen und Schiefern in Amphibolitfazies (aus: WEDEPOHL, 1978).

beide Minerale ebenfalls in den Paragneisen des unvererzten Zwischenbereiches vermehrt auftreten.

Staurolith als typisch regional-metamorph auftretendes Mineral steht nicht in Verbindung mit der Genese der Schneeberger Vererzungen. SCHMITZ (1971) erwähnt für die Pflerscher Lagerstättenreviere überhaupt keinen Staurolith, so dass das häufigere Auftreten dieses Minerals im unvererzten Zwischenbereich im Zusammenhang steht mit einem lokalen Auftreten im Westen der Lagerstätte Schneeberg.

2.2.2. Zum Problem des Analysenvergleichs

Das Ziel der geochemischen Untersuchungen ist es festzustellen, ob sich im Nebengestein der Pb-Zn-Lagerstätte Schneeberg ein Halo, d.h. erhöhte resp. erniedrigte Gehalte von Haupt- und Spurenelementen abzeichnet oder nicht. Dabei stellt sich nun das Problem der Vergleichbarkeit der Analysedaten. Deshalb wurden nur Gneisglimmerschiefer miteinander verglichen, die sich durch eine gleiche, mineralogische Zusammensetzung der Hauptgemengteile auszeichnen. Die sogenannten Schwellen- oder Backgroundwerte, d.h. diejenigen Gehalte, die die Grenze zu An- bzw. Abreicherungen repräsentieren, wurden durch Mitteln der acht Gneisglimmerschieferproben aus dem Lazzachertal berechnet. Die Schwellenwerte der Spurenelemente wurden zudem mit aus der Literatur (WEDEPOHL, 1978) entnommenen Durchschnittswerten von Gneisen in Amphibolitfazies verglichen (siehe Abb. 24).

2.2.3. Resultate

Die gemessenen Elementkonzentrationen sind in Tab. 4 aufgeführt, zusammen mit dem relativen Fehler für die jeweiligen Konzentrationsbereiche (Standardabweichung der linearen Regression). Bei den Spurenelementen ist zusätzlich die untere Nachweisgrenze angegeben.

In Abb. 25 - 29 sind diejenigen Haupt- und Spurenelemente (in Gew.% bzw. ppm)

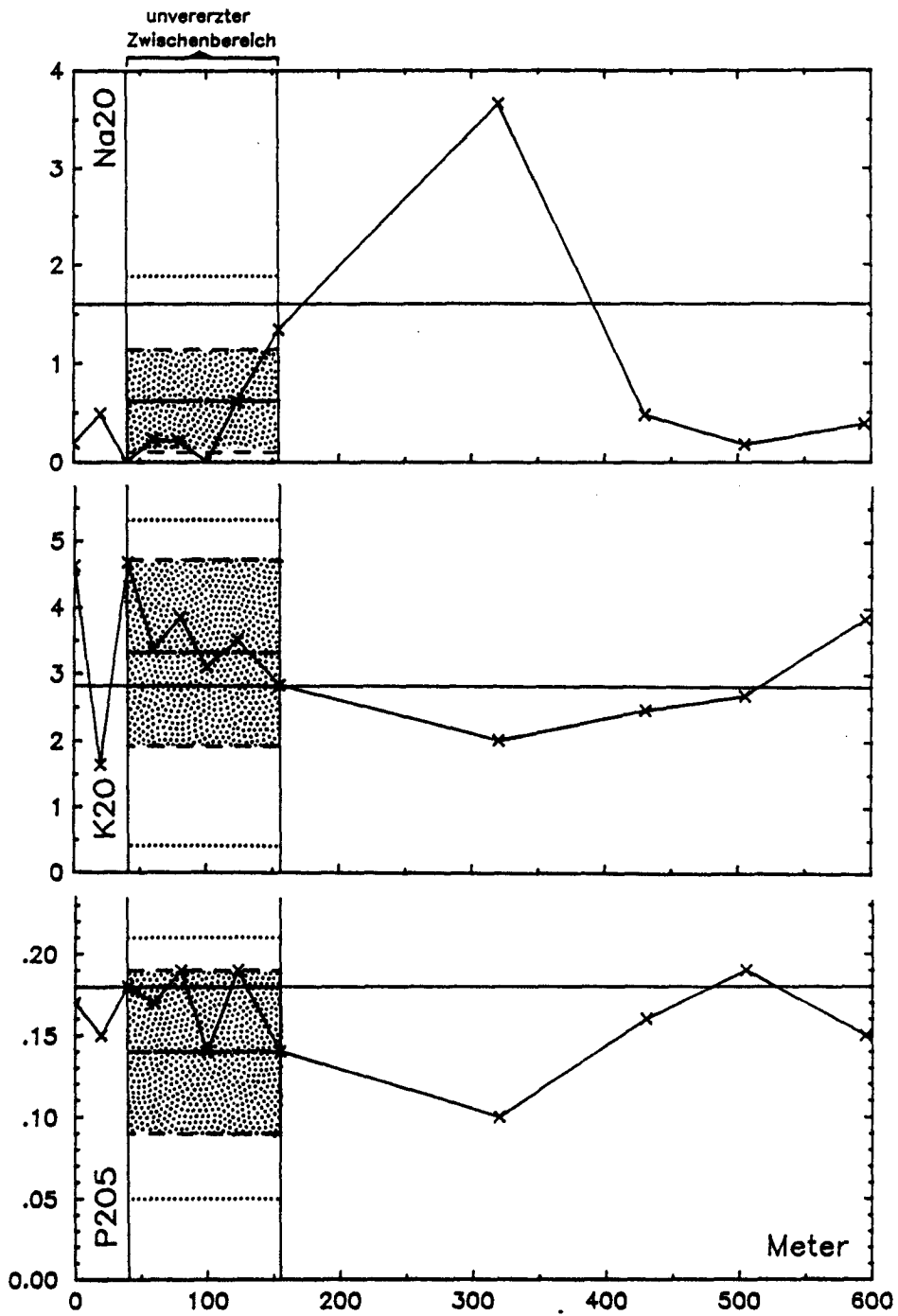


Abb. 25: K_2O , Na_2O und P_2O_5 (in Gew.%) gegen Distanz entlang des geochemischen Profils (Poschhaus-Stollen - 1. Traverse). Lokalität der Probenpunkte siehe Abb. 21. Durchgezogene, horizontale Linie: Mittelwerte Gneisglimmerschiefer Lazzachertal (Sigma-Werte siehe Tab. 7). Langgestrichelte Linie: Mittelwerte Gneisglimmerschiefer nahe Erz (verzerrter Bereich siehe Abb. 21) mit ± 1 Sigma-Bereich (gepunktetes Feld). Gepunktete Linie: maximale und minimale Werte Gneisglimmerschiefer nahe Erz.

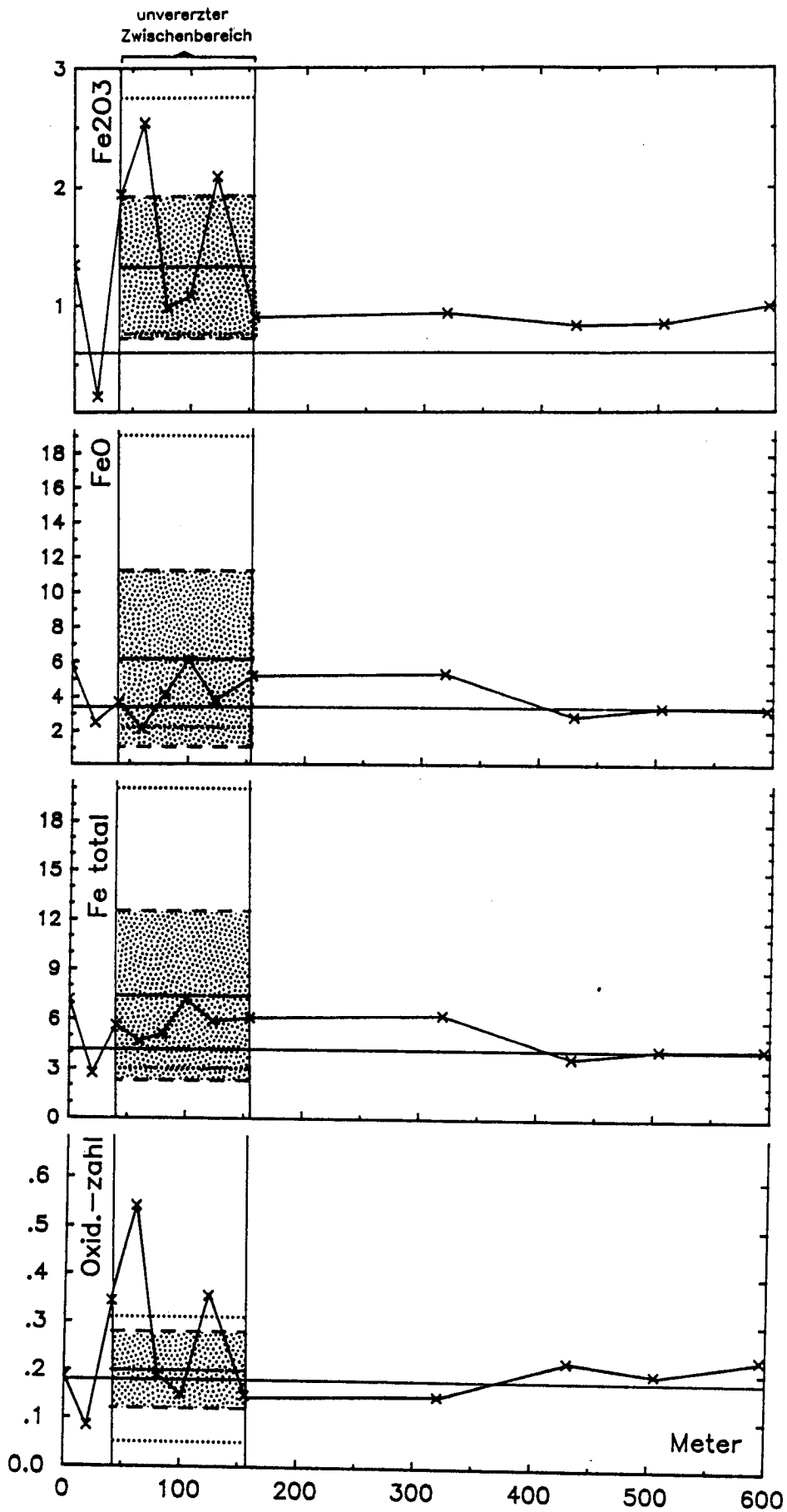


Abb. 26: Fe₂O₃, FeO, Fe total (in Gew.%) und Oxidationszahl (Fe₂O₃/Fe total) gegen Distanz entlang des geochemischen Profils. Legende siehe Abb. 25

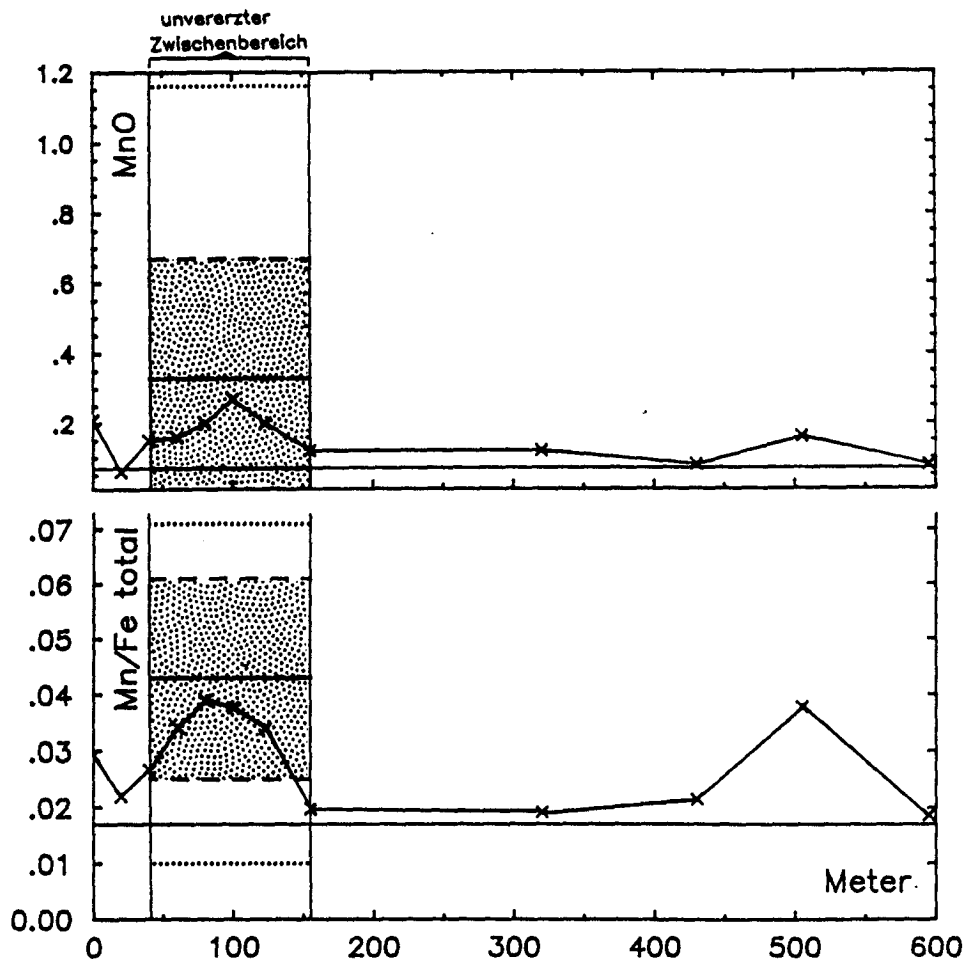


Abb. 27: MnO (in Gew.%) und MnO/Fe total gegen Distanz entlang des geochemischen Profils. Legende siehe Abb. 25. Der Durchschnittswert des Faktors Mn/Fe total nach WEDE-POHL (1978) beträgt für Gneise und Glimmerschiefer 0.018.

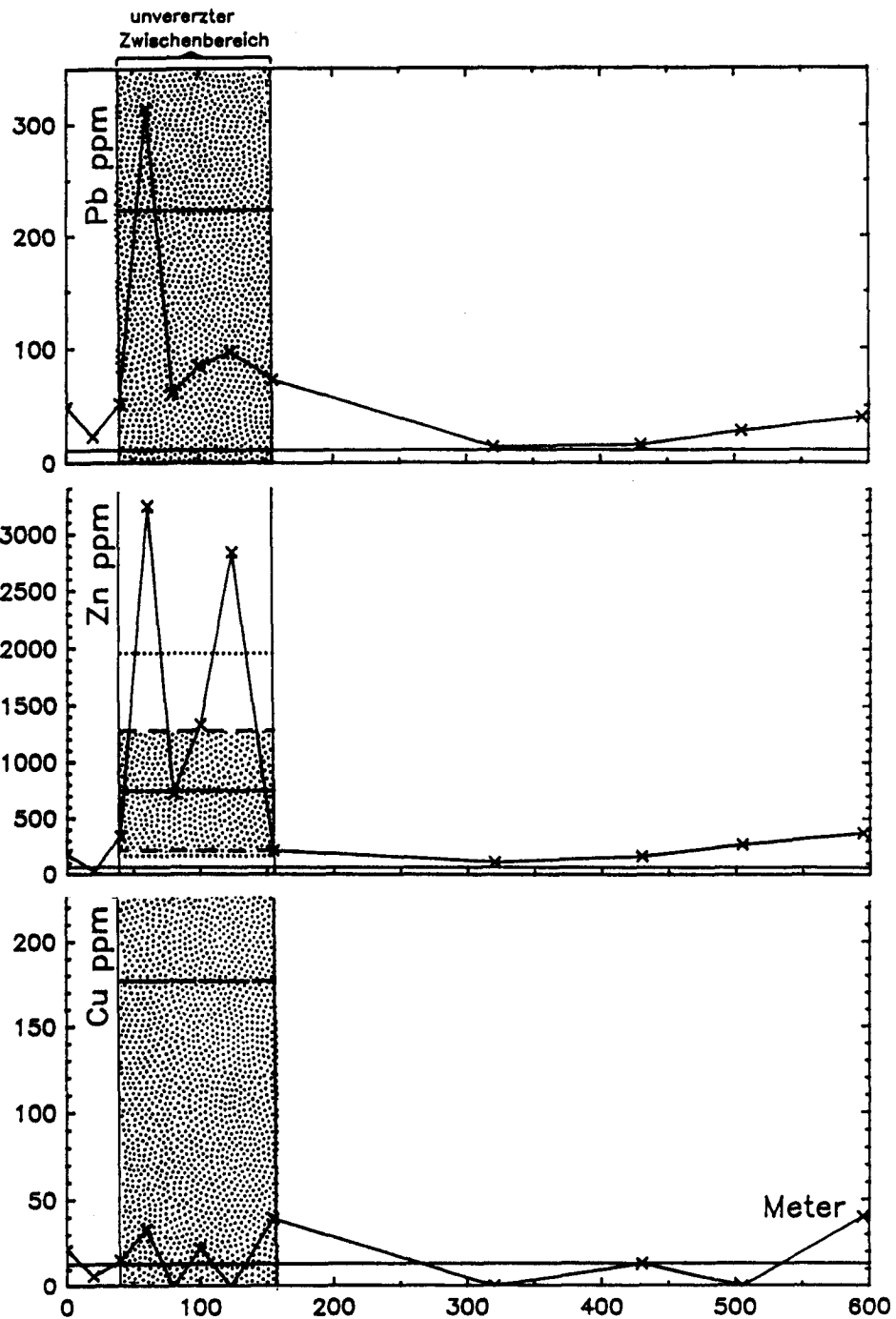


Abb. 28: Pb, Zn und Cu (in ppm) gegen Distanz entlang des geochemischen Profils. Legende siehe Abb. 25. Folgende Werte der Proben nahe der Erzlinsen liegen ausserhalb der Diagramme: Für Pb: Sigma-Werte: + 347 ppm, maximaler Wert = 976 ppm. Für Cu: Sigma-Werte = + 362 ppm, maximaler Wert = 1126 ppm. Die Sigma-Werte der Proben aus dem Lazzachertal (Backgroundwerte) betragen: Pb = 9 ± 12 ppm, Zn = 61 ± 23 ppm, Cu = 12 ± 13 ppm.

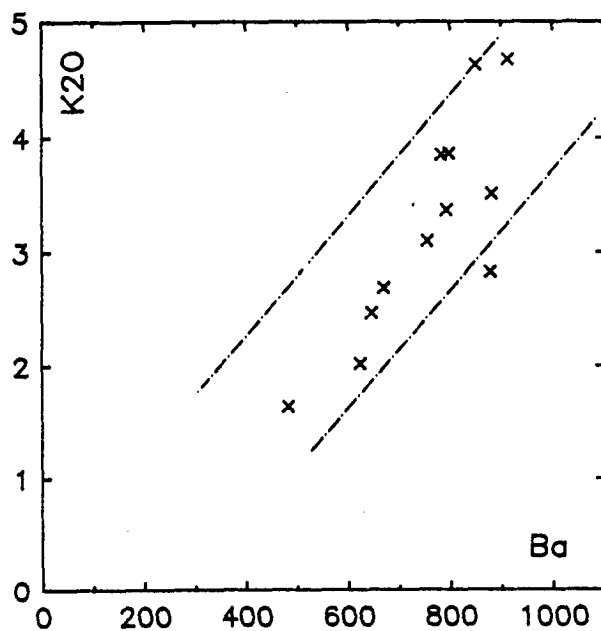
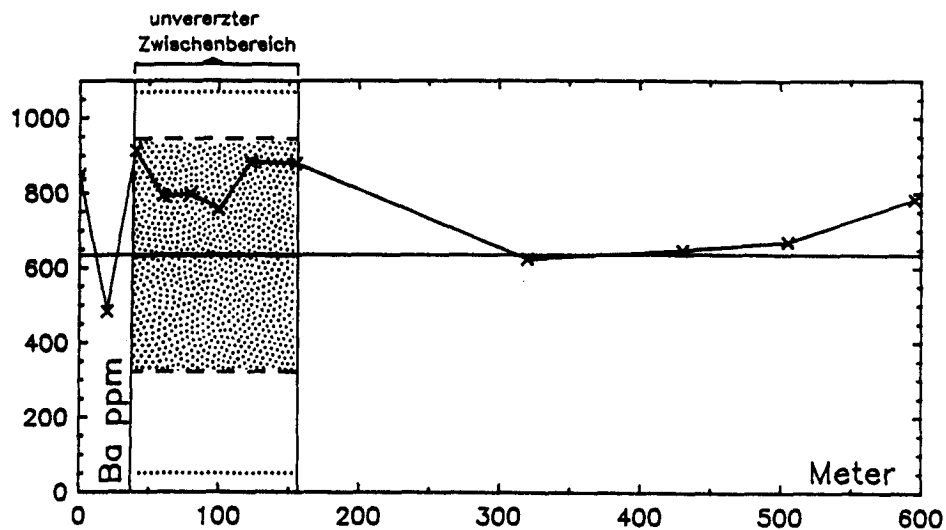


Abb. 29: Ba (in ppm) gegen Distanz entlang des geochemischen Profils (Legende siehe Abb. 25 ; Sigma-Werte der Proben aus dem Lazzachertal (Backgroundwerte) = 635 ± 166 ppm), und K₂O (Gew.%) gegen Ba (ppm).

gegen Distanz des geochemischen Profils aufgetragen, die eine Tendenz in Bezug auf den unvererzten Zwischenbereich, d.h. eine An- bzw. Abreicherung verglichen mit den Backgroundwerten, aufweisen. Das Profil beginnt am Ende der 1. Traverse und endet bei Probe E3 im Poschhaus-Stollen. Die vertikalen Linien begrenzen den Bereich des erzlinsenführenden Gesteinszuges, welcher im geochemischen Profil jedoch **unvererzt** ist. Die durchgezogene Linie stellt den sog. Backgroundwert (Mittelwert der Gneisglimmerschiefer aus dem Lazzachertal dar, Analysedaten siehe Tab. 5).

Weiterhin sind den Abbildungen zu entnehmen:

- Mittelwerte (lang gestrichelte Linien) und ± 1 Sigma-Werte (kurz gestrichelte Linien) der Gneisglimmerschiefer direkt am Erz (Analysedaten siehe Tab. 6).
- Maximale und minimale Gehalte der Gneisglimmerschiefer direkt am Erz (gepunktete Linien, Analysedaten siehe Tab. 6).

In Abb. 26 sind zudem die Oxydationszahl ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe total}$) gegen Distanz, in Abb. 27 $\text{MnO}/\text{Fe total}$ gegen Distanz, in Abb. 29 K_2O gegen Ba aufgetragen.

Aus Abb. 25 - 29 ist folgendes erkennbar:

1. K_2O weist eine leichte **Anreicherung** sowohl im unvererzten Zwischenbereich als auch in den Gneisglimmerschiefern nahe der Erzlinsen auf.
2. Na_2O und P_2O_5 zeigen ausgeprägte **Abnahmen** in der Nähe der Erzlinsen auf, jedoch keine Abnahmen in unvererzten Zwischenbereich.
3. Fe_2O_3 weist einen deutlichen **Anstieg** sowohl beim Eintreten in den unvererzten Zwischenbereich als auch bei den Proben nahe der Erzlinsen auf.
4. FeO und Fe total zeigen **Anreicherungen** nahe der Erzlinsen aber nicht im unvererzten Zwischenbereich.
5. Fe_2O_3 zeigt gegenüber FeO bzw. Fe total im unvererzten Zwischenbereich und ebenso nahe der Erzlinsen **erhöhte Gehalte** (siehe Oxydationszahl = $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe total}$).
6. MnO weist einen kontinuierlichen Trend zu **höheren Werten** mit Annäherung an das Erz auf. Dies ist sowohl im geochemischen Profil als auch in den Metapeliten nahe der Erzlinsen zu beobachten.

7. Im Vergleich zu Fe total ist MnO im Bereich der Erzlinsen deutlich **angereichert**, weniger ausgeprägt aber noch deutlich erkennbar ist der Trend im unvererzten Zwischenbereich.
8. Pb und Zn zeigen erwartungsgemäss einen **starken Anstieg** beim Eintreten in den unvererzten Zwischenbereich und sehr deutlich nahe der Vererzungen.
9. Cu besitzt **hohe Werte** nahe der Erzlinsen, aber keinerlei Erhöhungen im geochemischen Profil.
10. Ba zeigt nur eine **leichte Erhöhung** im unvererzten Zwischenbereich, die Durchschnittswerte von Gneisglimmerschiefern des Lazzachertales und nahe der Erzlinsen sind praktisch gleich. Ba ist positiv korrelierbar mit K_2O (Korrelationsfaktor = + 0,84).
11. V und Rb sind in den Gneisglimmerschiefern nahe der Erzlinsen rel. zu den Gneisglimmerschiefern im Lazzachertal **angereichert**. (Durchschnittswerte Rb im Lazzachertal: 88 ppm, in der Nähe der Erzlinsen: 121 ppm. Durchschnittswerte V im Lazzachertal: 65 ppm, in der Nähe der Erzlinsen: 119 ppm). Im geochemischen Profil zeigt sich kein ausgeprägter Trend, die Werte scheinen im unvererzten Zwischenbereich jedoch allgemein hoch zu sein.

2.2.4. Diskussion

Zu 1: Biotit, welcher vermehrt im Lagerstättenbereich auftritt, ist Träger des Kalium, ebenfalls Feldspat, welcher jedoch im Lagerstättenbereich nicht angereichert ist. Die Kalium-Zufuhr steht wahrscheinlich mit der Vererzung in Zusammenhang. Ob das Verteilungsmuster während eines primären Prozesses, d.h. während der Zufuhr der metallhaltigen Lösungen, oder während sekundärer Prozesse, z.B. während Metamorphosen, entstanden ist, kann nicht geklärt werden.

Zu 2: Natrium und Phosphor sind eventuell an die detritische Fraktion der Metapelite gebunden, welche in der Nähe der Vererzungen gegenüber der chemischen Komponente zurücktritt (siehe auch Kapitel 2.1.5.3. diese Arbeit und STANTON, 1982). Eine andere, mögliche Erklärung für die deutliche Abreicherung des Natriums in der Nähe der Erzlinsen könnte eine Auslaugung der

Sedimente durch die hydrothermale Tätigkeit der metallreichen Lösungen darstellen.

Zu 3,4: FeO- bzw. Fe total-Anreicherungen sind nur auf das unmittelbar Liegende und Hangende der Erzlinsen beschränkt, in 100 m Entfernung von den Erzlinsen im gleichen, stratigraphischen Horizont ist keinerlei Trend mehr sichtbar. FeO bzw. Fe total sind also für die Prospektion als Erzindikator unbrauchbar.

Zum gleichen Resultat ist PAUL (1975) in der Rammelsberger Pb-Zn-Lagerstätte gekommen, wo das Nebengestein der Vererzungen, die Wissenbacher Schiefer, ebenfalls keine deutlichen Anzeichen einer Fe-Anomalie (nur Fe total wurde analysiert) zeigen.

Zu 5: Die Tatsache, dass Fe_2O_3 im Gegensatz zu FeO und Fe total im Lagerstättenbereich und im unvererzten Zwischenbereich angereichert ist (siehe Oxydationszahl), könnte auf folgende Ursachen zurückzuführen sein:

1. Primäre Ursache: Die erhöhten Fe_2O_3 -Gehalte geben ein bei der Erzentstehung vorhandenes, oxydierendes Milieu wieder. Es ist zu erwarten, dass Minerale mit Eisen in oxydierter Form am Beckenrand eines euxinischen Ablagerungsraumes vorkommen, also z.B. im unvererzten Zwischenbereich. Die Fe_2O_3 -Gehalte sind hier nur leicht erhöht, verglichen mit den Gneisglimmerschiefern nahe der Vererzung. In den Erzlinsen kommt Fe^{3+} in Magnetit vor, welcher jedoch mengenmässig nur eine untergeordnete Rolle spielt. In den Gneisglimmerschiefern nahe der Vererzung kommt Fe^{3+} in Granat, Biotit, Chlorit und Hornblende vor. In den Gneisglimmerschiefern des unvererzten Zwischenbereichs sind es die Minerale Biotit, Granat, Chlorit, Hornblende und Staurolith und in den erzfreien Gneisglimmerschiefern Biotit, Granat und Chlorit.

Ein Widerspruch zu der Annahme, dass hohe Fe_2O_3 -Gehalte auf oxidierendes Milieu hindeuten, stellt die Tatsache dar, dass in Schneeberg die hohen Fe_2O_3 -Gehalte mit den hohen Pb-Zn-Gehalten zusammenfallen, welche in Sulfidform vorkommen und deshalb auf reduzierendes Milieu hindeuten. WHITEHEAD (1973) beschreibt jedoch ein Modell für die Milieuveränderungen bei der Ablagerung der massiven, schichtförmigen Sulfidlagerstätte Heath Steel Mine, Kanada. Er zeigt, dass vor allem in den Randbereichen im Gegensatz zum Beckenzentrum nach der Ausfällung von Sulfiden die Bedingungen für die Bildung von Karbonaten und Ausfällung von Fe- und Mn-Oxyde (höhere Eh- und PH-Werte, oxydierendes Milieu)

wieder hergestellt werden und dadurch die Ablagerungsbereiche von Sulfide, Oxyde und Sulfate etc. überlappen können.

2. Sekundäre Ursache: Erhöhung von Fe_2O_3 rel. zu FeO infolge einer oder mehrerer Metamorphosephasen. Nach WEDEPOHL (1978) findet dies z.B. in Schiefer und Gneise durch folgende Reaktionen statt:



Dies geschieht nach WEDEPOHL vor allem bei Erhöhung des Sauerstoffpartialdruckes und gleichbleibendem Druck der fluiden Phase, oder wenn der Druck der fluiden Phase während der Rehydratisierung einer progressiven Metamorphose sinkt. Es gibt jedoch auch entgegengesetzte Ansichten. So führt MEHNERT (1961) eine Reduktion des drei-wertigen Eisens zu 2-wertigem Eisen während einer progressiven Metamorphose an, wobei sich Fe total nicht verändert, und der totale Sauerstoffgehalt eine geringe Abnahme zeigt. SHAW (1956) stellte ebenfalls eine Zunahme von FeO auf Kosten von Fe_2O_3 bei zunehmender, progressiver Metamorphose pelitischer Gesteine fest.

3. REIMANN (1981) beobachtete bei Annäherung an die stratiformen Antimon-Vererzungen der Kreuzeckgruppe eine Erhöhung des Fe^{3+} und führt dies auf die Aktivität der hydrothermalen Lösungen in der Nähe Erzlagen zurück.

Zu 6 und 7: In Abb. 27 ist zu sehen, dass MnO einen leichten Anstieg in den erznahen Gneisglimmerschiefern aufweist. Weiterhin ist das Verhältnis MnO/Fe total gegen Distanz aufgetragen. Auch hier ergibt sich das gleiche Bild wie bei MnO , d.h. im unvererzten Zwischenbereich eine leichte Fraktionierung zwischen $\text{MnO} + \text{Fe}$ total, welche in der Nähe der Erzlinsen stärker wird. Nach dem Modell von KRAUSKOPF (1957) und BERGER (1968) kommt Mn^{2+} mit den metallhaltigen Lösungen hoch und bleibt als $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ unter stark reduzierenden und leicht sauren Bedingungen in submarinen Becken gelöst. Andere Metalle wie Pb und Zn werden hier als Sulfide ausgefällt. Am Rand des submarinen Beckens werden Fe, Mn und Ba bei oxydierenden und stärker alkalischen Bedingungen ausgefällt. Im Vergleich zum Eisen, welches nahe der Quelle bei tieferen, positiven Eh ausgefällt wird, bleibt Mn noch bei höheren Eh-Bedingungen löslich und wird lateral und/oder vertikal weiter transportiert. Dieser Mechanismus erklärt die Fraktionierung zwischen Mn und Fe und die syngenetische Mn-Anreicherung der Sedimente im Hangenden oder am Rand von

Sulfid-Vererzungen oder Fe-Formationen (z.B. Meggen, Rammelsberg, Broken Hill, Burgin Mine etc.). Die höchsten Mn/Fe-Verhältnisse werden deshalb am Rand bzw. im Hangenden einer syngenetischen Lagerstätte erwartet. Dies scheint in Schneeberg nicht der Fall zu sein, sondern es verhält sich umgekehrt, die höchsten Mn/Fe-Werte wurden im Zentrum der Lagerstätte gemessen. Das dreiwertige Eisen hingegen verhält sich eher wie erwartet: erhöhte Werte im unvererzten Zwischenbereich, d.h. am Beckenrand. In welcher Form liegt nun das Mangan in der Lagerstätte Schneeberg vor? Es gibt keine eigentlichen Mn-Minerale, das Mangan ist in zwei-wertiger Form hauptsächlich in Granat (bis zu 12 % Mn), in Calcit und ZnS (bis zu 1000 ppm Mn) eingebaut. Wahrscheinlich reichte die Mangananreicherung zur Bildung selbständiger Mangan-Mineralien nicht aus. Zur Zeit der Mn- und Fe-Zufuhr könnten hauptsächlich reduzierende bis schwach oxydierende Bedingungen geherrscht haben, so dass es keine stark oxydierenden Randbereiche gab, wo Mn in 4-wertiger Form abgelagert werden konnte. Der Eh-PH-Bereich, wo sich Fe-Sulfide und Mn-Oxyde gleichzeitig bilden können, ist sehr begrenzt (siehe KRAUSKOPF, 1957), so dass der Hauptanteil des Mangan im Zentrum der Lagerstätte (SW-Revier) in 2-wertiger Form in Silikate und Karbonate eingebaut wurde. In geringem Masse erfolgte ein lateraler Transport des Mangan in die Sedimente im Gegensatz zum Eisen, welches sich im Lagerstättenbereich konzentrierte. Da MnO und Fe₂O₃ keinerlei positive Korrelation zeigen, und Mangan auch in den Randbereichen (= erzfreier Zwischenbereich) keine Mangan-Oxyde gebildet hat, kann nicht auf einen primären, oxydierenden Randbereich des Beckens geschlossen werden.

Zu 8: In Abb. 28 sind die Spurenelemente in ppm gegen Distanz des geochemischen Profils aufgetragen. Pb und Zn zeigen deutlich erhöhte Gehalte, sowohl im unvererzten Zwischenbereich als auch nahe der Erzlinsen. Die Pb/Zn-Verhältnisse in der Lagerstätte betragen nach abgebauten Erzmengen aus den Jahren 1891 - 1960 (siehe FOERSTER, 1963) ca. 1 : 3,5. Durchschnittsverhältnisse nahe der Erzlinsen betragen ca. 1 : 6, im unvererzten Zwischenbereich ca. 1 : 13. Ausserhalb des erzlinsenhaltigen Horizontes ist keine Aussage möglich, da Pb oft unter der Nachweisgrenze liegt. Es scheint aber, dass die Pb/Zn-Verhältnisse grösser werden bei Annäherung an das Erz (Vergleiche Tab. 5), was auf grössere Mobilität des Zn gegenüber Pb zurückzuführen ist.

Zu 9: Cu verhält sich ähnlich wie Fe total. Beide Elemente kommen in Schneeberg in den Haupterzmineralen Magnetkies bzw. Kupferkies vor, zeigen

jedoch im unvererzten Zwischenbereich keine erhöhten Gehalte, nahe der Erzlinzen hingegen leicht erhöhte Gehalte. Kupfer ist also wie Eisen als Erzindikator für die Prospektion unbrauchbar.

Zu 10: Barium dagegen weist im unvererzten Zwischenbereich höhere Werte auf als die Gneisglimmerschiefer nahe der Erzlinzen. Aus der Literatur und den vorliegenden Untersuchungen sind keine Barium-Mineralien bekannt, Barium wird in Feldspäte und Glimmer eingebaut, die gleichen Minerale, die auch K-haltig sind. Dies kommt deutlich zum Ausdruck im Diagramm K_2O gegen Ba, wo eine positive Korrelation der beiden Elemente sichtbar wird. Entweder war das Angebot an Barium nicht gross genug, um Barium-Mineralien zu bilden, oder aber die oxydierenden Bedingungen für die Bildung von Baryt waren nicht gegeben.

Zu 11: REIMANN (1981) stellte eine Anreicherung von Rb in der Nähe der Antimonlagerstätte der Kreuzeck-Gruppe fest und rechnete dies der Aktivität der hydrothermalen Lösungen in der Nähe der Mineralisation zu, was in Schneeberg ebenfalls der Fall sein könnte. Die höheren Gehalte von V in der Nähe der Erzlinzen ist ev. auf den Ersatz von Fe durch V in Magnetit, welcher in Schneeberg vorkommt, zurückzuführen. Dieser V-Einbau ist jedoch vor allem in hochtemperierten Bildungen, z.B. Titanomagnetitlagerstätten wie Bushveld/Südafrika bekannt. V ist ebenfalls im Glimmermineral Roscolith enthalten, welches aus Schneeberg jedoch nicht bekannt ist.

Inwieweit die Anomalien primärer oder sekundärer Natur sind, ist nicht zu entscheiden. STANTON (1982) kommt zum Schluss, dass trotz einer Amphibolit-Fazies-Metamorphose sich die Diffusion von Elementen auf mm-Bereiche beschränken. WHITEHEAD (1973) stellte fest, dass die Elemente infolge Metamorphose nur in geringem Masse neuverteilt werden. Anomalien grösseren Ausmasses sind uns in rezenten Sedimenten um metallhaltige Quellen (z.B. Atlantis II-Tief, Discovery-Tief, Rotes Meer) bekannt (HOLMES & TOOMS, 1972). Es ist deshalb anzunehmen, dass es sich in Schneeberg ebenfalls um primär verursachte Anomalien handelt, vor allem, da sich die Anomalien in lateraler Richtung auf den erzlinzenführenden Horizont beschränken.

2.2.5. Zusammenfassung

- relative Anreicherung von K_2O nahe der Vererzung, was möglicherweise auf das vermehrte Vorkommen von Biotit im Lagerstättenbereich zurückzuführen ist.
- relative Abreicherung von Na_2O und P_2O_5 nahe der Vererzung; vermutlich sind diese Elemente an die detritische Fraktion der Metapelite gebunden.
- FeO und Fe total sind auf den engen Bereich der Erzlinsen beschränkt und deswegen für die Prospektion als Erzindikator unbrauchbar.
- Fe_2O_3 zeigt eine Anreicherung im unvererzten Zwischenbereich.
- Mangan ist vor allem im Zentrum der Lagerstätte konzentriert. Dies deutet darauf hin, dass zur Zeit der Mn-Zufuhr euxinische bis schwach oxydierende Bedingungen geherrscht haben. Jedoch zeigt sich in den Metapeliten des unvererzten Zwischenbereichs eine deutliche Mn-Anomalie, was auf einen zusätzlichen, lateralen Transport in die Sedimente hindeutet.
- Pb und Zn zeigen ausgeprägte Anomalien, auch im unvererzten Zwischenbereich und können deshalb als Erzindikator für die geochemische Prospektion Verwendung finden.
- Cu ist ebenfalls wie Fe total als geochemischer Parameter unbrauchbar, da Erhöhungen der Gehalte nur direkt nahe der Erzlinsen sichtbar sind.
- Ba ist hauptsächlich in Feldspäten und Glimmern eingebaut und erlaubt keine Aussage bezüglich des primären Ablagerungsraumes.

Es zeichnen sich daher deutliche Anomalien ab, die sich aber für Cu und Fe bzw. Fe total auf die unmittelbar im Liegenden und Hangenden der Erzlinsen befindlichen Nebengesteine beschränken. Für Mn, Pb, Zn und Ba sind diese Anomalien lateral bis in den unvererzten Zwischenbereich hin verfolgbar. Ausserhalb des ca. 100 m mächtigen, erzlinsenhaltigen Horizontes konnten keine Anomalien festgestellt werden.

2.3. MIKROSONDEN-UNTERSUCHUNGEN AN GRANAT, BIOTIT UND STAUROLITH

Um festzustellen, welche Mineralphasen die Träger der beobachteten Elementanomalien (siehe Kapitel 2.2.) der Gesamtgesteine darstellen, wurden Mikrosonden-Analysen an Mineralien durchgeführt. Die Wahl fiel auf Granat und Biotit, da diese Mineralien sowohl in den Gneisglimmerschiefern als auch in der "Filone-Fazies" auftreten und aus der Literatur Veränderungen in ihrer Zusammensetzung in Bezug auf Erzkörper bekannt sind. Von Staurolith, welcher hauptsächlich im unvererzten Zwischenbereich auftritt, wurde eine Analyse durchgeführt, um festzustellen, ob erhöhte Zinkgehalte vorkommen.

2.3.1. Lokalität und Beschreibung des Probenmaterials

Es wurden 6 Proben des geochemischen Profils anhand von Mikrosonden-Untersuchungen analysiert (Proben M1, M4, M6, Z12, E3 und E5). Für die petrographische Beschreibung und Lokalität siehe Kapitel 2.2., die Röntgenfluoreszenz-Analysen sind Tab. 4 zu entnehmen. Aus der unmittelbaren Nähe der Erzlinsen stammen zwei "Filone-Fazies"-Proben (B4 und B16), sie werden ausführlich in Kapitel 2.1.5.3. beschrieben, die Röntgenfluoreszenz-Analysen sind in Tab. 3 enthalten.

Probe B3 stammt ebenfalls aus dem SW-Revier (2009 m-Niveau, Stollen Nr. 13). Es handelt sich um ein sehr Quarz-reiches, granathaltiges, feinkörniges Gestein. Im folgenden werden die analysierten Mineralien der einzelnen Proben beschrieben.

Probe M1: Bis 4 mm grosse, idiomorphe Granat-Porphyroblasten sind quer zur Schieferung gesprosst und zeigen wenig Einschlüsse. Vier Granate wurden untersucht, die nicht lagenförmig, sondern senkrecht zur Schieferung angeordnet sind.

Der analysierte Biotit ist ein xenomorphes, ca. 0.5 mm grosses, in der Schieferung eingeregelttes Korn.

Probe M4: Das xenomorphe, längliche Granatkorn zeigt Einschlüsse von Quarz, Biotit und Erz und ist mit Staurolith verwachsen. Biotit besteht aus einem Aggregat von kleinen, hypidiomorphen Tafeln, welche um grössere Quarzkörner

wachsen. Das idiomorphe Staurolithkorn besitzt eine Grösse von ca. 0.5 mm und ist von Quarz- und Biotiteinschlüssen durchsiebt. Die Einschlüsse zeichnen die Schieferung nach, das Staurolithkorn ist nachträglich quer darüber gesprosst.

Probe M6: Biotit erscheint als feine Schüppchen lagenweise angereichert.

Granat ist tafelig ausgebildet mit gerundeten Enden, poikiloblastisch durchsiebt von Einschlüssen (Quarz, Biotit, Erz).

Probe Z12: Die ca. 1 - 2 mm grossen, idiomorphe, frischen Granate zeigen kaum Einschlüsse und sekundäre Umwandlungen. Es wurden drei Granatkörner analysiert in einer Abfolge quer zur Schieferung. Der analysierte Biotit ist xenomorph und zwickelfüllend ausgebildet.

Probe E3: Granat: ähnlicher Habitus wie in Probe Z12. Der untersuchte Biotit ist ein grösseres, 2 mm langes, scheiterförmiges, in der Schieferung eingeregelttes Korn ohne sekundäre Umwandlungen.

Probe E5: Granat besteht aus einem kleinen (1 mm), rundlichen Korn ohne Spaltrisse und Umwandlungen.

Probe B3: Es wurden Profile durch zwei verschiedene Granattypen gelegt (siehe Abb. 30): Granat 1 ist ein grosser, idiomorpher Porphyroblast mit Erz- und Quarz-Einschlüssen. Randlich erfolgten Umwandlungen in Serizit. Der leicht gedrehte Granat 2 weist die in der Lagerstätte Schneeberg häufig vorkommende Siebstruktur auf, wobei die länglichen Quarz-Einschlüsse die Schieferung nachzeichnen. Auf Bruchstellen erfolgte Umwandlung in Chlorit. Der Biotit ist feinschuppig ausgebildet und zeigt Bleichungsstellen und Umwandlungen in Chlorit.

Probe B4: Es wurden 4 schlauch- und siebartige Granate analysiert, die parallel zur Schieferung, d.h. in der gleichen Lage, angeordnet sind. Der Biotit ist ein frisches, xenomorphes Korn mit randlichen Einbuchtungen (Grösse: ca. 0.5 mm).

Probe B16: Der ausgeprägt xenomorphe Granat (siehe Abb. 30) dringt randlich zwickelfüllend auf Korngrenzen von Quarzkörnern ein. Das Profil verläuft parallel zur Längsachse des Granatkorns und ebenfalls parallel zur Schieferung. Der frische Biotit sprosst garbenförmig quer zur Schieferung (Grösse: ca. 2 mm).

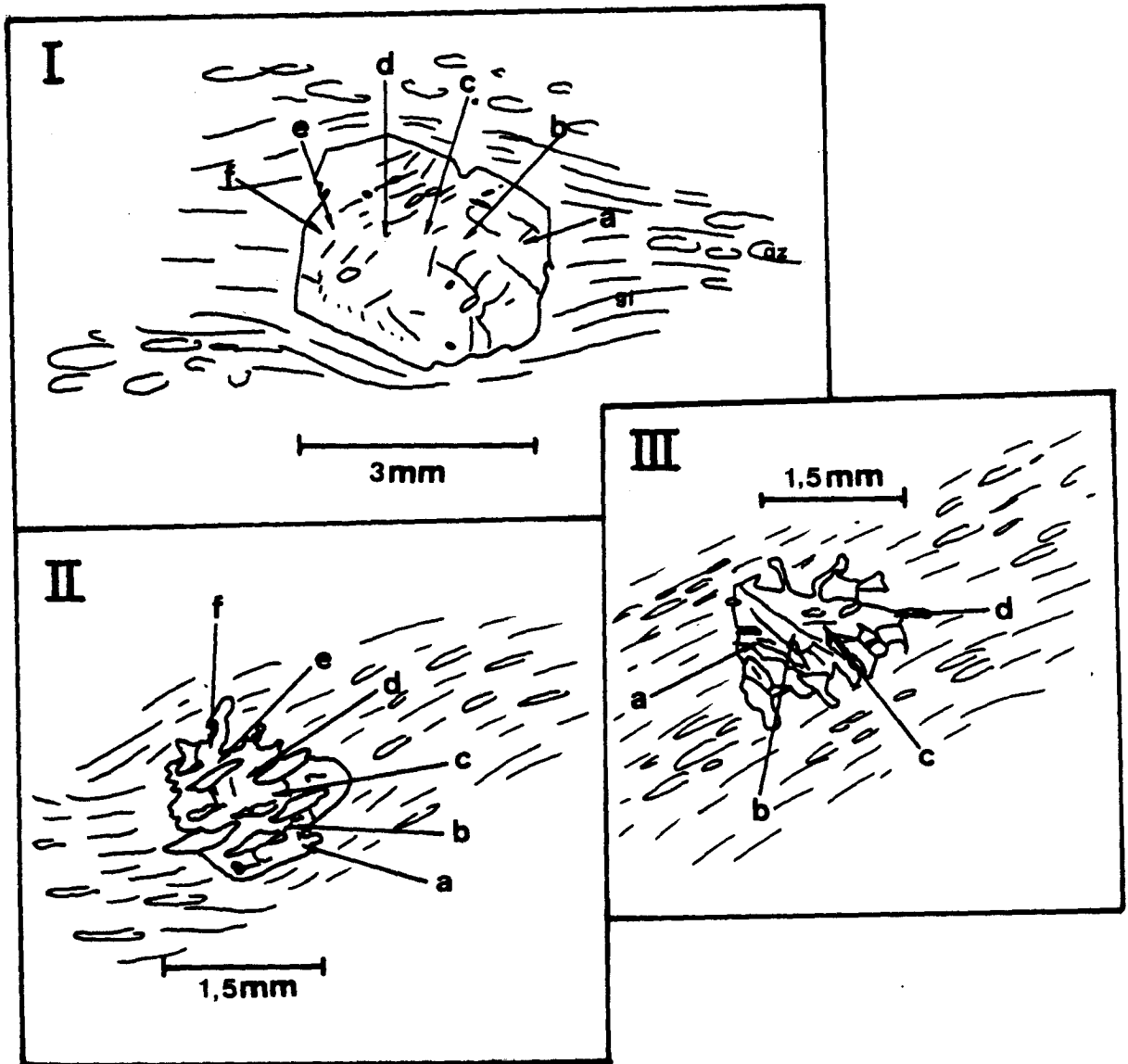


Abb. 30: Mikrosondenprofile durch Granate aus Schneeberg (Resultate der Analysen siehe Tab. 8). I = idiomorpher Granat 1, Probe 3; II = Siebstrukturgranat 2, Probe 3; III = Siebstrukturgranat, Probe B16. qz = Quarz, gt = Glimmer (Biotit, Muskowit).

2.3.2. Resultate und Diskussion

Die Resultate der Mikrosonden-Analysen sind Tab. 8 zu entnehmen. Bei relativ homogener Zusammensetzung der Minerale wurden pro Mineralkorn jeweils zwei repräsentative Analysen angegeben, die das Spektrum der Zusammensetzung wiedergeben. Bei Profilmessungen durch ein Granatkorn wurden sämtliche Analysen angegeben. Zusätzlich wurden Durchschnittswerte aller Granat- und Biotitmessungen einer Probe berechnet. Aus Abb. 31 ist die Zusammensetzung der Granate ersichtlich.

In Abb. 32 + 33 sind die Durchschnittswerte der Oxyde der Granatmessungen gegen Distanz, in Abb. 34 die MgO-, FeO- und ZnO-Gehalte der Biotite gegen Distanz entlang des geochemischen Profils aufgetragen. Dies erlaubt einen direkten Vergleich mit den Röntgenfluoreszenz-Analysen des geochemischen Profils (siehe Kapitel 2.2.). Zusätzlich ist der Bereich der Mittelwerte ± 1 Sigma (gestrichelte Linien) und die maximalen und minimalen Gehalte (gepunktete Linien) der Proben direkt im Liegenden und Hangenden der Erzlinsen angegeben. In Abb. 33 ist zudem der X_{Fe} -Wert (= $FeO/FeO+MgO+MnO+CaO$) der Granate und in Abb. 34 der X_{Fe} -Wert (= $FeO/FeO+MgO$) der Biotite gegen Distanz aufgetragen.

2.3.2.1. Granate

a) Variationen einzelner Granatkörner innerhalb eines Dünnschliffes

Damit die Elementgehalte der Granate entlang des Profils interpretiert werden können, müssen die Elementverteilungen innerhalb eines Mineralkorns und zwischen verschiedenen Mineralkörnern einer Probe untersucht werden.

Die Granate der Proben ausserhalb des erzlinsenhaltigen Horizontes (Proben M1, E3, E5) zeigen keinen Unterschied zwischen Kern und Rand und die verschiedenen Granate, welche innerhalb eines Schliffes senkrecht zur Schieferung angeordnet sind, weisen ähnliche Elementgehalte auf. Aus Abb. 31 ist ersichtlich, dass sie eine homogene Zusammensetzung besitzen, wobei die Almandin-Komponente überwiegt (zwischen 70 und 77 % Almandin).

Beim Eintreten in den unvererzten Zwischenbereich ändert sich dieses Bild. In Probe Z12 zeigen zwei von drei Granate vor allem in Bezug auf die MnO- und

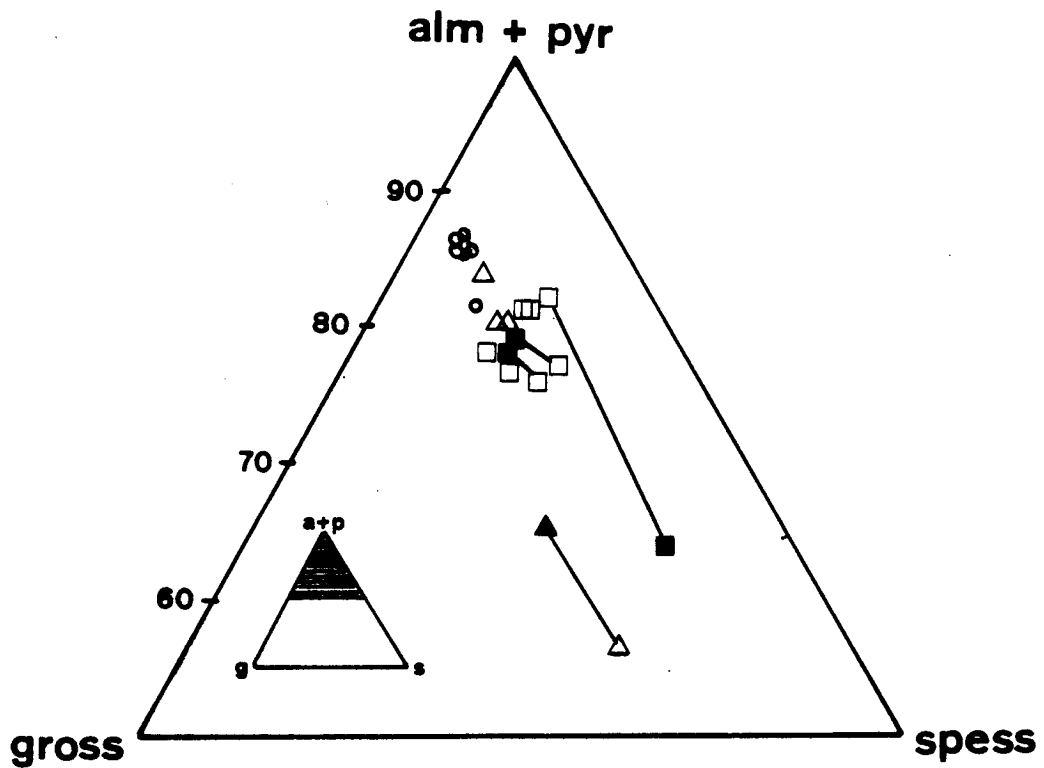


Abb.31 : Zusammensetzung der Granate im Nebengestein der Schneeberger Pb-Zn-Vererzungen. Proben aus der Nähe der Vererzungen: □ aus dem unvererzten Zwischenbereich: △ ausserhalb des erzlinsenhaltigen Horizontes: ○ . Ausgefüllte Symbole = Randbereich der Granate. Bei homogenen Granaten wurde eine repräsentative Analyse ausgewählt. Die Analysen wurden auf die Komponenten des Diagramms normalisiert.

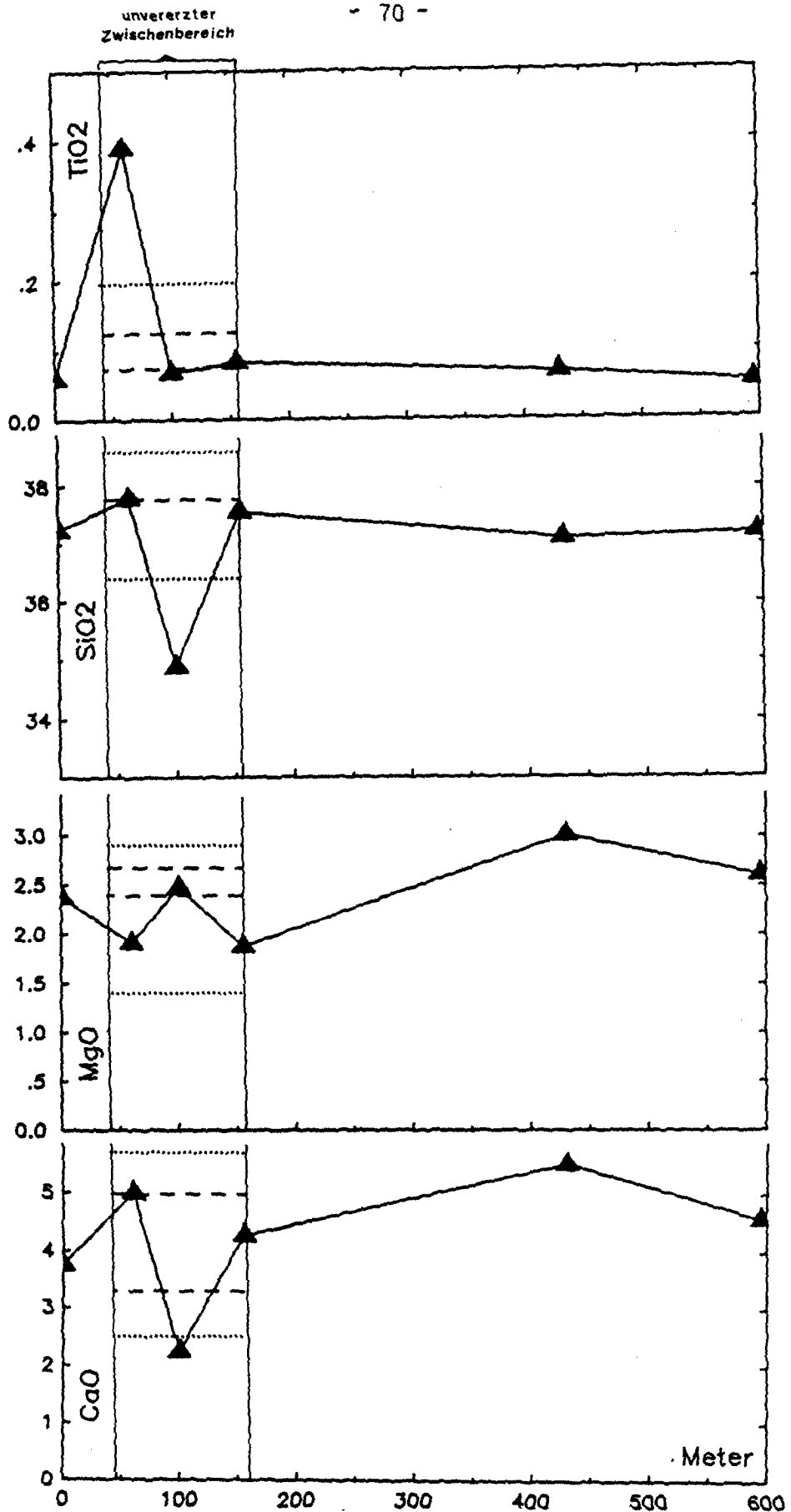


Abb. 32: Granat-Mikrosondenanalysen aus Schneeberg: TiO₂-, SiO₂-, MgO- und CaO-Durchschnittswerte (in Gew.%) gegen Distanz entlang des geochemischen Profils. Es handelt sich um Durchschnittswerte berechnet aus allen in einem Schliff durchgeführten Granatanalysen (siehe Tab. 8). Lokalität der Probenpunkte siehe Abb. 21. Gestrichelte Linien: Bei TiO₂, MgO und CaO Mittelwerte ± 1 Sigma der Proben nahe der Erzlinsen, bei SiO₂ Mittelwert der Proben nahe der Erzlinsen. Gepunktete Linien: maximale und minimale Werte dieser Proben-
gruppe.

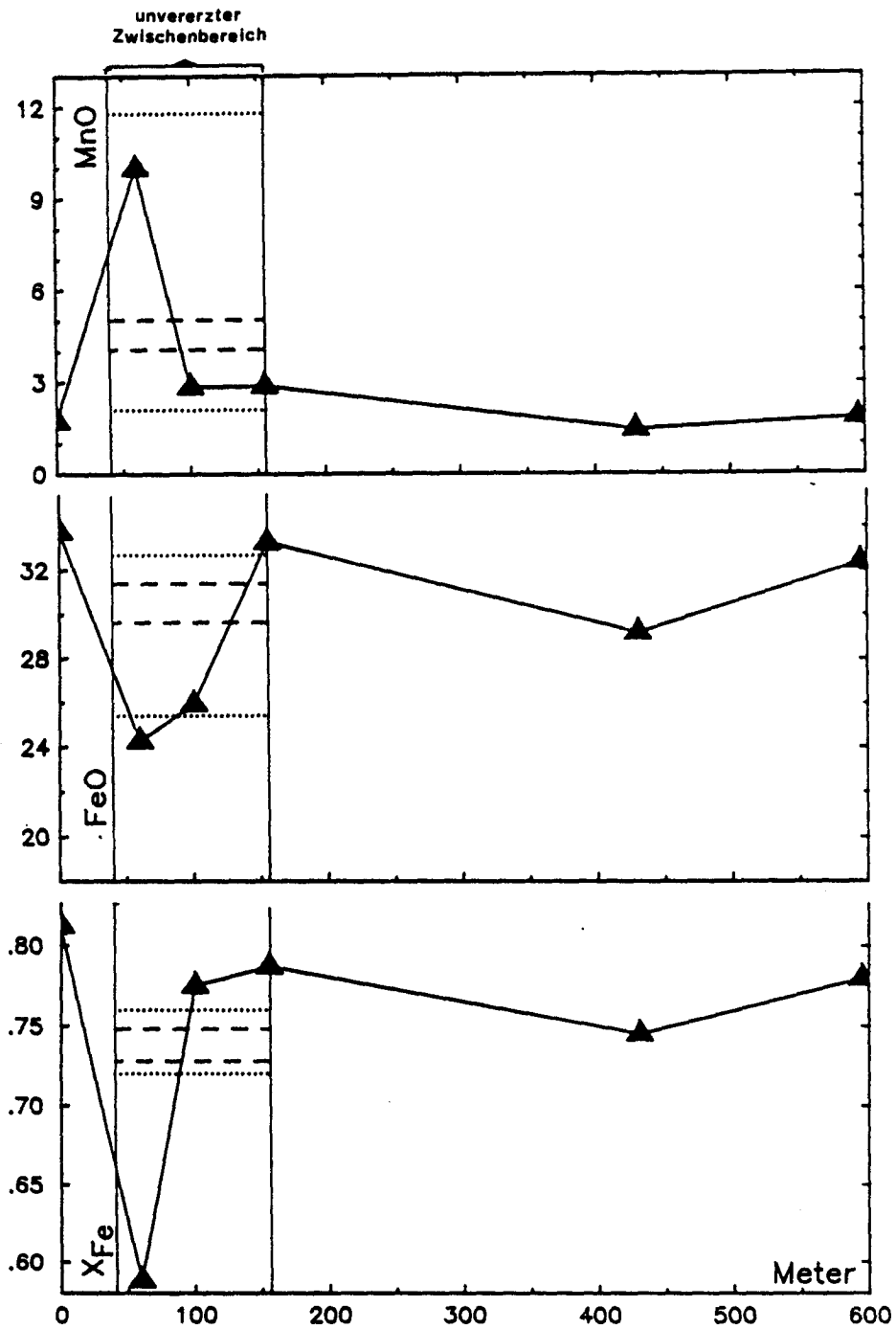


Abb. 33: Granat-Mikrosondenanalysen aus Schneeberg: MgO- und FeO- (in Gew.%) Durchschnittswerte und X_{Fe} ($= FeO / (FeO + MnO + CaO + MgO)$) entlang des geochemischen Profils (siehe Tab. 8). Lokalität der Probenpunkte siehe Abb. 21. Gestrichelte Linien: Mittelwerte ± 1 Sigma der Proben nahe der Erzlinen. Gepunktete Linien: Maximale und minimale Werte der Proben nahe der Erzlinen.

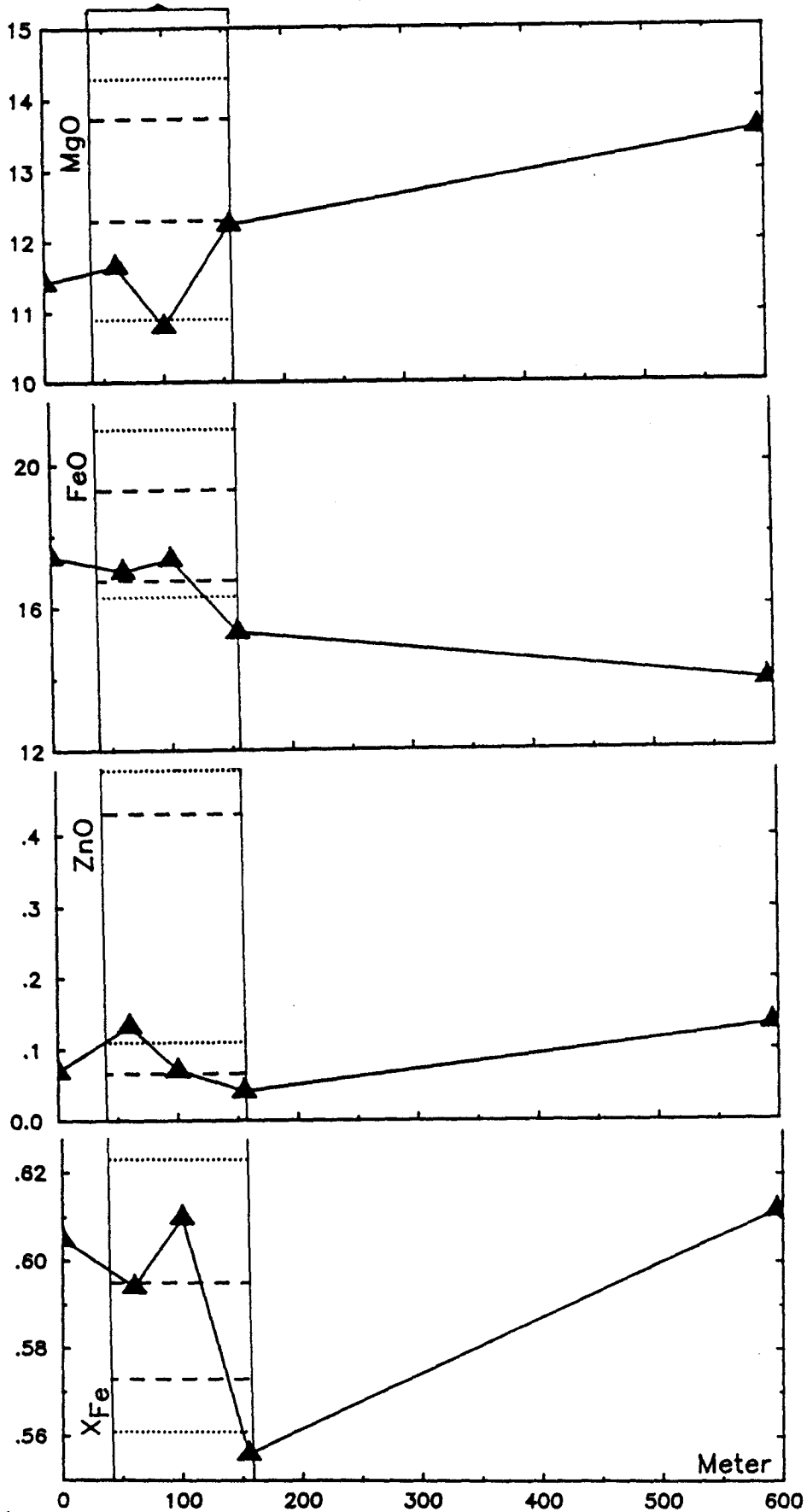


Abb. 34 : Biotit-Mikrosondenanalysen aus Schneeberg: MgO-, FeO- und ZnO-Durchschnittswerte (in Gew.%) und X_{Fe} (= $FeO/FeO+MgO$) entlang des geochemischen Profils (siehe Tab. 8). Lokalität der Probenpunkte siehe Abb. 21. Gestrichelte Linien: Mittelwerte ± 1 Sigma der Proben nahe der Erzlinsen. Gepunktete Linien: maximale und minimale Werte dieser Probengruppe.

FeO-Gehalte innerhalb eines Kornes unterschiedliche Werte, wobei sich MnO und FeO komplementär verhalten. Die senkrecht zur Schieferung angeordneten Granate weisen ebenfalls vor allem bezüglich der MnO- und in geringerem Masse der FeO-Werte grössere Differenzen auf (MnO-Durchschnittswerte des Granats 2, Probe Z12: 3.59 Gew.%, in Granat 3 der gleichen Probe: 1.97 Gew.%).

Im Granat der Probe M4 ist ein Zonarbau zu beobachten: hohe MnO-Werte bis zu 12.7 Gew.% und niedrige FeO-Werte bis zu 19.5 Gew.% im Kern, welche zum Rand hin ab- bzw. zunehmen. Die CaO-Werte bleiben rel. konstant. TiO₂ zeigt ebenfalls ein Ansteigen im Kern. Dieser Trend zu inhomogenen Zusammensetzungen innerhalb einzelner Granatkörner kann in der Nähe der Vererzungen ebenfalls festgestellt werden, jedoch sind die hohen MnO-Werte z.T. im Kern zu finden (Probe B4, Granat 2 und 4), z.T. am Rand (Probe B3, Granat 1). Daneben gibt es in der Nähe der Erzlinsen auch Granate homogener Zusammensetzung (Probe B3, Granat 2).

Die Variation der Oxydgehalte der Minerale scheint nicht vom Habitus abhängig zu sein. Siebstruktur-Granate können Unterschiede zeigen (Probe B4, Granate 2 und 4), aber ebenfalls konstante Gehalte aufweisen (Probe B3, Granat 2).

Aus Abb. 31 ist ersichtlich, dass die Zusammensetzung der Granate des unvererzten Zwischenbereichs und nahe der Erzlinsen über einen grösseren Bereich streuen als die Granate ausserhalb des erzlinsenhaltigen Horizontes, vor allem auch innerhalb eines Kornes. Sie weisen eine grössere Spessartin-Komponente (bis zu 28 % Spessartin) auf als die Granate ausserhalb des erzlinsenführenden Horizontes.

STUMPFL (1979) untersuchte Granate aus der Nähe der Schneeberger Vererzungen und stellte fest, dass sie keinen Zonarbau sondern eine homogene Zusammensetzung aufweisen. Er nimmt an, dass zonierte Granate an Gesteinen mit niedrigerem Metamorphosegrad (Grünschiefer- bis tiefere Amphibolit-Fazies) gebunden sind. Ob es sich bei den im erzlinsenführenden Horizont festgestellten Variationen um einen Zonarbau handelt, kann nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Die unterschiedlichen Oxydverteilungen (Probe M4 und B4: hohe MnO-Werte im Kern, Probe B3: hohe MnO-Werte am Rand, s. Abb. 31) erlauben keine eindeutige Aussage. Es könnte sich auch um Inhomogenitäten handeln, welche wolkig und diffus über die Granate verteilt sind.

Variationen in der Zusammensetzung einzelner Granate - und besonders in ihrem Mangan-Gehalt - sind von verschiedenen Autoren festgestellt worden. STANTON & WILLIAMS (1978) geben einen kurzen Ueberblick über die Literatur mit den

widersprüchlichen Interpretationsmöglichkeiten.

MUELLER & SCHNEIDER (1971) führen unregelmässige Elementverteilungen innerhalb einzelner Granate in Phylliten und Arkosen auf den Einfluss primärer, sedimentärer Konzentrationsunterschiede von Mangan auf erste Granatbildungen während der Metamorphose zurück. Sie nehmen jedoch an, dass diese Inhomogenitäten während einer höheren Metamorphose verschwinden.

STANTON (1982) beobachtete in Nebengesteinen der Sulfid-Lagerstätte Mount Misery in Australien innerhalb einer Probe zwei verschiedene Gruppen von Granaten, die sich im FeO-, MnO- und CaO-Gehalt unterscheiden, wobei die beiden Populationen in zwei verschiedenen Lagen vorkommen. Die Granate zeigen allgemein keinen Zonarbau. Eine Ausnahme bildet ein Granat mit hohen MnO-Werten im Kern und niedrigen am Rand; die Zusammensetzung der beiden Domänen stimmen mit denen der im gleichen Schliff beobachteten beiden Granatpopulationen überein. Er nimmt an, dass die ursprünglichen Unterschiede in der Zusammensetzung der verschiedenen, sedimentären Lagen zur Entwicklung der zwei verschiedenen Granatgruppen führte, wobei die beiden Domänen des einzelnen, zonierten Granates den Wechsel von MnO-reichen/CaO-armen zum MnO-armen/CaO-reichen Milieus widerspiegeln.

Dieses Modell könnte auch auf Schneeberg angewandt werden. Der erzlinseführende Horizont weist überall, auch im unvererzten Zwischenbereich, eine Mangan-Anomalie auf (siehe Kapitel 2.2.). Die Zufuhr und nachfolgende Verteilung von Mangan erfolgte unregelmässig und könnte zu den verschiedenen Granatzusammensetzungen in den einzelnen Lagen geführt haben. Dabei scheinen vor allem im unvererzten Zwischenbereich grössere Differenzen im Angebot an Mangan geherrscht zu haben, da hier die Variationen innerhalb eines Kornes (z.B. Probe M4) und zwischen verschiedenen Körnern innerhalb einer Probe (Probe Z12) am ausgeprägtesten sind.

b) Variationen entlang des geochemischen Profils

Aus Abb. 32 und 33 sind die Variationen von TiO_2 , SiO_2 , MgO , CaO , FeO und MnO ersichtlich. FeO und MnO zeigen einen Trend und zwar verhalten sie sich komplementär, MnO nimmt im unvererzten Zwischenbereich und nahe der Erzlinse zu, FeO dagegen ab. Eine Abnahme der X_{Fe} -Werte wie sie NESBITT (1982, 1986) in Ducktown, Tennessee beobachtete, kann im unvererzten Zwischenbereich nur in Probe M4, deutlich jedoch in den Proben nahe der Erzlinse erkannt werden. Eine Korrelation von Gesamtgesteins-Analysen (siehe Kapitel 2.2.) und Mikrosonden-Analysen ist nur im Falle von FeO gegeben. Dass MnO keinerlei

Korrelation zeigt, ist erstaunlich, da Granate als Hauptträger des Mangan gelten (siehe STUMPFL, 1979). Ev. ist Mangan noch in anderen Mineralien eingebaut (Zinkblende kann bis zu 7 % Mangan enthalten). Bei konstantem Mn-Angebot können stark wechselnde Granatgehalte ebenfalls Zusammenhänge zwischen Elementgehalte von Granate und Gesamtgesteine verwischen. Zink zeigt nur in einem Granat nahe der Erzlinsen (Probe B3, Granat 2) nennenswerte Gehalte bis zu 0.26 Gew.%, wird also in Granat kaum eingebaut (zinkhaltige Granate sind vor allem aus Amphiboliten bekannt mit Zn-Gehalte bis zu 5000 ppm, siehe WEDEPOHL, 1978).

Die Änderung der Zusammensetzung der Granate in der Nähe von erzlinsehaltigen Lagen wurde von verschiedenen Autoren beobachtet. STANTON (1982) stellte in Mount Misery, Australien, eine prägnante Zunahme von Mangan und eine Abnahme von Mg und Fe bei Eintreten in die sulfidreiche Zone fest. REIMANN & STUMPFL (1981) untersuchten Antimon- und Sulfidlagerstätten in der Kreuzeck-Gruppe, Oesterreich, und beobachteten eine Zunahme der Mn-Gehalte bei Annäherung an die Vererzungen. NESBITT (1982, 1986) führte eine Abnahme des X_{Fe} -Wertes in der Nähe der Lagerstätte auf Oxydations- und Sulfidisationsprozesse während einer Metamorphose zurück (siehe auch Kapitel 2.3.2.2.). STUMPFL (1979) postulierte aufgrund von zunehmenden Mn-Gehalten in den Granaten bei Annäherung an die Gamsberg Zinkvererzungen in Südafrika, dass das Mangan durch metallhaltige Lösungen in ein sich durch raschen Wechsel der Sedimentationsbedingungen charakterisiertes Milieu transportiert wurde. Die restlichen Hauptelemente der Granate zeigen keine Variationen in der Zusammensetzung. Er nimmt an, dass die hohen Mn-Gehalte der Granate einen primären Mn-Halo darstellen, die Metamorphose also isochemisch abgelaufen ist. Dies wird durch die Untersuchungen von STANTON (1982) in Broken Hill, Australien, bestätigt, da verschiedene Granate hier innerhalb mm-Bereiche unterschiedliche Zusammensetzungen aufweisen, was als ursprüngliche Unterschiede in den Elementgehalten der verschiedenen Ablagerungsschichten gedeutet wird. STUMPFL (1979) betont, dass solche Mn-Halos in Granaten ungeachtet des Alters und des Metamorphosegrades der Lagerstätte existieren. Allerdings ist nicht das alleinige Vorkommen von Mn-haltigen Granate sondern das 3-dimensionale Verteilungsmuster wie es auch in Schneeberg vorkommt, charakteristisch für einen Elementhalo um eine Lagerstätte.

2.3.2.2. Biotite

Im allgemeinen zeigen die Biotite keine grossen Oxyd-Variationen innerhalb eines Kornes. Auch verschiedene Biotite innerhalb einer Probe weisen keine grossen Schwankungen in den Oxydgehalten auf. (Eine Ausnahme bildet der Biotit der Probe B3 mit einer Variation innerhalb eines Kornes für SiO_2 von 12 %, für MgO von 15 % und für FeO von 12 %; 6 Analysen.) Deshalb sind in Tab. 8 pro Probe jeweils nur eine Analyse angegeben. In dem hier bearbeiteten Lagerstättenrevier konnte der von FOERSTER (1963) beschriebene Lagerstättenbiotit nicht gefunden werden. Keiner der gemessenen Biotite weist Mn-Gehalte auf (Nachweisgrenze für $\text{MnO} = 0.45$ Gew.%).

Die Oxyde zeigen keinerlei Variationen entlang des geochemischen Profils, so dass für TiO_2 , SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 und K_2O auf eine graphische Darstellung verzichtet wurde. Lediglich der Vergleich mit den Proben direkt in der Nähe der Erzlinsen ergaben niedrigere Gehalte für TiO_2 und Na_2O .

In Abb. 34 sind die MnO -, FeO - und Zn -Gehalte und der X_{Fe} -Wert von Biotit gegen Distanz aufgetragen. MgO , FeO und ZnO sind in den Proben nahe der Erzlinsen angereichert, zeigen aber im geochemischen Profil keine ausgeprägten Trends. Als einziges Oxyd lässt sich ZnO mit den Gesamtgesteinsanalysen korrelieren.

Der X_{Fe} -Wert ist niedriger nahe der Erzlinsen. Dies ist in Uebereinstimmung mit den Resultaten von NESBITT (1982, 1986) und PETERSEN (1984), welche eine Abnahme des X_{Fe} -Wertes bei Annäherung an die Sulfidlagerstätten Ducktown, Tennessee und Geco, Ontario, feststellen, wobei das Eisen in den Biotiten durch Magnesium, Mangan und Zink ersetzt wird. Die Autoren führen dies auf Oxydations- und Sulfidisationsprozesse zwischen massiven Sulfidlagerstätten und Silikat-Wirtgesteinen während einer hochgradigen Metamorphose zurück. Dieses Modell ist auch auf Schneeberg anwendbar, wobei das Eisen vor allem durch Magnesium und Zink (bis 0,46 Gew.% ZnO) substituiert wird und dann in Zinkblende und Magnetit eingebaut werden kann.

2.3.2.3. Staurolith

Der analysierte Staurolith befindet sich im unverzerten Zwischenbereich (Probe M4) und weist ZnO -Gehalte zwischen 5.6 und 6 Gew.% auf. Die Gesamtgesteinsanalysen der Probe M4 ergaben sehr hohe Zn -Werte von 3245 ppm

(siehe Tab. 4). Staurolithanalysen aus DEER et al. (1982) zeigen ZnO-Werte ≤ 1.4 Gew.%. Daneben geben DEER et al. Zn-haltige Staurolithe an, deren ZnO-Gehalte aber selten 4 Gew.% übersteigen. In Schneeberg kann der Staurolith, sofern vorhanden, neben Zinkblende (siehe Abb. 22) sicher als Hauptträger des Zink angesehen werden.

2.3.3. Zusammenfassung

1. Die Granate im erzlinsenführenden Horizont zeigen Inhomogenitäten innerhalb eines Kornes und innerhalb eines Gesteins, wobei dies unabhängig vom Habitus der Granate ist. Ausserhalb des erzlinsenführenden Horizontes sind die Granate homogen. Der Almandin-betonte Granat wird bei Annäherung an das Erz durch eine Spessartin-reiche Variante ersetzt, Fe und Mn verhalten sich also komplementär, MgO und CaO bleiben relativ konstant. ZnO konnte nur in einem Granat nahe der Erzlinsen festgestellt werden. Es wird angenommen, dass es sich bei der beobachteten Mn-Anomalie um einen primären, sedimentären Halo handelt. Die Granate weisen niedrigere X_{Fe} -Werte nahe der Erzlinsen auf, was auf Oxydations- und Sulfidisationprozesse während einer Metamorphose zurückgeführt werden kann.

2. Die Biotite zeigen ebenfalls erniedrigte X_{Fe} Werte in der Nähe der Erzlinsen. Zn wird in Biotit in geringem Masse eingebaut und weist eine Erhöhung in der Nähe der Erzlinsen auf.

3. Staurolith weist im unvererzten Zwischenbereich hohe ZnO-Gehalte bis zu 6 Gew.% auf und kann neben ZnS als Hauptträger von Zn gelten.

2.4. PB-ISOTOPEN-ANALYSEN AN BLEIGLANZ-PROBEN

2.4.1. Lokalität und Beschreibung der Erzproben

Die 49 Bleiglanz-Proben stammen von den Lagerstättenbereichen Schneeberg und Pflersch; eine Probe wurde der Vererzung im Tribulaun-Mesozoikum (Trias, siehe Kapitel 2.1.2.) aus dem nördlich an das Pflerschtal angrenzende Obernbergtal entnommen.

2.4.1.1. Schneeberg

Eine Zusammenfassung der Vererzungen ist in Kapitel 2.1.4. gegeben, die Lokalitäten der einzelnen Vorkommen sind aus Tab.9 ersichtlich. Die meisten Handstücke wurden unter Tag entnommen. Da das alte Grubengebäude nur sehr schwer zugänglich war, stammen alle Proben aus den 2000-, 2010- und 2020-Meter-Sohlen des neuen Grubengebäudes, und zwar hauptsächlich aus dem SW-Revier (siehe Abb. 35). Zusätzlich standen Proben aus einer von der SAMIM durchgeführten Bohrung zur Verfügung. Die Bohrung reichte 212 Meter ins tektonisch Liegende mit der Richtung 145/18. Wie man anhand von Abb.36 ersehen kann, sind die einzelnen Vererzungshorizonte nicht korrelierbar, sondern stellen isolierte Linsen in einem ca. 100 m mächtigen Horizont dar. Drei Proben wurden ober Tag dem Anstehenden entnommen, sie stammen aus dem alten Abbaugelände bei St. Martin.

2.4.1.2. Pflersch

Im Pflerscher Revier konnte meist nur Haldenmaterial gefunden werden, da fast alle Stollen verstimmt und/oder überwachsen sind. Eine Zusammenfassung der Vererzungen und die genaue Lokalität der Proben sind in Kapitel 2.1.4 angegeben, die Beschreibung der einzelnen, analysierten Proben in Tab.9 .

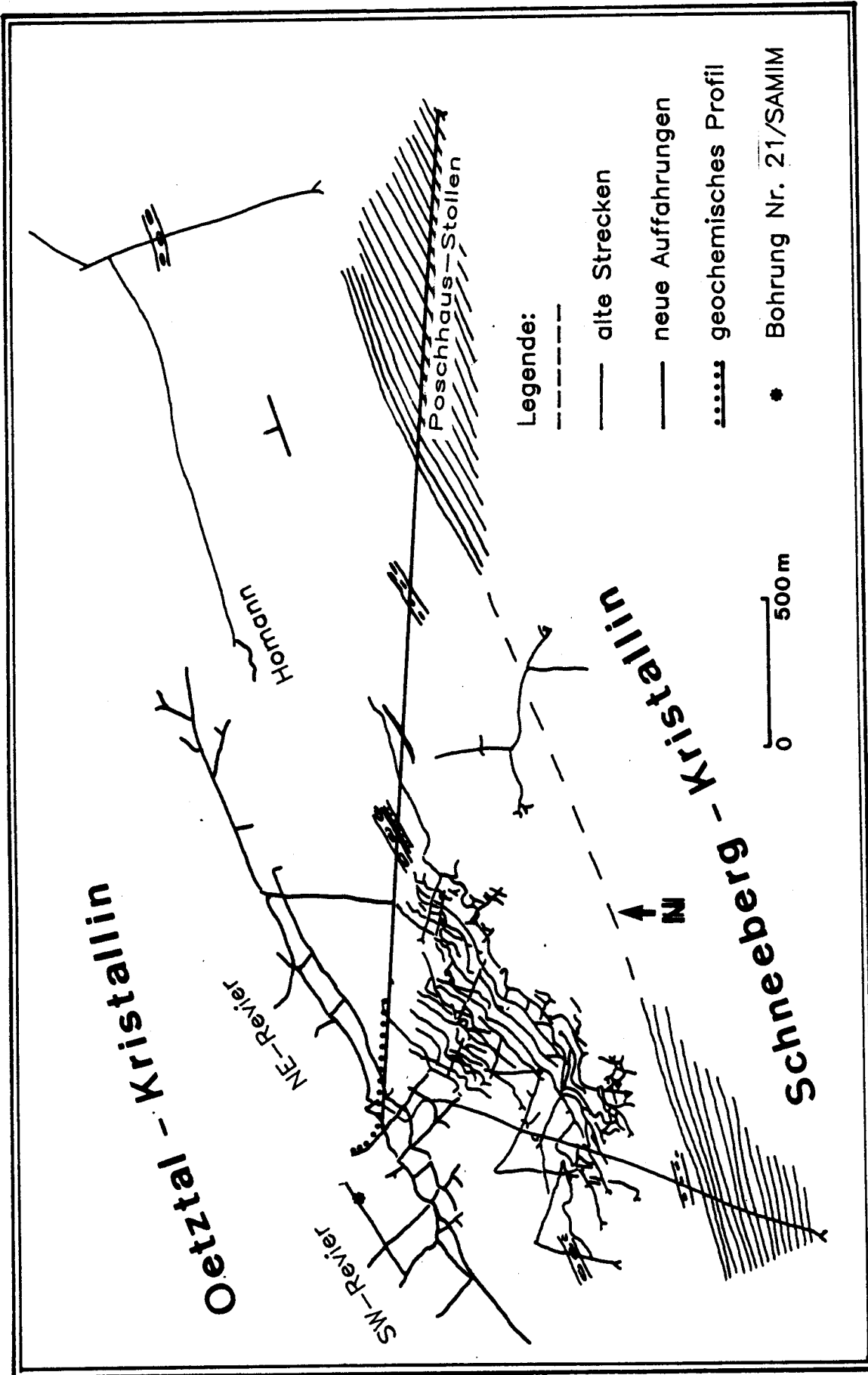


Abb. 35: Grubenkarte des Lagerstättenreviers Schneeberg (modifiziert, aus: KLIX, 1974 und PAGEL, 1975). Geologische Legende siehe Abb. 9.

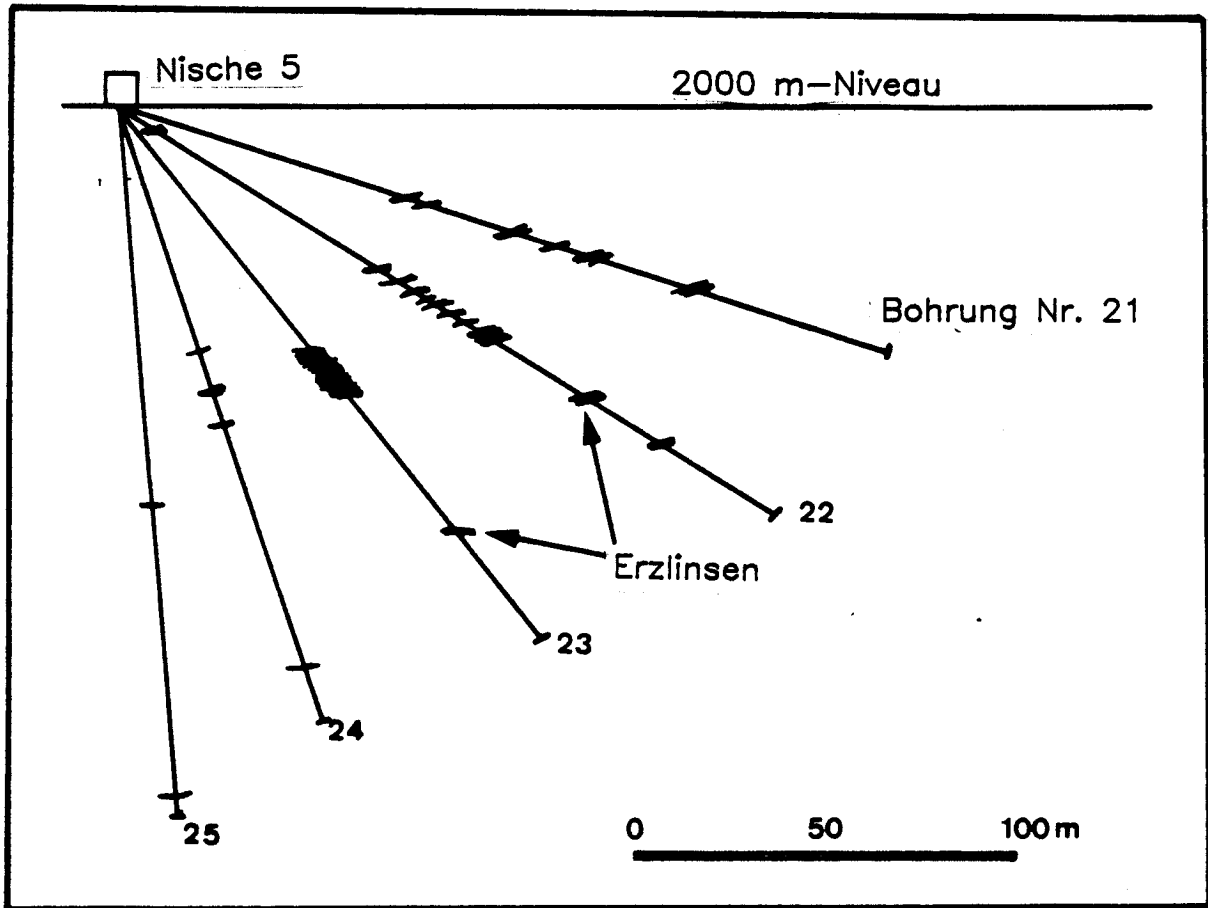


Abb. 36: Vererzungslinsen in den Bohrungen Nr. 21 - 25 (Nische 5, 2000 m-Niveau, SW-Revier, genaue Lokalität siehe Abb. 35). Richtung der Bohrung: 145/18.

2.4.1.3. Obernberg (Tribulaun-Mesozoikum)

Die Blei-Zink-Lagerstätte Obernberg am Brenner befindet sich im nördlich an das Pflerschtal angrenzende Obernberger Tal. Die Vererzungen sind an den Wettersteindolomit und an die Raibler Schichten des Tribulaun-Mesozoikums (Trias) gebunden und bestehen hauptsächlich aus Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz, Pyrit, Bournonit, Antimonit, Cuprit und Malachit. Genaue Beschreibungen publizierten CANAVAL (1913), KERNER (1919) und WERTHMANN (1969). VAN HOUTEN (1930) nahm eine langsam verlaufende Schichtungsmetasomatose mit hochtemperierten Lösungen während der Kreide für Obernberg wie auch für Pflersch an. WERTHMANN postulierte eine epigenetische Entstehung der Vererzungen, wobei der erste Vererzungsvorgang spät triadisch erfolgt sein könnte mit anschließender Mobilisation im Zuge der alpinen Orogenese.

2.4.2. Resultate der Messungen

Die Pb-Isotopen-Verhältnisse der Bleiglanz-Proben aus Schneeberg, Pflersch und Obernberg sind in Tab.10 aufgeführt. In Abb. 37 sind die Pb-Isotopen-Verhältnisse der Bleiglanze aus Schneeberg und Obernberg eingetragen, in Abb. 38 die Daten aus Pflersch. Weiterhin wurden die Daten für Schneeberg in die Pb-Isotopen-Diagramme nach ZARTMANN & DOE (1981) eingetragen (Abb.39).

Die Ergebnisse erlauben folgende Aussagen:

1. Die Daten aus Schneeberg liegen in einem relativ eng begrenzten Feld. Ein Vergleich von Standardabweichungen der Daten aus Schneeberg (siehe Tab. 10) mit den NBS-Standardmessungen (siehe Tab. 1) zeigt, dass die 207/204Pb-Isotopen-Verhältnisse aus Schneeberg eine um den Faktor 1,4 höhere Standardabweichung aufweisen als diejenigen der NBS-Messungen. Die Standardabweichungen der 208/204Pb- und 206/204Pb-Verhältnisse der Schneeberger Daten sind um den Faktor 1,6 bzw. 3 höher als diejenigen der NBS-Messungen. Was die Verteilung der Messwerte anbelangt, so zeigen die NBS-Standard-Messungen (Tab. 1) und die Daten von Schneeberg keine Ausreisser, die auf extreme Fraktionierungs-Effekte zurückzuführen sind. Die Probe A13 weist zwar deutlich das höchste 206/204Pb-Isotopen-Verhältnis auf, die 207/204Pb- und 208/204Pb-Isotopen-Verhältnisse liegen hingegen nahe beim Mittelwert.

Die Pb-Isotopen-Verhältnisse der PbS aus Schneeberg weisen also eine geringe

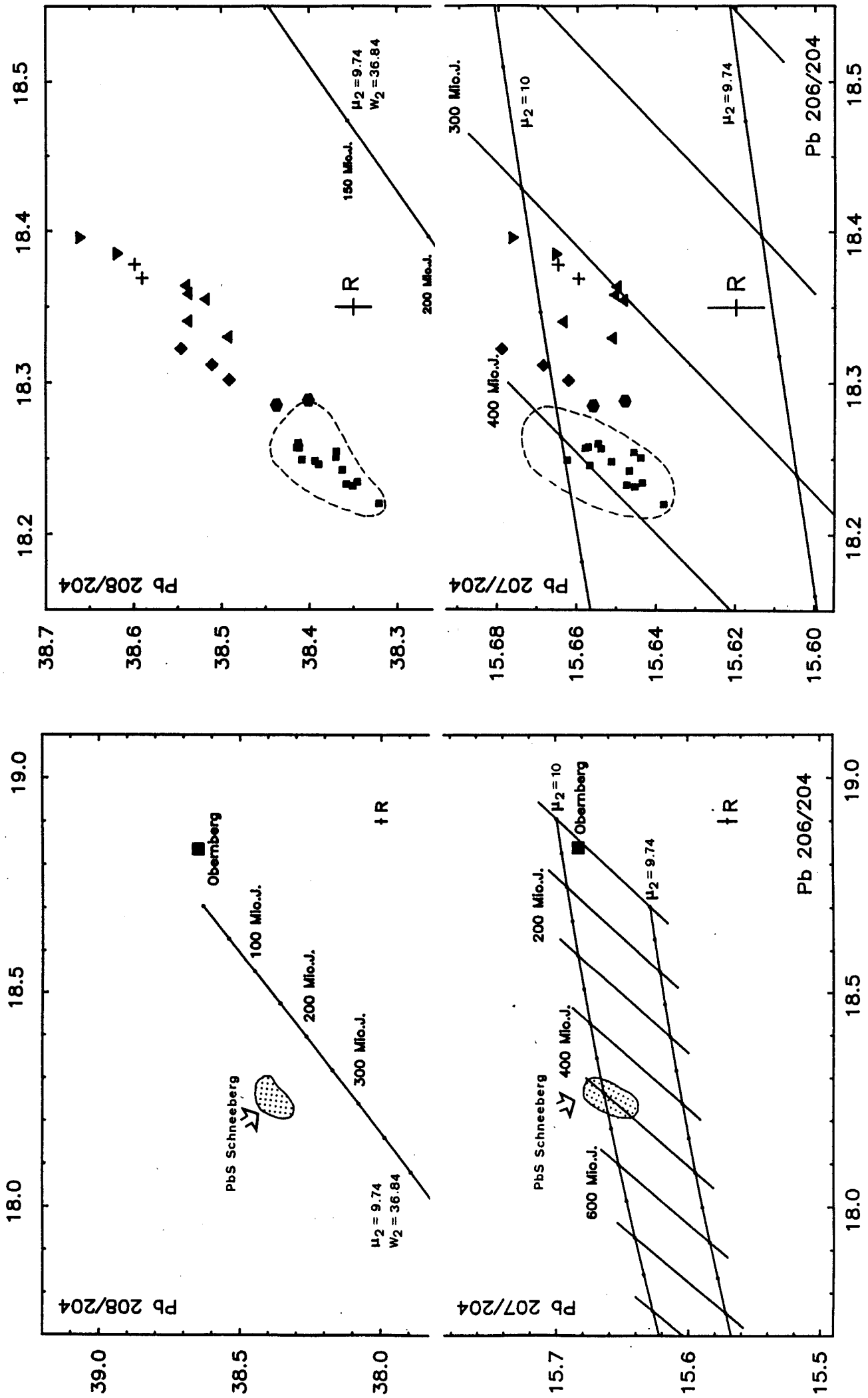


Abb. 37 + 38: 208/204Pb-206/204Pb- und 207/204Pb-206/204Pb-Diagramme mit Pb-Isotopen-Analysen aus Schneeberg und Pflersch. Angegeben sind die Wachstumskurven für die Entwicklung von mittlerem Krustenblei nach STACEY & KRAMERS, 1975. $\mu = 238\text{U}/204\text{Pb}$; $W = 232\text{Th}/204\text{Pb}$. PbS Schneeberg: gestrichelt umrandetes Feld; PbS Pflersch: ■ PbS Teifer Weisse (Oetztal- und Schneeberg-Kristallin), Schreiergraben, Silberböden, Silbergasse, Pfaffenberg; ▲ Kuchellahner; ● Reising; ▼ Allriss; + Grüner See; ◆ Stein. R = Reproduzierbarkeit (1-Sigma der NBS-Standardmessungen, siehe Tab. 1).

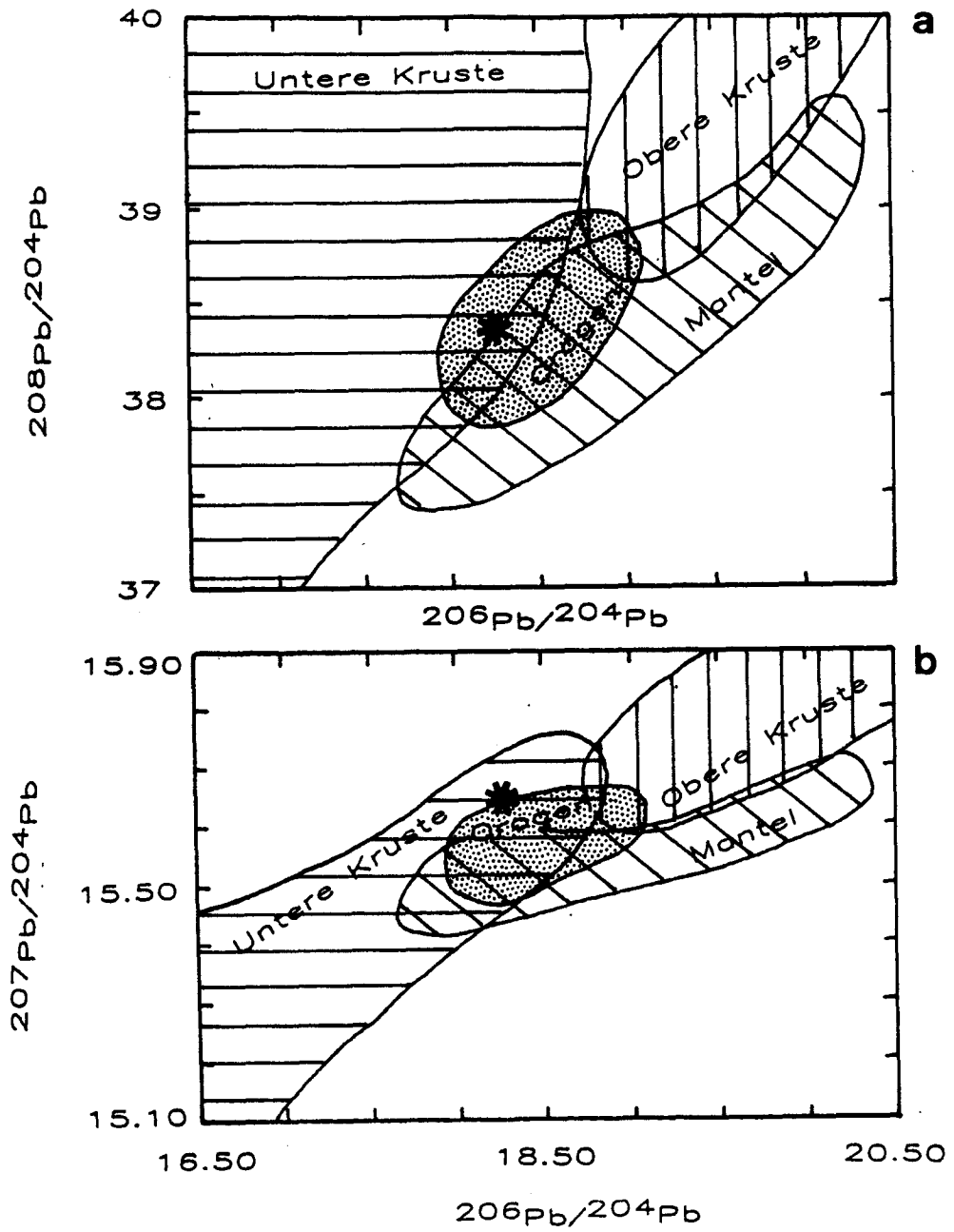


Abb. 39: Pb-Isotopen-Diagramme mit den Feldern für Mantel, Orogen, und obere und untere Kruste nach ZARTMANN & DOE (1981)
* Bleiglanze aus Schneeberg

Inhomogenität auf.

2. Die Isotopenverhältnisse von sieben Vorkommen aus Pflersch (Telfer Weisse im Oetztalkristallin und Schneeberger Zug, Schreiergraben, Rökengraben, Silberböden, Silbergasse, Pfaffenberg) liegen innerhalb des Schneeberger Datenfeldes. Fünf Vorkommen unterscheiden sich von den Schneeberger Daten (Kuchellahner, Reisig, Alriss, Grüner See, Stein) durch etwas jüngere Modellalter. Im 208/204Pb-206/204Pb-Diagramm zeigen sie einen linearen Trend. Innerhalb eines Erz-Vorkommens variieren die Pb-Isotopen-Verhältnisse in ähnlichem Ausmass wie in Schneeberg.

Es stellt sich die Frage, ob die radiogeneren Pb-Isotopen-Verhältnisse der 5 Vorkommen signifikant verschieden sind von jenen aus Pflersch, deren Isotopen-Verhältnisse mit den Proben von Schneeberg übereinstimmen. Während die 207/204Pb-Verhältnisse im 1-Sigma-Bereich identisch sind, unterscheiden sich die 208/204Pb-Verhältnisse im 2-Sigma-Bereich geringfügig, die 206/204Pb-Verhältnisse weisen hingegen erst im 3-Sigma-Bereich Ueberlappungen auf. Die 5 Vorkommen aus Pflersch sind also signifikant verschieden von den übrigen Vorkommen aus Pflersch und vom Schneeberger Erzfeld.

Weiterhin wurde die Reproduzierbarkeit von PbS-Proben überprüft (Tab.10). Die Proben R11 und R12 sind zwei Mal gemessen worden, wobei jeweils ein neuer, chemischer Aufschluss durchgeführt wurde. Wie den Werten zu entnehmen ist, sind die Differenzen der Isotopenverhältnisse der beiden Messungen wenig grösser als die 1-Sigma-Standardabweichung der NBS-Messungen. Die Blockmittelwerte zeigen keinen Fraktionierungstrend zu höheren Werten innerhalb der einzelnen Messungen.

Die Vorkommen Stein, Reisig, Kuchellahner, Alriss und Grüner See werden also als signifikant verschieden vom Schneeberger Erzfeld betrachtet und werden getrennt diskutiert.

3. Bleiglanze aus Schneeberg und 7 Vorkommen aus Pflersch zeigen ein 207/206-Pb-Modellalter von 370 bis 420 Mio.J. (Silur/Unterdevon).

5 Vorkommen aus Pflersch zeigen variierende, jüngere 207/206-Pb-Modellalter von 295 bis 370 Mio.J. (Oberdevon - Karbon). Das 207/206-Pb-Modellalter für Obernberg beträgt 15 Mio.J. (Miozän).

4. Die μ_2 - (9.99) und W_2 -Werte (39.69) sind relativ hoch im Vergleich zum mittleren Krustenblei von STACEY & KPAMERS (1975) (mit $\mu_2 = 9,74$ und $W_2 = 36,84$).

5. Die $208/204\text{Pb}$ -Modellalter (100 - 180 Mio.J.) sind immer jünger als die $207/206\text{Pb}$ -Modellalter (370 - 420 Mio.J.), auch bei Anwendung des Modells von CUMMING & RICHARDS (1975).

6. Die Daten aus Schneeberg liegen in Abb. 39a sowohl im unteren Krustenfeld als auch im Orogen-Feld, in Abb. 39b liegen die Daten an der Grenze untere Kruste/Orogen.

Im folgenden wird zuerst auf Schneeberg und auf diejenigen Vorkommen aus Pflersch eingegangen, die ähnliche Isotopenverhältnisse und ein Silur-Unterdevon-Modellalter aufweisen, da sie offensichtlich die gleiche Entwicklung erfahren haben.

2.4.3. Diskussion

2.4.3.1. Daten aus Schneeberg und Pflersch

Die Daten der Schneeberger Vererzungen und der sieben Vorkommen aus Pflersch zeigen eine fast homogene Pb-Isotopenzusammensetzung, wenngleich zwischen den beiden Revieren ein erzfreier Bereich von ca. 15 km auftritt. Die Isotopenzusammensetzung ist unabhängig vom Vererzungstyp (grob- oder feinkörnig, schichtgebunden oder diskordanter Gang). Diese enge Begrenzung der Daten spricht für eine syngenetische Entstehung und ist oft Kennzeichen für grosse, schichtgebundene, syngenetische Pb-Zn-Vorkommen aus einer homogenen Blei-Quelle oder gutdurchmischten Lösung. Epigenetische Lagerstätten streuen stärker (z.B. Mississippi-Valley, siehe HEYL et al., 1966) und spiegeln lokale Variationen der U/Pb- und Th/Pb-Verhältnisse verschiedener Blei-Quellen wieder. Die geringe Inhomogenität der Daten aus Schneeberg und Pflersch, die vor allem in den $206/204\text{Pb}$ -Verhältnissen zu sehen ist, könnte das Resultat sekundärer Einflüsse darstellen (siehe unten).

Die remobilisierte Vererzung im Schneeberger Marmor (siehe Kapitel 2.1.4.) zeigt im Vergleich zu Schneeberg keine Veränderung ihrer Pb-Isotopenverhältnisse. Es fand also während der Mobilisierung der Erze aus dem Oetztalkristallin in das angrenzende Schneeberger Kristallin keine Zufuhr von

Blei mit einer anderen Pb-Isotopen-Zusammensetzung statt.

Ein Modell, welches die Entstehung der Schneeberger und Pflerscher Vererzungen postuliert, muss folgende Charakteristika der Pb-Isotopen-Zusammensetzung der Schneeberger und Pflerscher Bleiglanze erklären:

1. Hohe μ_2 - und W_2 -Werte.

2. Für eine syngenetische Entstehung der Vererzungen etwas zu junge 207/206Pb-Modellalter von 370 - 420 Mio.J. bzw. zu radiogene Pb-Isotopen-Verhältnisse (Tendenz zum J-Typ). Die 208/204Pb-Modellalter sind sogar noch jünger (ca. 100 - 180 Mio.J.). U/Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen von Tonaliten und Granitgneisen des Oetztalkristallins ergaben Alterswerte von 480 Mio.J. (siehe SCHMIDT et al., 1967). SATIR (1975) stellte mit 436 ± 17 Mio.J. (Rb/Sr-Gesamtgestein) eine Platznahme der granitischen Gesteine im Oetztalkristallin fest und nimmt an, dass sie aus einer Schmelze nach ausgeprägter Differentiation in tieferen Teilen des Kristallins hervorgegangen sind. Die Intrusion tonalitischer bzw. granitischer Magmen erfolgt also vom Ordoviz an, demzufolge wird das Sedimentationsalter der Serie als Ordovizisch oder älter angenommen, das 207/206Pb-Modellalter ist für eine syngenetische Entstehung zu jung. Man muss bei dieser Feststellung jedoch berücksichtigen, dass die Pb-Entwicklungs-Modelle von STACEY & KRAMERS (1975) oder CUMMING & RICHARDS (1975) sehr einfache Entwicklungsgeschichten vorsehen, und demzufolge sind die sich daraus ergebenden Modellalter nur angenäherte Entstehungsalter dieser Erzvorkommen. Wenn man bei den Pb-Pb-Modellaltern eine modellbedingte Unsicherheit von ± 100 Mio.J. annimmt (siehe STACEY & KRAMERS, 1975), dann sind die 207/206-Pb-Modellalter nicht signifikant verschieden vom geschätzten Sedimentationsalter, die 208/204Pb-Modellalter dagegen sind deutlich zu niedrig. Die Tendenz zum sogenannten J-Typ (d.h. zu junge oder sogar negative Modellalter) ist nicht typisch für paläozoische, schichtgebundene bis schichtförmige, Bleiglanz-haltige Sulfidvorkommen der Ostalpen. KOEPEL (1983) stellte fest, dass solche Modellalter nur an Vorkommen mit niedrigen Blei-Gehalten gebunden sind oder dann auftreten, wenn die Bildung des Erzes in Zusammenhang mit der alpinen Orogenese erfolgte. Dies trifft für Schneeberg jedoch nicht zu. Der radiogene Charakter der Bleiglanze aus Schneeberg und Pflersch deutet eher darauf hin, dass das Blei aus einer von den anderen Vorkommen in den Ostalpen unterschiedlichen, an Uran angereicherten Quelle stammt, z.B. aus einer alten, präkambrischen Oberkruste.

3. Unterschiede zwischen den 207/206Pb- und 208/204Pb-Modellaltern: die Letzteren sind immer jünger. Diese signifikanten Unterschiede der beiden Modellalter scheint typisch zu sein für Blei-Daten aus ost- und südalpinen Einheiten (siehe KOEPEL, 1983).

4. Die aus Abb. 39 ersichtliche Unterkrusten-Komponente aber ebenfalls ein Orogen-Anteil. Das Stacey-Kramers-Modell stützt sich auf kanadische und australische Beispiele. Diese Datenpunkte waren auch Ausgangspunkte für die Orogenkurve des Plumbotectonics-Modell (ZARTMANN & DOE, 1981). Regionale Abweichungen sind denkbar, indem z.B. eine Komponente (untere Kruste, obere Kruste, Mantel) stärker vertreten ist als im "Normalfall". Weiterhin muss bei der Interpretation berücksichtigt werden, dass die Pb-Isotopen-Verhältnisse eventuell infolge Metamorphosen verändert worden sind.

Im folgenden wird unter der Annahme einer syngenetischen Entstehung der Schneeberger und Pflerscher Vererzungen zuerst auf die Möglichkeit eingegangen, dass die Pb-Isotopen-Verhältnisse der PbS primären Ursprungs sind, d.h. sie blieb unverändert seit der Entstehung der Vererzungen. Als zweite Interpretationsmöglichkeit wird ein sekundärer Ursprung, d.h. metamorphe Prozesse veränderten die Pb-Isotopen-Zusammensetzung, diskutiert.

1. Unveränderte Isotopenzusammensetzung:

Pb-Isotopen-Untersuchungen an schichtförmigen und schichtgebundenen PbS-führenden Lagerstätten in den Ost- und Südalpen zeigen, dass die Pb-Isotopen-Zusammensetzungen im Gegensatz zu ähnlichen Vorkommen in Skandinavien (BJORLYKKE & THORPE, 1982 und JOHANSSON, 1983) kein anomal radiogenes Pb aufweisen. Es kann also davon ausgegangen werden, dass ein präkambrischer, kristalliner Sockel in den Alpen fehlt. Dies wird durch andere Hinweise gestützt (JAEGER, 1983).

Die Isotopendaten aus Schneeberg und Pflersch mit den relativ zur Wachstumskurve von STACEY & KRAMERS (1975) hohen μ_2 - und W_2 -Werten implizieren, dass sich das Pb über einen längeren Zeitraum hinweg in der oberen Kruste entwickelt haben muss, wo die μ - und W -Werte höher als die

"Normalwerte" waren. Ein erweitertes, 3-stufiges Stacey-Kramers-Modell mit $t_2 = 1500$ Mio.J. und $t_3 = 500$ Mio.J. ergibt einen μ_3 -Wert von 11.51. Ein solches Entwicklungsmodell ist jedoch auf andere, PbS-haltige Vorkommen der Ostalpen nicht übertragbar, da z.B. das Pb-Modellalter der Vorkommen aus dem Grazer Paläozoikum mit $\mu_3 = 11.51$ deutlich zu alt sind, nämlich ca. 600 Mio.J. (vergleiche Kapitel 3.3.). Es gibt also kein einfaches Entwicklungsmodell, welches für den ganzen ostalpinen Raum Gültigkeit hat. Ebenfalls unwahrscheinlich ist die Folgerung, dass für jedes einzelne Vorkommen (Schneeberg, Grazer Paläozoikum, Bleiberg, etc.) ein einfaches Entwicklungsmodell mit unterschiedlicher Geschichte der Krustenentwicklung angenommen werden kann. Es wird deshalb eine kompliziertere Krustenentwicklung vorgeschlagen, die qualitativ alle Pb-Daten mit ähnlichen Charakteristika der Ost- und Südalpen erklären kann.

a) Sedimente einer präkambrischen, oberen Kruste mit hohen μ - und W-Werten werden infolge tektonischer Prozesse in die untere Kruste verfrachtet, wo die hohen W-Werte erhalten blieben, ein U-Verlust hingegen zu tieferen μ -Werten führten.

Nachdem der Gesteinsstapel durch tektonische Prozesse wieder an die Oberfläche gelangte, erodiert und sedimentiert wurde, könnte das Gesteinsblei der so erhaltenen Sedimente die aus Abb.39 ersichtliche Unterkrusten-Komponente mit einem Orogen-Anteil (Mischung von Ober- und Unterkrusten-Material) aufweisen.

b) Ebenfalls denkbar wäre die Erosion und Sedimentation einer präkambrischen, oberen Kruste (mit etwas zu jungen $^{207}/^{206}\text{Pb}$ -Modellaltern und hohen μ - und W-Werten) wobei ein Verlust an Uran und radiogenem Blei während der Erosion und Ablagerung der vor allem aus Psammiten bestehenden Sedimente stattfand. Intergranulares Uran und Uran in leicht löslichen Phasen kann z.B. mit dem dazugehörigen, radiogenen Pb während der Erosion wegtransportiert werden (siehe KOEPEL & SCHROLL, 1983), was bezüglich des Pb-Isotopen-Verhältnisses zu einer scheinbaren Unterkrusten-Komponente führen kann.

2. Metamorphosebedingte Änderungen der Pb-Isotopenzusammensetzung:

Die Pb-Isotopen-Zusammensetzung wurde durch eine oder mehrere Metamorphosen verändert. Nimmt man eine metamorphosebedingte Änderung der Isotopen-Verhältnisse des Erzbleis an, so ist es naheliegend, eine Zufuhr von radiogenem Gesteinsblei aus der näheren Umgebung der Vererzungen zu postulieren. Damit würden auch die bei der Annahme der syngenetischen

Bildung der Lagerstätte etwas zu jungen Pb-Modellalter erklärt werden.

Um abzuschätzen, inwieweit durch eine regionale Metamorphose eine Veränderung des Erzbleis möglich ist, muss folgende Voraussetzung erfüllt sein:

Da anzunehmen ist, dass die Zufuhr von radiogenem Pb mit Hilfe einer fluiden Phase erfolgte, sollte das benötigte Volumen des Fluids in einer vernünftigen Relation sein zum Volumen des Erzkörpers, dessen Pb-Isotopen-Verhältnis verändert wurde. Dazu wurde folgende Abschätzung vorgenommen:

Es wurde geprüft, welche Uranmengen benötigt werden, um die Menge radiogenes Blei herzustellen, welche für die Verjüngung gebraucht wird. Nach Angaben von FOERSTER (1966) sind seit 1870 ca. 1 Mio.T. Roherz gefördert worden. Es wird ein totaler Roherzgehalt der Lagerstätte von ca. 2 Mio.T. angenommen. Der durchschnittliche Gehalt an PbS beträgt 1,5 %, so dass ein Bleiglanz-Gehalt der Lagerstätte von 30'000 T. realistisch erscheint, was ungefähr einer Bleimenge der Lagerstätte Schneeberg von 26'000 Tonnen entspricht.

Weiter wurde angenommen, dass die Erzbildung vor 500 Mio.J. erfolgte, dass das ursprüngliche 206/204Pb-Verhältnis 18.10 betrug und dass die Pb-Zufuhr vor 300 Mio.J. stattfand. Es ergibt sich daraus eine Uran-Menge von $2,3 \cdot 10^5$ t Uran, was bei einem U-Gehalt von 10 ppm 8 km^3 Gestein erfordern würde, um eine Veränderung des 206/204Pb-Isotopen-Verhältnisses von 18.1 auf 18.24 zu bewirken. Hierbei handelt es sich jedoch um eine minimale Angabe, da angenommen wurde, dass alles während 200 Mio.J. gebildete radiogene Pb aus dem Gestein gelöst wird, was nicht erwartet werden kann.

Weiterhin muss die Löslichkeit von Blei in H_2O - bzw. Chloridlösungen berücksichtigt werden und das Freiwerden der benötigten Wassermenge während der Metamorphose. Man kann von einer Löslichkeit von Bleiglanz von 100 ppm in einer H_2O -Chloridlösung ausgehen (eine 3 m Chloridlösung kann bei 200°C und einem pH-Wert von 5 - 2,7 ca. 30 - 3000 ppm PbS lösen, siehe WEDEPOHL, 1978) und kommt damit auf eine total benötigte H_2O -Menge von $3 \cdot 10^8$ Tonnen. MEHNERT (1968) nahm an, dass bei einer hochgradigen Metamorphose (Anatexis) 1 - 3 Gew.% H_2O frei werden. Im Oetztalkristallin befinden wir uns in der Amphibolitfazies, nur sehr selten wird die Anatexis erreicht. Man muss zusätzlich berücksichtigen, dass die Gesteine wahrscheinlich mehrere Metamorphosephasen durchlaufen haben und somit immer weniger H_2O besaßen. Um $3 \cdot 10^8$ Tonnen H_2O freizusetzen, wird bei 5 Gew.% H_2O ca. 3 km^3 Gestein benötigt. Diese Schätzungen sind meiner Meinung nach durchaus realistisch. Es

ist jedoch schwierig, sich einen Mechanismus vorzustellen, welcher bewirkte, dass diese Lösungsmengen durch den relativ eng begrenzten Bereich der Schneeberger Lagerstätte zirkulierte. Das aus den vorangegangenen Berechnungen resultierende Verhältnis Volumen Erz : Volumen Wasser beträgt 1 : 600. Ein solcher Vorgang ist nur in Verbindung mit grossräumigen Störungszonen denkbar, welche jedoch im Lagerstättengebäude nicht sichtbar sind. Zudem ist es schwierig, sich vorzustellen, dass bei solch tiefgreifenden Veränderungen und Vorgängen die Isotopen-Verhältnisse über eine relativ grosse Entfernung hinweg die gleiche Zusammensetzung zeigen, vor allem, da das U/Th-Verhältnis im Nebengestein nicht konstant ist. Metamorphosen waren also sicher nicht die Ursache der zu jungen Pb-Modellalter. Hingegen könnten die kleinen Variationen vor allem der $^{206}/^{204}\text{Pb}$ -Isotopen-Verhältnisse der PbS aus Schneeberg und Pflersch durchaus auf eine Zufuhr von Gesteinsblei mit unterschiedlicher Pb-Isotopen-Zusammensetzung während Metamorphosen zurückgeführt werden.

2.4.3.2. Daten aus Pflersch mit abweichenden Pb-Modellaltern

Im folgenden wird auf die Vorkommen Reisig, Stein, Kuchellahner, Alriss und Grüner See eingegangen, deren Bleiglanze radiogenere Pb-Isotopen-Zusammensetzungen aufweisen als diejenigen aus Schneeberg. Folgende Erklärungsmodelle sind denkbar:

1. Epigenetische Entstehung: Die Pb-Isotopen-Zusammensetzung ist primären Ursprungs, die fünf Vorkommen mit radiogenerem Pb sind epigenetisch nach der Bildung der Schneeberger Lagerstätte entstanden. Erzlagerstätten hydrothermalen Entstehung zeigen aber meist eine noch stärkere Streuung der Pb-Isotopen-Verhältnisse (siehe z.B. PILOT et al., 1970. Die $^{206}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse der hydrothermalen Gänge des Erzberges variieren um 0.5, jene der 5 Vorkommen des Pflerschtals um 0.07).

Das Pb-Reservoir könnte natürlich auch geringfügige Heterogenitäten zeigen, oder aber es könnte sich um verschiedene Reservoirs, d.h. verschiedene "Source Beds" handeln.

Unter der Annahme einer epigenetischen Entstehung der radiogeneren Vorkommen im Pflerschtal müssten sich diese von den weniger radiogenen syngenetischen Vorkommen in Textur, Struktur und Erzparagenese unterscheiden, z.B. gangförmige Strukturen zeigen. Dies ist durch feldgeologische Beobachtungen

nur z.T. überprüfbar, da praktisch nur Haldenmaterial zur Verfügung steht. SCHMITZ (1971) beschreibt aus dem Pflerscher Revier hauptsächlich synsedimentäre Strukturen und deutet hydrothermale Bildungen als metamorphe Erzmobilisationen.

2. Syngenetische Entstehung: Es besteht die Möglichkeit, dass 2 primäre Pb-Quellen mit unterschiedlichen Zusammensetzungen existierten oder dass sich die Zusammensetzung einer Pb-Quelle mit der Zeit änderte infolge lokaler Kontamination von Blei, welches aus Sedimenten gelöst wurde. Da es sich bei den Vorkommen im Pflerschtal im Vergleich zu Schneeberg um kleine Vorkommen handelt, ist eine Veränderung der Pb-Isotopen-Verhältnisse eher denkbar. Nach der Pb-Isotopen-Zusammensetzung der Feldspäte des Nebengesteins zu urteilen, ist eine metamorphosebedingte Zufuhr von radiogenem Gesteinsblei möglich, siehe dazu Kapitel 2.5., Abb. 42. Die Streuung der Daten weist auf eine unvollständig abgelaufene Mischung einer Gesteins-Blei-Komponente mit dem Schneeberger Erzblei infolge Metamorphosen hin. Die Tatsache, dass nur bestimmte Vorkommen durch Metamorphosen beeinflusst worden sind, könnte man auf die Grösse des Vorkommens bzw. die Menge des Bleis zurückführen. GRAESER (1968) stellte z.B. in den Alpen/Binntal, fest, dass relativ grosse Erzkörper im Gegensatz zu kleineren Vorkommen nicht durch die alpine Metamorphose bzw. durch eine Mischung mit einer radiogenen Komponente beeinflusst wurden. KOEPEL & SCHROLL (1983) beobachten zu junge oder negative Pb-Modellalter nur an Vorkommen mit wenig Blei. STACEY et al. (1968) stellen gar eine Beziehung her zwischen der Grösse eines Erzvorkommens und der Pb-Isotopenzusammensetzung innerhalb benachbarter Erzlagerstätten: je grösser das Vorkommen, desto weniger radiogen ist das Blei. Da die Stollen in Pflersch nicht mehr begehbar sind, lässt sich nicht nachprüfen, ob sich in dieser Hinsicht eine Abhängigkeit ergibt.

2.4.3.3. Obernberg

Die Pb-Isotopen-Verhältnisse des Vorkommens Obernberg, welches sich in triadischen Tribulaun-Dolomiten befindet, ergeben ein $^{207}/^{206}\text{Pb}$ -Modellalter von 15 Mio.J., welches bei einer syngenetischen Entstehung viel zu jung ist. Der μ_2 -Wert ist ähnlich wie bei den Daten aus Schneeberg und Pflersch, der W_2 -Wert ist deutlich niedriger. Das Pb hat sich in einem Reservoir mit hohen U/Pb-

und niedrigen Th/Pb-Verhältnissen entwickelt.

Es wurden epi- und syngenetische Entstehungsmöglichkeiten diskutiert: VAN HOUTEN (1930) nimmt für Obernberg und Pflersch die gleiche Entstehung, nämlich eine Schichtungsmetasomatose in der Kreide, an. Möglich ist auch eine syngenetische, schichtgebundene, triadische Vererzung mit anschließender Aufnahme von radiogenem Blei während einer Metamorphose (siehe WERTHMANN, 1969). Nach ZANETTIN (1971) ist der Metamorphosegrad in den Tribulaun-Dolomiten etwas niedriger als im Oetztalkristallin, jedoch kommen Staurolith und Hornblenden lokal in den basalen Konglomeraten vor, die zum Komplex des Permo-mesozoikums gehören. Turmalin- und Biotitsprossungen wurden ebenfalls in den Raibler Schiefen gefunden. Anhand der durchgeführten Pb-Isotopen-Analysen kann festgestellt werden, dass die Obernberger Vererzungen im Tribulaundolomit sicher nicht in Zusammenhang stehen mit den Schneeberger und Pflerscher Pb-Zn-Vererzungen im Oetztalkristallin.

2.4.4. Zusammenfassung

1. Das Erzblei von Schneeberg weist ähnlich hohe μ - und W-Werte auf wie das Pb anderer Ost- und Südalpiner Lagerstätten (z.B. Grazer Paläozoikum, Bleiberg, etc.). Ähnlichkeiten bestehen ebenfalls in der Differenz der 207/206Pb- und 208/204Pb-Modellalter (wobei $t_{207/206Pb} > t_{208/204Pb}$). Die 207/206Pb-Modellalter von Schneeberg sind für eine syngenetische Entstehung der Vererzungen im Gegensatz zu den anderen, Pb-haltigen alpinen Vorkommen jedoch zu jung. Im Rahmen des Plumbotectonic-Modells von ZARTMANN & DOE (1981) deuten die Pb-Isotopen-Verhältnisse auf ein Orogen- bzw. Unterkrustenblei hin.

Die Resultate der Pb-Isotopen-Untersuchungen weisen daraufhin, dass das Pb sich über einen längeren Zeitraum hinweg in einer Oberkruste entwickelt hat. Zwar könnte man die Pb-Daten aus Schneeberg mit einem erweiterten 3-stufigen Stacey-Kramers-Modell erklären, aber dieses Modell ist nicht anwendbar für die übrigen Pb-Zn-Lagerstätten der Ostalpen. Es wird deshalb vermutet, dass die Pb-Isotopen-Entwicklung in der oberen Kruste modifiziert wurde durch einen Wechsel von hohen zu tieferen μ -Werten. Dies kann z.B. verursacht werden durch Uran-Verlust infolge Verfrachten der Gesteine

in die Unterkruste (hochgradige Metamorphose) oder infolge Erosion und Sedimentation von Oberkrustenmaterial. Die so erhaltenen Gesteine könnten das "Source Bed" des Erzbleis darstellen.

Eine metamorphosebedingte Veränderung der Pb-Isotopen-Verhältnisse der PbS aus Schneeberg erscheint unwahrscheinlich, da bei einer Veränderung der $^{206}/^{204}\text{Pb}$ -Isotopen-Verhältnisse um 0.139 ein Erz/Wasser-Verhältnis von etwa 1 : 600 erforderlich wäre.

Es ist hingegen denkbar, dass die geringe Inhomogenität des Schneeberger Erzbleis auf Zufuhr von radiogenem Pb während Metamorphosen zurückzuführen ist. Die schwach metamorphen Vorkommen des Grazer Paläozoikums und die nichtmetamorphen Vorkommen der ost- und südalpiner Trias weisen ein innerhalb der Messgenauigkeit homogenes Pb auf.

2. Die Pflerscher Vererzungen zeigen z.T. die gleichen Pb-Isotopen-Zusammensetzungen wie Schneeberg und bestätigen somit die Annahme, dass die Schneeberger und Pflerscher Vererzungen die gleiche Entstehungsgeschichte besitzen.

Eine Remobilisierung südlich der Telfer Weissen hat keine Änderung in den Blei-Isotopen-Verhältnissen verursacht. Es gibt jedoch fünf Vorkommen mit jüngeren Modellaltern, d.h. radiogeneren Pb-Isotopen-Verhältnissen. Die Streuung der Daten weist auf eine unvollständig abgelaufene Mischung von mindestens zwei verschiedenen Blei-Komponenten mit Schneeberger Erzblei infolge Metamorphosen hin, wobei vor allem Vorkommen mit geringer Menge an Blei eine Beeinflussung ihrer Pb-Isotopen-Verhältnisse aufweisen. Diese Annahme wird gestützt durch die Gesteinsbleidaten.

3. Die Obernberger Vererzungen zeigen ein junges Modellalter von 15 Mio.J. mit ähnlichen μ_2 - aber deutlich tieferen W_2 -Werten wie die Vererzungen aus Schneeberg und Pflersch; sie stehen nicht in Zusammenhang mit diesen Vererzungen.

2.5. PB-ISOTOPEN-ANALYSEN AN FELDSPAT/QUARZ-FRAKTIONEN UND GESAMTGESTEINSPROBEN

2.5.1. Beschreibung und Lokalität der Proben

Um festzustellen, ob ein Einfluss des Erzkörpers auf die benachbarten Metapelite stattgefunden hat, wurden Pb-Isotopenverhältnisse des Nebengesteins und ihrer Feldspäte gemessen.

Im Gegensatz zu Bleiglanz besitzen die Metasedimente Uran und Thorium. Das Blei der Gesamtgesteine zeigt deshalb heute jüngere Pb-Modellalter. Während einer Metamorphose öffnen sich die U-Pb-Systeme der Mineralien; eine Homogenisierung der Pb-Isotopen-Verhältnisse wird angestrebt, aber kaum je erreicht, wie U-Pb-Altersbestimmungen an detritischen Zirkonen aus Metasedimenten zeigten. Für U- und Th-freie Mineralien gilt, dass die Isotopen-Verhältnisse ihres Spurenbleis nach der Metamorphose keine Änderung mehr erfahren.

Da der Einfluss des Erzbleis auf das Gesteinsblei untersucht wurde, sind diese Untersuchungen an Mineralien vorgenommen worden, die seit der letzten Metamorphose einen möglichst geringen Zuwachs an radiogenem Blei aufweisen, d.h. die Pb-Isotopen-Verhältnisse blieben weitgehend unverändert seit der letzten Metamorphose. Die Wahl fiel auf Plagioklas, da er in allen Gneisglimmerschiefern vorkommt, und rel. viel Pb (3 - 10 ppm, siehe WEDEPOHL, 1978) und wenig Uran enthält. Eine vollständige Trennung von Plagioklas und Quarz war nicht möglich, da die Dichte von Quarz ähnlich wie die von Plagioklas war, so dass es sich immer um Plagioklas/Quarz-Gemische handelt, wobei der Plagioklas oft sehr untergeordnet vorhanden ist. Der Plagioklas weist einen An-Gehalt von 30% (Albit - Oligoklas) auf.

Es wurden Gneisglimmerschiefer nahe der Vererzungen (Proben B3, B6, B13; SW-Revier, 2060 m-Niveau und Proben E22, E28; SW-Revier, 2000 m-Niveau) und entlang des Profils durch Nebengestein und unvererztem Zwischenbereich (Proben M1, M3, M4, M7, Z12, E3, E5, E6; für Probenbeschreibung und Lokalität siehe Kapitel 2.2., das Profil stimmt mit dem geochemischen Profil überein) untersucht.

Pb- und U-Konzentrationsmessungen mittels Isotopenverdünnungsanalysen sollen

Aufschluss geben über die Abhängigkeit der Pb-Gehalte von der Entfernung zum Erzkörper und über den in situ entstandenen uranogenen Bleianteil in den Feldspat/Quarz-Fraktionen.

Da die Resultate aus Schneeberg mit denjenigen aus dem Grazer Paläozoikum verglichen werden, und im Grazer Paläozoikum infolge der Feinkörnigkeit der Gesteine keine Mineralien separiert werden konnten, wurden ebenfalls Gesamtgesteins-Bleianalysen in Schneeberg durchgeführt. Somit konnte auch überprüft werden, ob eine Homogenisierung zwischen Feldspat und Gesamtgestein stattgefunden hat, die Datenpunkte müssten dann auf einer Isochrone liegen.

2.5.2. Resultate

In Tab.11 sind die Pb-Isotopen-Verhältnisse von Feldspat/Quarz-Fraktionen und von Gesamtgesteinen aufgeführt. Um eine Korrelation zwischen Abstand der Proben zum Erz und Bleigehalt der Feldspäte zu ermöglichen, mussten die gemessenen Pb-Konzentrationen der Feldspat/Quarz-Fraktionen normiert werden, da die Proben unterschiedliche Plagioklas-Gehalte aufwiesen. Dazu wurde der Anteil der Plagioklase in den Feldspat/Quarz-Gemischen anhand von Röntgendiffraktometer-Messungen ermittelt, der Blei-Anteil der Quarzfraktion abgezogen und die Blei-Gehalte auf 100 % Plagioklase normiert. Nach WEDEPOHL (1978) enthält Quarz ca. 0,1 - 3 ppm Blei und Plagioklase ca. 3 - 10 ppm, das Verhältnis ist also ungefähr 1 : 10. Die so erhaltenen Pb-Gehalte sind in Tab. 11 aufgeführt. Aus Tab. 12 sind Uran-Konzentrations-Messungen einiger Feldspat/Quarz-Fraktionen ersichtlich und die um den radiogenen Bleianteil korrigierten Pb-Verhältnisse für angenommene Korrekturalter von 420 und 300 Mio.J. In Abb. 40 sind die Resultate der Pb-Isotopen-Analysen der Feldspat/Quarz-Fraktionen und der Gesamtgesteine und die Pb-Gehalte der Proben aufgetragen, in Abb.41 die Pb-Isotopen-Verhältnisse für Korrekturzeiten von 420 und 300 Mio.J. für die Feldspat/Quarz-Fraktionen und in Abb. 42 die Pb-Isotopen-Verhältnisse von Feldspat Quarz-Fraktionen und von Gesamtgesteinen aus Proben des Oetztal- und des Schneeberg-Kristallins.

Wie aus Abb.40 ersichtlich, ist mit Annäherung an das Erz eine deutliche Beeinflussung der Pb-Isotopen-Verhältnisse der Feldspat/Quarz-Fraktionen durch das Erzblei zu beobachten, indem die $^{206}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse abnehmen und sich

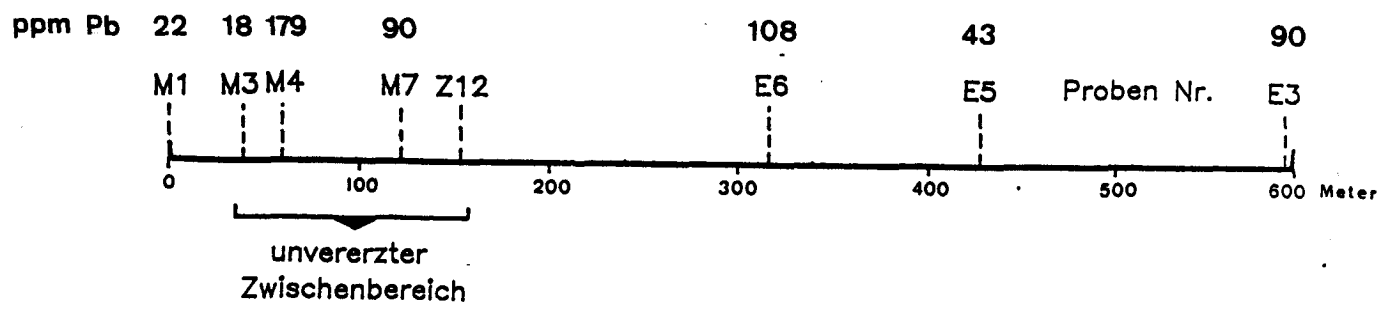
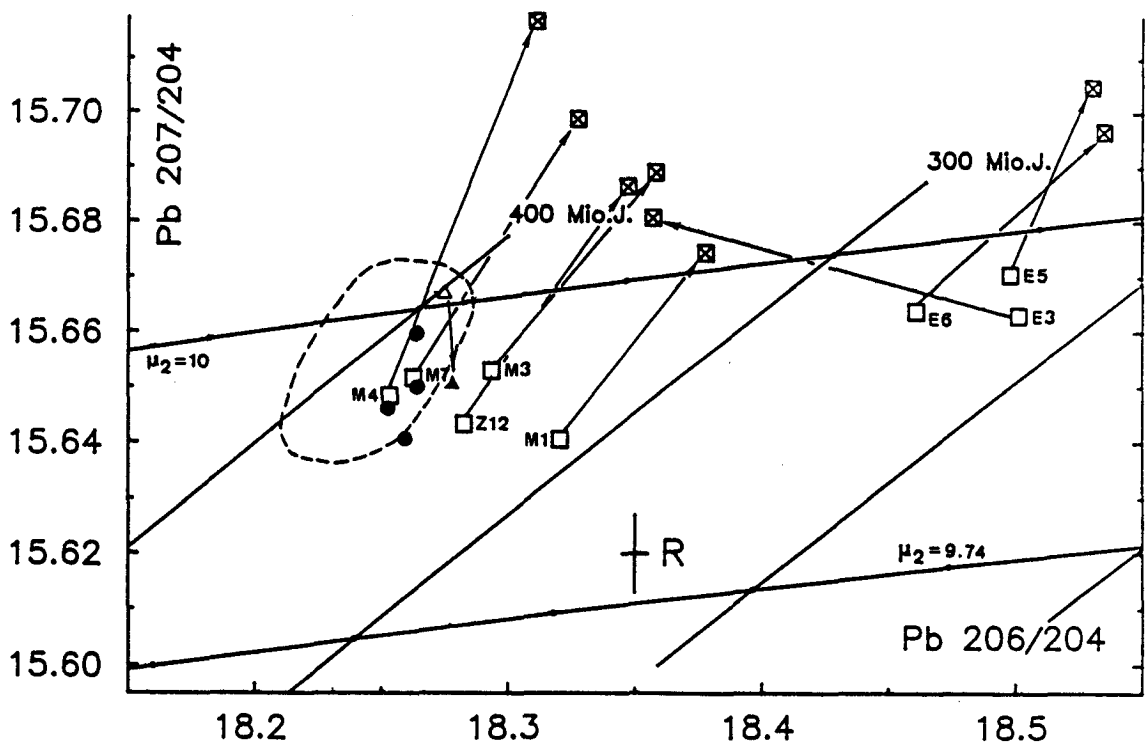
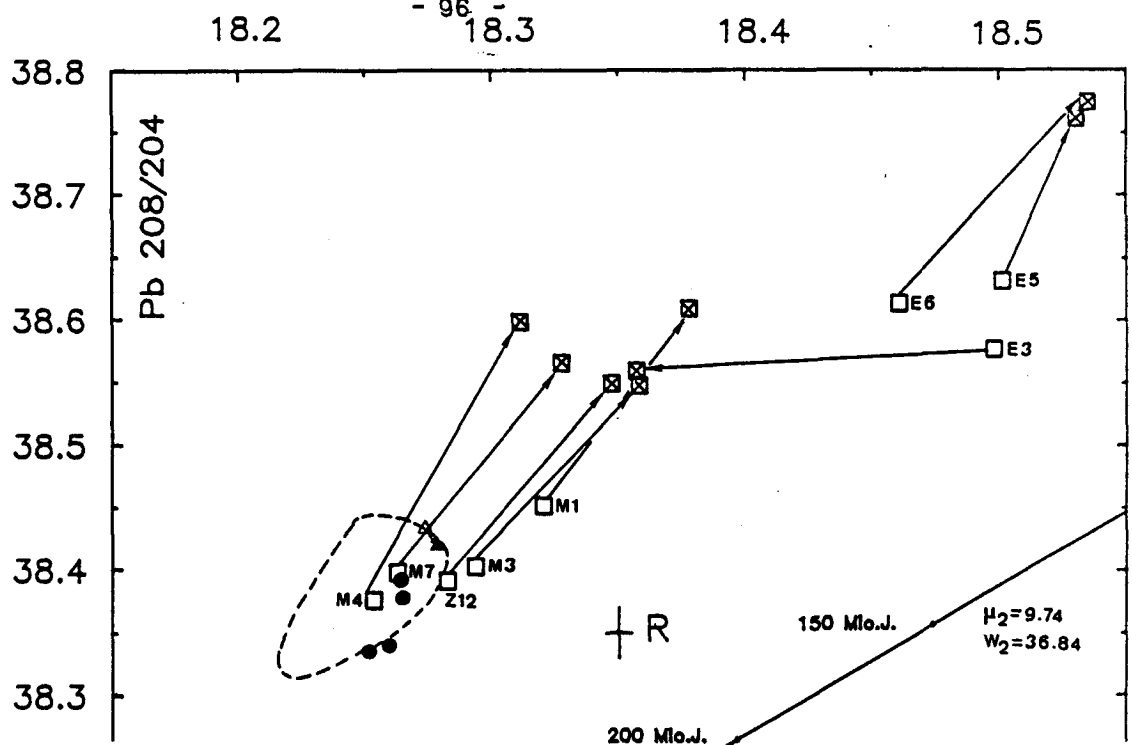


Abb. 40: $208/204Pb$ - $206/204Pb$ und $207/204Pb$ - $206/204Pb$ -Diagramme.
 □ Feldspat/Quarz-Fractionen der Gneisglimmerschiefer entlang des geochemischen Profils. Abstand der Proben zum unverzerrten Zwischenbereich siehe unterer Teil der Abbildung (vergl. Abb. 21). ☒ Gesamtgesteinsanalysen; ● Feldspat/Quarz-Fractionen aus Gneisglimmerschiefer in unmittelbarer Nähe der Erzlinsen (Proben B3, B6, B13, E28, SW-Revier); △ Feldspat/Quarz-Fractionen der Probe E22 aus unmittelbarer Nähe der Erzlinsen, ausgefülltes Symbol: Gesamtgesteinsanalysen der gleichen Probe; gestrichelt umrandetes Feld: Bleiglanz-Analysen aus Schneeberg.

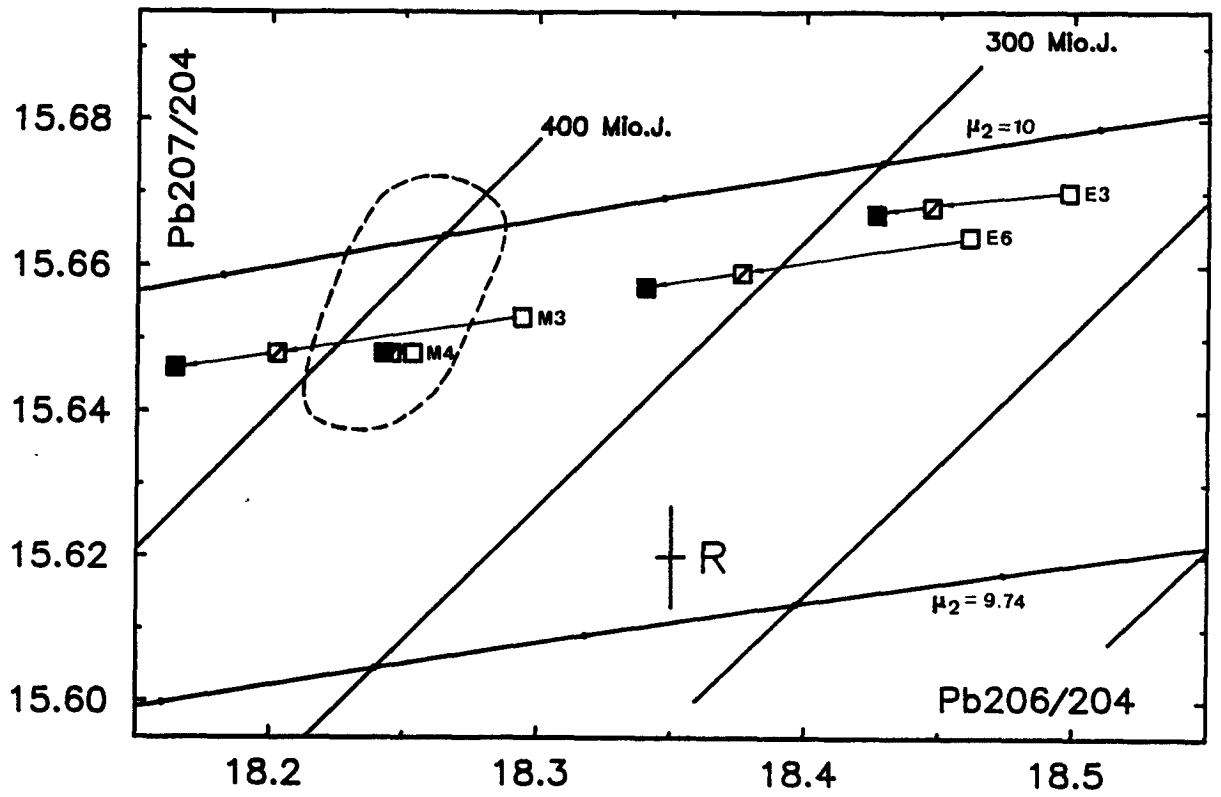


Abb.41 : $^{207}/_{204}Pb$ - $^{206}/_{204}Pb$ -Diagramm mit Pb-Isotopen-Analysen von Feldspat/Quarz-Fractionen aus Oetztaler Gneisglimmerschiefer. Probenlokalität siehe Abb. 40. \square unkorrigierte Verhältnisse (siehe Tab. 1*); \square für eine Korrekturzeit von 300 Mio.J. (siehe Tab.12) korrigierte Verhältnisse; \blacksquare für eine Korrekturzeit von 420 Mio.J. (siehe Tab. 12) korrigierte Verhältnisse; gestrichelt umrandetes Feld: Bleiglanz-Analysen aus Schneeberg.

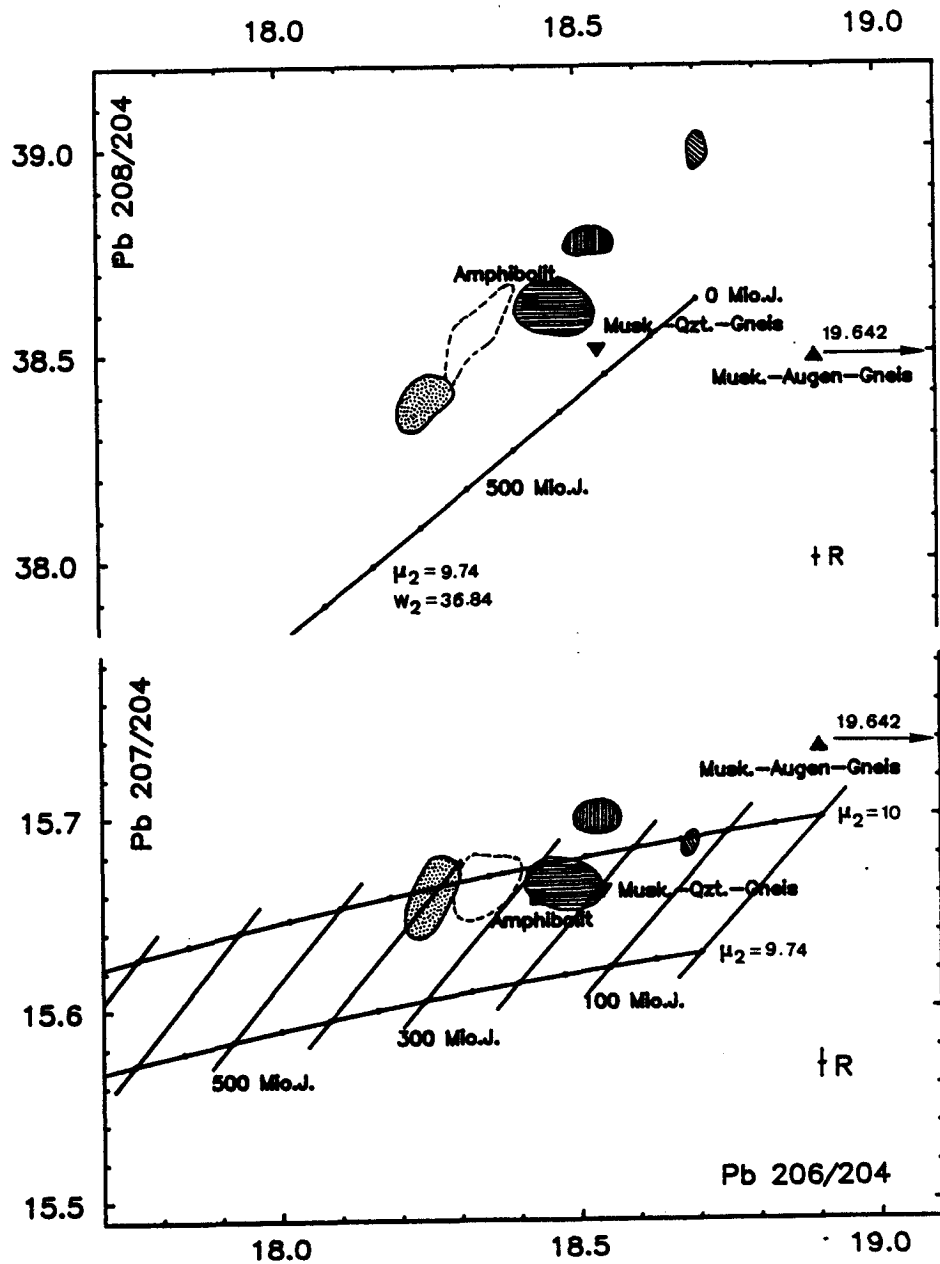


Abb.42 : 208/204Pb-206/204Pb- und 207/204Pb-206/204Pb-Diagramme; gepunktetes Feld: PbS aus Schneeberg; gestrichelt umrandetes, weisses Feld: PbS Pflersch mit radiogeneren Pb-Isotopen-Verhältnissen; horizontal schraffiertes Feld: Feldspat/Quarz-Fractionen aus Gneisglimmerschiefern des Oetztal-Kristallins; vertikal schraffiertes Feld: Gesamtgesteinsproben aus Gneisglimmerschiefern des Oetztal-Kristallins; schräg schraffiertes Feld: Feldspat/Quarz-Fractionen aus Granatglimmerschiefern des Schneeberger Zuges; bei den Analysen von Amphibolit, Muskowit-Augen-Gneis und Muskowit-Quarzit-Gneis des Oetztal-Kristallins handelt es sich um Feldspat/Quarz-Fractionen.

jene des Erzbleis angleichen.

2.5.3. Diskussion

Da die Feldspäte metamorph entstanden sind, handelt es sich bei der in Abb. 40 sichtbaren Korrelation zwischen Radiogenität der Pb-Isotopen-Verhältnisse der Feldspäte und Abstand zum Erz um eine während einer oder verschiedener Metamorphosephasen erfolgten Mischung von mindestens 2 Blei-Komponenten: Das Erzblei stellt die Komponente mit dem am wenigsten radiogenen Blei dar, die drei Proben E3, E5 und E6 sind vermutlich das radiogene Endglied, da sie am weitesten vom Erz gesammelt wurden. Sie unterscheiden sich in ihren Pb-Isotopen-Verhältnissen nur wenig, hingegen deutlich von den übrigen Proben. Proben M1, M3 und Z12 sind Mischungen aus diesen beiden Komponenten. Die Feldspat/Quarz-Fraktionen weisen im mittleren Teil (ca. 60 m) des unvererzten Zwischenbereichs (Proben M4 und M7) die gleiche Pb-Isotopenzusammensetzung wie das Erzblei auf. Je 20 Meter gegen die Liegend- und Hangend-Grenze des erzlinsenhaltigen Horizontes ist eine deutliche Abnahme des Einflusses des Erzbleis zu beobachten. Die Proben M3 und Z12, welche erhöhte Gehalte an Fe_2O_3 , Pb, Cu, Ba etc. enthalten (siehe Kapitel 2.2.), befinden sich im Pb-Diagramm schon ausserhalb des Erzfeldes. Ca. 30 Meter im Hangenden des erzlinsenhaltigen Horizontes (Probe M1) weisen die Feldspäte immer noch einen signifikanten Anteil an Erzblei auf, sind jedoch eindeutig radiogener.

Dieser Trend, d.h. mit zunehmender Distanz vom Erz weisen die Feldspäte radiogeneres Blei auf, kann bis in den Schneeberger Zug beobachtet werden (siehe Abb. 42). Da es sich um andere Gesteinsarten (Amphibolite, Muskowit-Quarzit-Gneise) und um eine andere, lithologische Einheit handelt (Schneeberger Zug), dürfte dieser Trend aber keinen Bezug mehr zu einem Halo aufweisen.

Die Pb-Isotopenzusammensetzungen in den Feldspäten der Nebengesteine der Lagerstätte Schneeberg stellen ein sehr empfindliches System dar, welches in einer Entfernung von ca. 30 - 40 Meter vom erzlinsenhaltigen Horizont in subvertikaler Richtung das Vorhandensein der Lagerstätte anzeigt (Der Fortsetzungs-Stollen verläuft mit einem Winkel von $70 - 80^\circ$ zur Streichrichtung, siehe Abb. 21. Die wahre Entfernung vom erzlinsenhaltigen

Horizont ist also geringfügig kleiner.). Zwischen zwei Erzrevieren (innerhalb des unvererzten Zwischenbereichs), erfolgte die Mischung ebenfalls sehr differenziert. Nur im Zentrum des Horizontes war der Einfluss des Erzbleis so stark, dass die Feldspäte die gleichen Pb-Verhältnisse aufweisen wie das Erzblei. Wie weit der Pb-Isotopen-Halo in das Nebengestein zu beobachten ist, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, da die 1. Traverse bei Probe M1 zu Ende ist und zwischen Probe Z12 und E6 keine Probennahme möglich war. In 160 m Entfernung (Probe E6) liegen die Pb-Isotopen-Verhältnisse innerhalb des Feldes der Oetztaler Gneisglimmerschiefer. Nach Schätzungen aus dem vorliegenden Datenmaterial könnte er sich ca. 40 m ins Liegende und 40 m ins Hangende des erzlinsenhaltigen Horizontes erstrecken. Somit ist die Mächtigkeit des Horizontes, welcher die Pb-Isotopen-Anomalie aufweist, um den Faktor 1,8 grösser als der 100 m mächtige Horizont, welcher die Erzlinsen aufweist.

Die Pb-Konzentrations-Analysen an den Feldspat/Quarz-Fractionen ergaben keinen sichtbaren Trend zu höheren Pb-Gehalten bei Annäherung an das Erz (siehe Tab. 11). Da alle Gneisglimmerschiefer ungefähr die gleiche Menge Feldspäte enthalten, deutet das Fehlen einer Korrelation zwischen Pb-Gehalt und Radiogenität der Feldspat/Quarz-Fractionen darauf hin, dass es sich um einen Pb-Austausch und nicht um eine Pb-Aufnahme gehandelt hat. Das im unvererzten Zwischenbereich erkennbare angereicherte Blei in den Gesamtgesteinen ist also nicht in den Feldspäten eingebaut.

Die Pb-Isotopen-Verhältnisse einiger Feldspat/Quarz-Fractionen wurden um ihren radiogenen Bleianteil mittels Uran-Konzentrationsmessungen korrigiert (siehe Tab. 12 und Abb. 41), und zwar für Korrekturalter von 420 und 300 Mio.J., wobei Proben M4 und M7 (siehe Tab. 12) aus dem Zentrum des erzlinsenhaltigen Horizontes fast keine Veränderungen der Pb-Verhältnisse aufweisen. Probe M3 zeigt für das Korrekturalter von 420 Mio.J. sogar noch weniger radiogene Verhältnisse wie das Erzfeld aus Schneeberg, was wahrscheinlich darauf zurückzuführen ist, dass es sich nicht um ein geschlossenes U-Pb-System gehandelt hat und die Korrektur somit nicht statthaft war.

Die Pb-Isotopen-Analysen der Gesamtgesteine zeigen eine ähnliche Verteilung wie die Feldspat-Analysen, nur weisen sie im allgemeinen höhere μ_2 - und W_2 -Werte auf. 2 Ausnahmen bilden Proben E3 und E22: das Gesamtgestein zeigt

eine weniger radiogene Pb-Isotopen-Zusammensetzung als die Feldspäte, vermutlich bedingt durch die Anwesenheit von bleireichen Phasen, ev. sogar PbS. Prinzipiell könnte dieser Trend der Gesamtgesteine zu hohen μ_2 - und W_2 -Werten auf massenspektrometrische Fraktionierungseffekte zurückgeführt werden. Verglichen mit der am NBS Common-Lead-Standard SRM 981 beobachteten, sehr viel geringeren Variation der Fraktionierung erscheint dies jedoch unrealistisch. Zudem kann nicht erklärt werden, wieso Feldspäte immer Pb-Isotopen-Verhältnisse mit tieferen μ - und W -Werten aufweisen als Gesamtgesteinsproben. Eine Erklärungsmöglichkeit für die Tendenz der Gesamtgesteine zu höheren μ_2 - und W_2 -Werten wäre eine unvollständig abgelaufene Homogenisierung zwischen Erzblei und Gesteinsblei während Metamorphosephasen. Im Laufe der Metamorphosen würden die Feldspäte relativ zu den übrigen Phasen viel Erzblei einbauen bzw. ein ausgeprägter Pb-Austausch stattgefunden haben, so dass die Datenpunkte der Feldspäte eine stärkere Beeinflussung durch das Erzblei zeigen. Bei einer vollständigen Homogenisierung des Gesteinsbleis während der Metamorphosen müssten die Datenpunkte von Feldspäten und Gesamtgesteinen bei genügend grossem, räumlichem Abstand zum Erz heute auf einer Isochrone liegen, deren Steigung ähnlich wäre wie die Steigung der Wachstumskurven. Dies ist jedoch bei Proben E3, E5 und E6 nicht der Fall, demzufolge existierte vermutlich zur Zeit der Mischung von Erzblei und Gesteinsblei kein homogenes Gesteinsblei. Das Ausgangsmaterial der heute vorliegenden Gesteinsserien waren Sedimente mit unterschiedlichen Anteilen von detritischen, chemisch ausgefällten und biogenen Komponenten; die Pb-Isotopen-Verhältnisse und U/Pb- und Th/Pb-Verhältnisse variierten dementsprechend. Wie aus den Isotopendaten ersichtlich, fand keine Isotopen-Homogenisierung während der Metamorphosen (bis Amphibolitfazies) statt.

Im Gegensatz zu den Feldspäten zeigen die Gesamtgesteine insofern eine Korrelation zwischen Pb-Gehalt und Pb-Isotopen-Verhältnisse, als dass Proben aus dem unvererzten Zwischenbereich die geringste Radiogenität der Pb-Isotopen und ebenfalls relativ hohe Pb-Gehalte aufweisen (siehe Abb. 28). Eine Ausnahme stellt Probe E22 dar (siehe Abb. 40): Pb-Isotopen-Verhältnisse von Gesamtgestein und Feldspäte liegen innerhalb des Schneeberger Erzfeldes, der Pb-Gehalt ist mit 26 ppm relativ niedrig, was darauf hindeutet, dass eher ein Pb-Austausch die Isotopen-Verhältnisse beeinflusst hat als eine Pb-Aufnahme.

2.5.4. Herkunft des Erzes

Die Pb-Isotopen-Zusammensetzung des Erzbleis schliesst eine Stoffherkunft aus dem oberen Mantel aus.

Es wurden Pb-Isotopenanalysen an Feldspatblei verschiedener Gesteinseinheiten durchgeführt, um die Beziehung zwischen Erzblei und Nebengesteinsblei zu klären und eventuell Rückschlüsse auf die Herkunft des Bleis zu ermöglichen. In Abb. 42 sind die Pb-Isotopen-Analysen für Feldspat/Quarz-Fractionen aus Metapeliten des Oetztalkristallins (Proben E5, E6, E3, Gesteinsbeschreibung und Lokalität siehe Kapitel 2.2.1.) und des Schneeberger Zuges (Proben E33, E34, aus dem Poschhaus-Stollen bei 1100 m bzw. 790 m, Granatglimmerschiefer, Beschreibung siehe KLIX, 1974), aus einem Muskowit-Augen-Gneis (Probe E35, Gesteinsbeschreibung und Lokalität siehe Kapitel 2.1.5.1.) und aus einem Muskowit-Quarzit-Gneis (Probe E31, Gesteinsbeschreibung und Lokalität siehe Kapitel 2.1.5.1.) des Oetztalkristallins enthalten. Die Pb-Isotopen-Verhältnisse der Feldspat/Quarz-Fractionen sind aus der Tab. 11 zu entnehmen. Alle Feldspat/Quarz-Fractionen weisen ähnlich hohe μ_2 - und W_2 -Werte wie das Erzblei auf. Der Anteil des radiogenen Bleis ist jedoch höher, was darauf zurückzuführen ist, dass die Feldspäte während verschiedener Metamorphosephasen radiogenes Blei aus dem Nebengestein übernommen haben, welches durch Zerfall des in den Metapeliten und Orthogneisen enthaltenen Urans stammt. Der Amphibolit, vom Chemismus her als MORB-Basalt zu klassifizieren (siehe Kapitel 2.1.5.2.), zeigt kein Mantel-Blei, sondern ähnliche Pb-Isotopen-Verhältnisse wie die Metapelite. Dies ist in Anbetracht der geringen Mächtigkeit (einige Meter) und der niedrigen Pb-Gehalte der Amphibolite und demzufolge einer leichteren Beeinflussung der Pb-Isotope während verschiedener Metamorphosephasen zu erwarten.

Der Muskowit-Quarzit-Gneis liegt innerhalb des Bereichs der Oetztaler Gneisglimmerschiefer im Gegensatz zum Muskowit-Augen-Gneis, welcher ausgeprägt radiogene Pb-Isotopen-Verhältnisse aufweist. Wie schon in Kapitel 2.1.5.1. aufgeführt, könnte der Muskowit-Quarzit-Gneis nach petrographischen, geochemischen und Pb-isotopischen Kennzeichen eine Wechsellagerung von Sedimenten und Tuffen darstellen. Im Gegensatz zum Muskowit-Quarzit-Gneis zeigt der nach geochemischen und petrographischen Merkmalen als Rhyolith klassifizierte Muskowit-Augen-Gneis einen anomal hohen Anteil an radiogenem Pb, was auf hohe U/Pb- und Th/Pb-Verhältnisse im Gestein oder ev. auf eine Zufuhr von radiogenem Pb während metamorpher Prozesse schliessen lässt.

Die Schneeberger Granatglimmerschiefer zeigen etwas radiogenere Pb-Isotopen-Verhältnisse verglichen mit den Oetztaler Gneisglimmerschiefern. Dies könnte damit zusammenhängen, dass es sich um eine andere, lithologische Einheit als das Oetztalkristallin mit anderen U/Pb- und Th/Pb-Verhältnissen handelt.

Aus Abb. 42 ist ersichtlich, dass wegen ihrer relativ hohen μ -Werte die Nebengesteine (Gneisglimmerschiefer) der Schneeberger Lagerstätte bei der Annahme einer syngenetischen Entstehung der Vererzungen nicht die alleinige Pb-Quelle darstellen können, sondern nur in Verbindung mit einer zweiten Komponente. Folgendes Modell ist denkbar:

Durch zirkulierendes Wasser wird das Pb aus den Sedimenten gelöst und mischt sich mit einem Fluid anderer Herkunft, welches ein Pb mit niedrigeren μ - und W-Werten aufweist. Das Erz entsteht exhalativ-sedimentär oder frühdiagenetisch beim Austritt der metallhaltigen Lösungen im submarinen Bereich.

Zwar sind die μ - und W-Werte des Feldspatbleis der Nebengesteine praktisch identisch mit jenen des Erzbleis; als Bleilieferanten kommen sie dennoch nicht in Frage, da sie metamorphe Bildungen sind.

Bei vergleichenden Blei-Isotopen-Untersuchungen von Erzblei und Blei aus Metasedimenten ist also zu berücksichtigen, dass vermutlich bereits primäre Isotopen-Inhomogenitäten der Sedimente selbst hochgradige Metamorphosen überdauern.

Eine andere Modellvorstellung ist ebenfalls denkbar, nämlich dass das Pb aus einer nicht erkennbaren Pb-Quelle stammt. Das Vorkommen der Muskowit-Gneise und Amphibolite in Schneeberg und Pflersch sind Anzeichen einer magmatischen Tätigkeit, sie waren jedoch sicher nicht unmittelbare Erzbringer. Dies wird durch die Pb-Daten des Muskowit-Gneises und feldgeologische Beobachtungen von KLIX (1974) bestätigt, wonach die Muskowitgneise aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und den stark wechselnden Abständen zu den Vererzungen nicht als Erzbringer in Frage kommen.

2.5.5. Zusammenfassung

- Es ist eine deutliche Beeinflussung der Pb-Isotopen-Verhältnisse im Spurenblei von Feldspat/Quarz-Fractionen bei Annäherung an den Erzkörper infolge

Metamorphosen zu beobachten. Die Anomalie ist nicht nur sehr deutlich im unvererzten Zwischenbereich zu sehen, sondern ist bis 30 - 40 m in subvertikaler Richtung im Nebengestein zu verfolgen.

Pb-Isotopen-Analysen von Feldspäten eignen sich dementsprechend gut für die Prospektion bleiglanzhaltiger, metamorpher Erzvorkommen, da sie im Vergleich zu einer Reihe von Elementen (Pb, Zn, Ba, Mn) eine um den Faktor 1,8 grössere Anomalie im Liegenden und Hangenden des Erzhorizontes aufweisen.

- Pb-Isotopen-Gesamtgesteinsanalysen zeigen keinen so ausgeprägten Pb-Halo und höhere μ_2 - und W_2 -Werte als diejenigen der Feldspat/Quarz-Fractionen, was auf unvollständige Homogenisierung während Metamorphosen zurückgeführt werden kann.
- Nimmt man eine exhalativ-sedimentäre Entstehung an, so kommen die Gneisglimmerschiefer des Oetztalkristallins nur in Verbindung mit einer zweiten Komponente als "Source Bed" des Erzbleis in Frage. Das Blei wurde durch zirkulierendes Wasser aus dem Gestein gelöst und mischte sich mit einem Fluid, dessen Pb niedrigere μ - und W -Werte aufwies als das Pb der Gesteine. Das Vorhandensein einer nicht erkennbaren Bleiquelle mit ähnlichen μ_2 - und W_2 -Werten wie das Erzblei kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.

2.6. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Resultate der Untersuchungen in und um die metamorphen Blei-Zink-Lagerstätten Schneeberg und Pflersch führen zu folgenden genetischen Modellvorstellungen:

1. Die hohen μ_2 - und W_2 -Werte, die Differenz der 207/206Pb- und 208/204Pb-Modellalter und die für eine syngenetische Entstehung zu jungen Modellalter der Bleiglanze aus Schneeberg und Pflersch werden als primäres Charakteristika der Bleiquelle gedeutet und lassen auf eine deutliche untere Krustenkomponente aber auch auf einen Anteil aus der oberen Kruste schliessen.
Nimmt man eine exhalativ-sedimentäre Entstehung an, so kommen die Gneisglimmerschiefer des Oetztalkristallins nur in Verbindung mit einer zweiten Komponente als "Source Bed" des Erzbleis in Frage. Das Vorhandensein einer nicht erkennbaren Pb-Quelle kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.
2. Eine synsedimentäre oder früh-diagenetische, exhalative Bildung der Sulfide in Schneeberg und Pflersch erfolgte im submarinen Bereich, wobei das Blei durch zirkulierendes Wasser aus dem Gestein gelöst wurde und sich mit einem Fluid mischte, dessen Pb niedrigere μ - und W -Werte aufwies als das Pb der Gesteine. Röntgenfluoreszenz-Analysen zeigen, dass primäre, laterale Halos der Elemente Mn, Pb, Zn und Ba gebildet wurden, die sich auf den erzlinseführenden Horizont beschränken. In den Mikrosondenanalysen der Granate zeichnet sich ebenfalls ein Mangan-Halo ab.
3. Nachfolgende Metamorphosephasen hatten folgende Effekte auf Erzkörper und Nebengestein:
 - Die Pb-Isotopen-Daten der Bleiglanze aus Schneeberg und Pflersch zeigen eine leichte Inhomogenität, was auf einen Pb-Isotopen-Austausch von Erzblei und Gesteinsblei während Metamorphosen zurückgeführt werden kann. 5 Vorkommen aus dem Pflerschtal besitzen radiogenere Pb-Isotopen-Verhältnisse. Die Streuung der Daten kann als Resultat einer unvollständig abgelaufenen Mischung von mindestens zwei verschiedenen Bleikomponenten mit dem Schneeberger Erzblei infolge einer oder mehrerer Metamorphose-

phasen interpretiert werden.

- Die Pb-Isotope von Feldspäten der Nebengesteine in Schneeberg zeigen einen deutlichen, metamorphen Halo. Diese Anomalie ist nicht nur im unvererzten Zwischenbereich zu beobachten, sondern noch bis ca. 30 - 40 m im Liegenden und Hangenden des erzlinsenführenden Horizontes zu verfolgen.
- Da die Anomalien sich auf den erzlinsenführenden Horizont beschränken und im Liegenden und Hangenden des erzlinsenführenden Horizontes nicht vorhanden sind, wurde die Elementverteilung in den Nebengesteinen durch die Metamorphose nicht beeinflusst.

3. GRAZER PALAEOZOIKUM

3.1. EINFUEHRUNG

3.1.1. Geographischer Ueberblick

Das Gebiet, welches die Pb-Zn-Vorkommen des Grazer Paläozoikums umfasst, befindet sich im SE der Steiermark, Oesterreich, im sogenannten Grazer Bergland. Es reicht von Köflach im Westen über Mixnitz im Norden bis nahe Anger im Osten und Graz im Süden.

Der von der Bleiberger Bergwerks Union (BBU) in der Nähe des alten Ludwig-Stollens (Vorkommen Silberberg) in den Jahren 1983 und 1984 erstellte Schurfstollen, welcher für diese Arbeit beprobt wurde, befindet sich ca. 500 m nördlich von Gross-Stübing an einem kleinen Seitenarm des Stübingbaches.

Die Arbeiten in der Grube sowie ergänzende Obertagebegehungen wurden in den Jahren 1983 und 1984 durchgeführt. Als geologische Grundlagen standen folgende Karten zur Verfügung:

- Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes, H. FLUEGEL et al., (1960), 1 : 100'000.
- Uebersichtskarte des Explorations-Stollens Silberberg bei Gross-Stübing mit einer geologisch-tektonischen Interpretation der BBU, Stand Juli 1984, 1 : 2'500.

3.1.2. Geologisch-tektonischer Ueberblick

Das Grazer Paläozoikum gehört zum oberostalpinen Altkristallin (siehe Abb. 44), und zählt mit den Karawanken und der Grauwackenzone, zu den klassischen Vorkommen des ostalpinen Paläozoikums. Es liegt als fernverfrachtete Schubmasse leicht diskordant auf dem unterlagernden Altkristallin von Koralm,

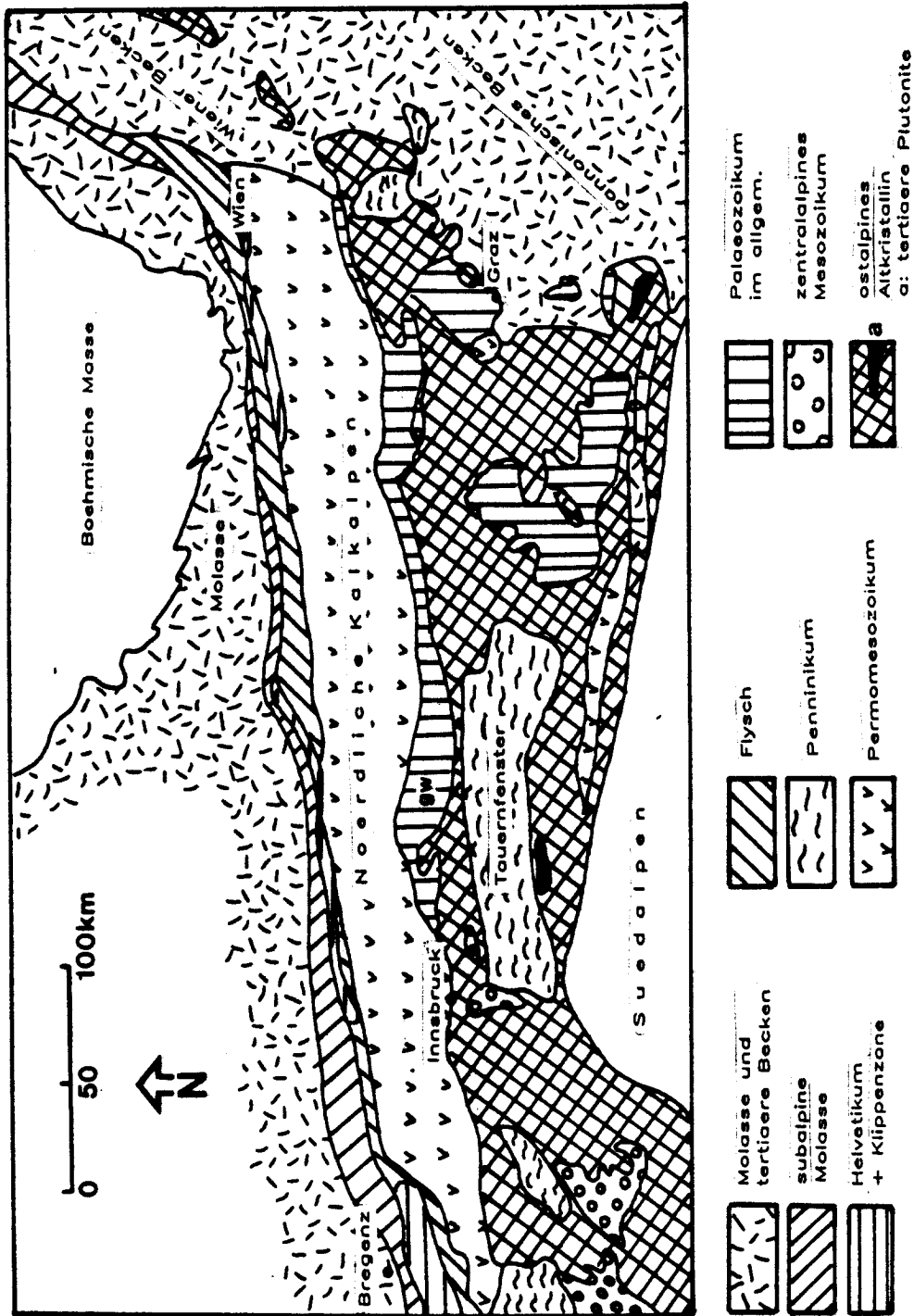


Abb. 44: Vereinfachte, geologische Uebersichtskarte der Ostalpen. gw = Grauwackenzone. (Umgezeichnet nach BOEGEL & SCHMIDT, 1976)

Gleinalm, Rennfeld und St.Radegund. Da das Grazer Paläozoikum im SW diskordant von den Gosau-Schichten von Kainach (obere Kreide) überlagert wird, kann ein vorgosauisches Alter der Haupttektonik angenommen werden. Inwieweit die heutigen Verbandsverhältnisse durch die varistische oder durch die alpine Gebirgsbildung geschaffen worden sind, ist nicht eindeutig geklärt. Die Tatsache, dass triassische Kalke und Dolomite der Raasbergserie zwischen Grazer Paläozoikum und Altkristallin eingeklemmt sind, weist auf ein alpidisches Ueberschiebungsalter hin. Diskordante Ueberlagerungen des Karbons (z.B. im Gebiet von Kher) deuten jedoch auch auf einen älteren, varistischen Faltenbau hin (siehe FLUEGEL, 1975).

Im SE taucht das Grazer Paläozoikum unter das Tertiär des Südsteirischen Beckens ab, erscheint jedoch mehrmals in der Gegend von Sausal in Form von kleinen Schieferinseln. Nach NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) kann man das Oberostalpin in zwei Deckensysteme unterteilen, welche sich in der Faziesentwicklung des Altpaläozoikums unterscheiden.

1. Die tieferen Decken des südlichen Bereichs (Murauer Decke, Veitscher Decke) mit Schwarzschiefer und Karbonatphyllite.
2. Die höheren Decken (Norische Decke, Rannach-, Hochlantsch- und Osserdecke etc. des Grazer Paläozoikums, Stolzalpendecke).
Innerhalb dieser höheren Deckengruppe kann in E-W-Richtung eine Variation in der faziellen Entwicklung festgestellt werden; z.B. Verbreitung des basaltischen, ordovizischen Vulkanismus im W und des silurischen Vulkanismus im SE.

Das Grazer Paläozoikum weist einen intensiven Schuppen- und Deckenbau mit z.T. inversen Schichten auf. Die Vorstellung eines gross angelegten Faltendeckenbaus wurde von CLAR (1935) zum ersten Mal erkannt und von FLUEGEL (1958) in seiner heutigen Form modifiziert. Die Gesteinsserien sind grösstenteils durch Faltungen in verschieden hohe, tektonische Stellungen gelangt (siehe Abb. 45). Im N und NE herrscht Schuppenbau vor, im S rascher Wechsel der verschiedenen, gefalteten Decken, wobei die gefaltete Hochlantschdecke als tiefste Einheit angesehen wird, dann folgt die gefaltete Tonschieferfazies und als oberste Einheit die diskordant überlagernde Rannachdecke.

Nach WEBER (1977) sind die in das oben aufgeführte Deckensystem einbezogenen Schichtglieder im wesentlichen in drei verschiedenen, faziellen Ausbildungen

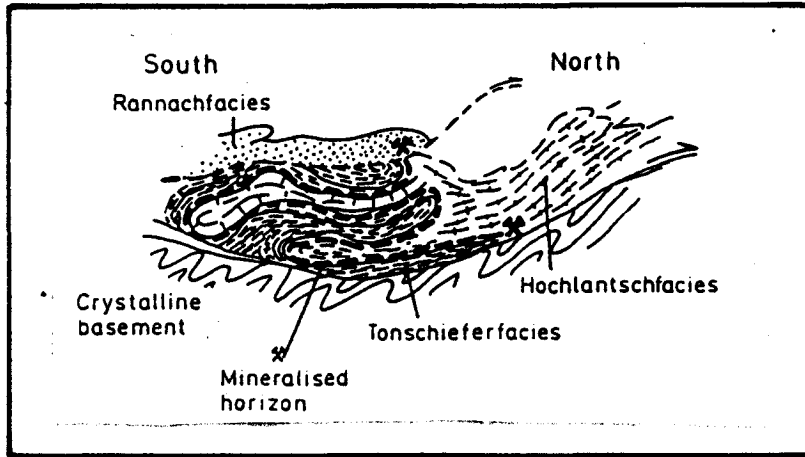


Abb. 45: Der Bau des Grazer Paläozoikums nach der Vorstellung von H. FLUEGEL, 1957 (aus: WEBER, 1983), vergleiche Kapitel 3.1.2.

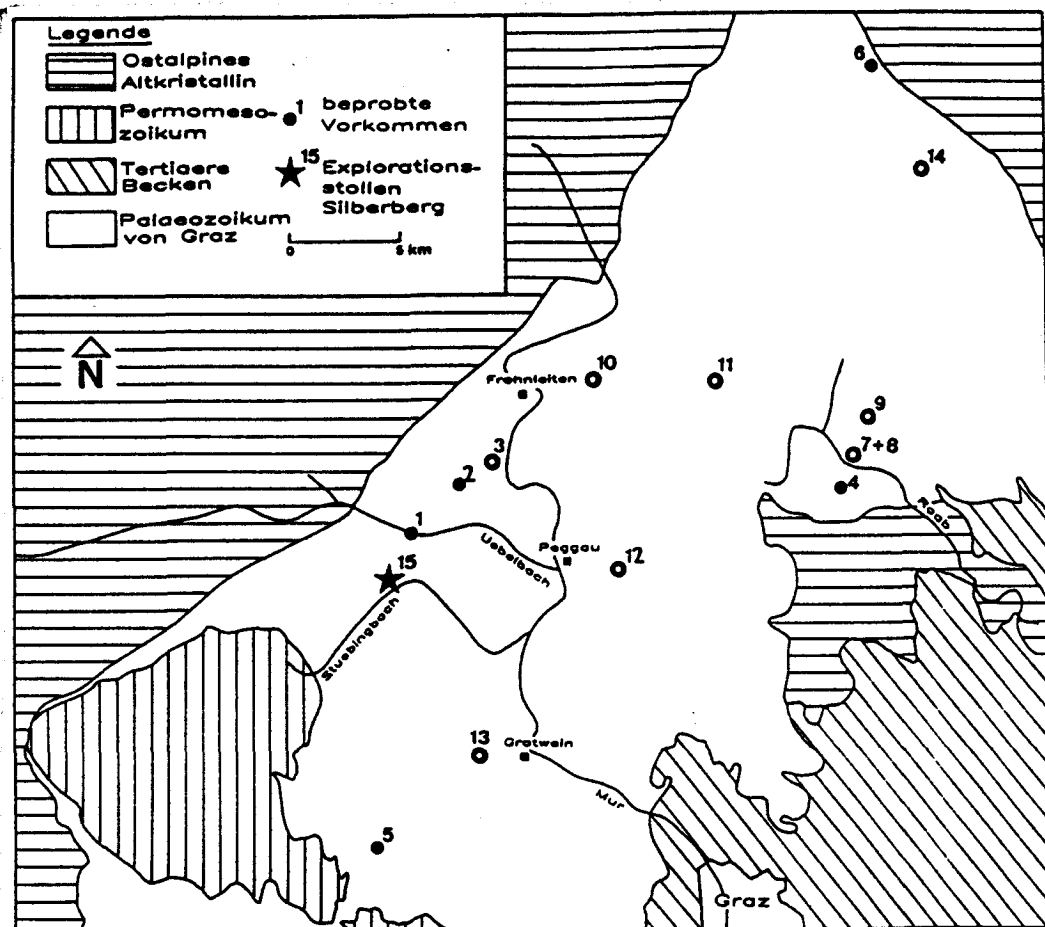


Abb. 46: Die wichtigsten Erzkommen des Grazer Paläozoikums. 1: Guggenbach, Uebelbach, 2: Arzwaldgraben, 3: Rabenstein, 4: Burgstall, 5: Stiwoll, 6: Strassegg, 7: Kaltenberg, 8: Arzberg, 9: Haufenreith, 10: Schrems, 11: Rechberg, 12: D. Feistritz, 13: Gratwein, 14: Plankogel, 15: Silberberg

vertreten, wobei das Deckensystem und die faziellen Ausbildungen nicht immer übereinstimmen.

1. Rannachfazies (beschränkt sich auf die Rannachdecke)

Die Sedimente (Kalke und Riffablagerungen) stellen wahrscheinlich die primär südlichsten, küstennahen Ablagerungen dar und enthalten Tuffe und Metabasite.

2. Hochlantschfazies (im wesentlichen identisch mit der Hochlantschdecke)

Der ursprüngliche Ablagerungsraum befand sich nördlich von Rannach- und Tonschieferfazies und beinhaltet Karbonatserien einer Plattform-Entwicklung mit Diabasen und Diabastuffiten.

3. Tonschieferfazies (z.T. Schöckeldecke, Untere Schiefer, Obere Schiefer)

Diese Beckenfazies befand sich ursprünglich zwischen Rannach- und Hochlantschfazies und weist Diabase und Spilite auf.

Die Vererzungen kommen mit Ausnahme des Vorkommens Stiwooll (siehe Nr. 5, Abb. 46) ausschliesslich in der Tonschieferfazies vor. Rannach- und Hochlantschfazies sind weitgehend erzfrei.

Für die detaillierte Beschreibung von Rannach- und Hochlantschfazies siehe SCHOENLAUB (1979), auf die Tonschieferfazies, welche die Vererzungen beinhaltet, wird in Kapitel 3.1.4. näher eingegangen.

3.1.3. Beschreibung der Vererzungen

Im Rahmen eines gross angelegten Prospektionsprogrammes zur Aufsuchung weiterer Blei-Zink-Vererzungen im Grazer Paläozoikum östlich und westlich der Mur wurden im Zeitraum 1973 - 1979 sämtliche Lagerstätten und Bergbaureviere neu aufgenommen. Die Bleiberger Bergwerks Union erstellte in den Jahren 1983 - 1984 einen Explorations-Stollen im W des Grazer Paläozoikums mit dem Ziel, Ausmass und Raumlage der Vererzungen zu klären. Anhand von Oberflächenbohrungen wählte man die Lokalität Gross-Stübing, da die Vererzungen hier barytärmer sind. Der Stollen sollte die höhere, karbonat- und

kohlenstoffreiche Serie mit 3 Vererzungslagern durchfahren. Im Frühjahr 1985 wurden die Arbeiten im Schurfstollen vorübergehend unterbrochen, eine Wiederaufnahme der Untersuchungsarbeiten hängt von der Sicherstellung der Finanzierung ab.

Im Bereich des Grazer Paläozoikums treten zahlreiche Vererzungen (z.B. Pb-Zn-, Zinnober-, Fahlerz-, Magnetit- und Magnesit-Vorkommen) auf. Eine kurze Beschreibung aller Lagerstätten findet man bei FLUEGEL (1975). Im folgenden wird hauptsächlich auf die Pb-Zn-Vererzungen eingegangen. Diese konzentrieren sich auf zwei Hauptabbaugebiete: Im Westen die Lagerstätten Guggenbach - Arzwaldgraben - Rabenstein - Schrems; im Osten die Gebiete Burgstall - Kaltenberg - Arzberg - Haufenreith (siehe Abb. 46). Sie sind oft mit graphitisch-tonigen Schichten verknüpft und an kalkig-mergelige, schwach epimetamorphe, devonische Gesteine der Tonschiefer-Fazies gebunden. Das devonische Alter wurde anhand von Conodonten in einer Kalkmarmorlage des Hauptlagers festgestellt (siehe PAK et al., 1980). Die Tonschieferfazies westlich der Mur gliedert sich in eine tiefere, grüngesteinsbetonte und eine höhere, karbonat- und kohlenstoffreiche Serie (sog. Arzbergschichten, siehe WEBER, 1977), welche die Pb-Zn-Vererzungen beinhalten (siehe Abb. 47). Die Mineralisationen kommen in Form von schichtparallelen, konkordanten Lagern von wechselnder Mächtigkeit (cm bis mehrere m Mächtigkeit) vor. Oft sind sie an markante Schichtgrenzen, z.B. die Grenze tuffogene Karbonatphyllite/dunkelgraue, bituminöse Gesteine, gebunden; sie kommen jedoch auch in Schwarzschiefern vor, wenn sich in der Nähe Gesteine vulkanischen Ursprungs befinden. Mit dem Nebengestein verfaltetes Erz deutet auf ein prätektonisches Alter der Mineralisation hin.

Haupterzminerale sind silberhaltiger (bis 500 ppm) Bleiglanz und eisen-führende Zinkblende. Weiterhin sind Baryt, Pyrit und untergeordnet Kupferkies zu nennen. Als Gangart kommen vor allem Quarz, Karbonat und Dolomit vor. Nach WEBER (1983, 1986) werden drei Lager unterschieden:

1. Barytreiches Liegendlager mit PbS in leukoxenführenden Serizit-Schiefern mit über- und unterlagernden Grünschiefern.
2. Hauptlager mit PbS, ZnS und BaSO₄ im Liegenden oder Hangenden einer Kalkrippe.

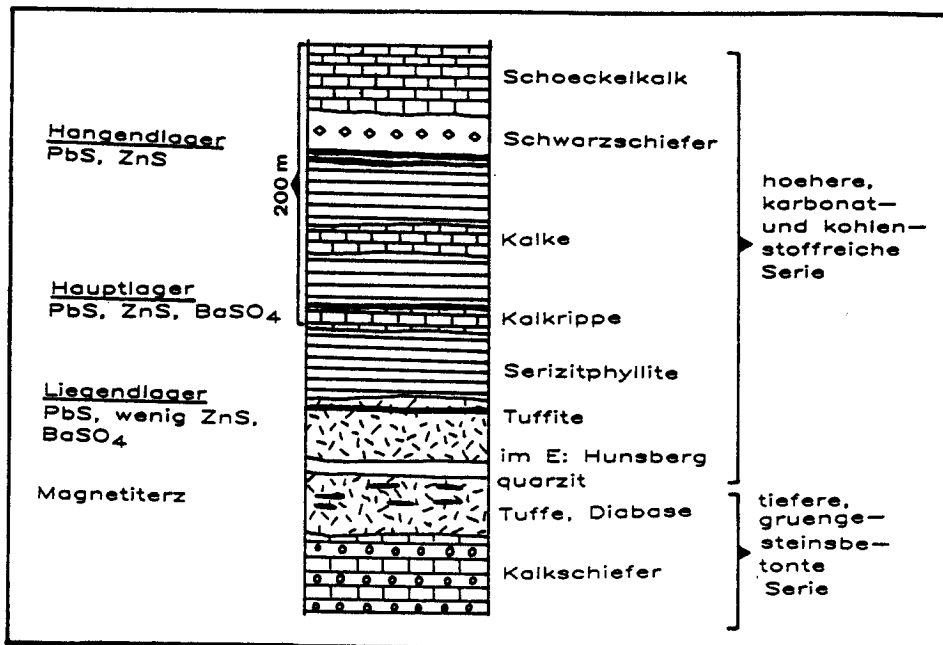


Abb. 47: Tonschieferfazies des Grazer Paläozoikums westlich der Mur mit den verschiedenen Erzlagern (nach WEBER, 1983 und mündliche Mitteilung).

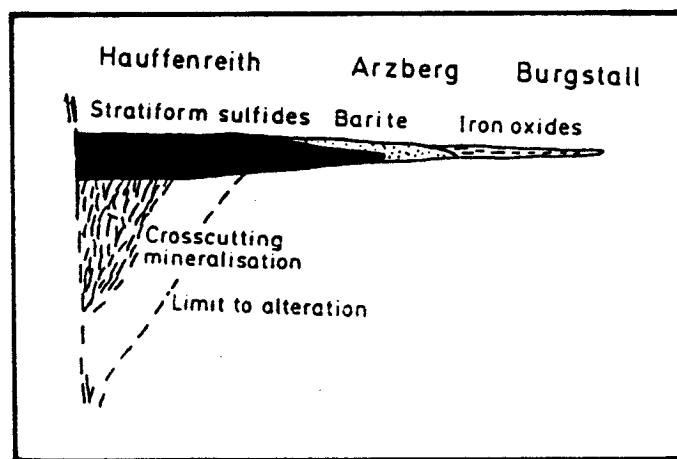


Abb. 48: Modell einer hypothetischen, submarin-exhalativen Sulfid-Baryt-Ablagerung. Angegebene Lokalitäten beziehen sich auf Vorkommen im Osten des Grazer Paläozoikums (aus: WEBER, 1983).

3. Hangendlager in Schwarzschiefer oder an der Grenze Karbonat-Serizit-Schiefer/Schwarzschiefer mit PbS und ZnS (ohne BaSO₄).

Die petrographischen Merkmale der Vorkommen zeigen, dass sie einem einheitlichen Vererzungsvorgang zugehören mit Ausnahme von Gratwein, Strassegg, Stiwill und Plankogel (WEBER, 1982).

Die Mineralparagenesen der hier behandelten Vorkommen sind:

Guggenbach/Uebelbach: ZnS, PbS, FeS₂, BaSO₄

Arzwaldgraben/Rabenstein: PbS, ZnS, Fe₃O₄, FeS₂, BaSO₄

Burgstall: FeS, PbS, Fe₃O₄, FeAsA, Fahlerze

Stiwill: PbS, ZnS

Strassegg: Au, FeAsS, Fahlerze, Cu-haltige Erze, Sb₂S₃,

FeS₂, Fe₁₁S₁₂, ZnS, CuFeS₂, PbS

Silberberg: PbS, ZnS, CuFeS₂, FeS₂, Fe₁₁S₁₂, BaSO₄

Nach einer Modellvorstellung von WEBER (1977) gibt es vor allem eine laterale Mineralzonierung (siehe Abb. 48): In Haufenreith herrschen Sulfide vor, in Arzberg Baryt und in Burgstall stellt er eine oxydische Fe-Mineralisation fest. Diese Abfolge entstand dadurch, dass im Muldenbereich Schwermetalle als Sulfide und in den Schwellenzonen Barium als Sulfat ausgefällt wird. Die in Abb. 48 dargestellte, diskordante Mineralisation im Liegenden der Sulfide ist nicht vorhanden. Während einer Deformation oder einer Metamorphose entstandene Erzmineralisationen können jedoch kaum von primären "Feeder"-Zonen unterschieden werden.

Im folgenden wird auf diejenigen Erzvorkommen, die eine von den typischen Pb-Zn-Vorkommen des Grazer Paläozoikums abweichende Genese aufweisen, etwas näher eingegangen. Ebenfalls detaillierter behandelt wird das Vorkommen Silberberg, welches für diese Arbeit eingehend beprobt wurde. Paragenetisch dazu gehören die Vorkommen Guggenbach/Uebelbach, Arzwaldgraben/Rabenstein und Burgstall.

Stiwill:

Die Vererzungen treten fast ausschliesslich in den Dolomiten der Rannachfazies auf, die, verglichen mit den Schichtfolgen der klassischen Pb-Zn-Vererzungen des Grazer Paläozoikums, altersgleich aber faziell verschieden ausgebildet

sind. Dieser Dolomitkomplex wurde alpidisch auf die darunterliegenden Kherer Schichten aufgeschoben, wobei der Dolomit stark mylonitisiert wurde. Die Pb-Zn-Vererzungen sind auf jene Dolomitbereiche beschränkt, in deren Liegenden sich Schwarzschiefer der Kherer Schichten befinden. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine alpidische Remobilisierung von paläozoischen Pb-Zn-Vererzungen (siehe auch WEBER, 1982).

Strassegg:

Die Arsenkies-Vererzungen befinden sich in quarzreichen Serizit-Phylliten und schmalen Kalkschieferbändern an der Basis der Tonschieferfazies und werden von FRIEDRICH (1936) mit den katathermalen Tauerngoldgängen bzw. denjenigen der Schladminger Tauern (Pusterwald) verglichen. Er unterscheidet 3 verschiedene Mineralisationsphasen, wobei PbS der letzten Phase zugerechnet wird.

Silberberg:

Der in den Jahren 1983 - 1984 von der BBU erstellte Schurfstollen Silberberg bei Gross-Stübing im Osten des Grazer Paläozoikums durchschlägt Liegend-, Haupt- und Hangendlager (siehe Abb. 49). Die Schichten sind intensiv verschuppt, gefaltet und gestört. Nachdem das Liegendlager mit Baryt erreicht wurde, bog man in Ost-Richtung ein, um erneut in die Kalkrippe zu gelangen. Der Stollen führt nach Erreichen der Kalkrippe noch ca. 450 m im Liegenden der Kalkrippe in Nord-Ost-Richtung weiter. Für die Probennahme standen der Hauptstollen mit rund 1450 m Länge und ein Querschlag von rund 100 m Länge zur Verfügung. Im Anschluss an den Stollenvortrieb wurden in mehreren Nischen ca. 1200 Kernbohrmeter geteuft, um die Raumlage der Vererzungen sowie die tektonische Schollenabgrenzung klären zu können.

Die Vererzungen sind schichtparallel und lagerförmig. Sie kommen hauptsächlich an den Schichtgrenzen aber auch an tektonischen Kontakten vor. Sie sind stark absätzig und werden z.T. von Störungen um geringe Beträge (cm bis dm) versetzt. Eine grosse Störung befindet sich im Liegenden der Kalkrippe mit einem Versatz der Schichten um 50 - 80 m. Nördlich dieser Störung streichen die Gesteine in NE-SW-Richtung, südlich davon in E-W-Richtung.

Die Barytmineralisation im Liegenden der Gesteinsabfolgen kommt an der Grenze Grünschiefer/Karbonat-Serizit-Schiefer vor. Ueber eine Strecke von ca. 12 m zeigt das Nebengestein einzelne Barytlinsen variierender Grösse. Die Hauptlinse ist ca. 1.50 m mächtig. Sie wird von einer Störung um ca. 50 cm versetzt und keilt nach einer Länge von 5 m an einer Störung aus. Das Nebengestein ist vor allem im Liegenden des Schwerspats Zinkblende- und

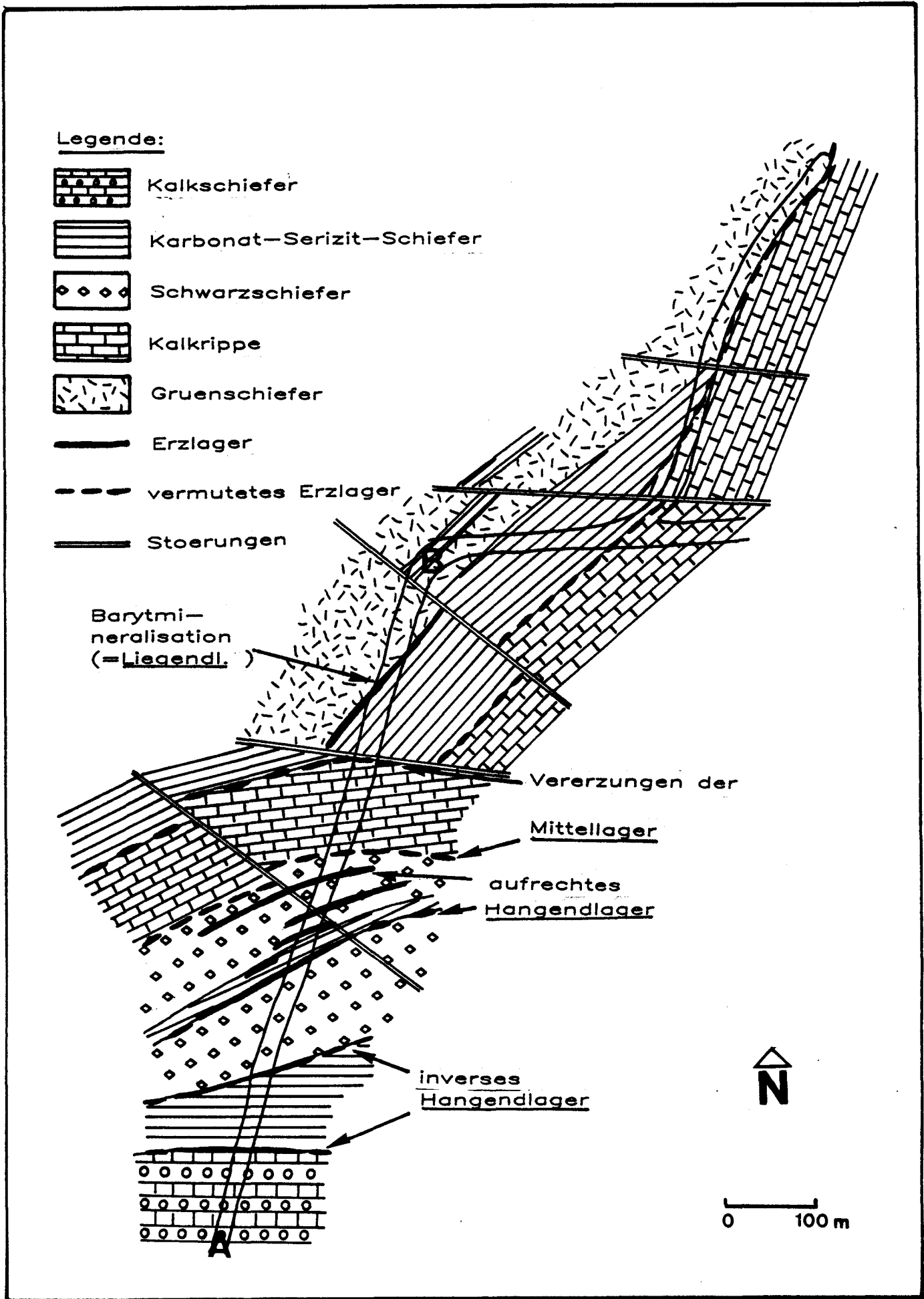


Abb. 49: Uebersichtskarte des Schurfstollens Silberberg bei Gross-Stübing der BBU. Grundriss. Die geologisch-tektonische Interpretation stammt von der BBU. Die Einteilung in die verschiedenen Gesteinsgruppen ist vereinfacht. A-B: Verlauf des geochemischen Profils.

Pyritführend.

Das Hauptlager wurde im Liegenden und/oder Hangenden der Kalkrippe erwartet. Es waren aber nur drei fingerdicke, lagerförmige Vererzungen (Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz) im Liegenden der Kalkrippe zu sehen. Der Schwarzschieferkeil im Hangenden der Kalkrippe ist lediglich stark mit Zinkblende durchsetzt.

Das Hangendlager wurde über einen grösseren Bereich angefahren und weist die grössten Vererzungsmächtigkeiten auf. Nach WEBER (mündliche Mitteilung) handelt es sich um eine Mulde, was eine Verdoppelung des Hangendlagers zur Folge hat. Das aufrechte Hangendlager wird aus mehreren vererzten Partien über einen Bereich von ca. 40 m gebildet. Ein 25 m mächtiger Karbonat-Serizit-Schiefer ist mit lagerförmigen ZnS-Vererzungen durchsetzt. Bei 370 m erscheint ein dichter, verkieselter Sandstein, welcher zum Kontakt hin eine schwache PbS- und ZnS-Vererzung aufweist. Das inverse Hangendlager ist im liegenden Teil an den tektonischen Kontakt zwischen Karbonat-Serizit-Schiefer und Schwarzschiefer gebunden und weist vorwiegend Zinkblende und nur wenig Bleiglanz auf. Der Stollen ist hier zum grossen Teil mit Beton verspritzt, so dass nur wenige Proben genommen werden konnten. Die Vererzung im Hangenden kommt an der Schichtgrenze Kalk-Schiefer/Karbonat-Serizit-Schiefer vor und besteht aus einer ca. 1 m mächtigen PbS-Lage.

Im folgenden werden einige Erzanschliffe beschrieben, die aus dem Hangend- und Mittellager stammen.

Die Erzminerale kommen meist deutlich schieferungs- bzw. schichtungsparallel, entweder als grössere Individuen oder als feinstkörnige Imprägnationen vor. Brekzienstrukturen können ebenfalls auftreten, wobei die Calcite mit Bleiglanz als Zwischenmittel verkittet sind.

Der oft grobkörnige Bleiglanz umschliesst als Matrix Nebengesteins- und Erzminerale (z.B. Zinkblende und Pyrit). Er kommt jedoch auch feinstkörnig lagenweise vor und als Ausfüllung von Klüften und Sprüngen im Magnetkies.

Zinkblende ist oft eng mit Bleiglanz verwachsen und zeigt neben Pyrit- und Bleiglanz-Einschlüssen vor allem kleine, eingelagerte

Kupferkiesentmischungskörper. Magnetkies zeigt ein pflasterförmiges

Rekristallisationsgefüge, Risse sind mit Bleiglanz gefüllt. Pyrit tritt untergeordnet in idiomorphen, z.T. einschlussreichen Kristallen aber auch als feinstkörnige, lagenförmige Imprägnationen auf. Zuckerkörniger, grau-weisser

Baryt zeigt eine Wechsellagerung mit feinkörnigen Quarzlagen. Als Akzessorien treten mit dem Baryt Serizit, Chlorit, Pyrit, Kupferkies und Bleiglanz auf.

3.1.4. Petrographischer Rahmen der Vererzungen

Wie bereits im vorhergehenden Kapitel erwähnt, gliedert WEBER (1977) die Gesteinsabfolge im Bereich der Blei-Zink-Vererzungen des Grazer Paläozoikums in eine tiefere, grüngesteinsbetonte und in eine höhere, karbonat- und kohlenstoffreiche Serie (siehe Abb. 47), wobei die Pb-Zn-Vererzungen ausschliesslich in der höheren, karbonat- und kohlenstoffreichen Serie auftreten. Eine detaillierte, petrographische Beschreibung der gesamten Gesteinsabfolge gibt WEBER (1977).

Die im Bereich des Stollens aufgeschlossenen Einheiten entsprechen den von WEBER beschriebenen Gesteinstypen. Sie sind jedoch weder im cm- noch im m-Bereich homogen, und zeigen oft Wechsellagerung und Uebergänge aller Varietäten. Im folgenden wird eine kurze, makroskopische und mikroskopische Beschreibung der wichtigsten Gesteinstypen im Bereich des Schurfstollens Silberberg gegeben.

a) Schwarzschiefer

Die gut geschiefert, schwarz glänzenden Ton- bis Graphitschiefer zeigen oft quer- und schichtparallel verlaufende Quarz- und Calcit-Adern. Typisch sind auch die von WEBER (1977) erwähnten, graphitischen und karbonatischen Gesteinsvarietäten.

Unter dem Mikroskop ist eine dichte, manchmal feingefaltete Serizit-Quarz-Calcit-Chlorit-Matrix erkennbar. Die deutliche Paralleltexur wird durch grössere, eingeregelt Heliglimmer gekennzeichnet, die randlich von Fe-Hydroxid umgeben sind. Grobkörnigere Quarz-Calcit-Pflaster befinden sich in Queradern oder als längliche Aggregate schieferungsparallel. Das ganze Gestein ist von grauem bis schwarzem Pigment durchstäubt. Erzminerale sind Pyrit, Rutil und Ilmenit. Der karbonatische Gesteinstyp zeigt Uebergänge zur Kalkrippe.

b) Kalkrippe

Im grau-schwarzen Gestein mit guter Paralleltexur ist oft ein feiner Wechsel von hell- und dunkelgefärbten Lagen zu beobachten. Weisse Calcitadern durchziehen das Gestein, welches häufig Pyritführung aufweist.

Die Matrix besteht aus einem feinen, optisch kaum auflösbaren Filz aus Calcit-, Serizit- und Quarz-Körnern. Die Paralleltexur wird durch Wechsellagerung von dunkleren, pigmentreichen und hellen, pigmentarmen Lagen gebildet, aber auch durch granoblastische Calcitpflasterlagen in der

feinkörnigen Matrix. Grössere, eingeregelt, geknickte Hellglimmerlamellen werden von Opak-Erzschnüren randlich nachgezeichnet. Querklüfte sind meist mit grobkörnigerem Calcit und wenig undulösen, xenomorphen Quarzkörnern gefüllt. Chlorit kommt vor allem zusammen mit Erz vor. Akzessorisch sind Rutil, Ilmenit und Pyrit vertreten.

c) Karbonat-Serizit-Schiefer (bei WEBER, 1983, Karbonat- bzw. Serizitphyllite)

Das Gestein besteht aus einer anteilmässig stark variierenden Wechsellagerung von bräunlichen Serizit- und weissgrauen Karbonatlagen. In der Nähe der Vererzungen, oder wenn eine starke Pyritführung vorliegt, sind die Serizitlagen gelblich bis gelbgrün verfärbt. Die ausgeprägte Paralleltexur geht lokal in eine richtungslose, "wolkige" Textur über. Schichtparallele und quergreifende Calcit-Adern kommen häufig vor.

Unter dem Mikroskop ist eine feinverfilzte Matrix hauptsächlich aus Serizit und Chlorit aber auch aus Calcit und Quarz zu beobachten, die eine Wechsellagerung mit reineren Calcitlagen bildet. Albite und grössere Hellglimmerpakete sind ebenfalls zu beobachten. Die alte Schieferung ist mit grösseren, z.T. zerbrochenen und rekristallisierten Calcitkristallen überwachsen. Die Quarze in den Adern sind ebenfalls zerschert, was auf eine wahrscheinlich mehrphasige, ausgeprägte tektonische Beanspruchung hindeutet. Als opake Bestandteile kommen Ilmenit, Rutil, Kupferkies, Pyrit und Markasit vor. Nach WEBER (1977) weisen die Karbonat-Serizit-Schiefer durch das Auftreten von lagigem Chlorit eine vulkanogene Beeinflussung auf.

d) Grünschiefer

Nach FLUEGEL (1975) handelt es sich um Metatuffite, wobei der vulkanische Charakter infolge stärkerer Umprägungen völlig verwischt ist. Zum Vergleich sind in Tab. 13 einige Diabas- und Diabas-Tuff-Analysen des Grazer Paläozoikums (aus FLUEGEL, 1975) aufgeführt. Die Grünschiefer des Schurfstollens Gross-Stübing (Proben 97 - 107, siehe Tab. 15) entsprechen diesem Chemismus zum Teil recht gut, einige Proben weichen stärker ab, was aber sicher auf sedimentäre Beimengungen des inhomogenen Gesteins zurückzuführen ist. Probe 103 besitzt einen hohen Mg-Gehalt. Das Gestein zeigt unter dem Mikroskop ein stark blastisch rekristallisiertes Gefüge, was darauf hindeutet, dass sekundäre Prozesse, die ebenfalls für die Mg-Zufuhr verantwortlich sein könnten, stattgefunden haben. WEBER (1977) interpretierte die Grünschiefer des Grazer Paläozoikums als gebänderte, epimetamorphe Aschentuffite, wobei er Anzeichen

von Aufarbeitung und Resedimentation feststellte.

Die dunkel- bis olivgrünen Gesteine haben eine gute Paralleltexur und chloritische Oberflächen. Sie zeigen Quarz- und Calcit-Adern und häufig feine Wechsellagerung von chloritischen und serizitischen Lagen.

Unter dem Mikroskop fällt das deutliche Hervortreten der Chlorite auf. Sie bilden feinkörnig den Hauptanteil der Matrix und kommen aber auch als grössere Idioblasten neben Calcit und Quarz vor. Es gibt verschiedene Varietäten.

WEBER (1977) bestimmte Pennin und Klinochlor (Mg-Fe-Chlorite), Leuchtenbergit (fast Fe-freie Variante von Klinochlor) und Rhipidolith (Mg-Fe-Chlorite).

Calcit kommt in Aggregaten zusammen mit Quarz, lagig oder adernfüllend, vor. Feinstkörnig ist er auch zusammen mit Chlorit in der Matrix zu finden.

Grössere Quarz-Körner sind oft stark undulös und kataklastisch zerbrochen, wobei Risse mit neugesprossenen Kleinstkörnern verheilt sind. Serizit kommt ebenfalls in der Matrix vor, selten können grössere Hellglimmerscheite auch quer zu der Schieferung beobachtet werden. Als Erze kommen Kupferkies, Rutil, Magnetkies, Hämatit, Pyrit und Magnetit vor. Das Gefüge ist stark deformiert, vulkanische Reliktstrukturen sind nicht mehr zu beobachten. Die inhomogene Zusammensetzung und der Mineralbestand deuten auf eine Umlagerung des vulkanischen Materials und anschliessender Resedimentation hin. Probe 102 (vergleiche Tab. 15) weist ein mandelsteinähnliches Gefüge auf. In einer grünen, feinkörnigen, chloritreichen Matrix schwimmen gleichmässig verteilt bis 3 mm grosse, längliche, gelbe "Mandeln". Unter dem Mikroskop bestehen diese hauptsächlich aus groben Calcitkristallen, die z.T. infolge Deformation Subkornbildung aufweisen. Es könnte sich hier um mit Calcit gefüllte Blasen handeln.

Infolge der engen Wechsellagerung der Grünschiefer mit Nebengestein bzw. der Resedimentation des vulkanogenen Materials und die daraus resultierenden Schwankungen in den Haupt- und Spurenelementgehalten wurde auf eine Klassifizierung der Grünschiefer anhand von Diskriminierungsdiagrammen verzichtet.

3.1.5. Metamorphose

Die Schichtfolgen des Grazer Paläozoikums zeigen eine schwach epizonale

Metamorphose in Albit-Epidot-Chlorit-Subfazies. Im Gegensatz zum angrenzenden Altkristallin kann nur eine, progressive Metamorphose festgestellt werden.

FRANK et al. (1976) ermittelten ein Rb/Sr-Abkühlungsalter an Muskowiten und Biotiten eines Granatgneises von 76 ± 3 Mio.J. im nordwestlich an das Grazer Paläozoikum angrenzende Gleinalm-Kristallin und interpretierten es als altalpidische Aufwärmung auf über 500°C . Inwieweit diese Metamorphose das angrenzende Grazer Paläozoikum erfasste, ist nicht geklärt.

Nach WEBER (1977) ist ein Ansteigen des Metamorphosegrades im Osten zu beobachten: in den östlichen und südöstlichen Randgebieten des Grazer Paläozoikums kommen Biotit- und Granatsprossungen vor. Ein K/Ar-Biotitalter aus einem Bohrkern von einem Biotitphyllit aus dem Gebiet um Passail im E des Grazer Paläozoikums ergibt 65 ± 4 Mio.J. (FRANK et al., 1979). Die Autoren interpretieren dieses Alter als Aufwärmung auf über 300°C . Aus dem Gefüge des Biotits geht jedoch hervor, dass er während der letzten (vermutlich alpinen) Metamorphose stabil war, bzw. nur in Teilbereichen rekristallisierte.

3.1.6. Bisherige Genesemodelle

Eine Zusammenfassung der wichtigsten Arbeiten ist bei TUFAR (1972) zu finden. Es gibt folgende Interpretationsmöglichkeiten der Blei-Zink-Vererzungen des Grazer Paläozoikums:

1. In früheren Arbeiten werden die Vererzungen meist als epigenetische Vorkommen alpidischen Alters eingestuft, wobei die Meinungen über den Zeitpunkt der Bildung auseinandergehen. TORNQUIST (1929, 1930) fasst sie als prätektonische, jungkretazische, metasomatische Mineralisationen auf. FLUEGEL (1961, 1975) und FRIEDRICH (1953) sehen eine Zugehörigkeit dieser Blei-Zink-Vorkommen zur alpidischen Hauptvererzung als wahrscheinlich an. PETRASCHKEK (1966) vertritt ein mittelkretazisches Alter der Vererzungsphase. Nach BURGSTALLER (1968) liegen epigenetische, an die Nähe von Bewegungsbahnen gebundene Ganglagerstätten alpidischen Alters vor. Wenngleich die alpidische Genese von einer Reihe von Autoren als gesichert dargestellt wurde, gab es keine stichhaltigen Beweise. Wegen der Schwierigkeiten, die Pb-Zn-Lagerstätten

des Grazer Paläozoikums als epigenetische Bildung alpidischen Alters zu deuten, werden sie von einigen Autoren (PETRASCHKEK, 1926, 1947; CLAR, 1953) nicht zu der "alpidischen Metallogenese" gerechnet, sondern als "unsichere Glieder" abgetrennt.

2. Neuere Arbeiten postulieren eine synsedimentäre Genese: HEGEMANN (1950, 1960) sieht eine extrusiv-sedimentäre Bildung der Blei-Zink-Lagerstätten als wahrscheinlich an, wobei die submarinen Auswirkungen des mitteldevonischen Geosynklinalvulkanismus als Erzbringer herangezogen werden. SCHROLL (1954, 1955) nimmt eine möglicherweise präalpidische Erzanreicherung an. Nach TUFAR (1965, 1972) weisen die Baryte des Grazer Paläozoikums niedrige Sr-Gehalte auf, wie sie für einen syngenetischen Mineralisationstyp charakteristisch sind. Weiterhin zeigt er anhand von konkordanten, mit dem Nebengestein verfalteten Erzlagen, dass die syngenetisch entstandenen Vorkommen durch tektonische Beanspruchung und Deformation geprägt worden sind. SIEGL (1974) stellt anhand von erzmikroskopischen Untersuchungen der Lagerstätte Haufenreith fest, dass von einer epigenetischen Stoffzufuhr infolge Metasomatose nicht die Rede sein kann. HOELL (1976) betrachtet die Pb-Zn-Vererzungen als schichtgebunden, SCHULZ (1979) nimmt ihr Alter als altpaläozoisch an. PAK (1980) zeigt, dass die Schwefelisotopenverteilung der Grazer Pb-Zn-Vorkommen Ähnlichkeiten mit den devonischen, schwerspatführenden Lagerstätten Meggen und Rammelsberg aufweist und POHL (1984) skizziert eine metallogenetische Entwicklung des Ostalpenraumes und stellt die Entstehung der Grazer Pb-Zn-Vererzungen ins Devon.

WEBER (1977, 1982, 1983) hat sich eingehend mit der Genese der Grazer Vorkommen befasst. Er kommt zum Schluss, dass es sich um eine syngenetische Metallkonzentration handelt und postuliert anhand von Mikro- und Makrogefüge ein prätektonisches Alter der Erzanreicherung. Er führt folgende Argumente auf:

- faltenkongruentes Auftreten
unmittelbares Einsetzen der Vererzungen im Liegenden bzw. Hangenden stark reduzierender Sedimente (Schwarzschiefer)
- Bindung an eine bestimmte Gesteinsfazies
- schichtparalleles Auftreten der Vererzungen
- laterale Verzahnung von Sulfiden und Sulfaten

WEBER führt die Erzzufuhr auf den weit verbreiteten, basischen Vulkanismus zurück, welcher eine Zufuhr metallhaltiger Lösungen bewirkte. In reduzierenden, beckennahen Bereichen kam es zur Ausfällung von Sulfiden, in schwellennahen Bereichen zur Bildung von Sr-armem Schwerspat.

Diese für submarin-exhalative Lagerstätten typische Elementzonierung beobachtete WEBER in den Vorkommen Haufenreith, Arzberg und Burgstall im Osten des Grazer Paläozoikums (siehe Abb. 48).

3.2. GEOCHEMISCHES PROFIL

3.2.1. Lokalität und Beschreibung des geochemischen Profils

Es wurde nur derjenige Bereich des Stollens beprobt, welcher senkrecht bzw. schräg zur Streichrichtung verläuft, d.h. vom Stolleneingang (0 m) bis zum Einschwenken in E-W-Richtung (770 m), wobei alle drei Lager durchfahren werden (siehe Abb. 49, Profilstrecke A-B). Die ersten 250 m des Schurfstollens sind zum grossen Teil verbaut, so dass eine Probennahme dort nur beschränkt möglich war. Eine Beprobung in lateraler Richtung war infolge des Stollenverlaufs, der tektonischen Schollenbildung und der schlechten Aufschlussituation Obertage nicht möglich.

In Abb. 50 ist ein Stollenprofil mit den Probennummern wiedergegeben. Ab 242 Meter wurde alle 15 m eine Probe genommen. Beschreibung der einzelnen Gesteinseinheiten siehe Kapitel 3.1.4.

3.2.2. Zum Problem des Analysenvergleichs

Da der Stollen Silberberg verschiedene Gesteinseinheiten durchfährt, müssen auch verschiedene Gesteinstypen miteinander verglichen werden. Es war nicht möglich, die Schwellenwerte anhand von Durchschnittswerten erzfreier Proben in grösserer Entfernung von den Vererzungen zu ermitteln, da die Aufschlussverhältnisse Obertage schlecht sind und durch die Tektonik (Störungen, Muldenstruktur) die genaue, stratigraphische Position der Schichten kaum feststellbar ist. Erschwerend kommt hinzu, dass die einzelnen Gesteinstypen sehr heterogen sind und vor allem auch in den Hauptelementen stark variieren. Die relativ hohe Analysenzahl (37 Proben) erhöht jedoch die Wahrscheinlichkeit, dass Anomalien sichtbar werden. In Tab. 14 sind als Vergleich durchschnittliche Spurengehalte der jeweiligen Gesteinstypen aus der Literatur (WEDEPOHL, 1978) angegeben.

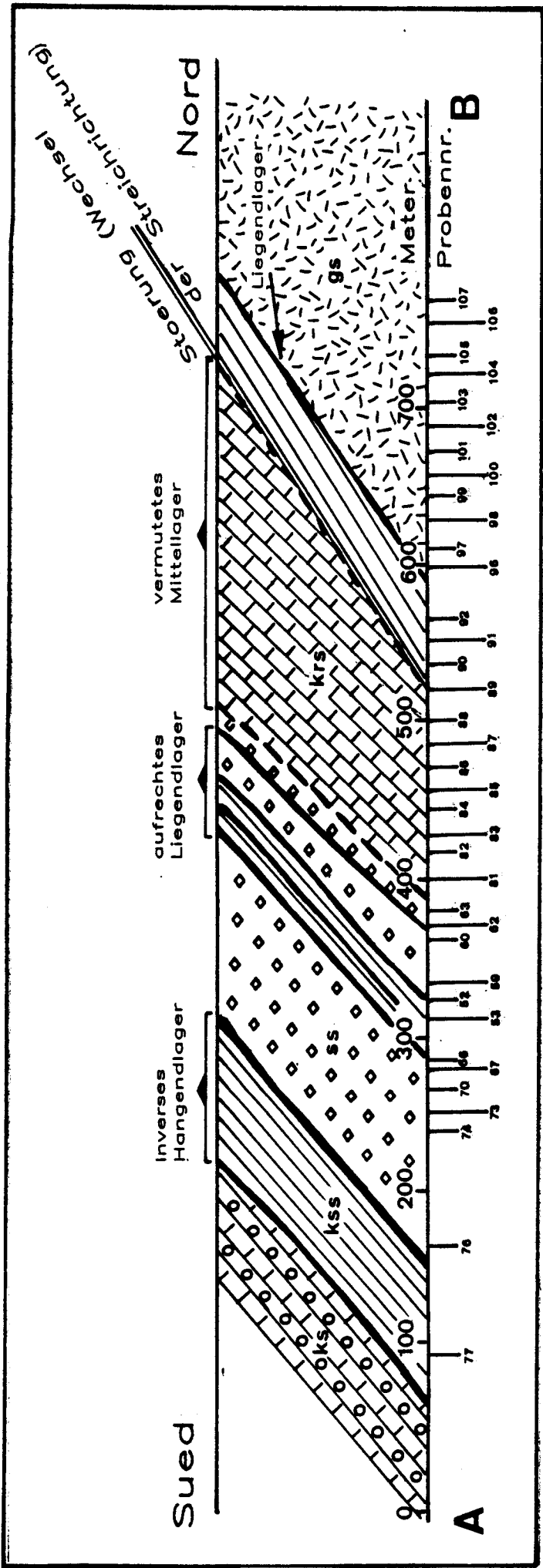


Abb. 50: Stollenprofil Explorationsstollen Silberberg (Grazer Paläozoikum) von 0 bis 770 m mit den Probennummern. 0 m = Stollen-
eingang. ks = Kalkschiefer; kss = Karbonat-Serizit-Schiefer; ss = Schwarzschiefer; krs = Kalkrippe; gs = Grünschiefer.

3.2.3. Resultate

Die gemessenen Elementkonzentrationen sind in Tab. 15 aufgeführt, in welcher auch die relativen Fehler für die jeweiligen Konzentrationen angegeben sind (Standardabweichung der linearen Regression). Bei den Spurenelementen ist zusätzlich die untere Nachweisgrenze angegeben. Die Proben 67 und 87 zeigen auch bei mehrmaliger Wiederholung Ergebnisse, die unter 100 % liegen. Stöchiometrische Berechnungen zeigen, dass das S/Ba-Verhältnis in den Röntgenfluoreszenzanalysen der Probe 67 auf die Anwesenheit von Baryt hindeutet, so dass in Probe 67 das schlechte Ergebnis der Röntgenfluoreszenzanalysen auf das Vorhandensein von Baryt zurückgeführt werden kann. In Probe 87 ist das in den Röntgenfluoreszenzanalysen gemessene S/Ba-Verhältnis für Baryt zu hoch, so dass eine zusätzliche Phase vorhanden sein muss.

In Abb. 51 - 54 sind einige Haupt- und Spurenelemente (in Gew.% bzw. ppm) gegen Distanz des geochemischen Profils aufgetragen. Um die Beziehung zwischen Elementgehalt und Erzvorkommen bzw. geologischen Einheiten zu verdeutlichen, ist zusätzlich die stratigraphische Stellung der Erzlager angegeben, wobei die durchgezogenen Linien vorhandene Erzlager und die gestrichelten Linien vermutete Erzlager darstellen. In Abb. 52 ist zudem die Oxydationszahl ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe total}$) gegen Distanz und in Abb. 53 $\text{MnO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ bzw. FeO bzw. Fe total gegen Distanz und $\text{K}_2\text{O}/\text{Ba}$ gegen Distanz aufgetragen.

3.2.4. Diskussion

a) Al_2O_3 , K_2O , Na_2O und MnO :

Aus Abb. 51 ist zu ersehen, dass die Gehalte von Al_2O_3 , K_2O , Na_2O und MnO über das geochemische Profil hinweg stark variieren, wobei dies vor allem in der ersten Hälfte des Profils auf die unterschiedliche Lithologie zurückzuführen ist. Deutlich tritt in allen Diagrammen die Kalkrippe in Erscheinung, alle 4 Oxyde sind relativ zum angrenzenden Gestein im Bereich des Kalks angereichert. Dies kommt auch in den Korrelationskoeffizienten zum Ausdruck (siehe Tab. 16): CaO zeigt mit allen 4 Oxyden negative Korrelationen, mit Al_2O_3 sogar eine

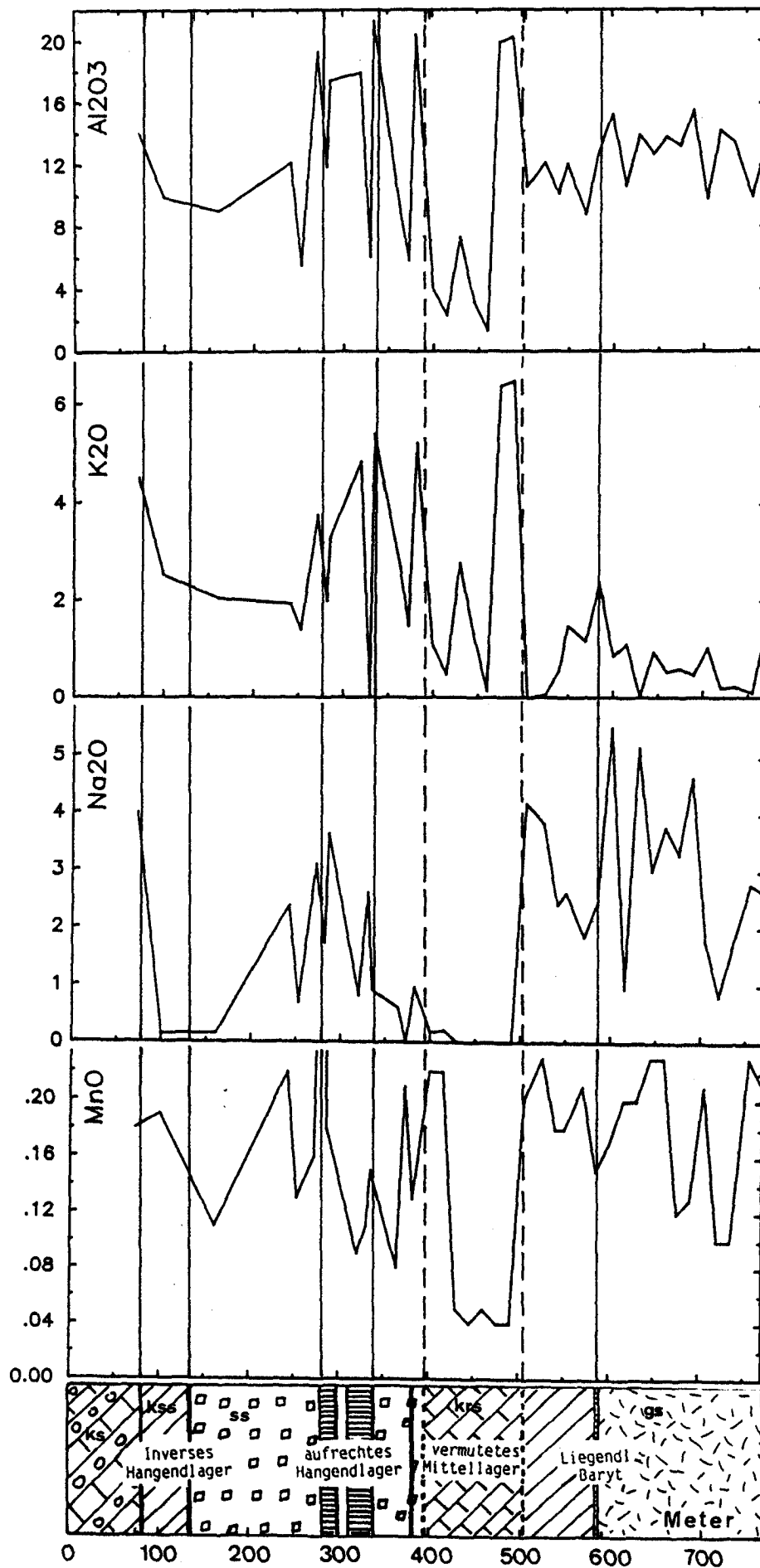


Abb. 51: Geochemisches Profil des Schurfstollens Silberberg (Grazer Paläozoikum): Al₂O₃, K₂O, MnO und Na₂O (in Gew.%) gegen Distanz. Im untersten Kasten ist die Geologie entlang des Profils angegeben. Vertikale Linien und horizontal schraffierte Bereiche markieren die Vererzungen. ks = Kalkschiefer; kss = Karbonat-Serizit-Schiefer; ss = Schwarzschiefer; krs = Kalkkrippe; gs = Grünschiefer. Der MnO-Gehalt der Probe 67 liegt ausserhalb des Diagramms und beträgt 0.58 Gew.%.

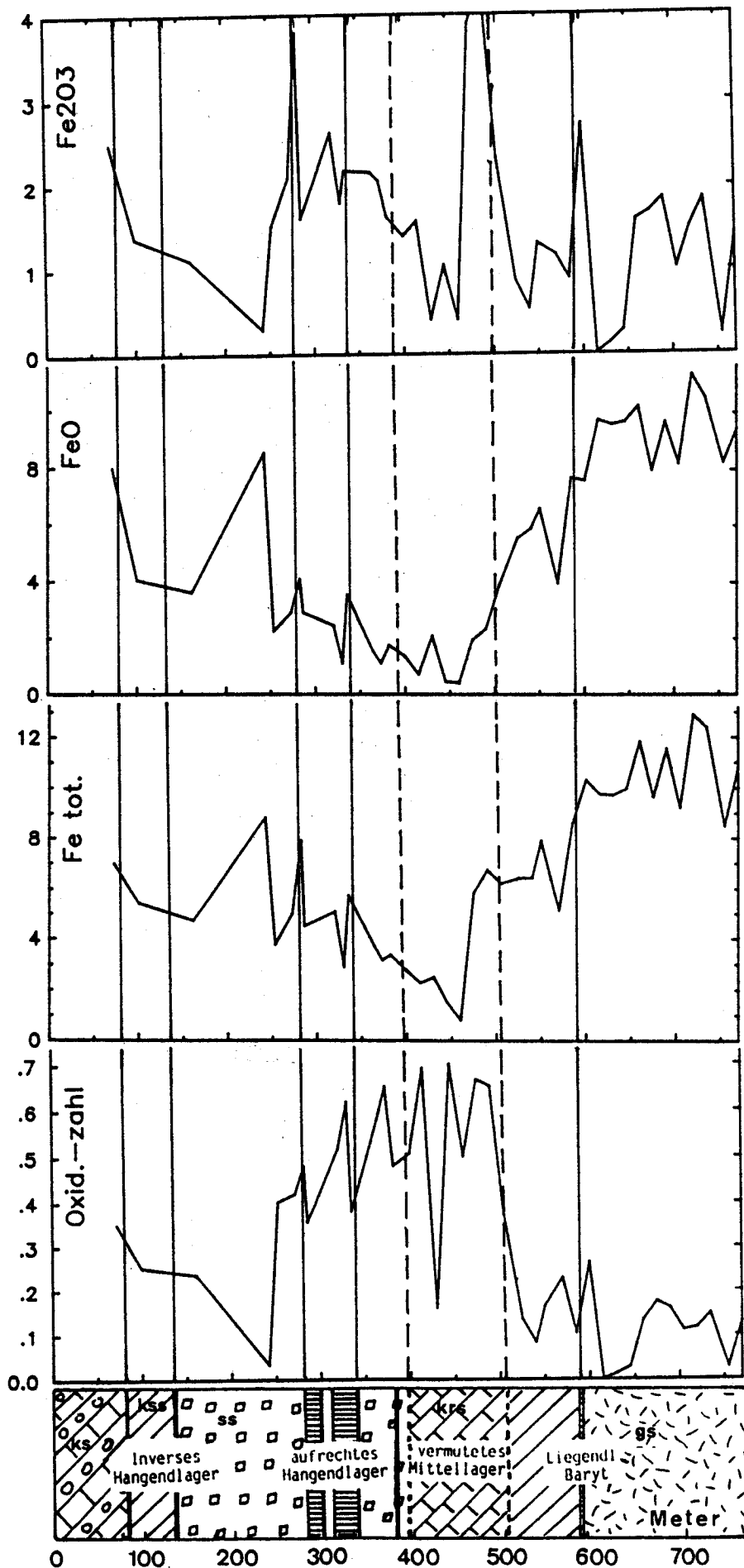


Abb. 52: Geochemisches Profil des Schurfstollens Silberberg (Grazer Paläozoikum): Fe₂O₃-, FeO-, Fe total- (in Gew.%) Gehalt und Oxidationszahl (Fe₂O₃/Fe total) gegen Distanz. Legende siehe Abb. 51. Der Fe₂O₃-Gehalt der Probe 87 liegt ausserhalb des Diagramms und beträgt 4.39 Gew.%.

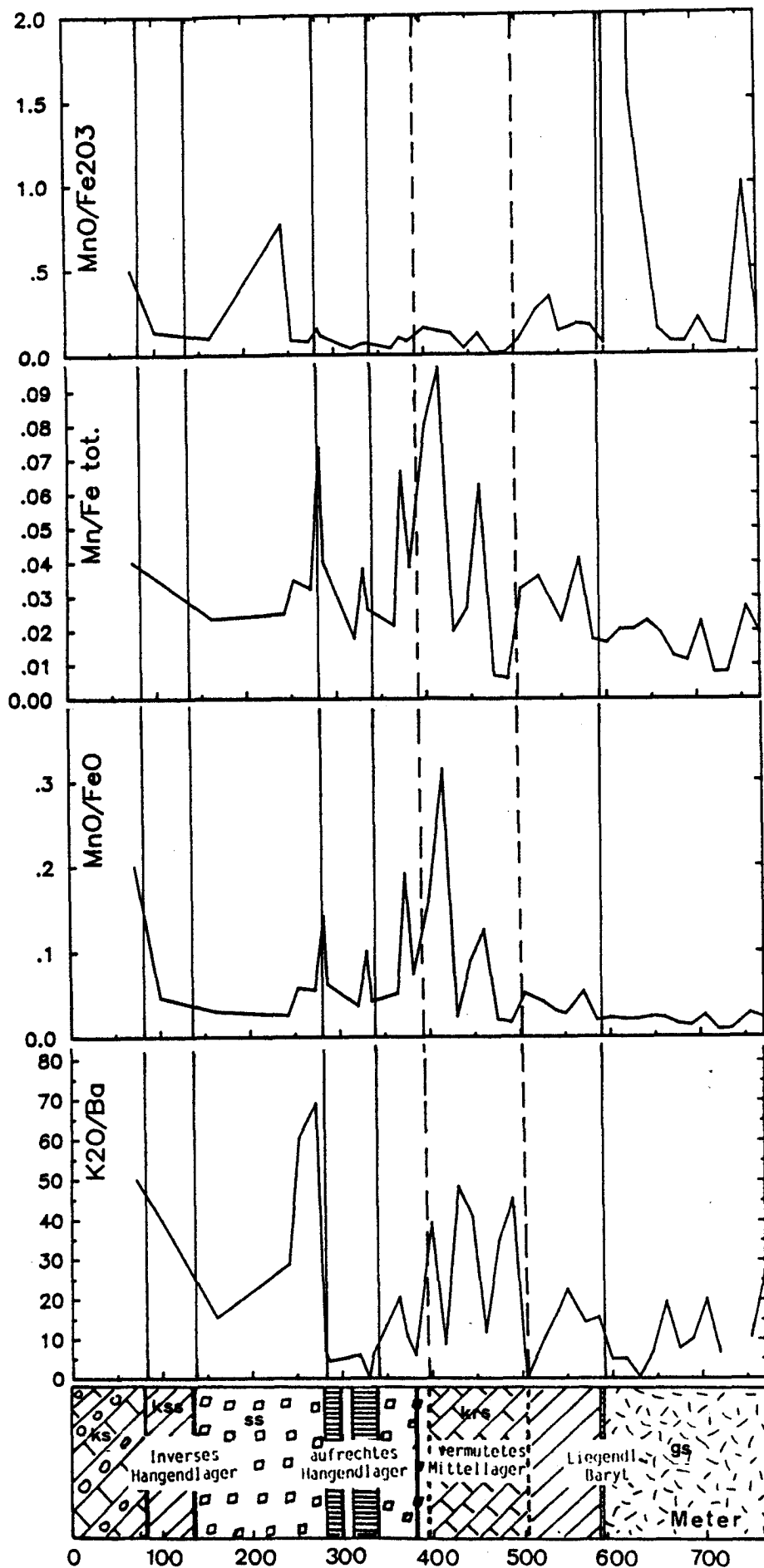


Abb. 53: Geochemisches Profil des Schurfstollens Silberberg (Grazer Paläozoikum): MnO/Fe₂O₃, MnO/FeO, MnO/Fe total und K₂O/Ba gegen Distanz. Legende siehe Abb. 51. Das MnO/Fe₂O₃-Verhältnis der Probe 97 liegt ausserhalb des Diagramms und beträgt 20. Der Ba-Gehalt der Probe 105 liegt unterhalb der Nachweisgrenze von 5 ppm.

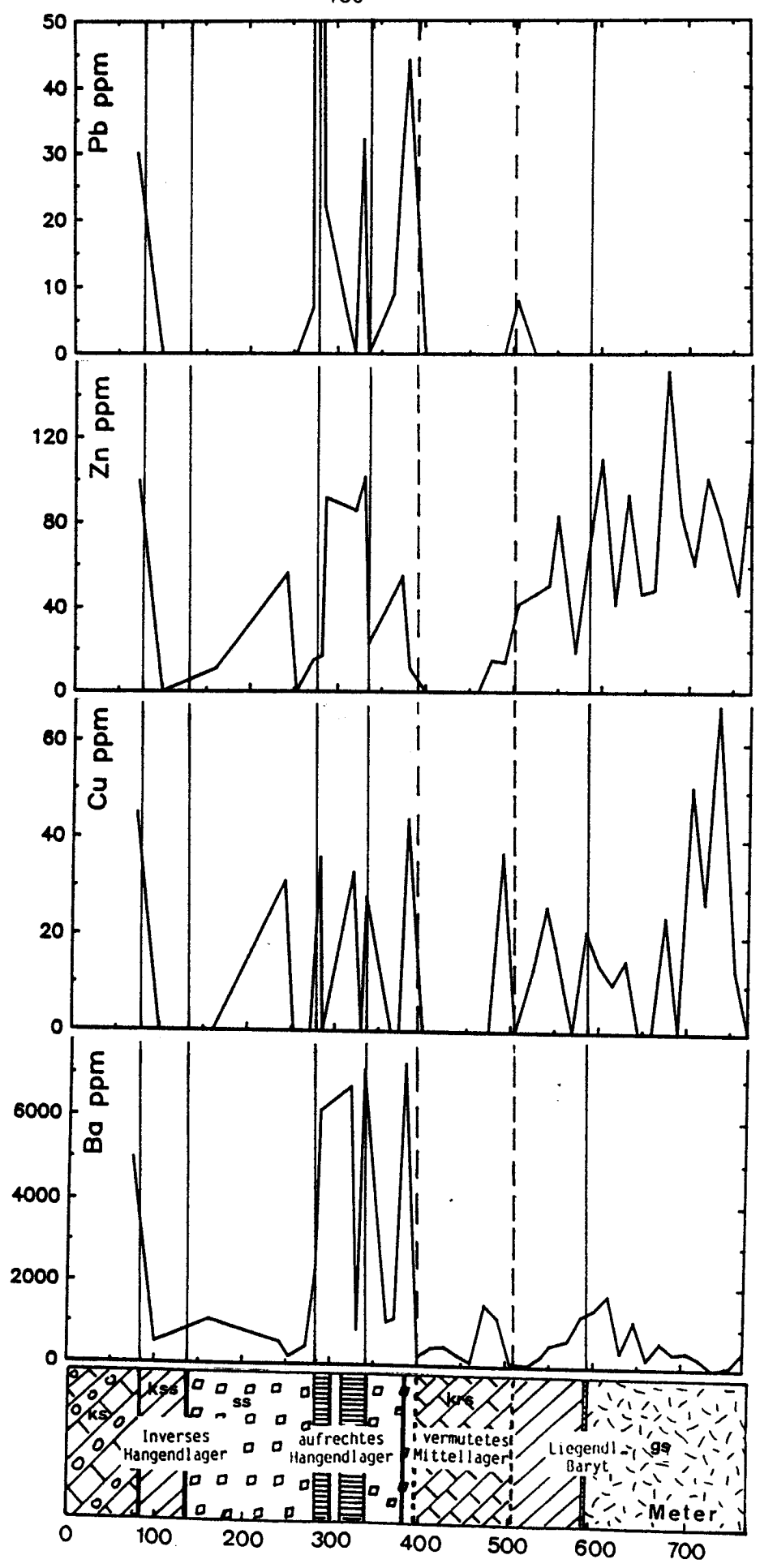


Abb. 54: Geochemisches Profil des Schurfstollens Silberberg (Grazer Paläozoikum): Pb, Zn, Cu und Ba (in ppm) gegen Distanz. Legende siehe Abb. 51. Der Pb-Gehalt der Probe 67 liegt ausserhalb des Diagramms und beträgt 245 ppm.

ausgeprägte negative Korrelation von -0.82 . Al_2O_3 , K_2O und Na_2O sind als die eigentlichen Hauptbestandteile der Tonminerale anzusehen, da Feldspäte nur sehr selten gefunden werden. Eine Zunahme dieser Oxyde ist also auf eine vermehrte Tonmineralführung zurückzuführen, eine Abnahme auf vermehrte Calcitführung.

Ab ca. 520 m werden die Oxydgehalte gleichmässiger, obwohl die Grenze Karbonat-Serizit-Schiefer/Grünschiefer erst bei ca. 600 m auftritt. Da der ursprüngliche Gesteinsverband hier infolge der tektonischen Ereignisse stark gestört ist, können in diesem Bereich keine Rückschlüsse auf Veränderungen der Oxydkonzentrationen gemacht werden. In Bezug auf die Erzlager sind die vier Oxyde wenig aussagekräftig. MnO zeigt eine deutliche Abreicherung über ca. 50m innerhalb der Kalkrippe und einige leichte Anreicherungen ausserhalb der Erzlager. Mangan kann sowohl in das Gitter der Calcite eingebaut werden als auch an die Tonminerale gebunden sein. Im vorliegenden Fall ist eine Bindung an die tonigeren Sedimente zu beobachten. Allerdings sind auch hier die Grenzen verwischt. Die leicht erhöhten MnO -Werte jeweils im Liegenden der Grenze Kalkrippe/Nebengestein könnten als erhöhte Mn-Zufuhr gedeutet werden. Um zu überprüfen, ob sich an einer anderen Stelle des Kontakts Kalkrippe/Nebengestein der gleiche MnO -Trend ergibt, wurden zusätzliche Proben zwischen 1155 und 1215 m analysiert. Hier ergaben sich 10 m im Hangenden der Grenze Kalkrippe/Nebengestein (innerhalb der Kalkrippe) MnO -Werte von 0.2 Gew.%, in den Grünschiefern 0.13 Gew.%. Es ist also nicht klar, ob die aus Abb. 51 ersichtlichen, erhöhten MnO -Gehalte überall im Liegenden des Kontaktes Kalkrippe/Nebengestein vorkommen.

Wenngleich im Gegensatz zu Pb Mangan keine Anomalien zeigt, gibt es eine positive Korrelation zwischen Pb und Mn von $+0.72$ über das ganze Profil hinweg. Eine Bindung beider Elemente an die gleiche Gesteinsgruppe oder an Mineralien konnte nicht nachgewiesen werden, so dass es sich eindeutig um eine gleichzeitige Metall- und Mangan-Zufuhr handeln muss. In Bezug auf das primäre Ablagerungsmilieu ergeben sich wenig oder keine Hinweise, da MnO weder mit Ba bzw. Fe_2O_3 eine positive, noch mit FeO eine negative Korrelation aufweist. Andeutungsweise ist MnO relativ zu FeO bzw. Fe total im Bereich der Kalkrippe etwas stärker angereichert (siehe Abb. 53), d.h. es zeigt sich eine schwache Mn/Fe-Fraktionierung, was auch mit den Oxydationskoeffizienten übereinstimmt (siehe Abb. 52).

In verschiedenen, sedimentären, paläozoischen Pb-Zn-Lagerstätten wurde ein Halo

mit deutlich erhöhten Mn-Werten im Nebengestein beobachtet, z.B. Meggen (GWOSDZ, 1977), in Rammelsberg (GWOSDZ et al., 1974; PAUL, 1975), in Heath Steel Mine (WHITEHEAD, 1973) und in Tynagh, Irland (RUSSELL, 1974). Aehnliche Resultate ergeben die Untersuchungen der rezenten Bildungen im Roten Meer (HOLMES & TOOMS, 1972). Solche erhöhten Mn-Werte vor allem in lateraler aber auch in vertikaler Richtung werden als Ergebnis des Transports von Mn aus hydrothermalen Lösungen in Form von $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ und dessen Ausfällung in oxydierender Umgebung gedeutet. Ein vertikaler Mn-Halo konnte in Silberberg nicht gefunden werden.

b) Fe_2O_3 , FeO und Fe total:

Fe_2O_3 (siehe Abb. 52) zeigt erhöhte Werte in den meisten Erzbereichen einschliesslich des Barytlagers und der vermuteten Erzlager im Liegenden der Kalkrippe. Die Kalkrippe selbst weist im allgemeinen niedrigere Fe-Werte auf, wobei jedoch FeO und Fe total im Vergleich zu Fe_2O_3 tiefer sind (siehe Oxydationszahl, Abb. 52). Die Kalkrippe stellte also eine Zone mit erhöhter Oxydationsbereitschaft dar, was ja ebenfalls durch die MnO/Fe-Verhältnisse angedeutet wird (siehe Abb. 53).

Eine Korrelation ist zwischen Fe total und Zn zu finden (+ 0.62). Dies könnte auf einen Fe-Einbau (bis zu max. 26 Gew.% Fe) in ZnS zurückzuführen sein. FeO und Fe total zeigen keinerlei Beziehungen zu den Erzlagern, sondern bilden die lithologischen Aenderungen ab. Pyrit als Haupt-Fe-Mineral ist in allen Gesteinseinheiten mehr oder weniger häufig anzutreffen. Wie auch in Schneeberg ist Fe hier als Indikator für eine Erzprospektion unbrauchbar.

c) Pb, Zn, Cu und Ba:

Die Spurenelemente Pb, Zn, Cu und Ba geben die Vererzungen deutlich wieder (siehe Abb. 54). Zn weist neben der positiven Korrelation mit Fe total ebenfalls eine positive Korrelation mit Na_2O auf. Das könnte aber auch auf einen lithologischen Effekt zurückzuführen sein, d.h. Grünschiefer weisen höhere Mengen an Na_2O und Zn auf. Die Spurenelemente Pb und Cu geben die Lithologie ebenfalls wieder (z.B. niedrigere Pb-Werte in der Kalkrippe und in den Grünschiefern, höhere Cu-Werte in den Grünschiefern). Ein Vergleich mit den von WEDEPOHL (1978) ermittelten Spurenelementbereichen für verschiedene Gesteinstypen (siehe Tab. 14) zeigt, dass Pb, Zn und Cu im Silberbergstollen weitgehend ähnliche oder aber niedrigere Werte aufweisen. Die Maxima im

Bereich der Erzlager sind nicht hoch verglichen mit den Daten von WEDEPOHL. Barium jedoch zeigt für alle Gesteinstypen im geochemischen Profil zu hohe Werte verglichen mit den Daten aus Tab. 14. Es fand also während der ganzen Sedimentationsabfolge eine Bariumzufuhr statt.

Erstaunlicherweise tritt das Liegendlager mit der Barytmineralisation kaum in Erscheinung. Es liegt jedoch zwischen 2 Probenpunkten; die Proben vor und nach dem Barytlager (ca. 2 - 3 m im Liegenden und Hangenden) zeigen keinerlei Barium-Anreicherungen.

Barium zeigt eine positive Korrelation mit K_2O (siehe Tab. 16) von + 0.63. Nach SCHROLL (1971) besteht eine starke Korrelation zwischen K und Ba in Kalkgesteinen, Dolomitgesteinen, Mergeln, Sandsteinen und illitischen Tonschiefern. Zutritte hydrothormaler Lösungen stören diese Korrelation, wobei das K/Ba-Verhältnis dann unter den Grenzwert von 10 sinkt. Bei den K/Ba-Verhältnissen entlang des Profils (siehe Abb. 53) ergaben vor allem Proben in der Nähe des aufrechten Hangendlagers, im Liegenden der Kalkrippe und in der Nähe des Liegendlagers Werte, die unter dem von SCHROLL (1971) angegebenen K/Ba-Verhältnis von 10 liegen. Die Analyse von Gesamtgesteinsproben auf Ba und K könnte demnach bei der Prospektion von bariumhaltigen Pb-Zn-Lagerstätten in Kalken etc. nützlich sein.

3.2.5. Zusammenfassung

- Mn weist geringe Anreicherungen ausserhalb der Vererzungen auf. Ein deutlicher Mn-Halo ist in vertikaler Richtung nicht zu beobachten. Die positive Korrelation zwischen Mn und Pb zeigt jedoch, dass gleichzeitig mit der Pb- auch eine Mn-Zufuhr stattgefunden hat.
- Die Konzentrationsunterschiede von FeO und Fe total sind als Indikator für eine Erzprospektion unbrauchbar, weil die Variation der Oxyde eng begrenzt sind und nur einen lithofaziell bedingten Anstieg erkennen lassen.

Fe_2O_3 weist eine Erhöhung in den Erzlager auf, was auf Aktivitäten hydrothormaler Lösungen in der Nähe der vererzten Lagen zurückgeführt werden kann (siehe REIMANN, 1981) oder auf eine Zone mit oxydierendem Milieu (siehe unten).

- Die Kalkrippe stellt einen Bereich mit grösserem Oxydationsvermögen dar, in der Fe_2O_3 und MnO in Bezug auf FeO und Fe tot. angereichert sind.
- Die Spurenelemente Pb, Zn, Cu und Ba sind in der Nähe der Erzlager angereichert, sie geben auch die vermuteten Erzlager im Bereich von ca. 20 m deutlich wieder.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass auf eine erste, stark bariumbetonte Phase (Liegendlager) mehrere Pb-, Zn-, Cu- und Ba-Phasen mit Mangan folgten, wobei die Kalkrippe keine Metallzufuhr aufweist.

Nach WEBER (1983) handelt es sich im Grazer Paläozoikum um sogenannte "third-order basins", welche die typische Elementzonierung mit Sulfiden im Zentrum und Baryt und Oxyde in den Randbereichen zeigen. Eine Rekonstruktion des primären Ablagerungsraumes ist in Gross-Stübing nicht möglich, da die ursprüngliche Stratigraphie stark gestört ist (Schollentektonik) und eine Elementzonierung vor allem in lateraler Richtung zum Ausdruck kommen würde. Die komplexe, vulkano-sedimentäre Stratigraphie, die innerhalb eines Meters wechselnde Lithologie und die geringe Mächtigkeit der Erzlager erschweren zudem die Interpretation der Gesamtgesteinsanalysen. Nur eine sehr grosse Anzahl von Proben würde zu weitergehenden Aussagen führen.

3.3. PB-ISOTOPEN-ANALYSEN AN BLEIGLANZ-PROBEN

3.3.1. Lokalität und Beschreibung der Erzproben

Folgende Vorkommen wurden beprobt:

- Silberberg
- Guggenbach/Uebelbach
- Arzwaldgraben
- Burgstall
- Stiwoll
- Strassegg

Alle Handstücke der Vorkommen **Arzwaldgraben**, **Burgstall**, **Stiwoll** und **Strassegg** wurden auf Halden gefunden. Ausgenommen der Probe 17, welche dem alten Ludwig-Stollen entnommen wurde, stammt alles Material von **Silberberg** aus dem neuen Explorationsstollen bei Gross-Stübing. Zusätzlich standen Proben aus verschiedenen, von der BBU durchgeführten Bohrungen in der Umgebung von **Guggenbach** zur Verfügung. Bohrungen Nr. 4, 6 und 8 befinden sich ca. 1.5 km südlich von Markt-Uebelbach und liegen auf einer Profillinie mit Richtung SW-NE (siehe Abb. 55). Bohrung Nr. 1 wurde ca. 1.5 km NNE von Guggenbach abgeteuft. Für die Beschreibung der Vererzungen siehe Kapitel 3.1.3. Für die Beschreibung und genaue Lokalität der einzelnen, analysierten Proben siehe Tab. 17 im Anhang.

3.3.2. Resultate

Die Pb-Isotopen-Verhältnisse der Bleiglanz-Proben aus dem Grazer Paläozoikum sind in Tab. 18 aufgeführt. In Abb. 56 sind die Pb-Isotopen-Verhältnisse der Bleiglanze aus dem Grazer Paläozoikum eingetragen, Abb. 57 zeigt die Felder der verschiedenen Reservoirs nach dem Plumbo-Tectonics-Modell von ZARTMANN & DOE (1981) mit dem Datenpunkt von Silberberg. Aus den Resultaten ergeben sich folgende Aussagen:

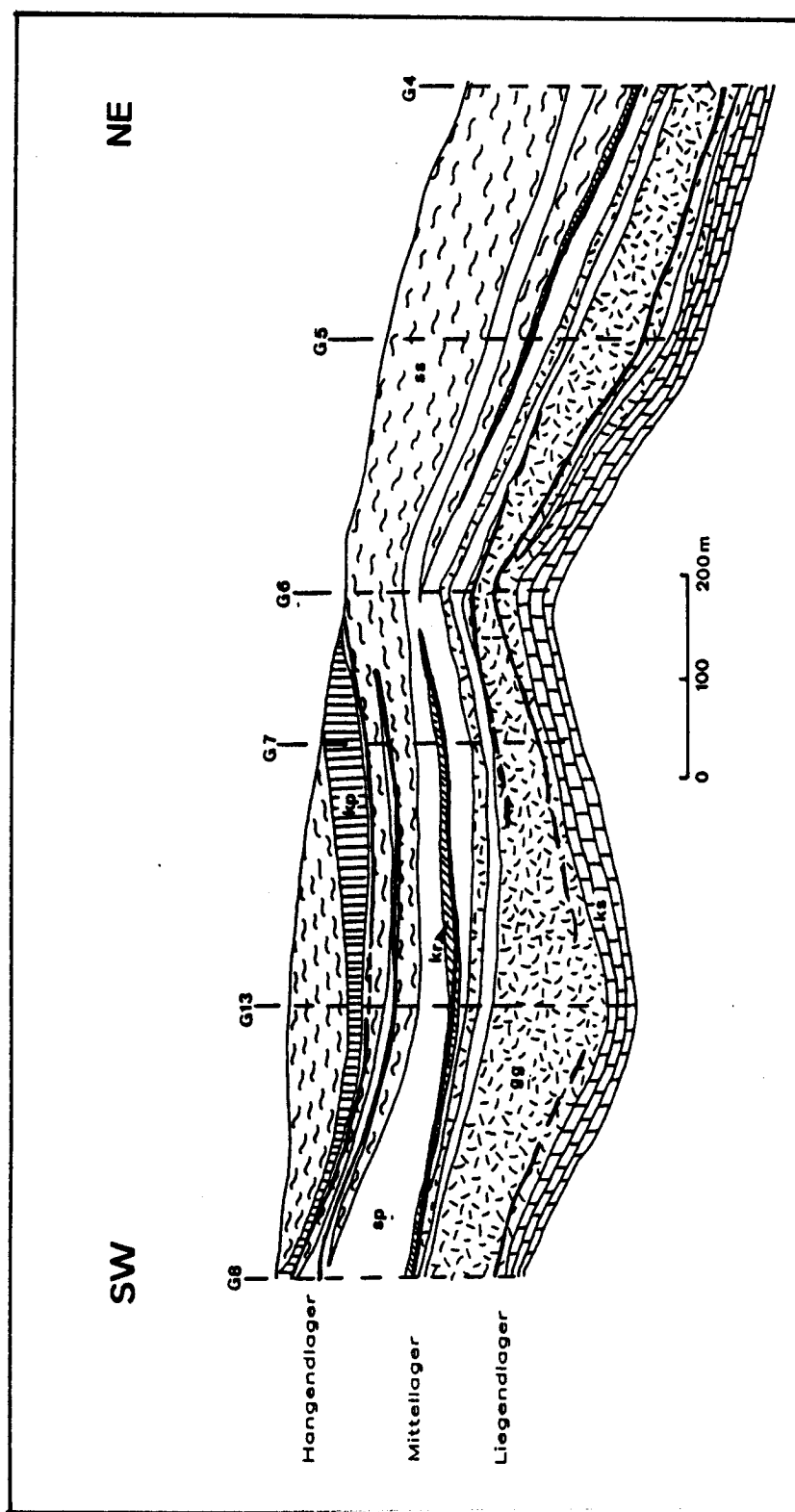


Abb. 55: Längsprofil mit den Bohrungen G4 bis G8 der Firma BBU südlich von Markt-Uebelbach. Legend: ks = Kalkschiefer des Untergrundes, gg = Grüngesteine, sp = Serizitphyllite, kp = Karbonatphyllite, ss = Schwarzschiefer, - - - - - Vererzungen. Fallwerte: 30-45° nach S.

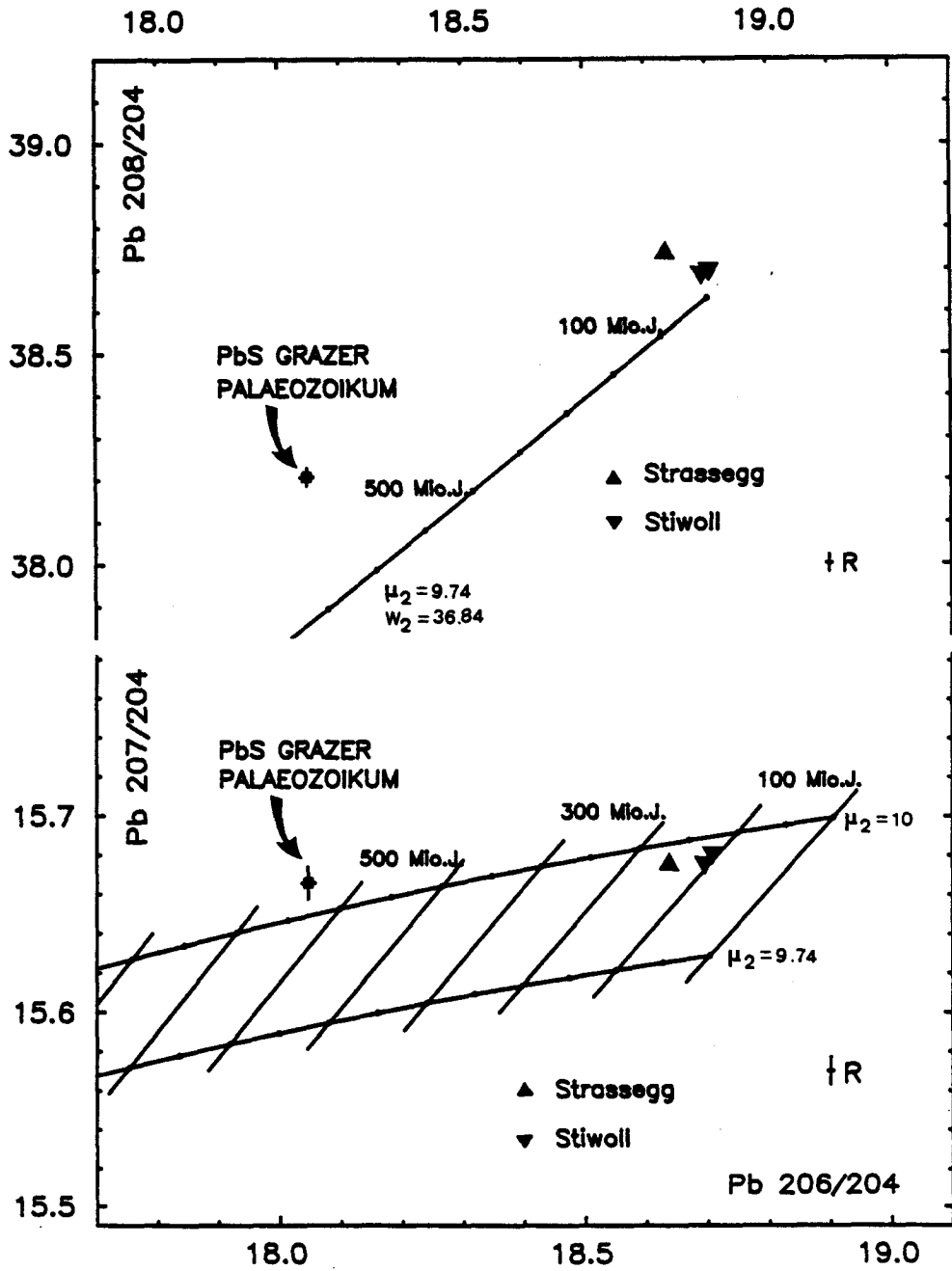


Abb. 56: 208/204Pb-206/204Pb- und 207/204Pb-206/204Pb-Diagramme mit Pb-Isotopen-Analysen von Bleiglanzen aus dem Grazer Paläozoikum; ■ Mittelwert der Analysen aus Silberberg, Guggenbach, Uebelbach, Arzwaldgraben und Burgstall.

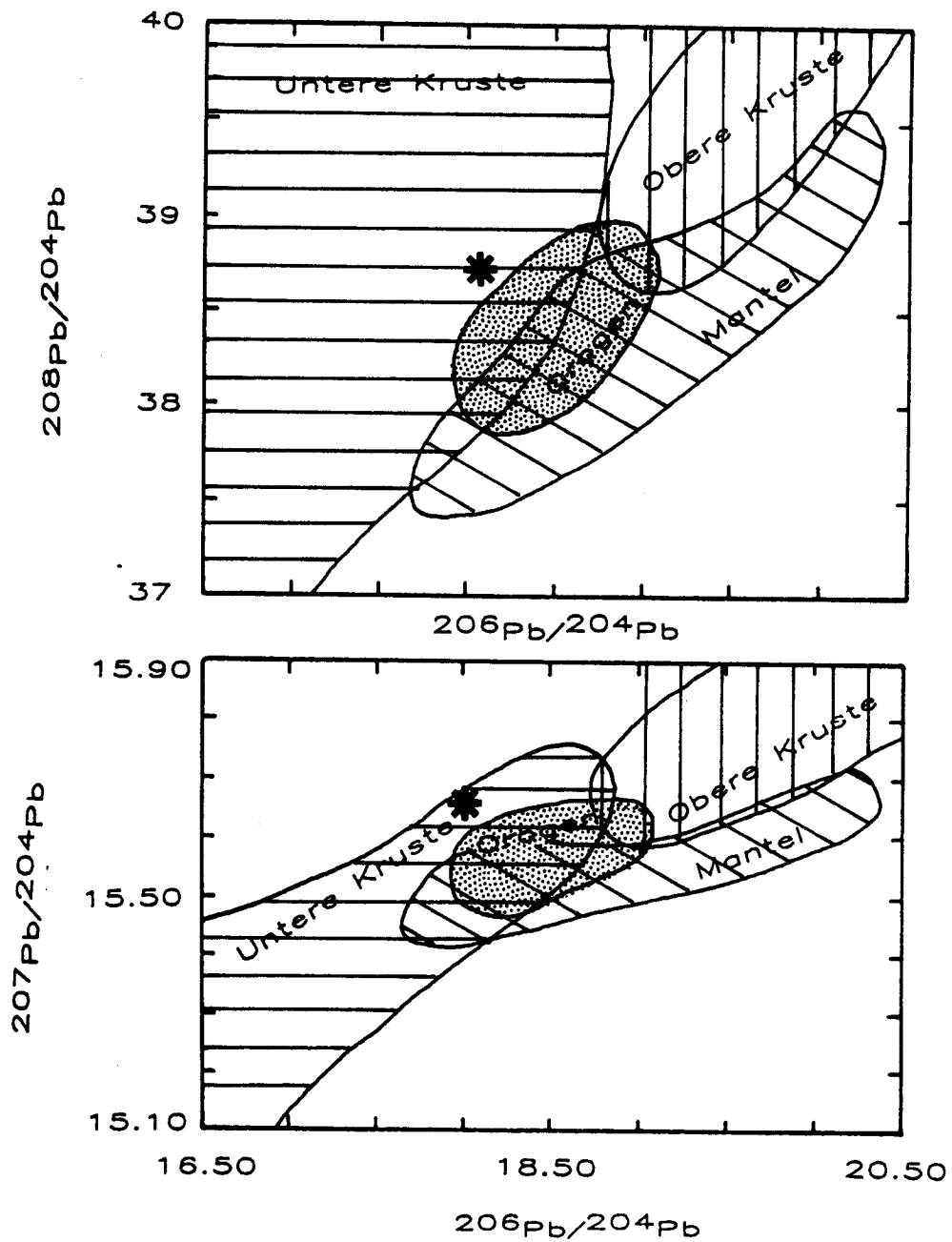


Abb. 57: Pb-Isotopen-Diagramme mit den Feldern für Mantel, Orogen und obere und untere Kruste nach ZARTMANN & DOE (1981). * Bleiglanze aus dem Grazer Paläozoikum.

1. Die Daten der 5 Vorkommen Guggenbach, Uebelbach, Arzwaldgraben, Burgstall und Silberberg liegen in einem eng begrenzten Feld. Die Standardabweichungen der 5 Vorkommen sind z.T. sogar noch kleiner als diejenigen der NBS Common Lead Standard-Messungen (siehe Tab. 1), so dass von einer sehr homogenen Pb-Isotopen-Zusammensetzung der Bleiglanze dieser 5 Vorkommen aus dem Grazer Paläozoikum gesprochen werden kann.

2. PbS der oben aufgeführten Vorkommen weisen ein 207/206Pb-Modellalter von 545 - 600 Mio.J. (Kambrium/Eokambrium) auf. Deutlich unterscheiden sich die beiden Vorkommen Stiwoll und Strassegg mit erheblich jüngeren Altern, nämlich 105 Mio.J. (untere Kreide) bzw. 145 Mio.J. (Jura).

3. Die μ_2 - und W_2 -Werte (10.08 bzw. 40.42) sind hoch im Vergleich zum mittleren Krustenblei von STACEY & KRAMERS (1975) mit $\mu_2 = 9.74$ und $W_2 = 36.84$, wobei die beiden jüngeren Vorkommen etwas tiefere Werte aufweisen ($\mu_2 = 9.95 - 9.96$, $W_2 = 38.15$ für Stiwoll und 38.77 für Strassegg)

4. Die 208/204Pb-Modellalter (450 - 470 Mio.J.) sind immer jünger als die 207/206Pb-Modellalter (545 - 600 Mio.J.).

5. In Abb. 57 fallen die Datenpunkte ins Feld für Unterkrustenblei.

3.3.3. Diskussion

3.3.3.1. Daten mit kambrisch/eokambrischen Modellaltern

Obwohl sie z.T. bis zu 22 km voneinander entfernt liegen, zeigen die fünf Vorkommen mit kambrisch/eokambrischen Modellaltern eine sehr homogene Isotopenzusammensetzung, was auf eine syngenetische Entstehung deutet.

Die 207/206Pb-Modellalter von 545 - 600 Mio.J. sind zu alt verglichen mit dem von SCHOENLAUB (siehe PAK et al., 1980) anhand von Conodonten ermittelten unterdevonischen Sedimentationsalter (370 - 395 Mio.J.) einer Kalkrippe im Vererzungshorizont. Die jüngeren 208/204Pb-Modellalter (450 - 470 Mio.J.) könnten mit einem modellbedingten Unsicherheitsbereich von ± 100 Mio.J. mit dem

Sedimentationsalter übereinstimmen.

KOEPEL (1983) beschreibt die Tendenz der zu alten Pb-Modellalter in PbS-haltigen Erzvorkommen der Süd- und Ostalpen (vergleiche dazu Kapitel 2.4.3.1.).

Unter der Annahme einer syngenetischen Entstehung der Vererzungen kann ein ähnliches Modell wie in Schneeberg postuliert werden (siehe KOEPEL, 1983): das Blei befand sich zuerst in der oberen Kruste, wo infolge hoher μ - und W -Werte die 206/204Pb- und 208/204Pb-Isotopen-Verhältnisse eine überdurchschnittlich hohe Zuwachsrate aufweisen. Durch orogene Prozesse geriet dieser obere Krustenteil in die untere Kruste. Das Th/Pb-Verhältnis wurde durch diesen Wechsel von der oberen in die untere Kruste nicht beeinflusst und die Zuwachsrate des 208/204Pb-Verhältnisses blieb unverändert im Gegensatz zum 206/204Pb-Verhältnis, welches infolge des niedrigeren U/Pb-Verhältnisses eine niedrigere Zuwachsrate aufwies. Als Resultat einer längeren Verweilzeit in der unteren Kruste könnten sich die Unterschiede zwischen den 207/206Pb- und 208/204Pb-Modellalter und die für eine syngenetische Entstehung der Vererzungen zu alten 207/206Pb-Modellalter ergeben. Diese dominierende Unterkrustenkomponente ist ebenfalls in Abb. 57 im Plumbotectonic-Modell von ZARTMANN & DOE (1981) zu sehen. Wie schon in Kapitel 2.4.3.1. erwähnt, muss man jedoch berücksichtigen, dass sich das Plumbotectonic-Modell von ZARTMANN & DOE (1981) auf kanadische und australische Daten stützt. KOEPEL (1983) berechnete ein neues 2-Stufen-Modell nach STACEY & KRAMERS aufgrund von Bleiglanz-Daten aus dem Grazer Paläozoikum, da diese Pb-Zn-Vererzungen stratigraphisch genau datiert sind. Es ergeben sich aber dabei Diskrepanzen der Modellalter für andere, schichtförmige paläozoische Lagerstätten, ebenso für die syndiagenetischen Pb-Zn-Lagerstätten der ost- und südalpinen Trias.

Eine andere Erklärungsmöglichkeit für die dominierende Unterkrusten-Komponente wäre ein infolge Erosion und Sedimentation erfolgter U-Verlust, was zu einer scheinbaren Unterkrusten-Komponente führen kann (siehe auch Kapitel 2.4.). Dann müsste es sich bei den Sedimenten vor allem um Psammite handeln.

3.3.3.2. Stiwoll

Das 207/206Pb-Modellalter von Stiwoll beträgt 105, das 208/204Pb-Modellalter ca. 0 Mio.J., die μ_2 - und vor allem die W_2 -Werte sind niedriger als diejenigen

der älteren Vorkommen aus dem Grazer Paläozoikum. Nach WEBER (1982) sind deutliche Unterschiede zwischen den Vorkommen Stiwooll und den klassischen Pb-Zn-Mineralisationen des Grazer Paläozoikums zu beobachten (siehe Kapitel 3.1.3.):

1. Sie sind an eine tektonische Fläche (Ueberschiebung eines Dolomits auf die Kherer Schichten) gebunden.
2. Die Vererzungen von Stiwooll treten in einer anderen, lithologischen Einheit, nämlich der Rannachfazies (vergleiche dazu Kapitel 3.1.2.) auf.
3. Die Erzparagenese besteht hauptsächlich aus PbS und ZnS. PbS ist in Form von Hohlräumfüllungen vorhanden.

Die Pb-Isotopen-Analysen von PbS bestätigen die unterschiedliche Genese dieses Vorkommen. Die Annahme von WEBER (1982), dass es sich hier um eine während der alpidischen Ueberfaltungstektonik remobilisierte, also syn- bis posttektonische Vererzung handelt, scheint plausibel. Es ist denkbar, dass das in der Rannachfazies eingebaute Blei bei der Sedimentation eine ähnliche Pb-Isotopen-Zusammensetzung hatte wie diejenigen der altpaläozoischen Pb-Zn-Lagerstätten des Grazer Paläozoikums, wobei die niedrigeren μ_2 - und W_2 -Werte auf eventuell primär vorhandene (lokale?) Unterschiede der Bleiquellen hindeuten könnten. Oder aber das zugeführte, radiogene Pb stammt aus Gesteinen mit niedrigeren μ - und W -Werten im Vergleich zum Erzblei des Grazer Paläozoikums. Eine epigenetische Entstehung der Vererzungen von Stiwooll aus einer von den altpaläozoischen, klassischen Pb-Zn-Vererzungen der Grazer Paläozoikums unabhängigen, jüngeren Pb-Quelle kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.

3.3.3.3. Strassegg

Das 207/206Pb-Modellalter von Strassegg beträgt 145 Mio.J., die μ_2 - und W_2 -Werte liegen etwas unter diejenigen der klassischen Pb-Zn-Vorkommen des Grazer Paläozoikums. Auch hier bestätigt das jüngere Blei-Modellalter die abweichende Genese. FRIEDRICH (1936) vergleicht die Lagerstätte Strassegg aufgrund der Erzparagenese mit den Tauerngoldgängen. Entweder handelt es sich um Remobilisierungen einer präalpinen Vererzung unter Zufuhr von radiogenem Blei während einer Metamorphose, oder die Vererzungen entstanden epigenetisch im Mesozoikum aus einer Bleiquelle mit tieferen μ_2 - und W_2 -Werten als die

klassischen, altpaläozoischen Pb-Zn-Vererzungen des Grazer Paläozoikums.

3.3.4. Zusammenfassung

1. PbS aus einer Reihe typischer Pb-Zn-Vererzungen des Grazer Paläozoikums weisen homogene Pb-Isotopen-Zusammensetzungen auf, welche für eine syngenetische Entstehung sprechen. Die μ_2 - und W_2 -Werte sind relativ hoch im Vergleich zum mittleren Krustenblei von STACEY & KRAMERS (1975). Diese Charakteristiken des Erzbleis deuten darauf hin, dass das Pb sich vorerst in der Oberkruste entwickelte, darauf folgte entweder eine Entwicklungsperiode in der Unterkruste, oder aber die Unterkrustenmerkmale sind das Resultat von Verwitterung und Erosion verbunden mit einem U-Verlust. In diesem Fall musste es sich bei den "Source Beds" vorwiegend um Psammite handeln.
2. Die beiden Vorkommen Stiwooll und Strassegg weisen jüngere, alpidische Pb-Modellalter auf. Die Vererzungen von Stiwooll stellen wahrscheinlich Remobilisierungen von altpaläozoischem Pb in Zusammenhang mit Tektonisierungsprozessen dar. Für Strassegg ist eine Remobilisierung von altpaläozoischem Pb und eine Zufuhr von radiogenem Pb während Metamorphoseprozesse ebenfalls denkbar. Für beide Vorkommen können epigenetische Entstehungen jedoch nicht ausgeschlossen werden.

3.4. PB-ISOTOPEN-ANALYSEN AN GESAMTGESTEINSPROBEN

3.4.1. Beschreibung und Lokalität der Proben: Silberbergstollen

Die einzelnen Gesteinstypen sind in Kapitel 3.1.4. näher beschrieben. Für die genaue Lokalität der einzelnen Proben siehe Abb. 50.

Infolge der Feinkörnigkeit der Gesteine war eine Mineralseparation nicht möglich; es wurden nur Gesamtgesteinsanalysen von Gesteinen ohne sichtbare Vererzungen durchgeführt. Folgende Proben wurden untersucht:

Kalkrippe: Proben 81, 83, 86,87

Grünschiefer: Proben 100, 102, 107

Schwarzschiefer: Proben 59, 60, 67, 70, 73, 74, 76

Karbonat-Serizit-Schiefer: Proben Nr. 53, 66

3.4.2. Resultate

In Tab. 19 sind die Pb-Isotopen-Verhältnisse der Gesamtgesteinsanalysen aufgeführt. Abb. 58 zeigt die Pb-Isotopen-Entwicklungsdiagramme mit den Datenpunkten aus Silberberg, in Abb. 59 sind die Gehalte der Spurenelemente Pb, Zn und Ba sowie die Delta-206/204Pb-Werte (= 206/204Pb-Gesamtgestein minus 206/204Pb-PbS) von Probe 76 (161 m) bis Probe 87 (490 m) aufgetragen.

Aus Abb. 59 ist zu sehen, dass sich die 206/204Pb-Isotopen-Verhältnisse der Gesamtgesteine an folgenden Stellen des Profils dem Erzblei annähern:

- a) Probe 73: 35 m im Hangenden des aufrechten Hangendlagers
- b) Proben 53, 66 und 67: im Bereich des aufrechten Hangendlagers
- c) Probe 81: 15 m im Liegenden des vermuteten Mittellagers

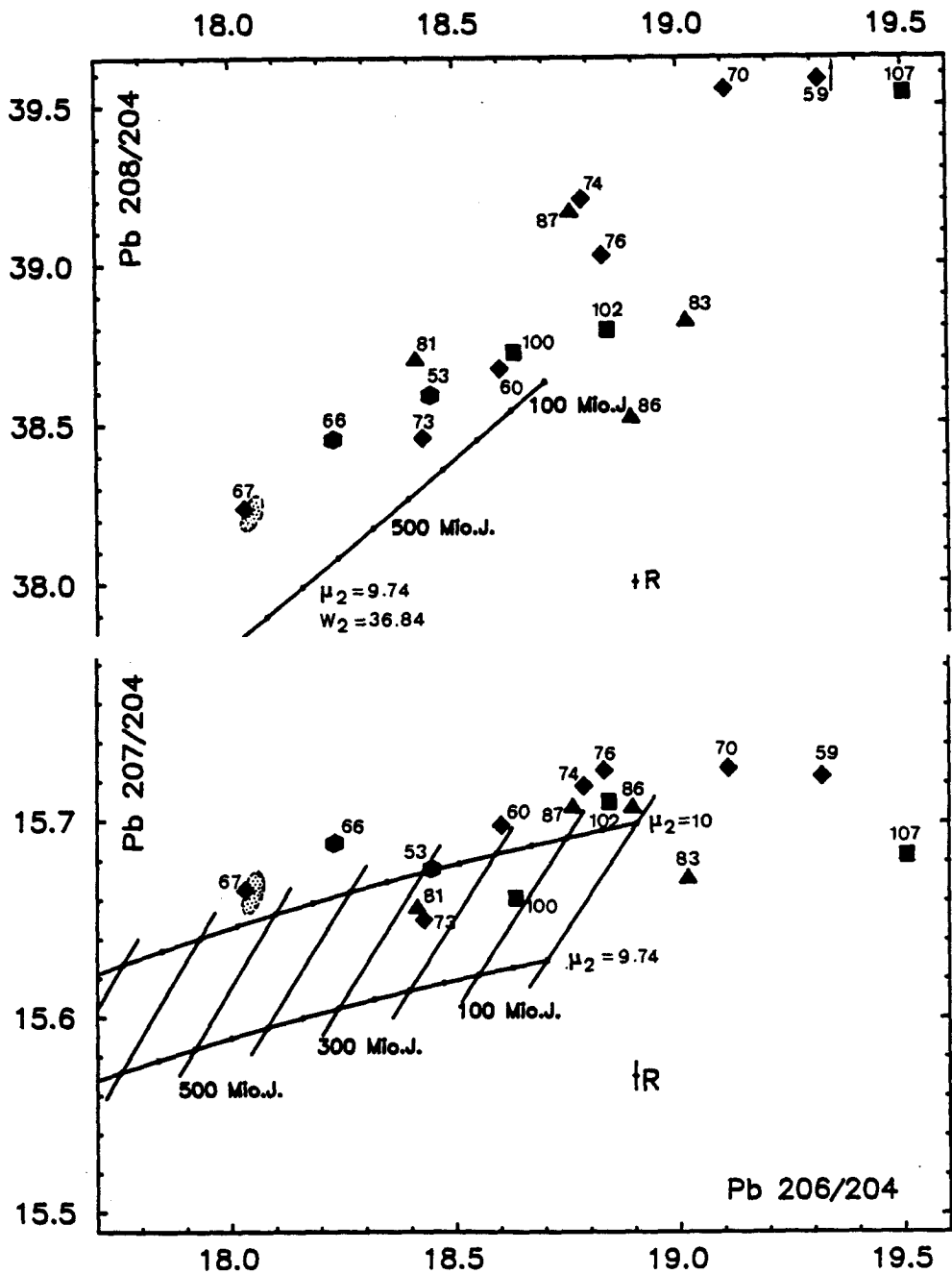


Abb. 58: 208/204Pb-206/204Pb- und 207/204Pb-206/204Pb-Diagramme mit Pb-Isotopen-Analysen von Gesamtgesteinsproben aus dem Silberbergstollen (Grazer Paläozoikum). Probenlokalitäten siehe Abb. 50. Das 208/204Pb-Verhältnis der Probe 59 beträgt 41.927. Gepunktetes Feld: PbS-Analysen aus dem Grazer Paläozoikum. ■ Grün­schiefer; ▲ Kalkrippe; ◆ Schwarzschiefer; ◆ Karbonat-Serizit-Schiefer.

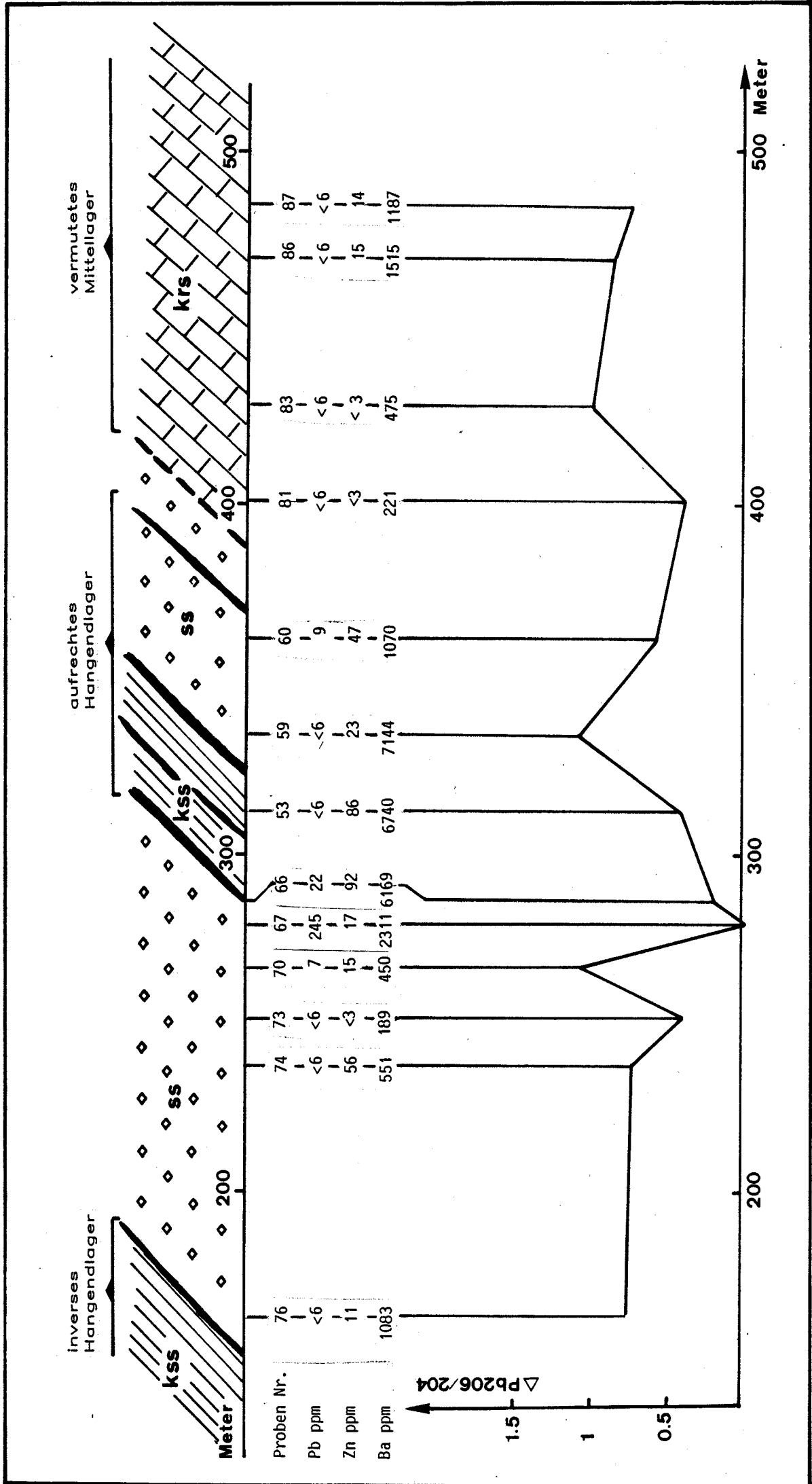


Abb. 59: Spurenelementgehalte (Pb, Zn und Ba) sowie 206/204Pb-Werte (= 206/204Pb-Gesamtgestein minus 206/204Pb-PbS des Grazer Paläozoikums) zwischen Probe 76 und 87 im Explorationsstollen Silberberg (Grazer Paläozoikum). kss = Karbonat-Serizit-Schiefer; ss = Schwarzschiefer; krs = Kalkrippe.

Folgende Proben zeigen ausgeprägt radiogene Pb-Isotopen-Verhältnisse, d.h. sie haben hohe Delta-206/204Pb-Werte:

- a) Probe 70: 15,5 m im Hangenden des aufrechten Hangendlagers
- b) Probe 59: 11 m im Liegenden des aufrechten Hangendlagers
- c) Probe 83: innerhalb der Kalkrippe

Nur in den Proben 66 und 67 im Bereich des aufrechten Hangendlagers ist ein deutlicher Einfluss des Erzbleis auf das Nebengestein zu sehen.

Eine Korrelation zwischen Radiogenität der Pb-Isotopen-Verhältnisse und der Spurenelemente Pb, Zn und Ba ist nur im Fall von Pb gegeben.

Ausser Proben 73, 81, 83, 100 und 107 zeigen die Gesamtgesteinsanalysen ähnliche μ_2 - und W_2 -Werte wie das Erzblei, wobei die Grünschiefer eher tiefere Werte aufweisen, die Schwarzschiefer höhere und die Kalkrippe keinen Trend aufweist.

Alle Proben ausser Probe 67 (Schwarzschiefer, Röntgenfluoreszenz-Analysen siehe Tab. 15) zeigen radiogenere Pb-Isotopen-Verhältnisse als das Erzblei, es gibt keine Korrelation zwischen Gesteinstyp und 206/204Pb-Isotopen-Verhältnis.

3.4.3. Diskussion

Aus Abb. 59 ist eine lokale Beeinflussung des Gesteinsbleis durch das Erzblei zu sehen, sie beschränkt sich jedoch auf das aufrechte Hangendlager. In der Nähe der anderen Vererzungshorizonte ist im Bereich der Probennahme keine systematische Beeinflussung sichtbar. Es gab also höchstens lokal einen wenig ausgeprägten Halo. Die Metamorphose war vermutlich zu niedrig, um eine Beeinflussung des Nebengesteins durch das Erzblei zu verursachen.

3.4.4. Herkunft des Erzes

Die Pb-Isotopen-Zusammensetzung des Erzbleis schliesst eine Stoffherkunft aus dem oberen Mantel aus. Ein Vergleich zwischen Erzblei und Gesteinsblei zeigt, dass das Gesamtgesteinsblei ähnliche μ_2 - und W_2 -Werte aufweist wie das Erzblei, wobei die Grünschiefer etwas tiefere, die Schwarzschiefer etwas höhere und die Kalkgesteine stark streuende Werte aufweisen.

Aus Abb. 58 ist ersichtlich, dass das Gesteinsblei der Kalkrippe, der Karbonat-Serizit-Schiefer und der Schwarzschiefer eine ähnliche Entwicklung wie das Erzblei erfahren haben. Diese Gesteine könnten das "Source Bed" der Erzlösungen darstellen.

Nach WEBER (1983, 1986 und mündliche Mitteilung) sind die Vererzungen des Grazer Paläozoikums an sogenannte "Third-order Basins" (submarine, kleinere Becken, die durch Schwellen voneinander getrennt sind) oder Paläorinnensysteme mit N-S pendelnden Rinnenachsen gebunden, wobei die Erzzufuhr exhalativ-sedimentär oder früh-diagenetisch erfolgen konnte. Die Pb-Isotopen-Analysen von Erzblei und Gesteinsblei des Grazer Paläozoikums stützen die Annahme einer solchen exhalativ-sedimentären Entstehung, ebenso die S-Isotope des Baryts aus dem Grazer Paläozoikum, welche die gleiche Zusammensetzung wie devonisches Meerwassersulfat zeigen (WEBER, 1983). Die Grünschiefer kommen als alleinige Erzlieferanten nicht in Frage, was aus den Pb-Isotopen-Verhältnissen ersichtlich ist (siehe Abb. 58). Lagerstätten der vulkanogen-sedimentären Abfolge weisen zudem meist höhere Kupfergehalte auf; Kupferkies kommt in Silberberg nur untergeordnet vor.

3.4.5. Zusammenfassung

- Einzelne Proben des Nebengesteins aus dem Silberbergstollen im Bereich des aufrechten Hangendlagers zeigen eine Beeinflussung durch das Erzblei. Ein geringmächtiger Pb-Halo (bis ca. 8 m im Hangenden) ist also in subvertikaler Richtung nur im Bereich des aufrechten Hangendlagers feststellbar; die übrigen Proben zeigen keine Beeinflussung des Gesteinsbleis durch das Erzblei. Die Metamorphose war vermutlich zu niedrig, um eine sekundäre

Anomalie zu verursachen.

- Die Nebengesteine (Karbonat-Serizit-Schiefer, Kalkrippe, Schwarzschiefer) der Erzvorkommen aus dem Grazer Paläozoikum stellen wahrscheinlich das "Source Bed" des Erzbleis dar, wobei die Metalle durch zirkulierendes Wasser aus dem Gestein gelöst wurden. Die Resultate stützen demnach die Ansicht WEBER's (1983, 1986), wonach die Lagerstättenbildung exhalativ-sedimentär oder spätdiagenetisch im submarinen Bereich erfolgte.

3.5. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Resultate der Untersuchungen der Blei-Zink-Vorkommen im **Grazer Paläozoikum** und insbesondere des Explorationsstollens Silberberg bei Gross-Stübing führen zu folgenden Modellvorstellungen, wobei daraufhingewiesen wird, dass infolge der Aufschlussverhältnisse in Silberberg nur Anomalien in vertikaler Richtung erfasst werden konnten.

1. Die homogene Pb-Isotopen-Zusammensetzung der Bleiglanze einer Reihe von für das Grazer Paläozoikum charakteristischer Pb-Zn-Vorkommen deuten auf eine syngenetische Entstehung hin. Die $207/206\text{Pb}$ -Modellalter von 545 - 600 Mio.J. sind jedoch für eine syngenetische Entstehung der Vererzungen zu alt (anhand von Conodonten wurde ein devonisches Alter der Serien festgestellt, siehe PAK et al., 1980), was mit einer Entwicklung des Bleis in der unteren Kruste erklärt werden kann. Zusätzlich ist eine obere Krusten-Komponente vorhanden, da die $207/206\text{Pb}$ - und $208/204\text{Pb}$ -Modellalter unterschiedlich sind und die μ_2 - und W_2 -Werte hoch sind verglichen mit dem Krustenblei von STACEY & KRAMERS (1972).
Aehnliche μ_2 - und W_2 -Werte von Erzblei und Gesamtgesteinsblei lassen vermuten, dass die Sedimente des Grazer Paläozoikums das "Source Bed" des Erzbleis darstellen.
2. Durch zirkulierende Lösungen im Nebengestein und anschliessendes Ausfällen in submarinen Becken und Rinnen wurden die Pb-Zn-Vererzungen exhalativ-synsedimentär gebildet. Ein Einfluss der Metamorphose in unterer Grünschieferfazies ist weder in der Elementverteilung noch in den Pb-Isotopen-Verhältnissen der Nebengesteine im Liegenden und Hangenden der Erzlager feststellbar. Lediglich im Bereich des aufrechten Hangendlagers zeigen die Pb-Isotopen-Verhältnisse der Nebengesteine einen Einfluss des Erzbleis, was jedoch auch auf eine primäre Verteilung zurückgeführt werden kann.
3. Die beiden Vorkommen Stiwooll und Strassegg zeichnen sich durch mesozoische Pb-Modellalter aus. Die Vererzungen von Stiwooll sind wahrscheinlich in Zusammenhang mit Tektonisierungs-Prozessen entstanden. Für Stiwooll und auch für Strassegg ist eine Remobilisierung von altpaläo-

zoischem Pb und Zufuhr von radiogenem Pb während Metamorphoseprozesse denkbar, ebenso aber eine epigenetische Entstehung ohne Remobilisation paläozoischer Erzvorkommen.

4. VERGLEICHENDE BETRACHTUNGEN

4.1. VERGLEICHE DER PB-ZN-VERERZUNGEN AUS SCHNEEBERG/PFLERSCH MIT DEN PB-ZN-VORKOMMEN AUS DEM GRAZER PALAEOZOIKUM

Das Ziel der Arbeit ist es, geochemische Halos im Nebengestein von zwei unterschiedlich metamorph überprägten Pb-Zn-Lagerstätten-Revieren zu untersuchen und Auskunft über die Wirkungen von Metamorphosen auf Erz und Nebengestein zu erhalten. Als Voraussetzung mussten in Bezug auf Entstehung, Erzinhalt und Nebengestein zwei möglichst übereinstimmende Lagerstätten gegeben sein, die unterschiedlich metamorph überprägt worden sind und gute Aufschlussverhältnisse bieten. Diese Voraussetzungen waren in den Ende der sechziger Jahre neuaufgeschlossenen Lagerstättenteile in Schneeberg und im neuerstellten Explorationsstollen Silberberg im Grazer Paläozoikum weitgehend vorhanden.

Für beide Lagerstätten gelten nach letzten Untersuchungen synsedimentär bis frühdiagenetische, submarin-exhalative Entstehungen im Altpaläozoikum. Sowohl in Schneeberg als auch im Grazer Paläozoikum bestehen die Erzparagenesen aus Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies, Kupferkies, Pyrit, wobei Zinkblende das Haupterzmineral bildet. Im Grazer Paläozoikum ist zusätzlich noch Baryt vorhanden.

Die Nebengesteine bestehen in Schneeberg aus Gneisglimmerschiefer, Muskowitgneise, Amphibolite, Graphitschiefer. Im Grazer Paläozoikum kommen Serizitphyllite, Grünschiefer und Schwarzschiefer und als Unterschied zu Schneeberg vermehrt Kalke und Karbonatschiefer vor. Marmore erscheinen im Gebiet der Lagerstätte Schneeberg erst im südlich gelegenen Schneeberger Zug; im Pflerschtal weist der obere Horizont des Mittellagers (siehe Kapitel 2.1.4.) karbonatreiche Gneise und Marmore auf.

Zudem ist die Lithologie der Gesteine im Grazer Paläozoikum vielfältiger und wechselt oft über kurze Distanzen, während vor allem in Schneeberg eine eintönige Gneisglimmerschieferserie mit vergleichsweise dünnen Einschaltungen von Muskowitgneisen, Amphiboliten etc. vorherrscht.

Was die Metamorphose anbelangt, so ist das Oetztalkristallin mehrfach

überprägt worden, wobei die varistische Metamorphose die obere Amphibolitfazies erreichte und der Höhepunkt der alpinen Metamorphose im Bereich der beginnenden Amphibolitfazies lag. Die Schichtfolgen des Grazer Paläozoikums zeigen eine schwache, epizonale Metamorphose in Albit-Epidot-Chlorit-Subfazies, man kann nur eine progressive Metamorphose feststellen.

Der Profilvergleich der beiden Lagerstätten wurde erschwert durch die in Bezug auf die Vererzungen unterschiedliche Stollenführung. Im Grazer Paläozoikum ist im Gegensatz zu Schneeberg das Erfassen eines lateralen Halos nicht möglich. Zudem muss im Grazer Paläozoikum die ausgeprägte Schollentektonik vor allem in den nördlichen Teilen des Stollens berücksichtigt werden.

In der folgenden Gegenüberstellung sind die Resultate der geochemischen Untersuchungen beider Lagerstätten enthalten:

Schneeberg/Pflersch (mehrere Metamorphosen bis höhere Amphibolitfazies)	Grazer Paläozoikum (eine Metamorphose in schwacher Grünschieferfazies)
Es besteht eine leicht inhomogene Pb-Isotopenzusammensetzung des <u>Erzbleis</u> über einen Bereich von ca. 15 km hinweg, was auf Pb-Isotopen-Austausch zwischen Erzblei und Gesteinsblei während Metamorphosen zurückgeführt wird.	Es besteht eine sehr homogene Pb-Isotopenzusammensetzung des <u>Erzbleis</u> über einen Bereich von ca. 22 km hinweg.
Die Vorkommen Reising, Stein, Kuchellahner, Alriss und Grüner See im Pflerschtal zeigen radiogenere Pb-Isotopen-Verhältnisse, was auf Metamorphoseauswirkungen zurückgeführt werden kann.	Die Vorkommen Stiwoll und Strassegg zeigen radiogenere Pb-Isotopen-Verhältnisse, was auf Remobilisierungsprozesse oder auf eine epigenetische Entstehung zurückgeführt werden kann.
Die zu jungen Pb-Modellalter sind als primäres Charakteristika der Pb-Quelle zu deuten.	Die zu alten Pb-Modellalter sind als primäres Charakteristika der Pb-Quelle zu deuten.
Die Pb-Isotopen-Zusammensetzung des <u>Feldspat- und des Gesteinsbleis</u> wurde durch das <u>Erzblei</u> infolge Metamorphosen in lateraler und vertikaler Richtung beeinflusst.	Die Pb-Isotopen-Zusammensetzung des <u>Gesteinsbleis</u> wurde durch das <u>Erzblei</u> nur in unmittelbarer Nähe der Erzlinsen beeinflusst.
Erzblei und Gesteinsblei weisen verschiedene μ - und W-Werte auf, so dass die Existenz einer zusätzlichen Pb-Quelle angenommen werden kann.	μ - und W-Werte von Gesteinsblei und Erzblei stimmen überein, so dass die Gesteine das "Source Bed" für das Erz darstellen können.
Primäre Halos von <u>Haupt- und Spurenelementen (Fe, Mn, Pb, Zn, Ba)</u> sind in vertikaler und in lateraler Richtung sichtbar.	Primäre Halos von <u>Spurenelementen (Pb, Zn, Cu und Ba)</u> und ein schwacher Mn-Halo sind in vertikaler Richtung sichtbar (Aufschlussverhältnisse erlaubten keine laterale Probenahme).

Die Elementanomalien sind in **Schneeberg** in vertikaler und lateraler Richtung zu beobachten. Da sie sich aber auf den erzlinsenführenden Horizont beschränken, wird angenommen, dass es sich hier um primär entstandene Anomalien handelt.

Die Pb-Isotopen-Anomalie , die keine Elementzunahme sondern einen Isotopenaustausch darstellt, ist räumlich anders ausgebildet als die Elementanomalien: man kann sie bis zu 30 - 40 m im Liegenden und Hangenden des erzlinseführenden Horizontes beobachten. Es wird deshalb angenommen, dass es sich hier im Gegensatz zu den Elementanomalien um einen metamorphosebedingten Halo handelt.

Im **Grazer Paläozoikum** weisen hauptsächlich die Spurenelemente Halos auf, die sich jedoch auf das aufrechte Hangendlager beschränken. Zwischen den verschiedenen Erzlagern sind in vertikaler Richtung keine Elementanomalien sichtbar. Das Gesteinsblei zeigt im Liegenden und Hangenden der Erzlinse keine systematische Beeinflussung durch das Erzblei.

Aus dieser Gegenüberstellung geht hervor, dass sich hauptsächlich in Bezug auf die Pb-Isotopen-Verhältnisse der Nebengesteine ein deutlicher Unterschied zwischen den beiden verschieden metamorph überprägten Lagerstätten herauskristallisiert. Ein Austausch zwischen zwei verschiedenen Pb-Komponenten (Gesteinsblei und Erzblei) erfolgte also nur während einer oder mehrerer, höherer Metamorphosephasen, wie dies in Schneeberg der Fall war.

Die Pb-Isotopen-Analysen von Feldspäten und Gesamtgesteinsproben eignen sich deshalb besonders gut für die Prospektion von Pb-Zn-Lagerstätten in stärker metamorphen Gebieten, da sie im Vergleich zu den Elementkonzentrationen eine metamorph bedingte, grössere Anomalie im Liegenden und Hangenden des Erzhorizontes aufweisen. In Schneeberg ist der Halo des Erzbleis in 100 m lateraler Entfernung vom Erz noch ca. 30 - 40 m im Liegenden und Hangenden des erzlinseführenden Horizontes feststellbar. Dies bedeutet bei einer Mächtigkeit dieses Horizontes von ca. 100 m eine im Vergleich zur primären Anomalie der Elementkonzentrationen um den Faktor 1,8 grössere, metamorphosebedingte Anomalie der Pb-Isotopen.

4.2. VERGLEICH DER VERERZUNGEN AUS SCHNEEBERG/PFLERSCH UND AUS DEM GRAZER PALAEOZOIKUM MIT ANDEREN, SCHICHTFOERMIGEN UND/ODER SCHICHTGEBUNDENEN PB-ZN-LAGERSTAETTEN

Damit die beiden Lagerstätten Schneeberg/Pflersch und Grazer Paläozoikum

innerhalb eines grösseren Rahmens klassifiziert werden können, werden sie im folgenden mit einigen ähnlich ausgebildeten, schichtförmigen und/oder schichtgebundenen Pb-Zn-Lagerstätten des Proterozoikums und Paläozoikums verglichen. Die ausgewählten Lagerstätten weisen verschieden stark metamorphe Ueberprägungen auf. In Tab. 20 sind die wichtigsten Merkmale der Lagerstätten Broken Hill/Australien, Mt.Isa/Australien, McArthur River/Australien, Meggen/BRD, Rammelsberg/BRD inklusive Schneeberg und Grazer Paläozoikum aufgeführt, in Abb. 60 sind die Pb-Isotopen-Verhältnisse eingetragen.

Vergleich beschreibender Merkmale

Aus Tab. 20 ist ersichtlich, dass die Haupterzminerale in allen Lagerstätten Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Magnetkies und Pyrit sind. In Mt.Isa und Broken Hill ist Bleiglanz das häufigste Erzmineral, sonst steht Zinkblende an erster Stelle. Baryt kommt hauptsächlich im Grazer Paläozoikum, in Meggen und in Rammelsberg vor.

Die Nebengesteine der verschiedenen Lagerstätten sind lithologisch verschieden ausgebildet, sie sind aber meist sedimentärer Natur, wobei klastische und marine Abfolgen vorherrschen. Unterschiede bestehen im Vorkommen von Evaporiten (Mt.Isa, McArthur River) und vulkanischen Gesteinen (Mt.Isa, McArthur River, Rammelsberg, Meggen, Grazer Paläozoikum. In Schneeberg und Broken Hill kommen Vulkanite nur sehr untergeordnet vor.). Die primären Ablagerungsräume der hier aufgeführten Vererzungen stellen also marine Becken dar, mit oder ohne Vulkanismus.

Obwohl die Genese, unter anderem der Zeitpunkt der Erzmineralbildung, in den meisten Fällen immer noch umstritten ist, sind die Argumente einer exhalativ-synsedimentären oder frühdiagenetischen Erzentstehung für die meisten der hier aufgeführten Lagerstätten einleuchtend. Neben Erzmineralzonierungen innerhalb der Lagerstätten (Sulfide im Zentrum und Sulfate im Randbereich, z.B. Meggen und Grazer Paläozoikum), welche auf ein primäres Ablagerungsmilieu zurückgeführt werden, existieren in den meisten Vorkommen Elementhalos in näherer und weiterer Entfernung vom Erzkörper. Spurenelement-Anomalien im direkt Liegenden und Hangenden der Vererzungen sind aus Broken Hill, Schneeberg, Grazer Paläozoikum, McArthur River, Meggen und Rammelsberg bekannt. Elementhalos grösseren Ausmasses in lateraler Richtung (100 m) sind vor allem in Meggen und in Schneeberg untersucht worden. Elementhalos in kleinerem und grösseren Ausmass haben sich ungeachtet der metamorphen Ueberprägung gebildet und können als Charakteristika der hier ausgewählten Lagerstätten gelten.

Vergleich der Pb-Isotopen:

Obwohl neuere Untersuchungen gezeigt haben, dass die Entwicklungsgeschichte der Pb-Isotopen oft sehr kompliziert ist und nicht durch einfache Modelle erklärt werden kann, werden im folgenden die Pb-Isotopen-Verhältnisse der ausgewählten Lagerstätten kurz verglichen.

Die Pb-Isotopen-Verhältnisse von PbS sind für alle Lagerstätten homogen ausgebildet und liegen mehr oder weniger auf den Wachstumskurven für die Entwicklung von mittlerem Krustenblei nach STACEY & KRAMERS, 1975 (siehe Abb. 60), was auf eine Bleiquelle aus der Kruste schliessen lässt.

Die Pb-Modellalter von Broken Hill, Mt. Isa, McArthur River, Meggen und Rammelsberg stimmen gut mit dem geologischen Alter der jeweiligen Lagerstätten überein. Für Schneeberg zu junge und für das Grazer Paläozoikum zu alte Pb-Modellalter werden auf primäre Charakteristika der Pb-Quellen zurückgeführt (siehe Kapitel 2.4. und 3.3.).

Nach den oben diskutierten Kriterien können die hier aufgeführten Pb-Zn-Lagerstätten als sog. "sediment-hosted stratiform deposits of lead and zinc" (siehe GUSTAFSON & WILLIAMS, 1981) klassifiziert werden. Die Autoren postulieren eine Entstehung dieser Lagerstätten in intrakontinentalen, an Störungen gebundenen sedimentären Becken ohne erkennbare Hinweise auf orogene Vorgänge oder aktive Plattenränder. Sie führen als gemeinsames Charakteristika auf, dass metallhaltige Lösungen aus dem Untergrund der Becken an durchlässigen Schichten und/oder entlang von Störungen zu oberflächennahen, potentiellen Sulfidausfällungsgebieten aufsteigen können; die Entstehung der Vererzungen erfolgte also frühdiagenetisch. Die Becken weisen verschiedene Merkmale auf, wobei die hier aufgeführten Lagerstätten an marines Milieu gebunden sind.

Die Ergebnisse der hier vorliegenden Untersuchungen an den Vererzungen aus Schneeberg/Pflersch und aus dem Grazer Paläozoikum zeigen, dass diese beiden Lagerstätten zu den stratiformen Pb-Zn-Lagerstätten vom Typ Broken Hill oder McArthur River gestellt werden können.

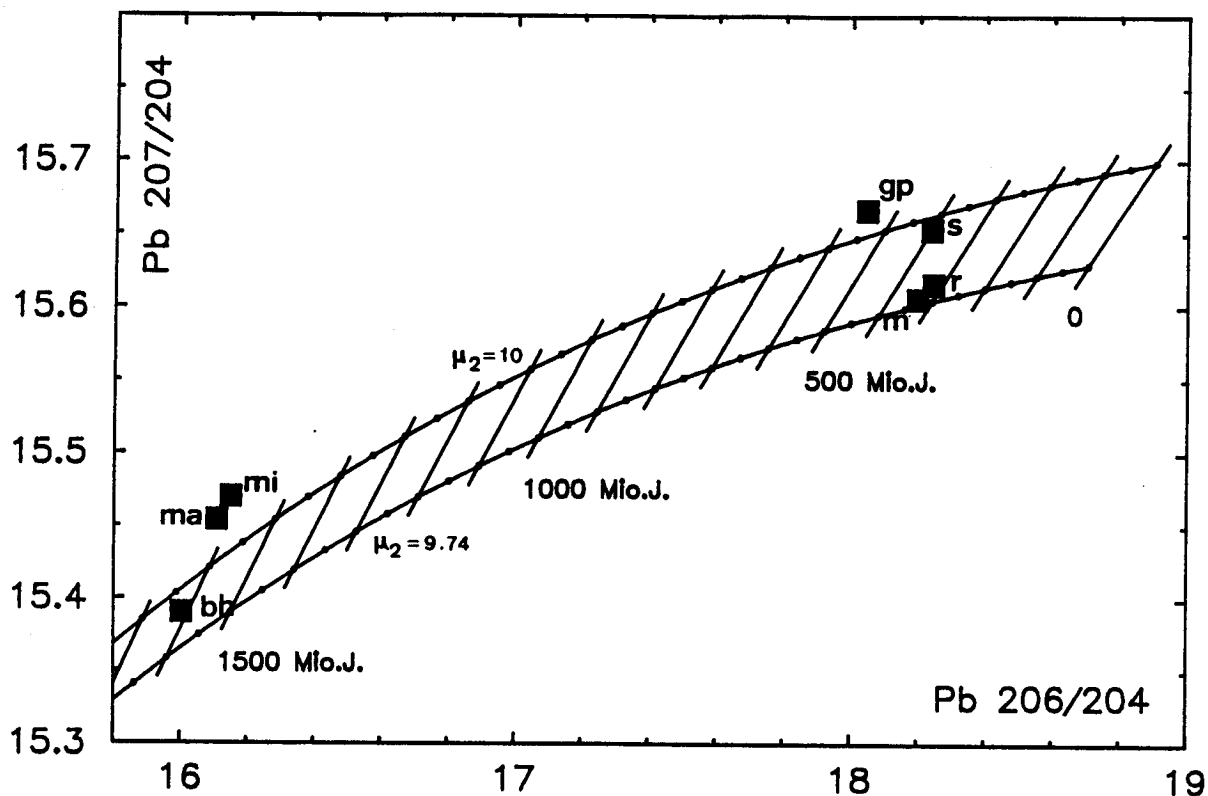


Abb. 60: 207/204Pb-206/204Pb-Diagramm mit Bleiglanz-Daten einiger ausgewählter Pb-Zn-Lagerstätten. gp = Grazer Paläozoikum, s = Schneeberg, r = Rammelsberg, m = Meggen, bh = Broken Hill, ma = McArthur River, mi = Mt. Isa. Die Daten sind folgenden Quellen entnommen= Broken Hill, Mt. Isa, McArthur River (CUMMING & RICHARDS, 1975), Meggen, Rammelsberg (WEDEPOHL et al., 1978).

Tab. 1: Blei-Isotopen-Verhältnisse von Standard-Messungen des NBS Common Lead Standards SRM 981. * CATANZARO et al., 1986.

Datum	208/204Pb	207/204Pb	206/204Pb
08.03.83	36.488 ± 0.011	15.424 ± 0.004	16.886 ± 0.003
20.04.83	36.518 ± 0.002	15.433 ± 0.001	16.897 ± 0.002
10.05.83	36.461 ± 0.010	15.414 ± 0.005	16.879 ± 0.001
07.07.89	36.485 ± 0.007	15.425 ± 0.002	16.887 ± 0.002
14.07.83	36.528 ± 0.016	15.437 ± 0.005	16.894 ± 0.006
03.10.83	36.497 ± 0.006	15.427 ± 0.003	16.887 ± 0.002
03.10.83	36.488 ± 0.017	15.428 ± 0.006	16.887 ± 0.006
21.11.83	36.499 ± 0.007	15.427 ± 0.003	16.888 ± 0.002
20.12.83	36.470 ± 0.005	15.417 ± 0.003	16.880 ± 0.003
04.01.84	36.492 ± 0.009	15.423 ± 0.003	16.884 ± 0.005
19.01.84	36.476 ± 0.005	15.418 ± 0.005	16.879 ± 0.003
19.01.84	36.494 ± 0.004	15.425 ± 0.002	16.886 ± 0.004
13.02.84	36.519 ± 0.020	15.431 ± 0.007	16.891 ± 0.006
22.02.84	36.529 ± 0.009	15.437 ± 0.005	16.893 ± 0.002
09.03.84	36.500 ± 0.015	15.432 ± 0.005	16.887 ± 0.008
16.04.84	36.512 ± 0.013	15.432 ± 0.009	16.886 ± 0.003
22.05.84	36.531 ± 0.013	15.439 ± 0.006	16.894 ± 0.004
13.06.84	36.528 ± 0.009	15.435 ± 0.003	16.893 ± 0.005
20.06.84	36.509 ± 0.008	15.432 ± 0.002	16.888 ± 0.004
16.01.85	36.476 ± 0.003	15.420 ± 0.002	16.883 ± 0.002
19.02.85	36.482 ± 0.016	15.422 ± 0.007	16.884 ± 0.008
28.02.85	36.485 ± 0.010	15.422 ± 0.003	16.884 ± 0.003
11.03.85	36.527 ± 0.012	15.436 ± 0.005	16.896 ± 0.006
13.05.85	36.502 ± 0.004	15.428 ± 0.001	16.890 ± 0.001
17.08.85	36.513 ± 0.005	15.432 ± 0.001	16.891 ± 0.002
21.10.85	36.498 ± 0.012	15.426 ± 0.003	16.888 ± 0.003
28.10.85	36.515 ± 0.011	15.433 ± 0.004	16.890 ± 0.004
11.11.85	36.481 ± 0.008	15.422 ± 0.003	16.884 ± 0.002
16.01.86	36.489 ± 0.003	15.422 ± 0.001	16.887 ± 0.001
07.02.86	36.477 ± 0.013	15.419 ± 0.006	16.881 ± 0.006
14.02.86	36.499 ± 0.005	15.427 ± 0.002	16.889 ± 0.002
04.03.86	36.505 ± 0.008	15.428 ± 0.004	16.888 ± 0.004
03.04.86	36.521 ± 0.010	15.434 ± 0.003	16.893 ± 0.003
10.04.86	36.496 ± 0.004	15.425 ± 0.002	16.887 ± 0.001
23.05.86	36.494 ± 0.011	15.426 ± 0.005	16.888 ± 0.005
05.08.86	36.520 ± 0.011	15.435 ± 0.004	16.895 ± 0.006
05.08.86	36.537 ± 0.036	15.440 ± 0.014	16.899 ± 0.016
05.08.86	36.502 ± 0.021	15.430 ± 0.009	16.891 ± 0.010
05.08.86	36.483 ± 0.025	15.424 ± 0.010	16.888 ± 0.012
05.08.86	36.542 ± 0.014	15.442 ± 0.005	16.900 ± 0.006
09.09.86	36.523 ± 0.008	15.437 ± 0.002	16.896 ± 0.002
11.11.86	36.527 ± 0.018	15.439 ± 0.007	16.898 ± 0.009
19.11.86	36.496 ± 0.008	15.428 ± 0.005	16.889 ± 0.005
10.02.87	36.525 ± 0.012	15.437 ± 0.014	16.896 ± 0.014
Mittel ($\pm 1\sigma$)	36.503 ± 0.020	15.429 ± 0.007	16.889 ± 0.005
Absolute Werte*	36.721 ± 0.023	15.491 ± 0.010	16.937 ± 0.011

Tab. 2: Standards, Beugekristalle und Röntgenlinien der jeweiligen Elemente für Elektronenmikrosonden-Analysen von Granat, Biotit und Staurolith. * Energiedispersives System.

Oxyd	Röntgenlinie	Beugekristall	Oxyd Konz. im Standard	Laborbezeichnung	Standard Material
1 Al2O3	KA	EDS*	99,0 %	0009	Korund
2 TiO2	KA	LIF	100,0 %	D015	Synthetisch
3 SiO2	KA	EDS*	100,0 %	H052	Quarz
4 MgO	KA	FIX	100,0 %	D022	Periklas
5 CaO	KA	EDS*	48,2 %	H055	Wollastonit
6 MnO	KA	EDS*	70,1 %	H060	Tephroit
7 FeO	KA	EDS*	89,9 %	D014	Hämatit
8 Na2O	KA	RAP	13,3 %	H091	Aegirinaugit
9 K2O	KA	PET	14,9 %	H011	Orthoklas
10 ZnO	KA	LIF	29,2 %	D016	Gahnit

Tab. 3: Röntgenfluoreszenz-Analysen von Muskowitgneisen, Amphiboliten und "Filone-Fazies" des Oetztalkristallins. *: vorgesezte II = Untertage-Proben. **: Abkürzungen siehe Anhang. ***: S coulometrisch bestimmt

Proben Nr. *	II E1	II E2	II E31	II E32	II E35	II E36	II B4	II B16	Fehler (1σ in %)
Gest. art **	AM	MAG	MAG	MAG	MAG	AM	FF	FF	
Gewichts %									
SiO2	47.45	75.38	74.74	76.35	76.08	47.23	76.50	78.84	± 0.60
TiO2	1.82	0.07	0.21	0.12	0.07	1.64	0.30	0.31	± 0.03
Al2O3	14.90	13.30	13.68	13.25	13.46	15.75	6.78	7.32	± 0.20
Fe2O3	1.65	0.17	0.13	0.35	0.58	0.05	0.58	0.72	± 0.04
FeO	8.55	1.15	1.45	0.85	0.70	9.15	7.95	5.60	
MnO	0.14	0.03	0.02	0.02	0.02	0.15	0.63	0.44	± 0.03
MgO	7.24	0.20	0.70	0.32	0.15	6.80	2.98	1.56	± 0.08
CaO	9.71	0.52	0.87	0.63	0.51	9.23	0.81	0.62	± 0.04
Na2O	2.81	3.01	4.36	3.92	2.96	3.31	0.00	0.11	± 0.04
K2O	0.61	4.71	1.87	2.48	4.75	0.95	1.69	1.71	± 0.12
P2O5	0.27	0.24	0.18	0.15	0.27	0.24	0.06	0.06	± 0.02
H2O+	1.10	1.79	1.12	0.69	0.87	1.27	1.22	1.35	
CO2	3.05	0.11	0.33	0.31	0.07	3.71	0.61	0.10	
Cr2O5	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	± 0.01
NI02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	± 0.01
Total	99.36	100.68	99.66	99.44	100.49	99.52	100.13	98.76	

ppm	Fehler (1σ in ppm)	Nachw.-grenze
Nb	<3	3
Zr	135	5
Y	26	2
Sr	206	2
U	<1	3
Rb	4	3
Th	348	4
Pb	<5	4
Tl	6	5
Ga	9	3
Zn	89	3
Cu	<4	20
Ni	147	5
Co	46	3
Cr	283	3
V	148	3
Ce	<10	10
Nd	<10	10
Ba	54	10
La	59	11
Sc	35	12
S	<20	4

Tab. 4: Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gneisglimmerschiefern entlang des geochemischen Profils (Schneeberg). *: vorgesezte II = Untertage-Proben

Proben Nr. *	II M1	II M2	II M3	II M4	II M5	II M6	II M7	Fehler (1σ in %)
Gewichts %								
SiO2	62.75	80.85	64.90	68.49	69.62	67.72	63.60	+ 0.60
TiO2	0.83	0.64	0.78	0.72	0.69	0.82	0.88	± 0.03
Al2O3	18.31	8.76	16.85	15.28	14.62	14.96	17.57	± 0.20
Fe2O3	1.34	0.23	1.94	2.54	0.98	1.08	2.09	± 0.04
FeO	5.85	2.50	3.70	2.15	4.15	6.10	3.80	
MnO	0.21	0.06	0.15	0.16	0.20	0.27	0.20	± 0.03
MgO	2.16	0.84	2.40	1.90	1.71	1.63	2.54	± 0.08
CaO	0.66	1.32	0.46	0.89	0.47	0.50	0.86	± 0.04
Na2O	0.19	0.49	0.00	0.23	0.21	0.00	0.61	± 0.04
K2O	4.63	1.64	4.68	3.37	3.86	3.10	3.51	± 0.12
P2O5	0.17	0.15	0.18	0.17	0.19	0.14	0.19	± 0.02
H2O+	2.06	1.82	1.68	1.28	2.60	2.18	2.22	
CO2	0.81	0.17	1.09	0.93	0.16	0.55	0.31	
Cr2O5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	+ 0.01
NI0	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	± 0.01
Total	99.99	99.48	98.82	98.13	99.47	99.06	98.40	

ppm	Fehler (1σ in ppm)	Nachw.-grenze
Nb	17	3
Zr	148	5
Y	33	2
Sr	100	3
U	8	2
Rb	193	4
Th	10	2
Pb	49	3
Ga	28	3
Zn	180	26
Cu	21	150
Ni	36	4
Co	15	4
Cr	99	3
V	139	4
Ce	<10	10
Nd	<10	10
Ba	850	11
La	55	12
Sc	17	4
S	882	20

Tab. 4 (Fortsetzung):

Proben Nr.*	IIZ12	IIE3	IIE4	IIE5	IIE6	Fehler (1σ in %)
Sr102	63.80	72.22	75.06	78.22	61.41	+ 0.60
Ti102	0.71	0.62	0.73	0.66	0.85	± 0.03
Al203	17.04	12.91	11.43	10.06	17.18	± 0.20
Fe203	0.90	0.99	0.94	0.83	0.93	± 0.04
FeO	5.20	3.30	3.40	2.90	5.35	-
MnO	0.12	0.08	0.16	0.08	0.12	+ 0.03
MgO	2.57	2.49	1.78	1.61	2.68	± 0.08
CaO	1.13	0.56	1.36	0.92	2.68	± 0.04
Na2O	1.34	0.39	0.18	0.48	3.66	± 0.04
K2O	2.83	3.85	2.69	2.47	2.02	± 0.12
P205	0.14	0.15	0.19	0.16	0.10	± 0.02
H2O+	2.24	1.99	1.20	1.04	1.39	-
CO2	0.67	0.08	0.65	0.34	0.69	-
Cr205	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	+ 0.01
NiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Total	98.71	99.64	99.68	99.78	99.99	-

ppm	Fehler (1σ in ppm)	Nachw.- grenze
Nb	11	<3
Zr	119	177
Y	29	15
Sr	159	75
U	<1	<1
Rb	114	158
Th	<5	<5
Pb	73	40
Ga	23	13
Zn	212	370
Cu	39	91
Ni	43	15
Co	16	9
Cr	86	48
V	138	148
Ce	65	<10
Nd	33	<10
Ba	878	783
La	51	44
Sc	14	11
S	2090	2400***

Tab. 5: Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gneisglimmer-schiefern aus dem Lazzachertal (Oetztalkristallin). *: vorgesetzte l = Obertage-Proben.

Proben Nr.*	IS2	IS3	IS5	IS6	IS7	IS8	IS9	IS11	Fehler (1σ in %)
Sr102	65.82	69.99	78.59	69.75	71.20	66.96	70.09	72.02	+ 0.60
Ti102	0.91	0.73	0.51	0.76	0.69	0.74	0.62	0.72	± 0.03
Al203	15.77	13.98	8.88	14.80	13.44	15.96	14.08	14.44	± 0.20
Fe203	1.12	0.71	0.03	1.69	0.80	0.48	0.74	0.61	± 0.04
FeO	4.35	3.65	2.40	2.95	3.65	4.75	3.40	2.20	-
MnO	0.07	0.07	0.03	0.06	0.07	0.08	0.04	0.11	+ 0.03
MgO	2.24	1.93	1.09	2.08	1.59	2.39	2.04	0.95	± 0.08
CaO	1.45	1.41	0.37	0.60	1.16	1.00	0.97	0.71	± 0.04
Na2O	2.31	1.97	0.50	0.75	2.33	1.96	2.43	0.51	± 0.04
K2O	2.74	2.60	2.02	3.50	2.60	2.98	2.60	3.69	± 0.12
P205	0.21	0.23	0.10	0.13	0.20	0.19	0.16	0.23	± 0.02
H2O+	2.39	1.45	5.07	2.70	1.86	2.22	2.47	2.70	-
CO2	0.02	0.32	0.06	0.07	0.02	0.12	0.02	0.11	-
Cr205	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	+ 0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
Total	99.42	99.05	99.65	99.85	99.48	99.84	99.67	99.01	-

ppm	Fehler (1σ in ppm)	Nachw.- grenze
Nb	<3	<3
Zr	257	191
Y	106	31
Sr	<1	<1
U	<1	<1
Rb	86	85
Th	<5	<5
Pb	35	11
Ga	14	14
Zn	84	64
Cu	<4	<4
Ni	3	3
Co	11	18
Cr	56	61
V	77	77
Ce	46	50
Nd	<10	17
Ba	864	515
La	22	20
Sc	13	11
S	41	<20

Tab. 6: Röntgenfluoreszenz-Analysen von Gneisglimmerschiefern aus dem unmittelbar Hangenden bzw. Liegenden der Erzlinzen. *: vorgesezte II = Untertage-Proben. **: S coulometrisch bestimmt.

Tab. 7: Mittelwerte und 1-Sigma-Fehler der Röntgenfluoreszenz-Analysen der "Filone-Fazies" (Proben B4, B16, Tab. 3), der unverzerten Gneisglimmerschiefer des Lazzachertales (Proben Nr. S2, S3, S5, S6, S7, S8, S9, S11, Tab. 5), der Gneisglimmerschiefer im erzfreien Bereich zwischen Revier SW und NE (Proben Nr. M3, M4, M5, M6, M7, Z12, Tab. 4) und der Gneisglimmerschiefer nahe der Erzlinzen (Proben Nr. B1, B2, B9, B10, B14, E20, E22, E26, E28, Tab. 6). *: Atlantis II-Tief (BISCHOFF, 1969). **: als Fetot. ***: als Mn3O4. n = Anzahl der Analysen

Element	FF (n = 2)	66S(Lazz.tal) (n = 8)	66S(erzfr.Zb.) (n = 6)	66S(nahe Erz) (n = 9)	Detr. Sed. Red Sea*
SiO2	77.72±1.58	70.55±3.85	66.36±2.58	64.16±7.51	27.3
TiO2	0.31±0.01	0.71±0.11	0.77±0.07	0.62±0.24	-
Al2O3	7.05±0.38	13.92±2.21	16.05±1.25	12.70±5.04	8.4
Fe2O3	0.65±0.10	0.77±0.48	1.59±0.69	1.23±0.60	6.5**
FeO	6.78±1.66	3.42±0.89	4.18±1.36	6.17±5.09	-
MnO	0.54±0.13	0.07±0.02	0.18±0.05	0.33±0.34	0.6***
MgO	2.27±1.00	1.79±0.53	2.13±0.43	3.05±1.83	-
CaO	0.72±0.13	1.96±0.38	0.72±0.28	2.14±1.87	23.6
Na2O	0.06±0.08	1.60±0.85	0.40±0.51	0.62±0.52	-
K2O	1.70±0.01	2.82±0.55	3.56±0.65	3.32±1.40	-
P2O5	0.06±0.00	0.18±0.05	0.17±0.02	0.14±0.05	-
CO2	1.29±0.09	0.09±0.10	0.62±0.36	2.64±3.37	-

Proben Nr. *	II B1	II B2	II B9	II B10	II B14	II E20	II E22	II E26	II E28	Fehler (1σ in %)
SiO2	61.77	49.15	70.16	69.83	58.87	62.43	66.37	74.95	63.90	+ 0.60
TiO2	0.68	0.10	0.74	0.50	0.87	0.83	0.49	0.55	0.79	+ 0.03
Al2O3	14.79	2.22	16.00	9.78	18.03	16.87	10.31	10.16	16.11	+ 0.20
Fe2O3	1.15	0.95	0.76	1.31	1.08	1.30	2.75	0.78	1.02	+ 0.04
FeO	3.47	19.05	2.30	6.00	6.50	5.45	6.10	2.24	4.45	+ 0.03
MnO	0.15	1.16	0.15	0.52	0.23	0.07	0.30	0.16	0.27	+ 0.08
MgO	2.20	7.26	1.17	2.94	3.67	3.49	3.44	1.41	1.83	+ 0.04
CaO	2.71	6.69	0.38	1.64	0.62	1.12	2.50	1.78	1.80	+ 0.12
Na2O	0.74	0.00	0.43	0.65	0.55	1.88	0.26	0.59	0.45	+ 0.02
K2O	3.86	0.41	4.31	2.55	5.32	3.31	2.85	2.93	4.35	+ 0.02
P2O5	2.98	0.14	0.05	0.14	0.21	0.21	0.12	0.09	0.15	+ 0.02
H2O+	3.83	10.99	0.14	1.94	0.11	0.26	2.19	2.62	1.47	+ 0.01
CO2	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	+ 0.01
Cr2O5	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	+ 0.01
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	+ 0.01
Total	98.49	101.00	99.14	98.58	98.99	99.29	98.55	99.02	98.29	

ppm	Fehler (1σ in ppm)	Nachw.- grenze
Nb	<3	3
Zr	111	4
Y	<4	4
Sr	72	4
U	<1	1
Rb	134	4
Th	<5	5
Pb	638	6
Ga	19	2
Zn	851	2
Cu	106	5
Ni	37	4
Co	26	7
Cr	60	3
V	150	3
Ce	78	4
Nd	<10	10
Ba	561	3
La	30	20
Sc	15	4
S	12000**	3200**

2500** 4000** 6500** 5000**

Tab. 8 (Fortsetzung):

Tab. 8.: Mikrosonden-Analysen von Granat, Biotit und Staurolith in der Schneeberger Lagerstätte. K = Kern, R = Rand. Für die genaue Beschreibung der einzelnen Schliffe siehe Kapitel 2.3.1. Alle Analysen sind auf ein Total von 100 berechnet auf der Basis von angenommenem H₂O. Die Durchschnittswerte beziehen sich auf alle Granat- bzw. Biotit-Analysen innerhalb eines untersuchten Dünnschliffes. n = Anzahl der Analysen.

	PROBE M1				PROBE M4				
	Granat 1		Granat 2		Granat 3		Granat 4		
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	
Al ₂ O ₃	22.36	20.81	21.18	20.12	21.30	21.14	20.71	20.99	18.40
TiO ₂	0.00	0.08	0.07	0.05	0.08	0.08	0.04	0.04	1.70
SiO ₂	37.01	37.62	37.04	37.13	37.03	37.19	37.96	37.28	37.14
MgO	2.54	2.69	2.16	1.99	2.14	2.92	2.12	3.06	36.69
CaO	3.99	4.21	4.09	3.86	3.78	2.85	3.72	3.00	11.74
MnO	1.34	1.91	1.39	2.36	1.70	1.91	1.71	1.39	0.00
FeO	34.79	34.06	34.64	32.66	33.02	34.54	34.58	34.25	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29
ZnO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	8.88
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	1.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
Total	102.02	101.46	100.17	100.00	99.06	100.72	99.84	100.05	5.47
	=====	=====	=====	=====	=====	=====	=====	=====	=====
	100.22	100.87	100.84	101.45	100.11	100.00	100.00	100.00	100.00
	=====	=====	=====	=====	=====	=====	=====	=====	=====

	PROBE M1		PROBE M4		Biotite (n=4)
	Granate (n=18)	Biotite (n=5)	Staurolith	Granate (n=5)	
Al ₂ O ₃	18.17	18.31	51.43	21.21	19.03 ± 0.81
TiO ₂	1.49	1.49	0.46	0.39	1.58 ± 0.10
SiO ₂	37.80	37.85	27.00	37.79	36.67 ± 0.89
MgO	11.60	11.35	1.53	1.91	11.65 ± 0.12
CaO	0.00	0.00	0.00	5.00	-
MnO	0.00	0.00	0.00	9.98	-
FeO	17.98	17.59	7.07	24.26	17.02 ± 0.60
Na ₂ O	0.26	0.22	0.00	0.04	0.27 ± 0.03
K ₂ O	8.80	8.68	0.00	0.13	8.73 ± 0.27
ZnO	0.06	0.06	5.16	0.00	0.13 ± 0.01
H ₂ O	3.85	4.46	7.35	2.56	-
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	-
	=====	=====	=====	=====	=====

Tab. 8 (Fortsetzung):

PROBE M6

	Granat		Biotit		Durchschnittswerte	
	Granat	Biotit	Granate (n=2)	Biotite (n=4)	Granate (n=2)	Biotite (n=4)
Al2O3	19.39	18.09	19.72 ± 0.46	18.27 ± 0.38		
TiO2	0.06	1.79	0.07 ± 0.02	1.74 ± 0.05		
SiO2	35.08	36.32	34.88 ± 0.29	35.96 ± 0.82		
MgO	2.53	10.82	2.47 ± 0.09	10.80 ± 0.42		
CaO	2.28	0.00	2.24 ± 0.05	-		
MnO	2.83	0.00	2.84 ± 0.01	-		
FeO	26.44	17.78	25.93 ± 0.72	17.35 ± 0.49		
Na2O	0.02	0.00	0.01 ± 0.01	0.22 ± 0.02		
K2O	0.00	8.44	-	8.46 ± 0.12		
ZnO	0.00	0.07	-	0.07 ± 0.02		
H2O	11.38	6.47	-	-		
Total	100.00	100.00	100.00	100.00		

Tab. 8 (Fortsetzung):

PROBE Z12

	Granat 1		Granat 2		Granat 3	
	Al2O3	20.78	21.05	20.93	20.83	20.70
TiO2	0.07	0.08	0.08	0.08	0.05	0.09
SiO2	37.59	37.42	37.42	37.61	37.45	37.58
MgO	2.19	1.75	1.60	1.58	2.19	1.90
CaO	4.29	3.91	4.52	4.32	3.79	4.21
MnO	1.11	4.01	3.47	4.20	1.62	2.26
FeO	34.43	32.48	32.15	33.04	34.21	33.42
Na2O	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.03
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.49	100.72	100.17	101.76	100.04	100.22

PROBE E3

	Granat 1		Granat 2		Biotit		Durchschnittswerte	
	Granat 1	Biotit	Granat 2	Biotit	Granate (n=11)	Biotite (n=5)	Granate (n=11)	Biotite (n=5)
Al2O3	21.10	17.40	20.84	17.11	20.63±0.11	17.38±0.57		
TiO2	0.10	1.62	0.00	1.56	0.04±0.01	1.59±0.04		
SiO2	37.37	37.93	37.79	38.44	37.57±0.09	38.41±0.62		
MgO	2.60	13.48	2.67	13.74	2.70±0.13	13.57±0.20		
CaO	5.09	0.00	4.28	0.00	4.59±0.28	-		
MnO	1.48	0.00	1.61	0.00	1.85±0.23	-		
FeO	32.54	14.81	33.05	14.23	32.41±0.25	13.90±0.51		
Na2O	0.00	0.34	0.02	0.28	-	0.31±0.03		
K2O	0.00	8.57	0.01	8.32	-	8.43±0.16		
ZnO	0.00	0.15	0.00	0.14	-	0.14±0.02		
H2O	0.00	5.70	0.00	6.18	-	-		
Total	100.27	99.29	100.27	100.23	100.00	100.00		

PROBE Z12

	Biotit		Granate (n=11)		Biotite (n=4)	
	Al2O3	17.16	16.73	20.97 ± 0.17	17.10 ± 0.90	
TiO2	1.56	1.61	0.08 ± 0.01	1.51 ± 0.04		
SiO2	37.07	38.31	37.56 ± 0.09	37.31 ± 0.71		
MgO	12.23	12.63	1.88 ± 0.19	12.23 ± 0.29		
CaO	0.00	0.00	4.27 ± 0.20	-		
MnO	0.00	0.00	2.87 ± 0.83	-		
FeO	14.95	15.25	33.27 ± 0.67	15.30 ± 0.26		
Na2O	0.33	0.25	0.02 ± 0.01	0.26 ± 0.06		
K2O	8.18	8.74	-	8.44 ± 0.26		
ZnO	0.00	0.00	0.01 ± 0.01	0.04 ± 0.05		
H2O	8.52	6.49	-	-		
Total	100.00	100.00				

Tab. 8 (Fortsetzung):

PROBE B3

	Granat 1				Granat 2					
	a (R)	b	c (K)	d	e	f (R)	a (R)	b	c (K)	d
Al2O3	20.94	21.47	20.71	20.18	21.25	21.61	21.08	20.86	21.84	21.37
TiO2	0.20	0.04	0.04	0.00	0.00	0.07	0.05	0.08	0.08	0.07
SiO2	38.53	38.02	37.19	36.88	38.35	38.04	38.47	37.56	38.04	36.80
MgO	1.46	2.74	2.27	2.28	2.67	2.31	2.88	2.53	2.24	2.12
CaO	4.10	3.41	3.28	3.24	2.91	2.53	3.02	3.39	3.65	3.13
MnO	11.76	3.92	4.54	4.99	4.70	8.54	5.01	3.99	4.49	4.60
FeO	25.41	32.48	30.76	31.56	32.57	29.53	31.59	32.27	31.19	31.93
Na2O	0.00	0.03	0.05	0.08	0.00	0.00	0.00	0.02	0.09	0.09
K2O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
ZnO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.24	0.24	0.25
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	102.38	102.18	98.85	99.23	102.46	102.64	102.37	100.97	101.88	100.39

PROBE B3

	Granat		Biotit	Durchschnittswerte	
	e	f (R)		Granate (n=21)	Biotite (n=9)
Al2O3	21.08	21.28	18.71	20.06	20.44 ± 1.27
TiO2	0.10	0.08	1.11	0.71	0.56 ± 0.31
SiO2	38.37	37.48	35.64	35.39	32.16 ± 4.05
MgO	2.36	2.42	11.28	10.96	13.25 ± 2.01
CaO	3.35	3.71	0.00	0.00	-
MnO	4.52	3.57	0.00	0.00	-
FeO	31.55	32.25	16.73	18.09	19.38 ± 2.27
Na2O	0.06	0.02	0.31	0.32	0.18 ± 0.11
K2O	0.04	0.03	8.67	8.86	7.96 ± 1.82
ZnO	0.26	0.24	0.12	0.18	0.15 ± 0.02
H2O	0.00	0.00	7.43	5.45	-
Total	101.69	101.08	100.00	100.00	-

Tab. 8 (Fortsetzung):

PROBE B4

	Granat 1		Granat 2		Granat 3		Granat 4	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
Al2O3	20.66	20.94	21.31	20.96	21.97	21.14	20.59	21.12
TiO2	0.10	0.13	0.07	0.10	0.09	0.12	0.15	0.10
SiO2	37.36	37.78	37.80	37.56	37.41	38.01	38.21	37.88
MgO	2.74	2.89	2.40	2.66	2.58	2.68	2.28	2.65
CaO	3.92	5.22	3.49	4.32	4.07	4.08	3.92	4.00
MnO	4.14	4.14	6.02	4.55	4.99	4.62	6.24	4.18
FeO	31.03	29.53	30.04	30.06	30.50	29.78	29.77	30.18
Na2O	0.03	0.02	0.08	0.02	0.03	0.02	0.06	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	0.00	0.00
H2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.98	100.66	101.20	100.27	101.71	100.50	101.21	100.07

PROBE B4

	Biotit	Durchschnittswerte	
		Granate (n=17)	Biotite (n=3)
Al2O3	15.68	21.15 ± 0.27	15.55 ± 0.25
TiO2	0.88	0.10 ± 0.02	0.94 ± 0.08
SiO2	37.86	37.78 ± 0.18	37.44 ± 0.72
MgO	13.57	2.68 ± 0.06	13.58 ± 0.02
CaO	0.00	4.03 ± 0.19	-
MnO	0.00	4.65 ± 0.39	-
FeO	17.81	30.31 ± 0.18	17.83 ± 0.47
Na2O	0.19	0.03 ± 0.01	0.18 ± 0.02
K2O	8.84	0.03 ± 0.01	8.81 ± 0.06
ZnO	0.11	0.03 ± 0.01	0.14 ± 0.03
H2O	5.05	-	-
Total	100.00	100.00	-

Tab. 8 (Fortsetzung):

		PROBE E5		PROBE B16		
		Granat	Durchschnittswerte Granat (n=3)	a(R) → b (K) → c → d(R)	Biotit	Durchschnittswerte Granate(n=4) Biotite(n=4)
A1203		20.78	20.64 ± 0.14	21.02	17.14	16.84 ± 0.24
TiO2		0.07	0.07 ± 0.02	0.13	1.76	1.76 ± 0.01
SiO2		37.39	37.10 ± 0.29	37.89	37.06	37.29 ± 0.27
MgO		3.31	3.07 ± 0.34	2.44	12.51	12.20 ± 0.23
CaO		4.95	5.53 ± 0.57	2.57	11.94	-
MnO		1.73	1.45 ± 0.38	5.04	0.00	-
FeO		29.31	29.16 ± 0.85	4.76	0.00	-
Na2O		0.03	0.03 ± 0.01	4.13	0.00	16.87 ± 0.49
K2O		0.00	-	3.41	0.00	0.20 ± 0.03
ZnO		0.00	-	0.00	8.89	8.80 ± 0.11
H2O		2.43	-	0.00	0.45	0.46 ± 0.02
Total		100.00	-	100.00	100.00	-

		PROBE B16	
		Granat	Biotit
A1203		20.40	17.14
TiO2		0.13	1.76
SiO2		37.89	37.06
MgO		2.44	12.51
CaO		5.04	0.00
MnO		4.76	0.00
FeO		4.27	0.00
Na2O		28.68	17.35
K2O		0.03	0.24
ZnO		0.00	8.89
H2O		0.00	0.45
Total		99.58	99.73

Tab. 9: Beschreibung und Lokalität der Bleiglanz-Proben aus den Revieren Schneeberg, Pflersch und Obernberg. *: vorgesezte I = Obertage-Proben, II = Untertage-Proben, III = Proben aus Bohrkernen. **: Abkürzungen siehe Anhang. ***: Genaue Lokalität der Nummern siehe Abb. 5.

Tab. 9 (Fortsetzung):

Proben Nr.*	Lokalität	Gesteinsbeschreibung/Paragenesen**	2. Pflersch***	PbS und ZnS
1. Schneeberg				
IIIA11	Nische 5, SW-Revier, 2000m-N.	Qz-Fsp-Gestein mit feinverteiltem PbS	Telfer Weisse/1	wenig ZnS und PbS; Gangart: Quarz und Calcit
IIIA13	"	FF mit feinkörnigem PbS, etwas FeS	" /2	Cc mit PbS und CuFeS ₂
IIIA16	"	FF mit feinkörnigem PbS, ZnS, lagig und feinverteilt	Kuchellahner/11	Qz mit PbS, CuFeS ₂ und FeS
IIIA17	"	FF mit lagigem ZnS und PbS	" /11	GGs mit PbS
IIIB2-1	Stollen 30, SW-Revier, 2010m-N.	GGs mit ca. 1 cm dicke PbS-Lage	" /11	GGs mit grobkörnigem PbS
IIIB2-2	"	GGs mit lagigem PbS	" /11	Qz mit PbS
IIIB15	"	FF mit wenig feinverteiltem PbS	Pfaffenberg/6	grobkörniger PbS; Gangart: Quarz
IIIE7	Hauptstollen, WS-Revier, 2000m-N.	GGs mit Hbl., ZnS und wenig PbS	Silberböden/4	Qz-reicher GGs mit PbS und ZnS
IIIE8	"	GGs mit 0.8 cm breite PbS-Lage	Röckengraben/7	stark verwitterter PbS und ZnS
IIIE23	"	GGs mit etwas PbS	Reisig/3	Qz-reicher GGs mit wenig PbS
IIIE24-2	"	MQS mit etwas PbS	Schreiergraben/8	wenig PbS und ZnS, verwittert
IIIE25	"	FF mit grobkörnigem PbS	Silbergasse/9	feinkörniger PbS
IF14	"	Qz-reicher GGs mit grobkörnigem PbS und ZnS	" /9	Qz-reiches Gestein mit wenig PbS
IG3	Kalndl-Joch, St. St. Martin	GGs mit Hbl., feinverteiltem PbS und FeS ₂	Röckengraben/7	Cc-reiches Gestein mit PbS
IG11	St. Martin	Grt mit PbS	" /7	wenig PbS
IIIL5	Stollen 31, SW-Revier, 2020m-N.	Cc- und Qz-haltiges Gestein mit Hbl., wenig PbS und ZnS	Grüner See/12	Qz-Cc-reiches Gestein mit PbS
IIIL8	"	GGs mit feinverteiltem PbS	" /12	Erzlagen und Nebengestein verfalltet
IIIO5	5. Traverse, SW-Revier, 2000m-N.	FF- und Cc-Lagen mit PbS, ZnS und FeS	Allriss/5	stark verwitterter GGs mit lagigem PbS
IIIP4	NE-Revier, 2000m-Niveau	Hbl-haltiges Gestein mit PbS	Telfer Weisse/1	PbS, ZnS und FeS ₂
IIIP8	"	GGs mit PbS und CuFeS ₂	" /1	massiger FeS und etwas PbS
IIIZ1	Stollen 32, SW-Revier, 2020m-N.	FF mit grobkörnigem PbS	Reisig/3	Qz-Cc-reiches Gestein mit lagigem, feinkörnigem PbS
IIIZ2	"	GGs und MQS mit grobkörnigem PbS	Stein/10	Qz-reiches Gestein mit lagigem ZnS und etwas PbS
IIIZ9-1	"	GGs mit Cc-Aggregate, grobkörnigem PbS, ZnS und FeS	" /10	Qz mit wenig Cc und grobblättrigem PbS
IIIZ9-2	"	ditto		
IIIZ15	3. Traverse, SW-Revier, 2000m-N.	diskordanter, ca. 10 cm mächtiger PbS-Gang	Obernberg	weisser Kalk und grauer Trias-Dolomit mit feinverteiltem PbS, lagigem Malachit auf Grenzflächen Kalk/Dolomit

Tab.10: Blei-Isotopen-Verhältnisse von Bleiglanzproben aus Schneeberg, Pflersch und Obernberg. *: vorgesetzte I = Obertage-Proben, II = Untertage-Proben, III = Proben aus Bohrkernen. **: Korrigiert für den Fraktionierungseffekt des Massenspektrometers.

Tab.10 (Fortsetzung):

Proben Nr. *	208/204 Pb**	207/204 Pb**	206/204 Pb**
1. Schneeberg			
IIIA11	38.416	15.667	18.246
IIIA13	38.395	15.666	18.286
IIIA16	38.421	15.668	18.242
IIIA17	38.362	15.650	18.228
IIIB-1	38.387	15.664	18.235
IIIB-2	38.372	15.658	18.232
IIIB15	38.435	15.672	18.253
IIIE7	38.325	15.641	18.218
IIIE8	38.329	15.639	18.228
IIIE23	38.352	15.648	18.223
IIIE24-2	38.366	15.655	18.231
IIIE25	38.344	15.649	18.226
IF14	38.401	15.662	18.247
IG3	38.420	15.653	18.268
IG11	38.370	15.654	* 18.230
IIL5	38.352	15.646	18.231
IIL8	38.369	15.654	18.235
IIO5	38.420	15.664	18.258
IIP4	38.361	15.646	18.243
IIP8	38.360	15.642	18.256
IIZ1	38.388	15.655	18.241
IIZ2	38.364	15.651	18.235
IIZ9-1	38.349	15.646	18.228
IIZ9-2	38.346	15.646	18.227
IIZ15	38.324	15.641	18.216
Mittel ($\pm 1\sigma$)	38.373 \pm .032	15.654 \pm .010	18.239 \pm .016
2. Pflersch			
a) Südlich Telfer Weisse (Oetztal- und Schneeberg-Kristallin), Schreiergraben, Röckengraben, Silbergasse, Silberböden, Pfaffenberg			
IR3	38.394	15.651	18.248
IR5	38.413	15.655	18.260
IR7	38.412	15.654	18.257
IR8	38.415	15.658	18.257
IR19	38.370	15.646	18.255
IR23	38.370	15.644	18.251
IR25	38.358	15.647	18.233
IR32	38.346	15.644	18.234
IR34	38.321	15.638	18.220
IR35	38.351	15.645	18.232
IR36	38.363	15.647	18.242
IR37	38.390	15.657	18.246
IR43	38.412	15.657	18.258
IR44	38.408	15.663	18.249
Mittel (+ 1)	38.389 \pm .046	15.650 \pm .007	18.246 \pm .012
b) Stein, Reisig, Kuchellahner, Allriss, Grüner See			
IR10	38.492	15.651	18.330
IR11/I	38.540	15.650	18.364
IR11/II	38.567	15.658	18.369
IR12/I	38.538	15.663	18.341
IR12/II	38.534	15.658	18.336
IR13	38.537	15.650	18.359
IR15	38.518	15.648	18.355
IR30	38.431	15.659	18.297
IR39	38.599	15.665	18.378
IR40	38.591	15.660	18.369
IR41	38.663	15.677	18.396
IR46	38.438	15.656	18.285
IR47	38.491	15.662	18.302
IR48	38.511	15.669	18.312
Mittel (+ 1)	38.532 \pm .062	15.659 \pm .008	18.342 \pm .033
3. Obernberg			
IR26	38.647	15.681	18.833

Tab. 11: Blei-Isotopen-Verhältnisse von Feldspat/Quarz-Fractionen aus Gesteinen des Oetztalkristallins und des Schneeberger Zuges und von Gesamtgesteinsproben aus dem Oetztalkristallin. Blei-Konzentrationsmessungen einiger Feldspat/Quarz-Fractionen. *: Abkürzungen siehe Anhang. **: normiert auf 100 % Plagioklas. ***: korrigiert für den Fraktionierungseffekt des Massenspektrometers.

Proben Nr.	Gesteinsart/* anal. Substanz	Pb-Gehalt**	208/204Pb***	207/204Pb***	206/204Pb***
E1	AM/FQK	-	38.627	15.658	18.427
E35	MAG/FQK	-	38.486	15.735	19.642
E31	M06/FQK	-	38.511	15.662	18.537
E33	GrGS/FQK	-	38.993	15.699	18.684
E34	GrGS/FQK	-	38.818	15.680	18.689
E3	GS/FQK	90 ppm	38.576	15.670	18.498
E5	GS/FQK	43 ppm	38.631	15.663	18.501
E6	GS/FQK	108 ppm	38.613	15.664	18.461
M1	GS/FQK	22 ppm	38.451	15.640	18.321
M3	GS/FQK	18 ppm	38.402	15.653	18.294
M4	GS/FQK	179 ppm	38.376	15.648	18.253
M7	GS/FQK	90 ppm	38.398	15.652	18.263
Z12	GS/FQK	-	38.391	15.643	18.283
B3	GS/FQK	-	38.340	15.641	18.259
B6	GS/FQK	-	38.335	15.646	18.252
B13	GS/FQK	-	38.393	15.660	18.264
E22	GS/FQK	-	38.434	15.668	18.284
E28	GS/FQK	-	38.378	15.650	18.265
E22	GS/G6	-	38.422	15.622	18.288
M1	GS/G6	-	38.609	15.674	18.378
E6	GS/G6	-	38.775	15.697	18.535
M4	GS/G6	-	38.598	15.717	18.311
E5	GS/G6	-	38.761	15.705	18.530
M3	GS/G6	-	38.548	15.689	18.358
M7	GS/G6	-	38.565	15.699	18.328
Z12	GS/G6	-	38.549	15.686	18.347
E3	GS/G6	-	38.559	15.681	18.357

Tab. 12: Uran-Konzentrations-Analysen einiger Feldspat/Quarz-Fractionen und die korrigierten 207/204Pb- und 206/204Pb-Verhältnisse für zwei verschiedene Korrekturzeiten von 420 bzw. 300 Mio.J.

Proben Nr.	U-Geh. ppm	Pb-Geh. ppm	207/204 Pb 420 Mio.J.	206/204 Pb 420 Mio.J.	207/204 Pb 300 Mio.J.	206/204 Pb 300 Mio.J.
M3	0.07	18	15.646	18.164	15.648	18.202
M4	0.06	179	15.648	18.242	15.648	18.245
M7	0.05	90	15.651	18.256	15.651	18.258
E3	0.3	90	15.667	18.426	15.668	18.447
E6	0.5	108	15.657	18.340	15.659	18.376

Tab. 13: Chemische Analysen basischer Effusiva des Grazer Paläozoikums. Aus: FLUEGEL, 1975.

Probe Nr.:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Gew.-%:												
SiO ₂	42,2	43,00	45,44	48,49	49,5	49,85	53,33	49,85	47,04	56,93	57,01	57,05
TiO ₂	sp.	0,95	0,65	—	—	—	—	1,64	4,53	0,28	1,19	0,20
Al ₂ O ₃	17,7	13,25	12,79	13,34	12,8	14,07	15,80	17,01	16,33	16,32	16,82	16,89
Fe ₂ O ₃	6,63	5,98	8,82	9,72	16,41	10,32	7,15	2,45	6,40	5,50	3,12	6,12
FeO	—	6,93	5,24	6,66	5,8	—	5,2	7,19	5,11	3,94	2,00	2,13
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0,13	0,10	0,16	0,12	0,06
MgO	4,16	3,29	3,24	2,63	0,36	3,47	2,47	6,51	1,67	0,61	2,26	1,11
CaO	3,6	9,30	7,05	5,86	6,80	5,81	4,15	3,78	6,85	3,75	3,83	3,92
K ₂ O	7,64	6,16	3,46	5,15	4,41	3,79	6,96	3,88	3,97	3,62	2,76	2,21
P ₂ O ₅	4,05	1,96	7,79	2,09	1,18	—	2,21	0,20	2,59	2,84	3,79	3,78
P ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,21	0,08	0,03	0,16
Gichtv.	4,27	7,1	4,08	4,63	2,45	4,79	2,80	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,16	3,52	1,18	n. b.	1,14
S	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	0,27	0,18	0,47
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	2,26	2,34	5,49	4,81	4,51
BaO	0,23	0,7	0,95	0,47	0,75	1,52	0,5	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—
VO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
InO ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—
								0,01	—	—	—	—
	99,10	98,62	99,51	99,04	100,46	100,00	100,57	99,42	100,11	100,07	99,92	99,77

- 1, 2 Diabas, Hochlantsch, Anal. L. WELISCH 1910
- 3 Diabas, Zachengraben, Anal. L. WELISCH 1910
- 4, 5 Diabas, Rettenbachklamm, Anal. L. WELISCH 1910
- 6 Diabas, Heuberggraben, Anal. bei O. M. FRIEDRICH 1930
- 7 Diabas, Rettenbachklamm, Anal. L. WELISCH 1910
- 8 „Spilit“, Hochschlag-O, Anal. PRODINGER 1960
- 9 „Waldsteinit“, Waldstein, Anal. F. ANGEL 1954
- 10 Diabas-Tuff, Florianiberg, Anal. R. KOHLHAUSER—J. HANSELMAYER 1958 a
- 11, 12 Diabas-Tuff, Florianiberg, Anal. R. KOHLHAUSER—J. HANSELMAYER 1960a

Tab. 14: Durchschnittswerte einiger Spurenelemente verschiedener Gesteinstypen aus der Literatur (WEDEPOHL, 1978).

Element	Gesteinstyp	Bereich (ppm)
Pb	Kalke	0 - 10
	Schwarzschiefer Phyllite, Glimmerschiefer Grünschiefer	14 - 40 6 - 20 7 - 15
Zn	Kalke	10 - 50
	Schwarzschiefer Phyllite, Glimmerschiefer Grünschiefer	100 - 200 40 - 70 ca. 170
Cu	Kalke	2 - 20
	Schwarzschiefer Phyllite, Glimmerschiefer Grünschiefer	50 - 100 30 - 60 70 - 120
Ba	Kalke	50 - 200
	Phyllite, Glimmerschiefer Grünschiefer Tonschiefer	500 - 1000 30 - 200 580

Tab. 15: Röntgenfluoreszenz-Analysen der Proben des geochemischen Profils Silberbergstollen/Gross-Stübing (Grazer Paläozoikum). *: Abkürzungen siehe Anhang

Proben Nr.	52	53	59	60	62	63	66	Fehler (1σ in%)
Gest.art**	SS	KSS	SS	SS	SS	SS	KSS	
Gewichts %								
SiO2	26.10	43.66	44.99	22.74	75.87	53.82	51.32	+ 0.50
TiO2	0.30	0.79	0.90	0.36	0.30	3.36	1.03	+ 0.04
Al2O3	6.05	17.95	21.28	8.86	5.81	20.41	17.47	+ 0.30
Fe2O3	1.79	2.63	2.18	2.16	2.06	1.62	1.60	+ 0.04
FeO	1.10	2.45	3.55	1.55	1.10	1.75	2.90	
MnO	0.11	0.09	0.15	0.08	0.21	0.13	0.18	+ 0.03
MgO	1.41	1.56	1.34	1.73	1.17	0.83	2.09	+ 0.06
CaO	31.62	10.73	5.79	30.56	4.59	2.90	6.21	+ 0.10-0.60
Na2O	2.61	0.81	0.91	0.59	0.00	0.97	3.64	+ 0.04
K2O	0.00	4.85	5.41	2.66	1.48	5.23	3.29	+ 0.12
P2O5	0.11	0.16	0.14	0.14	0.11	0.72	0.28	+ 0.02
H2O+	0.32	0.08	1.84	0.17	0.32	3.70	1.00	
CO2	28.50	12.86	9.00	28.40	6.58	2.70	9.31	
Cr2O5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	+ 0.01
NI02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	+ 0.01
Total	100.03	98.64	97.48	100.01	99.60	98.19	100.32	

ppm	11	17	14	17	6	41	143	Fehler (1σ in ppm)	Nachw.-grenze
Nb	58	109	87	70	55	283	493	+ 6	3
Zr	21	17	17	23	7	22	28	+ 10	4
Y	749	218	127	587	79	86	149	+ 4	3
Sr	4	<1	<1	3	<1	<1	<1	+ 15	4
Rb	4	157	179	82	55	180	91	+ 1	1
Th	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5	+ 2	5
Pb	<2	19	25	5	28	44	22	+ 4	2
Ga	102	86	23	47	55	11	92	+ 3	6
Zn	<4	33	28	<4	<4	44	<4	+ 5	3
Cu	9	34	39	21	17	51	9	+ 4	4
Ni	<10	67	90	<8	9	<8	<8	+ 5	3
Co	<10	67	90	<10	<10	312	<10	+ 3	8
V	53	192	219	109	70	287	83	+ 10	10
Ce	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	+ 8	10
Nd	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	+ 10	10
Ba	875	6740	7144	1070	1154	7298	6169	+ 50	5
La	<15	<15	37	<15	<15	112	59	+ 4	15
Sc	7	21	29	11	6	41	<1	+ 5	1
S	<20	3847	516	1065	496	2910	354	+ 20	20

Tab. 15 (Fortsetzung):

Tab. 15 (Fortsetzung):

Proben Nr.	98	99	100	101	102	103	104	Fehler (‰in%)
Gest.art*	6S	6S	6S	6S	6S	6S	6S	
Gewichts %								
S102	40.45	42.04	39.53	47.84	42.01	36.15	36.13	+ 0.50
T102	2.86	2.56	3.03	2.74	3.48	2.14	3.19	+ 0.04
Al203	13.95	12.65	13.78	13.19	15.54	9.79	14.23	+ 0.30
Fe203	0.13	0.28	1.58	1.68	1.84	1.01	1.50	+ 0.04
FeO	9.60	9.70	10.25	7.95	9.70	8.20	11.40	
MnO	0.20	0.23	0.23	0.12	0.13	0.21	0.10	+ 0.03
MgO	5.63	4.88	5.12	5.57	6.69	10.36	12.12	+ 0.06
CaO	6.94	8.29	7.51	5.32	3.74	8.43	5.16	+ 0.10-0.60
Na2O	5.17	3.01	3.77	3.30	4.65	1.76	0.81	+ 0.04
K2O	0.02	0.93	0.52	0.59	0.46	1.02	0.20	+ 0.12
P2O5	0.56	0.48	0.62	0.56	0.59	0.28	0.44	+ 0.02
H2O+	1.98	1.76	0.48	1.18	2.18	1.62	5.87	
CO2	9.98	12.19	10.75	8.27	8.20	18.13	7.90	+ 0.01
Cr2O5	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.09	+ 0.01
NI02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	+ 0.01
Total	97.50	99.00	97.17	98.32	99.22	99.18	99.17	

ppm	98	99	100	101	102	103	104	Fehler (‰in ppm)grenze	Nachw.-grenze
Nb	38	42	47	41	62	23	35	+	6
Zr	255	263	305	271	359	164	239	+	10
Y	26	24	30	25	36	17	25	+	4
Sr	323	403	338	237	204	537	300	+	15
U	<1	6	<1	7	7	<1	<1	+	2
Rb	<4	14	6	8	10	31	<4	+	4
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	+	5
Pb	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	+	6
Ga	16	11	15	14	17	9	14	+	3
Zn	94	47	49	153	85	61	102	+	5
Cu	15	<4	<4	24	<4	51	27	+	5
Ni	54	17	16	30	19	159	230	+	10
Co	33	18	37	29	51	44	77	+	7
Cr	126	<10	<10	<10	<10	540	895	+	8
Vr	246	273	312	323	126	242	274	+	15
Ce	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	+	3
Nd	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	+	10
Ba	383	1154	223	638	378	421	252	+	5
La	23	40	57	61	29	<15	29	+	15
Sc	25	15	16	21	20	<15	39	+	1
S	468	1080	7272	4585	1977	<20	<20	+	5

Proben Nr.	89	90	91	92	93	96	97	Fehler (‰in%)
Gest.art*	KKS	KKS	KKS	KKS	KKS	KKS	6S	
Gewichts %								
S102	37.35	42.05	34.61	25.17	35.22	44.99	34.02	+ 0.50
T102	2.51	1.92	2.46	1.45	2.70	3.24	2.27	+ 0.04
Al203	12.12	10.12	12.06	8.78	12.90	15.29	10.64	+ 0.30
Fe203	0.87	0.53	1.30	1.17	0.89	2.72	0.01	+ 0.04
FeO	5.55	5.90	6.60	3.95	7.70	7.60	9.75	
MnO	4.29	3.58	2.74	2.20	3.03	3.94	9.79	+ 0.03
MgO	16.07	16.18	17.47	28.18	12.61	4.50	9.77	+ 0.06
CaO	3.83	2.41	2.62	1.83	2.47	5.53	0.95	+ 0.10-0.60
Na2O	0.06	0.55	1.48	1.15	2.38	0.85	1.09	+ 0.04
K2O	0.47	0.28	0.42	0.34	0.41	0.72	0.32	+ 0.12
P2O5	2.17	2.05	1.98	0.46	13.67	0.30	2.89	+ 0.02
H2O+	13.22	13.60	14.64	25.10	4.23	7.61	17.10	
CO2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.06	+ 0.01
Cr2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	+ 0.01
NI02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	+ 0.01
Total	98.75	99.36	98.57	100.00	98.37	97.46	98.88	

ppm	89	90	91	92	93	96	97	Fehler (‰in ppm)grenze	Nachw.-grenze
Nb	31	19	30	25	20	51	4	+	6
Zr	206	150	204	143	209	332	123	+	10
Y	24	17	24	26	11	32	3	+	4
Sr	777	603	442	733	304	206	344	+	15
U	5	6	6	4	<1	2	<1	+	2
Rb	<4	8	21	21	22	15	<4	+	4
Th	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	+	5
Pb	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	+	6
Ga	8	9	8	4	12	14	<2	+	3
Zn	47	51	84	19	67	111	42	+	5
Cu	13	26	18	<4	21	14	10	+	5
Ni	37	34	36	18	31	20	107	+	7
Co	11	19	13	<8	13	32	42	+	5
Cr	33	68	41	<10	63	<10	440	+	10
Vr	302	180	309	297	280	154	344	+	15
Ce	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	+	3
Nd	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	+	10
Ba	48	264	545	669	1265	1434	1779	+	5
La	<15	<15	<15	<15	<15	60	<15	+	15
Sc	24	21	27	14	23	5	30	+	4
S	96	<20	181	551	239	<20	221	+	5

Tab. 15 (Fortsetzung):

Proben Nr.	105	106	107	Fehler (1σ in %)
Gest.art*	GS	GS	GS	
Gewichts %				
SiO2	34.48	39.38	44.07	+ 0.50
TiO2	3.04	2.12	2.93	+ 0.04
Al2O3	13.51	9.95	13.28	+ 0.30
Fe2O3	1.84	0.23	1.41	+ 0.04
FeO	10.55	8.25	9.45	
MnO	0.10	0.23	0.21	+ 0.03
MgO	11.42	9.24	6.07	+ 0.06
CaO	4.98	9.87	6.22	+ 0.10-0.60
Na2O	1.69	2.78	2.63	+ 0.04
K2O	0.23	0.10	1.51	+ 0.12
P2O5	0.42	0.35	0.61	+ 0.02
H2O+	4.56	1.97	2.99	
CO2	12.70	15.33	8.46	
Cr2O5	0.08	0.06	0.00	+ 0.01
NiO2	0.03	0.02	0.00	+ 0.01
Total	99.63	99.88	99.84	
	=====	=====	=====	
ppm				Nachw.- grenze
Nb	33	25	45	3
Zr	189	161	294	4
Y	28	21	30	3
Sr	485	589	280	4
U	4	6	6	1
Rb	<4	<4	23	4
Th	<5	<5	<5	5
Pb	<6	<6	<6	6
Ga	12	7	17	2
Zn	83	47	110	5
Cu	68	13	<4	4
Ni	189	150	19	7
Co	34	34	32	8
Cr	629	610	<10	10
V	156	322	129	3
Ce	<10	<10	<10	10
Nd	<10	<10	<10	10
Ba	<5	79	462	5
La	<15	<15	18	15
Sc	35	30	17	1
S	<20	<20	457	20

Tab. 16: Korrelationskoeffizienten von 11 Elementen in 37 Proben des Explorationsstollens Silberberg/Grazer Paläozoikum

	SiO2	Al2O3	Al2O3	K2O	Na2O	MnO	Fe2O3	FeO	Fetot.	CaO	Pb	Zn	Cu	Ba
SiO2	0.68													
Al2O3	0.32	0.62												
K2O	0.33	0.31	-0.42											
Na2O	0.21	-0.05	-0.28	0.30										
MnO	0.31	0.45	0.57	-0.13	0.01									
Fe2O3	0.28	0.29	-0.43	0.57	0.23	-0.32								
Fetot.	0.39	0.44	-0.28	0.56	0.25	-0.03	0.96							
CaO	-0.89	-0.82	-0.28	-0.43	-0.20	-0.28	-0.58	-0.70						
Pb	0.19	0.03	0.07	-0.02	0.72	0.39	-0.14	-0.03	-0.14					
Zn	0.43	0.29	-0.32	0.62	-0.01	-0.02	0.59	0.62	-0.51	-0.11				
Cu	0.28	0.40	0.17	-0.01	0.09	0.18	0.32	0.39	-0.46	0.21	0.24			
Ba	0.39	0.55	0.64	-0.11	-0.02	0.27	-0.26	-0.19	-0.32	0.19	0.02	0.27		

Tab. 17 (Fortsetzung):

Tab. 17: Beschreibung und Lokalität der Bleiglanz-Proben aus dem Grazer Paläozoikum. *: vorgeetzte I = Halden-Material, II = Untertage-Probe, III = Proben aus Bohrkernen **: genaue Lokalität der einzelnen Vorkommen siehe Abb. 46 ***: Abkürzungen siehe Anhang

Proben Nr.*	Lokalität**	Beschreibung***	Uebelbach	Liegendlager	Text
Silberberg II17	Ludwigstollen/ Hangendlager	Mergel mit aggregatischem, feinkörnigem Pbs und etwas ZnS	14		Qz-reiches Gestein mit feinkörnigem, diffus verteiltem Pbs, Brekzienstruktur
II155	Silberbergst./ aufr. Hangendl.	groblättriger Pbs mit Cc und Qz, wenig feinkörnigem ZnS. Pbs als Matrix, Brekzienstruktur	Arzwalddgraben 17		brekzienähnliche Textur mit Cc und Pbs als Matrix
II156	/aufr. Hangendl.	KSS mit mittelkörnigem Pbs und feinkörniger, ca. 1 cm breiter ZnS-Lage, leicht verfalltet	Burgstall 18-1		strukturloses Gestein mit Cc und Qz, viel schlirriger und lagiger Pbs, CuFeS ₂
II157	/aufr. Hangendl.	quarzreicher, lagiger KSS, gut geschiefert, mit konkordanter, mm-dicker Pbs-Lage	18-2		feingebändertes, feinkörniges, Qz-reiches Gestein mit lagerförmigem Pbs und FeS ₂
II161	/aufr. Hangendl.	KSS mit mittelkörnigem, lagigem Pbs	Stiwoll 110		Cc-haltiges Gestein mit mittelkörnigem Pbs
II169	/aufr. Hangendl.	KSS mit feinkörnigem, lagigem Quarz und Pbs			
II172	/aufr. Hangendl.	feinverteilter Pbs in karbonatischem Schiefer			
II178	/inv. Hangendl.	Qz-reiches Gestein mit feinverteilter Pbs und etwas ZnS		grosse obere Pinge	
II132	/Mittelager	SS mit ca. 1 cm breiter Pbs-Lage, mittelkörnig. Innerhalb der Erzlage brekzierter Calcit.			
Guggenbach I2	Franziska-Lager	gefalteter Phyllit mit einer 3 mm breiten, mitverfalteten Pbs-Lage			
II13	Franziska-Lager	Qz-reiches Gestein mit lagigem, feinkörnigem Pbs			
II122	Bohrung Nr. 1./ Mittelager	KSS mit wenig Pbs und ZnS			
II131	Bohrung Nr. 4/ Liegendlager	GS mit groblättrigem Pbs			
II139	Bohrung Nr. 6/ Liegendlager	Qz-reiches Gestein mit wenig Pbs und ZnS			
II145	Bohrung Nr. 8/ Hauptlager	Pbs und ZnS, Brekzienstruktur			
II149	Bohrung Nr. 8/ Liegendlager	GS mit Pbs, ZnS und viel Cc. Brekzienstruktur			

Tab. 18: Pb-Isotopen-Verhältnisse von Bleiglanz-Proben aus dem Grazer Paläozoikum. *: vorge-setzte I = Halden-Material, II = Untertage-Pro-ben, III = Proben aus Bohrkernen **: Korrigiert für den Fraktionierungseffekt des Massenspektro-meters

Proben Nr. *	208/204 Pb **	207/204 Pb **	206/204 Pb **
Silberberg			
1117	38.203	15.666	18.047
1155	38.190	15.661	18.042
1156	38.166	15.653	18.034
1157	38.185	15.659	18.037
1161	38.217	15.675	18.019
1169	38.216	15.665	18.070
1172	38.257	15.685	18.059
1178	38.188	15.659	18.038
11132	38.216	15.663	18.066
Mittel ($\pm 1\sigma$)	38.204 \pm .026	15.665 \pm .010	18.046 \pm .017
Guggenbach			
12	38.201	15.665	18.048
13-1	38.230	15.673	18.055
13-2	38.202	15.664	18.049
11122	38.208	15.667	18.049
11131	38.220	15.675	18.056
11139	38.196	15.660	18.042
11145	38.201	15.664	18.048
11149	38.214	15.667	18.048
Mittel ($\pm 1\sigma$)	38.210 \pm .012	15.667 \pm .005	18.049 \pm .004
Uebelbach			
14	38.209	15.666	18.036
Arzwalldgraben			
17-1	38.247	15.677	18.057
17-2	38.171	15.653	18.035
17-3	38.204	15.662	18.044
Mittel ($\pm 1\sigma$)	38.207 \pm .038	15.664 \pm .012	18.045 \pm .011
Burgstall			
18-1	38.223	15.670	18.042
18-2	38.196	15.660	18.037
Mittel ($\pm 1\sigma$)	38.210 \pm .019	15.665 \pm .007	18.040 \pm .004
Stilwoil			
110-1	38.703	15.680	18.706
110-2	38.692	15.675	18.695
Strassegg			
112-1	38.739	15.675	18.638

Tab. 19: Pb-Isotopen-Verhältnisse von Gesamtgesteinen aus dem Silberbergstollen/Grazer Paläozoikum. *: Abkür-zungen siehe Anhang **: Korrigiert für den Fraktionie-rungseffekt des Massenspektrometers

Proben Nr. *	208/204 Pb **	207/204 Pb **	206/204 Pb ***
53 KSS	38.589	15.676	18.446
59 SS	41.927	15.723	19.317
60 SS	38.671	15.698	18.602
66 KSS	38.452	15.689	18.230
67 SS	38.236	15.665	18.031
70 SS	39.550	15.727	19.108
73 SS	38.456	15.650	18.429
74 SS	39.205	15.718	18.786
76 SS	39.028	15.726	18.831
81 KR	38.700	15.656	18.414
83 KR	38.818	15.671	19.018
86 KR	38.516	15.707	18.894
87 KR	39.164	15.707	18.761
100 GS	38.723	15.661	18.634
102 GS	38.793	15.710	18.842
107 GS	39.537	15.683	19.506

Tab. 20: Merkmale einiger ausgewählter, schichtgebundener bzw. schichtförmiger Pb-Zn-Lagerstätten des Proterozoikums und Paläozoikums inklusive Schneeberg und Grazer Paläozoikum.

Lagerstätte	Haupterzminerale	Nebengesteine/Lagerung Erz	Metamorphose	Alter	Genese	Elementhalos	Autoren
Broken Hill/ Australien	ZnS, PbS, FeS ₂ , CuFeS ₂ FeS	Schiefer, Gneise, Quarzite/schichtgebunden	hochgradig bis Granulitfazies	frühes bis mittleres Proteroz.	submarin, vulkano-sedim. (?) metam. Strukt. vorherrschend	größerer Mn-Halo Pb, Ag, Fe-Erhöhen in der Nähe der Vererzungen	ROTH, 1973 LAMBERT, 1976 BARNES, 1980
Schneeberg/ Italien	ZnS, PbS, FeS CuFeS ₂	Gneisglimmerschiefer, Muskowitgneise Amphibolite/ schichtgebunden	höhere Amphibolitfazies	Altpaläozoikum (Ordoviz oder älter	submarin, exhalativ-sedimentär	Elementhalos (Mn, Pb, Zn, Ba) in lateraler und vertikaler Richtung	
Mount Isa/ Australien	ZnS, PbS, FeS ₂ , CuFeS ₂ FeS	dolomit. Siltsteine tonige Mergel, Tuffe, Schwarzschiefer /schichtförmig	untere Grün-schieferfazies	mittleres Proteroz.	syndimentär	Fe in Dolomit	LAMBERT, 1976 VAN DEN HEUVEL, 1969
Rammelberg/ BRD	FeS ₂ , CuFeS ₂ PbS, ZnS, BaSO ₄	Schwarzschiefer, ton. Mergel, Quarzite, dolom. Karbonate, Tuffite, Sandsteine/ schichtgeb.	Grünschieferfazies	Mitteldevon	hydrothermal, syndimentär oder frühdiagenetisch	Mn-, Zn- und Pb-Halo im Liegenden der Vererzungen	PAUL, 1975 GMOSDZ et al., 1974
Meggen/ BRD	FeS ₂ , ZnS, PbS, BaSO ₄ , CuFeS ₂	tonige Mergel, Kalke, Sandsteine/ schichtförmig	untere bis mittlere Grünschieferfazies	Mitteldevon	hydrothermal syndimentär	grosser, lateraler Mn-Halo (km-Bereich) Pb-Zn-Halo im Hangenden der Erze	GMOSDZ & KREBS, 1977
Grazer Paläoz. Oesterreich	ZnS, PbS, FeS CuFeS ₂ , BaSO ₄	Karbonat-Serizit-Schiefer, Kalke, Schwarzschiefer, Grünschiefer/ schichtförmig	untere Grünschieferfazies	Unterdevon	submarin, exhalativ-sedimentär	Schwache Elementhalos (Pb, Zn, Cu, Ba Mn) in vertikaler Richtung über geringe Distanzen	
McArthur River /Australien	FeS ₂ , ZnS, PbS, CuFeS ₂	Tuffite, Dolomite, tonige Mergel/ schichtförmig	Zeolithfazies	mittleres Proteroz.	vulkano-sedimentär	Dispersionshalo für Pb, Fe, Mn, As, Hg, Tl	LAMBERT, 1976 GULSON, 1975

VERZEICHNIS DER DEUTSCH/ITALIENISCHEN ORTSNAMEN

Deutsch

Schneeberg
Pflerschtal
Trient - Südtirol
St. Martin
Lazzachertal
Telfer Weisse
Ridnauntal
Gürtelwand
Moarer Weisse
Tribulaun
Wetterspitze
Magdeburger Hütte
Silbergasse
Pfaffenberg
Bodnerberg
Grüner See
Himmelreich
Rosskopf
Hocheck
Boden
Alriss
Toffring
Gossensass
Maratsch-Spitze
Passeiertal

Italienisch

Monteneve
Val di Fleres
Trento - Alto Adige
S. Martino
Val Lazzago
Cima Bianche di Telves
Val Ridanna
Croda della Cintola
Punta del Massaro
Tribulaun
Cima del Tempo
Rif. Cremona alle Stua
Costa Argentina
M. del Prete
M. del Piano
Lago Verde
Paradisi
M. Cavallo
M. Alto
S. Antonia
Alberes
Tavolino
Colle Isarco
M. Maraccio
Val Passiria

TABELLE DER ABKÜRZUNGEN

Gesteinsnamen

Amphibolit	AM
"Filone-Fazies"	FF
Gneis-Glimmer-Schiefer	GGs
Granat-Glimmer-Schiefer	GrGS
Grünschiefer	GS
Kalkrippe	KRS
Karbonat-Serizit-Schiefer	KSS
Muskowit-Augen-Gneis	MAG
Muskowit-Quarz-Schiefer	MQS
Muskowit-Quarzit-Gneis	MQG
Schwarzschiefer	SS

Minerale

Calcit	Cc
Feldspat	Fsp
Granat	Grt
Hornblende	Hbl
Quarz	Qz

Sonstiges

Feldspat/Quarz-Fractionen	FQK
Gesamtgestein	GG
Nord	N
Süd	S
Ost	E
West	W

LITERATURVERZEICHNIS

- ANGER, G., NIELSEN, H., PUCHELT, H. & RICKIE, W. (1966):** Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany). *Econ.Geol.* 61, 511 - 536.
- BARNES, R.G. (1980):** Types of mineralization in the Broken Hill block and their relationship to stratigraphy. *New South Wales Geol. Survey Recs.* 20, 1, 33 - 70.
- BAUMANN, M. (1967):** Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg/Passeiertal (Südtirol).Diss. TH München.
- BERGER, A. (1968):** Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Mangan. Claus-thaler Hefte Lagerstättenkunde, *Geochem.mineral. Rohstoffe* 7, 1 - 216.
- BISCHOFF, J.L. (1969):** Red Sea Geothermal Brine Deposits: Their Mineralogy Chemistry and Genesis. In: DEGENS, E.T. & ROSS, A.D. (Eds.): *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*, 368 - 401.
- BJORLYKKE, A. & THORPE, R.I. (1982):** The source of Lead in the Osen Sandstone Lead Deposit on the Baltic Shield, Norway. *Econ.Geol.* 77, 430 - 440.
- BOEGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976):** Kleine Geologie der Ostalpen. Ott-Verlag, Thun.
- BOTH, R.A. (1973):** Minor Element Geochemistry of Sulphide Minerals in the Broken Hill Lode (NSW) in Relation to the Origin of the Ore. *Mineral. Deposita* 8, 349 - 369.
- BOTH, R.A. & SMITH, J.W. (1975):** A sulfur isotope study of base metal mineralization in the Willyama Complex, Western New South Wales. *Econ. Geol.* 70, 308 - 318.
- BRIGO, L. (1960):** Il giacimento a Pb e Zn di S.Martino di Monteneve nell'alta Vall Passiria (Alto Adige Centrale). *Diss.Univ. Padova*.
- BRIGO, L. (1965):** Il giacimento a Pb-Zn di S.Martino di Monteneve in Alto Adige. *L'Ind.Min.nel Trentino Alto Adige* 2, 63 - 118.
- BURGSTALLER, F. (1968):** Untersuchung der Grazer Pb-Zn-Lagerstätten westlich der Mur. *Diss.Mont. Hochschule Leoben*.

- BUSCHENDORF, F., NIELSEN, H., PUCHELT, H. & RICKIE, W. (1963):** Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrit-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen/Lenne (Deutschland) und an verschiedenen Devon-Evaporiten. *Geochim.Cosmochim. Acta* 27, 501.
- CANAVAL, R. (1908):** Natur und Entstehung der Erzlagerstätten am Schneeberg in Tirol. *Zeitschr.f. prakt. Geologie* 16, 479 - 483.
- CANNON, R.S., PIERCE, A.P., ANTWEILER, J.C. & BUCK, K.L. (1961):** The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis. *Econ. Geol.* 56, 1 - 38.
- CATANZARO, E.J., MURPHY, T.J., SHIELDS, W.R. & GARNER, E.L. (1968):** Absolute Isotopic Abundance Ratios of Common, Equival-Atom and Radiogenic Lead Isotopic Standards. *Journ. of Research of the National Bureau of Standards - A. Physics and Chemistry* 72A, No.3, May - June.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974):** Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8, 173 - 174.
- CLAR, E. (1935):** Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. *Neues Jahrb.f.Mineral.* 74B, 1 - 39.
- CLAR, E. (1953):** Ueber die Herkunft der Ostalpinen Vererzungen. *Geol. Rdsch.* 42, 107 - 127.
- COOPER, J.A. & RICHARDS, J.R. (1969):** Lead isotope measurements on sediments from Atlantis II and Discovery Deep areas. In: DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (Eds.): *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*, 499 - 511.
- CUMMING, G.L. & RICHARDS, J.R. (1975):** Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth and Planet.Sci.Lett.* 28, 155 - 171.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMANN, J. (1982):** *Rock-forming minerals, vol.1A Orthosilicates.* John Wiley & sons, New York.
- ETHIER, V.G. & CAMPBELL, F.A. (1977):** Tourmaline concentrations on Proterozoic Sediments of the Southern Cordillera of Canada and their economic significance. *Canad. Journ. Earth Sci.* 14, 2348 - 2363.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975):** Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet.Sci.Lett.* 27, 211 - 218.

- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A.** (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.* 21, 291 - 306.
- FLUEGEL, H. & FLUEGEL, E.** (1953): Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums. IV: Besitzverhältnisse, Zusammenfassung und Schluss. *Berg- und Hüttenm. Monatsh.* 98, 211 - 218.
- FLUEGEL, H.** (1958): 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. *Mitt. Nat. wiss. Ver. Stmk.* 88, 51 - 78.
- FLUEGEL, H.W.** (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes. *Mitt. des Mus. für Bergb., Geol. u. Techn. am Landesmus. Joanneum Graz*, 23, 1 - 212.
- FLUEGEL, H.W.** (1975): Erläuterungen zur geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes, 1:100'000, 2. Neubearbeitete Auflage. *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum Graz*, SH1, 1 - 288.
- FOERSTER, H.G.** (1963): Die Blei-Zink-Lagerstätte Schneeberg in Südtirol. *Diss. TH Aachen.*
- FOERSTER, H.G.** (1966): Die Genese der Blei-Zink-Lagerstätte Schneeberg in Südtirol und die geologische Stellung des Schneeberger Gesteinszuges. *N. Jb. Min. Abh.* 105, 262 - 291.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S.** (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. *TMPM* 23, 191 - 203.
- FRANK, W., ALBER, J., SATIR, M. & THOENI, M.** (1979): Jahresbericht 77. Geochronologisches Labor. In: *Geol. Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N25)*, Heft Nr. 7, Zentralanstalt für Meteor. und Geodyn., Wien.
- FRIEDRICH, O.M.** (1936): Beiträge zur Kenntnis steirischer Erzvorkommen. *Mitt. natw. Ver. Stmk.* 73, 10 - 18.
- FRIEDRICH, O.M.** (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. *Radex Rundschau* 7/8, 371 - 407.
- FRIEDRICH, O.M.** (1962): Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. *Der Karinthin* 45/46, 210 - 228.

- FRIZZO, P. (1976):** La serie metallifera delle Breonie affiorante nelle valli Ridanna e Fleres in Alto Adige. Mineralizzazioni a Pb-Zn "primarie" e loro mobilizzazione nei marmi del complesso di Monteneve a sud delle Cime Bianche di Telves. Studi Trentini di Scienze naturali, nuova serie 53, 70 - 106.
- FRIZZO, P. & CORNALE, P. (1981):** Geologia e metallogenese dell'area di S. Martino di Monteneve - Val Lazzago (Alto Adige). Boll.Soc.Geol.It. 100, 467 - 487.
- GEHLEN, K.v. (1965):** S-Isotope und die Genese von Erzlagerstätten. Geol. Rdsch. 55, 178 - 197.
- GEHRISCH, W., MAUCHER, A. & NIELSEN, H. (1975):** Sulfur-Isotope and Trace Element Analyses from the Sulitjelma Ore Bodies, Northern Norway. Mineral.Deposita 10, 57 - 69.
- GRANIGG, B. (1907):** Ueber die Ausbisse der "Hangendlagerstätte" am Schneeberg bei Sterzing in Tirol. Oesterr.Ztschr.f.Bergb.u.Hüttenw. LV10, 122 - 125.
- GRAESER, S. (1968):** Lead Isotopes and Minor Elements in Galenas and Sulphosalts from Binnatal. Earth and Planet.Sci.Lett. 4, 384 - 392.
- GREGNANIN, A., JUSTIN-VISENTIN, E. & SASSI, F.P. (1967-1968):** Petrologia delle Formazioni leucocratiche stratoidi nei Paragneiss delle Alpi Breonie (Alto Adige). Notat: Gneiss del Tumolo. Mem.Academ.Patavina, Cl.Sci. Mat. e Nat., LXXX, 437 - 482.
- GUBSER, R. & SOMMERAUER, J. (1977):** EMMA, Correction procedure for quantitative electron probe analysis. ETH Zürich (unveröffent.).
- GULSON, B.L. (1975):** Differences in Lead Isotopic Compositions in the Stratiform McArthur Zinc-Lead-Silver Deposit. Mineral.Deposita 10, 277 - 286.
- GUSTAFSON, L.B. & WILLIAMS, N. (1981):** Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc. Econ.Geol., 75th Anniv.Vol., 139 - 178.
- GWODSZ, W., KRUEGER, H., PAUL, D. & BAUMANN, A. (1974):** Die Liegendschichten der devonischen Pyrit- und Schwerspatlager von Eisen (Saarland), Meggen und des Rammelsberges. Geol.Rdsch. 63, 74 - 93.

- GWOSDZ, W. & KREBS, W. (1977):** Manganese halo surrounding Meggen ore deposit Germany. *Trans.Instn.Mining Metall.* 86, B73 - B77.
- HEGEMANN, F. (1950):** Ueber sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. *Fortschr.Miner.* 27, 54 - 55.
- HEGEMANN, F. (1958):** Ueber extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. 1.Teil: Magnetit- und Hämatitlagerstätten. *Zeitschr. Erzbergb. u.Metallhüttenw.* 11, 209 - 217.
- HEGEMANN, F. (1960):** Ueber extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. II. Teil: Blei-Zinklagerstätten. *Erzmetall* 13, 79 und 122.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1982):** Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. *N.Jb.Geol.Paläont.Min.* 4, 211 - 239.
- HELBIG, P. (1969):** Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen am Westende des Schneeberger Zuges. *Diss.TH München.*
- HEYL, A.V., DELEVAUX, M.H., ZARTMANN, R.E. & BROCK, M.R. (1966):** Isotopic study of galenas from the Upper Mississippi Valley, the Illinois-Kentucky, and some Appalachian Valley mineral districts. *Econ. Geol.* 61, 933 - 961.
- HOINKES, G. (1986):** Eoalpine metamorphism of the austro-alpine Schneeberg-complex and the adjacent Oetztal Crystalline basement (Summary). *SMPM* 66, 1/2, 135 - 144.
- HOELL, R. & MAUCHER, A. (1976):** The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. In: WOLFF, K.H. (Ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, vol. 5, 1 - 36.
- HOLMES, R. & TOOMS, J.S. (1972):** Dispersion from a submarine exhalative orebody. In: Jones, M.J. (Ed.): *Geochemical Exploration*, 193 - 202.
- JAEGER, E. (1979):** The Rb-Sr-Method. In: Jaeger, E. & Hunziker, J.C. (Eds.): *Lectures in Isotope Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 13 - 26.
- JAEGER, E. (1971):** Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen. *Verh. Geol.B.-A.*, 2, 250 - 254.
- JAEGER, E. (1983):** The age of the continental crust of Central Southern and Western Europe - arguments from geochemistry and isotope geology. *SMPM* 63, 339 - 346.

- JOHANSSON, A.** (1983): Lead Isotope Composition of Caledonian Sulfide-Bearing Veins in Sweden. *Econ.Geol.* 78, 1674 - 1688.
- KARL, F.** (1961): Bericht über die geologisch-lagerstättenkundlichen und bergtechnischen Untersuchungen (Abschlussbericht). Bericht Ammi S.P.A., Rom, (unveröffentl.).
- KERNER, F.** (1919): Die geologischen Verhältnisse der Blei- und Zinkerz-lagerstätten bei Obernberg am Brenner. *Verhandl. der geol. Staatsanstalt Wien*, 270 - 277.
- KING, H.F. & THOMSON, B.T.** (1953): Geology of the Broken Hill District. In: EDWARDS, A.B. (Ed.): *Geology of Australien Ore Deposits*. 5th Emp.Min. Met.Congr. Melbourne, 533 - 577.
- KLIX, V.** (1974): Lagerungsverband und tektonische Prägung der Blei-Zinkerz-lagerstätte Schneeberg/Monteneve in Südtirol/Alto Adige (N-Italien). *Diss. FU Berlin*.
- KOEPPEL, V.** (1980): Lead-isotope studies of stratiform ore deposits of the Namaqualand NW Cape Province, South Africa and their implications on the age of the Bushmanland sequence. *Proc.5th JAGOD-Symposium*, 195 - 207.
- KOEPPEL, V. & SCHROLL, E.** (1983): Lead Isotopes of Palaeozoic, Strata-bound to Stratiform Galena Bearing Sulfide Deposits of the Eastern Alps (Austria): Implications for their Geotectonic Setting. *SMPM* 63, 2/3, 347 - 360.
- KOEPPEL, V.** (1983): Summary of Lead Isotope Data from Ore Deposits of the Eastern and Southern Alps: Some Metallogenic and Geotectonic Implications. In: SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): *Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe*, 163 - 168.
- KOEPPEL, V.** (1984): Lead isotopes as tracers of the origin of metals in ore deposits and of the evolution of continental crust: examples from western and central Europe. *Proceedings of the 27th Intern. Geol. Congress*, Vol. 12, 53 - 82.
- KRAUSKOPF, K.B.** (1957): Separation of Mn from Fe in sedimentary processes. *Geochim.Cosmochim.Acta* 12, 61 - 84.

- KUKLEY, L.N. (1975):** Origin of amphibolites of the precambrian Ol'Khonsk series (Northwestern Baykal region). *Trans.from Geokhimiya* 1, 26 - 35.
- LAMBERT, I.B. (1976):** The McArthur Zinc-Lead-Silver Deposit: Features, Metallogenesis and Comparisons with some other Stratiform Ores. In: WOLFF, K.H. (Ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ores*, vol. 3, 535 - 585.
- LAWRENCE, L.J. (1967):** Sulphide neomagmas and highly metamorphosed sulphide deposits. *Mineral.Deposita* 2, 5 - 10.
- LAZAREVIC, M. (1911):** Zur Systematik der Lagerstätte Schneeberg in Tirol. *Oesterr.Zeitschr.f.Berg- u.Hüttenw.* XIX, 468 - 469.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964):** Chemical Composition of Hawaiiin Lavas. *Journ.Petrol.* 5, 1, 82 - 133.
- MEHNERT, K.R. (1953):** Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. *N.Jb.Min.Abh.* 85, 59 - 140.
- MEHNERT, K.R. (1968):** *Migmatites.* Elsevier, Amsterdam.
- MILLER, A., DENSMORE, C.D., DEGENS, E.T., HATHAWAY, J.C., MANNHEIM, F.T., MCFARLIN, P.F., POCKLINGTON, R. & JOKELA, A. (1966):** Hot Brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. *Geochim.Cosmochim.Acta* 30, 341 - 359.
- MILLER, D.S., JAEGER, E. & SCHMIDT, K. (1967):** Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskowitgranitgneis von Vent (Oetztaler Alpen). *Eclog.geol.Helv.* 60, 537 - 541.
- MUELLER, G. & SCHNEIDER, A. (1971):** Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. *Contr.Mineral.Petrol.* 31, 178 - 200.
- NESBITT, B.E. (1982):** Metamorphic Sulfide-Silicate-Equilibria in the Massive Sulfide Deposits at Ducktown, Tennessee. *Econ.Geol.* 77, 364 - 378.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984):** Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. *Geol.Rdsch.* 73, 1, 149 - 174.

- NIEVERGELT, P. & DIETRICH, V.J.** (1960): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Piz Lizun (Bergell). SMPM 57, 267 - 280.
- NISBET, E.G., DIETRICH, V.J. & ESENWEIN, A.** (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by x-ray fluorescence. Fortschr.Miner. 57, 2, 264 - 279.
- PAGEL, H.** (1975): Zur Erzführung und Geochemie in den neuerschlossenen Teilen der Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg/Monteneve in Südtirol/Alto Adige (N-Italien). Diss. FU Berlin.
- PAK, E., SCHROLL, E. & WEBER, L.** (1980): Zur Schwefelisotopenzusammensetzung der Pb-Zn-Vererzung des Grazer Paläozoikums (Ostalpen). Mineral.Deposita 15, 315 - 325.
- PAUL, D.J.** (1975): Sedimentologische und geologische Untersuchungen zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes vor und nach der Bildung der Rammelsberger Pb-Zink-Lager. Geol.Jb. D12, 3 - 91.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R.** (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planet.Sci.Lett. 19, 290 - 300.
- PEARCE, J.A.** (1976): Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts, Journ.Petrol 17, 1, 15 - 43.
- PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F.P., ZIRPOLI, G. & MEZZACASA, G.** (1979): New data on the upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. N.Jb.Mineral.Abh. 137, 2, 162 - 183.
- PETERSEN, E.U.** (1984): Metamorphism and Geochemistry of the Geco massive Sulfide Deposit and its Enclosing Wall Rocks. Diss. Univ. Michigan.
- PETRASCHECK, W.E.** (1928): Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Comptes-rendus 14. Congres Geol. Intern.Madrid, 1243 - 1254.
- PETRASCHECK, W.E.** (1948): Die alpine Metallogene. Jb.Geol.B.-A. 3, 129 - 149.
- PETRASCHECK, W.E.** (1966): Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogene. Sitzungsber.Oesterr.Akad.Wiss., Math.-Naturw.Kl., Abt.I, 175, H. 1-3, 57 - 74.

- PILOT, J., LEGIERSKI, J. & ROESLER, H.J.** (1970): Pb- und S-Isotopenuntersuchungen an Erzberger und anderen Erzlagerstätten. *Geologie* 19/1, 41 - 55.
- PLIMER, I.R.** (1986): Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineral.Deposita* 21, 263 - 270.
- POHL, W.** (1984): Metallogenic evolution of the East Alpine Paleozoic basement. *Geol.Rdsch.*, 73, 1, 131 - 147.
- POSEPNY, F.** (1879): Ueber die Erzlagerstätten am Schneeberg in Tirol. *Oesterr. Zeitsch.f.Bergb.u.Hüttenw.*, 106.
- QUADT WYKRADT-HUECHTENBRUCK, A.H.-O., Frh.v.** (1985): Geochronologische, geochemische und isoto-pen-geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habach-Formation, der Scheelitlagerstätte und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). Diss. ETH Zürich.
- REIMANN, C. & STUMPFL, E.F.** (1981): Geochemical setting of strata-bound stibnite mineralization in the Kreuzeck Mountains, Austria. *Trans. Instn.Min.Metall.* 90, B126 - B132.
- RICHARDS, S.M.** (1966): The banded iron formation at Broken Hill, Australia, and their relationship to the lead-zinc ore-bodies. *Econ.Geol.* 61, 72 - 92
- RUSSELL, M.J.** (1974): Manganese halo surrounding the Tynagh ore deposit, Ireland: a preliminary note. *Trans.Instn.Min.Metall.* 83, B65 - B66.
- SANGSTER, D.F.** (1976): Sulphur and lead isotopes in strata-bound deposits. In: **WOLFF,K.H.(Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. vol.2, 219 - 266.**
- SATIR, M.** (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Oetztal-masse aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. *Mem. degli Inst. di Geol. e Mineral. Padova*, vol. XXX, 1 - 84.
- SCHMIDEGG, O.** (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Oetztaler Alpen. *Verh.Geol.B.-A.*, 83 - 95.
- SCHMIDEGG, O.** (1964): Die Oetztaler Schubmasse und ihre Umgebung. *Verh. Geol.B.-A.* 1, 27 - 47.

- SCHMIDT, K.** (1965): Zum Bau der südlichen Oetztaler und Stubai Alpen. Verh.Geol.B.-A.,SH G, 199 - 213.
- SCHMIDT, K., JAEGER, E., GRUENENFELDER, M. & GROEGLER, N.** (1967): Rb-Sr und U-Pb Altersbestimmungen an Proben des Oetztalkristallins und des Schneeberger Zuges. Eclogae geol.Helv. 60, 2, 529 - 536.
- SCHMITZ, N.** (1971): Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Pflerschtals bei Gossensass in Südtirol, Italien. Diss TH Aachen.
- SCHOENLAUB, H.P.** (1979): Das Paläozoikum in Oesterreich. Abh.Geol.B.-A. 33, 1 - 24.
- SCHROLL, E.** (1954): Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. Teil I. Mitt.Oesterr.Mineral.Ges., SH 3, 1 - 85.
- SCHROLL, E.** (1956): Ueber das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zinkerzen der ostalpinen Metallprovinz. TPM 5, H 3, 183 - 208.
- SCHULZ, O.** (1979): Metallogenese in den oesterreichischen Ostalpen. Verh. Geol.B.-A. 3, 471 - 478.
- SHAW, D.M.** (1956): Geochemistry of pelitic rocks, Part III: Major Elements and General Geochemistry. Bull. of the Geol. Soc. of America 67, 919 - 934.
- SHAW, D.M. & KUDO, A.M.** (1965): A test of discriminant function in the amphibolite problem. Min.Mag. 34, 423 - 435.
- SIEGL, W.** (1974): Ein Beitrag zur Genese der Vererzung des Grazer Paläozoikums. Mineral.Deposita 9, 289 - 295.
- SOMMERAUER, J.** (1981): COMIC-ED Manual: Control and data acquisition program for the electron microprobe SEMQ (ARL). ETH Zürich (unveröffent.)
- STACEY, J.S., ZARTMANN, R.E. & NKOMO, I.T.** (1968): A Lead Isotope Study of Galenas and Selected Feldspars from Mining Districts in Utah. Econ.Geol. 63, 796 - 814.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D.** (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. Earth and Planet.Sci.Lett. 26, 207 - 221.

- STANTON, R.L. & WILLIAMS, K.L. (1978):** Garnet compositions at Broken Hill, New South Wales, as indicators of metamorphic processes. *Journ. Petrol.* 19, 514 - 529.
- STANTON, R.L. (1982):** Metamorphism of a stratiform sulphide orebody at Mount Misery, Einasleigh, Queensland, Australia: 1 - Observations. *Trans. Instn. Min. Metall.* 91, B47 - B71.
- STANTON, R.L. (1982):** Metamorphism of a stratiform sulphide orebody at Mount Misery, Einasleigh, Queensland, Australia: 2 - Implications. *Trans. Instn. Min. Metall.* 91, B72 - B80.
- STUMPFL, E.F. (1979):** Manganese haloes surrounding metamorphic strata-bound base metal deposits. *Mineral. Deposita* 14, 207 - 217.
- TAYLOR, B.E. & SLACK, J.T. (1984):** Tourmaline from Appalachian-Caledonian Massive Sulphide Deposits: Textural, Chemical and Isotopic Relationships. *Econ. Geol.* 79, 1703 - 1726.
- THOENI, M. (1981):** Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the austroalpine Unit of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. *Jahrb. Geol. B.-A.* 124, H1, 111 - 174.
- TOLLMANN, A. (1963):** Ostalpensynthese. F. Deuticke-Verlag, Wien.
- TORNQUIST, A. (1929):** Die Vererzungsperioden in den Ostalpen. *Metall und Erz* 26, H 10, 241 - 246.
- TORNQUIST, A. (1930):** Perimagmatische Typen ostalpiner Lagerstätten. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, 139, H 3-4, 291 - 308.
- TUFAR, W. (1965):** Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten. *TMPM* 9, H3, 242 - 251.
- TUFAR, W. (1972):** Zur Blei-Zink-Vererzung des Grazer Paläozoikums. *Mitt. d. Abt. f. Min. am Landesmus. Joanneum Graz* 2, 64 - 75.
- URBAN, H. (1968):** Neue Untersuchungsergebnisse zur Genese der im östlichen Teil der Erzprovinz Cartagena (Spanien) gelegenen Blei-Zinkerz-Vorkommen. *Mineral. Deposita* 3(2), 162 - 170.

- VAN DEN HEUVEL, H.B. (1969):** Sedimentation, stratigraphy and post-depositional changes in the sediments of the upper formations of the Mount Isa Group, north west Queensland. Diss. Univ. Queensland.
- VAN HOUTEN, L. (1930):** Die Erzlagerstätten des Pflerschtals in Südtirol. Jahrb.Geol.B.-A. 80, 339 - 349.
- VOKES, F.M. (1969):** A review of the metamorphism of sulfide deposits. Earth Sci.Rev. 5, 99 - 143.
- VOKES, F.M. (1971):** Some aspects of the regional metamorphic mobilization of pre-existing sulphide deposits. Mineral.Deposita 6, 122 - 129.
- WEBER, L. (1977):** Die Stellung der stratiformen Pb-Zn-Vererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems-Rechberg, sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark). Mitt.Abt.Geol. Paläont.Bergb.Landesmuseum Joanneum 38, 123 - 141.
- WEBER, L. (1982):** Untersuchungen der Erzlagerstätten von Stiwoll-Kher (Grazer Paläozoikum). Arch.f.Lagerst.forsch.Geol.B.-A. 1, 97 - 111.
- WEBER, L. (1983):** The Stratiform Lead-Zinc Mineralisation of the "Paleozoic of Graz" (Styria, Austria). In: SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 81 - 87.
- WEBER, L. (1986):** Neue Lagerstättenuntersuchungen beim österreichischen Bergbau. Möglichkeiten und Aussichten. Berg- und Hüttenm. Mh. 131, H 12, 496 - 501.
- WEDEPOHL, K.H. (1978):** Handbook of Geochemistry. Vol. I - II. Springer-Verlag Berlin.
- WEDEPOHL, K.H., DELEVAUX, M.H. & DOE, B.R. (1978):** The potential source of lead in the Permian Kupferschiefer bed of Europe and some selected Palaeozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany. Contr. Mineral.Petrol. 65, 273 - 281.
- WERTHMANN, E. (1969):** Gefügekundliche und genetische Untersuchungen an der Pb-Zn-Lagerstätte "OBERNBERG" am Brenner. Radex-Rundschau 4, 681 - 689.
- WHITEHEAD, R.E. (1973):** Environment of stratiform sulphide deposition; variation in Mn:Fe ration in host rocks at Heath Steele mine, New Brunswick, Canada. Mineral.Deposita 8, 148 - 160.

WOOD, D.A., JORAN, K.L., MARSH, N.G., TARNY, J. & TREVIL, M. (1980): Major and trace element variations in basalts from the north Philippine Sea drilling during deep sea drilling projekt Leg58: A comparative study of back-arc basin basalts from Japan and mid-ocean ridges. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office, Washington, 58, 873 - 894.

ZANETTIN, B. (1971): Recent geological investigation in Southern Tyrol, Alto Adige, Eastern Alps. *Verh. Geol. B.-A.*, 315 - 325.

ZARTMANN, R.E. & DOE, B.R. (1981): Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics* 75, 135 - 162.

ZIEBOLD, T.O. (1967): Precision and sensitivity in electron microprobe analysis. *Anal. chem. ANCHA* 39, 859.

CURRICULUM VITAE

Geboren wurde ich, Marianne Niggli, Bürgerin von Zofingen und Aarburg/Aargau, ¹⁹⁴⁹
als Tochter von Ernst und Johanna Wilhelmina, geb. Stoffel in
Oegstgeest/Holland. Die Primar- und Sekundarschule absolvierte ich in Bern.
Nach dem Besuch einer Fortbildungs- und Handelsschule war ich mehrere Jahre
als Sekretärin in Bern, Frankfurt/Main und Brüssel tätig. 1973 besuchte ich
das Abendgymnasium P.A.-Silbermann in Berlin, wo ich 1976 das Abitur erwarb.

1976 immatrikulierte ich mich an der Technischen Universität Berlin für das
Studium der Geologie, welches ich 1978 an der Universität München fortsetzte
und 1982 mit einer Diplomarbeit abschloss.

Von 1983 bis 1986 war ich als wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für
Kristallographie und Petrographie der Eidgenössischen Technischen Hochschule
Zürich beschäftigt, wo ich an einem von der ETH finanzierten Projekt
arbeitete. In dieser Zeitspanne verfasste ich die vorliegende Dissertation.