

# **Die Gold-Kupfer-Mineralisationen südlich von Rehoboth, Namibia**

Dissertation zur Erlangung des  
naturwissenschaftlichen Doktorgrades  
der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg

vorgelegt von

Dipl. Geol. Sven E. Wille

aus

Berlin

Würzburg 2004

# Inhaltsverzeichnis

## Zusammenfassung

## Summary

<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2. Regionale Geologie</b>	<b>2</b>
<b>2.1 Geologie Namibias</b>	<b>2</b>
<b>2.2 Geologie des Rehoboth Inliers (RBI)</b>	<b>4</b>
<b>2.3 Geotektonische Entwicklung</b>	<b>9</b>
2.3.1 Eburnische Phase	9
2.3.2 Prä- bzw. früh-Kibarisches Alter ohne eindeutige Zuordnung	12
2.3.3 Kibarisches Phase	13
2.3.4 Damara - Pan-Afrikanische Phase	14
<b>3. Das Untersuchungsgebiet</b>	<b>17</b>
<b>3.1 Lage</b>	<b>17</b>
<b>3.2 Geographie</b>	<b>17</b>
<b>3.3 Geologischer Überblick</b>	<b>20</b>
<b>3.4 Beschreibung der untersuchten Minen</b>	<b>20</b>
3.4.1 Wohler Mine	21
3.4.2 Blank's Mine	21
3.4.3 Golden Valley Mine	22
3.4.4 Swartmodder Gold Mine	23
3.4.5 Swartmodder Kupfer Mine	23
3.4.6 Neuras Mine	26
<b>4. Struktur</b>	<b>28</b>
<b>4.1 Strukturelemente</b>	<b>28</b>
4.1.1 Schichtung S0	28
4.1.2 Foliationen	28
4.1.3 Falten (Faltenachsen, Schnitt-, Streckungslineare und Faserharnische)	33
4.1.4 Scherzonen	34
4.1.5 Kluffflächen und Kleinstörungen	39
4.1.6 Quarzadern	39
<b>4.2 Vergleich mit anderen strukturellen Beobachtungen</b>	<b>40</b>
<b>4.3 Zusammenfassung</b>	<b>45</b>
<b>5. Petrographie</b>	<b>47</b>
<b>5.1 Prä- oder früh-Eburnische Gesteine</b>	<b>47</b>
5.1.1 Gneis	47
5.1.2 Marienhof Formation	48
5.1.2.1 Marienhof Quarzite (Mq)	48
5.1.2.2 Marienhof Sandsteine (Msst; Mgsst)	49
5.1.2.3 (Phyllitische) Marienhof Schiefer (Ms)	51
<b>5.2 Eburnische Gesteine</b>	<b>52</b>
5.2.1 Piksteel Intrusiv Suite (PIS)	52
5.2.1.1 Porphyrischer Piksteel Granodiorit (PG)	52



---

5.2.1.2 Swartmodder Granit (SMG)	53
<b>5.3 Kibarische Gesteine</b>	<b>54</b>
5.3.1 Intrusionen der Gamsberg Granit Suite (GGS)	54
5.3.1.1 Granite	54
5.3.1.1.1 Kobos Granit (KG)	54
5.3.1.1.2 Hornkrantz Granit (HG)	55
5.3.1.2 Rhyolit	56
<b>5.4 Intrusionskörper</b>	<b>58</b>
5.4.1 Mafische Gangintrusionen	58
5.4.1.1 Foliierte mafische Intrusiva	58
5.4.1.2 Alterierte mafische Intrusiva (ohne Foliation)	59
5.4.1.3 Unalterierte mafische Intrusionen	60
5.4.2 Ultramafische Intrusionen	60
5.4.2.1 Pegmatoid-brekziöse Hornblendite	61
5.4.2.2 Porphyrische-glomerophyrische Pyroxen-Hornblendite	61
5.4.2.3 Dunit	62
5.4.3 Quarzporphyrische Intrusionen	63
5.4.3.1 Gescherte quarzporphyrische Intrusionen	63
5.4.4 Pegmatite und Aplite	63
<b>5.5 Petrographie der Mylonite</b>	<b>64</b>
5.5.1 Granodiorit-Mylonite	64
5.5.1.1 Quarz-dominierte Granodiorit-Mylonite	64
5.5.1.2 Feldspat-dominierte Granodiorit-Mylonite bzw. -Kataklasite	66
5.5.2 Mylonit aus quarzporphyrischen-rhyolitischen(?) Ausgangsgestein	67
<b>5.6 Petrographie der goldführenden Quarzadern</b>	<b>67</b>
<b>6. Mineralchemie</b>	<b>73</b>
6.1 Feldspäte	73
6.2 Schichtsilikate	74
6.2.1 Biotit	74
6.2.2 Muskovit	77
6.2.3 Chlorit	80
6.3 Epidot-Gruppe	81
6.4 Amphibol	82
6.5 Pyroxen	84
6.6 Olivin	84
6.7 Granat	85
6.8 Turmalin	86
6.9 Titanit	88
6.10 Oxide	89
6.10.1 Magnetit	89
6.10.2 Hämatit	90
6.10.3 Ilmenit	90
6.10.4 Spinell	91
<b>7. Petrographie und Mineralchemie der Erze</b>	<b>94</b>
7.1 Wohler Mine	95
7.2 Blank's Mine	95
7.3 Golden Valley Mine	96
7.4 Swartmodder Gold Mine	105
7.5 Swartmodder Kupfer Mine	105
7.6 Neuras	107

<b>8. Geochemie</b>	<b>115</b>
<b>8.1 Klassifikation der Nebengesteine</b>	<b>115</b>
8.1.1 Granitoide und Rhyolite	115
8.1.1.1 Klassifikation anhand des Mineralbestandes	115
8.1.1.2 Klassifikation basierend auf der Gesamtgesteinschemie	116
8.1.2 Mafische Gesteine	121
8.1.2.1 Alterierte mafische Gänge	121
<b>8.2 Geochemie der Mylonite</b>	<b>122</b>
<b>8.3 Gold</b>	<b>123</b>
8.3.1 Elementkorrelationen mit Gold	125
<b>9. Illit-Kristallinität und K/Ar-Isotopie</b>	<b>131</b>
<b>9.1 Vorliegende Daten</b>	<b>131</b>
9.1.1 RBI	131
9.1.1.1 Evolution des RBI nach ZIEGLER und STOESSEL (1993)	131
9.1.2 Damara bzw. Nama Einheiten	133
<b>9.2 Ergebnisse</b>	<b>134</b>
9.2.1 Illit-Kristallinitäten (IC)	134
<b>9.3 K/Ar-Alter</b>	<b>138</b>
9.3.1 Vorausgehende Bemerkungen	138
9.3.2 Alter von Präparaten von groben Muskoviten und Biotiten	140
9.3.3 Alter der Feinfraktionen <2 µm und < 0,2 µm	142
<b>9.4 Zusammenfassung</b>	<b>144</b>
<b>10. Abschätzungen der Bildungs- bzw. Alterationsbedingungen von Mineralparagenesen</b>	<b>149</b>
<b>10.1 P-T-X Abschätzungen aus der Erzmineralogie der Minen</b>	<b>149</b>
10.1.1 Wohler Mine	149
10.1.2 Blank´s Mine	149
10.1.3 Golden Valley Mine	149
10.1.4 Swartmodder Gold Mine	153
10.1.5 Swartmodder Kupfer Mine	153
10.1.6 Neuras	153
<b>10.2 P-T-X Abschätzungen anhand von überwiegend silikatischen Mineralparagenesen</b>	<b>157</b>
10.2.1 Kationen-Austausch Thermometer	157
10.2.1.1 Granat-bezogene Kationen-Austausch Thermometer	157
10.2.1.2 Turmalin-Biotit Thermometrie (nach COLOPIETRO und FRIBERG, 1987)	157
10.2.1.3 Amphibol-Plagioklas Thermometrie	158
<b>10.3 andere empirische Geothermo- und Geobarometer</b>	<b>159</b>
10.3.1 Chlorit Thermometrie	159
10.3.2 Phengit Barometrie	163
10.3.3 Aluminium in Amphibol Barometrie	164
<b>10.4 Mineralstabilitäten</b>	<b>165</b>
10.4.1 Obere Stabilität von Epidot und Chlorit	165
<b>10.5 Mineralschließungs-Temperaturen</b>	<b>166</b>
10.5.1 Schließungs-Temperaturen von Muskovit und Biotit für das K/Ar- Isotopensystem	166

<b>11. Fluideinschlußanalytik</b>	<b>167</b>
<b>11.1 Einleitung</b>	<b>167</b>
<b>11.2 Kryo- und Thermometrie</b>	<b>168</b>
<b>11.3 Ergebnisse der Fluideinschlußanalytik</b>	<b>169</b>
11.3.1 Wässrige Einschlüsse	171
11.3.2 H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> Einschlüsse	174
<b>11.4 Interpretation der fluidanalytischen Ergebnisse</b>	<b>176</b>
11.4.1 Vergleich mit regionalen Fluid-Systemen	176
11.4.2 Vergleich mit Fluiden unterschiedlicher Lagerstättentypen	181
11.4.2.1 IOCG-Typ Lagerstätten	181
Tennant Creek	182
11.4.2.2 Orogene Gold Lagerstätten	183
11.4.2.3 Epithermale Gold Lagerstätten	183
11.4.2.4 Porphyrische Kupfer Lagerstätten	183
11.4.2.5 Mississippi Valley Typ Lagerstätten	184
11.4.2.6 Mögliche Modifikation der diese Lagerstätten begleitenden Fluideinschlüsse	186
11.4.3 Flüssigkeitseinschlüsse in Granitoiden	186
11.4.4 Infiltration von Oberflächenwässern ins kristalline Grundgebirge	187
11.4.5 Die Rolle von Fluiden während der retrograden Metamorphose bzw. Diagenese	187
11.4.6 Einordnung der beobachteten Fluide	188
11.4.7 Fluidevolution	189
11.4.7.1 Fluid-Domänen:	189
11.4.7.2 Altersstellung der Fluid-Domänen	191
11.4.8 Implikationen für PT-Bedingungen während der Entstehung der Flüssigkeitseinschlüsse	195
<b>12. Lagerstättenkundliche Stellung der untersuchten Minen</b>	<b>197</b>
<b>13. Vergleich mit anderen Lagerstätten</b>	<b>205</b>
<b>13.1 innerhalb des Rehoboth Inliers</b>	<b>205</b>
<b>13.2 andere Grundgebirgs Inlier von Namibia</b>	<b>207</b>
<b>13.3 Namaqualand Metamorph Komplex (NMC) in Namibia und Südafrika</b>	<b>209</b>
<b>13.4 Lagerstätten im Damara Orogen</b>	<b>211</b>
13.4.1 Zentral Zone	211
13.4.2 Südliche Zone und südliche Randzone	213
13.4.3 Nördliche Zone	213
<b>13.5 Sambischer Kupfergürtel</b>	<b>214</b>
<b>13.6 Palabora Komplex (auch Phalaborwa), Südafrika</b>	<b>215</b>
<b>14. Interpretationen bezüglich der Genese der untersuchten   Mineralisationen</b>	<b>216</b>
<b>15. Implikationen für die Exploration</b>	<b>221</b>
<b>16. Literaturverzeichnis</b>	<b>223</b>

## Anhang

**Analytische Methoden** 247

**Probenverzeichnis** 252

**Danksagung** 259

**Datenanhang:**

**Excel-Dateien auf CD-Rom**

- Struktur-Daten
- RFA-Daten
- INAA-Daten
- Mikrosonden-Daten
- Fluideinschluß-Daten

## Zusammenfassung

Die sechs untersuchten Gold-Kupfer-Vorkommen südlich von Rehoboth befinden sich im östlichen Bereich des Rehoboth Inliers, dessen Geologie durch Kibarische Granitoide und Rhyolite der Gamsberg Granit Suite (GGS), Eburnische Granitoide der Piksteel Intrusiv Suite (PIS) und prä-Piksteel Metasedimente der Rehoboth Sequenz dominiert wird, die grünschieferfaziell überprägt wurden. Die Gold-Kupfer-Mineralisationen sind an spröde-duktilen Scherzonen gebunden, die mit variablen Streichen nach Nordwesten, Norden oder Nordosten einfallen. Untergeordnet treten derartige Vererzungen auch entlang von N-S-streichenden Störungen (bei der Blank's Mine) und entlang eines mylonitisierten lithologischen Kontaktes zwischen quarzporphyrischen Granitoiden der Piksteel Intrusiv Suite mit hydrothermal alterierten Rhyoliten vermutlich Kibarischen Alters (Wohler Mine) auf. Die mineralisierten Scherzonen orientieren sich häufig entlang von deformierten mafischen Gängen und/oder eingeschuppten Einheiten von Metasedimenten, die in den Eburnischen Granitoiden vorliegen. Die Nebengesteinsimprägnation mit gold- und/oder kupferführenden Mineralen ist auf Bereiche von wenigen Metern um die Hauptvererzungen begrenzt. Während der Kompression im Zuge der Damara Orogenese wurde im Norden des Arbeitsgebietes ein zylindrischer Faltenbau mit ENE-WSW-streichenden Achsenebenen und eine parallel dazu verlaufende Foliation angelegt, welche auch in den Granitoiden unterschiedlich deutlich zu erkennen ist. Daraufhin bewirkte dort eine Schleppefaltung mit dextraler Komponente eine Rotation von Faltenachsen, Streckungslinearen und Faserharnischen in nordwestliche Richtungen. Im Gegensatz zu den Granitoiden der GGS bilden die der PIS deutliche planare Gefügeelemente aus, was nahe legt, dass diese bereits vor der Damara Orogenese angelegt worden sind und während dieser reaktiviert wurden. Vielerorts lassen solche Foliationen bzw. Scherzonen anhand von Faserharnischen eine dextrale Aufschiebung und/oder eine spätere Abschiebung mit sinistralen Charakter erkennen, die vereinzelt mit Zerrklüften assoziiert sind, welche mit tauben Quarz, Karbonat, Turmalin und/oder Chlorit verfüllt sind. Die Mylonite der Scherzonen sind durch Korngrößenverkleinerung, Albitisierung, Serizitisierung und teilweise durch eine Illitisierung/Smektitisierung gekennzeichnet. Faserharnische auf flachen Klufflächen belegen einen Transport von allochthonen Decken nach Südosten über den Rehoboth Inlier hinweg im Verlauf der späten Damara-Entwicklung. Es liegen zwei Arten der Gold-Kupfer-Mineralisation vor. Bei der Vererzung der Swartmodder Kupfer Mine handelt es sich um eine Eisenoxid-Kupfer-Gold-Mineralisation (IOCG-Typ) mit einer frühen massiven Magnetit-Mineralisation mit einer diese verdrängenden Sulfidmineralisation. Typisch für erstere sind eine mineralogische Assoziation von Magnetit mit Apatit ( $\pm$ Monazit) und erhöhte Gehalte an Uran und LSEE'n. Die folgende Sulfidmineralisation beinhaltet Chalkopyrit, Carrollit und sekundäre Kupferminerale. Innerhalb dieses Vorkommens treten keine mineralisierten Quarzadern oder -linsen auf. Solche sind hingegen für die Gold-Kupfer-Mineralisation der übrigen untersuchten Vorkommen charakteristisch. Die goldführenden Quarzadern zeigen deutliche Merkmale der Deformation und Rekristallisation und orientieren sich entlang der Mylonite, die die Scherzonen dieser Minen charakterisieren. Mit Ausnahme der Swartmodder Gold Mine, bei der keine Proben gewonnen werden konnten, die Erzminerale enthalten und der Wohler Mine, deren Erze neben gediegenem Gold nur sekundäre Erzminerale enthalten, sind die Gold-Kupfer-Quarzmineralisationen an das Auftreten von Chalkopyrit gebunden. Dieser tritt im Erz der Golden Valley Mine mit Pyrit auf und enthält Einschlüsse von gediegenem Gold, Petzit, Hessit, Stützit, Galenit/Clausthalit,

Sphalerit und anderen Ag-Cu-Seleniden und Ag-Cu-Selen-Sulfiden. Für diese Paragenese lässt sich eine minimale Bildungstemperatur von 300°C bei Tellur-Fugazitäten von  $\log f_{\text{Te}_2} = -11$  bis  $-6,5$  und Schwefel-Fugazitäten von  $\log f_{\text{S}_2} = -7,5$  bis  $-6,8$  für das hydrothermale Fluid abschätzen. Der Chalkopyrit im Erz der Neuras Mine enthält Einschlüsse von Pyrit und Sphalerit und wurde teils durch eine komplexe Galenit-Bi-Ag-Sulfosalzparagenese verdrängt, die neben Galenit Wittichenit, Aikinit, Berryit, Emplektit und gediegen Wismut enthält, die in Spuren Gold führen. Isoliert im Gangquarz treten auch Aikinit, Berryit, Matildit, Akanthit/Argentit und mindestens eine unbekannte silberreiche Phase mit der empirischen Formel von  $\text{Ag}_8\text{Bi}_5\text{Cu}_5\text{S}_{16}$  auf. Diese Paragenesen indizieren eine Bildung bzw. Verdrängung von Chalkopyrit bei Temperaturen zwischen 271 und 320°C bei relativ niedrigen Schwefel-Fugazitäten von  $\log f_{\text{S}_2} \leq -11$  und niedrigen Sauerstoff-Fugazitäten von  $\log f_{\text{O}_2} \leq -37$  aus einem Fluid, welches reich an Blei, Wismut und Silber (+Gold) gewesen sein muss. Bei der Golden Valley Mine und der Neuras Mine weisen Magnetit-Imprägnationen, die stellenweise durch die Sulfidmineralisation verdrängt wurden, und einige Elementkorrelationen auf eine Ähnlichkeit mit einer IOCG-Lagerstättenbildung hin. Unabhängig von der textuellen Assoziation und der Lithologie bzw. deren Mylonitisierung variieren die Bildungstemperaturen von Chlorit je nach Kalibration zwischen 230 und 405°C. Sehr wahrscheinlich ist die Bildung von Chlorit Ergebnis einer grünschieferfaziellen Metamorphose; ein Zusammenhang mit den Vererzungen kann aber nur für den Fall der Sulfosalzmineralisation ausgeschlossen werden. In den meisten untersuchten Gesteinen zeigt Biotit Anzeichen einer Chloritisierung. Aus der Rücksetzung des K/Ar-Isotopensystems und den Siliziumgehalten von Muskoviten ergeben sich minimale P-T-Bedingungen von  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  und ca. 3,5 kbar für die Metamorphose während der Damara Orogenese. Biotite und Muskovite in den Myloniten sind meist illitisiert bzw. smektitisiert. Dieses spiegelt sich auch in niedrigeren Illit-Kristallinitäten von Glimmerpräparaten wider, die in den Feinfraktionen Damara bzw. post-Damara Alter ergeben. Der Grad dieser Argillitisierung lässt sich durch die Evolution der Infiltration von niedrigtemperierten zunächst moderat-salinaren Fluiden bis hin zu hochsalinaren Fluiden mit höheren Ca/Na-Verhältnissen erklären, die sich aus der Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen ableiten lässt. Ein Zusammenhang zwischen den untersuchten Flüssigkeitseinschlüssen in mineralisierten und tauben Quarzadern bzw. -linsen und in Nebengesteinsproben und der primären Gold-Kupfer-Mineralisation kann ausgeschlossen werden. Die beobachteten meist niedrigtemperierten salinaren Fluide könnten aber für die erhöhte Feinheit des Goldes im Erz der Wohler Mine und dessen fortgeschrittene sekundäre Alteration verantwortlich sein. Für die Exploration auf Lagerstätten des IOCG-Typs bieten sich Phosphor, LSEE'n, Uran, Thorium, Kupfer, Kobalt, Gold, Silber, Blei und Selen als Pfadfinder-Elemente an. Signifikante Vorkommen dieses Typs lassen sich in der Regel gut mit den Methoden der Magnetik und/oder Radiometrie auffinden. Diese Methoden sind für die Aufsuchung von Gold-Kupfer-Quarzmineralisationen weniger geeignet, für die sich aus der Erzmineralogie und Elementkorrelationen Silber, Tellur, Selen, Blei und Wismut als angebrachte Pfadfinder-Elemente neben Arsen als klassischem Pfadfinder für Gold ergeben.

## Summary

The six investigated gold-copper occurrences south of Rehoboth are situated within the Rehoboth Inlier, which consists of Kibarian granitoids and rhyolites of the Gamsberg Granite Suite (GGS), Eburnian granitoids belonging to the Piksteel Intrusive Suite (PIS) and pre-Piksteel metasediments of the Rehoboth Sequence, which underwent greenschist facies metamorphism. Gold-copper mineralisations are bound to ductile-brittle shear zones with variable strikes dipping towards the NW, N, and NE and also appear to a lesser extent along N-S-striking brittle faults (at Blank's Mine) and along the sheared contact between quartzporphyric granitoids of the PIS and hydrothermally altered rhyolites of probable Kibarian age (Wohler Mine). In many places the orientations of the mineralised shear zones follow the trend of deformed basic dykes and/or rafts of metasediments within the Eburnian granitoids. The wall rock impregnation with disseminated gold- and copper-bearing minerals is generally restricted to a few meters around the ore bodies. In the north of the study area cylindrical folds with ENE-WSW-striking axial planes and a parallel foliation were developed during compression in the course of the Damara orogeny. Subsequently fold axis as well as stretching lineations and slickensides were rotated towards northwestern directions during a phase of drag folding. Planar fabrics are significantly better developed in the granitoids of the PIS than in those of the GGS suggesting that most of them formed prior to the structural Damaran overprint, during which they were reactivated. Slickensides on planes of foliation or shear foliation indicate dextral thrust faulting and/or sinistral normal faulting in many places, the latter occasionally associated with tension gashes containing barren quartz, carbonates, tourmaline and/or chlorite. Mylonitic rocks of the shear zones are characterised by grain size reduction, albitisation, sericitisation, and locally argillic alteration. Throughout the area slickensides on shallow dipping joints document a transport of allochthonous nappies over the Rehoboth Inlier towards a southeastern direction during the late Damaran evolution. There are two types of gold-copper mineralisations. The mineralisation hosting the Swartmodder Copper Mine belongs to the group of iron-oxide-copper-gold deposits (IOCG-deposits) with a typical early stage massive magnetite mineralisation also containing apatite (+monazite) and increased contents of uranium and LREE's. This paragenesis is partly replaced by a sulfide mineralisation dominated by chalcopyrite with inclusions of carrollite. Mineralised quartz veins or lenses occur with neither type of the ore. Those are an idiosyncrasy of the gold-copper-quartz mineralisations of the other studied occurrences, in which auriferous quartz veins and lenses essentially confined to the shear zones show articulate features of deformation and recrystallisation. With exception of the Swartmodder Gold Mine from which no samples containing ore minerals could be recovered and the Wohler Mine with ore containing only secondary ore minerals and native gold, the gold-copper-quartz mineralisations are linked to the occurrence of chalcopyrite. In the ore of the Golden Valley Mine chalcopyrite is joined by pyrite and encloses native gold, petzite, hessite, stützite, galena/clausthalite, sphalerite and other Ag-Cu-selenides and Ag-Cu-selenium-sulfides. The paragenesis allows for an estimation of minimum temperatures of 300°C at tellurium fugacities between  $\log f_{\text{Te}_2} = -11$  and  $-6.5$  and sulfur fugacities between  $\log f_{\text{S}_2} = -7.5$  and  $-6.8$  for the mineralising hydrothermal fluid. Chalcopyrite in the ore of the Neuras Mine incorporates pyrite and sphalerite and is in parts replaced by a complex galena-Bi-Ag-sulfosalt assemblage comprising wittichenite, aikinite, berryite, emplectite, native bismuth, and galena some of which carrying gold. Isolated in gangue quartz aikinite, berryite, matildite, argentite/acanthite, and at least one unknown silver-rich mineral with an empirical formula of

$\text{Ag}_8\text{Bi}_5\text{Cu}_5\text{S}_{16}$  are present. These mineral assemblages permit to constrain their temperature of formation and hence the replacement of chalcopyrite to  $271^\circ\text{C} - 320^\circ\text{C}$  at comparably low sulfur fugacities below  $\log f\text{S}_2 \leq -11$  and low oxygen fugacities below  $\log f\text{O}_2 \leq -37$  for a fluid rich in lead, bismuth and silver (and gold). In both mines, the Golden Valley Mine and the Neuras Mine, wall rock impregnations with magnetite being partially replaced by a subsequent sulfide mineralisation and element correlations hint at similarities with the genesis of IOCG-deposits. Independent of their textural arrangement, lithology or degree of its mylonitisation, chlorite yields formation temperatures of  $230 - 405^\circ\text{C}$  for all applied calibrations. Most likely its formation is due to greenschist facies metamorphism; but a connection to the ore forming stage can only be ruled out for the case of the sulfosalt mineralisation. In most investigated rock samples biotite displays alteration to chlorite. From resetting temperatures of the K/Ar-isotope system and the silica content of muscovite minimum P-T conditions of the metamorphic Damara overprint are  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  and ca 3.5 kbar. In many mylonitic samples biotite and muscovite are transformed to illite and/or smectite. This is also reflected by lower illite crystallinities of mica concentrates giving Damara or post-Damara K/Ar-ages. The degree of argillic alteration can be explained with the evolution of fluids infiltrating into the basement from low-temperature moderate saline fluids to hypersaline brines with increased Ca/Na ratios as inferred from fluid inclusion studies. The investigated fluid inclusions in barren and auriferous quartz vein and host rock samples do not represent a primary ore forming fluid. The mostly observed low-temperature brines may have caused the increased fineness of the native gold in the ore of the Wohler Mine and its advanced secondary alteration. The exploration for deposits of the IOCG-type might be assisted by pathfinders such as phosphorus, LREE's, uranium, thorium, copper, cobalt, gold, silver, lead and selenium. Significant deposits of this type generally show good response to magnetic and radiometric surveys. These geophysical techniques are less appropriate in search for gold-copper-quartz mineralisations, for which ore mineralogy and element correlations recommend the application of pathfinders such as silver, tellurium, selenium, lead, and bismuth additionally to arsenic in the context of geochemical surveys.



# 1. Einleitung

Der Bergbau trägt -abhängig von der Entwicklung der Rohstoffpreise- mit ca. 15 % zum Bruttoinlandsprodukt von Namibia bei. Die Förderung von Diamanten hat daran den größten Anteil, gefolgt von der Produktion von Uran, das aus der Rössing Mine gewonnen wird, die das fünft größte Uranvorkommen der Welt darstellt. Als einzige gegenwärtig im Abbau befindliche Goldmine Namibias produzierte die Navachab Mine, die seit 1989 in Betrieb ist, im Jahr 2001 2851 kg des Edelmetalls (BANK OF NAMIBIA, 2002). Eine wirtschaftlich untergeordnete Rolle spielt die Gewinnung von Kupfer, Zink, Blei, Silber, Arsen, Cadmium, Antimon, Zinn, Tantal und Wolfram. In den Buntmetall-Lagerstätten fällt Gold meist als Nebenprodukt an.

Die Navachab Goldmine befindet sich im Zentralen Damara Orogen südlich von Karibib. Eine Vielzahl weiterer Goldvorkommen sind aus dem Bereich des Damara Orogens, aber auch aus vielen Grundgebirgs-Inliern bekannt. Insbesondere die Gold-Kupfer-Vorkommen im Rehoboth Inlier wurden in den späten 20er und frühen 30er Jahren des letzten Jahrhunderts aufgrund des zu dieser Zeit hohen Goldpreises Gegenstand intensiver Prospektions- und Explorationstätigkeiten. Damals kam es auch vereinzelt zu einem Abbau von Golderzen. Nicht zuletzt aufgrund der komplexen Geologie und der unzureichenden geochronologischen Einordnung der lithologischen Einheiten des Rehoboth Inliers, ist relativ wenig über die Bildungs- und Alterationsbedingungen der in diesem vorliegenden Gold-Kupfer-Vorkommen bekannt.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung von sechs stillgelegten Gold-Kupfer-Minen südlich von Rehoboth in Bezug auf die lithologische und strukturelle Kontrolle, deren Nebengesteinsassoziationen und -imprägnationen, (Erz-)Mineralogie, Mineralchemie und Geochemie der Mineralisationen. Die Durchführung von K/Ar-Datierungen und Untersuchungen von Illit-Kristallinitäten und Flüssigkeitseinschlüssen sollen die Altersstellung der Strukturen, an die die Mineralisationen gebunden sind eingrenzen und somit eine lagerstättenkundliche und geodynamische Einordnung in die Entwicklung der regionalen Geologie unterstützen, aus denen Hinweise für die Exploration abgeleitet werden können.

## 2. Regionale Geologie

### 2.1 Geologie Namibias

Der strukturelle Rahmen der Geologie von Namibia wird im wesentlichen von drei tektonischen Hauptphasen bestimmt. Die beiden älteren, die Eburnische (ca. 2000 – 1800 Ma; paläoproterozoisch) und die Kibarische Phase (1400 - 900 Ma; mesoproterozoisch) (nach PORADA, 1979), lassen sich mit dem Transamazonian und dem Uruaçuano/Minas Südamerikas korrelieren (z.B. ALMEIDA et al., 1976; vgl. auch DE BRITO NEVES et al., 1990). Die Damara Orogenese ereignete sich während der Pan-Afrikanischen Phase (Brasiliano Phase in Brasilien), stellt die jüngste Gebirgsbildung innerhalb der Grenzen von Namibia dar und erfasste die zentralen und nordwestlichen Teile des Landes. Durch diese Gebirgsbildung wurden der Kongo Kraton im Norden und der Kalahari Kraton im Süden miteinander verschweißt (Abb. 2-1). Die älteren (prä-Damara) Gesteine sind in Namibia als sogenannte Basement Inliers, wie z.B. Kamanjab und Rehoboth Basement Inliers (im Folgenden RBI), in Gesteinen der Damara Sequenz und entlang der großen Randstufe (great escarpment) entlang der Atlantikküste aufgeschlossen (Abb. 2-2).

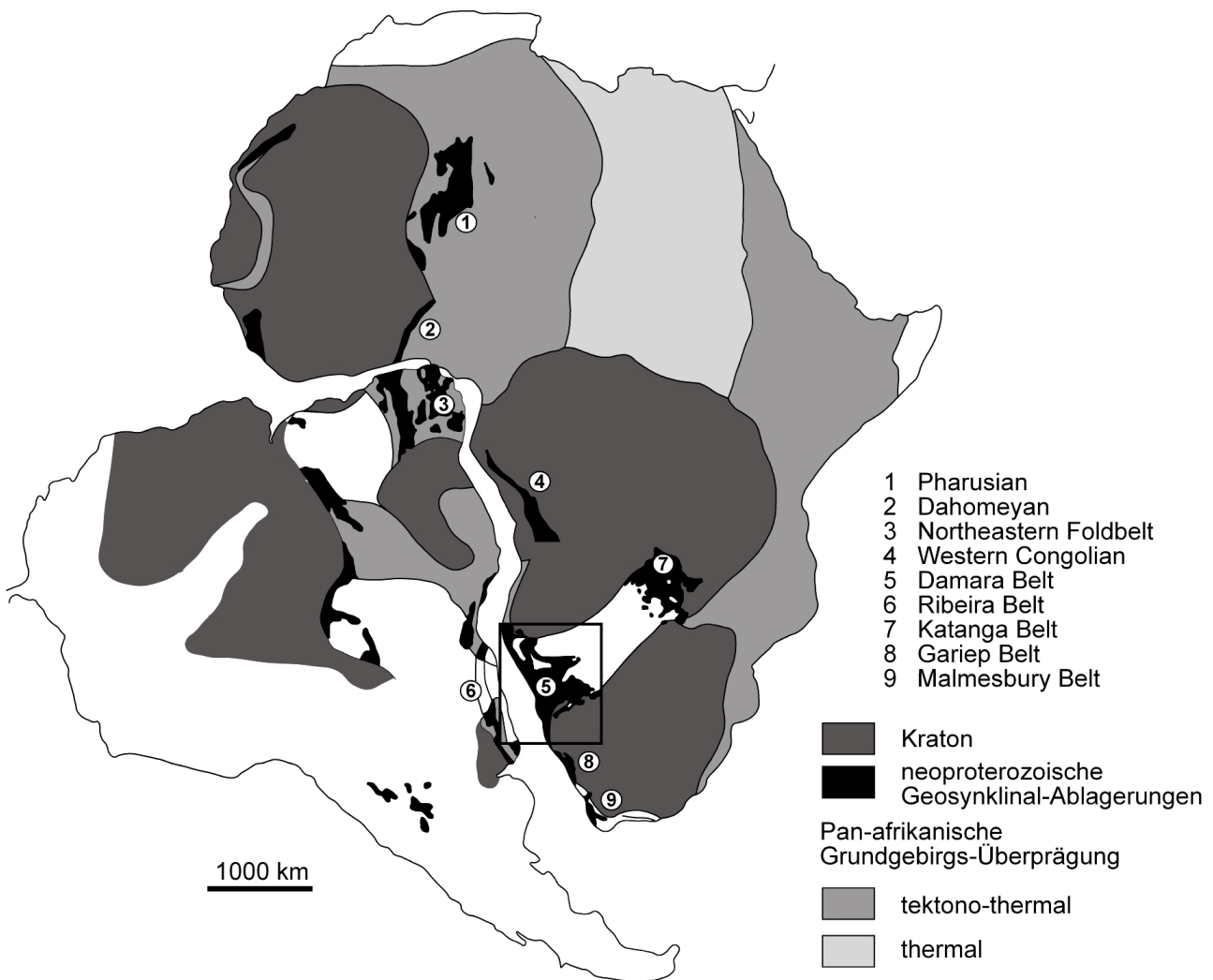


Abb. 2-1: Verbreitung von pan-afrikanischen mobilen Gürteln in Afrika und Südamerika  
(modifiziert nach PORADA, 1985)

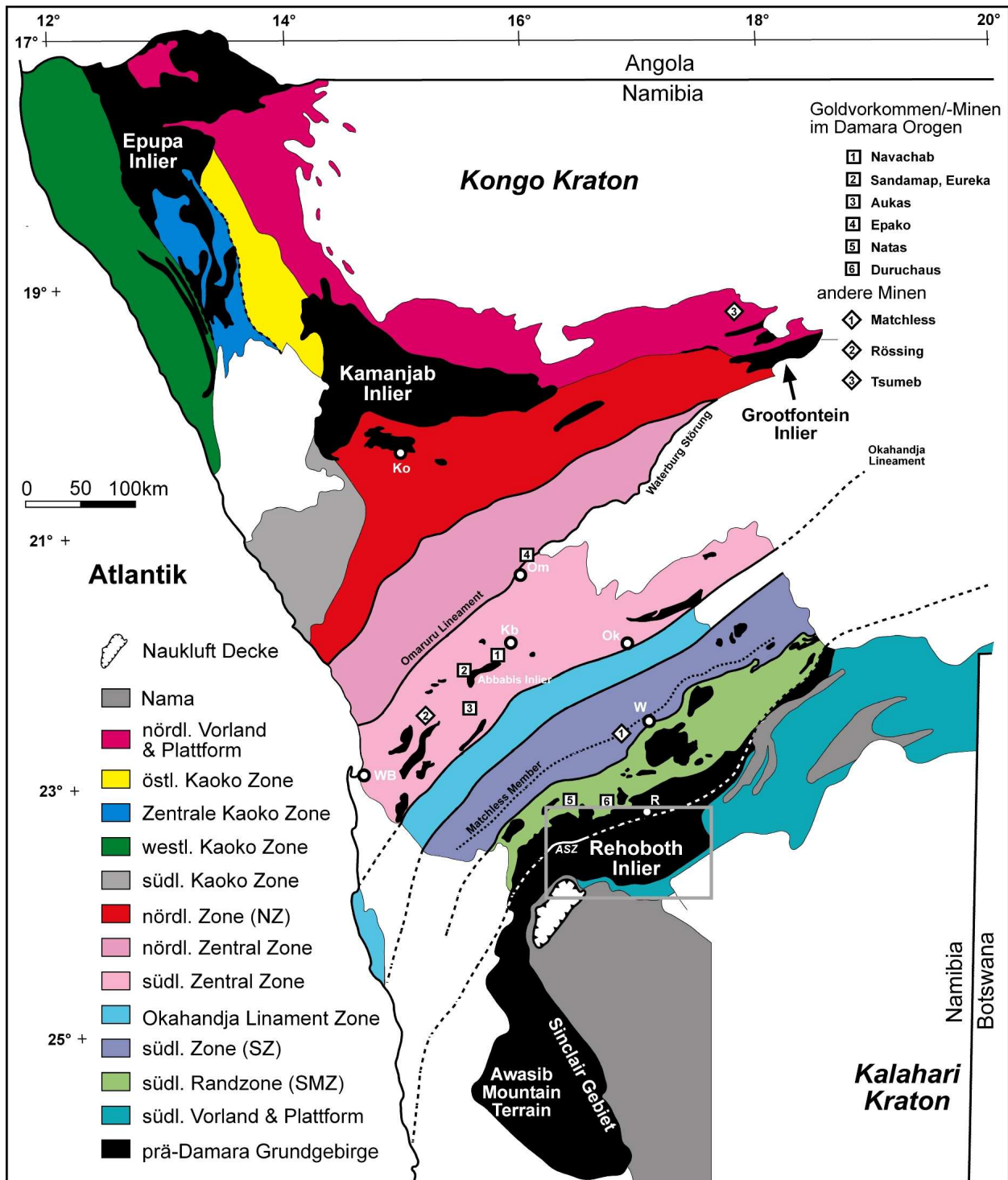


Abb. 2-2: Tektono-stratigraphische Gliederung des Damara Orogens mit relevanten Minen bzw. Goldvorkommen (modifiziert nach MILLER, 1983b)

Dabei treten Gesteine Eburnischen Alters im Norden Namibias im Epupa, im Kamanjab und im östlich davon gelegenen Grootfontein Inlier auf. Diese bestehen aus zumeist porphyroblastischen Gneisen und Migmatiten, die vulkanische, plutonische und sedimentäre Ausgangsgesteine beinhalten können. Inlier ebenfalls Eburnischen Alters, wie beispielsweise der Abbabis Inlier (z.B. JACOB et al., 1978) kommen auch in der Zentralen Zone des Damara Orogens vor.

Südlich des Damara Orogens werden solche Bereiche des RBI, die durch Einheiten der Rehoboth Sequenz (bzw. von prä-Rehoboth Einheiten) charakterisiert sind, dem Eburnischen Ereignis zugeordnet (z.B. ZIEGLER und STOESSEL, 1993; vgl. HOAL, 1990).

Weiter südlich sind zwischen Lüderitz und der südöstlichen Grenze zur Republik Südafrika Gesteine des Namaqua Metamorphic Complex (NMC) aufgeschlossen, die Einheiten enthalten, die während der Eburnischen Phase abgelagert bzw. deformiert wurden (z.B. TANKARD et al., 1982).

In RBI, AMT und NMC treten auch Gesteine der Sinclair Sequenz auf, die Kibarische Alter aufweisen.

Auf die neoproterozoische Damara Orogenese folgte die Ablagerung von Sedimenten und Laven der Karoo und die initiale Öffnung des Südatlantiks während des Jura mit der Bildung der Etendeka Flutbasalt-Decken während der Unteren Kreide. Im Zeitrahmen von der Kreide bis zum Quartär intrudierten post-Karoo Intrusiv-Komplexe und Kimberlite (z.B. bei Gibeon). Die äolischen und fluviatilen Sande der Namib Wüste wurden seit dem Tertiär bis heute abgelagert.

## **2.2 Geologie des Rehoboth Inliers (RBI)**

Erste geologische Untersuchungen im Gebiet südlich von Windhoek einschließlich des Rehobother Gebietes wurden 1887 von STAPF durchgeführt. Zwischen 1891 und 1904 wurden weitere Erkundungen von GURICH (1891-1892), STROMER von REICHENBACH (1896) und VOIT und STOLLREITHER (1904) unternommen. Die erste detailliertere geologische Aufnahme im Rehoboth Distrikt erfolgte zwischen 1910 und 1915 von RIMANN (1915). Auf diese Studien folgte die grundlegende geologische Kartierung des westlichen Gebietes des Kartenblattes 2316-Rehoboth von DE KOCK (1934). In den 30er Jahren fand die Geologie des Rehobother Gebietes ein erhöhtes Interesse durch die Entdeckung der Goldvorkommen, die in dieser Dekade auch abgebaut wurden bis die Unternehmungen sich als unökonomisch erwiesen. In den frühen 60er Jahren begann der Geological Survey in Windhoek unter der Leitung von R.McG. MILLER und K. SCHALK mit Kartierungen im Rehobother Gebiet (1:50.000; 1:1.000.000). Darauf folgten die strukturanalytische und petrographische Arbeiten im Bereich des RBI von DE WAAL (1966), MALLING (1975, 1978), SCHULZE-HULBE (1979), SCHALK (1988) und BECKER (1995). Die vorliegenden Daten zur Geochronologie und Geochemie der Gesteine des RBI wurden von ZIEGLER und STOESSEL (1993) und BECKER (1995) erweitert, diskutiert und interpretiert. Diese Daten zur magmatischen und strukturellen Evolution des Rehoboth Inliers sind in Tab. 2-1 wiedergegeben. Dabei wurde die chronologische Einordnung der Intrusiva der Weener Suite und des Alberta Komplexes nach ZIEGLER und STOESSEL (1993) berücksichtigt.

	Ereignisse	Intrusionen	Gänge	Tektonisches Regime	Überprägung	Magmen-Chemismus /Quelle	Literatur
2000 – 1800 Ma	Eburnische Orogenese	Weener und Piksteel Granit Suite		Kollision		kalk-alkalin /DM oder syn- bzw. postgenetische Alteration	3,6,7, 8,10,11
1400 Ma (?)		mafischer Alberta Komplex	assoziierte mafische Gänge				7
1250 – 1000 Ma	Kibarisches Ereignis	Gamsberg Granit Suite	rhyolitische Gänge (Nückopf/ Langberg)	Kollision und/oder Extension	starke hydrothermale (z.B. Rb/Sr- Systems gestört)	kalk-alkalin	1,2,6, 7,8
820 Ma			tholeiitische Gänge	Extension		tholeiitisch /aufgearbeitetes Krusten- oder Subkrusten-material des RBI	(7),8
489 - 532 Ma	Damara Orogenese			Kollision	strukturelle und metamorphe (v.a. nördl. RBI; grünschieferfaziell <300°C; Rücksetzung des K/Ar-Systems)		z.B. 4,6,8
<315 Ma	„Reaktivierung“ Areb Scherzone						8
280 Ma	Karoo Einrumpfung				150°C-250°C (SMZ)		5,8
110-220Ma ~	Öffnung des Südatlantik (initiales Rifting ~200-230Ma)		mafische Gänge (212 und 133 Ma) Etendeka	Extension			z.B. 9,12

Tab. 2-1: Magmatische und strukturelle Evolution des Rehoboth Inliers (Quellen: 1,2: BURGER und COERTZE (1974; 1975); 3: BURGER und WALRAVEN (1976, 1978, 1980); 4: AHRENDT et al. (1978); 5: MILLER (1983b); 6: SEIFERT (1986); 7: REID et al. (1988); 8: ZIEGLER und STOESSEL (1993); 9: REID und REX (1994); 10: BECKER (1995); 11: BECKER et al. (1996); 12: PFURR et al. (1991); DM: depleted mantle)

HAWKESWORTH et al. (1983) führten Rb/Sr- und Ar/Ar-Untersuchungen an Proben aus dem zentralen und nördlichen Damara Orogen durch und fassen dessen Entwicklung wie folgt zusammen:

1. 800 - 750 Ma: alkaliner Magmatismus; eine Gruppe von Gesamtgesteinsaltern von Granitoiden um 750 Ma.
2. 650 - 620 Ma: dioritische Aktivität assoziiert mit M1 Metamorphose (Früher Magmatismus und Metamorphose).

3. 570 - 550 Ma: Ablagerung von Sedimenten des Molasse Typs (Nama und Mulden Group); Hinweis auf eine frühe Hebung im zentralen Damara-Orogen. Entlang des Nordrandes des Orogens werden die Mulden Sedimente durch ein regionales F2 Ereignis vor der Intrusion der Salem Granite Suite um 550 Ma deformiert. Im Süden enthalten Sedimente der basalen Nama Group eine Ediacara-Typ-Fauna und sind somit mindestens 570 Ma alt. Diese werden ebenfalls um  $553 \pm 13$  Ma von Graniten intrudiert.
4. ~560 - 550 Ma: weitverbreitete granitische Aktivität und Regionalmetamorphose. Intrusion der im gesamten Damara weit verbreiteten Salem Granite Suite. Regionale F2 Hauptdeformation.
5. um 510 - 460 Ma: Generation und Intrusion alaskitischer Granitoide assoziiert mit Hebung. Frühe Relativbewegungen entlang des Okahandja Lineamentes (OKL). Entlang des OKL kamen die letzten Damarabewegungen vor der Intrusion der Donkerhuk Granite um  $523 \pm 8$  Ma zu einem Ende. Dies markiert den Übergang von Relativbewegungen entlang diskreter Lineamente zu einer regionalen Aufwölbung (updoming).
6. bis ca. 485 Ma: Der Deckentransport der Naukluft Decke (vgl. AHRENDT et al., 1978) wird von einer Hebung des zentralen Damara Gürtels zwischen 530-485 Ma begleitet.
7. Biotit-Alter von den Randzonen (509 - 494 Ma) sind 35 - 60 Ma älter als solche des zentralen Orogens (485 - 440 Ma). Dies weist darauf hin, dass bis 40 - 50 Ma nach der Abkühlung der Randzonen im Zentralbereich immer noch eine prograde Metamorphose und die Generation von alaskitischen Magmen stattgefunden haben.

Die Magmen dieser alaskitischen Granitoide und Uran-führende Fluide (z.B. Rössing) stammen vermutlich von Krustenmaterial mit mindestens Eburnischen Altern (>2000 Ma; HAWKESWORTH et al. 1981; HAWKESWORTH und MARLOW, 1983).

Der RBI bildet einen länglichen SW-NE-orientierten Körper mit einer Breite von bis zu 75 km, der sich in seinem westlichen Teil allerdings eher nach Süden orientiert. Das Untersuchungsgebiet stellt einen Ausschnitt des RBI dar (Abb. 2-3).

Der RBI wird von prä-Damara Gesteinen aufgebaut, grenzt im Norden an die südliche Randzone (Southern Marginal Zone, kurz SMZ) des Damara Orogens und wurde besonders in seinem nördlichen Teil von der Damara Orogenese erfasst. Seine südliche Begrenzung ist durch die Überlagerung mit Sedimenten der Damara Sequenz (Kamtsas Formation der Nosib Gruppe) und der Nama Gruppe gekennzeichnet, welche als Molasse bzw. Flysch des Damara interpretiert wird (z.B. SACS, 1980; HORSTMANN, 1987). Im Nordwesten ihres Verbreitungsgebietes werden die Sedimente der Nama Gruppe von der aus Damara-Einheiten aufgebauten Namib-Naukluft Decke überlagert wird. Die Namib-Naukluft Decke belegt einen Transport von Gesteinspaketen aus der südlichen Zone des Damara über den RBI hinweg. Alle präkambrischen Gesteine werden stellenweise von Ablagerungen der Karoo und des Tertiärs der Kalahari Gruppe überlagert, was eine Abschätzung der Erstreckung des RBI nach Osten (unmittelbar östlich des Arbeitsgebietes) erschwert.

Die im RBI anstehenden niedrig-metamorphen sedimentäre und magmatischen Einheiten, die dem Eburnischen Ereignis zu zurechnen sind bzw. bereits zu prä- oder früh-Eburnischen Zeiten abgelagert wurden, lassen sich in der Rehoboth Sequenz zusammenfassen (SACS,

1980). Die nach der vorläufigen geologischen Karte für das Kartenblatt 2316-Rehoboth (1:250.000; GSN, 1998) zur Rehoboth Sequenz gehörenden Einheiten sind in Tab. 2-2 charakterisiert.

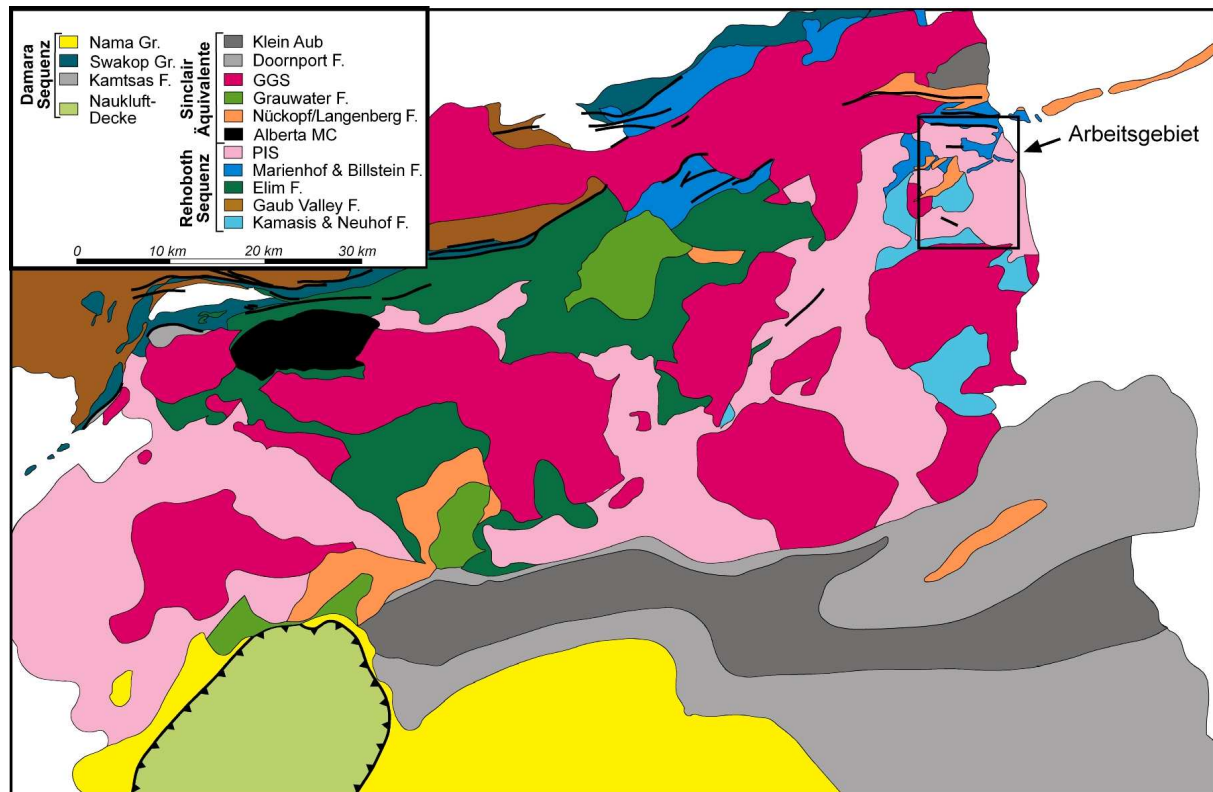


Abb. 2-3: Geologische Karte des RBI (modifiziert nach der vorläufigen geologischen Karte für das Kartenblatt 2316-Rehoboth, 1:250.000; GSN, 1998)

	Formation	Lithologie
Rehoboth Sequenz	<b>Billstein</b>	Quarzit, Meta-Arkose, Meta-Konglomerat; Serizit-Schiefer
	<b>Wortel</b>	Meta-Konglomerat, Quarzit, (Glimmer-Schiefer)
	<b>Marienhof</b>	Phyllit; Quarzit/Phyllit, Meta-Konglomerat, rhyolitischer Meta-Tuff, (Meta-Basalt)
	<b>Elim</b>	Grünschiefer, (Quarzit), Phyllit, rhyolitischer Meta-Tuff, Marmor, Meta-Konglomerat, Meta-Basalt, Magnetit-Quarzit; Serizit/Chlorit-Schiefer, Amphibolit, Marmor
	<b>Moorivier</b>	Migmatit, Gneis, Granit, Schiefer, Amphibolit
	<b>Gaub Valley</b>	Quarz/Serizit-Schiefer, (Marmor, Quarzit), kiesiger Schiefer, Meta-Konglomerat, Biotit-Serizit-Schiefer, Chlorit-Biotit-Schiefer
	<b>Kamasis</b>	rhyolitischer Meta-Tuff, Quarzit, basische Metalava, Schiefer
	<b>Neuhof</b>	Rhyolitische und basische Metalava, (Quarzit, Schiefer, Gneis, Amphibolit)

Tab. 2-2: Die Formationen der Rehoboth Sequenz (nach GSN, 1998; l: Linsen)

Die stratigraphische Unterteilung der Rehoboth Sequenz beruht im wesentlichen auf indirekten Beobachtungen, da die Kontakte zwischen den Formationen gelegentlich graduell und meist strukturell überprägt sind.

Zur Piksteel Intrusiv Suite (PIS) gehören eine porphyroblastische und eine quarzporphyrische Varietät des Piksteel Granodiorites. Beide intrudieren innerhalb des Arbeitsgebietes sowohl die Formationen der Kamasis/Neuhof, als auch der Marienhof Formation. Wie der Swartmodder Granit sind diese Eburnischen Alters (ZIEGLER und STOESSEL, 1993).

Neben Eburnischen Gesteinseinheiten treten im RBI Gesteine der Kibarischen Phase auf. Diese werden im westlichen RBI in der Nauzerus Gruppe der Sinclair Sequenz, der Doornport und der Klein Aub Formation zusammengefasst. Die liegende Formation der Nauzerus Gruppe bildet die Nückopf Formation mit porphyrischen (Meta-)Rhyoliten, (Meta-)Porphyroklastiten, (Meta-)Pyroklastiten mit einem basalen (Meta-)Konglomerat bzw. einer basalen Brekzie. Die hangende Formation der Nauzerus Gruppe bildet die Grauwater Formation mit Quarziten und untergeordneten (Meta-)Konglomeraten mit amygdaloidalen Metabasalten und rhyolitischen (Meta-)Pyroklastiten.

Hauptsächlich im Süden des RBI werden die Formationen der Sinclair Sequenz bzw. deren Äquivalente diskordant von den überwiegend sedimentären Einheiten der Doornpoort und Klein Aub Formationen überlagert. Diese sind vermutlich neoproterozoischen Alters, wobei deren Ablagerung aber der der Einheiten der Damara Sequenz vorausging (GSN, 1998).

Im östlichen RBI werden jene Kibarischen Gesteine, die nicht zu Doornpoort oder Klein Aub Formation gehören, als Sinclair Äquivalente der Dordabis Gruppe angesprochen. Der Nückopf Formation entspricht hier die Langberg Formation.

	westlicher RBI			östlicher RBI		
Sequenz	Gruppe	Formation	Lithologie	Gruppe	Formation	Lithologie
		Klein Aub	Quarzit, Tonschiefer, Kalkstein, Konglomerat			
		Doornport	Quarzit, Tonschiefer, Kalkstein, rhy. Tuff, (Konglomerat)			

*Diskordanz*

<b>Sinclair Sequenz bzw. Äquivalente</b>				<b>Dordabis</b>	Dubis	Quarzit, Tonschiefer, (Konglomerat)
					Skumok	Quarzit, (Konglomerat, Tonschiefer, rhy. Pyroklastit)
					Ibenstein	Quarzit, (Konglomerat), Basalt
					Bitterwater/Opdam	Basalt, Quarzit
					Kartatsaus/Langberg	Rhyolit, rhy. Tuff, (Basalt, Quarzit, Konglomerat)
	<b>Nauzerus</b>					
		Grauwater	Quarzit, Konglomerat, amygd. Basalt, rhy. Tuff			
		Nückopf	Rhyolit, Porphyroklastit, Pyroklastit			

Tab. 2-3: Die Formationen der meso- und neoproterozoischen Einheiten des RBI (nach GSN, 1998; die Vorsilbe „Meta-“, wurde hier für die Lithologien der Sinclair Sequenz/Äquivalente weggelassen)

Der Intrusion/Extrusion der Nückopf/Langberg Rhyolite ging die Intrusion der verschiedenen und weitverbreiteten Granite der Gamsberg Granit Suite (GGS) voraus (z.B. ZIEGLER und STOESSEL, 1993). Assoziiert mit dieser Phase des Magmatismus sind auch quarzporphyrische Gänge. Nach der vorläufigen Karte des Blattes 2316-Rehoboth (GSN,



1998) gab es zur Zeit der Bildung der Lithologien der Sinclair Sequenz/Äquivalente auch Intrusionen von Metabasit-, Diabas- und Syenit-Körpern sowie Apliten und Pegmatiten.

Ein wesentliches Strukturelement des RBI ist die Areb Scherzone, welche etwa subparallel zur Erstreckung des Inliers SW-NE verläuft, vermutlich bereits zu prä-Kibarischen Zeiten angelegt (SCHULZE-HULBE, 1979) und im Verlauf der folgenden Tektogenesen reaktiviert wurde. Es gibt Hinweise auf eine noch spätere (post-Damara) Phase der Aktivität entlang dieser Struktur (z.B. SEIFERT, 1986; ZIEGLER und STOESEL, 1993).

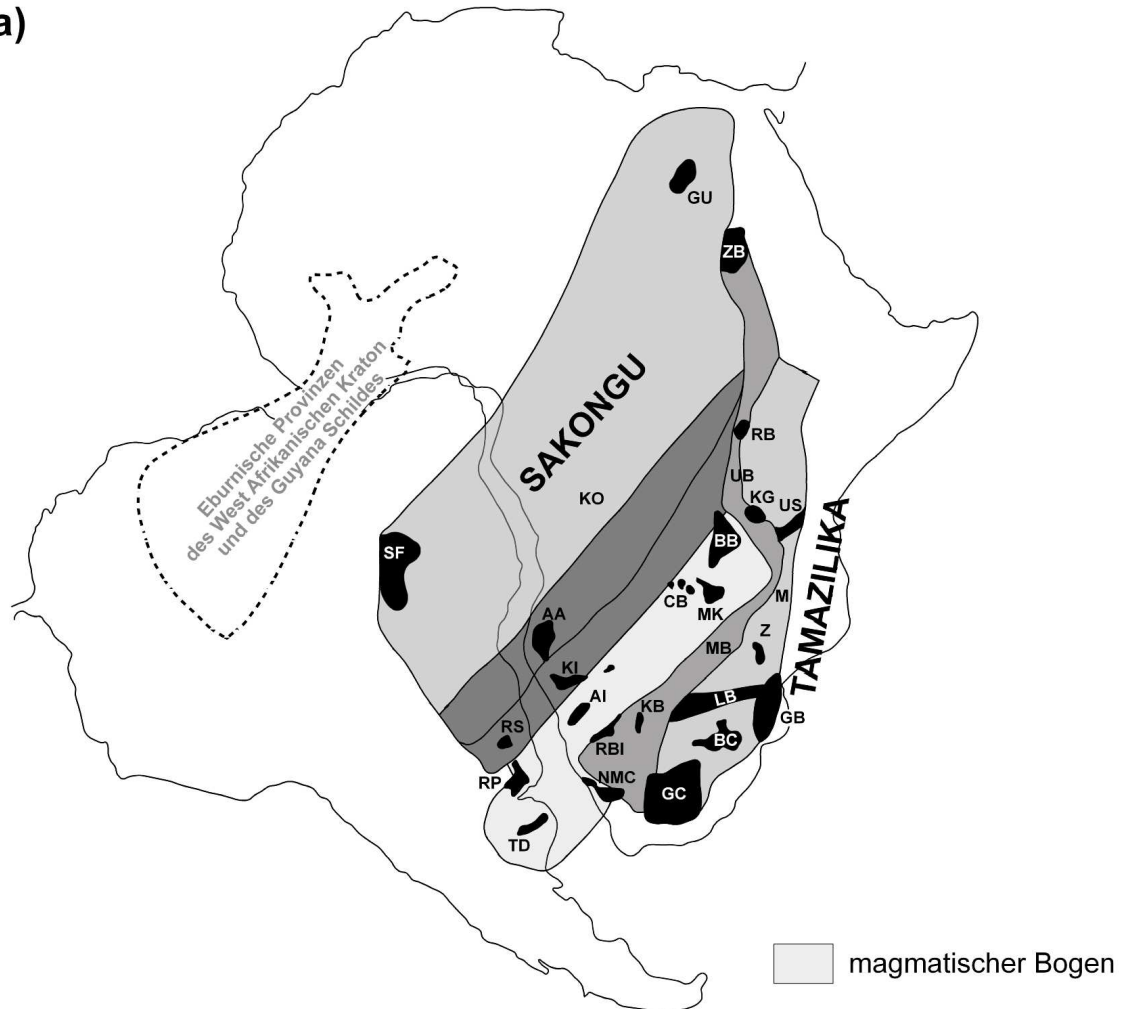
## 2.3 Geotektonische Entwicklung

### 2.3.1 Eburnische Phase

Die regionale Verbreitung von Gesteinen Eburnischen Alters reicht von Südamerika über das südliche Afrika bis nach Zentralafrika (bzw. Ostafrika). Im südlichen und zentralen Afrika (Eburnische Gesteine Namibias in 2.1 beschrieben) bilden der Kheis Belt (entlang der westlichen Begrenzung des Kaapvaal Kratons), der Magondi Belt (um den Simbabwe Kraton) und der Ubendische Belt, der Usagara Belt und der Ruwenzori Belt (umgeben den Tansania Kraton) eine von Namibia bis ins nordöstlich davon gelegene Zone (vgl. Abb. 2-4a). Diese Zone repräsentiert eine signifikante Krustenbildung während der Eburnischen Phase. Sie lässt sich bis in die Orogen des südlichen Brasiliens, Uruguays und nördlichen Argentinien verfolgen, wo sie durch die magmatischen Bögen Eburnische Alters (dort als Transamazonian bezeichnet) des Rio Grande do Sul, der Tandilia, des Rio de la Plata Kratons und des Santa Catarina (Granulit) Schildes (HARTMANN et al., 2000) vertreten ist.

Von MASTER (1990) wurden die geographische Verbreitung und die lithologischen Charakteristika der Eburnischen Gesteine dieser Zone in einem Modell zusammengefasst, welches eine Spreizung, Subduktion und Kollision während der Eburnischen Orogenese (2,2 - 1,8 Ga) vorschlägt (Abb. 2-4a, 2-4b). Diese Entwicklung soll zwischen den spätarchaischen Kontinenten Sakongu (Sao Francisco, Angola, Kasei, Kongo, Gebel Uweinat) und Tamazilika (Tansania-Kenia, Malawi, Simbabwe, Limpopo, Kaapvaal) stattgefunden haben. Es wird eine Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter den Tamazilika Kraton postuliert, bei der es entlang der Subduktionszone zur Bildung von kalk-alkalinen Magmatiten und zur Ablagerung von Sedimenten mit Affinität zu magmatischen Bögen gekommen sein soll. Ein magmatischer Bogen soll in Namibia im NMC und in den Epupa, Kamanjab, Abbabis Inliern aufgeschlossen sein. Östlich dieses magmatischen Bogens soll ein kontinentales back-arc rift Becken gelegen haben, in dem es zur Bildung rifttypischer Sedimente und Vulkanite kam. Im Süden des Sakongu Kontinentes deuten weitverbreitete Sedimente auf einen passiven Kontinentalrand. Die vulkano-klastischen Ablagerungen der Abbabis und Epupa Inlier von Namibia werden in diesem Zusammenhang als Zeugen eines fore-arc Beckens interpretiert. Die folgende Kontinent-Kontinent Kollision verursachte eine hochgradige Metamorphose und die Generation von kollisionsbezogenen Magmen. Der magmatische Bogen und das back-arc rift Becken sollen dabei (akkretionär) auf den Tamazilika Kontinent aufgeschoben worden sein. Relikte einer interkontinentalen Suture

a)



Abkürzung	Bedeutung	Alter (Ga)	Interpretation
AA	Angola Anorthosite	ca. 2,0	spätorogene Intrusion
AI	Abbabis Inlier	ca. 2,0	magm. Bogen + post-kollisionale Magmatite
BB	Bangweulu Block	ca. 1,8	magm. Bogen
BC	Bushveld Komplex	ca. 2,0	layerd Intrusion
CB	Copperbelt Basement	ca. 2,0	magm. Bogen
GB	Grunehogna Block	> 2,5	arch. Kraton
GC	Gascoigne Belt	ca. 1,8	back-arc Becken
GU	Gebel Uweinat	> 2,5	arch. Kraton
KB	Kheis Belt	ca. 2,0	back-arc Becken
KG	Kapalagulu Komplex	ca. 1,8	layerd Intrusion
KI	Kamanjab Inlier	ca. 1,8	fore-arc Becken
KO	Kongo Kraton	> 2,5	arch. Kraton
LB	Limpopo Belt	> 2,5	arch. mobiler Belt (Eburnisch überprägt, z.B. HOLZER et al., 1998)
M	Malawi	ca. 2,0	back-arc Becken
MB	Magondi Belt	ca. 2,0	back-arc Becken
MK	Mkushi	ca. 2,0	magm. Bogen
NMC	Namaqua Metam. Komplex	ca. 2,0	magm. Bogen
RB	Ruwenzori Belt	ca. 2,0	back-arc Becken
RBI	Rehoboth Inlier	>1,8	
RP	Rio de la Plata Kraton	ca. 2,0	magm. Bogen + post-kollisionale Magmatite
RS	Rio Grande do Sul	ca. 2,0	magm. Bogen + post-kollisionale Magmatite
SF	Sao Francisco Kraton	> 2,5	arch. Kraton
TB	Tumbide Belt	ca. 1,8	back-arc Becken
TD	Tandilia	ca. 2,0	magm. Bogen + post-kollisionale Magmatite
UB	Ubendian Belt	ca. 1,8	back-arc Becken
US	Usagaran Belt	ca. 1,8	Aulakogen
W	Waterberg Becken	ca. 1,8	strike-slip Becken
Z	Simbabwe Kraton	> 2,5	arch. Kraton
ZB	Zalangi Belt	ca. 2,0	back-arc Becken

Abb. 2-4a: Einordnung von signifikanten geologischen Provinzen in die plattentektonische Rekonstruktion der Eburnischen Orogenese (nach MASTER, 1990)

b)

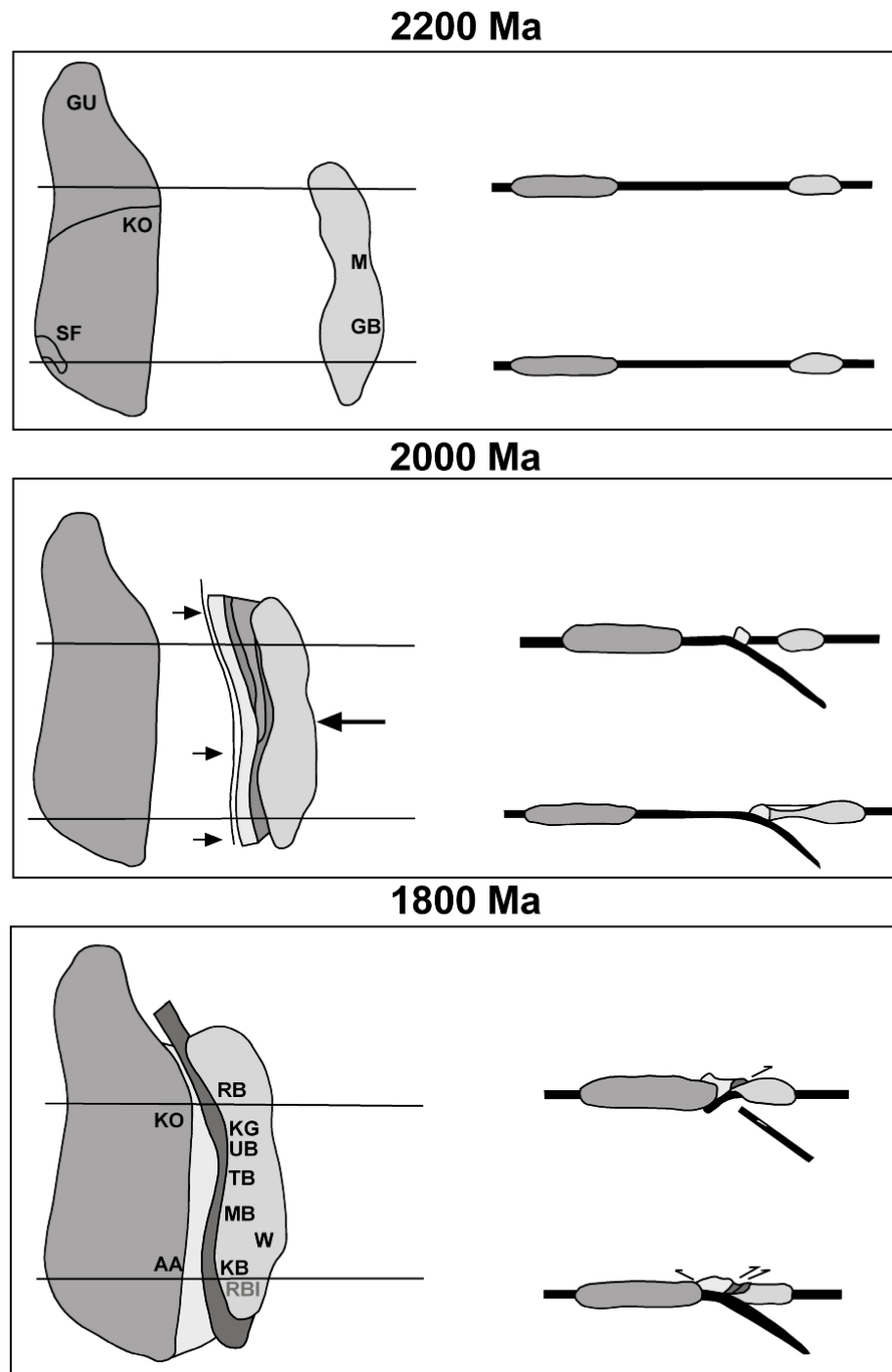


Abb. 2-4b: Rekonstruktion des Ablaufs der Eburnischen Orogenese  
(nach MASTER, 1990)

zwischen dem magmatischen Bogen und dem Sakongu Kontinentes könnten möglicherweise Granulite und Migmatite darstellen, wie sie beispielsweise im Santa Catarina Schild und Epupa Komplex aufgeschlossen sind (vgl. auch HARTMANN et al., 2000; BRANDT et al., 2003).

Darüber hinaus steht dieses Modell im Einklang mit der Eburnischen Deformation teils mit dextralen Blattverschiebungen des Limpopo Belts (vgl. z.B. HOLZER et al., 1998).

Die Einordnung der Gesteine der Rehoboth Sequenz in ein solches Szenario wird durch die Unsicherheiten bezüglich der genauen stratigraphischen Abfolge der Formationen, deren unbekanntem absoluten Altern, mögliche Überprägungen im Laufe der Kibarischen Phase und

die deutliche strukturelle Damara Überprägung erheblich erschwert. Der erste derartige Versuch wurde von BECKER (1995) unternommen.

Die Einlagerungen von Dolomit- und Kalzitmarmoren sowie Sedimentstrukturen in unreifen Serizitquarziten in der Elim Formation beweisen eine Ablagerung in flachmarinen Sedimentationsraum. Mit diesen Sedimenten sind basische bis intermediäre Laven und Pyroklastite verzahnt. Die Einheiten der Billstein und Marienhof Formationen scheinen einen Übergang von terrestrischer zu flachmariner und daraufhin tiefmariner Ablagerung zu dokumentieren. Die Quarzite dieser Formationen weisen teilweise hohe Feldspatgehalte auf und enthalten basische bis intermediäre (untergeordnet saure) Laven. Vereinzelt lassen Metapelite in den hangenden Abfolgen gradierte Schichtungen erkennen. Die Pyroklastika und Epiklastika der Gaub Valley Formation implizieren eine Ablagerung in einem Riftbereich mit hoher Sedimentationsrate und einer schnellen Absenkung.

Die Gaub Valley Formation wurde vermutlich unter Extensionsbedingungen in einem intra-arc Becken gebildet (Abb. 2-5), wohingegen für die Elim Formation eine Bildung in einem fortgeschrittenen Riftstadium im back-arc Bereich mit dominant basischem Vulkanismus vorgeschlagen wird. Die Einheiten der Marienhof und Billstein Formationen wurden wahrscheinlich unweit südlich des magmatischen Bogens in einem back-arc Becken abgelagert.

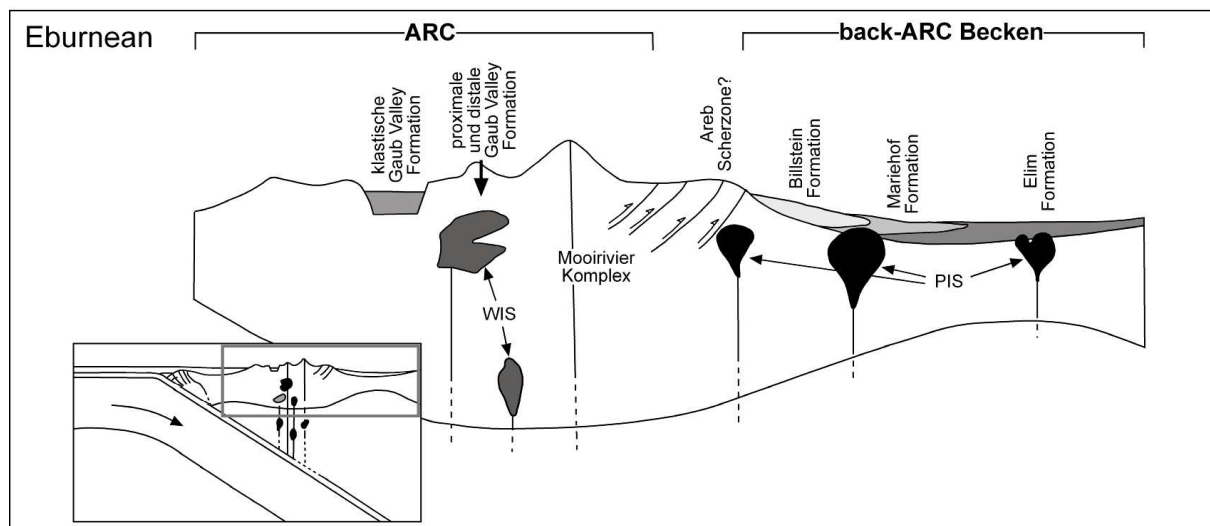


Abb. 2-5: Mögliche Einordnung der Formationen der Rehoboth Sequenz in ein Eburnisches arc bzw. back-arc System (modifiziert nach BECKER, 1995)

### 2.3.2 Prä- bzw. früh-Kibarische Alter ohne eindeutige Zuordnung

Der RBI enthält eine Vielzahl von mafischen und untergeordnet ultramafischen Intrusionskörpern unterschiedlicher Generationen. Der mafische Alberta Komplex südlich der Areb Scherzzone (Abb. 2-3) besteht aus einer geschichteten Sequenz von Amphiboliten mit noritischen, hyperitischen, gabbroiden und anorthositischen ursprünglichen Zusammensetzungen (DE WAAL, 1966; BECKER und BRANDENBURG, 2002). Während einer späteren Phase intrudierten Pegmatite, Pyroxenite, Harzburgite und Dunite. Ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von  $1442 \pm 32$  Ma (REID et al., 1988) ist umstritten, da es aufgrund der Damara Überprägung zu jung sein könnte. BECKER et al. (2003) erhielten eine Sm/Nd-Referenz-Linie aus sieben Datenpunkten, die ein Alter von  $1759 \pm 144$  Ma ergab

( $\epsilon\text{Nd} = 1,3 \pm 3,6$ ). BECKER und BRANDENBURG (2002) vermuten einen Zusammenhang zwischen der Intrusion und der Ablagerung der Elim Formation (Eburnisches arc/back-arc System; s.o.).

Östlich des pan-afrikanischen Kaoko Belts im Nordwesten Namibias enthält der Epupa Komplex (vgl. Abb. 2-2), dessen nordöstlicher Teil zu pan-afrikanischen Zeiten stabiler Teil des Kongo Kratons war, Eburnische Granitgneise (TEGTMEIER und KRÖNER, 1985). Dahingegen erhielten ALLSOPP und BURGER (in MENGE, 1998) U-Pb Zirkon-Alter von 1480 bis 1390 Ma für Granitgneise und Amphibolite des Kunene Komplexes. Diese mesoproterozoischen Alter stimmen mit Pb-Pb-Granat-Altern für Granulite des Epupa Komplexes (1490 - 1447 Ma) überein, die als peak-metamorphes Alter interpretiert werden (SETH et al., 2001). Die Kerne der Zirkone dieser Granulitproben weisen paläoproterozoische Alter (1810 - 1635 Ma) und deren Ränder mesoproterozoische Alter (1520 - 1510 Ma) auf, wobei letztere während der hochgradigen Metamorphose aufgewachsen sein sollen (SETH et al., in Prep.). Die Gesteine des Epupa Komplexes werden von zwei Generationen von undeformierten Anorthositen des Kunene Intrusiv Komplexes (KIK) intrudiert, von denen die jüngere U-Pb-Zirkon-Alter von  $1385 \pm 25$  Ma aufweist (DRÜPPEL et al., 2000), welche mit dem U-Pb-Zirkon-Alter einer Mangeritader ( $1370 \pm 4$  Ma; MAYER et al., 2000) aus dem angolanischen Teil des KIK korrespondieren. Die Anorthosite, die zusammen mit Leukogabbroen und Leukotroktoliten auftreten, wurden von Pyroxeniten, (Hornblende-) Hyperiten, Syeniten und Nephelin-Syeniten, Lamprophyren, Karbonatiten, Gabbros und Granitoiden intrudiert, von denen letztere auch als Red Granites bezeichnet werden, die Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter zwischen 1400 und 1300 Ma aufweisen (DE CARVALHO et al., 1987). Die Intrusion großer Anorthositkörper erfolgt im allgemeinen während einer Phase einer Extension (z.B. ASHWAL, 1993). BRANDT et al. (2003) halten die Intrusion der Anorthosite des KIK und eine Ultrahochtemperatur-Metamorphose während einer paläo- bis mesoproterozoische Destabilisierung der Kruste für wahrscheinlich, die vorausgehend im Verlauf der Eburnischen Orogenese eine Verdickung erfahren hatte.

U-Pb-Zirkonalter von  $1216 \pm 2,4$  und  $1213 \pm 2,5$  Ma einiger Syenite und Nephelin-Syenite die den KIK intrudierten mit Signaturen von intraplatten Granitoiden (LITTMANN et al., 2000) könnten eine frühe magmatische Phase der Kibarischen Entwicklung repräsentieren.

Die mesoproterozoischen Alter sowie die petrologischen Beobachtungen könnten darauf hinweisen, dass die den KIK kennzeichnenden Gesteine ein Analogon zum Alberta Komplex darstellen.

Andererseits wird eine paläo- bis mesoproterozoische Phase von ultramafischen Intrusionen mit ähnlichen petrologischen Assoziationen weltweit beobachtet (z.B. PETTERS, 1991). Prominente Beispiele sind der Bushveld Komplex innerhalb des Kaapvaal Kratons von Südafrika, der Stillwater Komplex in Montana, USA und der Sudbury Komplex in Kanada. Der etwa 2050 Ma alte Palabora Komplex (auch Phalaborwa Komplex) in Südafrika enthält Karbonatite und assoziierte disseminierte Kupfermineralisationen.

### 2.3.3 Kibarische Phase

Die in der Regel schwach deformierten lithostratigraphischen Einheiten der vulkanosedimentären Ablagerungen, die während der Kibarischen Phase (1200 - 900 Ma; auch als Irumidische Phase bezeichnet) gebildet wurden, werden in die Sinclair Sequenz gruppiert, deren Typlokalität im Sinclair Gebiet und im Awasib Mountain Terrain liegt (vgl. Abb. 2-2).

Bei den Vulkaniten handelt es sich überwiegend um Rhyolite, Rhyodazite und Rhyotrachite. Seltener treten auch basische Intraplattenvulkanite, Andesite, Shoshonite und Dazite auf (WATTERS, 1974; GROBLER et al., 1977; BROWN und WILSON, 1986; HOAL, 1990). Klastite sind durch Quarzite, Tonschiefer, Kalksteine und Konglomerate vertreten (vgl. Tab. 2-3). DE BEER und MEYER (1984) sowie HOAL (1990) halten eine Subduktion mit anschließender Kontinent-Kontinent Kollision und Platznahme von Granitoiden im NMC für die Bildung der Kibarischen Gesteine im NMC und im Gordonia Belt für verantwortlich. Dabei sollen Blattverschiebungskomponenten gekoppelt mit einer flachen Subduktion die Erhaltung von oberflächennahen Ablagerungen in pull-apart und anderweitig extensionalen Becken ermöglicht haben. HOAL (1990) diskutiert die mögliche Verlängerung einer nach Norden einfallenden Subduktionszone des Korilleren-Typs des NMC (Gordonia Belt und des AMT) nach Nordwesten bis in den Ciriquiqui Bogen (bzw. San Ignacio Belt) Südamerikas, in dem 1300 Ma alte mafische und ultramafische Intrusionen auftreten (LITHERLAND et al., 1985).

Die Kibarischen Gesteine des sogenannten Koras-Sinclair-Ghanzi-Chobe Belts, die sich vom südlichen Namibia bis nach Botswana (Ghanzi Belt), also entlang einer SW-NE-streichenden Zone, verfolgen lassen, wurden von WATTERS (1974; 1976) als Rehoboth Magmatic Arc (RMA) interpretiert. Dieser Magmatic Arc lässt sich über eine Länge von ca. 1200 km verfolgen und ist bis zu 150 km breit. Seine Existenz wird auch von SCHNEIDER und BORG (1999) angenommen.

Der RMA soll (nach WATTERS, 1974; 1976, 1978) durch eine flache SE- bzw. E-wärts gerichtete Subduktion entstanden sein. In Zuge dessen soll es zu Bewegungen entlang von Blattverschiebungen und einem späteren Wechsel zu einer steileren Subduktion gekommen sein, die eine Extension im back-arc- und fore-arc-Bereich mit bimodalen Vulkanismus ermöglichte (vgl. HOAL, 1990).

Andererseits können die weitestgehend undeformierten vulkano-sedimentären Einheiten, die Zyklizität der Ablagerungen, die auf eine Extensionstektonik (Grabentektonik) hinweisen und laterale Verjüngungstrends radiometrischer Alter, die von positiven Bouguer-Anomalien begleitet sind, auch als Ergebnisse eines anorogenen Rifting verstanden werden (z.B. KRÖNER, 1977; MASON, 1981; BORG, 1988). Weitere Hinweise auf eine solche geotektonische Situation stellen die Ablagerung kontinentaler red-bed Sedimente mit bimodalen Vulkaniten und relativ oberflächennahe Granitintrusionen, die Dominanz tholeiitischer über kalk-alkaline und alkaline Basalte und beispielsweise der peralkaline Charakter der Rhyolite dar. Diese Indikationen könnten aber auch durch ein kollisions-induziertes Rifting hervorgerufen worden sein (HOAL, 1990).

Auf die Platznahme von Granitoiden der Gamsberg Granit Suite (GGS) während der Kibarischen Phase folgte eine Phase schwacher Deformation und tiefer Erosion (SACS, 1980).

### **2.3.4 Damara - Pan-Afrikanische Phase**

Im Zuge der Pan-Afrikanischen Phase kam es zur Verschweißung von präexistenten Kratonen entlang von mobilen Belts (vgl. Abb. 2-1). Die Kollision des Kongo Kratons mit dem Kalahari Kraton bewirkte die Entstehung des SW-NE-streichenden intrakontinentalen Damara Orogens, welches weite Teile der Geologie Namibias konstituiert und im Katanga Belt (Botswana) seine nordöstliche Fortsetzung findet. Vermutlich besteht unter der mesozoischen

Bedeckung der Kalahari eine weiterführende Verbindung bis zum Sambesi bzw. Mosambik Belt (z.B. PORADA, 1979). Im Süden und Norden des Landes weisen der Gariep Belt und der Kaoko Belt mit NNW-SSE-lichen Orientierungen etwa parallel zum Küstenverlauf Namibias auf einen Zusammenhang mit dem ebenfalls pan-afrikanischen Ribeira Belt in Südamerika hin. Die strukturelle Unterteilung des Damara Orogens ist in Abb. 2-2 dargestellt. Im Kaoko Belt kam es beispielsweise im Hoanib Tal zur Einfaltung und Deckenüberschiebung von prä-Damara Grundgebirge (STANISTREET und CHARLESWORTH, 1999).

Ein genetischer Zusammenhang zwischen spät-Kibarischem Magmatismus im Rahmen einer Extension und einem frühen Riftstadium der Damara Entwicklung kann nicht ausgeschlossen werden. In der südlichen Zone dokumentieren die intrusiven und extrusiven basischen Magmatite mit MORB-Charakter des Matchless Amphibolit Belts eine (begrenzte) Ozeanbildung vor der Krustenverkürzung durch die folgende Damara Kollision (z.B. MILLER, 1983a). Nach den sedimentologischen und strukturellen Untersuchungen von KUKLA und STANISTREET (1990, 1991) sind die im Khomas Hochland aufgeschlossenen Damara-Sedimente als akkretionäres Prisma zu verstehen, welches bei der Subduktion ozeanischer Kruste nach Norden unter den Kongo Kraton entstand. Der Matchless Amphibolit Belt, der in Form von deformierten Pillow-Laven mit assoziierten Metagabbros und pelagischen Sedimenten den obersten Bereich der ozeanische Kruste repräsentiert, soll dabei entweder als topographische Erhebung abgesichert und in das Prisma inkorporiert oder obduziert worden sein. Während der Kontinent-Kontinent Kollision wurden auch Schollen des prä-Damara Grundgebirges in den Akkretionskeil eingeschert.

Deformation und Hebung des Damara Orogens verursachten die Ablagerung der Sedimente der Mulden Group nördlich und der Nama Group südlich des Damara Gebirges. Besonders in dessen nördlichen Bereichen wurde der RBI von der Damara Orogenese erfasst, wobei es vielerorts zur vollständigen Überprägung der prä-Damara Strukturen kam. Aus Abb. 2-6 ist zu erkennen, dass die Granat-Isograde stellenweise die nördlichsten Bereiche des RBI tangiert, wohingegen die Biotit-Isograde den RBI vollständig durchschneidet und somit überwiegend grünschieferfazielle bis niedrig-amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen erreicht wurden.

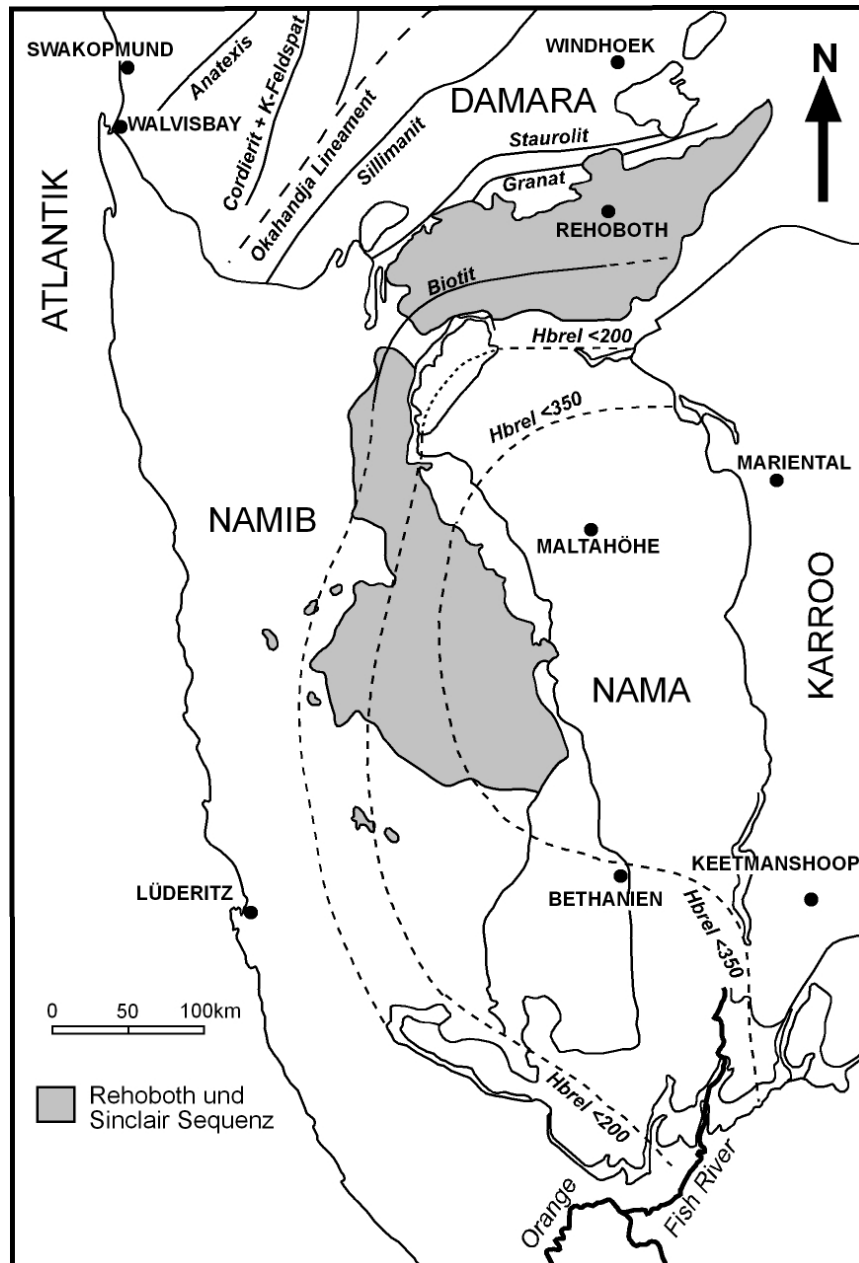


Abb. 2-6: Metamorphe Isograden und Isolinien der Illit-Kristallinität des Damara Orogens und seines südlichen Vorlandes (nach HOAL, 1990; modifiziert nach AHRENDT et al., 1978)



### 3. Das Untersuchungsgebiet

#### 3.1 Lage

Das Untersuchungsgebiet liegt etwa 90 km südlich der namibischen Hauptstadt Windhoek im Rehoboth Distrikt zwischen ca. 23°20' und 23°30' südlicher Breite (ca. 18,5 km N-S Erstreckung) und 17°00' und 17°06' östlicher Länge (ca. 10 km E-W Erstreckung) und somit unmittelbar westlich der Straße von Rehoboth nach Kalkrand. Das Gebiet erstreckt sich über die Farmen Neuras 330, Kariap 331 und die Rehoboth Townlands 302 und wird komplett durch das topographische Kartenblatt 2317AC Rehoboth (1:50000; Surveyor-General, Windhoek, 1991) abgedeckt.

#### 3.2 Geographie

Die große Randstufe trennt das südafrikanische Hochland (ca. 1100 - 1800 m ü. NN) im Osten von der westlichen Verebnungsfläche, die von etwa 1000 m ü. NN zur Küste hin abfällt. Die Randstufe ist als Grabenschulter der Extensionstektonik zu verstehen, die mit den Riftprozessen der Öffnung des Atlantik einherging. Das Arbeitsgebiet liegt ca. 130 km ost-nord-östlich der großen Randstufe.

Im Norden des Gebietes bilden die Guru Mountains nur wenige hundert Meter südwestlich der Stadt Rehoboth mit bis zu 1733 m ü. NN die höchsten topographischen Erhebungen. Südlich davon verflacht die Topographie bis hinunter auf ca. 1400 m ü. NN in Senken bzw. Revieren. Ausnahmen bilden hier der Spitskop (1603 m ü. NN) im westlichen Zentrum und die Aufschlüsse des Kobos Granits (bis ca. 1585 m ü. NN), der die südliche Grenze des Untersuchungsgebietes markiert. Östlich der Strasse von Rehoboth nach Kalkrand dominiert eine flache Topographie mit fluviatilen und äolischen Sanden, aus denen Inselberge herausragen. Der Straßenverlauf folgt vermutlich mehr oder weniger einer N-S-verlaufenden Störung (vgl. z.B. BORTON, 1975).

Die jährlichen Niederschlagsraten bei Rehoboth betragen ca. 250 mm/a (248,6 für 1956 bis 1985; DIERKS, 1992). Der Großteil des Jahresniederschlags fällt in kurzen, heftigen Niederschlagsereignissen in der Regenzeit von November bis April. Das Entwässerungsnetz des Untersuchungsgebietes besteht aus Revieren, die meist während dieser Zeit episodisch nach Osten entwässern. Der Oanob, der nördlich des Gebietes verläuft, verdankt seine permanente Wasserführung dem Oanob Staudamm westlich der Stadt Rehoboth.

Die spärliche Strauch- und Grasvegetation ergänzt durch einige Kameldornbäume und Akazienarten konzentriert sich überwiegend auf den Verlauf der Reviere. Anstehendes Gestein überwiegt flächenmäßig die Wüstenrohböden. Eine Humusbildung tritt generell nicht auf. Es dominieren Formen der physikalischen Verwitterung, wie beispielsweise Abgrusung und Wollsackverwitterung.

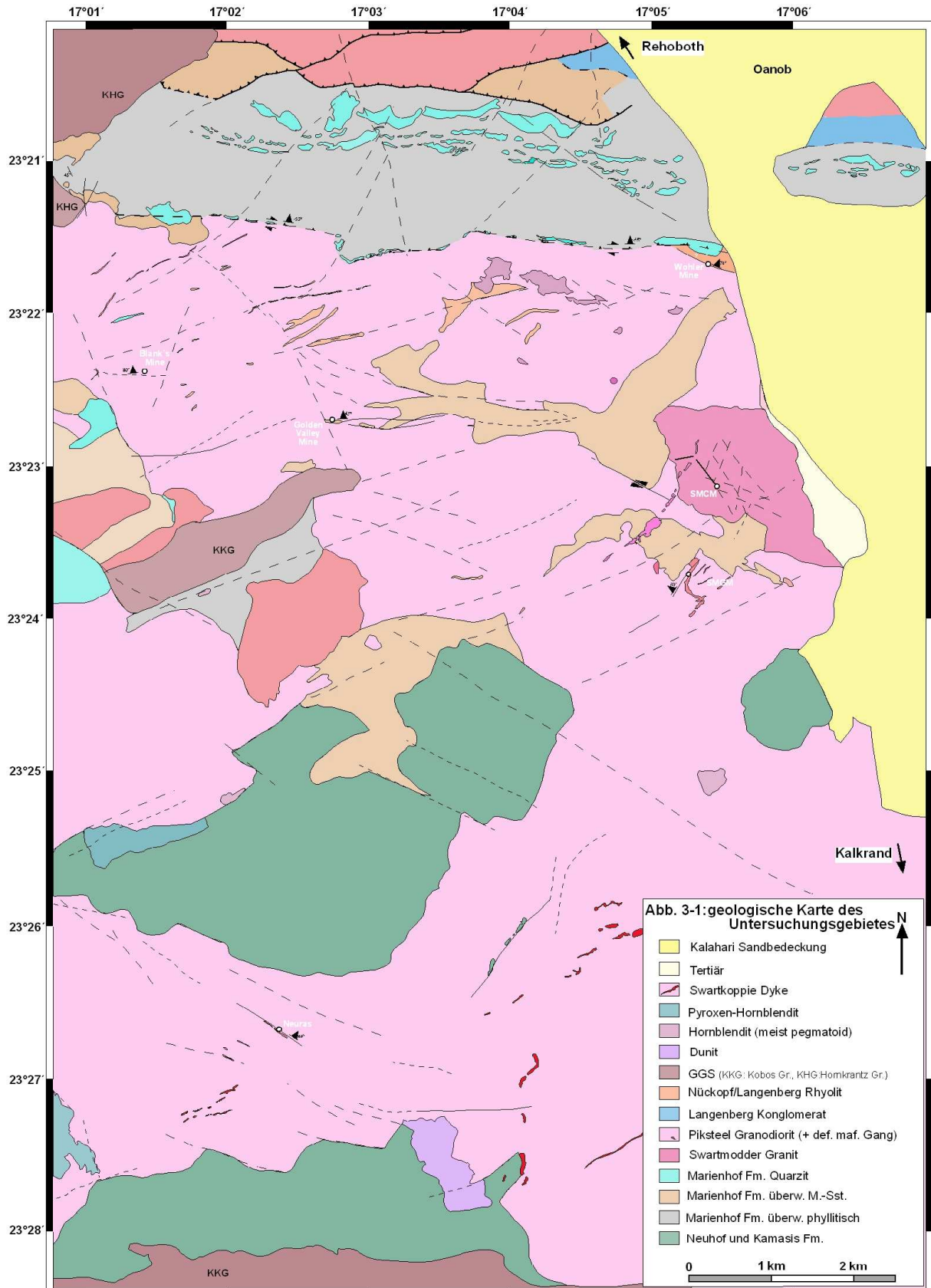


Abb. 3-1: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes (modifiziert nach SCHALK, 1988 und nach den Luftbildern 5356 - 5358, 5369, 5371 und 8574 - 8476)



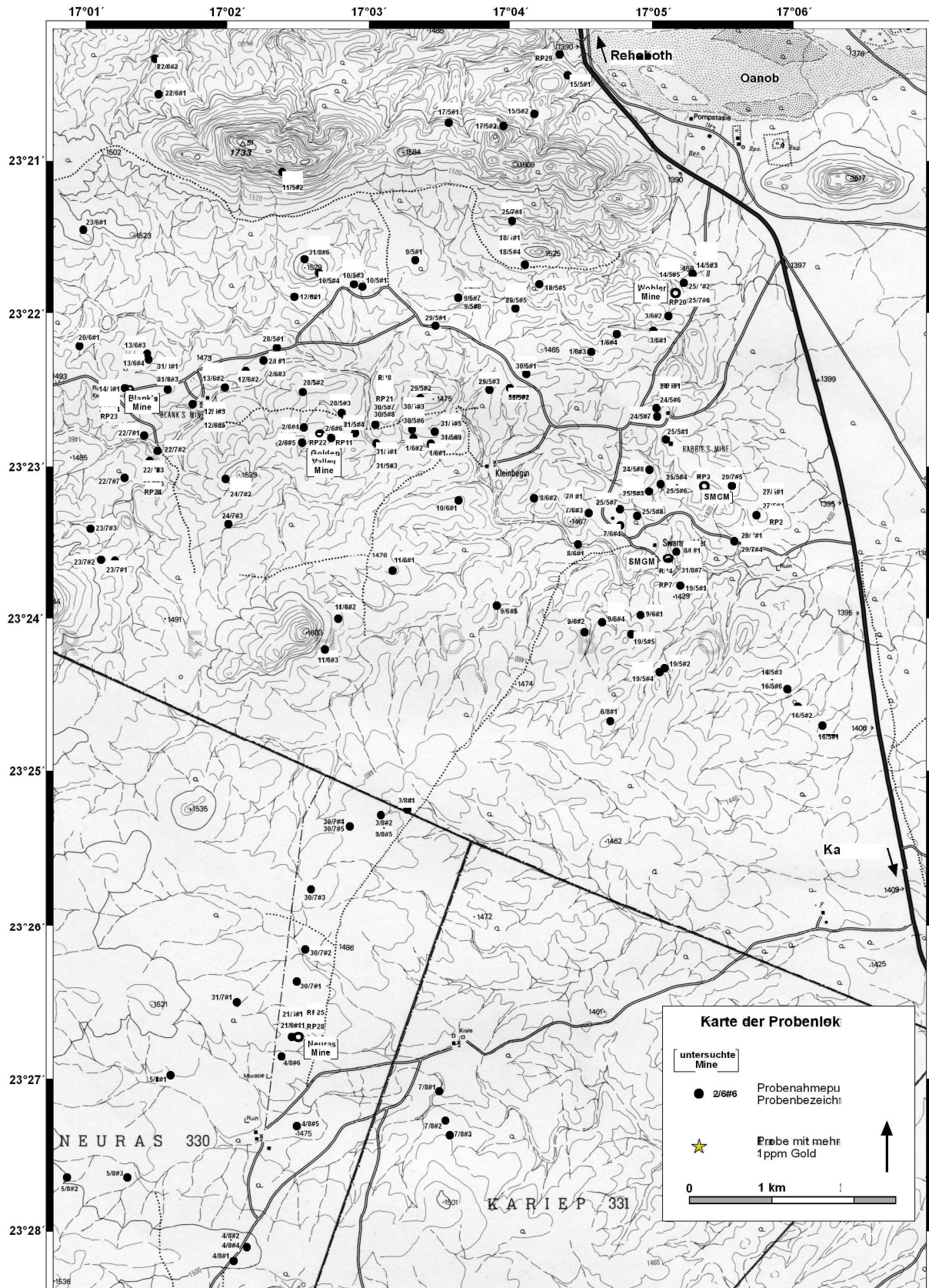


Abb. 3-2: Topographische Karte mit Probenahmelokalitäten (Ausschnitt Kartenblatt 2317AC Rehoboth; 1:50000)

### 3.3 Geologischer Überblick

Die Guru Mountains im Norden des Arbeitsgebietes werden von Einheiten der Marienhof Formation aufgebaut (Abb. 3-1), wobei quarzitische Lagen und Bänke topographische Erhebungen und eher metapelitische Lithologien Depressionen erzeugen.

Dabei bilden die Quarzite der Guru Mountains den hangenden Schenkel einer südvergenten Antiform, die nach Westen abtaucht und sich dort schließt. Der liegende Schenkel wird ebenfalls durch Quarzite charakterisiert, die südlich der Guru Mountains im Kontakt mit Intrusiva der PIS stehen. Dieser Kontakt ist durch Charakteristika einer dextralen Überschiebung/Aufschiebung gekennzeichnet (vgl. 4.1.4). Südlich dieses Kontaktes wird die generell flachere Topographie durch die mehr oder weniger spätestens während der Damara Orogenese gescherten Granitoide der Piksteel Intrusiv Suite und der Gamsberg Granit Suite bestimmt. Diese Magmatite sowie saure und mafische Gänge unterschiedlicher Generationen intrudierten in die Einheiten der Marienhof und der Kamasis bzw. Neuhof Formationen der Rehoboth Sequenz, die vielerorts in Form von Schollen in und zwischen diesen Granitoiden auftritt. Während der Kibarischen Phase wurde das Gebiet von Granitoiden der Gamsberg Granit Suite und Rhyoliten der Nückopf/Langenberg Formationen der Sinclair Sequenz (bzw. deren Äquivalente) intrudiert.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes befinden sich fünf stillgelegte Goldminen (Blank's Mine, Golden Valley Mine, Wohler Mine, Swartmodder Gold Mine, Neuras Mine) und eine stillgelegte Kupfermine (Swartmodder Kupfer Mine). Diese befinden sich alle südlich der Überschiebungsbahn. Des weiteren finden sich über das gesamte Gebiet verteilte meist kleinere Schurfe und Schürfgräben.

Die Lokalitäten der im Rahmen dieser Arbeit genommenen Proben sind der Karte Abb. 3-2 zu entnehmen. Genauere Koordinaten sowie Probenbeschreibungen befinden sich im Anhang (Anhang: Probenverzeichnis).

### 3.4 Beschreibung der untersuchten Minen

Die Lage der untersuchten Minen innerhalb des Arbeitsgebietes, deren Nebengesteinslithologien und die prinzipielle strukturelle Orientierung der Vererzungen sind in der geologischen Karte des Untersuchungsgebietes dargestellt (Abb. 3-1).

Die ersten goldführenden Quarzadern in Namibia wurden 1899 im Rehoboth Distrikt entdeckt (HIRSCH und GENIS, 1990). Der hohe Goldpreis gegen Ende der 20er Jahre und zu Anfang der 30er Jahre verursachte eine verstärkte Prospektions- bzw. Explorationsaktivität in der Region (pegging-boom 1933 - 1934; HIRSCH und GENIS, 1990). Vereinzelt kam es auch in dieser Phase zum Abbau von Vorkommen, der dann allerdings wegen zu niedriger Gehalte bzw. unsystematischer Verteilungen der Goldgehalte der Mineralisationen wieder eingestellt wurde. Zwischen 1934 und 1949 wurden ca. 181,5 kg Gold im Rehobother Gebiet produziert (Tab. 3-1).

Ab dem Ende der 60er Jahre wurden in der Region von Firmen wie beispielsweise Falconbridge Co. Ltd. und Tsumeb Co. Ltd. Explorationskampagnen durchgeführt. Zu einem Abbau kam es nur in den Fällen der Swartmodder Kupfer Mine und der Golden Valley Mine.

Jahr	Gold-Produktion (kg)
1934	0,591
1935	44,621
1936	69,388
1937	33,662
1938	9,632
1939	2,046
1940	3,504
1941	2,091
1947	0,222
1948	14,626
1949	1,102
Gesamt	181,485

Tab. 3-1: Goldproduktion im Rehoboth Gebiet 1934 bis 1949 (BURNETT, 1997)

### 3.4.1 Wohler Mine

Die Wohler Mine ist an den WNW-ESE-streichenden mylonitisierten Kontakt zwischen alteriertem Rhyolit im Norden und der quarzporphyrischen Varietät des Piksteel Granodiorites im Süden gebunden (Abb. 3-1). Die Scherzone lässt sich über etwa 500 m verfolgen, fällt mit 70 bis 85° nach NNE ein und steht möglicherweise in struktureller Verbindung zur nördlichen Überschiebungsbahn. Der Rhyolit ist in Nähe der Scherzone extrem stark serizitisiert und weist stellenweise durch grünliche Verwitterungsfarben auf eine primäre Imprägnation mit Kupfermineralen hin. Gold tritt in Form von Nuggets in unregelmäßigen diskontinuierlichen Quarzadern (und -linsen) auf, in denen nur noch häufiger Malachit auf eine kupferführende Primärvererzung hinweist.

Ein ca. 8 m tiefer Schacht wurden vertikal entlang des lithologischen und strukturellen Kontaktes niedergebracht.

### 3.4.2 Blank's Mine

Ähnlich der Wohler Mine sind Informationen bezüglich der Bergbaugeschichte, Geologie und Mineralogie der Blank's Mine äußerst spärlich. Der mindestens 25 m tiefe Schacht ist nicht zugänglich. In dessen Umgebung überdecken Halden das anstehende Gestein. Die Mineralisation soll an Quarz-Hämatit-Adern im Hangenden eines gescherten mafischen Ganges gebunden sein (AJAGBE, 1997). Die die Mine umgebenden Gesteine sind neben der quarzporphyrischen und porphyrischen Varietät des Piksteel Granodiorites vereinzelte deformierte mafische Gänge und Schollen von Meta-Rhyoliten und Quarziten. Etwa 30 m südlich des Hauptschachtes ist eine ca. 30 cm breite kataklastische E-W-streichende Scherzone im PG aufgeschlossen, die mit ca. 80° nach Norden einfällt und in der zerbrochene Feldspäte über Quarz dominieren.

Einige hundert Meter östlich und südöstlich des Schachtes sind in einigen Schürffgräben Scherzonen aufgeschlossen, die moderat bis steil nach NNW und vereinzelt steil antithetisch nach SSE einfallen. Auch NNE-SSW-streichende Störungen mit einem Einfallen nach WNW lassen sich lokal feststellen.

### 3.4.3 Golden Valley Mine

Die Golden Valley Mine wurde bereits in den frühen 30er Jahren angelegt und trug damals den Namen „Kobie De Wet Mine“, wurde dann später auch als „Mebi Mine“ bezeichnet (K.B. SIEBECK, pers. Komm., 2000). Sie wurde 1983 von der Akasia Mining Company bzw. Klein Begin Mining Co Ltd. wiedereröffnet. Nach vorliegenden Daten lag die Produktion dieser small-scale Mine stets unter 3 kg Gold pro Jahr (Tab. 3-2). Durchschnittlich wurden etwa 30 t Erz pro Tag gefördert (SMALLEY, 1989). Aufgrund des gesunkenen Goldpreises wurde der Abbau zu Beginn der 90er Jahre wieder eingestellt (K.B. SIEBECK, pers. Komm., 2000).

Jahr	Gold-Produktion (kg)
1983	0,196
1984	0,990
1985	0,475
1987	0,122
1988	2,581
1989	1,600

Tab. 3-2: Goldproduktion der Golden Valley Mine 1983 bis 1989 (BURNETT, 1997)

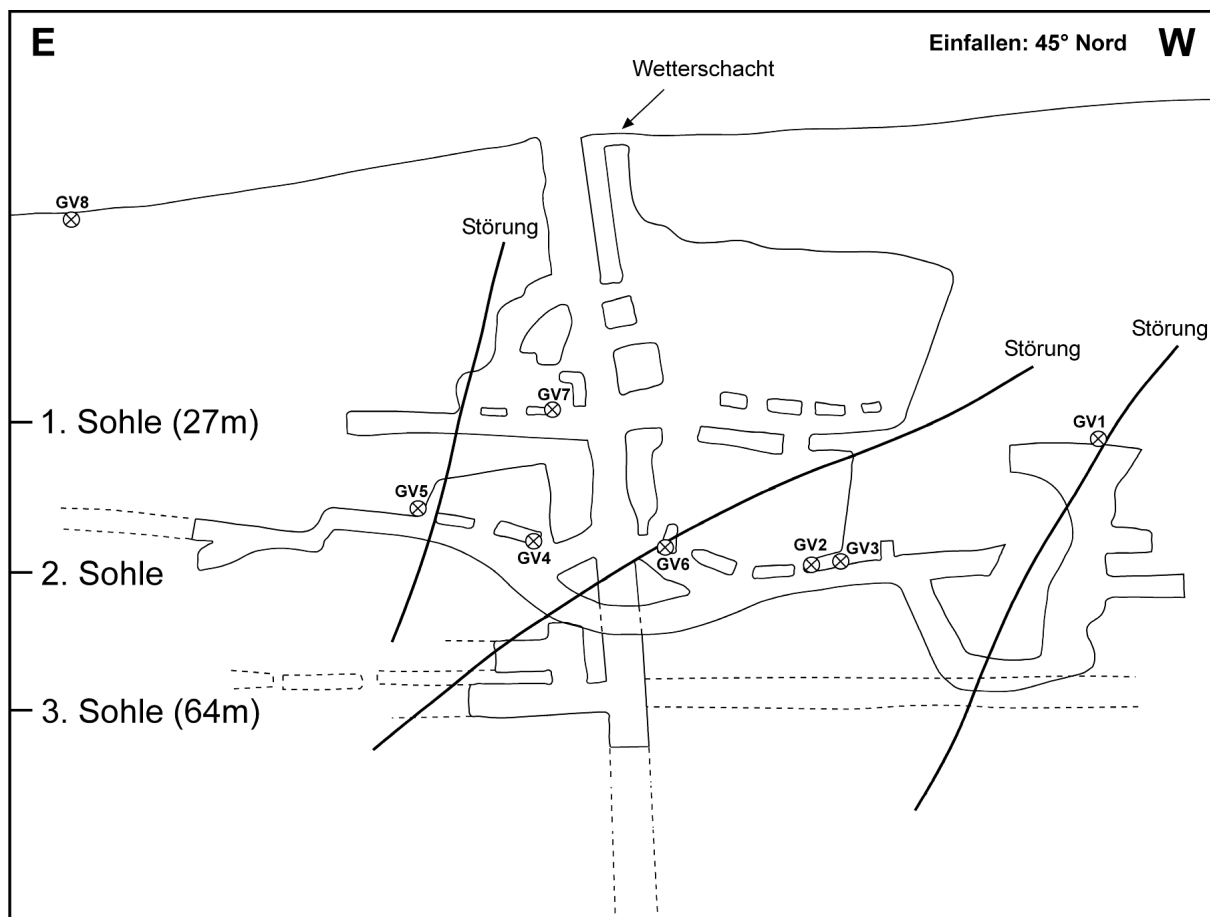


Abb. 3-3: Schrägriß des Grubengebäudes der Golden Valley Mine  
(nach SIEBECK; z.B. in HIRSCH und GENIS, 1992)

Die Mineralisation konzentriert sich auf eine etwa 2 m breite Scherzone, die sich über ca. 1,5 bis 2 km nachweisen lässt (WHITFIELD, 1990). Entlang der mit 45° nach N bis NE einfallenden Scherzone treten Metapelite, -psammite, und -pyroklastite der Marienhof

Formation und deformierte mafische Gänge auf. Die Mineralisation ist an unregelmäßig auftretende Quarzadern und -linsen gebunden und lässt sich bis auf eine Teufe von ca. 150 m nachweisen (HIRSCH und GENIS, 1990). Die eingeschuppten Gesteine der Marienhof Formationen sowie einige stark mylonitisierten Bereiche des granitoiden Nebengesteins (Piksteel Granodiorit) sind meist deutlich mit Magnetit imprägniert.

Abhängig von der Breite des abbaubaren Bereiches wurden Erzreserven von 462.721 t mit einem durchschnittlichen Goldgehalt von 4,03 g/t (für 1 m stope width) bzw. 432.421 t mit einem durchschnittlichen Goldgehalt von 4,31g/t berechnet (für 0,9 m stope width; K.B. SIEBECK, pers. Komm., 2000). Davon wurden für die oberen beiden Sohlen Reserven von 142.050 t mit durchschnittlich 7,25 g Gold pro Tonne errechnet. Dieses ergäben bei einer Ausbringung von 70 % ca. 720 kg Gold. Das Grubengebäude umfasst drei Sohlen bis in eine Teufe von 64 m (Abb. 3-3) und erstreckt sich über annähernd 200 m entlang des Streichens. Oberflächenbeprobungen im Bereich der Golden Valley Mine (Mebi Mine grid) ergaben geochemische Assoziationen von Gold mit Kupfer und Kupfer mit Zink, aber keine Korrelation von Gold mit Zink (K.B. SIEBECK, pers. Komm., 2000).

#### **3.4.4 Swartmodder Gold Mine**

Zwischen 1935 und 1938 wurden in der Swartmodder Gold Mine 29,6 kg Gold produziert (BÜRG, 1942).

Die Swartmodder Gold Mine ist an eine NNE-SSW-streichende mineralisierte Scherzone gebunden, die sich über knapp 300 m verfolgen lässt, in ihrem südlichen Abschnitt Piksteel Granodiorit durchschneidet und in ihrem nördliche Abschnitt den Kontakt zwischen Piksteel Granodiorit und einem foliierten mafischen Gang im Liegenden definiert (Abb. 3-4). Die Scherzone fällt mit zwischen 45 und 55° nach WNW ein. Der Abbau erfolgte entlang von Schächten, die exakt dem Verlauf der Scherzone folgen. Die nun größtenteils ausgeräumten Quarzadern und -linsen mit sehr unregelmäßigen Formen erreichten Durchmesser bis zu 1 m und enthielten Hämatit und Pyrit (COOKE, 1965). Es handelt sich um typische pinch-and-swell Adern.

#### **3.4.5 Swartmodder Kupfer Mine**

Die Swartmodder Kupfer Mine wurde wahrscheinlich gegen Ende des 19. Jahrhunderts von englischen Prospektoren angelegt (BURNETT, 1997). Zwischen 1900 und 1911 wurde die Exploration von der Hanseatischen Minengesellschaft fortgesetzt, in deren Verlauf zwölf flache Schächte und sieben Schürfgärten ausgebaut wurden (RIMANN, 1915). Später wurden zwei Schächte bis ca. 65 m abgeteuft. In den Jahren 1961 und 1962 wurden 162 t handgeklautes Kupfererzkonzentrat produziert. Ab 1972 erfolgte eine intensive Exploration durch Falconbridge Co Ltd. mit der Abbohrung der Lagerstätte in 34 Bohrungen mit insgesamt 5454 Bohrmeter. Bei einer angenommenen Bauwürdigkeitsgrenze von 1% Kupfer (cut-off grade) wurden durch diese Bohrungen Erzreserven von 314.000 t mit einem durchschnittlichen Kupfergehalt von 2,7 % bestätigt. Ein Stollen wurde bis zum Erzkörper getrieben, sodass im Oktober 1980 mit der Produktion begonnen werden konnte, bei der etwa 150 t/d als zusätzliches Erz für die Oamites Kupfer Mine gefördert wurden (SMALLEY, 1989). Der niedrige Kupferpreis führte bereits im März des darauf folgenden Jahres zum Ende des Abbaus (RANSOM, 1975). Die verbliebenen Erzreserven wurden auf knapp 163.000 t mit einem durchschnittlichen Kupfergehalt von 2,25 % geschätzt (WALDEN, 1983).



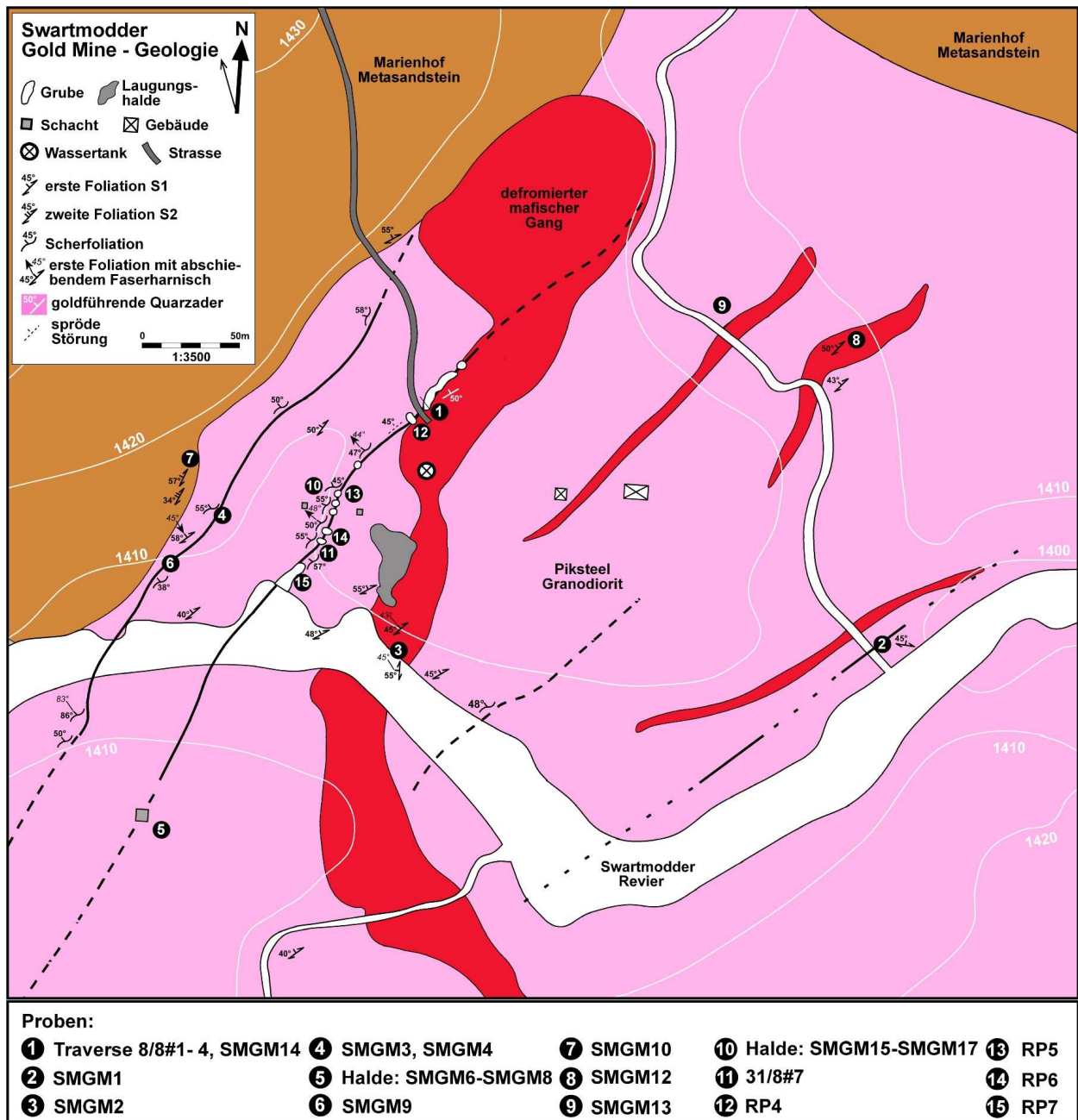


Abb. 3-4: Geologie der Swartmodder Gold Mine mit Probenlokalitäten

Die Kupfermineralisation ist hauptsächlich an stark mylonitisierte mafische Gänge gebunden, die nun als Biotit-Magnetit-Schiefer vorliegen (LEE, 1974; LAND, 1974). Der Haupterzkörper und ein östlich davon gelegener, unregelmäßig-lentikularer Erzkörper (eastern section) streichen NW-SE und variieren in Mächtigkeit zwischen 3 und 20 m (Abb. 3-5).

Der Haupterzkörper fällt in seinem nordwestlichen Abschnitt annähernd vertikal und im südöstlichen Abschnitt mit ca. 64° nach Südwesten ein (LEE, 1974). Entlang von ebenfalls deformierten mafischen Gängen, die zu Biotit-Chlorit-±Aktinolith-Schiefen metamorphisiert wurden und etwa E-W streichen, wurde der Haupterzkörper bis zu 20 m lateral versetzt. Entlang dieser Gänge wurde auch ein NNE-SSW-streichender, mit 35° bis 60° nach WNW einfallender und stark gescherter porphyrischer Gang (Quarz-Feldspat-Serizit-Schiefer) versetzt, der den Haupterzkörper vom westlichen Erzkörper trennt. Die Platznahme dieses porphyrischen Ganges erfolgte nach der Bildung der Erzkörper (BURNETT, 1997). Der



westliche Erzkörper lässt sich über eine Streichlänge von ca. 230 m verfolgen. Er streicht in der Nähe des porphyrische Ganges E-W, knickt dann in Richtung Westen nach Südwesten ab und weist entlang dieses Verlaufes unterschiedlich steile (35 - 60°) Einfallwinkel nach Norden bzw. Nordwesten auf. Über seine durchschnittliche Mächtigkeit von 2 m wurden durch Bohrungen Kupfergehalte von durchschnittlich 2,26 % nachgewiesen. Dennoch wurde dieser Erzkörper bisher nicht in die Berechnungen der vorhandenen Erzreserven einbezogen. Die Sulfidmineralisation beinhaltet im wesentlichen Chalkopyrit und Pyrit, die in Form von Linsen, Nebengesteinsimprägnationen und schmalen Adern (meist ohne Quarz) vorkommen. Dabei tritt Chalkopyrit tendenziell eher im Hangenden und Pyrit eher in den oberen und östlichen Partien des Erzkörpers auf (BURNETT, 1997). Im westlichen Teil des Haupterzkörpers konnten vereinzelt Silbergehalte bis zu 28 ppm festgestellt werden. Die Goldgehalte sind meist gering, können aber in sehr seltenen Fällen bis 8 ppm erreichen (RIMANN, 1915). Die Beteiligung von Magnetit variiert stark und kann im schiefrigen Nebengestein bis zu 60 % betragen (RANSOM, 1975).

Geophysikalische Untersuchungen mit der Methode der induzierten Polarisation (IP; induced polarisation) zeigten eine gute Übereinstimmung von Anomalien mit den oberflächennahen Erzkörpern (LAND, 1974).

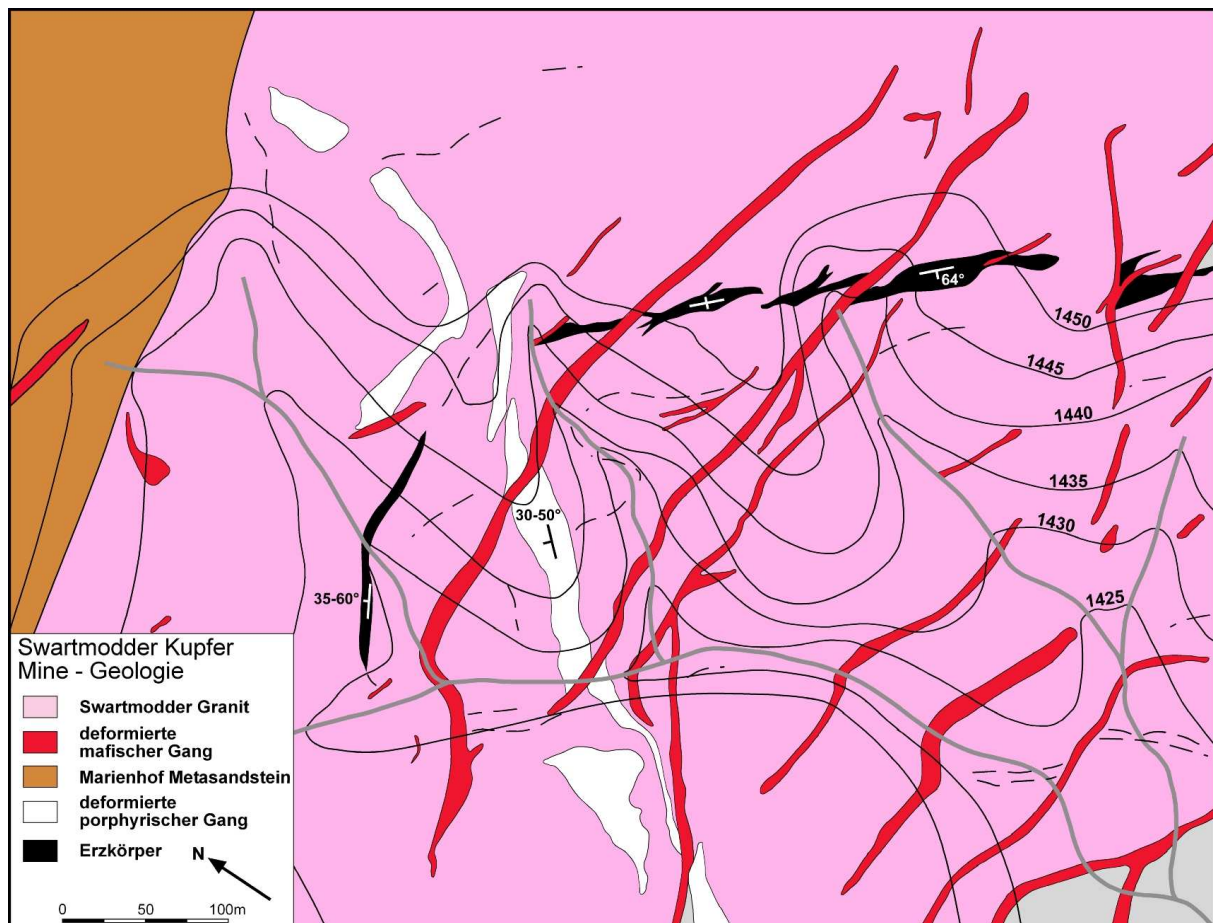


Abb. 3-5: Geologie der Swartmodder Kupfer Mine (modifiziert nach RANSOM, 1975)

Auf den Halden der Mine lässt sich neben den beschriebenen Gesteinen volumetrisch unbedeutend auch ein fein- bis mittelkörniger Granit (z.T. leicht rötlich) finden, welcher seinem niedrigen Deformationsgrad zur Folge wahrscheinlich der Gamsberg Granit Suite zugehörig ist.

### 3.4.6 Neuras Mine

Im Jahre 1910 wurde dieses Goldvorkommen auf der Farm Neuras entdeckt. Die Hanseatische Minengesellschaft legte zwei kleinere Schächte und 20 Schürfgräben an (DE KOCK, 1930). Zwischen 1928 und 1938 wurden die Schächte vertieft und neue Schächte und Schürfgräben im Auftrag verschiedener Einzelpersonen (Worms, Gordon; DE KOCK, 1930) bzw. Firmen (z.B. Rehoboth Mining and Development Co. (Pty) Ltd., Windhoek Gold Mines (Pty) Ltd.) angelegt. Der Abbau bezog sich hauptsächlich auf den Bereich der supergenen Anreicherung, der bis in eine Tiefe von ca. 60 m reichen soll (RANSOM, 1975). Ab 1930 sorgte ein Pochwerk mit fünf Pochstempeln für die Zerkleinerung von ca. 25 t Erz pro Tag (DE KOCK, 1930). Das Gold wurde auf Amalgamierplatten oder nach der Herstellung von Konzentraten mit Hilfe von „Tuchtischen“ (blanket tables) und in Amalgamiertrommeln extrahiert. Es sollen bis zu sechs Unzen (170 g) Gold pro Tag produziert worden sein (KOVALOFF, 1933). Zwischen 1936 und 1938 sollen 31,47 kg Gold produziert worden sein (z.B. WHITFIELD, 1990).

Die Grubengebäude der Neuras Mine orientieren sich über ca. 500 m entlang einer NW-SE-streichenden Scherzone (Abb. 3-6a), die durchschnittlich mit 80° nach NE einfällt, wobei das Einfallen zwischen 80° nach SW und 60° nach NE variiert (vgl. DE KOCK, 1930). Die Scherzone wiederum konzentriert sich auf ebenfalls NW-SE-streichende stark deformierte, foliierte mafische Gänge, die nun als Chlorit±Biotit(±Aktinolith)-Schiefer im Piksteel Granodiorit vorliegen und meist mit Magnetit imprägniert sind. Letzterer ist stark geschert (wurde gelegentlich in der Literatur als Neuras Granit bezeichnet, z.B. BORTON, 1978), enthält aber meist noch die typischen Feldspat-Porphroblasten.

Die Goldmineralisation innerhalb der Scherzone ist an Quarzadern und -linsen gebunden, die vor allem entlang der Kontakte zwischen den Schiefen und dem Granitoid meist zwischen 15 und 20 cm breit sind (bis zu 65 cm). In dieser Zone tritt Freigold in Form von Flittern (flakes) und Nuggets bis 12 mm (DE KOCK, 1930) auf. Die Mineralisation ist mit Kupfersulfiden, Pyrit und Galenit assoziiert. Allerdings variieren die Goldgehalte und die Mächtigkeit dieser Mineralisationszone über Streichlänge und Tiefe erheblich. Die Schiefer in direkten Kontakt mit der Gold-Quarzmineralisation weisen meist eine einige Zentimeter weitreichende Imprägnation mit primären und sekundären Erzmineralen auf (DE KOCK, 1930).

Eine Bohrung traf auf die mineralisierte Magnetit-führende Scherzone in einer Teufe von 70 m, das beprobte Bohrgut enthielt jedoch nur 0,05 g/t Gold und 0,7 g/t Silber (BORTON, 1975). Unter Annahme einer kontinuierlichen Mineralisation über eine Streichlänge von 205 m und einer supergenen Anreicherung bis in eine Tiefe von 60 m wurden für den high-grade Block und die beiden low-grade Blöcke A und B (Abb. 3-6b) Erzreserven von knapp 27.000 t mit einem durchschnittlichen Goldgehalt von 5,31 g/t und einem durchschnittlichen Silbergehalt von ca. 37 g/t berechnet (RANSOM, 1975). Im Gegensatz dazu berichtet BORTON (1975) von Erzreserven von 76.640 t mit durchschnittlichen Goldgehalten von 7,1 g/t (z.B. auch HIRSCH und GENIS, 1990). Eine systematische geochemische Beprobung (Bodenproben; in einem 400m\*100m Raster) ergaben Kupfer, Blei, Zink und Quecksilber Anomalien im Bereich der Neuras Mine (BORTON, 1975). Die Anomalie von Quecksilber befindet sich ausschließlich südlich der Mine in dem Bereich, in dem die Erzaufbereitung stattfand und ist daher sehr wahrscheinlich anthropogen.

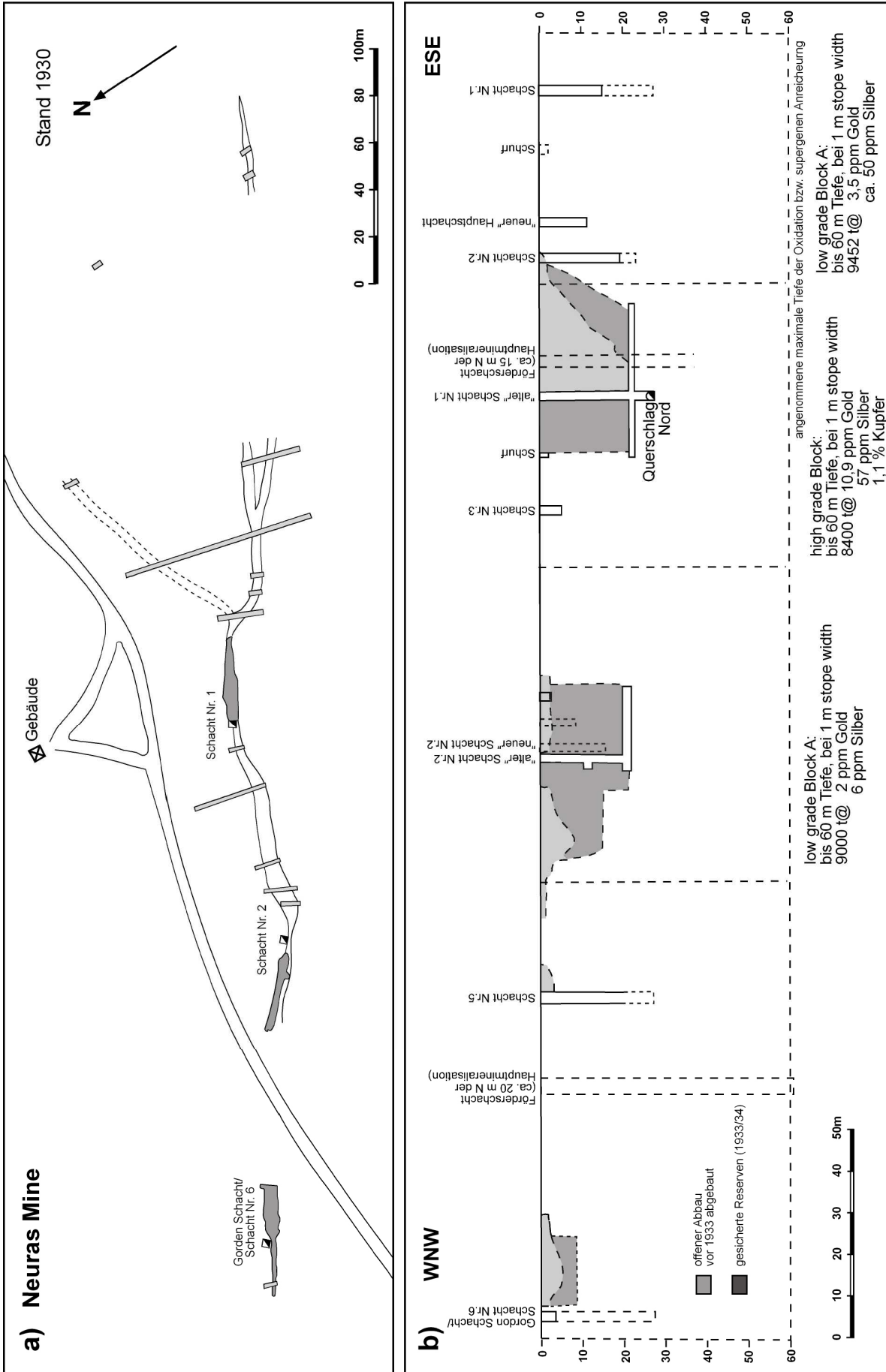


Abb. 3-6: Grubengebäude der Neuras Mine: a) Kartenansicht (nach DE KOCK, 1930); b) im Longitudinalschnitt (nach RANSOM, 1975)

## 4. Struktur

Die Struktur des Arbeitsgebietes ist neben der Schichtung der Marienhof Metasedimente durch bis zu zwei Schieferungen, Falten, Streckungslineare, Faserharnische, mylonitische Scherzonen, Quarzadern, pinch and swell Strukturen, Störungen und Klüfte gekennzeichnet.

### 4.1 Strukturelemente

Sämtliche Strukturelemente wurden mit einem Klar-Gefügekompass unter Berücksichtigung der derzeitigen magnetischen Deklination von ca. 7° West eingemessen.

Im Rahmen der Geländeaufnahme wurden insgesamt 825 Strukturelemente eingemessen.

Davon wurden die Raumlagen von

100 Schichtflächen,	42 Faltenachsen,
341 Schieferungsflächen,	80 Klüften und Kleinstörungen,
73 Streckungslinearen,	17 Schnittlinearen,
94 Faserharnischen und 78 Quarzadern ermittelt.	

Die Darstellung der Daten erfolgte mit StereoNett Version 2.20 (DUYSTERS, 1998), einem Programm zur Erstellung stereographischer Projektionen auf die untere Halbkugel im Schmidt'schen Netz.

#### 4.1.1 Schichtung S0

Eine Schichtung lässt sich gut in den Einheiten der Marienhof Formation beobachten, die die Guru Mountains im Norden des Arbeitsgebietes dominieren. Dem dort beobachteten Faltenbau entsprechend sind die Schichtflächen der Marienhof Metasedimente variabel orientiert (Abb. 4-1a). In deren Metasandsteinen und Quarziten deuten vereinzelt noch erkennbare Sedimentstrukturen wie gradierte Schichtung oder Kreuzschichtung (Abb. 4-2a,b) alternierend auf normale und überkippte Lagerungsverhältnisse teils in geringen Abstand zu einander hin. Die 54 in den Guru Mountains eingemessenen Schichtflächen fallen mehrheitlich moderat nach NW, N und NE (Quarzitbruch) und nur selten nach W oder steil nach SW ein. Schichtflächen lassen sich aber auch in den Sedimentpaketen und seltener auftretenden Pyroklastika erkennen, die lokal in Granitoiden der PIS eingeschuppt sind. Die 46 eingemessenen Schichtflächen die in Sedimenten in Granitoiden der PIS angetroffen wurden, sind deutlich variabler orientiert, weisen aber ähnliche Trends wie die Schichtungen in den Guru Mountains auf. Die 100 gemessenen Schichtflächen fallen durchschnittlich 345°/58° nach NNW ein. Die Schichtflächen spiegeln den beobachteten eng isoklinalen bis engen, asymmetrischen, SE-vergenten Faltenbau wieder (s.u.).

#### 4.1.2 Foliationen

Im Süden des Arbeitsgebietes sowie zwischen der Neuras Mine und den Aufschlüssen des Kobos Granites treten die vermutlich ältesten Gesteine (prä-Piksteel) im Arbeitsgebiet auf (vgl. Abb. 3-1), die wahrscheinlich der Kamasis Formation zugehörig sind (SCHALK, 1988). Im Süden streichen deren Foliationen, die gelegentlich an Fließgefüge erinnern, und seltene

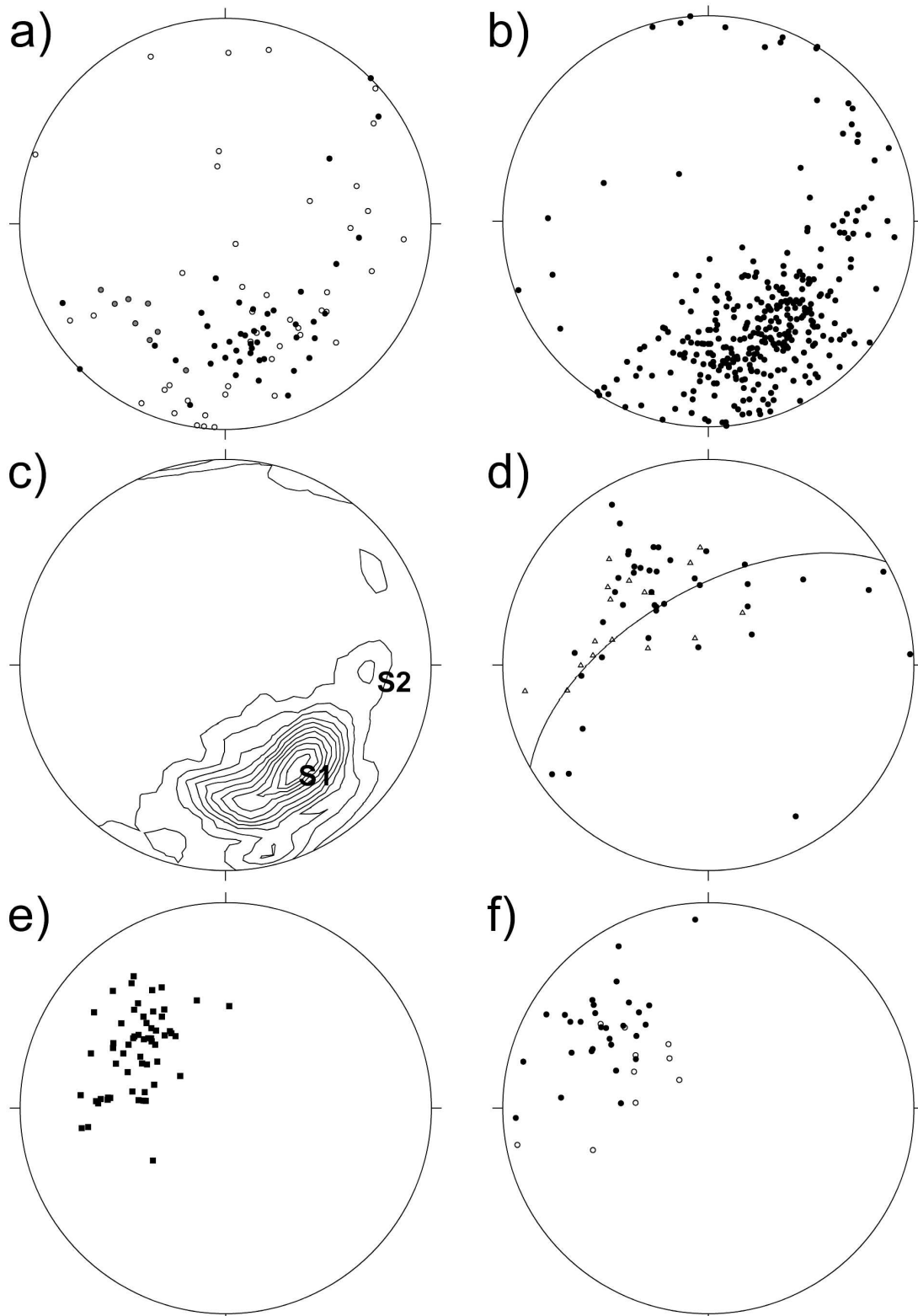


Abb. 4-1: Stereographische Projektionen: a) Flächenpole zur Schichtung ( $S_0$ ) von Metasedimenten der Marienhof Fm; schwarze Punkte: in den Guru Mountains ( $n = 48$ ); grau gefüllte Kreise: im Quarzitbruch ( $n = 8$ ); leere Kreise: eingeschuppt in Granitoide ( $n = 46$ ); b) Flächenpole der Foliationen ( $n = 341$ ); c) kontourierte Belegungsdichte der Foliationen, max. Belegungsdichte  $S_1$  bei  $324^\circ/50^\circ$ , max. Belegungsdichte  $S_2$  bei  $273^\circ/58^\circ$ ; d) Raumlage der Faltenachsen (Punkte;  $n = 42$ ) und Deltalineare (Dreiecke;  $n = 17$ ); e) Raumlage der Streckungslineare ( $n = 60$ ); f) Raumlage von Faserharnischen (Punkte: aufschiebende,  $n = 31$ ; Kreise: abschiebende,  $n = 10$ )

Mylonite NNW-SSE und fallen nach SSW oder NNE ein. Derartige Raumlagen korrespondieren mit den von SCHALK (1988) in Gesteinen der Elim Formation (auf der Farm Elim) beobachteten Faltenachsen von Antiklinalstrukturen. Unmittelbar nördlich der Aufschlüsse des Kobos Granites streichen derartige Strukturen eher E-W und scheinen spätestens durch die Intrusion des Kobos Granites neu ausgerichtet worden zu sein. Diese Strukturen stehen im Arbeitsgebiet in keinem Zusammenhang mit den Mineralisationen.

Neben den Marienhof Metasedimenten im Norden des Gebietes sind auch Piksteal Granit, Swartmodder Granit, zahlreiche mafische sowie einige quarzporphyrische Gänge und teilweise auch die Nückopf Rhyolite foliiert. In den Phylliten der Marienhof Formation dominieren eine kontinuierliche Foliation (continuous foliation) mit Schlieren dynamisch rekristallisierter Quarzaggregate oder disjunktive Foliationen mit geraden/parallelen, diskreten Schieferungs-Domänen, welche durch Domänen von dynamisch rekristallisierten Quarz voneinander getrennt sind (smooth, zonal, parallel, discrete cleavage). Diese Foliationen sind meist (sub-)parallel zur Schichtung S0 angeordnet und fallen überwiegend wie diese moderat bis steil nach NW oder N ein (vgl. Abb 4-1a,b). Außerhalb von Scherzonen zeigen weniger stark rekristallisierte Quarzporphyroblasten in den Phylliten mit Deformationslamellen und Subkornbildung deutliche Deformationsmerkmale, aber kaum Hinweise auf eine wesentliche Rotation und somit auf eine Scherkomponente. Die Orientierungen von Subkörnern, Deformationslamellen und Fluideinschlußbahnen (Bereiche der Dilatation meist senkrecht zu den Deformationslamellen) in diesen (nicht rotierten) Quarzen aber auch Fällungs-Lösungstexturen (z.B. feinkörnige Quarz-Glimmer Rekristallite in S0 bzw. S1-parallelen Druckschatten von Quarzporphyroblasten belegen eine Kompression senkrecht zu S1 bei leicht höhergradigen P-T-Bedingungen (stress induced solution transfer). Wahrscheinlich spätere kristallplastische Deformationsmerkmale niedrigeren Grades (Deformationslamellen, Subkörner) deuten auf Einengungsrichtungen hin, die zunehmend von der Normalen zu S1 abweichen. Der Übergang zwischen Lösungs-/Fällungs- und kristallplastischen Prozessen als Mechanismen der Foliationsgeneration ist allerdings auch beispielsweise von der Verfügbarkeit bzw. dem Chemismus von Fluiden während der Deformation abhängig (z.B. PASSCHIER und TROUW, 1998).

Besonders im Bereich der im Norden des Gebietes beobachteten Überschiebungsbahn ist häufig auch eine flach ( $5 - 25^\circ$ ) nach NW oder SE einfallende Scherband Foliation (shear band cleavage) in Phylliten der Marienhof Formation zu erkennen, die stets in einen spitzen Winkel zur S1 Foliation mit dieser eine Runzelschieferung (Sc<sub>c</sub>) bildet (Abb. 4-3). Mikrofalten dieser Scherbandfoliation weisen stets eine größere Amplitude als die seltenen Mikrofalten von S0//S1 auf. Dies belegt den aufschiebenden Charakter entlang dieser regionalen Struktur, entlang der boudinierte Quarzitlinsen, Linsen von Metasandstein und/oder Quarzadern auftreten (z.B. Abb. 4-2c).

Das mikrostrukturelle Gefüge der meistens equigranularen Marienhof Quarzite wird von relativ schwach dynamisch rekristallisierten Mosaikquarz bestimmt. Mehrheitlich S0- oder S1-parallele feine Lagen von Muskovit zeichnen gelegentlich die Schichtung nach (teils nur bevorzugte Orientierung von Muskovit), sind aber, wenn parallel zu S1 orientiert, kontinuierlicher ausgebildet, was ebenfalls auf Lösungs-/Fällungs- Mechanismen hinweist. In den weniger gut sortierten Einheiten der Marienhof Formation (Marienhof Metasandstein) sind größere Quarzkörner dynamisch rekristallisiert. Sie zeigen Deformationslamellen, interne Bänder neuer Körner (bands of new grains) und gelängte Subkörner. Feinkörnige Mosaikquarze in deren Zwischenräumen sind meist nur statisch rekristallisiert und zeigen



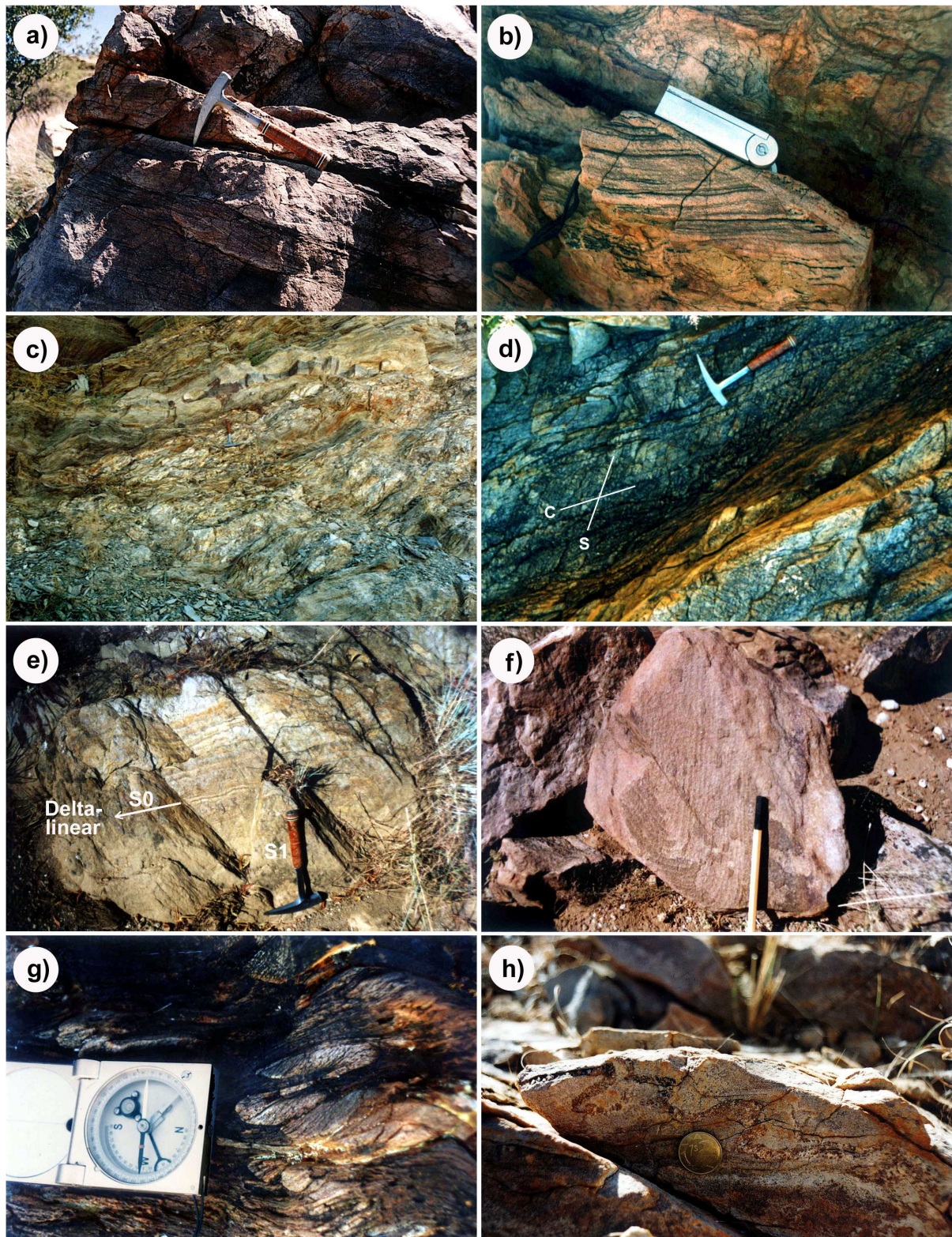


Abb. 4-2: a) Kreuzschichtung im Marienhof Quarzit, Guru Mountains; b) Kreuzschichtung im Marienhof Metasandstein, Guru Mountains; c) boudinierte Lage von Marienhof Metasandstein im Bereich der nördlichen Überschiebungsbahn, Straßenaufschluß Rehoboth-Klein Aub; d) C-S Gefüge im gescherten Piksteel Granodiorit, ca. 1,5 km WSW von SMGM; e) S1 (Ansichtsflächen) und S0 definieren Schnittlineare; f) Scharnier einer Chevron-Typ Falte in Marienhof Metasandstein Geröll; g) pygmatische Z-Falte (3. Ordnung) einer sandigen Lage im Marienhof Schiefer, Guru Mountains; h) disharmonische, pygmatische Falte im Metasandstein, ca. 400 m südlich der Müllhalde



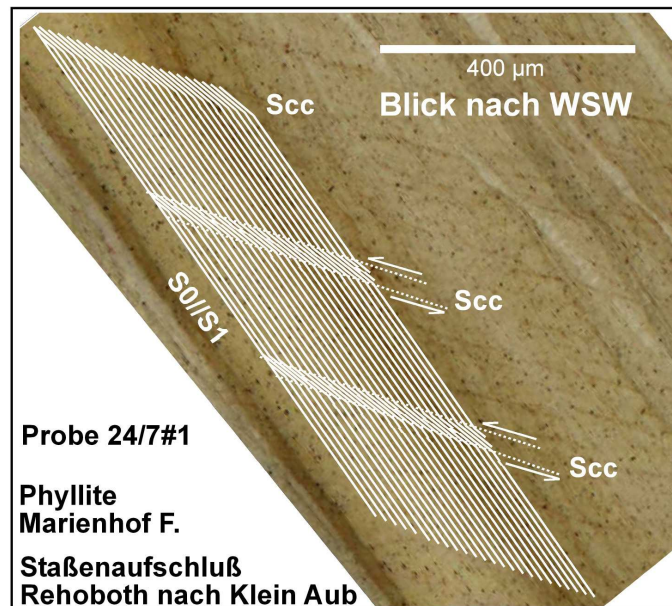


Abb. 4-3: Runzelschieferung (Scc) im Dünnschliff, interpretierende Skizze zur Entwicklung des S0//S1-Scc-Gefüges

Merkmale der Erholung (recovery). Durch diese Gefüge treten generell die planaren Gefügeelemente, die im Verlauf der Anlage der Foliation entstanden sind, gegenüber der primären Foliation (S0) in den Hintergrund.

Der Piksteil Granodiorit sowie seine feinkörnigere quarzporphyrische Varietät ist fast überall und nicht nur in Proximität zu den Scherzonen (s.u.) durch eine dominante Foliation (S1) mit unterschiedlichen Foliationsabständen (spacings) gekennzeichnet. Stellenweise treten auch C-S-Gefüge im Zentimetermaßstab auf (Abb. 4-2d), in denen die Scherflächen steiler als die Foliation einfallen und eine aufschiebende Scherkomponente dokumentieren. S1 lässt sich meist gut einmessen ist aber mikroskopisch nur schlecht definiert. Sie verläuft meist diskontinuierlich entlang von serizitisierten Feldspäten (mit Quarz- oder Feldspat-Rekristallisaten) und chloritisierten Biotiten gelegentlich mit Epidot. In sehr seltenen Fällen tritt Turmalin hinzu. Verzwillingte Plagioklase sind bisweilen geknickt oder gebogen (kinked).

Diese Beobachtungen treffen auch auf die anderen prä-Kibarischen Granite zu (SMG, SKG, NG?).

Die Nückopf Rhyolite lassen mikroskopisch Serizit(±Chlorit) Aggregate mit einer bevorzugten Orientierung erkennen, zu denen subparallel in Quarz Porphyroblasten Flüssigkeitseinschlußbahnen verlaufen.

Die Kibarischen Granite der GGS (Hornkrantz Granit, Kobos Granit) lassen makroskopisch überhaupt keine planaren oder linearen Gefügemerkmale erkennen. Im Hornkrantz Granit belegen jedoch Mosaikquarz mit schwach undulöser Auslöschung und leicht verbogene Plagioklase eine Deformation. Laminierte Biotit-Quarz Aggregate z.T. mit Epidot sowie serizitisierte Feldspäte vermögen kein planares Gefüge auszubilden. Alle Quarzkörner im Kobos Granit löschen undulös aus, zeigen gelängte Subkörner und viele weisen Deformationslamellen auf. Die Feldspäte sind serizitisiert und bilden stellenweise neue Feldspatkörner entlang von Feldspat-Feldspat Korngrenzen. Der Kobos Granit weist generell keine Planare auf, unabhängig davon, wo er im Arbeitsgebiet auftritt (24/7#3; 4/8#1).



Die in all diesen Lithologien am deutlichsten ausgebildete Foliation S1 kulminiert um  $326^{\circ}/50^{\circ}$ , fällt also mehrheitlich nach Nordwesten ein (Abb. 4-1b). In Aufschlüssen der Marienhof Metasedimente und dabei besonders in phyllitischen Einheiten verläuft diese Foliation meist parallel, seltener in einem spitzen Winkel zur Schichtung.

Bevorzugt im Gebiet um die Blank's Mine tritt lokal eine erheblich schwächer ausgebildete Foliation S2 auf. Diese fällt durchschnittlich nach  $273^{\circ}/58^{\circ}$  (nach Westen) ein (Abb. 4-1c).

#### 4.1.3 Falten (Faltenachsen, Schnitt-, Streckungslineare und Faserharnische)

Faltenachsen, Schnittlineare zwischen Schichtung und Schieferung (Deltalineare S0/S1; Abb. 4-2d) und Streckungslineare wurden überwiegend in Sandsteinen und Quarziten der Marienhof Formation, aber auch zum Teil in Sedimentpaketen, die in die Granitoide (PIS) eingeschuppt sind, eingemessen. An einigen Lokalitäten konnten zwar S0 und S1, aber kein Deltalinear eingemessen werden; in solchen Fällen wurden die Schnittlineare aus den Schnittpunkten der Großkreise von S0 und S1 rekonstruiert.

Es wurden Falten mit mindestens drei unterschiedlichen Dimensionierungen (Ordnungen) festgestellt. Vermutlich erster Ordnung ist die regionale SE-vergente Antiform mit einer nach W abtauchenden Faltenachse (ca.  $310^{\circ}/40^{\circ}$ ), die hauptsächlich von Marienhof Metasedimenten aufgebaut wird. Sie besitzt eine E-W Erstreckung von ca. 10 km, wird im Osten durch die Kalahari Einheiten überlagert und ihr nördlicher Schenkel wird von E-W streichenden Überschiebungsbahnen geschnitten. Zweiter Ordnung sind jene Falten, die die Ausbißgeometrien der Marienhof Quarzite (innerhalb der regionalen Antiform erster Ordnung) definieren, also Wellenlängen im 10er bis 100er Meterbereich aufweisen. In den Marienhof Metasandsteinen mit Schichtdicken im Bereich von nur wenigen Zentimetern treten lokal Falten des Chevron-Typs auf (Abb. 4-2f). Ptygmatische Falten meist von kompetenten Metasandstein- oder Quarzitlagen im Marienhof Schiefer sind im Zentimetermaßstab als Z-Falten vermehrt in steilstehenden Schenkeln von Falten 2. Ordnung deutlich disharmonisch ausgebildet (Abb. 4-2g,h).

Faltenachsen und Schnittlineare liegen unabhängig vom Maßstab der jeweils betrachteten Falten annähernd auf einem Großkreis (Abb. 4-1d), der einer Fläche entspricht, die mit ca.  $330^{\circ}/60^{\circ}$  parallel zur Mehrheit der gemessenen Flächenpole der Hauptfoliation (S1) einfällt. Auch die Achsenebenen verlaufen subparallel zu S1. Die beobachteten Kulminationen und Depressionen der Faltenachsen erzeugen die für die Guru Mountains charakteristischen Quarzitücken und "gefaltete" Faltenachsen niedriger Ordnung in Schiefen (seltener auch in Metasandsteinen) der Marienhof Formation.

Dafür gibt es zwei mögliche Erklärungen. Die erste Faltengeneration wurde entlang von SSE (bzw. NNW)-angelegten Faltenachsen etwa im Rahmen einer E-W-gerichteten Kompression überfaltet oder der vorliegende Faltenbau entstand durch Schleppfaltung (drag folding) unter Beteiligung einer wesentlichen Scherkomponente im Verlaufe eines einzigen Faltungseignisses.

Eine Schleppfaltung erzeugt typischerweise nichtzylindrische, asymmetrische, disharmonische Falten. Die Überfaltung eines Faltenbaus resultiert eher in nichtzylindrischen Dom- und Becken Strukturen mit nicht notwendigerweise asymmetrischen, aber sehr wahrscheinlich harmonischeren Faltengeometrien. Ein weiterer wichtiger Hinweis auf eine (regionale) Schleppfaltung ist die Beobachtung, dass in Granitoide der PIS eingeschuppte

Sedimentpakete sehr ähnliche Raumlagen von Schichtung, Foliation, Faltenachsen, Delta- und Streckungslinearen auftreten.

Schnittlineare (S0/S1) lassen sich dort beobachten, wo Schichtung und S1 nicht exakt parallel zueinander verlaufen, sich also schneiden. Diese Deltalineare verlaufen in der Regel parallel zu den Faltenachsen (Abb. 4-1c).

Gelängte Feldspäte, Glimmer oder Quarzkörner definieren Streckungslineare auf S1-Flächen und untergeordnet auch auf Flächen von Scherfoliationen in allen lithologischen Einheiten außer den Granitoiden der GGS und den Swartkoppie dykes (Abb. 4-1e).

Faserharnische auf Foliations- bzw. Störungsflächen geben Hinweise auf den Sinn von Relativbewegungen entlang dieser Flächen unter spröden Deformationsbedingungen. Im Arbeitsgebiet vermessene Faserharnische auf S1-Flächen zeugen von einem mäßig bis deutlichen dextralen Lateralversatz in Verbindung mit einer Aufschiebung und einem eher sinistralen Lateralversatz in Verbindung mit steiler einfallenden Abschiebungen (Abb. 4-1f). Steil stehende Aufschiebungen werden in einem nachfolgenden Extensions-Regime eher reaktiviert als flache Auf- bzw. Überschiebungen (z.B. KRANTZ, 1991).

Die Delta- und Streckungslineare fallen ähnlich der Mehrheit der Faltenachsen moderat nach NW ein (Abb. 4-1d,e), was den Zusammenhang zwischen Schleppfaltung und Scherung unterstreicht. Der Betrag dieser "regionalen" Scherung war jedoch zu gering für die Ausbildung von Köcherfalten (sheath folds).

#### 4.1.4 Scherzonen

Die Foliationen der mylonitischen Scherzonen, an die die untersuchten Edelmetall-Vorkommen gebunden sind, sind sehr unterschiedlich orientiert. Dabei entsprechen diese meist dem generellen Trend der Scherzonen. So streichen die Scherzonen und deren Foliationen, an denen die Wohler und die Neuras Mine liegen WNW-ESE, die, an welche Golden Valley Mine und die Blank's Mine gebunden sind E-W und die, an der die Swartmodder Gold Mine gelegen ist NE-SW (Abb. 4-4a). Letztere drei Scherzonen (Minen) sind durch Foliationen geprägt, die nicht von der regionalen S1-Foliation unterschieden werden können.

Von der nach nach NW-einfallenden Scherzone der Swartmodder Gold Mine bis zur nach NNE- (bzw. SSW-) einfallenden Scherzone der Neuras Mine nimmt das Einfallen kontinuierlich zu (von durchschnittlich 50° bis saiger).

Innerhalb des Gebietes um die Swartmodder Kupfer Mine treten Scherzonen auf, die NE-SW oder NW-SE streichen und mit 28° bis 88° sehr unterschiedlich steil einfallen.

Die Scherzonen erfassen die Granitoide der PIS bevorzugt entlang von eingeschuppten Sedimentpaketen oder mafische Gängen. Die Petrographie der Mylonite ist in 5.5.1 eingehend beschrieben. Mindestens zwei Phasen der Mylonitisierung bei leicht unterschiedlichen Temperaturen konnten differenziert werden.

Scherband Foliationen steiler als S1 und  $\sigma$ -Klasten (RP5; 31/8#7) indizieren für die zwischen 0,6 und 1 m breite Mylonitzone der Swartmodder Gold Mine eine Aufschiebung bzw. Transpression ohne eindeutige laterale Komponente während der Mylonitisierung. Diese Relativbewegung stellt die älteste dokumentierte Bewegung entlang dieser Scherzone dar und wird durch nach W-abtauchende Streckungslineare und Faserharnische auf S1 (C) bestätigt (Abb. 4-4a). Gelegentlich beobachtete Faserharnische mit sinistral abschiebendem Charakter

tauchen nach NW ab und deuten auf eine Reaktivierung der Struktur während einer späteren Extension.

Bei der Blank's Mine ist die ehemals bauwürdige Scherzone nicht obertägig (zugänglich) aufgeschlossen. Direkt 30 m südlich des Hauptschachtes ist ein ca. 30 cm breiter kataklastisch-mylonitisch deformierte mafischer Gang im PG aufgeschlossen ( $352^{\circ}/79^{\circ}$ ), in denen zerbrochene Feldspäte über Quarz dominieren (vgl. SMGM16; 5.5.1.2). Andere durch Quarzrelikte dominierte mylonitische Scherzonen, die streckenweise durch Schürffgräben aufgeschlossen sind fallen moderat bis steil nach NNW und vereinzelt steil antithetisch nach SSE ein (Abb. 4-4a). Streckungslineare und Faserharnische mit aufschiebendem Charakter deuten auch hier auf eine dextrale Aufschiebung bzw. Transpression hin. Nur schwach bis gar nicht mit einer mylonitischen Foliation belegte Störungen fallen nach WNW ein und lassen anhand von wenigen nach W einfallenden Faserharnischen nur einen abschiebenden Charakter erkennen.

Die Foliation, die die Scherzone der Golden Valley Mine dominiert, streicht einheitlich E-W und fällt durchschnittlich mit ca.  $45^{\circ}$  nach N ein. Auf den Foliationen zeigen Streckungslineare und flach nach W abtauchende Faserharnische mit aufschiebendem Schersinn eine deutliche dextrale Scherkomponente während der Kompression. Auch hier weisen sehr seltene Faserharnische auf eine wahrscheinlich spätere sinistrale Abschiebung entlang dieser Struktur.

Die Scherzone an die die Neuras Mine gebunden ist, streicht WNW-ESE (ca.  $120^{\circ}$ ). Die Foliationen der Scherzone fallen hier steil nach NNE, aber auch seltener lokal nach SSW ein. Moderat bis flach nach WNW-abtauchende Streckungslineare und Faserharnische deuten auf eine Aufschiebung vor allem entlang der nach NNE-einfallenden Foliationen mit einer signifikanten dextralen Scherkomponente.

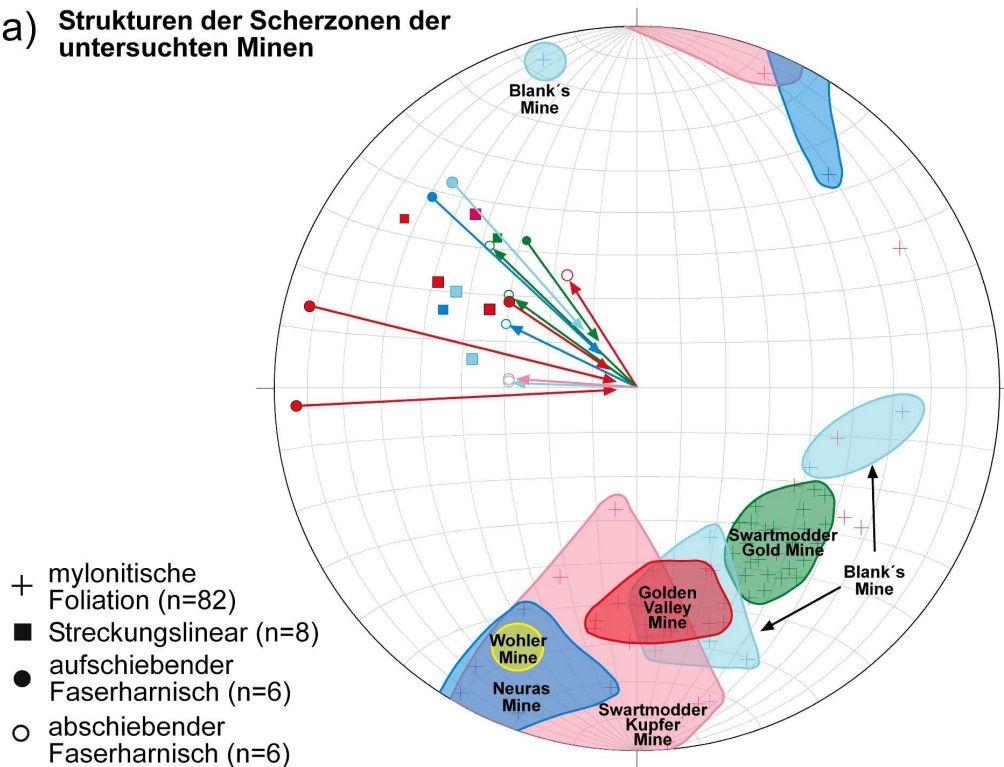
Die goldführenden Vererzungen der Swartmodder Kupfer Mine sind an eine Magnetit-Chalkopyrit-Apatit Paragenese gebunden, die sich mehr oder weniger auf eine NW-SE-streichende Scherzonen konzentriert (vgl. 7.5).

Bei der Wohler Mine konnten abgesehen von der mylonitischen Foliation ( $25^{\circ}/68^{\circ}$ ) keinerlei kinematische Indikatoren beobachtet werden.

Eine wichtige Struktur im Arbeitsgebiet ist die nördliche Überschiebungsbahn, entlang der die Einheiten der Marienhof Formation und die wiederum auf diese übergeschobenen Rhyolite auf die Granitoide der PIS transportiert wurden. Dieses lässt sich anhand von aufschiebenden Faserharnischen, gelängten beispielsweise quarzitischen Klasten und boudinierten Lagen von Quarzit oder (gritty) kiesigem Sandstein (Marienhof) belegen (Abb. 4-5a).

Die Struktur erstreckt sich über ca. 10 km von Ost nach West und ist durch Mylonite, teils Kataklastite oder Brekzien, Runzelschieferung, gehäuftes Auftreten von Quarzadern oft mit Turmalin und/oder Karbonat oder tabularen Hämatit ( $<2$  cm) und stellenweise durch Intrusionen kleinerer stark deformierter mafischer oder aplitischer Gänge charakterisiert. Quarzadern und Brekzien mit direktem Bezug zu der Struktur weisen keine erhöhten Elementkonzentrationen auf (Probe 18/5#2). Turmalin bildet zusammen mit Quarz Faserharnische (Abb. 4-5b), die eine Abschiebung belegen. Gelängte Klasten und Faserharnische, die auf eine Auf-/Überschiebung hinweisen, entsprechen Linearen, die mit nordwestlichen Einfallrichtungen eine dextrale Überschiebung entlang der E-W-streichenden Struktur indizieren (Abb. 4-6a), welche mit durchschnittlich  $55^{\circ}$  (zwischen  $46^{\circ}$  -  $87^{\circ}$ ) nach N einfällt und in deren Ebene Boudins in Myloniten zum Teil perlschnurartig angeordnet sind.

a) Strukturen der Scherzonen der untersuchten Minen



b) Quarzadern in den Scherzonen (in Zerrklüften außerhalb der Minen)

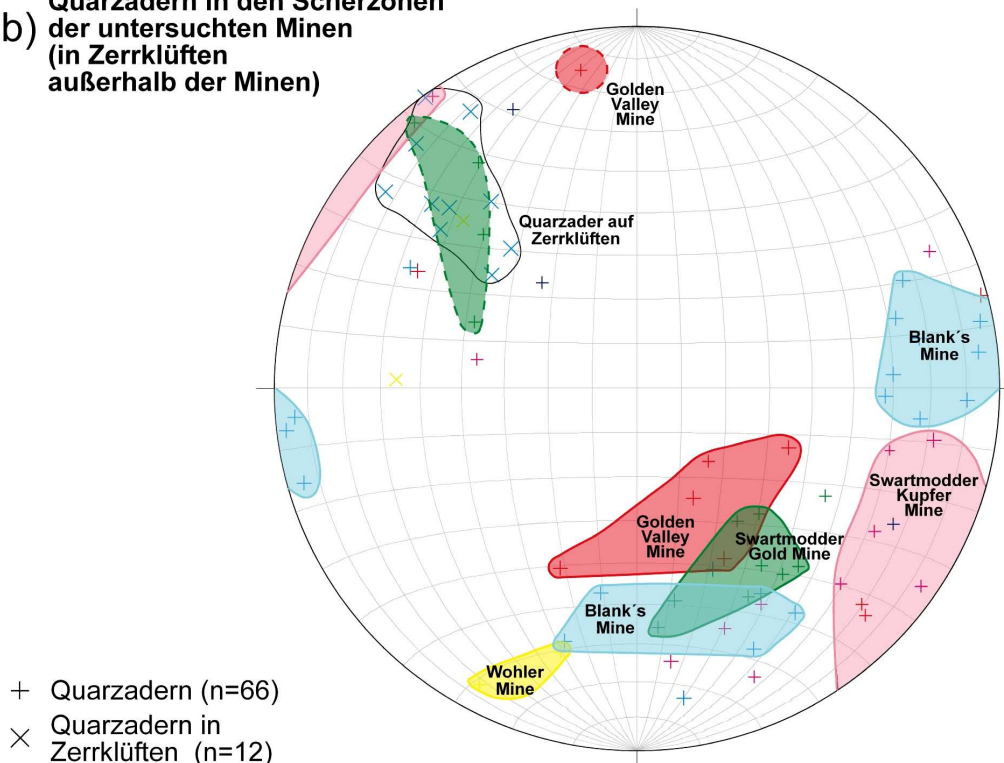


Abb. 4-4: Stereographische Projektionen: a) Flächenpole zur Foliation der Scherzonen und die sich ergebenden Bereiche der Raumlagen für die untersuchten Minen, Streckungslineare und Faserharnische als kinematische Indikatoren für Relativbewegungen entlang der Scherzonen (Pfeile); b) Flächenpole zu mineralisierten und tauben Quarzadern in den jeweiligen Scherzonen und die sich ergebenden Bereiche der bevorzugten Raumlage der Adern für die untersuchten Minen (n = 66), Raumlage von Quarzadern in Zerrklüften (n = 12)



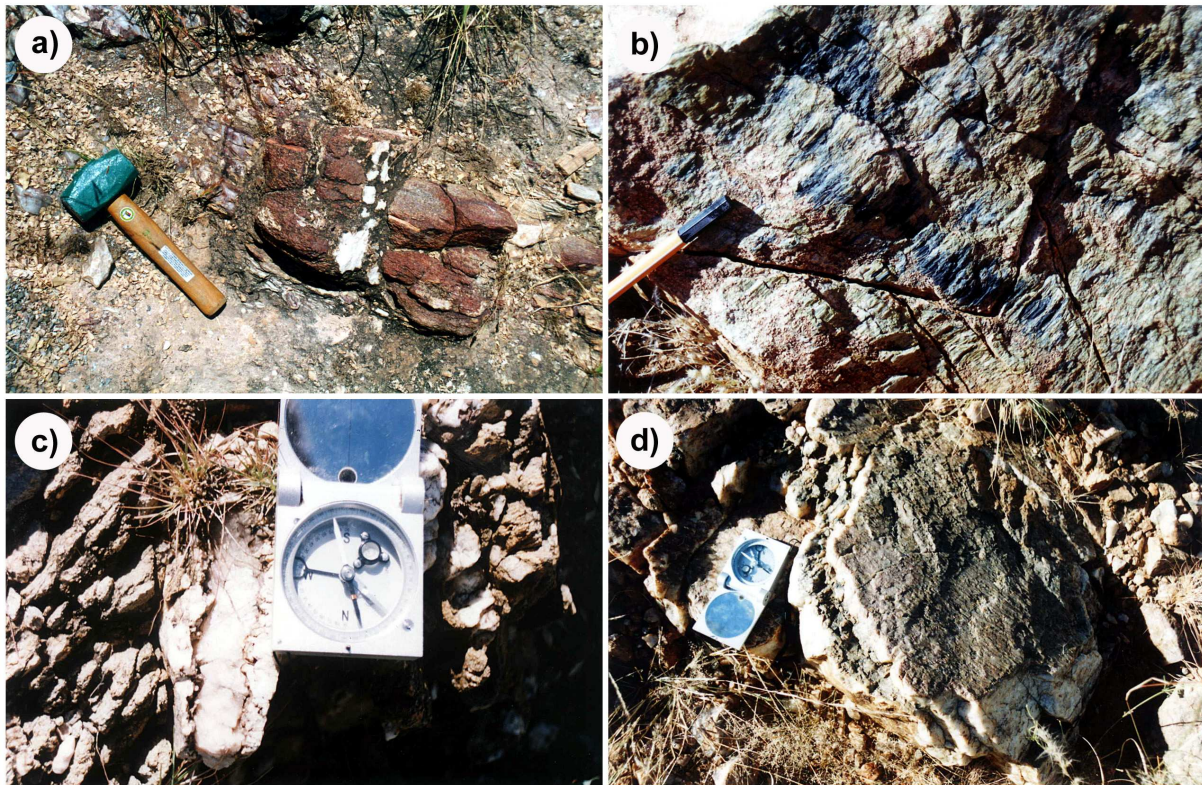


Abb. 4-5: a) Boudin von (gritty) kiesigen Marienhof Metasandstein in Marienhof Schiefer, nördliche Überschiebungsbahn, ca. 5 km westlich des Quarzitbruches; b) abschiebende Faserharnische aus Quarz und Turmalin, nördliche Überschiebungsbahn, ca. 4,2 km westlich des Quarzitbruches; c) ataxiale Quarzader mit Karbonatfüllung, Lokalität wie b); d) Faserharnische auf Quarzader

Selten beweisen teils leicht sygmoide Quarzadern, die rechtstretend en echelon entlang von kleineren Störungen innerhalb der Großstruktur angeordnet sind, mit glasigem ataxialen Kammquarz und einer Karbonatfüllung eine späte sinistrale Abschiebung im Rahmen einer Extension (Abb. 4-5c; 4-7). Stellenweise komplettieren Turmalin und stark verwitterte Aggregate (bis zu mehreren Zentimetern) von Chlorit die späten Füllungen dieser Adern. Die Orientierung dieser Quarzadern entspricht im wesentlichen der Orientierung der beobachteten Zerrklüfte (vgl. 4.1.5).

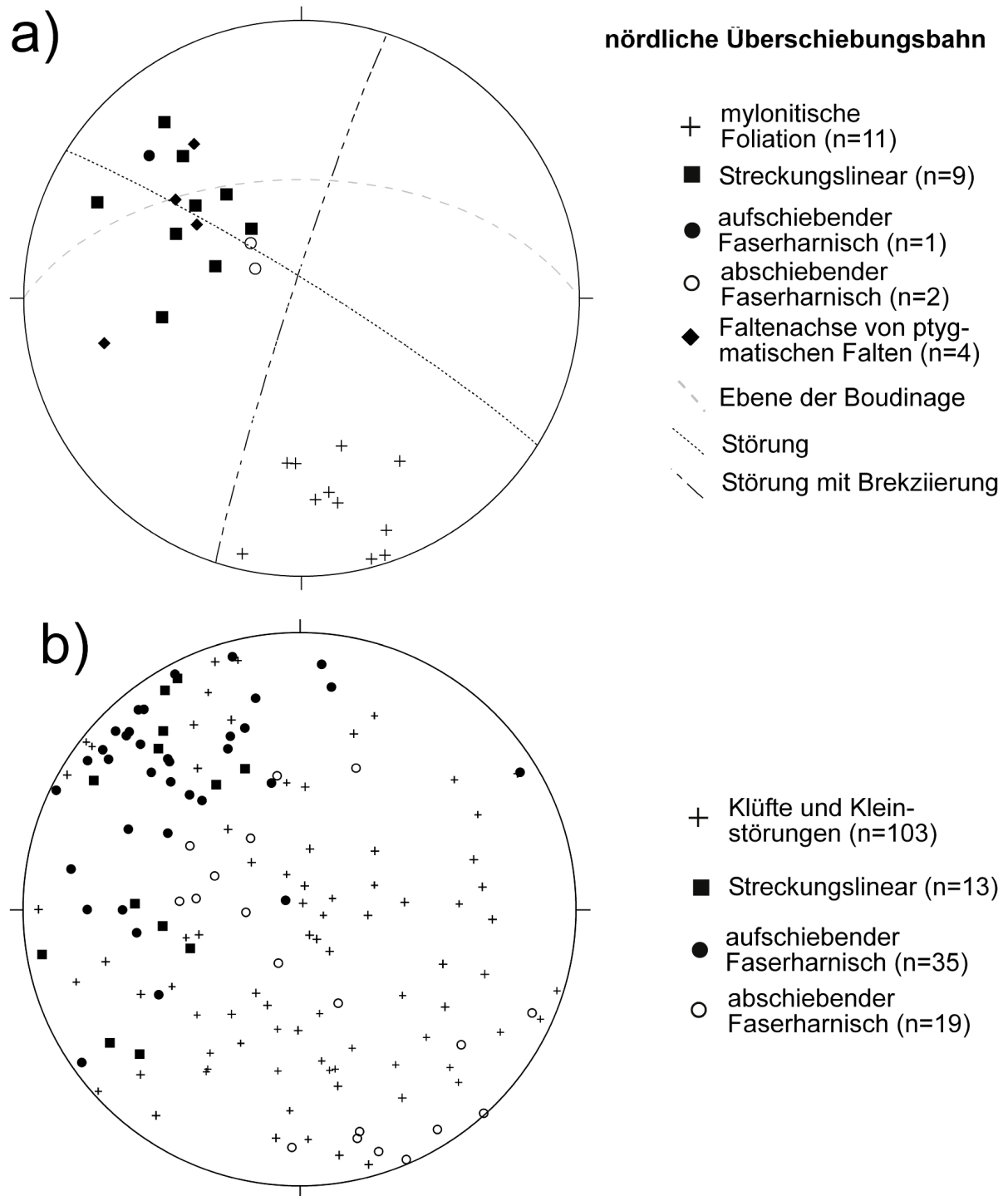


Abb. 4-6: Stereographische Projektionen: a) Flächenpole, Lineare und Trends entlang der nördlichen Überschiebungsbahn;

b) Flächenpole und Lineare von/auf Klüften und Kleinstörungen

Die Überschiebungsbahn wird in einigen Abschnitten von NW-SE und NNE-SSW bis NE-SW-streichenden Störungen erfasst, wobei besonders letztere mit einer Brekzierung der Marienhof Quarzite assoziiert sind (Abb. 4-6a).

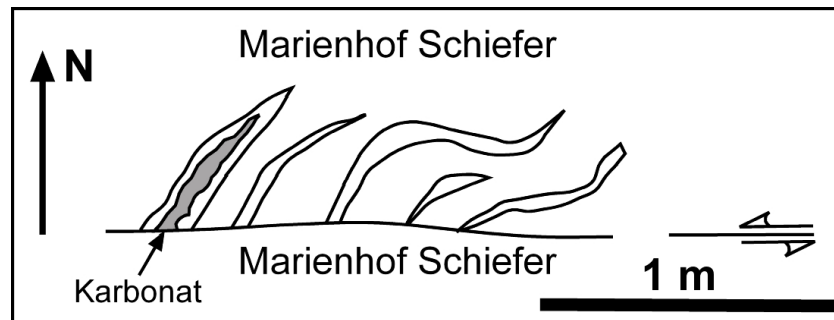


Abb. 4-7: Schematische Darstellung von Quarz-Karbonat Adern, die als Zerrklüfte eine späte sinistrale Abschiebung entlang der nördlichen Überschiebungsbahn indizieren

#### 4.1.5 Klufflächen und Kleinstörungen

Kluffflächen und Kleinstörungen sind überwiegend in der quarzporphyrische Varietät der PG, aber auch im PG selbst und in den Sandsteinen und Quarziten der Marienhof Formation zu beobachten. Ihre räumlichen Orientierungen streuen stark, sind aber oft durch flache Einfallwinkel gekennzeichnet (Abb. 4-6b). Viele geben durch Streckungslineare oder Faserharnische Hinweise auf die Richtung von Relativbewegungen. Dabei besitzen moderat bis flach nach W, NW und N einfallende Kluffflächen Aufschiebungscharakter. Flächen von Klüften und kleinmaßstäblichen Störungen mit Faserharnischen, die Abschiebung indizieren, fallen flach nach SE oder S oder moderat bis steil nach W, SW, NE oder N ein. Die flach nach SE einfallenden zeugen von einer leicht dextralen Abschiebungskomponente, wohingegen die moderat nach W einfallenden eher als dextrale Blattverschiebungen mit schwachem Abschiebungscharakter zu bezeichnen sind.

Flache Einfallwinkel zwischen ca. 0 und 20°, wie sie für die nach SE-einfallenden Kluffflächen mit abschiebenden Faserharnischen beobachtet wurden, sind untypisch für Abschiebungen. Diese ebenfalls flach einfallenden Faserharnische stehen in einem Zusammenhang mit den aufschiebenden und flach nach NW einfallenden Faserharnischen auf Kluffflächen, die moderat bis flach nach W, N und NW einfallen. Beide sind angelegt worden als der Rehoboth Inlier nach der Schleppfaltung von allochthonen Decken in südöstliche Richtungen überfahren wurde, die wie die Namib-Naukluft Decke 30 - 60 km nach Süden transportiert worden sein können (AHRENDT et al., 1978).

#### 4.1.6 Quarzadern

Die mineralisierten und tauben Quarzadern in und um die Scherzonen, an die die untersuchten Minen gebunden sind, sind teilweise boudiniert oder als pinch and swell veins ausgebildet und in den Guru Mountains örtlich auch verfaltet, aber in jedem Falle diskontinuierlich und deutlich rekristallisiert. Entsprechend sind sie mehrheitlich entlang der die Scherzonen charakterisierenden Foliationen orientiert (Abb. 4-4a,b). So folgen beispielsweise die meisten Quarzadern, die in der Mylonitzone der Swartmodder Gold Mine angetroffen wurden, strikt der nach NW einfallenden Foliation, einschließlich der einzigen Quarzader dieser Lokalität, die erhöhte Goldkonzentrationen aufweist (SMGM17). Wenige Quarzadern fallen hier auch antithetisch nach SE ein, sind aber ausschließlich taub.

Auch die Adern in der Scherzone der Golden Valley Mine streichen E-W und somit parallel zur Foliation der Mylonite, fallen aber überwiegend flacher als diese ein. Daher ist

anzunehmen, dass diese Quarzadern Dilatationsbereiche füllten, die während einer Aufschiebung entlang der Struktur angelegt wurden. Im westlichen Abschnitt der 2. Sohle ist eine schmale antithetische Störungszone ausgebildet. Nur sporadisch folgen dünne Quarzadern diesem Trend.

Im Gebiet der Blank's Mine folgen mineralisierte und taube Quarzadern den Orientierungen sowohl der E-W-streichenden Scherzonen als auch der nur schwach mylonitisierten N-S-streichenden Strukturen (dann subvertikal oder mit steilem Einfallen nach W).

Die Quarzmineralisation der Wohler Mine weist ein tendenziell stockwerkartige Ausbildung auf, die Adern verlaufen sehr unregelmäßig, scheinen sich aber andeutungsweise entlang der lokal nach NE einfallenden Foliation der Scherzone zu orientieren.

In den zugänglichen Aufschlüssen der Neuras Mine konnten keine Quarzadern in situ beprobt oder eingemessen werden, da auch die Schürftgräben komplett ausgebeutet wurden.

Die Quarzadern der Swartmodder Kupfer Mine sind oft glasig, nicht mineralisiert und stehen in keinem Zusammenhang zur dortigen Vererzung.

Quarzmineralisationen in Form von Scharen von en echelon angeordneten geraden Zerrklüften (tension gashes) wurden ca. 650 m ENE vom Hauptschacht der Blank's Mine, ca. 2,5 km östlich von der Golden Valley Mine im extrapolierten Streichen der Scherzone derselben (Hügel nördlich von Kleinbegin) und unmittelbar südlich des Zaunes der Müllhalde (ca. 300m südlich der Wohler Mine) beobachtet. Sie sind in der Regel taub, streichen relativ einheitlich NE-SW und fallen moderat bis steil nach SE ein. Die milchig-glasigen Adern sind bis zu 1,5 m breit und streichen meist über eine Länge zwischen 2 und 20 m aus. Ihre Verteilung im Arbeitsgebiet lässt ihre Entstehung im Zuge einer Relativbewegung entlang von E-W-Großstrukturen wahrscheinlich erscheinen. In Bezug diese Strukturen stellen sie vermutlich Zerrklüfte dar, die während einer sinistralen Abschiebung entlang dieser Strukturen entstanden, wie sie etwa vielerorts im Arbeitsgebiet durch Faserharnische dokumentiert werden, die eine Abschiebung indizieren.

Stellenweise sind Quarzadern durch Bruchflächen geklüftet, auf die vereinzelt Faserharnische aus Glimmern und Quarz aufgewachsen sind (Abb. 4-5d). Bei der entsprechenden Relativbewegung (Deckenüberschiebung nach SE) sind auch die Quarzadern durch das zuvor beschriebene Kluftsystem mit flachem Aufschiebungscharakter und flachen Abschiebungsbewegungen nach SE erfasst worden.

## 4.2 Vergleich mit anderen strukturellen Beobachtungen

Das strukturelle Inventar des Arbeitsgebietes ist wesentlich von der Entwicklung des Damara Orogens geprägt (vgl. z.B. BEHR et al., 1983; KUKLA et al., 1988; KASCH, 1988). Abgesehen von Foliationen und seltenen Myloniten in Gneisen vermutlich der Kamasis Formation im Süden des Arbeitsgebietes, Foliationen in Xenolithen in Granitoiden der PIS und den in den Marienhof und Sinclair Formationen erhaltenen Schichtflächen konnten keine prä-Damara Strukturen im Arbeitsgebiet festgestellt werden. COWARD (1983) kompilierte die strukturelle Entwicklung des Damara Orogens (Tab. 4-1). Auch aus dieser Zusammenstellung wird deutlich, dass die Deformation zunächst die nördlichen



Marginalbereiche betraf, bevor sie daraufhin gen Süden fortschritt. So wurden die das Arbeitsgebiet charakterisierenden SE-vergenten Strukturen vergleichsweise spät angelegt.

Für die Oamites Cu-(Ag) Mine -ca. 50 km nördlich von Rehoboth am Nordrand des RBI in Gesteinen der Oamites Formation (Hohewarte Metamorph Komplex)- wird als einziges Strukturelement mit einer groben Beschreibung der Raumlage eine N-S streichende Bruchzone („Deblyn shear“) mit einem Versatz von 2 m beschrieben (LEE und GLENISTER, 1976). Diese schneidet den östlichen Teil des Erzkörpers. Im westlichen Abschnitt des Erzkörpers sollen größere Störungen auftreten.

BEHR et al. (1983) halten eine Anlage von N-S-streichenden Bruchsystemen, die im Khomas Trog beobachtet werden können, zu Karoo-Zeiten beispielsweise im Rahmen einer Grabenbildung für möglich.

BORG et al. (1987) untersuchten die ca. 17 km lange ENE-WSW-streichende Blattverschiebung, an die die teils stratiforme Cu-Ag Mineralisation der Klein Aub Mine gebunden ist. Diese befindet sich 60 km südwestlich des Arbeitsgebietes in Gesteinen der Klein Aub Formation, die der Sinclair Sequenz zugeordnet wird. Die Einheiten der Klein Aub Formation überlagern die älteren Einheiten der Sinclair und der Rehoboth Sequenzen, die teilweise von Granitoiden der GGS intrudiert wurden und nördlich der Mine aufgeschlossen sind. Im Süden werden die mit 45 - 60° nach Süden einfallenden Schichten der Klein Aub Formation von den Blaubeker und Kamtsas Formationen der Damara Sequenz überlagert, welche wiederum von der Dabis Formation der Nama Gruppe bedeckt werden. Die dextral transpressive Blattverschiebungszone verläuft annähernd parallel zur Schichtung und verursachte eine in Störungsnähe zunehmende Deformation in Form von Falten und Versätzen. Dort wo sie die Schichtung schneidet, kann ein Vertikalversatz von mindestens 700 m abgeleitet werden. Zahlreiche en echelon Abschiebungen fallen mit 75 bis 85° nach WSW ein und somit parallel zu Extensionsbrüchen, die mit Quarz und Karbonat verfüllt sind. Sie sind ebenfalls Resultate der Blattverschiebung. Die regionale Foliation streicht hier E-W. Die Achsen von kleinmaßstäblichen en echelon Falten fallen relativ flach nach WSW ein und verlaufen subparallel zur zweiten Foliation. Beide wurden während einer frühen Phase der Blattverschiebung angelegt. Faserharnische auf den Schichtflächen deuten auf rein laterale und rein vertikal aufschiebende Relativbewegungen entlang der Störungen. In Reicherzonen (Chalkopyriterz) sind bis zu 60 % der Mineralisation an spröde Brüche gebunden. Dies wird als epigenetische Anreicherung einer früheren diagenetischen Mineralisation interpretiert. Die Anlage der gesamten Struktur soll während oder nach der Damara Überprägung stattgefunden haben (da die lokale Foliation die regionale schneidet) und könnte somit als dextrale Rücküberschiebung angesprochen werden.

Diese von BORG et al. (1987) beschriebene dextrale Kompressionstektonik im Zuge der Damara Orogenese befindet sich im Einklang mit kinematischen Indikatoren der mineralisierten Scherzonen im Arbeitsgebiet (vgl. 4.1.4). Die bei der Klein Aub Mine typischerweise häufig beobachteten mit 75 - 85° nach WSW einfallenden Abschiebungen könnten mit ähnlich orientierten Störungen im Gebiet der Blank's Mine in Verbindung gebracht werden. Häufig abschiebende Faserharnische auf den Scherfoliationen belegen vielerorts wahrscheinlich spätere abschiebende Relativbewegungen vor allem nach NW, welche wiederum im Gebiet von Klein Aub nicht auftreten.

Diese wäre beispielsweise durch die deutlichen Kompetenzunterschiede zwischen den sedimentären Wirtsgesteinen der Struktur von Klein Aub und den überwiegend granitoiden

Lithologien im Untersuchungsgebiet zu erklären, welche die Anlage derartiger Abschiebungen limitierten.

Faltungsphase	Kaoko Belt NW von Sesfontein thrust	Nördliche Zone Khorixas G.	Zentrale Zone Khan-Swakop G.	Südliche Zone südl. des Okahandja L.	Südl. Randzone Gamsberg- Naukluft G.
<b>K<sub>3</sub> SE-vergent</b>		<b>F<sub>3</sub> NE-SW-</b> orientierte aufrechte Runzelschieferung	<i>F<sub>spät</sub> Granite und Pegmatite</i>  <i>Späte Granite</i>  <i>hgr. Metam. (Crd; Granite)</i> <b>F<sub>3</sub> aufrechte bis</b> SE-verg. große Falten; lokal Köcherfalten	<b>F<sub>4</sub> SE-verg.</b> , offene, gekippte Falten <b>F<sub>3</sub> SE-verg.</b> liegende Runzelschieferungen, <i>hgr. Metam. (Ga, Ky, St)</i> <b>F<sub>2</sub> SE-verg.</b> asymmetrische Strukturen, Intensive Def.	<i>Reaktivierung (?) Areb Scherzone</i>  <i>Deckentektonik</i>  <i>Intensive Def., Gamsberg Übersch. bis Arab Scherzone</i>
<b>K<sub>2</sub> SW-vergent</b>	<b>F<sub>4</sub> W-verg.</b> Rückfaltung	<b>F<sub>2</sub> liegende</b> Runzelschieferung <b>F<sub>1</sub> W-verg.</b> Chevron-Falten (W), aufrechte NE-verg. Strukturen (E), grünschieferf. Metam.	<b>F<sub>2</sub> SW-verg.</b> , liegende Köcherfalten, hgr. Metam. (Cdt, Sil) <i>Frühe Granit u. Migmatite</i> <b>F<sub>1</sub> frühe</b> Überschiebungen u. Falten (SW- verg.)	<b>F<sub>1</sub> Intensive</b> Foliation, Lineare fallen nach NE	
<b>K<sub>1</sub> SE-vergent</b>	<b>F<sub>3</sub> SE-verg.</b> asymmetrische Falten <b>F<sub>2</sub> SE-verg.</b> , liegende Falten und Foliation <i>Migmatisierung</i> <b>F<sub>1</sub> lokal intensive</b> enge Faltung				

Tab. 4-1: Korrelation der Faltungs- und Deformationsphasen über das Damara Orogen  
(Abkürzungen: G. – Gebiet, L. – Lineament, verg. – vergent, Metam. – Metamorphose,  
hgr. – hochgradige; modifiziert nach COWARD, 1983)

Im Rahmen von Diplomarbeiten und Dissertationen größtenteils der Universität Göttingen erfolgten strukturgeologische Untersuchungen des Alberta Komplexes (DE WAAL, 1966), des Weener Intrusiv Komplexes und der Gaub Valley Formation (BECKER, 1995), des Rostock Massives (HÖPPNER, 1989; PFURR, 1990) und der Witberge (LEISS, 1990), ca. 80 - 100 km westlich des Arbeitsgebietes entlang der südlichen Grenze des Damara Orogens nördlich und südlich der Areb Scherzone. BECKER (1995) fasste die strukturelle Entwicklung während der Damara Orogenese dieses Gebietes in drei strukturellen Phasen wie folgt zusammen:

- D1: großstilige, liegende Falten; metamorphe Stoffbänderung; NE-gerichtete Überschiebungen (SW-NE-Einengung)
- D2: SE-vergente Falten (offen bis isoklinal); kleinere SE-gerichtete Aufschiebungen; lokal Knickzonen und Rückfaltung
- D3: lokal abschiebende Störungen, nicht notwendiger Weise an das Damara Ereignis gebunden.

Die für dieses Gebiet gewonnenen strukturellen Daten (von BECKER et al., 1994 bzw. BECKER, 1995) von Faltenachsen, Delta-Linearen und Streckungslinearen ergeben sehr ähnliche Stereogramme, wie die für das Arbeitsgebiet erstellten (Abb. 4-1). Dabei ist die Mehrheit der Lineare leicht in westlichere Richtung orientiert. Die Autoren unterscheiden jedoch zwei Generationen von Falten, von denen die Faltenachsen der älteren Generation (D2) nach NW und die der jüngeren nach W und E einfallen. Die Streckungslineare verlaufen parallel zu den D1-Faltenachsen und sollen zeitgleich mit diesen während der NE-SW gerichteten Einengung entwickelt worden sein. Während der D2 Einengung in Richtung NW-SE sollen dann die D1 Falten und die mit deren Anlage entstandenen Strukturelemente überfaltet worden sein.

Im Arbeitsgebiet konnten keine NE-vergenten Falten oder eine NW-SE streichende Foliation beobachtet werden. Nach NW abtauchende Streckungslineare und Faserharnische konnten auch auf Foliationsflächen der Granitoide der PIS und in den Myloniten der Scherzonen eingemessen werden. Diese können nicht aus einer Faltung resultieren. Für die Einheiten der Marienhof Formation in den Guru Mountains ist eine wesentliche Verkürzung in NE-SW-licher Richtung, also mehr oder weniger entlang der Grenze zwischen Metasedimenten und deutlich kompetenteren Granitoiden undenkbar. Die nach NW abtauchenden Streckungslineare (und Faserharnische) müssen also durch die NW-SE gerichtete Scherung hervorgerufen worden sein, denn wären sie und die Foliationen auf denen sie vorkommen vor der Damara Orogenese generiert worden, würden sich eventuell höhere K/Ar-Mischalter feststellen lassen (vgl. 9.3). Der Großkreis auf dem die Faltenachsen und Delta-Lineare liegen (Abb. 4-1d) entspricht also der Ebene der maximalen Abplattung (plane of flattening) während einer Schleppefaltung, in deren Verlauf auch die entsprechenden Deformationstexturen in den Granitoiden entstanden.

Dass die Mehrheit der Lineare (BECKER et al., 1994; BECKER, 1995; BÖHM, 1998) in leicht westlichere Richtungen orientiert ist als die im Arbeitsgebiet beobachteten lässt sich durch die Geometrie des RBI erklären. Der Kontakt zwischen RBI und Damara-Sequenz sowie die metamorphen Isograden (vgl. Abb. 2-6) verlaufen zwischen Windhoek und Rehoboth ENE-WSW. Unweit westlich der Arbeitsgebiete der Göttinger Arbeitsgruppe ändert sich deren Verlauf in zunehmend südliche Richtungen (vgl. 2.2). Entsprechend könnte

die Haupttrichtung der Kompression dort auch eher WNW-ESE als NW-SE orientiert gewesen sein.

Im Rahmen der Arbeiten von BECKER konnten ebenfalls keine prä-Damara Gefüge nachgewiesen werden. Das Fehlen von prä-Damara Gefügen wird von DE WAAL (1966) und SCHULZE-HULBE (1979) auf die Reaktivierung dieser Gefüge im Zuge der späteren Damara Deformation zurückgeführt. MASTER (1990) schlägt beispielsweise eine nach SE gerichtete Subduktion während des Eburnians zwischen ~2,0 und 1,8 Ga mit Anden-Typ Vulkanismus und einem kontinentalen back-arc Becken vor. In einem derartig gerichteten Kompressions-Regime könnten also tatsächlich Deformationsstrukturen ausgebildet worden sein, die als strukturelle Schwächezonen während der Damara Orogenese erneut betätigt wurden.

Diese Theorie ist laut BECKER (1995) durch das Auftreten von prä-Damara Gefügen im Bereich des Spreetshoogte Pass im Mooirivier Komplex widerlegt, wobei dieser es versäumt, diese prä-Damara Gefüge zu beschreiben.

Vom Spreetshoogte Pass sind Xenolithe von migmatitischen Gneis in Piksteel Granodioriten bekannt (SCHALK, 1988).

Vermutlich entsprechen die von SCHALK (1988) in der Elim Formation (in deren südlicher Domäne) beschriebenen Antiklinalstrukturen mit NW-SE oder NNW-SSE streichenden Faltenachsen mit flachen bis moderatem Einfallen der Schichten prä-Damara Gefügen (vermutlich sogar prä-Marienhof, das hieße prä-Eburnisch; s.u.). Diese wurden jedoch während der Damara Orogenese überwiegend neu foliiert und eng oder isoklinal um NE-SW oder E-W streichende Achsen überfaltet. Danach soll eine Knickfaltung um N oder NW streichende Achsen stattgefunden haben. Auch diese Beobachtung spricht gegen eine Faltung um nach NW abtauchende Faltenachsen vor der SE-vergerten Faltung. SCHALK (1988) bemerkte weiterhin, dass die Marienhof Formation die älteste Abfolge ist, die nicht um NW bis NNW streichende Achsen deformiert ist. Weiterhin stellt er fest, dass die starke Scherdeformation zu einer Art großmaßstäblicher "Augen Textur" der Quarzite in den Guru Mountains führte.

MEINHARDT-DEGEN und DEGEN (2000) beobachteten auf der Farm Nauzerus nördlich der Naukluft-Decken-Komplexes neben dem WSW-ENE-streichendem SE-vergerten Faltenbau eine weitere senkrecht zu dieser stehende Schar von Mulden und Sätteln mit niedrigeren Wellenlängen und flacher einfallenden Flanken. Diese Strukturen sollen "durch die Nachbarschaft großer rigide reagierender Rhyolitkomplexe" entstanden sein. Es scheint durchaus vorstellbar, dass während der Deformation zwischen rigiden Blöcken komplexe Interferenzmuster von Falten gebildet werden. Es ist jedoch zu bezweifeln, dass dies möglich ist, wenn die verfalteten Einheiten und die Rhyolitkomplexe diskordant von Granitoiden der PIS unterlagert werden sollen.

In den Guru Mountains im Norden des Arbeitsgebietes wurden in den Einheiten der Marienhof Formation ein sehr ähnlicher Faltenbau festgestellt, der nach S(SE) auf Granitoide der PIS überschoben wurde und selbst durch weiter nördlich anstehende Rhyolite überschoben wird. Beide Überschiebungsbahnen streichen annähernd E-W. Eine dextrale Transpression entlang dieser Überschiebungsbahnen würde zwar SW-NE-streichende Faltenachsen mit Achsen-Kulminationen und -Depressionen (force coupling), aber wahrscheinlich keine Faltenachsen erzeugen, die steil auf der Fläche der S1 Foliation einfallen. Auch sollten die so entstandenen Falten durch die Überschiebungsbahnen geschnitten werden, was im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden konnte. Demnach

erscheint es wahrscheinlich, dass es eher zu einer Schleppefaltung der inkompetenteren Marienhof Formation zwischen den kompetenten Granitoiden im Süden und Rhyoliten im Norden kam.

Auf dem Gebiet der Farm Areb ca. 75 km WSW des Arbeitsgebietes befindet sich die "Typlokalität" der Areb Scherzone. Dort ist diese bis zu 200 m breit. SCHULZE-HULBE (1979) nimmt eine bereits prä-Kibarische Entstehung dieser Struktur mit multipler Reaktivierung während der darauffolgenden Tektogenesen an. Im Zuge der Geländeaufnahme wurde für die Areb Scherzone anhand von Zerrklüften und Runzelschieferungen ein aufschiebender dextraler Schersinn festgestellt (vgl. BÖHM, 1998), wie er auch vielerorts im Arbeitsgebiet nachweisbar ist (s.o.). K/Ar-Alter von Glimmern der Scherzone von 314,7 und 396,5 Ma im Kontext von Altern von 727,9 und 730,4 Ma (Mischalter) für Proben aus einigen hundert Metern Entfernung zur Scherzone sollen durch eine post-Damara Beanspruchung verjüngt worden sein, die möglicherweise mit der Öffnung des Südatlantiks in Zusammenhang gestanden haben soll (ZIEGLER und STOESSEL, 1993). Nach der Interpretation einiger Autoren (z.B. HOFFMANN, 1983; PORADA 1985) lässt sich die ASZ bis in den nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes verfolgen.

Die epigenetischen Goldmineralisationen in der nördlichen und zentralen Zone des Damara Orogens werden strukturell durch spät-tektonische D3 (ENE-NE Streichen) und D4 (NNE Streichen) Scherzonen und Störungen kontrolliert (z.B. STEVEN et al., 1994). Dabei wurden die D4 Strukturen während einer E-W gerichteten Kompression angelegt, die im Arbeitsgebiet nicht nachweisbar ist.

Die Geologie des Abbabis Inliers (prä-Damara basement) im zentralen Damara Orogen zeigt jedoch die Möglichkeit auf, dass die ENE-streichenden Scherzonen, an die auch dort Au-Cu Mineralisationen gebunden sind (STEVENS, 1993; STEVENS, 1994), die Orientierung der D3 Strukturen in den hangenden Damara Einheiten maßgeblich mitbestimmen könnten. Nach STEVENS (1994) entsprechen den Scherzonen im Abbabis Inlier folgende Metadolerite dem Scharnier (hinge) des Damara Riftings. Diese hält er mit den Ganakouriep Gangschwärmen für vergleichbar, die ein Intrusionsalter von 717 Ma haben (REID et al., 1991). Die goldführenden Scherzonen des Abbabis Inliers sind älter und eine strukturelle Verwandtschaft mit denen im Arbeitsgebiet kann nicht unbedingt ausgeschlossen werden.

### 4.3 Zusammenfassung

Abgesehen von Foliationen in Xenolithen in Granitoiden der PIS und den in der Marienhof Formation erhaltenen Schichtflächen können NNW-SSE-streichende Foliationen und Mylonite im Gneis der Kamasis Formation (vermutlich) im Süden des Arbeitsgebietes als prä-Damara Strukturen interpretiert werden. Diese Strukturen sind sicherlich nicht mit den untersuchten Mineralisationen bzw. deren Strukturen in Verbindung zu bringen.

Bei einsetzender Kompression der Damara Orogenese wurde im Norden des Arbeitsgebietes wahrscheinlich zunächst ein zylindrischer Faltenbau mit ENE-WSW-streichenden Achsenebenen und eine parallel dazu verlaufende Foliation angelegt, welche auch in den Granitoiden unterschiedlich deutlich zu erkennen ist. Eine zunehmende Scherung bewirkte die Bildung von Schleppefalten mit Richtung NW rotierten Faltenachsen und ebenso NW

orientierten Streckungslinearen und Faserharnischen, die dextrale Scherkomponenten nachweisen. Diese Deformation ist auch in den Sedimentpaketen nachweisbar, die in die Granitoide der PIS eingeschuppt sind. Sie ist das Ergebnis einer NW-SE gerichteten Kompression. Die Deutlichkeit der Ausbildung der Foliation in Granitoiden der PIS nimmt gen Süden ab. Die der GGS zugehörigen und somit Kibarischen Hornkrantz und Kobos Granite hingegen bilden im gesamten Arbeitsgebiet keine deutlichen planaren Gefügeelemente aus. Diese Beobachtung legt nahe, dass die planaren Gefügeelemente in Granitoiden der PIS wie Foliation und Scherzonen bereits vor der Damara Orogenese angelegt worden sind und während dieser reaktiviert wurden, was auch örtlich durch K/Ar-Alter nachgewiesen werden konnte (vgl. 9.3).

Faserharnische mit auf- und abschiebendem Charakter nach SE auf flachen Klufflächen sind Zeugen des später einsetzenden Transports von allochthonen Decken über den Rehoboth Inlier hinweg, beispielsweise entlang von Überschiebungen, wie denen im Norden des Arbeitsgebietes. Für die nördliche Überschiebungsbahn, aber auch für die mineralisierten Scherzonen lassen sich spätere Abschiebungen mit sinistralen Charakter nachweisen mit denen stellenweise Zerrklüfte assoziiert sind, die neben Quarz auch Karbonat, Turmalin und/oder Aggregate von Chlorit führen. Diese Adern sind in der Regel taub. Späte Störungen und Brekzierungszonen streichen NW-SE bzw. NNE-SSW bis NE-SW.

Goldführende Quarzadern sind deutlich rekristallisiert und orientieren sich entlang der Mylonite, die die Scherzonen der Minen charakterisieren, welche NNW-SSE, E-W oder NE-SW streichen. Im Bereich der Blank's Mine streichen diese und vereinzelt goldführende Quarzadern auch NNE-SSW.

Mineralogisch unterschiedliche Mylonitisierungszonen (Feldspat- oder Quarz-dominiert), auf- und abschiebende Faserharnische, und Quarzadern auf Zerrklüften belegen die multiple Reaktivierung von Scherzonen und Störungen in teils unterschiedlichen krustalen Niveaus, bei der letztlich Abschiebungen steilere präexistente Strukturen präferierten.

Die polyphase Beanspruchung des RBI (Eburnisch, Kibarisch, Damara; vgl. 2.) mit einer Vielzahl von Intrusionsphasen in unterschiedlichen geotektonischen Situationen verhindern bislang eine eindeutige Zuordnung von beobachteten Strukturen einer bestimmten Phase zur Goldmineralisation, insbesondere da es Hinweise auf (mindestens) eine Remobilisierung des Edelmetalls gibt. Eine Remobilisierung im Zuge der Anlage von Zerrklüften mit Quarzmineralisationen kann allerdings ausgeschlossen werden.

## 5. Petrographie

In diesem Kapitel werden die makroskopischen und mikroskopischen Charakteristika der im Arbeitsgebiet anstehenden Gesteine beschrieben. Die geochronologische Abfolge der Gesteine basiert neben eigenen Beobachtungen im wesentlichen auf den Geländebeobachtungen von SCHALK (1988) und auf den kombinierten K/Ar-, Rb/Sr-, U/Pb- und Sm-Nd-Datierungen im RBI von ZIEGLER und STOESSEL (1993) (vgl. 2.2).

Gesondert wird auf die Eigenschaften der anstehenden Gesteine in den mineralisierten Scherzonen eingegangen.

Die Klassifikation der Korngrößen bezieht sich auf die Einteilung von THORPE & BROWN (1985):

sehr feinkörnig/dicht	< 0,1 mm,	feinkörnig	0,1 - 1,0 mm,
mittelkörnig	1,0 - 5,0 mm,	grobkörnig	> 5,0 mm.

Der Mineralbestand der Proben wurde mittels Punkt-Zählverfahren bestimmt (Anzahl der Punkte zwischen 300 und 620, je nach Korngrößenspektrum). Für sehr feinkörnige Proben wurde der Mineralbestand anhand von Vergleichsdarstellungen abgeschätzt (kursiv in Tabellen).

Die Gelände- und mikroskopischen Fotografien sind am Ende des Kapitels zusammengestellt.

### 5.1 Prä- oder früh-Eburnische Gesteine

Diese Gruppe von Einheiten wurde von den Granitoiden der PIS intrudiert, die von ZIEGLER und STOESSEL (1993) einem Eburnischen Zeitraum (2,0 - 1,8 Ga) zugeordnet werden.

#### 5.1.1 Gneis

Im Süden des Arbeitsgebietes sind Einheiten aufgeschlossen, die der Kamasis Formation zuzurechnen sind, und früher fälschlicherweise mit der Neuhof Formation des Maltahöhe Distriktes korreliert wurden (SCHALK, 1988). Die Kamasis Formation besteht per Definition aus Abfolgen von sauren und deutlich untergeordnet basischen „Metalaven“ mit Quarz- und Serizit-Schiefern und wird dem Kangas Komplex zugeordnet.

Bei den meisten Aufschlüssen dominieren jedoch mittelkörnige, graue bis dunkelgraue Gneise die eine deutliche, meist gebogene Foliation aufweisen, die an Fließgefüge erinnert (Abb. 5-2a) und nördlich der Neuras Mine mehrheitlich, parallel zu schmalen Myloniten (Abb. 5-2b), NNW-SSE streichen. Zwischen der Neuras Mine und dem südlich davon anstehenden Kobos Granit streichen diese Strukturen eher E-W (vgl. 4.1.2).

Diese überwiegend equigranularen Gesteine (3/8#2; 7/8#2) werden von Quarz (35 - 45 Vol.%), Plagioklas (15 - 35 Vol.%) und Kalifeldspäten (25 - 35 Vol.%) aufgebaut und enthalten in Alterationsbereichen Epidot, (chloritisierten) Biotit, Serizit/Muskovit und Karbonat. Im Kontakt zu Intrusionen des Kobos Granites nehmen die Anteile von Quarz (<75 Vol.%) und Biotit (<3 Vol.%) zu (4/8#2). Im Gneis enthaltene mafische Körper lassen meist keine Kontakt-Alterationen erkennen und sind nicht eindeutig der Kamasis Formation zuzuordnen.

## 5.1.2 Marienhof Formation

Die Gesteine der Marienhof Formation dominieren den Norden des Arbeitsgebietes, wo sie entlang der nördlichen Überschiebungsbahn nach SE auf die Granitoide der PIS aufgeschoben wurden (vgl. 4.1.4). Südlich dieser Struktur bilden die Gesteine Körper mit Aufschlußflächen von bis zu einigen Quadratkilometern in den Granitoiden der PIS, welche in die Marienhof Einheiten intrudiert sind.

Die Marienhof Formation wird überwiegend von Metasedimenten aufgebaut und enthält Konglomerate, Quarzite, Sandsteine, (phyllitische) Schiefer und Bänke kiesigen Sandsteins. Typisch für die Formation ist die niedrige metamorphe Überprägung. Sie wird von zahllosen mafischen und quarzporphyrischen Gängen und Lagergängen intrudiert und zeigt in den meisten aufgeschlossenen Bereichen Indizien für eine starke Scherung. Im Arbeitsgebiet konnten keine ungestörten lithologischen Grenzen mit anderen Einheiten beobachtet werden. Eine Gesamtmächtigkeit lässt sich aufgrund der Vielzahl der Intrusionen, die stellenweise das Nebengesteins volumetrisch übertreffen können, und einer wahrscheinlichen tektonischen Stapelung bzw. lokal möglichen Abrissen (disruptions) nicht abschätzen.

SCHALK (1988) interpretiert die an der Spitskop (südwestlich von Kleinbegin) anstehenden Rhyolite als Basis der Marienhof Formation, da er die Gesteine im Liegenden für Magnetit-Quarzite und Amphibolite der Elim Formation hielt. Dabei handelt es sich aber wahrscheinlich um Marienhof Sedimente, die im Zuge der Platznahme der Rhyolite imprägniert wurden (vgl. 5.3.1.2).

### 5.1.2.1 Marienhof Quarzite (Mq)

Die grauen, rein weißen, stellenweise auch bläulichen oder rötlichen Quarzite sind sehr dicht und hart. Sie formen die Erhebungen der Guru Mountains und konstituieren etwa ein Drittel der aufgeschlossenen Abfolge. Sie treten als zentimeterdünne Lagen (meist boudiniert), aber auch bis zu etwa 20 m mächtige Schichtpakete im Marienhof Schiefer auf, was teilweise durch die Schlepplaltung erklärt werden kann, die die Einheiten der Marienhof Formation im Arbeitsgebiet erfasst hat (vgl. 4.1.3). Die primäre Schichtung ist vielerorts gut zu erkennen und gelegentlich lassen sich auch Strömungsrippel (Abb. 5-2c), Kreuzschichtung (Abb. 4-1a,b) und seltener eine gradierte Schichtung beobachten.

Die Quarzkörner können Größen bis zu 1 mm erreichen. Eine Probe (14/5#3) des grauen Quarzites mit rötlichen Bruchflächen vom Quarzitbruch zeigt ein eher equigranulares (granoblastisches) Gefüge mit Quarzkorngrößen zwischen 30 und 200 µm. Der überwiegend polygonale Quarz zeigt nur selten undulöse Auslöschung in leicht größeren Körnern, welche gelegentlich Bahnen von sehr kleinen (<3 µm) Flüssigkeitseinschlüssen enthalten.

Muskovit (ca. 1 Vol.%), der im Handstück stellenweise leicht gerunzelte Harnischflächen bildet, zeichnet ansonsten mikroskopisch nur undeutlich mit Korngrößen selten bis zu 150 µm eine Foliation nach. Opake Minerale (1 - 2 Vol.%) sind meist in Hämatit/Limonit umgewandelt und bilden idiomorph würfelige Kristalle oder framboidale Aggregate. Vermutlich handelt es sich um Magnetit. Feldspäte sind in dieser Probe sehr selten (<0,1 Vol.%) und stark serizitisiert.

Eine Probe von dichtem beige-gelblichen in Marienhof Schiefer verfalteten Quarzit (ca. 10 cm; 31/8#6) wurde entlang der Überschiebungsbahn entlang eines Feldweges von der Straße Rehoboth-Klein Aub zur Blank's Mine ca. 5 km westlich des Quarzitbruches genommen. Diese Gestein enthält dunkelgraue bis schwarze Aggregate bis 0,5 mm im



Durchmesser, die von einer weißen Foliation durchschnitten werden (Abb. 5-2d). Mikroskopisch lässt sich ein streng equigranulares Gefüge meist polygonaler Quarzkristalle mit einer durchschnittlichen Korngröße von etwa 30 µm erkennen, neben dem sehr dünne Lagen mit Quarzkorngrößen bis 150 µm auftreten. In den gräulich transparenten Bereichen der Probe sind viele Quarzkorngrößen mit feinen Muskovit/Serizit-Schuppen (selten bis 50 µm) besetzt, die keine bevorzugte Orientierung ausweisen. In den makroskopisch dunkelgrauen Bereichen, welche nur stellenweise parallel zu den grobkörnigeren Lagen ausgebildet sind, vertreten leicht dickere Biotit-Plättchen den Hellglimmer. Diese dunkelgrau erscheinenden Biotit-Domänen werden von weißen Ebenen durchschnitten, auf denen größerer orientierter Muskovit(/Serizit) zwei Foliationen erzeugt. Diese Beobachtungen können dahingehend interpretiert werden, dass eine richtungslose Biotitblastese vor der Anlage der Foliationen stattgefunden hat, aber der Biotit nicht detritisch ist. Dies ließe sich am besten durch ein thermisches Ereignis erklären, welches nach der Ablagerung des Quarzites, aber vor der Faltung bzw. Anlage der Damara Foliationen in Nähe der Überschiebungsbahn stattgefunden haben muss.

### 5.1.2.2 Marienhof Sandsteine (Msst; Mgsst)

Die Marienhof Sandsteine treten gehäuft in den Nördlichen Guru Mountains auf. Sie sind bei weitem nicht so dicht und massig wie die Quarzite und meist leicht rötlich oder gelblich bis dunkelrot (z.B. Abb. 4-2b). Sie gehen oft graduell in Marienhof Schiefer über. Südlich der nördlichen Überschiebungsbahn, wo sie in Granitoide eingeschuppt vorkommen, lassen sie sich im Gelände nur schwer von Quarzmyloniten der Granitoide unterscheiden, sobald dies keine Porphyroklasten mehr beinhalten, insbesondere da die Sandsteine dort meist dunkler sind. Eine eindeutige Unterscheidung kann oft nur dann vorgenommen werden, wenn sich Primärgefüge der Sedimente erkennen lassen.

Im westlichen Abschnitt der Überschiebungsbahn wurde ein rötlich, brauner serizitischer Sandstein (23/6#1) beprobt, der mit feinkörnigem Magnetit (<1 mm) gesprenkelt ist. Im Vergleich zum Mq weist der Marienhof Sandstein ein schlecht sortiertes Korngrößenspektrum von Quarz mit maximalen Korngrößen von 0,8 mm auf. Die kleineren Quarzkörner sind polygonal, wobei Muskovit (<250 µm) und Serizit-Aggregate (zusammen ca. 5 Vol.%) die statische Rekristallisation von Quarz behindert haben. Muskovit/Serizit ist verantwortlich für die ausgebildete Foliation. Die (größeren) Quarz-Porphyroklasten geben mit undulöser Auslöschung und Subkorn-Bildung Hinweise auf eine dynamische Beanspruchung und enthalten vereinzelt feinste Nadeln von Rutil. Die Probe enthält weiterhin gerundeten Zirkon (<50 µm), aber keine Feldspäte. Akzessorischer gelbbraun, blaugrün-oliv pleochroitischer Turmalin (<100 µm), der neben vereinzelt Schiffskiel-Ausbildungen meist gerundete Kornformen erkennen lässt, ist immer an foliationsgebenden Muskovit und seltener an Magnetit gebunden. Dieser Turmalin und der ausschließlich idiomorph würfelige Magnetit (<3 Vol.%) sind vermutlich Resultate hydrothermalen Aktivität der nahen Überschiebungsbahn (vgl. 4.1.4).

Den Weg zur Swartmodder Gold Mine kreuzen, ca. 1 km vor der Mine, aufgeschlossene Marienhof Sandsteine, der sich hier im Kontakt mit Granitoiden der PIS befindet. Östlich des Weges lässt sich im Msst (25/5#8) anhand von gradiertem Schichtung und Kreuzschichtung eine normale Lagerung des hier grauen und mittel- bis feinkörnigen Gesteins erkennen. Schichtung und Foliation (S1), die hier subparallel zueinander verlaufen, werden durch orientierte Hellglimmer bis zu 1 mm bestimmt. In den feinkörnigen Bereichen der gradierten

Schichtung mit durchschnittlichen Korngrößen von ca. 80 µm sind undulös auslöschende Quarzkörner nur durch Aggregate von Muskovit/Serizit und größtenteils vollständig chloritisiertem Biotit an der Bildung von perfekt polygonalen Kristallmorphologien gehindert worden. In grobkörnigen Lagen mit durchschnittlichen Korngrößen von ca. 800 µm zeigt der Quarz deutlichere Merkmale dynamischer Rekristallisation wie Subkornrotation und lobate Korngrenzen mit bulging und isolated nucleation. Er enthält fast immer feinste Nadeln von Rutil. Der Rutil tritt aber auch in Form von rundlichen und xenomorphen Kristallen bis 300 µm bevorzugt entlang von Quarzkorngrenzen auf. Auf vielen dieser Quarzkorngrenzen sind auch Kumulate von Muskovit (<0,8 mm) mit Serizit und vollständig chloritisiertem Biotit zu beobachten, die bis zu ca. 15 Vol.% des Gesteins konstituieren. Büscheliger Chlorit ist bis zu 300 µm groß und ersetzt rot-braun pleochroitischen Biotit meist vollständig, wobei stellenweise eine Sagenit-Gitterung erhalten geblieben ist. Stellenweise scheint Chlorit auch Muskovit zu verdrängen (Abb. 5-4a). Wahrscheinlich ist Chlorit aber Alterationsprodukt von Biotit, der vormals mit Muskovit verwachsen war. Die Probe enthält keine Feldspäte und nur sporadisch opake Phasen.

Etwa 200 m nördlich der mineralisierten Scherzone der Swartmodder Gold Mine verläuft parallel zu dieser der leicht gescherte Kontakt zwischen graubraunem, feinkörnigem Sandstein (SMGM10) und Granitoiden der PIS. Bis zu wenige Millimeter große Hellglimmer dominieren die Flächen einer nur schwach ausgebildeten Foliation. Auch mikroskopisch ähnelt diese Probe stark der vorhergehenden (25/5#8); sie ist jedoch weniger quarzdominiert und als Akzessorien treten runde Zirkone und Apatit hinzu. Bei dieser Lokalität ist jedoch Biotit weniger stark chloritisiert (Abb. 5-4b). Aber auch hier wird Muskovit stellenweise von Chlorit „verdrängt“ (s.o.; Abb. 5-4c). Auch in dieser Probe tritt Rutil in Form von Nadeln in den Quarzklasten, Sagenit-Gitterung im Biotit oder Chlorit und als zerbrochene Körner auf.

Eine Art Markerhorizont stellt eine wenige Zentimeter bis einige Meter mächtige Bank von kiesigem Sandstein (gritty sandstone; Mgsst) dar, die in Form von Boudins entlang der südlichen Überschiebungsbahn überwiegend zwischen Marienhof Schieferen auftritt (Abb. 4-5a). Dieser Horizont konnte auch im westlichsten Abschnitt des nördlichen Schenkels der regionalen Antiform (vgl. 4.1.3) nahe dem Kontakt zur Intrusion des Hornkrantz Granites beobachtet werden, was die Echtheit dieser Faltenstruktur unterstreicht.

Das Gestein mit porphyroklastisch korngestütztem Gefüge ist hellgrau bis rötlich und entlang von Verwitterungsflächen oft tiefrot. Quarzklasten können Größen bis etwa 1 cm erreichen sind aber durchschnittlich ca. 2 mm im Durchmesser. Aggregate von Hellglimmern definieren die sehr schwach ausgebildete Foliation. In einer Probe aus der Nähe der Überschiebungsbahn (31/8#5) lassen die Quarz-Porphyroklasten mikroskopisch Merkmale einer Beanspruchung, wie rotierte Subkörner, Bänder neuer Körner und selten Deformationslamellen erkennen. Die häufig leicht abgeplatteten Porphyroklasten sind andeutungsweise bevorzugt parallel zur Foliation orientiert. Sie sind reich an H<sub>2</sub>O(±CO<sub>2</sub>)-reichen Flüssigkeitseinschlüssen (<65 µm) mit relativ niedrigen Salinitäten (vgl. 11.3.2 und 11.4.7). Die Porphyroklasten sind von einer Matrix von polygonalen Quarz mit Korngrößen von ca. 10 bis 150 µm umgeben, in welcher feinkörniger Muskovit (ca. 2 Vol.%) in Form meist leicht gebogener Fasern auftritt. Ausschließlich in der Matrix kommen auch meist idiomorph würfelig, trapezoid oder dreieckig geformte Opakphasen vor, die hier mehrheitlich als Hämatit/Limonit vorliegen; vermutlich handelt es sich um ehemaligen Magnetit. Die Probe enthält keinen Feldspat oder Rutil.

Das Auftreten von Biotit bzw. Chlorit im Msst beschränkt sich auf solche Bereiche, in denen die Sedimente in Granitoide der PIS eingeschuppt sind. Die Bildung von Biotit ist möglicherweise auf die kontaktmetamorphe Überprägung des Gesteins zurückzuführen.

In dem Schürfgraben, der die Verlängerung der Scherzone der Golden Valley Mine östlich des Swartmodder Reviers aufschließt, sind muskovit-reiche Pegmatitkörper entlang der Scherzone in Marienhof Sandstein intrudiert und später teilweise deformiert worden. Ein K/Ar-Alter von  $1640,1 \pm 23,1$  Ma der großkörnigen Muskovite stellt ein Minimum-Alter für die Marienhof Formation dar (vgl. 9.3.1).

### 5.1.2.3 (Phyllitische) Marienhof Schiefer (Ms)

Die Marienhof Schiefer formen aufgrund ihrer geringeren Verwitterungsresistenz im Vergleich zu den benachbarten Gesteinen wie Quarziten, Rhyoliten und Granitoiden topographische Depressionen. Sie bilden den Kern der regionalen Antiform im Norden des Arbeitsgebietes, deren Schenkel durch das Auftreten von Quarzit gekennzeichnet sind. Dort sind sie über ca. 900 m senkrecht zu ihrem Streichen aufgeschlossen, was respektive der enthaltenen Intrusiva eine minimale Schichtmächtigkeit von etwa 400 m ergibt.

Die Metapelite sind (dunkel-) grau, teils leicht grünlich oder im fortgeschrittenem Stadium der Verwitterung ockerfarben, rötlich oder gelblich. Vielerorts wird die Schichtung durch mindestens eine engständige phyllitische Foliation mit silbrig-seidenem Glanz überprägt. Häufig bildet diese mit einer weiteren Foliation eine Runzelschieferung. Bei den sehr seltenen Lokalisationen, bei denen die Schichtung nicht von einer Schieferung überprägt wird, variiert die Schichtmächtigkeit zwischen wenigen Millimetern und wenigen Zentimetern.

Dort, wo diese Marienhof Sedimente in Granitoide der PIS eingeschuppt sind, lassen sie sich im Gelände kaum von stark foliierten/mylonitisierten mafischen Intrusionen unterscheiden, welche jedoch durch einen erhöhten Anteil von Chlorit, Epidot bzw. Aktinolith meist grüner sind und dunklere eher stumpfe Foliationen aufweisen.

Zur mikroskopischen Charakterisierung der Ms wurden eine Probe aus dem Quarzitbruch (14/5#1) und eine Probe von Straßenanschnitt (Rehoboth-Klein Aub; 25/7#1; Abb. 4-3) ausgewählt.

Die Probe vom Straßenaufschluß lässt gut eine foliationsparallele Schichtung im Millimetermaßstab gut erkennen. In diesem Aufschluß gibt es auch boudinierte Sandsteinlagen von mehreren Zentimetern. Mikroskopisch lassen sich quarzreiche Schichten mit meist polygonalem Quarz mit Korngrößen bis zu  $130 \mu\text{m}$  erkennen, in denen nur vereinzelt feinkörniger Serizit und Chlorit auftreten. In Lagen mit höherem Glimmer-Anteil behindern die Glimmer die Bildung von Polygonen und der Quarz ist rechteckig ausgebildet. In Lagen die von Glimmer dominiert werden und in denen die Runzelschieferung deutlich zu erkennen ist tritt brauner Biotit zur Paragenese. Hier ist Quarz lentikular und nur bis zu  $100 \mu\text{m}$ , meist aber um  $50 \mu\text{m}$  lang. Andere Schichten bestehen nur aus Biotit, Chlorit und Muskovit/Serizit. Opake Minerale (<2 Vol.%) bilden Framboide oder Würfel. Die Probe enthält weiterhin xenomorphen Turmalin (<30  $\mu\text{m}$ ), der einen Pleochroismus von oliv-grün nach braun zeigt. Die über die unterschiedlichen Lagen gemittelte Zusammensetzung des Gesteins nach Mineralen ist der Tab. 5-1 zu entnehmen.

Die Probe aus dem Quarzitbruch ist rötlich-ockerfarben, weicher/stärker verwittert als die zuvor beschriebene Probe und enthält quellfähige Tonminerale, die bei der Dünnschliffherstellung Probleme verursachen. Dieses Gestein hat ein porphyroklastisch-mylonitisches

Gefüge. Quarz-Porphyrklasten bis 300 µm im Durchmesser belegen mit undulöser Auslöschung und stets vorhandenen Deformationslamellen die Deformation dieses Gesteins. Aggregate von polygonalem Quarz (<0,5 mm) bilden eine Augentextur in einer feinkörnigen Serizit-Quarz Matrix. Sehr feinkörnige xenomorphe (meist <2 µm; ca. 5 Vol.%) Opakminerale färben diese Matrix bräunlich. Neben oliv-gelbbraun pleochroitischem xenomorphem Turmalin (<50 µm) kommt auch hypidiomorpher Zirkon (<100 µm) vor.

Probe	3/8#2	7/8#2	4/8#2	14/5#3	31/8#6	23/6#1	25/5#8	SMGM10	31/8#5	25/7#1	14/5#1
Einheit	Gneis	<i>Gneis</i>	Gneis *	<i>Mq</i>	<i>Mq</i>	<i>Msst</i>	<i>Msst</i> **	<i>Msst</i> **	<i>Mgsst</i>	<i>Ms</i>	<i>Ms</i>
Quarz	36	40	56	98	95	92	80	65	96	35	35
Plagioklas	53	14	23	-	-	-	-	-	-	-	-
Kalifeldspat (serizitisiert)	5	46	12	<0,1 (+)	-	-	-	-	-	-	-
Biotit (chloritisiert)	1 (+)	-	3 (+)	-	<1	-	+ (+)	1 (+)	-	15 (+)	-
Muskovit/Serizit	2	(+)	4	+	4	5	2/15	5/25	2	40	60
Epidot/K.-zoisit	1	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Chlorit	2	-	1	-	-	-	3	4	-	8	-
Karbonat	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rutil	+	-	+	-	-	+	+	+	-	-	-
Turmalin	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	+
Apatit	-	(+)	+	-	-	-	-	(+)	-	-	-
Zirkon	+	-	-	-	-	+	-	+	-	-	+
Opak	+	(+)	+	+	(+)	3	((+))	((+))	2	2	5
Punkte	324	-	351	-	-	-	-	-	-	-	-

\* im Kontakt mit Granitoid der GGS; \*\* im Kontakt mit Granitoid der PIS

Tab. 5-1: Mineralbestand der beschriebenen Proben früh- oder prä-Eburnischer Gesteine (kursiv: geschätzt)

## 5.2 Eburnische Gesteine

### 5.2.1 Piksteel Intrusiv Suite (PIS)

Diese Intrusiva dominieren die Geologie des Arbeitsgebietes südlich der Überschiebungsbahn. Die Bezeichnung Piksteel Intrusiv Suite ist Sammelbezeichnung für eine Gruppe von Granodioriten, (Alkali-) Graniten, Dioriten, Quarz-Monzoniten und Tonaliten, innerhalb der erhebliche Unterschiede in Zusammensetzung und Textur auftreten. Gemein sind diesen ein mittel- bis überwiegend grobkörniges meist porphyrisches Gefüge und graue bis grünliche oder auch untergeordnet leicht rötliche Farben. Die Gesteine weisen fast überall deutliche Foliationen bzw. scherungsinduzierte C-S-Gefüge auf (vgl. 4.1.2).

#### 5.2.1.1 Porphyrischer Piksteel Granodiorit (PG)

Am weitesten verbreitet ist die granodioritische Varietät mit deutlich grobkörnigem porphyrischen Gefüge (Abb. 5-2e), in dem Kalifeldspat bis zu 5 cm große Kristalle mit Verzwillingung nach dem Karlbader Gesetz bildet. Vielerorts geht diese Varietät auch graduell in equigranularere Varietäten über.

Xenolithe in diesen Granitoiden sind besonders entlang von Kontaktbereichen häufig (Abb. 5-2f). SCHALK (1988) erkannte unter diesen Metabasite (als Elim Fm. interpretiert),

saure Kamasis „Metalava“, foliierten Kamkam Granodiorit (mit der Kamasis Formation zum Kangas Komplex gehörig) sowie Quarzite und phyllitische Schiefer der Marienhof Formation. Bis zu einigen Zentimetern breite Epidot-Adern sind nicht selten.

Für die petrographische Beschreibung wurden makroskopisch relativ undeformiert (z.B. keine Foliation) erscheinende Proben (29/7#1; 6/8#1) ausgewählt. In beiden Proben sind makroskopisch bis zu 3 cm großer Mikroklin (fleischfarben in 29/7#1; weiß in 6/8#1), der Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz zeigt, glasiger Quarz (<8 mm) und Biotit (<3 mm) zu erkennen.

In beiden Proben zeigt xenomorpher Quarz mit lobaten Korngrenzen, undulöser Auslöschung, teils rotierten Subkörnern, Bändern neuer Quarzkörner, gelegentlich beobachteten Deformationslamellen und isolierter Nukleation deutliche Anzeichen einer Deformation. Weiterhin ist der Quarz durch feinste Nadeln von Rutil gekennzeichnet. Stellenweise sind entlang von intragranularen Bahnen feine xenomorphe Karbonat-Körner (<10 µm) perlschnurartig angeordnet. Der meist xenomorphe Mikroklin zeigt typische Mikroklin-Gitterung und oft stärker serizitisierter Orthoklas mikroperthitische Entmischungen. In Probe 6/8#1 umschließen Mikroklin und Orthoklas poikiloblastisch saussuritisierten Plagioklas und Quarz.

Hypidiomorpher polysynthetisch verzwillingter Plagioklas (<5 mm) ist in beiden Proben stark saussuritisiert. Nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929) handelt es sich mit Auslöschungsschiefen mehrheitlich zwischen 7° und 10° um Oligoklas (ca. An<sub>25</sub>). Stets xenomorpher Biotit (<3 mm) mit einem Pleochroismus von braun über grün nach blaugelblich beinhaltet häufig eine Sagenit-Gitterung und pleochroitische Höfe um Zirkon/Xenotim (<50 µm). Er befindet sich bevorzugt in Assoziation mit je nach Schnittlage körnigem oder stengeligem Apatit (<0,5 mm), xenomorphen Opakmineralen (<2 mm), hypidiomorphem Epidot und nur in Probe 6/8#1 mit idiomorphem und xenomorphem Titanit (<1 mm). Biotit ist häufig entlang der Spaltbarkeit in Chlorit umgewandelt.

Epidot tritt nicht nur sehr feinkörnig im saussuritisiertem Plagioklas mit Serizit, sondern auch als (hyp-) idiomorphe Leisten (<1 mm lang) im oder mit Biotit entlang von Korngrenzen auf. Dabei scheint er diesen zu verdrängen und zeichnet gelegentlich wie auch der Chlorit die ursprüngliche Sagenit-Gitterung nach. Sehr seltener Muskovit (<0,5 mm) ist immer xenomorph.

Nur in der Probe 6/8#1 können seltene Nadeln von Amphibol (<1,5 mm lang) beobachtet werden, welcher randlich zu Biotit, Quarz und Chlorit umgewandelt ist. Mit einem Pleochroismus von olivgrün nach blaugelb und einer maximalen Auslöschungsschiefe von 19° handelt es sich vermutlich um Hastingsit.

### 5.2.1.2 Swartmodder Granit (SMG)

REID et al. (1988) führten Rb/Sr-Gesamtgesteins-Datierungen an Granitoiden des Rehoboth-Naumas Gebietes durch. Anhand von 6 Proben ermittelten sie ein Alter für den Swartmodder Granit (SMG) von 1639±25 Ma. Dieser intrudierte ebenfalls Einheiten der Marienhof Formation und soll wiederum von Granitoiden der PIS intrudiert worden sein. Nach SCHALK (1988) jedoch intrudierte der Swartmodder Granit die Granitoide der PIS; entsprechend stellt er diesen trotz seines gneisigen Gefüges in die GGS.

Im Arbeitsgebiet tritt der SMG nur im Gebiet um die Swartmodder Kupfer Mine auf. Eine eindeutige Intrusionsabfolge konnte auch im Rahmen dieser Arbeit nicht festgestellt werden.

Das Alter des SMG und seine variabel ausgebildete Foliation sprechen jedoch für eine grobe Zuordnung zur PIS.

Das fein- bis mittelkörnige graue bis rötliche Gestein (29/7#5) weist ein equigranulares Gefüge auf und ist im Stadium fortgeschrittener Verwitterung blassgelblich. Teils längliche Biotit Aggregate (<1 cm lang) bilden eine diskontinuierliche Foliation. Xenomorpher Quarz und Quarz-Phänokristen (<1 mm) zeigen undulöse Auslöschung, Subkornbildung und lobate Korngrenzen. Mikroklin (<1,5 mm) ist xenomorph und Orthoklas zeigt mikroperthitische Entmischung. Ebenfalls xenomorpher Plagioklas (<0,8 mm) zeigt eine maximale Auslöschungsschiefe von 5°; entsprechend der Zonenmethode von RITTMANN (1929) handelt es sich um Albit. Vor allem größere Plagioklaskörner sind deutlich saussuritisert, wobei stengelig ausgebildeter Epidot (<50 µm) seltener ist als körnig-xenomorpher Epidot entlang von Korngrenzen. Muskovit und Biotit treten xenomorph in unregelmäßigen Aggregaten mit seltenem Apatit auf (Muskovit <1 mm; Biotit <0,3 mm). Sehr selten ist Karbonat (<50 µm) in Quarz eingeschlossen. Körnige Opakminerale sind bis zu 1 mm groß.

Probe	29/7#1	6/8#1	29/7#5
Einheit	PG	PG	SMG
Quarz	23	27	53
Plagioklas	40	42	12
Kalifeldspat (serizitisiert)	10	7	27
Biotit (chloritisiert)	15 (+)	11 (+)	2.5
Muskovit/Serizit	3	+	5
Epidot/K.-zoisit	8	7	+
Chlorit	+	4	-
Karbonat	+	+	(+)
Rutil	+	+	-
Turmalin	-	-	-
Apatit	+	1	+
Zirkon	+	+	-
Titanit	-	1	-
Amphibol	-	+	-
Opak	1	+	0.5
Punkte	612	600	394

Tab. 5-2: Mineralbestand der beschriebenen Proben der PIS

## 5.3 Kibarische Gesteine

### 5.3.1 Intrusionen der Gamsberg Granit Suite (GGS)

#### 5.3.1.1 Granite

##### 5.3.1.1.1 Kobos Granit (KG)

Die großflächig aufgeschlossenen Intrusionskörper des Kobos Granites bilden die südliche Grenze des Arbeitsgebietes (Probe 4/8#1). Dort erzeugt eine Wollack-Verwitterung die für dieses Gestein typische Aufschlussmorphologie. Weitere Intrusionen mittleren Ausmaßes können zwischen der Golden Valley Mine und dem Spitskop (Probe 24/7#3) sowie zwischen

Swartmodder Kupfer und Swartmodder Gold Mine angetroffen werden. Das mittel- bis grobkörnige granulare Gestein lässt makroskopisch keine Deformationsmerkmale außer seltene mit Serizit belegte Klufflächen erkennen und ist daher in der Regel gut von älteren Granitoiden zu unterscheiden. Seine graue bis rötliche Farbe erzeugen Phänokristen von fleischfarbenem Mikroklin (<1,5 cm), glasigem Quarz (<1 cm), weißem Plagioklas (<1 cm) und unregelmäßige dunkelgraue bis schwarze Kumulate (<1,5 cm) von Biotit.

Die Lokalität von der die Probe 24/7#3 stammt liegt ca. 9 km weiter nördlich als die der Probe 4/8#1 und damit näher an Strukturen, die durch die Damara Orogenese hervorgerufen bzw. reaktiviert wurden. Dieses Gestein im Aufschluß der nördlichen Lokalität wirkt etwas heller als das der südlichen, was daraus resultiert, dass hier Muskovit über Biotit dominiert.

In der Probe 4/8#1 von der südlichen Lokalität ist Quarz xenomorph und zeigt mit Subkornbildung, lobaten oder geraden Korngrenzen und vereinzelt pinning Anzeichen einer Korngrenzenmigration im Zuge einer schwach dynamischen Rekristallisation. Feinste Rutilnadeln sind selten in den Quarz eingeschlossen, dafür treten aber häufig intra- und transgranulare Bahnen von wässrigen niedrigsalinaren Flüssigkeitseinschlüssen auf (vgl. 11.3). Hypidion- bis xenomorpher Mikroklin und Orthoklas mit mikroperthitischen Entmischungen enthalten poikilitischen Plagioklas und Quarz. Die Kalifeldspäte sind nur sehr schwach serizitisiert. Als effektiverer Prozess zeigt sich die Saussuritisierung von hypidiomorphem Plagioklas zu sehr feinkörnigem Epidot und Serizit. Ebenfalls hypidiomorpher Epidot (<150 µm) tritt auch entlang von Feldspat-Korngrenzen und in den Biotit-Kumulaten auf. In letzteren besitzt xenomorpher Biotit einen Pleochroismus von lederfarben über olivgrün nach blassgelb, teilweise eine Sagenit-Gitterung und pleochroitische Höfe um Zirkon/Xenotim (<50 µm) und seltener um Allanit (<100 µm). Extrem selten ist Biotit chloritisiert, befindet sich aber oft in Assoziation mit xenomorphen Epidot (<150 µm) und opaken Mineralen (<200 µm). Sehr wenig Chlorit tritt neben Epidot in den Kalifeldspäten auf. Titanit (<1 mm) ist xeno- bis hypidiomorph und scheint stellenweise resorbiert worden zu sein. Weiterhin können die Biotit-Kumulate sehr selten Amphibol (<50 µm) mit oliv-grün gelblichen Pleochroismus beinhalten. Eine maximale Auslöschungsschiefe von 18° deutet auf Hastingsit, der randlich in Biotit und Quarz umgewandelt ist.

Diese Beschreibungen treffen auch mit im Folgenden näher erläuterten Ausnahmen auf die Probe 24/7#3 von der nördlicheren Lokalität zu. Diese beinhaltet xenomorphen Quarz, der meist deutliche Deformationslamellen, lobate Korngrenzen und Bänder neuer Körner aufweist. Dieses und eine starke Subkornrotation verdeutlichen eine stärkere Beanspruchung des Quarzes (im Vergleich zum Quarz in 4/8#1). Besonders die Kalifeldspäte werden von Mikrobrüchen durchzogen, die ausschließlich mit Serizit/Muskovit verfüllt sind. In dieser Probe wurde Biotit nicht chloritisiert, sondern von Muskovit und Quarz ersetzt. Auch einige der Opakminerale scheinen unabhängig von Verwitterungserscheinungen zersetzt worden zu sein. Chlorit, Titanit und Amphibol treten in dieser Probe nicht auf.

#### 5.3.1.1.2 Hornkrantz Granit (HG)

Hornkrantz Granit steht nur im nordwestlichsten Bereich der Arbeitsgebietes an, wo er in Granitoide der PIS und Einheiten der Marienhof Formation intrudiert ist. Sein nördlicher Kontakt zum Rhyolit um den Oanob Stausee streicht etwa E-W. Das Gestein erscheint durch einen höheren Biotit-Anteil etwas dunkler als der Kobos Granit, aber wie dieser

makroskopisch weitestgehend undeformiert. Sein Gefüge ist durch weißgrauen saussuritisierten Plagioklas mit einem Durchmesser bis 1,5 cm porphyrisch.

In der Probe 22/6#2 ist der xenomorphe Plagioklas durch eine fortgeschrittene Saussuritisierung in Muskovit/Serizit und Epidot umgewandelt. Plagioklas und xenomorpher Mikroklin (<0,8 mm), der stellenweise albitisiert ist, befinden sich in einer Art Matrix von meist polygonalem Quarz mit geraden Korngrenzen (durchschnittliche Korngröße ca. 120 µm), in der nicht vollständig rekristallisierte Körner Subkornbildung, undulöse Auslöschung und vereinzelt Deformationslamellen zeigen. In dieser Matrix enthalten ist eine Vielzahl von Biotit- bzw. Epidot-dominierten Aggregaten. Meist hat Biotit einen blassgelben bis dunkelgrünen oder sehr selten einen gelbbraunen bis rotbraunen Pleochroismus. In Assoziation mit Biotit treten körniger Epidot und Zoisit (<150 µm), Apatit (<70 µm) und Muskovit (<200 µm) auf. Körniger Epidot und Zoisit verfüllen auch Mikrobrüche, die bevorzugt in Plagioklas zu beobachten und ca. 50 µm breit sind. Akzessorisch kommen Zirkon (<120 µm) und opake Minerale (Titanomagnetit oder Ilmenit; <120 µm) vor, die randlich zu Leukoxen umgewandelt sind. Chlorit ist in dieser Probe nicht enthalten. Biotit ist nicht chloritisiert worden, wurde aber zu sehr feinkörnigen Quarz, Muskovit und Epidot (±Zoisit) umgewandelt, wobei der sehr feinkörnige Epidot die ehemaligen Spaltbarkeiten von Biotit nachzeichnet.

### 5.3.1.2 Rhyolit

Im zentral westlichen Teil des Arbeitsgebietes bildet ein Rhyolit die Erhebung des Spitskops (1603 m). Dieser lagert hier auf einer mehrere Zehnermeter mächtigen Lage von ptygmatisch verfalteten Quarziten und Sandsteinen, die besonders im Liegenden dieser Abfolge sehr dunkel sind und mit sekundären Eisenoxiden imprägniert sind. Weiter südöstlich wurden diese Sedimente von Granitoiden der PIS intrudiert. Nordwestlich des Spitskops steht der Rhyolit im Kontakt mit Sedimenten der Marienhof Formation. Diese Situation wurde von SCHALK (1988) dahingehend gedeutet, dass hier Rhyolit, als Basis der Marienhof Formation, Einheiten der Elim Formation überlagert. Es konnten jedoch keine für die Elim Formation typischen Magnetit-Quarzite beobachtet werden. Der Rhyolit-Körper selbst führt größere Xenolithe von Granitoiden der PIS (bis zu 15 m lang). Neben den Faltungsercheinungen weisen auch viele mafische Gänge, die das Sedimentpaket durchschlagen haben sowie aufschiebende Faserharnische und Streckungslineare auf eine extreme tektonische Beanspruchung dieses Bereiches hin. In den südwestlich anstehenden Granitoiden sind (teils boudinierte) Xenolithe von Sandstein und phyllitischen Schiefer häufig, die keine Anreicherungen von Erzmineralen aufweisen.

Der hier dunkelgraue porphyrische Rhyolit mit einer rötlich-(hell-)braunen Verwitterungsfarbe lässt makroskopisch Porphyroklasten von glasigem Quarz, leicht fleischfarbenem Mikroklin, Orthoklas mit Karlbader Zwillingen und schwarze Biotit-Opakmineral Aggregate (alle <8 mm) in einer sehr feinkörnigen kieseligen Matrix erkennen. Equidimensionale subangulare, leistenförmige oder ovale Xenolithe eines schwarzen Gesteins bis 10 cm sind nicht selten und besitzen zum Teil einen internen Lagenbau, der an Tonschiefer erinnert. Stellenweise sind Fließgefüge subparallel zur regionalen S1 zu beobachten (z.B. 328°/52°), entlang denen die Xenolithe leicht eingeregelt sind. Parallel zu diesen Flächen kann auch - allerdings nur äußerst sporadisch- eine schwach durch Serizit definierte Foliation auftreten.

Unter dem Mikroskop zeigen die meisten subhedralen Quarz-Phänokristen (Probe 11/6#2) undulöse Auslöschung, Subkornbildung, seltene Bildung von Bändern neuer Körner und



vereinzelt schwache Deformationslamellen. Bahnen von hochsalinaren wässrigen Einschlüssen sind häufig (vgl. 11.3). Subhedrale Mikroklin-, Perthit- und Orthoklas-Phänokristen sind bemerkenswert schwach serizitisiert. Seltenerer Plagioklas ist hingegen oft deutlich saussuritisiert. In den makroskopisch ebenfalls erkennbaren Biotit-Opakmineral-Schuppen tritt neben Biotit (<120 µm) mit einem Pleochroismus von hellbraun nach dunkelbraun, dunkelgrün oder rotbraun auch Karbonat, Apatit und Leukoxen um Ilmenit und Titanomagnetit auf. Die sehr feinkörnige Matrix (durchschnittliche Korngröße ca. 10 µm) enthält polygonalen Quarz, Monoklin, Plagioklas, Serizit/Muskovit, Epidot und xenomorphe opake Minerale.

Der Rhyolit ist im Bereich des Spitskops wahrscheinlich als rhyolitischer Gang in die Sedimente der Marienhof Formation intrudiert, die eingeschuppt in Granitoide der PIS eine strukturelle Schwächezone vorgaben. Die tektonisch stark beanspruchten Sedimente, die den Rhyolit unterlagern und im Liegenden durch die Granitoide der PIS begrenzt sind, boten sich daraufhin durch ihre vergleichsweise hohen Permeabilitäten für die Kanalisation hydrothormaler Fluide an, die die beobachtete Imprägnation verursachten. Auf die beobachtete hydrothermale Alteration von Einheiten der Marienhof Formation in Bereichen intensiver struktureller Beanspruchung (nördl. Überschiebungsbahn) wurde bereits hingewiesen (z.B. 5.1.2).

Typische verdrehte (contorted) Fließgefüge im (vermutlich extrusiven) Rhyolit lassen sich SE des Spitskop, nördlich der Neuras Mine beobachten (Abb. 5-2g). SCHALK (1988) interpretierte die hier kaum deformiert aufgeschlossenen Gesteine als saure „Metalaven“ der Kamasis Formation.

Der Rhyolit des Spitskops unterscheidet sich kaum von den Rhyoliten, die im Norden des Arbeitsgebietes auf die Einheiten der Marienhof Formation aufgeschoben sind.

Probe	<b>4/8#1</b>	<b>24/7#3</b>	<b>22/6#2</b>			<b>11/6#2</b>
Einheit	KG	KG	HG			Rhyolit
Quarz	34	39	41	Phänokristalle	Quarz	7
Plagioklas	9	5	17		Plagioklas	2
Kalifeldspat (serizitisiert)	49	49	12		Kalifeldspat (serizitisiert)	15
Biotit (chloritisiert)	5.5	1	9		Biotit (chloritisiert)	1
Muskovit/Serizit	+	5	15		Muskovit/Serizit	+
Epidot/K.-zoisit	+	+	6			+
Chlorit	(+)	-	(+)		+	
Karbonat	-	-	-		+	
Rutil	+	-	(+)		-	
Turmalin	-	-	-		-	
Apatit	+	-	+		+	
Zirkon	+	-	+		-	
Titanit	+	-	(+)		+	
Amphibol	+	-	-		-	
					Matrix	75
Opak	+	1	+			+
Punkte	512	412	642			578

Tab. 5-3: Mineralbestand der beschriebenen Proben der GGS

## 5.4 Intrusionskörper

### 5.4.1 Mafische Gangintrusionen

Im Untersuchungsgebiet lässt sich eine Vielzahl von mafischen Intrusionen beobachten. Diese unterscheiden sich deutlich im Grad ihrer Deformation bzw. ihren Mineral-Alterationen und repräsentieren mehrere Intrusions-Generationen. Sie sind einige Dezimeter bis mehrere Zehnermeter breit und bis zu einigen hundert Meter lang.

Zumindest in den Fällen der Swartmodder Gold Mine und der Neuras Mine ist davon auszugehen, dass sie als Inhomogenitäts-Bereiche in den Granitoiden die Orientierung der mineralisierten Scherzonen mit beeinflusst haben.

#### 5.4.1.1 Foliierte mafische Intrusiva

Die wahrscheinlich ältesten mafischen Intrusionen sind solche, die nur in den Granitoiden der PIS auftreten, meist eine mehr oder weniger deutliche Foliation aufweisen und nur schwer von den eingeschuppten Marienhof Sedimenten unterschieden werden können. Zu dieser Gruppe zählen auch seltene mafische schwach deformierte Gesteine mit amygdaloidalen Karbonatfüllungen.

Im östlichen Bereich der mineralisierten Scherzone der Swartmodder Gold Mine bildet ein engständig folierter, feinkörniger mafischer Gang mit grauer, leicht grünlicher Farbe das Liegende der Struktur. Dieser wurde direkt im Liegenden der Scherzone (8/8#1) und weiter westlich entlang des Swartmodder Reviere, wo er ca. 50 m südlich der Scherzone schwächer foliiert ansteht (SMGM2), beprobt. In beiden Proben erzeugen stengelig-xenomorpher Aktinolith (<200 µm) mit einem Pleochroismus von sehr blassgelb über blassgrünlich-gelb nach bläulich-grün, körniger Epidot und Klinozoisit (<400 µm) und seltener Chlorit (<200 µm) den grünlichen Farbeindruck. Feinkörnige Biotit-Aggregate (mit Kristallen bis 80 µm) bilden zusammen mit dem Aktinolith und dem Chlorit die Foliation aus, welche in der Probe aus dem Liegenden der Scherzone wesentlich engständiger ist. Biotit ist stellenweise chloritisiert. In beiden Proben liegen sehr feinkörniger xenomorpher Epidot und Serizit/Muskovit als Produkte der Saussuritisierung von Plagioklas (<150 µm) vor. Mikroperthitischer Orthoklas (<200 µm) ist sehr selten und stark serizitisiert. Häufige Leukoxen Aggregate (<400 µm) umschließen Ilmenit, der nur noch selten reliktsch erhalten ist (Abb. 5-4d). Quarz ist sehr feinkörnig. Insgesamt ist die Probe aus dem Liegenden der Scherzone etwas feinkörniger und ärmer an Quarz.

Dieselbe Mineralogie besitzt eine fein- bis mittelkörnige dunkelgraue Probe (SMCMH4) eines mafischen Ganggesteins von der Halde der Swartmodder Kupfer Mine, das entweder radialstrahligen Aktinolith bis 2 cm (Abb. 5-2h) mit Pyrit (<0,5 cm) entlang einer äußerst schwachen Foliation oder auch vereinzelte aktinolithische Faserharnische zeigt. Mikroskopisch ist zu erkennen, dass der Aktinolith in Epidot und Chlorit umgewandelt wurde (Abb. 5-4d). Der Biotit ist dahingegen stellenweise chloritisiert.

In einer dunkelgrauen Probe (22/7#7) von einem amygdaloiden mafischen Gang ca. 1,8 km SSE der Blank's Mine sind die bis zu 1 cm großen Hohlräume mit Karbonat verfüllt. Die Karbonat-Füllungen zeigen durch leicht gebogene oder geknickte Deformations-Verzwilligung mit gelegentlich verzahnten (serrated) Zwillings-Grenzen Deformationstemperaturen von über 250°C an (BURKHARD, 1993). Plagioklas-Phänokristen sind hypidiomorph und bis zu 0,5 cm im Durchmesser. Die Probe hat ein feinkörniges

ophitisches(-porphyrisches) Gefüge mit mäßig saussuritisiertem leistenförmigen Plagioklas. Die sehr feinkörnigen Produkte der Saussuritisierung sind zum größten Teil in Chlorit umgewandelt. Sehr selten sind hypidiomorpher Sanidin (<200 µm) und körniger Epidot (<100 µm). Auch in dieser Probe sind Ilmenit und Magnetit fast vollständig in Leukoxen umgewandelt. Das Gestein ist stark chloritisiert und karbonatisiert.

#### 5.4.1.2 Alterierte mafische Intrusiva (ohne Foliation)

Diese Gruppe von mafischen Intrusionen unterscheidet sich von der vorangehend beschriebenen dadurch, dass sie keine ausgeprägten Foliationen aufweist. Es könnte sich dabei aber auch um Intrusivkörper handeln, die lediglich in Bereichen niedriger Verformung (low-strain domains) vorliegen. Ob seiner Seltenheit in den mafischen Gesteinen, können die deformations-sensitiven Merkmale von Quarz nicht zur relativen Abschätzung der strukturellen Beanspruchung herangezogen werden. Beobachtete hydrothermale Alterationen zu typischen Paragenesen der Grünschiefer Fazies können spätestens während des Höhepunktes der Damara Orogenese stattgefunden haben, welcher somit ein minimales Intrusions-Alter darstellt.

Eine graugrüne feinkörnige Probe von der Halde der Neuras Mine (21/6#6) zeigt makroskopisch abgegrenzte hellgrünere Bereiche (mehr Epidot) und helle Plagioklas-Einsprenglinge bis 5 mm, die besonders im Kern stark saussuritisiert sind. Sehr selten gibt es auch mit glasigem Quarz verfüllte amygdaloidale Hohlräume (<5 mm). Mikroskopisch lässt das Gestein ein relikthisches ophitisches Gefüge erkennen, in dem unorientierte Plagioklas Stengel (<1,5 mm) fast vollständig in Epidot, Serizit und Karbonat umgewandelt sind. Hypidiomorpher gelblicher Epidot (<1 mm) ist häufig und tritt in den hellgrünere Bereiche mit gelegentlich radialstrahligem Zoisit auf. Eine fortgeschrittene Chloritisierung hinterließ nur noch wenig xenomorphen bräunlich-grünen Biotit (<50 µm). Fast sämtliche (titanführende) Erzminerale (<200 µm) sind in Leukoxen umgewandelt. Faseriger Chlorit ist selten größer als 80 µm und stets xenomorphes Karbonat nicht größer als 150 µm. Xenomorpher Quarz ist klein (<80 µm), sehr selten und zeigt immer undulöse Auslöschung. Die amygdaloidalen Hohlräume sind mit Epidot, Karbonat, Chlorit, sehr seltenem Biotit, subhedralen Opakmineralen (nicht in Leukoxen umgewandelt) und mit Quarz mit gerader Auslöschung verfüllt. Weiterhin wird die Probe von parallelen, bis ca. 1 mm breiten Karbonat-Chlorit-Adern durchzogen.

Zu dieser Gruppe der mafischen Intrusiva gehören auch seltenere porphyrische Varietäten, wie beispielsweise ca. 4 km NNE der Neuras Mine aufgeschlossen (3/8#1). Das dunkelgraugrüne Gestein enthält zahlreiche weiß-grünliche Einsprenglinge bis 1 cm im Durchmesser. Mikroskopisch lässt sich feststellen, dass diese Einsprenglinge mit sehr grobkörnigen schwach gelben Epidot und Klinozoisit und/oder strahligem Muskovit verfüllt sind. Gelegentlich treten auch Karbonat, Chlorit und etwas Quarz hinzu. In der umgebenden Matrix ist Biotit vollständig chloritisiert. Feldspäte sind nur noch selten relikthisch erhalten (<40 µm) und serizitisiert bzw. saussuritisiert. Xenomorpher Quarz ist vermutlich aus diesen Reaktionen hervorgegangen und zeigt undulöse Auslöschung und Subkornbildung.

Probe	<i>SMGM2</i>	<i>8/8#1</i>	<i>SMCMH4</i>	<i>22/7#7</i>	<i>21/6#6</i>	<i>3/8#1</i>
Quarz	5	5	+	7,2	15,7	12
Plagioklas	30	30	5,1	40,5	3,9	(+)
Kalifeldspat (serizitisiert)	+	+	-	6,7	+	-
Biotit (chloritisiert)	+ (+)	3	4	(+)	39,4	-
Muskovit/Serizit	+	15	(+)	(+)	+	13,8
Epidot/K.-zoisit	35	28	39,4	11	3,9	46,3
Aktinolith	25	15	23,4	+	-	-
Chlorit	+	+	24,7	16,9	33,6	25
Karbonat	-	-	-	12,2	1,3	2,1
Rutil	-	-	-	-	-	-
Turmalin	-	-	-	-	-	-
Apatit	-	-	-	+	+	-
Zirkon	-	-	-	-	-	-
Opak/Leukoxen	5	4/+	1,1/2,3	(+)/5,5	2,2	0,8
Punkte	-	-	350	474	458	376

Tab. 5-4: Mineralbestand der beschriebenen Proben von alterierten mafischen Gängen (kursiv: geschätzt)

### 5.4.1.3 Unalterierte mafische Intrusionen

Vermehrt im zentralen und südlichen Bereich des Arbeitsgebietes sind, bevorzugt entlang der durch die Damara Orogenese vorgegebenen NE-SW bzw. E-W-streichenden Strukturen doleritische Gänge intrudiert. Diese werden auch lokal als Swartkoppie Dykes (bzw. Dolerite) angesprochen, da sie durch eine Wollack-Verwitterung in dunkle runde Blöcke zerfallen. Das dunkelgraue fein- bis mittelkörnige Gestein (z.B. 16/5#5) weist ein intersertales Gefüge auf, in dem hypidiomorphe Plagioklas-Leisten (<1 mm) unorientiert Augit (<1,2 mm), Biotit (<1,5 mm), Hornblende (<0,4 mm), wenig Orthoklas (<0,2 mm), Apatit (<0,2 mm), Opakminerale (<0,4 mm) und wenig Quarz (<0,35 mm) einschließen. Der xenomorphe Augit mit einem farblos-bräunlichen Pleochroismus besitzt teilweise Entmischungslamellen von Orthopyroxen oder auch sehr dünne Entmischungslamellen von Ilmenit. Untergeordnet tritt auch Pigeonit mit farblos-schwach bräunlichem Pleochroismus auf. Der Augit ist gelegentlich entlang seiner Ränder in blaugrün-blaßgrüne Hornblende (Uralit) umgewandelt. Xenomorpher Biotit ist dunkelbraun und zeigt vereinzelt eine Sagenit-Gitterung und enthält oft stengeligen Apatit und xenomorphe opake Minerale (Ilmenit und/oder Magnetit). Als Zwickelfüllung treten selten Orthoklas und Quarz stets mit gerader Auslöschung auf.

### 5.4.2 Ultramafische Intrusionen

Ultramafische Intrusionen bilden unregelmäßige Körper (plugs) unmittelbar südlich der nördlichen Überschiebungsbahn mit Durchmessern von einigen Zehner- bis wenigen Hundertermetern und zeigen dort überwiegend pegmatoide bzw. brekziöse Gefüge. Nördlich des Kontaktes der Intrusionskörper des Kobos Granites im Süden des Untersuchungsgebietes liegen sie mit eher rundlichen Ausbissgeometrien von einigen Hundertermetern bis Kilometern und massigen-porphyrischen oder glomerophyrischen Gefügen als Hornblendite und Dunite vor.

### 5.4.2.1 Pegmatoid-brekziöse Hornblendite

Diese Gesteine treten hauptsächlich südlich des östlichen Abschnittes der nördlichen Überschiebungsbahn auf. Charakteristisch sind hier die pegmatoid-brekziösen Gefüge unterschiedlicher Dimensionierungen. Bei einigen Lokalitäten befinden sich bis zu einige Dezimeter messende subangulare schwarze hornblenditische Blöcke (mit Einzelkristallen bis ca. 2 cm) in einer hellgrau-weißen Matrix (Abb. 5-3a,b; 29/5#4). Anderenorts liegen rundliche Hornblenden-Kumulate in einer mittelkörnigen Matrix, die durch mittelkörnige Hornblende dunkler erscheint. In wesentlich helleren eher gabbroischen Varietäten (1/6#3), die nicht mehr als ultramafisch bezeichnet werden können, schwimmt idiomorpher Amphibol (<0,8 cm) in einer mittelkörnigen Plagioklas-Quarz-Matrix, in der der Plagioklas sehr feinkörnigen Klinozoisit/Epidot einschließt. Der Quarz dieser Matrix zeigt mit zerlappten Korngrenzen, rotierten Subkörnern und vereinzelt Deformationslamellen Merkmale einer Deformation.

Die hypidiomorph-körnigen hornblenditischen Blöcke in Probe 29/5#4 werden von Amphibolen aufgebaut, wie sich aus einem Pleochroismus von farblos über grün nach braun und einer maximalen Auslöschungsschiefe von 22° abschätzen lässt. Die Kristalle sind oft miteinander verzahnt. Dieser Amphibol beinhaltet poikilitisch xenomorphen Klinopyroxen (<300 µm; Auslöschungsschiefe 38°-49°), die vor allem randlich aber auch fleckig in grüne Hornblende umgewandelt wurden. Auch pigeonitischer Klinopyroxen mit polysynthetischer Verzwilligungen und teils hellgrünen Interferenzfarben kommt in Form von Poikiloblasten vor. Die häufigsten Poikiloblasten im Amphibol, der gelegentlich randlich mit Karbonat und/oder Chrysotil zersetzt ist, sind rundliche Aggregate von Klinozoisit und/oder Serizit/Muskovit und/oder Chrysotil ±Chlorit ±Karbonat (Abb. 5-5a). Die dichte hellgrau-weiße Matrix enthält Klinozoisit und Epidot (entweder sehr feinkörnig und xenomorph oder hypidiodio- bis idiomorph, wenn feinkörnig <0,5 mm), Muskovit (<0,2 mm), Chrysotil (einzelne Fasern <250 µm lang) und xenomorphes Karbonat (<0,4 mm) mit verzahnten Zwillingsebenen, die eine Deformation bei über 250°C nahe legen. Weiterhin kommen xenomorphe Relikte von grünem Amphibol und sehr selten von Plagioklas (<70 µm) vor.

### 5.4.2.2 Porphyrische-glomerophyrische Pyroxen-Hornblendite

Den beschriebenen Hornblenditen (5.4.2.1) sind die vermehrt nördlich der Kobos Granite auftretenden Pyroxen-Hornblendite mit porphyrisch-glomerophyrischen Gefüge (5/8#2; ca. 3 km westlich der Neuras Mine) ähnlich. Auch in diesen lassen sich einzelne Hornblenden bis 2 cm Größe beobachten (Abb. 5-3c). Die feinkörnige Matrix ist hingegen grau.

Die pargasitischen Amphibole (vgl. 6.4) enthalten rundliche Poikiloblasten von (enstatitischen) Diopsid und seltener Augit (<500 µm, meist um 100 µm; vgl. 6.5; Abb. 5-5b). Untergeordnet treten Poikiloblasten (<200 µm) von Orthopyroxen mit schwach grünlichen Pleochroismus auf, die teilweise mit Karbonat vorliegen. Einige Poikiloblasten (<250 µm) sind vollständig mit Klinozoisit±Epidot verfüllt. Die graue equigranulare Matrix (durchschnittliche Korngröße ca. 200 µm) besteht hauptsächlich aus teilweise bastitisierten hypidiodio- bis idiomorphen Pyroxen, Klinozoisit (<300 µm), Serpentin, etwas Karbonat, wenig Opakminerale und sehr seltenem xenomorphen Quarz mit undulöser Auslöschung. Orthopyroxene enthalten oft xenomorphe opake Minerale, Klinopyroxen (teils mit polygonaler Verzwilligung) und feine Ilmenit/Magnetit Nadeln. Die farblosen Serpentine zeigen graue bis hellblaue Interferenzfarben und gerade Auslöschung. Dabei handelt es sich

vermutlich um Chrysotil. Bei den wenigen xenomorphen Opakmineralen (<250 µm) handelt es sich um Magnetit, der oft martitisiert oder weiter in Limonit umgewandelt ist.

### 5.4.2.3 Dunit

Etwa 2 km ESE der Neuras Mine steht ein 1,5 km langer und ca. 600 m breiter (im NW-SE-Streichen) mehr oder weniger ovaler Intrusionskörper zwischen Granitoiden der PIS (im NE und N) und Gneisen der Kamasis Formation (im SW und S) an. Das schwere schwarze Gestein ist so stark magnetisch, dass sich die Orientierung von dieses Gestein subparallel durchziehenden schwarzen Äderchen (Abb. 5-3d) nur mittels GPS-Peilung und Klinometer auf ca. 310°/61° einmessen lässt. Der nördliche Kontaktbereich der Intrusion beinhaltet stark gescherte Gneise (vermutlich Kamasis F.) und Granitoide der PIS. Diese Scherzone stellt die Verlängerung der Scherzone der Neuras Mine nach ESE dar. Das schwere Gestein besitzt rundliche Porphyroblasten (<8 mm) von Pyroxen und lässt makroskopisch feine silberne Schuppen (<1 mm) erkennen.

In Probe 7/8#3 ist Olivin entlang von Rissen und Korngrenzen serpentinisiert (Abb. 5-5c). Diese Mikrostrukturen sind durch bilateral-symmetrische Lagen von Chrysotilfasern aufgebaut, zwischen denen feinkörniger xenomorpher Magnetit angereichert ist. Die makroskopisch sichtbaren Adern stellen größer dimensionierte Äquivalente (<2 mm breit) dieser Mikrostrukturen dar, beinhalten aber darüber hinaus Relikte von Olivin und Phlogopit mit farblos-rotbraunem Pleochroismus und Lagen eines Eisenoxides (vermutlich Magnetit) parallel [001]. Der Phlogopit ist gelegentlich entlang der Ränder ohne jeden Pleochroismus farblos. In diesen Adern weist der Chrysotil oft die für ihn typische Maschenstruktur auf und würfelig idiomorpher (<200 µm) bis feinkörnig framboidaler Picotit ist häufig. Dieser tritt auch xenomorph im Olivin auf. Die rundlichen Diopsid-Porphyroblasten sind in ihrem Kern bastitisiert bzw. in Phlogopit (sehr selten Klinozoisit) umgewandelt und enthalten vereinzelte Poikiloblasten von Olivin (<300 µm). Selten lassen sich auch eingelagerte Zwillinglamellen im Diopsid erkennen, der auch in Form kleinerer Körner zwischen Olivin vorkommt. Xenomorpher Orthopyroxen (<150 µm) liegt nur sporadisch zwischen Olivin vor.

Probe	<b>29/5#4</b>		<b>5/8#2</b>	<b>7/8#3</b>
Bezeichnung	<i>pegm.-brekz. Hornblendit</i>		Px-Hornblendit	Dunit
	<i>Hbl-Blöcke</i>	<i>Matrix</i>		
Serpentin	+	-	4,8	44,6
Olivin	-	-	-	29,8
Amphibol	93	5	57,7	-
Klinopyroxen	3	-	5,3	11,8
Orthopyroxen	+	-	25,5	0,4
Muskovit/Serizit	2	55	-	2,4
Biotit	-	-	-	3,6
Plagioklas	-	(+)	-	-
Epidot/K.-zoisit	2	38	5,3	-
Karbonat	+	2	1,4	-
Opake	(+)	(+)	(+)	7,4
Punkte	-	-	416	576

Tab. 5-5: Mineralbestand der beschriebenen Proben von ultramafischen Gesteinen (kursiv: geschätzt)

Geht man davon aus, dass ein Großteil des Serpentin aus Olivin entstand, sind tendenziell eher dunitische Ursprungszusammensetzungen anzunehmen. Für die Serpentinisierung

müssen Temperaturen von 300 - 500°C angenommen werden (z.B. WIMMENAUER, 1985), wie sie im Untersuchungsgebiet während der Damara Orogenese vorgelegen haben, während der die NE-SW-streichende Foliation angelegt bzw. reaktiviert worden ist, die subparallel zu den makroskopisch sichtbaren Adern der Serpentinisierung verläuft.

### 5.4.3 Quarzporphyrische Intrusionen

Besonders in den Einheiten der Marienhof Formation und in den Granitoiden der PIS können quarzporphyrische Ganggesteine angetroffen werden. Sie formen Gänge selten breiter als einen Meter und sind teils mehrere Zehnermeter lang. Nördlich der nördlichen Überschiebungsbahn treten sie hauptsächlich in den Guru Mountains auf. Undeformierte Gänge dieses Typs wurden vermehrt entlang des nördlichen Kontaktes der großflächigen Intrusionskörper des Kobos Granites im Süden des Untersuchungsgebietes festgestellt.

#### 5.4.3.1 Gescherte quarzporphyrische Intrusionen

Die porphyrischen Gänge in den Guru Mountains (z.B. 11/5#1) sind graurot teils leicht grünlich, stark geschert und führen hypidiomorphe Phänokristalle (<1 cm) von glasigem Quarz und kataklastisch zerbrochenem fleischfarbenem Orthoklas (<1,5 cm).

Die Quarz-Porphyroklasten zeigen Deformationslamellen, Subkornbildung und undulöse Auslöschung. Druckschatten um diese sind mit polygonalem Quarz und Biotit besetzt. Der meist idiomorphe mikropertithische Oligoklas ist nur mäßig serizitisiert. Hypidiomorph stengeliger Plagioklas (<0,7 mm) ist nur schwach saussuritisiert. All diese Minerale befinden sich in einer feinkörnigen Matrix mit serialen Korngrößen zwischen 5 und 120 µm. Diese Matrix wird von polygonalem Quarz dominiert, enthält aber auch Serizit/(Muskovit), Biotit (<150 µm), sehr wenig Epidot in körnigen Aggregaten bis 100 µm und größtenteils in Leukoxen umgewandelte Opakminerale.

Noch stärkere Merkmale einer Scherung/Mylonitisierung zeigt ein graubrauner porphyrischer Gang (23/7#1), der ca. 2 km südlich der Blank's Mine ebenfalls in Marienhof Einheiten intrudierte. Hier bilden Quarz-Phänokristalle eine Augentextur, wohingegen Feldspäte im Zuge der Mylonitisierung weitestgehend zersetzt wurden.

Unter dem Mikroskop zeigen die Quarz-Porphyroklasten Deformationslamellen, undulöse Auslöschung und vereinzelt Subkornbildung. Orthoklas-Porphyroklasten sind rekristallisiert, meist randlich vollständig serizitisiert und im Kern in xenomorphen Hämatit, sehr wenig Quarz, Epidot und hauptsächlich Biotit umgewandelt, welcher fast vollständig chloritisiert wurde. Die Porphyroblasten befinden sich in einer dichten equigranularen Matrix (durchschnittlich ca. 30 µm), die hauptsächlich von polygonalem Quarz und Serizit/(Muskovit) aufgebaut wird. Lagen von Muskovit/Serizit, chloritisiertem Biotit und vereinzelt Apatitkörnern (<40 µm) sind verantwortlich für die mylonitische Foliation des Gesteins.

### 5.4.4 Pegmatite und Aplite

Pegmatitlinsen und aplitische Gänge sind im Arbeitsgebiet selten. Typische Pegmatitkörper (Abb. 5-3e) haben ein großkörniges Gefüge mit glasig(-milchigem) Quarz, xenomorphen Mikroklin (<15 cm) mit stumpf-messingfarbenem Serizit entlang der Spaltbarkeiten und Muskovit (<1 cm). In der unmittelbaren Umgebung dieser leicht deformierten Pegmatitkörper treten auch Klüfte (bis wenige Zentimeter breit) auf, die nur mit Muskovit oder Biotit verfüllt

sind. Aplitische Gänge, bis zu wenigen Dezimetern breit, sind mittel- bis grobkörnig und häufig durch Kleinstörungen versetzt (Abb. 5-3f).

## 5.5 Petrographie der Mylonite

Besonders in den Granitoiden der PIS führte die Mylonitisierung, die für die Anlage bzw. Überprägung der mineralisierten Scherzonen verantwortlich zu machen ist, zu erheblichen texturellen und mineralogischen Veränderungen des Ausgangsgesteins. Es können zwei Typen von Granodiorit-Myloniten unterschieden werden (vgl. 4.1.4).

Im Falle der Wohler Mine ist von einem eher quarzporphyrischen-rhyolitischen Ausgangsgestein der Mylonite auszugehen (vgl. 3.1.4).

### 5.5.1 Granodiorit-Mylonite

Am häufigsten treten Quarz-dominierte Granodiorit-Mylonite auf, die dadurch gekennzeichnet sind, dass die zumeist porphyroblastischen Feldspäte des Neben- bzw. Ausgangsgesteins durch die Mylonitisierung in Korngröße und Anzahl bis hin zur vollständigen Abwesenheit minimiert wurden. In den Quarz-dominierten Granodiorit-Myloniten führte dieser Prozess zu Dominanz von Quarz über Feldspat, wobei meist der Quarz lediglich eine Korngrößenverkleinerung erfuhr (vgl. Abb. 5-3h).

Unmittelbar südlich des Schachtes der Blank's Mine ist ein Feldspat-dominiertes Granodiorit-Mylonit bzw. -Kataklastit im Piksteel Granodiorit aufgeschlossen (RP23), der durch eine makroskopische Dominanz von kataklastisch zerbrochenem und rekristallisiertem Plagioklas über Quarz charakterisiert ist. Auch auf den Halden der Swartmodder Gold Mine können ähnliche Mylonite angetroffen werden (SMGM16). Es lässt sich eine Imbrikation der Plagioklase beobachten, die entlang von synthetischen und antithetischen Mikroverwerfungen zerbrochen sind. Quarz wurde von einer umfassenden Kornverkleinerung erfasst und findet sich nur noch in einigen Bereichen der dichten serizitit-dominierten Matrix.

#### 5.5.1.1 Quarz-dominierte Granodiorit-Mylonite

Die Quarz-dominierten Granodiorit-Mylonite sind aus dem Piksteel Granodiorit entstanden und liegen in diesem oft eng nebeneinander vor (Abb. 5-3g). Durch die gegebenen Aufschlussverhältnisse lassen sich die texturellen und mineralogischen Charakteristika besonders gut exemplarisch am Falle der Scherzone der Swartmodder Gold Mine beschreiben. Hier wurde im östlichen Abschnitt der mineralisierten Scherzone eine Traverse vom relativ schwach deformierten Piksteel Granodiorit (8/8#3, 8/8#4) über die Mylonitzone (8/8#2) in einen stark alterierten, aber nur mäßig deformierten mafischen Gang (8/8#1; vgl. 5.4.1.1) beprobt. Innerhalb der Mylonitzone dieser Traverse wurde auch die einzige goldführende Quarzader (diskontinuierlich; SMGM14) der Swartmodder Gold Mine in situ beprobt.

Der braune Mylonit (8/8#2) führt Quarz-Porphyroklasten bis 0,5 cm Größe und weist eine relativ zum umgebenden Granodiorit engständige Foliation auf (lokal auch Runzelschieferung). Die Proben 8/8#3 und 8/8#4 in Abständen von 0,8 und 2,1 m zur Mylonitzone führen noch die für den Granodiorit typischen Feldspat-Porphyroblasten, wobei 8/8#4 eine Foliation zeigt, die besser ausgebildet ist als die von Probe 8/8#3, welche eher



kataklastisch deformiert erscheint. Der Mylonit selbst enthält mikroskopisch keine Feldspäte mehr und im Vergleich zu den Granitoid-Proben der Traverse wesentlich weniger sehr feinkörnigen Epidot/Klinozoisit (<30 µm). Sehr selten ist Feldspat noch dort erhalten, wo er komplett von Quarz umgeben und durch diesen geschützt ist. Die mylonitischen Lagen werden von einer meist sehr feinkörnigen Paragenese aus polygonalem Quarz und Serizit aufgebaut, die durch blassbraun-farblos pleochroitischen Biotit komplettiert wird und stellenweise reliktschen Muskovit (<200 µm) und Hämatit einschließt, der pseudomorph ehemals idiomorphe opake Minerale (<0,5 mm) ersetzt. In der Probe RP7 aus dem Liegenden (mylonitischer Granodiorit) der Scherzone im Aufschluß entlang des westlich gelegenen Swartmodder Reviers wird brauner Biotit lamellar durch Muskovit/Illit verdrängt (Abb. 5-5d; vgl. 6.2.1). Wesentlich seltener als in den benachbarten Proben tritt Leukoxen um/zwischen teilweise zerscherten Ilmenit auf (Abb. 5-5e). Die Quarz-Porphyroklasten zeigen deutliche Hinweise einer dynamischen Rekristallisation und sind entlang von syn- und antithetischen Frakturen zerbrochen, die zumeist mit Serizit verfüllt sind. Diskenquarze mit Bildung von Subkörnern, Bändern von neuen Körnern und vereinzelt Deformationslamellen unterstützen die mylonitische Foliation. Quarz in den granodioritischen Proben (8/8#3, 8/8#4) ist durch dieselben Deformationsmerkmale wie die Quarz-Porphyroklasten des Mylonites gekennzeichnet, führt aber teilweise feine Rutilnadeln.

In Proben der Mylonite der Swartmodder Gold Mine außerhalb der Traverse (z.B. RP5, RP6, RP7, 31/8#7) tritt in den foliationsgebenden Lagen von illitisierten Biotit und hauptsächlich Serizit meist sehr feinkörniger idiomorpher Granat (sehr selten <35 µm, in Probe 31/8#7 <130 µm) auf (Abb. 5-5f; vgl. 6.7). Diese Proben sind weitestgehend frei von Epidot/Klinozoisit.

Die Mineralbestände der Proben der Traverse sind zum Vergleich mit den am wenigsten deformierten Proben des PG des gesamten Arbeitsgebietes (29/7#1, 6/8#1; 5.2.1.1) in Tab. 5-6 aufgelistet.

Probe	8/8#1	8/8#2	8/8#3	8/8#4	29/7#1	6/8#1
Bezeichnung	maf. Gang	Mylonit	gesch. PG	gesch. PG	PG	PG
Quarz	5	41,7	31,7	34,3	23	27
Plagioklas	30	-	32,2	18,7	40	42
Kalifeldspat (serizitisiert)	+	-	14,8	6	10	7
Biotit (chloritisiert)	3	24,8 (+)	13	9,9	15 (+)	11 (+)
Muskovit/Serizit	15	31,5	6,2	20,8	3	+
Epidot/K.-zoisit	28	1	1,6	8,7	8	7
Aktinolith	15	-	-	-	-	-
Amphibol	-	-	-	-	-	+
Chlorit	+	-	-	+	+	4
Karbonat	-	-	-	-	+	+
Rutil	-	-	-	-	+	+
Turmalin	-	-	-	-	-	-
Apatit	-	+	+	+	+	1
Zirkon	-	-	-	-	+	+
Titanit	-	-	-	-	-	1
Opak/Leukoxen	4/+	1/+	+/+	1/+	1	+
Punkte	-	403	579	432	612	600

Tab. 5-6: Mineralbestand der beschriebenen Proben der Traverse über die Scherzone der Swartmodder Gold Mine; zum Vergleich die am schwächsten alterierten Proben von Granitoiden der PIS (kursiv: geschätzt)

### 5.5.1.2 Feldspat-dominierte Granodiorit-Mylonite bzw. -Kataklasite

Ein Feldspat-dominiertes Granodiorit-Mylonit bzw. -Kataklasit im Piksteel Granodiorit ist südlich des Schachtes der Blank's Mine aufgeschlossen (RP23) und ein weiterer konnte auf den Halden der Swartmodder Gold Mine (SMGM16) beprobt werden.

Das graue leicht grünliche Gestein der Probe RP23 enthält weißen kataklastisch zerbrochenen und rekristallisierten Plagioklas (<1,5 cm; meist reiner Albit) in einer dichten Matrix. In Form von Porphyroklasten tritt neben Plagioklas und wenig Orthoklas auch Apatit (<400 µm) auf. Die Matrix wird von Muskovit/Serizit aufgebaut und rekristallisierte Quarz kommt nur sporadisch vor. Brauner bis leicht gelblicher Biotit liegt ausschließlich in Druckfransen (pressure fringes) um Porphyroklasten vor und ist dort stellenweise chloritisiert. Die Feldspat-Porphyroklasten, die entlang von synthetischen und antithetischen Mikrobrüchen fragmentiert sind, zeigen intern lobate Subkorn Grenzen und sind nur mäßig serizitisiert. Die Mikrobrüche sind mit sehr feinkörnigem polygonalen Quarz und Muskovit/Serizit, der subparallel zur mylonitischen Foliation gewachsen ist, verfüllt. Das Fehlen von Epidotmineralen, Karbonaten und Chlorit unabhängig von Biotit schließt eine Saussuritisierung von ehemals vorhandenen Plagioklas in dieser Probe aus. Vermutlich resultiert dieses Gestein aus einer kataklastischen Deformation eines mafischen Ganges.

Die mylonitische Foliation von Probe SMGM16 ist weniger deutlich ausgebildet und unduliert um kataklastisch zerbrochene Feldspäte (<2 cm) und stark rekristallisierten Quarz (<0,8 cm). Sie wird durch wenige Millimeter breite Lagen von braunem und randlich chloritisiertem grünen Biotit, Epidot/Klinozoisit (<350 µm), Leukoxen, wenig Apatit und polygonalem Quarz definiert. Plagioklas ist stark serizitisiert und saussuritisiert, wohingegen die Orthoklas-Porphyroklasten entlang von synthetischen Mikrobrüchen fragmentiert sind, welche mit polygonalem Quarz teils mit Chlorit und Karbonat gefüllt sind. Die Druckschatten um diesen Orthoklas werden durch polygonalen Quarz und Biotit aufgebaut. Quarz ist durch rotierte Subkörner und viele Bänder neuer Quarzkörner (bands of new grains; z.T. parallel S1) und lobate Korn Grenzen gekennzeichnet. Quarz und Feldspat werden von synthetischen Brüchen erfasst, die einige 100 µm breit und nur mit Epidot/Klinozoisit verfüllt sind, was einen Zusammenhang zwischen Kataklaste und Epidotisierung nahe legt.

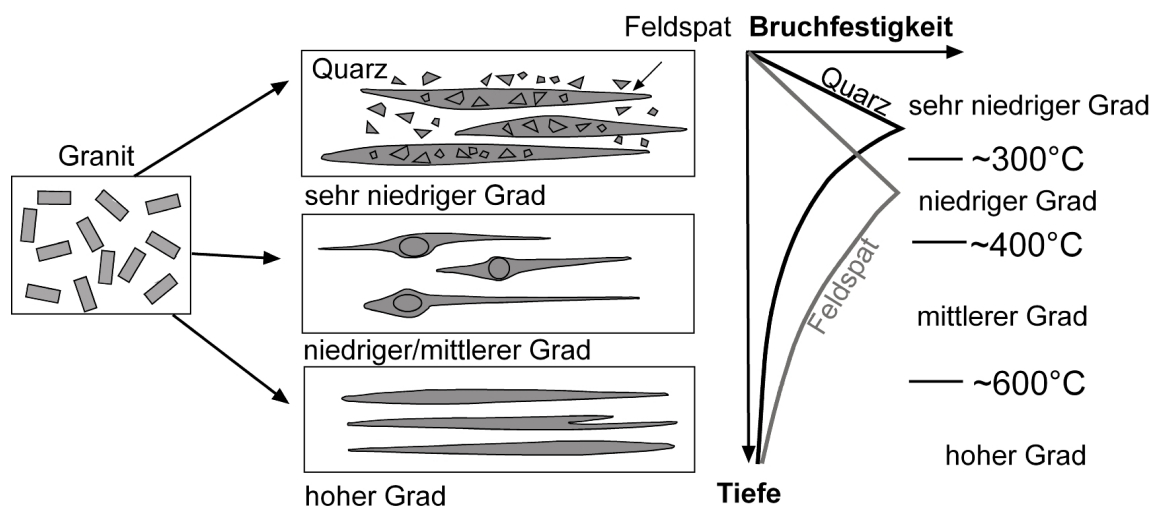


Abb. 5-1: Deformationsverhalten von Quarz-Feldspat-Aggregaten mit zunehmender Tiefe (zunehmender metamorpher Grad); im rechten Diagramm repräsentieren gerade Linien spröde Deformation und Kurven duktile Deformation (durch dislocation creep); (nach PASSCHIER und TROUW, 1998)

Prinzipiell ist für diese Mylonitisierung, bei der Feldspat kataklastisch zerbricht und Quarz mit deutlicher Subkornbildung lateral in Mosaikquarz übergeht (Deformation durch dislocation creep), ohne dass Feldspäte Kern-Mantel Strukturen ausbilden, ein Temperaturbereich von ca. 300 bis 400°C anzunehmen (Abb. 5-1; PASSCHIER und TROUW, 1998).

### 5.5.2 Mylonit aus quarzporphyrischen-rhyolitischen(?) Ausgangsgestein

Das Nebengestein der Wohler Mine ist ein beige-rötlicher bzw. -grünlicher Quarzporphyr/Rhyolit (14/5#5; vgl. 3.4.1), der sich makro- wie mikroskopisch kaum von dem unter 5.3.1.2 beschriebenen Rhyolit unterscheidet. Die feinkörnige Quarz-Feldspat Matrix enthält zusätzlich Hämatit pseudomorph nach einem idiomorph würfelförmigen Opakmineral (<0,5 cm) mit Quarzdruckfransen und seltenen hypidiomorphen Rutil (<0,4 mm). Rundliche Plagioklas-, Mikroklin- bzw. Orthoklas-Phänokristalle (<5 mm) sind moderat saussuritisiert bzw. serizitisiert. Quarz-Phänokristalle sind ebenfalls rundlich und messen bis zu 0,5 cm im Durchmesser. Eine glasige Quarzader mit Epidot/Klinozoisit-Saum und Deformationsmerkmalen durchzieht die Probe 14/5#5.

Direkt im Aufschlußbereich der Wohler Mine behält das Gestein sein porphyrisches Gefüge bei (25/7#2), ist aber leicht grünlich oder rötlich und weicher. Das alterierte Gestein enthält keine Feldspäte mehr, welche sämtlich in eine dichte Serizit-Matrix umgewandelt sind. Weiterhin enthält die Matrix ca. 2 Vol.% Hämatit pseudomorph nach einem idiomorph würfelförmigen Opak-Mineral (<100 µm). Selten imitiert Leukoxen Entmischungslamellen von einstigen Ilmenit in Magnetit. Quarz zeigt ein breites Korngrößenspektrum auf und die Quarz-Phänokristalle zeigen deutliche Merkmale einer Deformation bis hin zu Deformationslamellen. Die sehr schwach ausgebildete mylonitische Foliation resultiert aus Lagen von fein- seltener bis mittelkörnigem polygonalen oder kataklastisch gebrochenem Quarz, Muskovit/Serizit (<200 µm) und feinkörnig-xenomorphem rötlichen Leukoxen.

Der rötliche Mylonit (RP20), der rekristallisierte Quarzadern enthält, in denen selten boxwork-Texturen das ehemalige Vorhandensein von Sulfiden anzeigen, wird wesentlich von makroskopisch sichtbarem Muskovit (<1 mm) aufgebaut und besitzt kein porphyrisches Gefüge (mehr). Die Hellglimmer bilden um feinkörnigen (teils bis mittelkörnigen) polygonalen Quarz die mylonitische Foliation. Auch dieses Gestein enthält keine Feldspäte. Epidot tritt bei der Wohler Mine nur innerhalb von glasigen Quarzadern im Nebengestein auf. Diese Mylonitisierung ist durch eine Korngrößenverkleinerung von Quarz gekennzeichnet, wobei die Feldspäte möglicherweise schon vor der Mylonitisierung hydrothermal umgewandelt worden sein könnten.

### 5.6 Petrographie der goldführenden Quarzadern

Die goldführenden Quarzadern sind alle milchig oder milchig-glasig. Sie treten in Myloniten als „pinch and swell“ bzw. boudinierte Adern auf und häufig sind mylonitische Lagen bzw. Nebengesteinsfragmente in die Adern eingeschert. In vielen Fällen enthalten sie Hämatit-Pseudomorphosen nach primären Sulfiden (boxwork-Textur) in unterschiedlichsten volumetrischen Anteilen und Ausbildungen. Vereinzelt sind in den oxidierten Erzen noch primäre Sulfide wie Chalkopyrit oder Pyrit erhalten (vgl. 7.). In einer Erzprobe von der Wohler Mine (RGM) liegt xenomorphes gediegenes Gold im Quarz meist in Nähe von

Brüchen mit Malachit vor. Alle goldführenden Adern sind durch braune hämatitische/limonitische Überzüge auf Bruchflächen gekennzeichnet, die auch Malachit, Chrysokoll und selten Azurit beinhalten können. Nur in einer einzigen Probe von der Neuras Mine (21/6#5) wird der Kontakt der Quarzader mit dem mylonitischen Nebengestein von einem wenige Millimeter breiten Karbonatband gesäumt.

Mikroskopisch sind in den goldführenden Quarzadern in der Regel trüber Quarz mit undulöser Auslöschung, Subkornbildung, lobaten oder verzahnten Korngrenzen und vielen intra- und transgranularen Fluideinschlußbahnen ( $\pm$ Deformationslamellen,  $\pm$ isolierte Nukleation,  $\pm$ Mörtelstrukturen) von klarerem Quarz mit geraden Korngrenzen (z.T. polygonal) zu unterscheiden. Letzterer zeigt zumeist ebenfalls undulöse Auslöschung und seltener Deformationslamellen. Im Quarz eingeschlossene Erzminerale stellen Inhomogenitätsbereiche dar, entlang der bevorzugt Brüche entstanden sind die meist mit Oxidationsprodukten der Erze gefüllt sind. Zwischen und um Erzminerale existieren gelegentlich klarere Quarze mit Deformationslamellen. In einigen Bereichen/Proben ist Quarz vollständig zu klarem Mosaikquarz (durchschnittliche Korngrößen von 30 bis 200  $\mu\text{m}$ ) rekristallisiert. Goldführende Quarzadern enthalten keine Rutilnadeln.



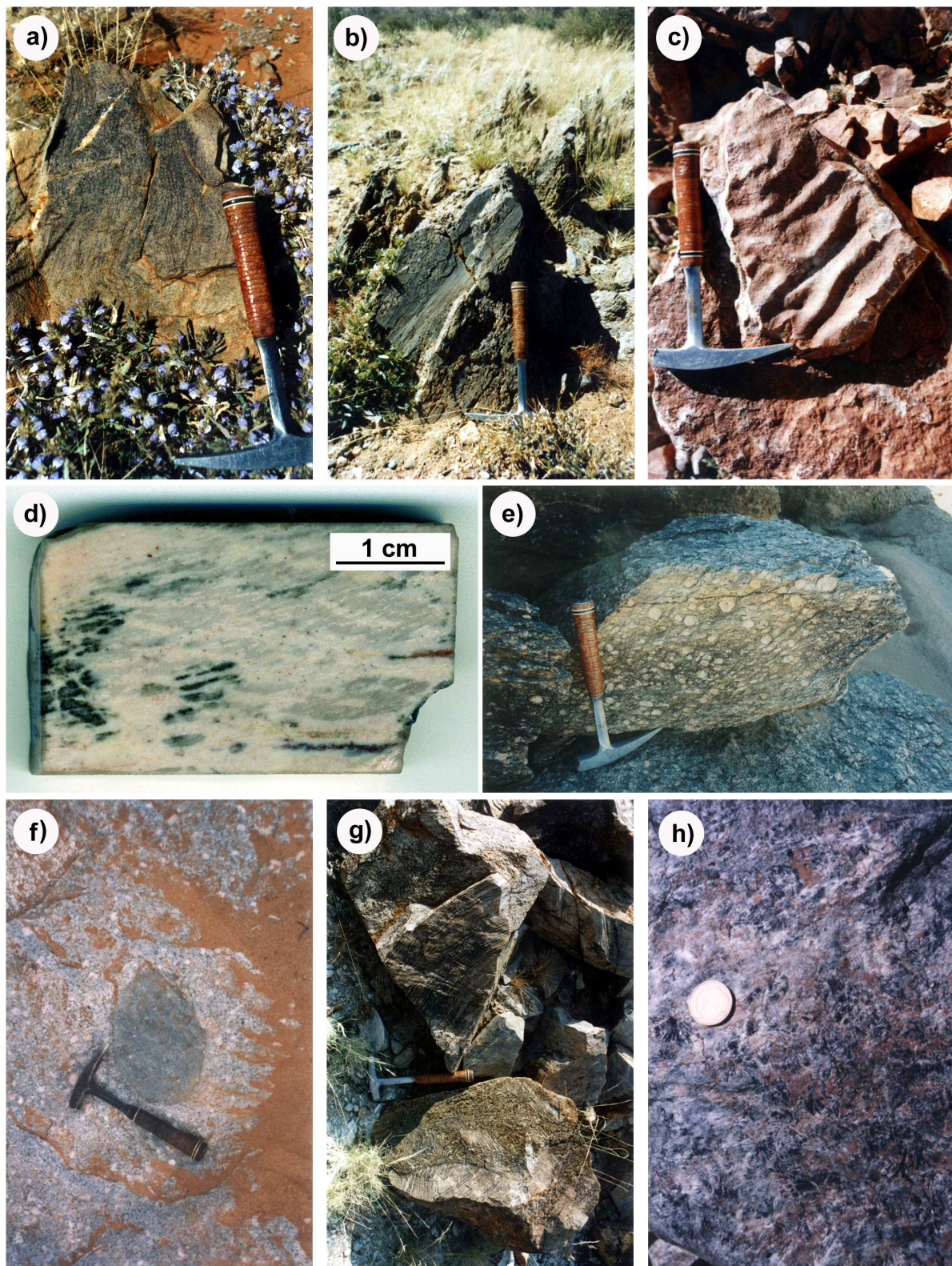


Abb. 5-2a-h: Geländefotografien: a) prä- oder früh-Eburnischer Gneis der Kamasis Formation, ca. 6 km NE von der Neuras Mine; b) mylonitisierter prä- oder früh-Eburnischer Gneis der Kamasis Formation, bei der selben Lokalität; c) Strömungsrippel im Marienhof Quarzit, Quarzitbruch; d) dunkle Biotit-dominierte Bereiche im Handstück von Marienhof Quarzit, die von Muskovit-dominierten Scherfoliationen geschnitten werden; nördl. Überschiebungsbahn ca. 5 km westlich des Quarzitbruches; e) typischer porphyrischer Piksteal Granodiorit, NW der Swartmodder Gold Mine; f) Xenolith in Piksteal Granodiorit, E der Swartmodder Gold Mine; g) verdrehtes (contorted) Fließgefüge im Rhyolit, SE des Spitskops; h) radialstrahliger Aktinolith in alterierten mafischen Gang, Halde der Swartmodder Kupfer Mine, Probe SMCMH4



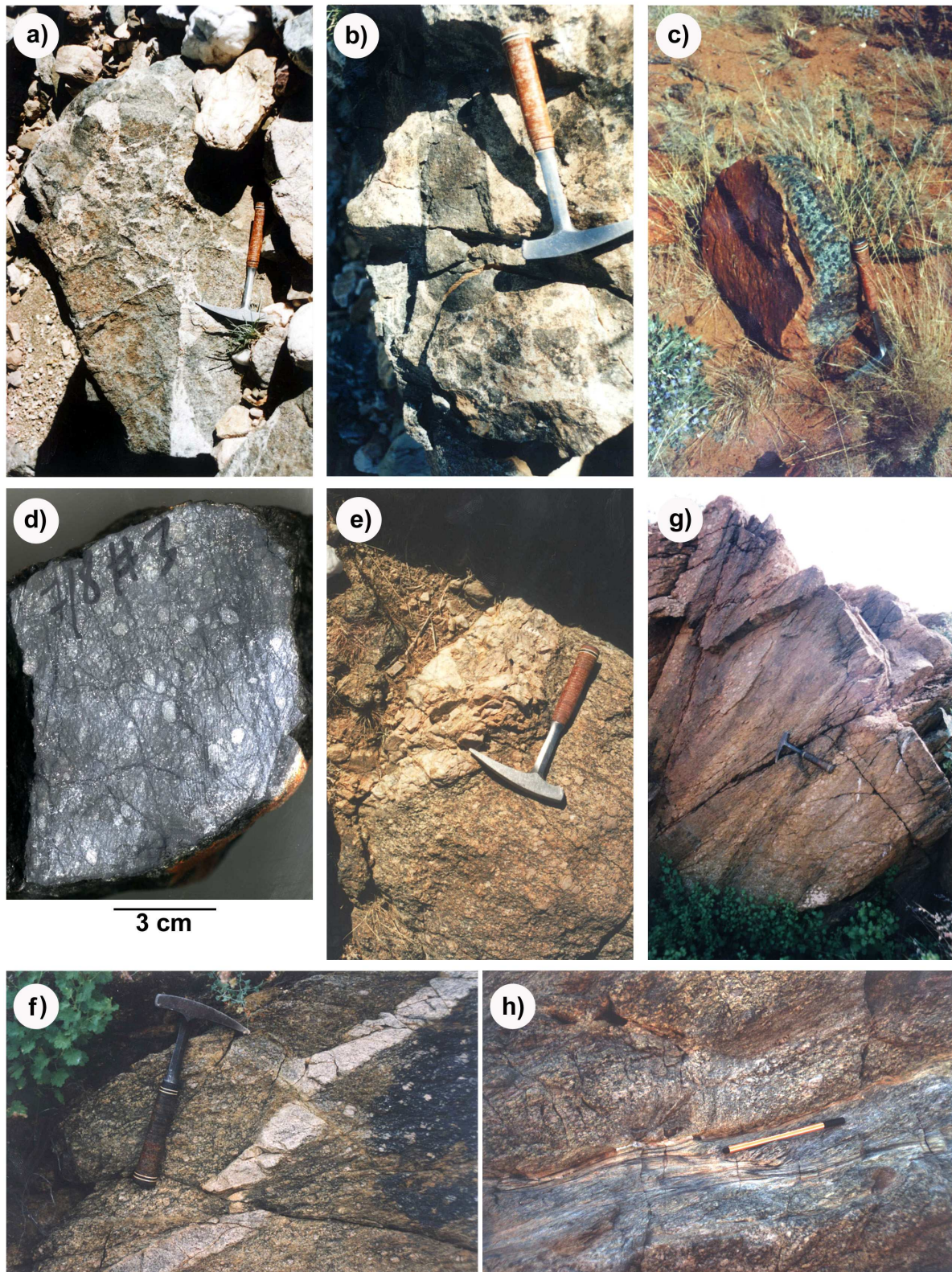


Abb. 5-3a-h: Geländefotografien: a) und b) pegmatoid-brekziöse Hornblendite mit dunklen Amphiboldominierten Blöcken in heller Matrix, beide Intrusionskörper südlich des östlichen Bereiches der nördlichen Überschiebungsbahn; c) porphyrische-glomerophyrischer Pyroxen-Hornblendit, westlich der Neuras Mine; d) Handstück von Dunit mit Diopsid-Phänokristalle und dunklen Adern stärker serpentinierter Bereiche, ca. 1,5 km ESE der Neuras Mine; e) Pegmatitlinse in Piksteel Granodiorit, ca. 1 km SE von Swartmodder Kupfer Mine, entlang des Swartmodder Reviers; f) aplitischer Gang im Piksteel Granodiorit versetzt entlang von Kleinstörungen, Swartmodder Gold Mine; g) engständige Bereiche der Mylonitisierung des Piksteel Granodiorit, N der Swartmodder Gold Mine; h) schmaler Mylonit in Piksteel Granodiorit mit deutlicher Kornverkleinerung, ca. 1 km S der Wohler Mine



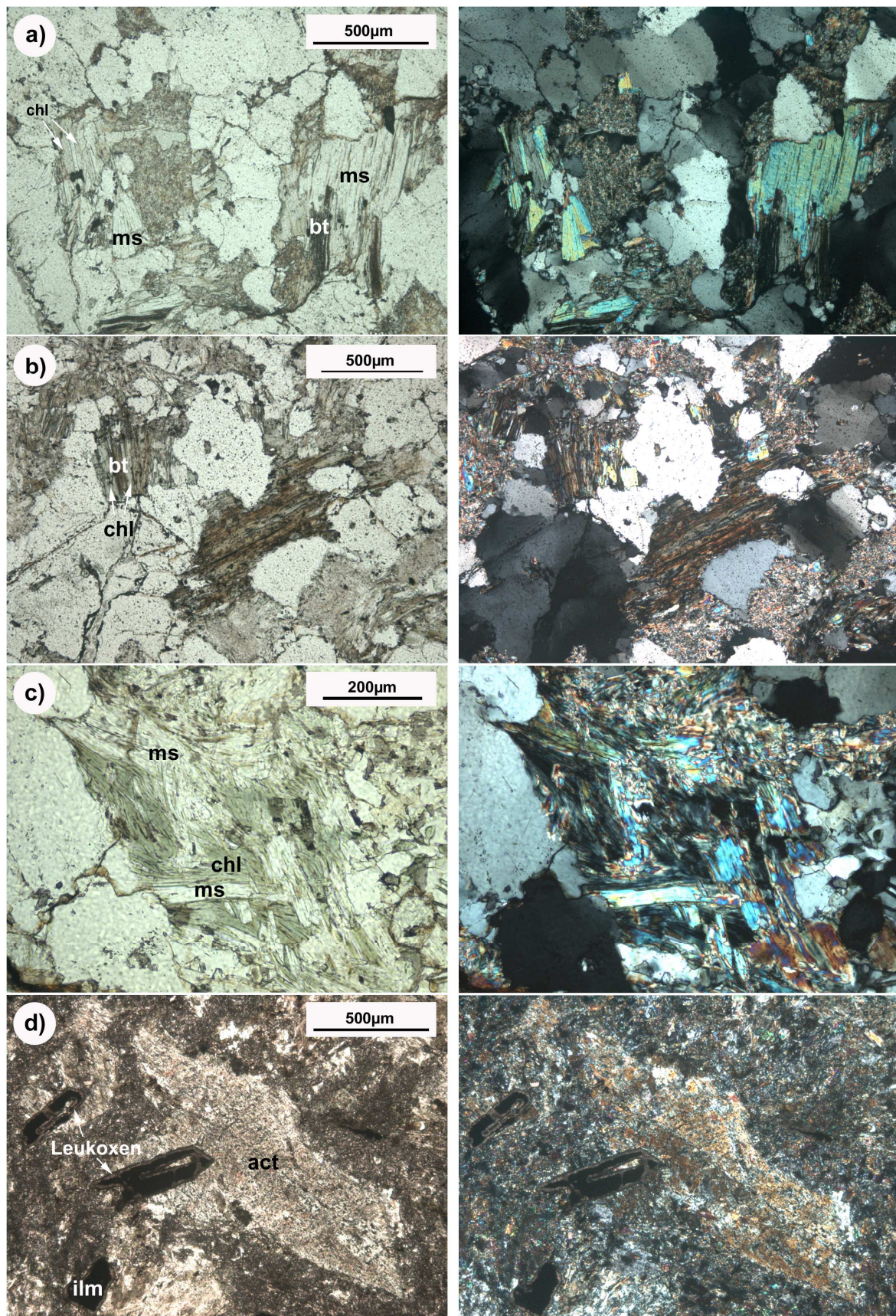


Abb. 5-4a-d: Mikroskopische Fotografien, jeweils links orthoskopische Ansicht und rechts mit gekreuzten Polarisatoren: a) enge Verwachsungen Biotit, Muskovit und Chlorit, 25/5#8; b) chloritisierter Biotit, SMGM10; c) enge Verwachsungen von Muskovit mit Chlorit, SMGM10; d) Aktinolith mit Anzeichen der Dekomposition, Ilmenit randlich in Leukoxen umgewandelt, SMCMH4



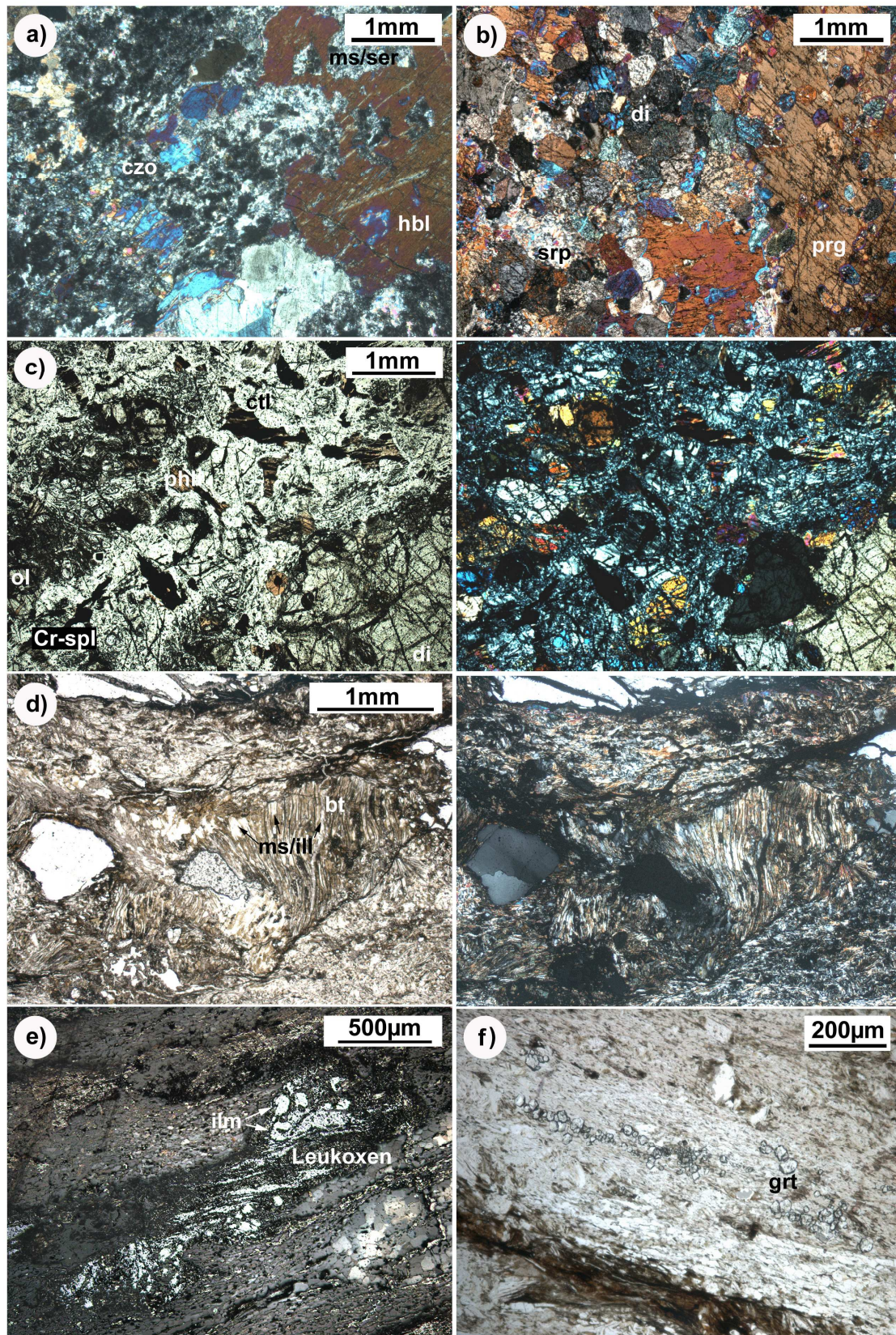


Abb. 5-5a-f: Mikroskopische Fotografien, bei a) und b) mit gekreuzten Polarisatoren; bei c) und d) links orthoskopische Ansicht und rechts mit gekreuzten Polarisatoren; bei e) im Auflicht und bei f) im orthoskopischer Ansicht: a) Kontakt eines Amphibol-dominierten Blocks (rechts unten) mit Muskovit/Serizit-Klinozoisit/Epidot Matrix (links oben) in pegmatoid-breziösen Hornblendit (vgl. Abb. 5-3a,b), 29/5#4; b) poikilitischer Pargasit in Pyroxen(-Serpentin) Matrix im porphyrisch-glomerophyrischen Pyroxen-Hornblendit, 5/8#2; c) Diopsid (rechts unten) neben Chrysotil-Phlogopit-Cr-Spinell Ader und serpentinisierten Olivin, 7/8#3; d) illitisierter Biotit in Mylonit der Swartmodder Gold Mine, RP7; e) zerscherter Ilmenit mit Leukoxen entlang der Scherfoliation in Mylonit der Swartmodder Gold Mine, RP5; f) Granat entlang der Scherfoliation in Serizit-Quarz(-Biotit)-dominierten Bereich in Mylonit der Swartmodder Gold Mine, RP5



## 6. Mineralchemie

In diesem Kapitel werden die mittels Elektronen-Mikrosonde bestimmten Mineralchemismen hauptsächlich von silikatischen (und oxidischen) Mineralen behandelt, die die unterschiedlichen Gesteine bzw. deren verschiedenen Formen (Mylonite) beinhalten. Sulfide, Selenide und Telluride werden gesondert im Kapitel 7. behandelt.

### 6.1 Feldspäte

Mikroskopisch lassen sich Feldspäte bereits aufgrund verschiedener optischer Charakteristika (z.B. Verzwillingungen, Entmischungserscheinungen, Trübung) in Kalifeldspäte und Plagioklase unterscheiden, wobei letztere nach der Zonen-Methode nach RITTMANN (1929) sich grob verschiedenen Anorthit/Albit Verhältnissen zuordnen lassen (vgl. 5.5.1.2).

Die Berechnung der Endglieder Kalifeldspat, Albit, Anorthit erfolgte entsprechend der allgemeinen Feldspatformel  $XZ_4O_8$  zur Basis von 8 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit (pfu). Aufgrund der besonderen Bedeutung von Feldspäten in den mineralisierten Scherzonen innerhalb der Ganoide (vgl. 5.5) wurde die Mineralchemie der Tektosilikate in den Proben der Traverse über die Mylonitzone der Swartmodder Gold Mine (vgl. 5.5.1.1) ermittelt. Hier enthält der eigentliche Mylonit (8/8#2) keine Feldspäte mehr. Der mafische Gang, der an dieser Stelle das Liegende der Scherzone bildet, enthält neben Aktinolith und anderen Mineralen Albit und Oligoklas, wohingegen der deformierte Granodiorit im Hangenden der Scherzone (8/8#3; 8/8#4) Albit, Mikroklin, etwas Orthoklas und wenig Oligoklas enthält. Die Darstellung der Feldspäte erfolgt im ternären Feldspat-Diagramm (Abb. 6-1). Dabei kann in porphyroblastischem Mikroklin bis zu 1,2 Gew.% Ba nachgewiesen werden. Analysen die

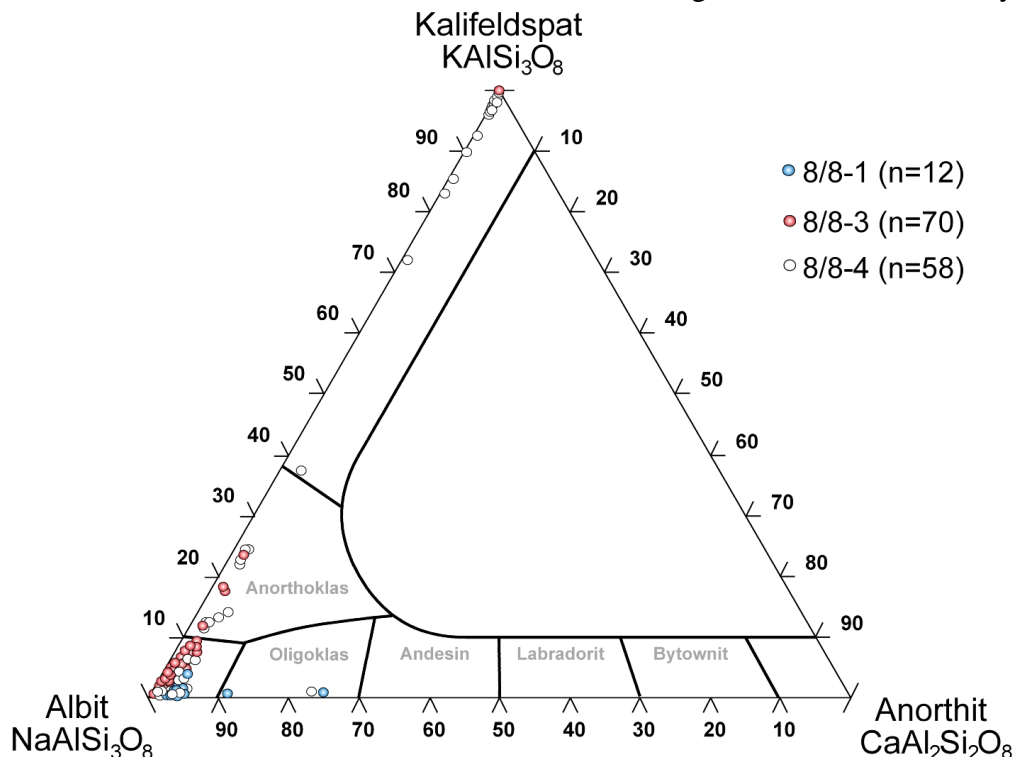


Abb. 6-1: Mikrosonden-Analysen von Feldspäten in Proben der Traverse über die Scherzone der Swartmodder Gold Mine im ternären Feldspat-Dreieck

Eisen und/oder Magnesium nachweisen (>0,1 Gew.%) stellen Mischanalysen von Albit mit Produkten der Saussuritisation wie z.B. Chlorit dar und weisen daher teils geringe Analysensummen auf.

## 6.2 Schichtsilikate

Basierend auf den Formeln  $K(Fe,Mg)_3[AlSi_3O_{10}/(OH)_2]$  für Biotit und  $KAl_2[AlSi_3O_{10}/(OH)_2]$  für Muskovit werden Analysen dieser beiden Minerale auf 24 Sauerstoffatome normiert, sodass sich ideale Kationensummen von 16 pfu für Biotit und 14 pfu für Muskovit ergeben.

### 6.2.1 Biotit

Biotit ist wichtiger Bestandteil in Nebengesteinen und in mylonitisierten Proben. In einer Vielzahl von Proben lassen sich unterschiedliche Alterationsformen von Biotit oft bereits mikroskopisch erkennen.

Analysen von Biotit mit niedrigen Analysensummen wurden nur bedingt aussortiert, weil diese wichtige Hinweise auf die Art der Biotit-Alteration liefern können, da sie ein direktes Maß für zusätzlich eingebautes Wasser bzw. OH-Gruppen darstellen.

Bei der vielfach beobachteten Chloritisierung von Biotit (vgl. 5.) während der retrograden Metamorphose werden zwei Biotit-Lagen zu einer Chlorit-Lage transformiert, was zu einer Freisetzung von Silizium, Aluminium und Kalium, einer Abnahme des Mineralvolumens und zum zusätzlichen Einbau von OH-Gruppen führt (z.B. KOGURE und BANFIELD, 2000). Es ergeben sich häufig Mischanalysen mit zu niedrigen Analysensummen für Biotit und zu hohen Analysensummen für Chlorit, da der Wassergehalt bei nicht vollständiger Chloritisierung zwischen ideal 4 Gew.% für Biotit und ca. 11 Gew.% für Chlorit liegt.

Die Diskriminierung von Biotit in verschiedenen Proben unterschiedlicher Lokalitäten erfolgt in der „idealen Biotit Ebene“ nach GUIDOTTI (1984) im XMg-Al[6]- Diagramm (Abb. 6-2). Oktaedrisch koordiniertes Aluminium (Al[6]) pro Formeleinheit entspricht der Differenz von Gesamt-Aluminium ( $Al_{tot}$ ) abzüglich des tetraedrisch koordinierten Aluminiums (Al[4]), welches sich aus der idealen Anzahl der Tetraeder pro Formeleinheit (8 auf 24 Sauerstoffatome) minus Silizium ergibt ( $Al[6] = Al_{tot} - Al[4] = Al_{tot} - (8 \cdot Si[4])$ ). Daraus resultiert ein theoretisches Al-Defizit bei einigen Analysen von Phlogopit des dunitischen Intrusionskörpers (7/8#3; vgl. 5.4.2.3) mit relativ niedrigen Kalium-Gehalten und Analysensummen und leicht höheren Mg-Gehalten, was sich durch eine stellenweise Umwandlung von Phlogopit in Vermiculit bzw. Serpentin erklären lässt. Auch im Falle einer Chloritisierung von ursprünglich aluminiumarmen Biotit kann bei relativ niedrigen Analysensummen ein theoretisches Al-Defizit auftreten (GV1).

Analysen mit Al[6]-Werten größer 2 pfu werden den Muskoviten/Illiten zugezählt.

In Abb. 6-3 ist für den selben Datensatz der  $K_2O$ -Gehalt über die Analysensumme aufgetragen. Ausgehend von idealem Biotit mit 100 % Analysensumme und ca. 10,8 Gew.%  $K_2O$  sind drei Alterationen von Biotit zu erkennen:

Eine Illitisierung mit nur eingeschränktem Verlust von Kalium in Richtung Illit mit ca. 12 Gew.%  $H_2O$  und 7,2 Gew.%  $K_2O$  besonders in Myloniten und deformierten Nebengesteinen der Swartmodder Gold Mine (RP5, RP7, 8/8#3, 8/8#4), der Neuras Mine (21/6#4, 21/6#8), der Swartmodder Kupfer Mine (SMCMU1, SMCMH4) und der Blank's Mine (14/6#3).

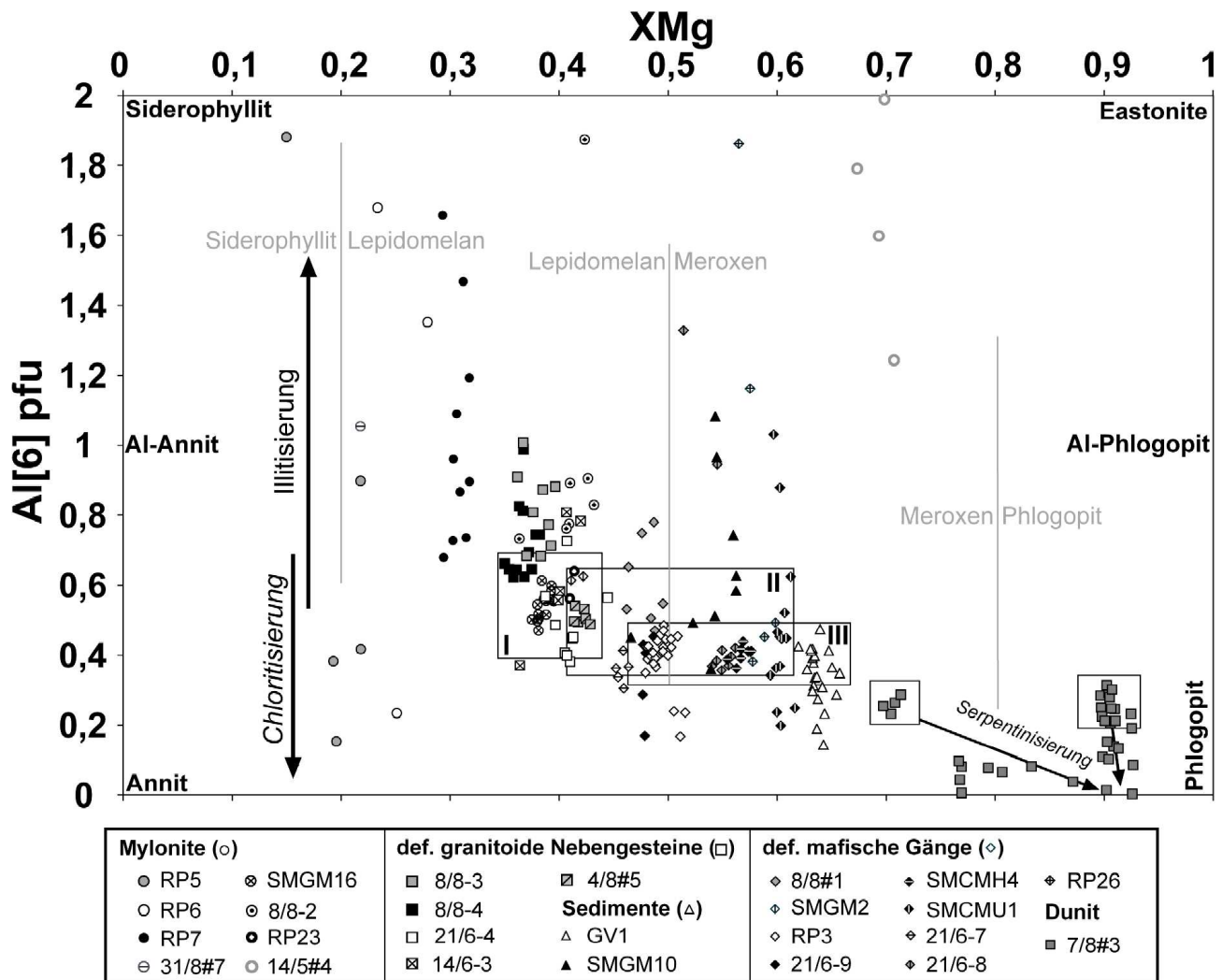


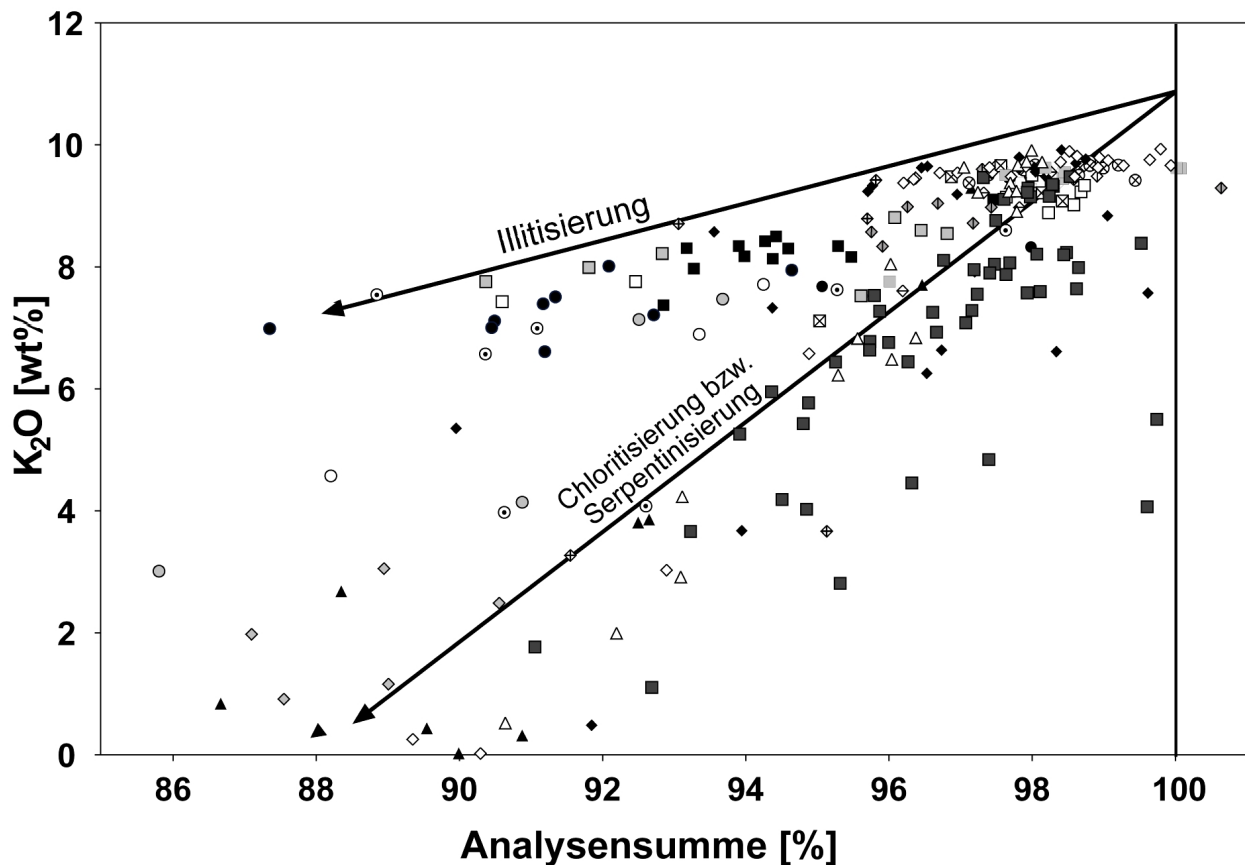
Abb. 6-2: Mikrosonden-Analysen von Biotit im XMg-Al[6]-Diagramm, der „idealen Biotit Ebene“ nach GUIDOTTI (1984); Pfeile indizieren Alterationsprozesse von Biotit; graue Linien und Bezeichnungen nach FOSTER (1960) in TRÖGER (1971) zitiert

Eine Chloritisierung in Richtung kaliumfreien Chlorites mit ca. 12 - 13 Gew.% H<sub>2</sub>O (ca. 12 Gew.% für Chlinochlor; ca. 13 Gew.% für Sudoite; vgl. 6.2.3) in Myloniten und deformierten Nebengesteinen aller Minen, in denen Biotit gemessen werden konnte (außer Wohler Mine; RP3, SMCMU1, GV1, SMGM10, 8/8#2, 14/6#3, 21/6#7).

Die Serpentinisierung von Phlogopit im dunitischen Intrusionskörper (7/8#3) zu ebenfalls kaliumfreien Serpentinmineralen mit ca. 12 - 13 Gew.% H<sub>2</sub>O.

Die Illitisierung ist für die Streuung zu höheren Al[6]-Werten von Biotit (Abb. 6-2) verantwortlich. Die Chloritisierung bewirkt hingegen durch die Abfuhr von Silizium und Aluminium eher eine Streuung zu niedrigeren Al[6]-Werten (z.B. GV1, 21/6#9, RP3). Den gleichen Effekt hat die Serpentinisierung von Phlogopit (z.T. mit einhergehender Abnahme von Eisen).

Biotite der verschiedenen Proben weisen ein breites Spektrum von Magnesium-Eisen Verhältnissen von 0,15 bis 0,93 (XMg) auf. Dabei weisen die illitisierten Biotite in Myloniten der Swartmodder Gold Mine mit 0,15 bis 0,43 sehr niedrige XMg-Werte auf (RP5, RP6, RP7, 8/8#2, 31/8#7). Dabei ist zu bemerken, dass innerhalb dieser Gruppe die Biotite mit den niedrigsten XMg-Werten von 0,15 bis 0,31 (RP5, RP6, RP7, 31/8#7) vorkommen, in denen meist (bis auf Probe RP7) magnesiumfreier hydrothermaler Granat (vgl. 6.7) enthalten ist.



<b>Mylonite (o)</b>	<b>def. granitoides Nebengesteine (□)</b>	<b>def. mafische Gänge (◇)</b>
○ RP5    ⊙ SMGM16	■ 8/8-3    ▣ 4/8#5	◇ 8/8#1    ◇ SMCMH4    ◇ RP26
○ RP6    ⊙ 8/8-2	■ 8/8-4 <b>Sedimente (△)</b>	◇ SMGM2    ◇ SMCMU1 <b>Dunit</b>
● RP7    ● RP23	□ 21/6-4    △ GV1	◇ RP3    ◇ 21/6-7 <b>Dunit</b>
⊖ 31/8#7    ⊖ 14/5#4	⊠ 14/6-3    ▲ SMGM10	◆ 21/6-9    ◇ 21/6-8    ■ 7/8#3

Abb. 6-3: Mikrosonden-Analysen von Biotit im K<sub>2</sub>O-Analysensumme-Diagramm

Der dunitische Intrusionskörper (7/8#3) führt zwei unterschiedliche Biotite (Phlogopit und Meroxen), die beide serpentiniert sind, wie sich aus zunehmenden XMg-Werten mit abnehmenden Al[6]-Werten erkennen lässt. Diese beiden Biotite haben die höchsten XMg-Werte von 0,7 bis 0,93. Im Gegensatz zu allen anderen gemessenen Biotiten sind in diesen Barium (<0,4 Gew.%), Natrium (<1,3 Gew.%), Chrom (<0,9 Gew.%) und Nickel (<0,2 Gew.%) fast immer nachweisbar. In diesen Biotiten befinden sich feine Lamellen eines opaken Minerals, welches Titan und Chrom enthält, aber aufgrund seiner Größe nicht näher bestimmt werden konnte. In allen gemessenen Biotiten im Dunit sind Mangan- (<0,7 Gew.%) und Titan-Gehalte (<2,0 Gew.%) nachweisbar.

Die verbleibenden Proben mit mittleren XMg-Werten lassen sich entsprechend ihrer Lithologie in drei Gruppen unterteilen.

Nicht vollständig chloritisierten und/oder illitisierten meist brauner Lepidomelan (braun: XMg < 0,6; vgl. HALL, 1941) in deformierten granitoiden (Neben-) Gesteinen (8/8#4, 21/6#4, 14/6#3, 4/8#5) und Feldspat-dominierten Kataklasten (RP23, SMGM16) hat XMg-Werte zwischen 0,35 und 0,45 und errechnete Al[6]-Werte zwischen 0,4 und 0,7 pfu (Box I in Abb. 6-2). Dabei streuen auch hier die illitisierten Proben zu höheren Al[6]-Werten.

Die meist chloritisierten Biotite in (mylonitisierten) mafischen Gängen von der Swartmodder Gold, Swartmodder Kupfer und Neuras Mine (SMGM2, 8/8#1, 21/6#7, 21/6#8, 21/6#9, RP3, SMCMH4, SMCMU1) sind wegen XMg-Werten zwischen 0,4 und 0,62 als Lepidomelan

oder Meroxen anzusprechen. In den meisten dieser Proben rangieren die errechneten Al[6]-Werte zwischen 0,35 und 0,65 pfu (Box II in Abb. 6-2), wobei auch die Biotite in Proben dieser Gruppe durch die Illitisierung zu höheren und durch die Chloritisierung zu niedrigeren Al[6]-Werten streuen.

Innerhalb dieser lithologischen Gruppe plottet der Biotit des Aktinolith-führenden mafischen Ganges der Swartmodder Gold Mine (SMGM2) zwischen den Lepidomelanen der granitoiden Proben (XMg: um 0,41; Al[6]: um 0,62).

Eine weitere Gruppe bilden die chloritisierten Biotite in Nebengesteinen der Scherzone der Golden Valley Mine (GV1; def. mafischer Gang) und ca. 100 m nördlich der Scherzone der Swartmodder Gold Mine (SMGM2; Msst) mit XMg-Werten zwischen ca. 0,45 und 0,66 und Al[6]-Werten zwischen 0,3 und 0,5 pfu (Box III in Abb. 6-2). Biotit in Probe GV1 ist stark chloritisiert und solcher in Probe SMGM2 stark illitisiert.

In einer Probe von stark mylonitisierten porphyroblastischen (-rhyolitischen) Gestein ca. 150 m nördlich der Wohler Mine (14/5#4) ist Biotit nur noch reliktmäßig vorhanden und meist vollständig in Illit umgewandelt. Es ist fraglich, wie genau die relativ hohen XMg-Werte von ca. 0,7 das Fe/Mg-Verhältnis des ursprünglichen Biotits widerspiegeln.

## 6.2.2 Muskovit

Die Oktaeder von idealem Muskovit sind nur mit Aluminium und nicht mit Magnesium oder Eisen besetzt. In der Regel lässt sich aber eine tschermakitische Substitution von  $1\text{Al}[4] + 1\text{Al}[6]$  zu  $1\text{Si}[4] + (\text{Mg}, \text{Fe})[6]$  feststellen, die druckabhängig ist (vgl. 10.3.2) und in diesem Zusammenhang auch als Phengit-Substitution bezeichnet wird. Es ergibt sich eine lückenlose Mischkristallreihe des idealen Muskovit-Endgliedes mit dem idealem Celadonit-Endglied ( $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}[\text{SiO}_{10}(\text{OH})_2]$ ), wobei Phengit ( $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_{0,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}(\text{OH})_2]$ ) idealerweise jenes Zwischenglied darstellt, in dem die Hälfte des Gesamt-Aluminiums substituiert ist. Der Betrag der Phengit-Substitution wird von den metamorphen Randbedingungen und dem Gesamtgesteinschemismus beeinflusst. Anstelle von Kalium können Natrium (Paragonit-Endglied) oder Kalzium (Margarit-Endglied) eingebaut werden. Das Ausmaß der Phengit-Substitution spiegelt sich im Gesamt-Silizium/Gesamt-Aluminium Verhältnis der Hellglimmeranalysen wider (Abb. 6-4).

Die Hellglimmer in den Quarz-dominierten und Feldspat-dominierten Myloniten der Scherzonen der Swartmodder Gold Mine, der Blank's Mine und der Neuras Mine (RP5, RP6, RP7, 31/8#7, 8/8#2; SMGM16, RP23; 21/6#8) sowie in zwei foliierten mafischen Gängen (24/5#4, SMGM11) und in einer Quarz-Turmalin-Muskovit/Serizit Ader aus einem Schürftgraben ca. 1 km nordwestlich der Swartmodder Kupfer Mine zeigen die höchsten  $\text{Si}_{\text{tot}}$ -Gehalte bis zu 6,53 Si pfu (Abb. 6-4a). Besonders in den Myloniten wird eine Illitisierung dieser phengitischen Hellglimmer durch die Abnahme von  $\text{Si}_{\text{tot}}$ - und  $\text{Al}_{\text{tot}}$ -Gehalten dokumentiert.

Wahrscheinlich aufgrund eines niedrigeren Magnesium-Eisen Angebotes sind die Hellglimmer in den Metasedimenten (RP8, SMGM10, 25/5#8) mehrheitlich fast ideale Muskovite (Abb. 6-4b). Die Illitisierung dieser Hellglimmer bewirkte eine Abnahme der  $\text{Al}_{\text{tot}}$ -Gehalte in Verbindung mit einer Zu- und Abnahme der  $\text{Si}_{\text{tot}}$ -Gehalte, wie sich für beide Fälle an abnehmenden K-Gehalten und Analysensummen erkennen lässt.

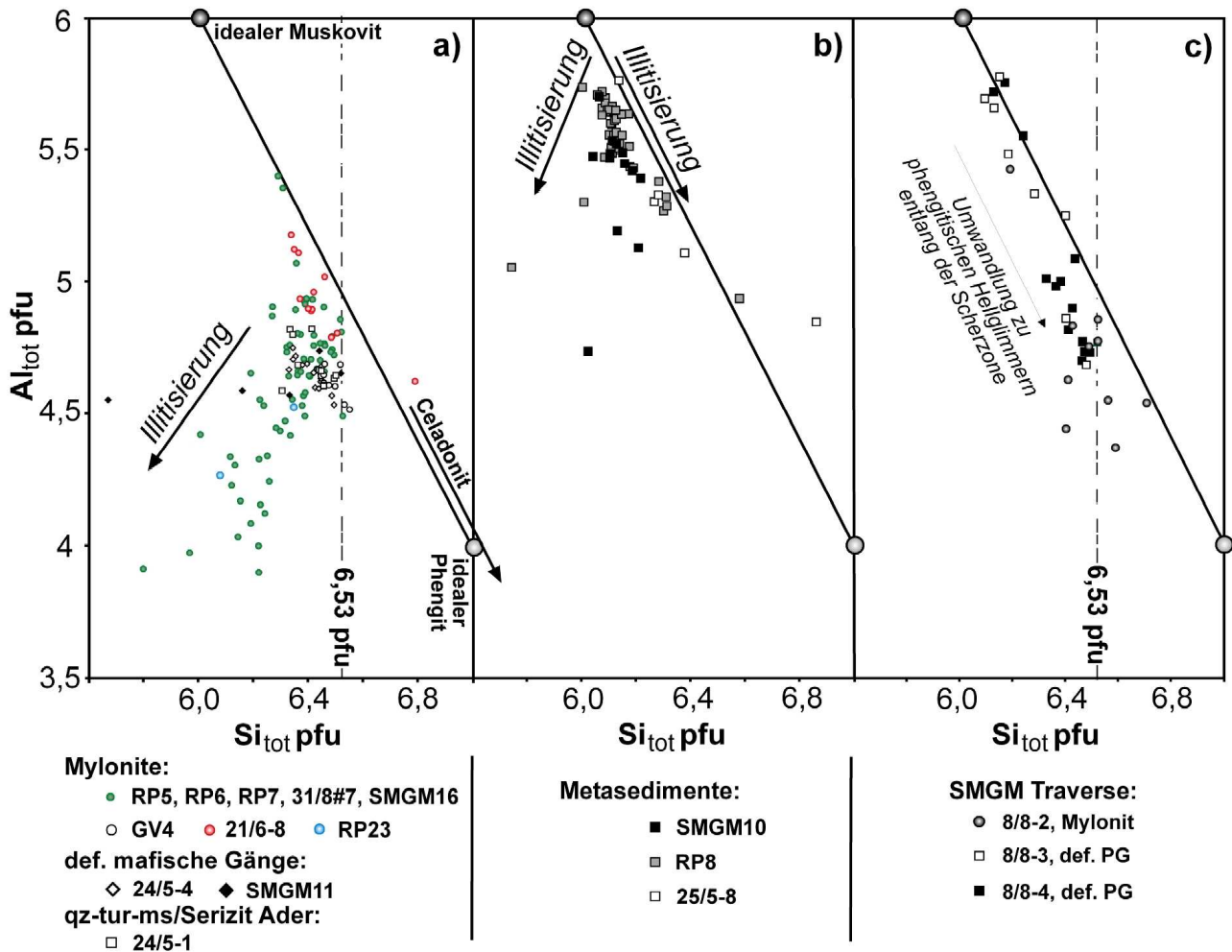


Abb. 6-4a-c: Mikrosonden-Analysen von Hellglimmern im  $Si_{tot}/Al_{tot}$ -Diagramm, unterteilt in a) in Myloniten der Swartmodder Gold Mine, der Golden Valley Mine, der Neuras Mine und der Blank's Mine, sowie in mafischen Gängen (24/5#4, SMGM11) und in einer Quarz-Turmalin-Muskovit/Serizit Ader (24/5#1, nordwestlich der Swartmodder Kupfer Mine); b) in Metasedimenten (RP8, SMGM10, 25/5#8) und c) in der Proben der Traverse über die Scherzone der Swartmodder Gold Mine)

Auch die deformierten granitoiden Nebengesteine der Swartmodder Gold Mine (Traverse; 8/8#3, 8/8#4) sind im Vergleich zu den Myloniten aus diesen relativ arm an Eisen und Magnesium (vgl. 8.2.2). In Abb. 6-4c ist zu erkennen, dass in diesen Proben primärer Muskovit enthalten war, welcher entlang der Scherzone in eher phengitische Hellglimmer umgewandelt wurde. Besonders deutlich wird dies durch die Hellglimmer des Mylonites dieser Scherzone (8/8#2), der nur noch vereinzelt Relikte der (primären) Muskovite führt.

In einigen mylonitischen Proben wurden Biotite und Hellglimmer gemessen, die sich kombiniert in einem XMg-Al[6]-Diagramm darstellen lassen (Abb. 6-5). In diesem ist zu erkennen, dass beide Glimmer illitisiert wurden. Dieses geschah im Falle des Mylonites, der nördlich der Wohler Mine aufgeschlossen ist (14/5#4), derartig stark, dass das resultierende Schichtsilikat fast vollständig in Illit umgewandelt ist und sich mineralchemisch nicht mehr eindeutig früherem Biotit oder Muskovit zuordnen lässt (Abb. 6-5a; im Anhang unter Biotit aufgeführt).

Im Falle der Glimmer in den Proben von der Traverse über die Scherzone der Swartmodder Gold Mine (8/8#2, 8/8#3, 8/8#4) ist zu erkennen, dass XMg-Werte von Biotiten und Muskoviten in Richtung auf die Scherzone leicht zunehmen, wobei die Al[6]-Gehalte der



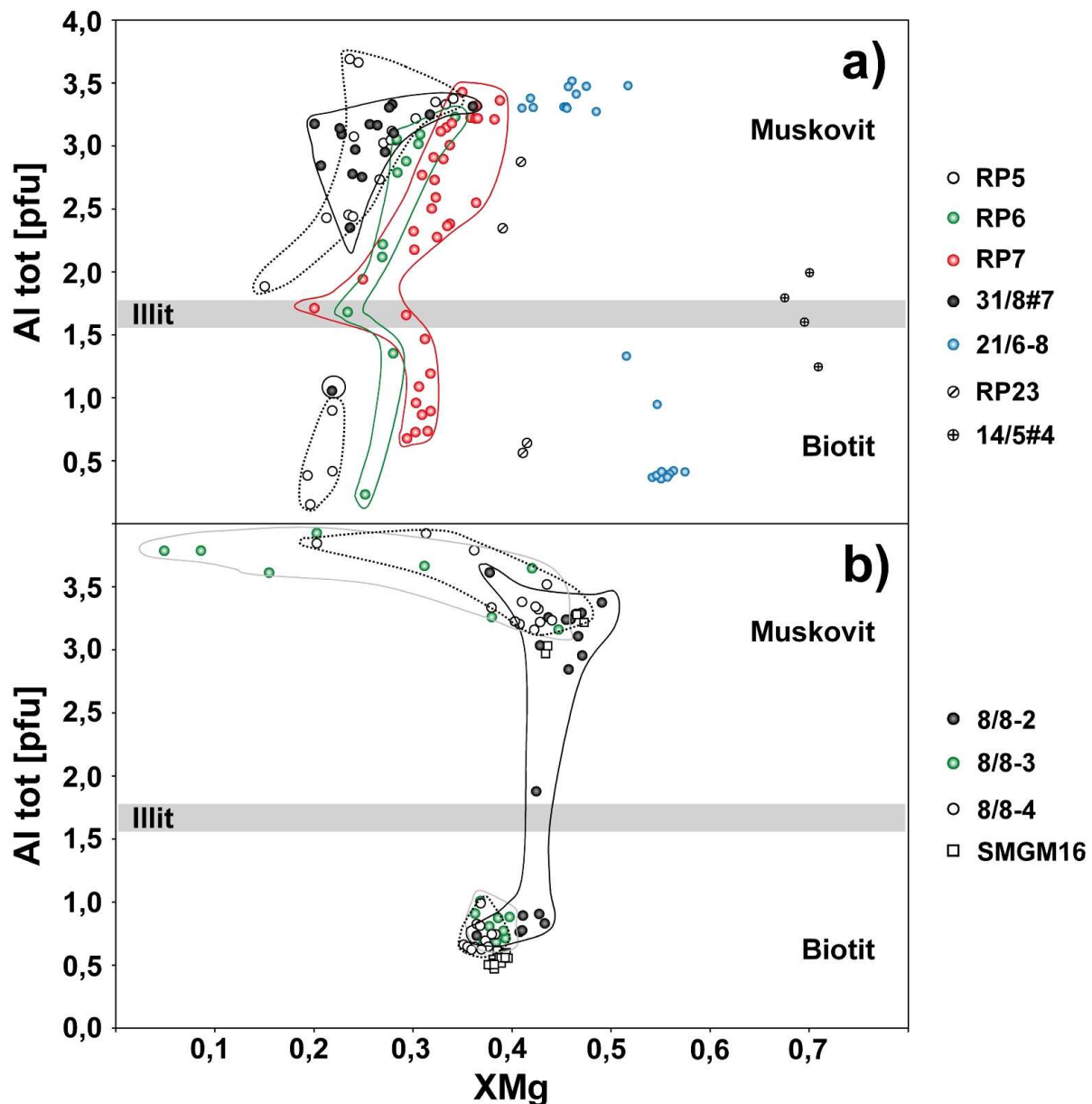


Abb. 6-5: Mikrosonden-Analysen von paragenetischen Biotit und Hellglimmer im XMg-Al[6]- Diagramm, der „idealen Biotit Ebene“ nach GUIDOTTI (1984); a) Mylonite von der Neuras Mine (21/6#8), der Blank's (RP23), der nördlichen Peripherie der Wohler Mine (14/5#4) und Granat-führende (magnesiumfreier Spessartin) Mylonite der Swartmodder Gold Mine (RP5, RP6, RP7, 31/8#7); b) Granat-freie Proben der Traverse über die östliche Scherzone der Swartmodder Gold Mine (8/8#2, 8/8#3, 8/8#4) und SMGM10

Biotite ebenfalls leicht zunehmen und die der Hellglimmer deutlicher bis zum Illit abnehmen (Abb. 6-5b). Dieses Phänomen kann nicht durch Verwitterung erklärt werden, da Muskovit verwitterungsresistenter ist als Biotit (z.B. WILSON, 1975; WEMMER, per. Komm., 2002). Möglicherweise sind die Hellglimmer dieser Proben stärker alteriert, da das Magnesium-Eisen Verhältnis des illitisierenden (hydrothermalen) Fluides nur knapp über dem der Biotite gelegen hat.

Viel deutlicher ist jedoch die Illitisierung der Glimmer in Granat-führenden (magnesiumfreier Spessartin, s.u.) Myloniten der Swartmodder Gold Mine zu wesentlich niedrigeren XMg-Werten (besonders um den Al[6]-Gehalt von Illit um ca. 1,6 pfu) ausgebildet, was dafür spricht, dass sich während einer Phase der Illitisierung zumindest teilweise ein Gleichgewicht mit den Fluiden eingestellt hat, die für die Präzipitation von magnesiumfreien hydrothermalen Granat verantwortlich waren.

### 6.2.3 Chlorit

In den Nebengesteinen aller Minen und z.T. auch mit Quarzadern assoziiert tritt Chlorit auf. Petrographisch lässt er sich im wesentlichen in 4 Ausbildungsformen unterteilen:

- foliationsgebend in Myloniten in Scherzonen oft mit Muskovit und/oder Biotit
- aufgewachsen auf Biotite, seltener auf Muskovit und gelegentlich auf opake Minerale
- in enger übergewandener Verwachsung mit Biotit (Chloritisierung)
- und auf Mikrorissen als Kluftfüllung

Chlorite können ein breites Spektrum von Zusammensetzungen aufweisen, die die physikochemischen Bedingungen widerspiegeln unter denen sie gebildet werden (CHERNOSKY et al., 1988; vgl. 10.3.1).

Die Analysen von Chlorit  $((\text{Mg,Fe,Al})_6[(\text{OH})_8/\text{AlSi}_3\text{O}_{10}])$  werden auf 36 Sauerstoffatome normiert, sodass sich eine ideale Kationensumme von 20 pfu ergibt. Ein wichtiger Parameter stellt die Tetraeder-Besetzung mit Aluminium (Al[4]) dar. Diese wird ähnlich zum Vorgehen bei Biotit ermittelt (8-Si[4]).

Die Klassifikation der gemessenen Chlorite erfolgt im Al[4]/XFe-Diagramm (Abb. 6-6; nach TRÖGER, 1971). Bei den meisten Chloriten handelt es sich um Rhipidolithe. Vereinzelt streuen die Zusammensetzungen mit niedrigeren Al[4]-Gehalten (<60 mol% Aluminium in den Tetraedern) zum Pyknochlorit (Metasedimente: RP8, SMGM10; mafische Gänge: RP3, 21/6#8, 21/6#9, RP27). Nur in den deformierten bzw. mylonitischen Granitoidproben (8/8#4, SMGM16) werden auch aphrosideritische Zusammensetzungen erreicht.

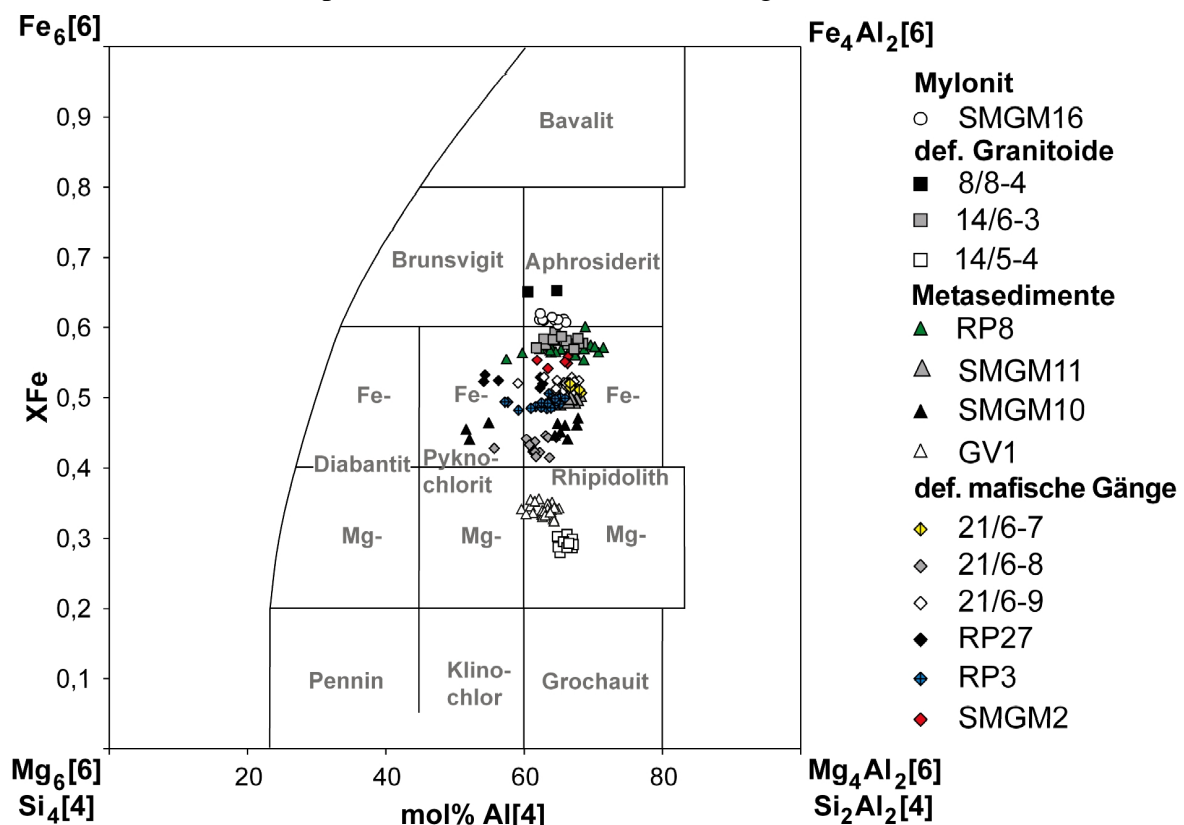


Abb. 6-6: Mikrosonden-Analysen von Chlorit im Al[4]/XFe-Diagramm mit Mineralbezeichnungen nach TRÖGER (1971)

In solchen Proben in denen Chlorit und Biotit enthalten sind, meist chloritisierter Biotit, ist eine sehr gut Korrelation der XMg-Werte von Chlorit mit den XMg-Werten von Biotit zu

beobachten (Abb. 6-7). Die oben beschriebenen verschiedenen Ausbildungsformen von Chlorit lassen sich mineralchemisch nicht voneinander unterscheiden.

Da die Besetzung der Oktaeder im Chlorit über ein breites Spektrum von XMg-Werten maßgeblich vom Chemismus des meist präexistierenden Biotits bestimmt wird, kann davon ausgegangen werden, dass der Prozess der Chloritisierung lediglich in einer Zufuhr von Wasser und einer Abführung von Kalium bestand.

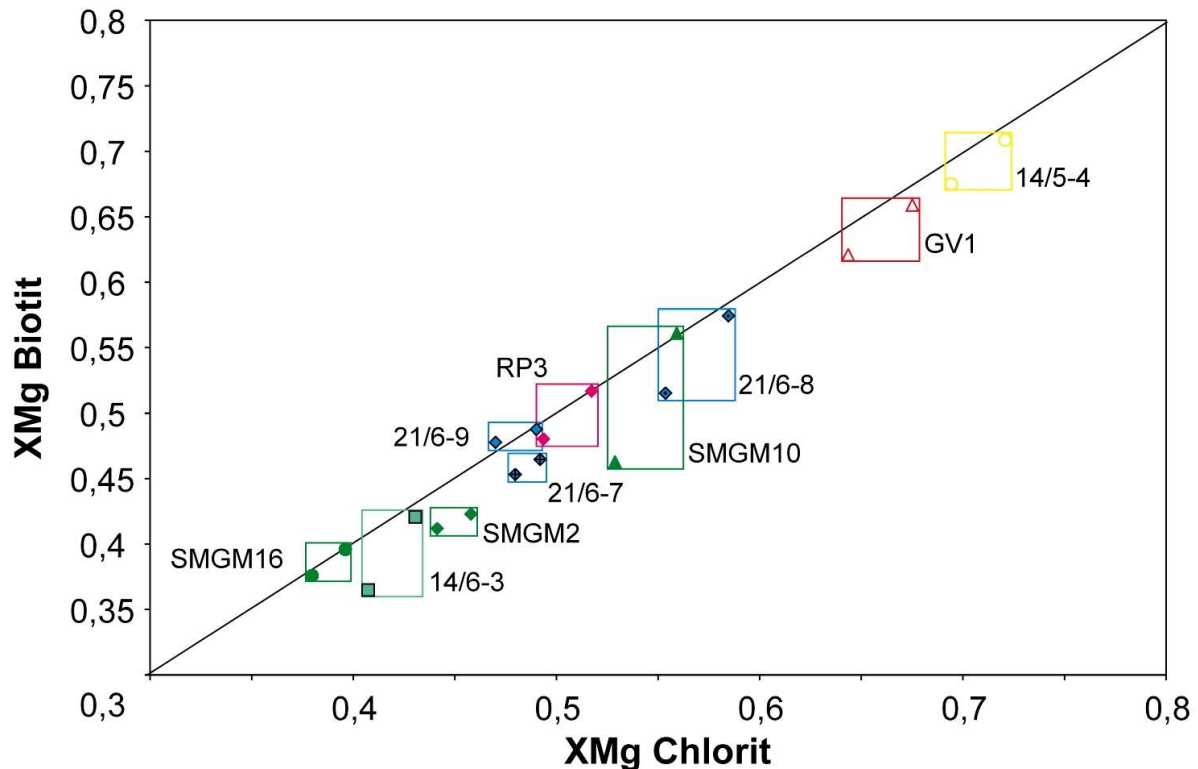


Abb. 6-7: Korrelation von XMg-Werten von paragenetischem Biotit und Chlorit

Biotite und Chlorite in Nebengesteinsproben von der Golden Valley Mine und der Wohler Mine (GV1; 14/5#4) weisen die höchsten XMg-Werte aller untersuchten Proben auf (Abb. 6-7).

### 6.3 Epidot-Gruppe

Die Epidotisierung der meisten Gesteine im Arbeitsgebiet stellt einen regionalen Befund dar. In fast allen petrographisch untersuchten Gesteinsproben (außer den Quarzadern), die Plagioklas enthalten bzw. enthielten stellen Minerale der Epidot-Gruppe Produkte einer Saussuritisierung dar (vgl. 5.). Gelegentlich durchziehen auch reine Epidot-Adern die Gesteine.

Zur Gruppe der Epidot-Minerale ( $\text{Ca}_2(\text{Fe,Al,Mn})_3[\text{O/OH/SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$ ) zählen Epidot, Zoisit und Klinozoisit. Die Analysen von Mineralen dieser Gruppe wurden auf einer wasserfreien Basis von 25 Sauerstoffatomen berechnet, wobei angenommen wird, dass das gemessene Eisen als  $\text{Fe}^{3+}$  vorliegt. Die ideale mit der Mikrosonde bestimmte Kationensumme liegt bei 16 pfu. Die Zusammensetzung der Minerale wird im Allgemeinen in Anteilen eines hypothetischen Pistazit-Endglieddes ( $\text{Ca}_2\text{Fe}_3[\text{O/OH/SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7]$ ) angegeben, der sich unter Berücksichtigung eines möglichen Mangan-Einbaus aus  $\text{Ps} = 100 \cdot \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Al} + \text{Mn})$  errechnet. Die Pistazit-Komponente der in verschiedenen Proben aus dem Arbeitsgebiet gemessenen

Epidot-Mineralie liegt zwischen  $Ps_{15}$  und  $Ps_{35}$ . In einigen Analysen ist Mangan nachweisbar. Die entsprechend kalkulierte Piemontit-Komponente ( $Pm: Ca_2MnAl_2[O/OH/SiO_4/Si_2O_7]$ ) liegt zwischen 0 und 0,9. Anhand der Pistazit-Komponente werden Epidot-Mineralie folgendermaßen untergeteilt (HOLDAWAY, 1972):

$Ps_{0-5}$	Al-Klinozoisit
$Ps_{5-10}$	Fe-Klinozoisit
$Ps_{10-22,5}$	Al-Epidot
$Ps_{22,5-35}$	Fe-Epidot

Bei den analysierten Epidot-Mineralen handelt es sich mehrheitlich um Fe-Epidote. In zwei Mylonitproben von der Swartmodder Gold Mine (8/8#2, SMGM16) und im Pyroxen-Hornblendit (5/8#2) kommt Al-Epidot vor.

## 6.4 Amphibol

Amphibole sind relativ wenig verbreitet in den Gesteinen des Untersuchungsgebietes. Hornblende mit vermutlich hastingsitischen Mineralchemismus ist akzessorischer Bestandteil des Piksteel Granodiorites und des Kobos Granites (vgl. 5.2.1.1 und 5.3.1.1.1).

Wo vorhanden, wurden mittels Mikrosonde Amphibole in foliierten mafischen Gängen der Swartmodder Gold (8/8#1, SMGM2) und der Swartmodder Kupfer Mine (SMCMH4) und im Pyroxen-Hornblendit untersucht, welcher ca. 3 km westlich der Neuras Mine (5/8#2) ansteht.

Die Berechnung der Analysen von Amphibolen erfolgt auf wasserfreier Basis von 23 Sauerstoffatomen. Die resultierende ideale Kationensumme liegt zwischen 15 und 16 pfu.

Die Berechnung von  $Fe^{2+}$  und  $Fe^{3+}$  sowie der Besetzung der Kationenplätze (A, B, C, T) in der allgemeinen Amphibolformel  $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$  wurde nach der von SCHUMACHER (in LEAKE et al., 1997) vorgeschlagenen Vorgehensweise durchgeführt. Demnach entspricht der  $Fe^{3+}$ -Gehalt eines Amphiboles etwa dem Mittelwert aus einer stöchiometrischen minimalen und maximalen  $Fe^{3+}$ -Abschätzung.

Eine übergeordnete Klassifikation von Amphibolen erfolgt anhand der Besetzung der B-Stellen ( $(Mg, Fe, Mn, Li)_B$ ,  $(Ca+Na)_B$ ,  $Na_B$ ) in vier Gruppen (LEAKE et al., 1997):

1. Mg-Fe-Mn-Li-Amphibole mit  $(Ca+Na)_B < 1,00$  pfu und  $(Mg, Fe, Mn, Li)_B \geq 1,00$  pfu
2. Ca-Amphibole mit  $(Ca+Na)_B \geq 1,00$ ,  $Na_B < 0,50$  pfu und normalerweise  $Ca_B > 1,50$  pfu
3. Na-Ca-Amphibole mit  $(Ca+Na)_B \geq 1,00$  pfu und  $Na_B$  von 0,50 bis 1,50 pfu
4. Na-Amphibole mit  $(Ca+Na)_B$ ,  $Na_B \geq 1,50$  pfu.

In allen Analysen von Amphibolen in Proben aus dem Arbeitsgebiet ist  $(Ca+Na)_B \geq 1,80$ ,  $Na_B < 0,06$  und  $Ca_B$  stets größer 1,50. Demnach handelt es sich um Ca-Amphibole. Diese werden weiter unterteilt in Ca-Amphibole mit  $(Na+K)_A$  größer oder kleiner 0,50 pfu. Die Amphibole in den foliierten mafischen Gängen weisen alle weniger als 0,36 pfu Natrium und Kalium auf den A-Stellen auf und lassen sich nach der Klassifikation von LEAKE et al. (1997) anhand ihrer Si-Gehalte und  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Verhältnisse als Aktinolithen bezeichnen (Abb. 6-8a). Die Amphibol-Analysen im Pyroxen-Hornblendit westlich der Neuras Mine (5/8#2) weisen A-Stellenbesetzungen mit  $(Na+K)_A$  zwischen 0,56 und 0,71 pfu auf, wobei die Titan-Gehalte stets unter 0,18 pfu liegen. Da in diesen Mineralen der Gehalt von oktaedrisch

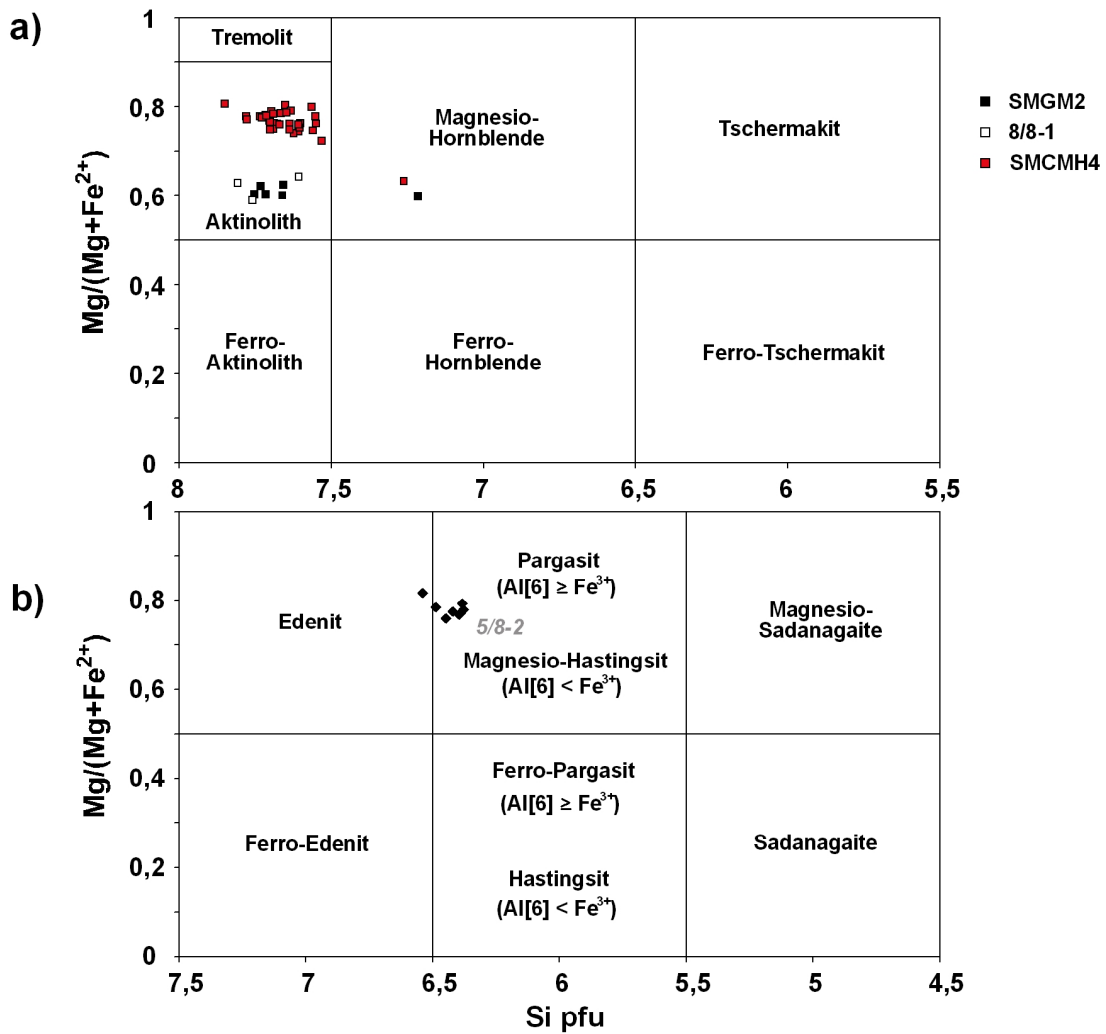


Abb. 6-8: Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)-Si-Nomenclaturdiagramme für Ca-Amphibole (nach LEAKE et al., 1997): a) für Ca-Amphibole mit (Na+K)<sub>A</sub> < 0,50 pfu in foliierten mafischen Gängen der Swartmodder Gold und Kupfer Mine (8/8#1, SMGM2; SMCMH1); b) für Ca-Amphibole mit (Na+K)<sub>A</sub> ≥ 0,50 pfu und Ti < 0,50 pfu im Pyroxen-Hornblendit westlich der Neuras Mine (5/8#2)

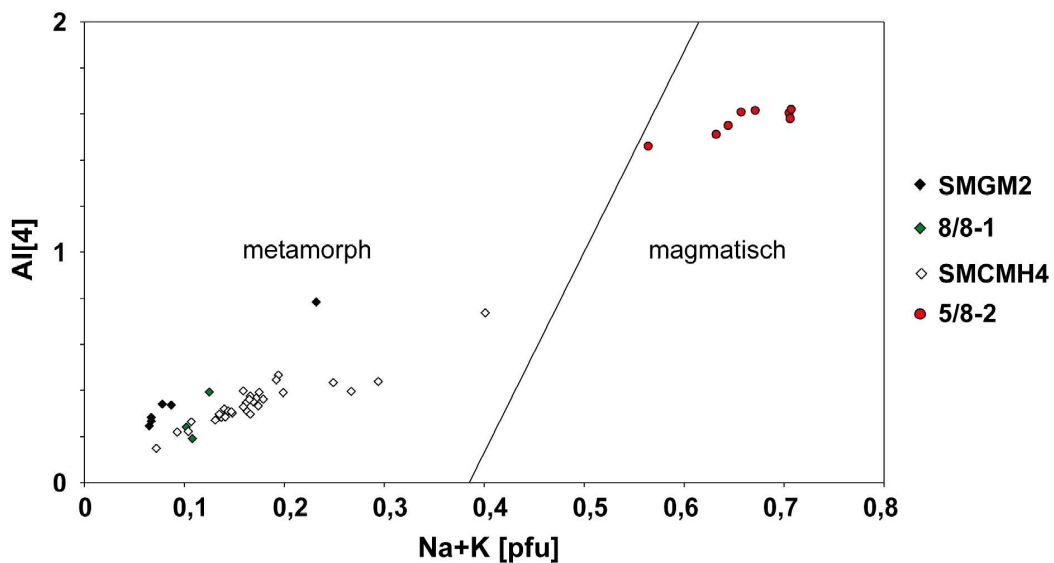


Abb. 6-9: Al[4]/(Na+K)-Diagramm zur Unterscheidung von metamorphen und magmatischen Amphibolen (vorgeschlagen von HOAL, 1990; Diskriminierung anhand von Gesteinen des Awasis Mountain Terrains)

koordiniertem Aluminium (Al[6]: 0,37 – 0,45) größer ist als die ermittelten  $\text{Fe}^{3+}$ -Gehalte ( $\text{Fe}^{3+}$ : 0,19 - 0,36) handelt es sich um Pargasit (Abb. 6-8b).

Die gemessenen Aktinolithe sind metamorphen Ursprungs, wohingegen der Pargasit magmatisch ist (Abb. 6-9).

## 6.5 Pyroxen

Pyroxene treten in den Proben aus dem Arbeitsgebiet von mafischen und ultramafischen Intrusionskörpern auf (vgl. 5.4). Mikroanalytisch wurden Pyroxene des porphyrisch-glomerophyrischen Pyroxen-Hornblendites (5/8#2) und des Dunites (7/8#3) untersucht.

Der allgemeinen Pyroxenformel  $\text{X}[\text{8}]\text{Y}[\text{6}][(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$  entsprechend wurden die Pyroxen Analysen auf 6 Sauerstoffatome normiert. Die ideale Kationensumme liegt bei 4,0 pfu.

Es wurden nur Klinopyroxene gemessenen, die sich im  $\text{MgSiO}_3$ - $\text{FeSiO}_3$ - $\text{CaSiO}_3$ -Diagramm nach MORIMOTO (1988) klassifizieren lassen (Abb. 6-10).

Die poikiloblastischen Einschlüsse im Pargasit des Pyroxen-Hornblendites (5/8#2) streuen von diopsidischen zu augitische Zusammensetzungen. In diesen Klinopyroxenen sind stets Natrium, Titan und Mangan vereinzelt auch Chrom nachweisbar.

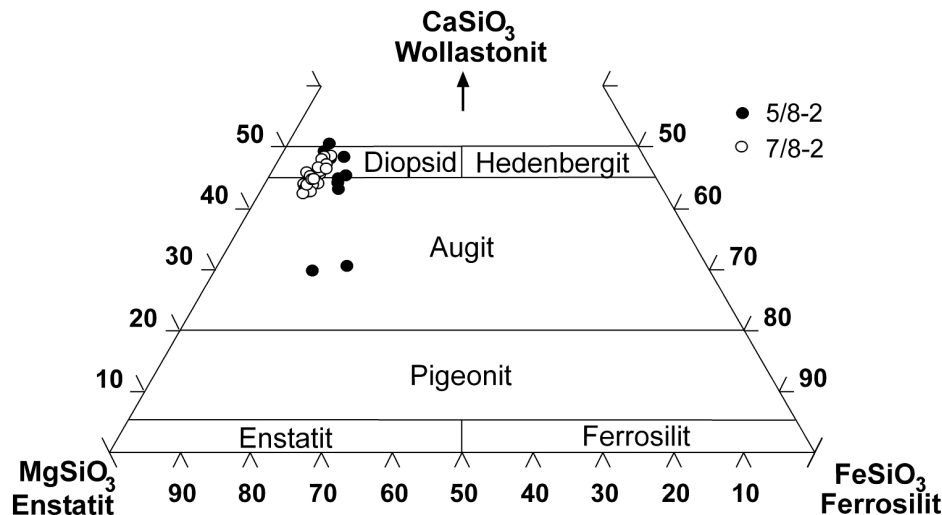


Abb. 6-10: Mikrosondenanalysen von Klinopyroxenen im ternären  $\text{MgSiO}_3$ - $\text{FeSiO}_3$ - $\text{CaSiO}_3$ -Diagramm zur Klassifikation von Pyroxenen (nach MORIMOTO, 1988)

Die Porphyroblasten von Klinopyroxen im Dunit (7/8#3) haben diopsidische bis leicht augitische (endiopsidische) Mineralzusammensetzungen, wobei die Eisen-Gehalte relativ konstant zwischen 3,35 und 4,93 Gew.% liegen. Auch diese Pyroxene enthalten mittels Mikrosonde nachweisbares Natrium, Titan und Mangan. Chrom-Gehalte variieren zwischen 0,4 und 1,1 Gew.%.

Die undeformierten Swartkoppie Dolerite enthalten Augit mit Entmischungslamellen von Orthopyroxen.

## 6.6 Olivin

Olivin ist gesteinsbildendes Mineral im dunitischen Intrusionskörper (7/8#3) südöstlich der Neuras Mine (vgl. 5.4.2.3). Hier ist er deutlich serpentinisiert.

Bei Olivinen ( $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ ) besteht eine lückenlose Mischkristallreihe zwischen den beiden Endgliedern Forsterit ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) und Fayalit ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ). Die Analysen wurden auf

4 Sauerstoffatome normiert. Die Forsteritgehalte des Olivines im Dunit liegen zwischen  $Fo_{86}$  und  $Fo_{87,1}$ , sodass dieser als Chrysolith ( $Fo_{70}$  -  $Fo_{90}$ ) zu bezeichnen ist. Der Chrysolith führt zwischen 0,15 und 0,26 Gew.% Mangan und 0,24 bis 0,4 Gew.% Nickel. Chrom oder Titan konnten nicht nachgewiesen werden.

## 6.7 Granat

Feinkörniger Granat tritt im Untersuchungsgebiet nur in einigen Myloniten der Scherzone der Swartmodder Gold Mine auf (RP5, RP6, RP7, 31/8#7; z.B. Abb. 5-5f).

Nach der allgemeinen Granatformel  $A_3B_2[(Si,Al)O_4]_3$  wurden die Granatanalysen auf 24 Sauerstoffatome normiert. Die ideale Kationensumme liegt bei 16,0 pfu. Die meist sehr feinkörnigen Granate erlauben nur eine eingeschränkte Feststellung einer chemischen Zonierung von Granat anhand von Mikrosondenprofilen. Einige der Granate sind in ihrem Kern durch feinste nicht bestimmbare Mineraleinschlüsse verunreinigt. Nur in solchen Bereichen ist Magnesium nachweisbar. Die Granate enthalten kein Chrom und Titan-Gehalte liegen im Bereich um die Nachweisgrenze. Am Aufbau der Granate sind neben Silizium und Aluminium nur Kalzium, Eisen und Mangan beteiligt. Ausgenommen der Analysen, die Mischanalysen mit Mineraleinschlüssen darstellen könnten, liegt die Spessartin-Komponente zwischen 38 und 75 %, die Almandin-Komponente zwischen 14 und 36% und die Grossular-Komponente zwischen 7 und 33 %. Deutlich untergeordnet sind die Andradit- mit selten bis zu 18,5 % und die Pyrop-Komponente mit bis zu 1,5 %. Aus den Zusammensetzungen der Granate in den Proben RP5, RP6 und 31/8#7 wird deutlich, dass es im wesentlichen zwei Gruppen von Granaten gibt (Abb. 6-11). In den Proben RP5 und RP6 liegen die Granate um  $Sps_{40-50}Alm_{25-40}Grs_{20-30}$ , wohingegen die in Probe 31/8#7 um  $Sps_{60-75}Alm_{15-30}Grs_{5-15}$  variieren. Bei den gemessenen Granaten kann es sich nicht um Calderite  $((Mn,Ca)_3(Fe,Al)_2[SiO_4]_3)$  handeln, wie sie z.B. in Mangan-Lagerstätten auftreten, da Aluminium nur vernachlässigbar Tetraeder-Positionen besetzt und die B-Stellen fast vollständig auffüllt, sodass Eisen fast ausschließlich auf den A-Positionen als  $Fe^{2+}$  vorliegen muss.

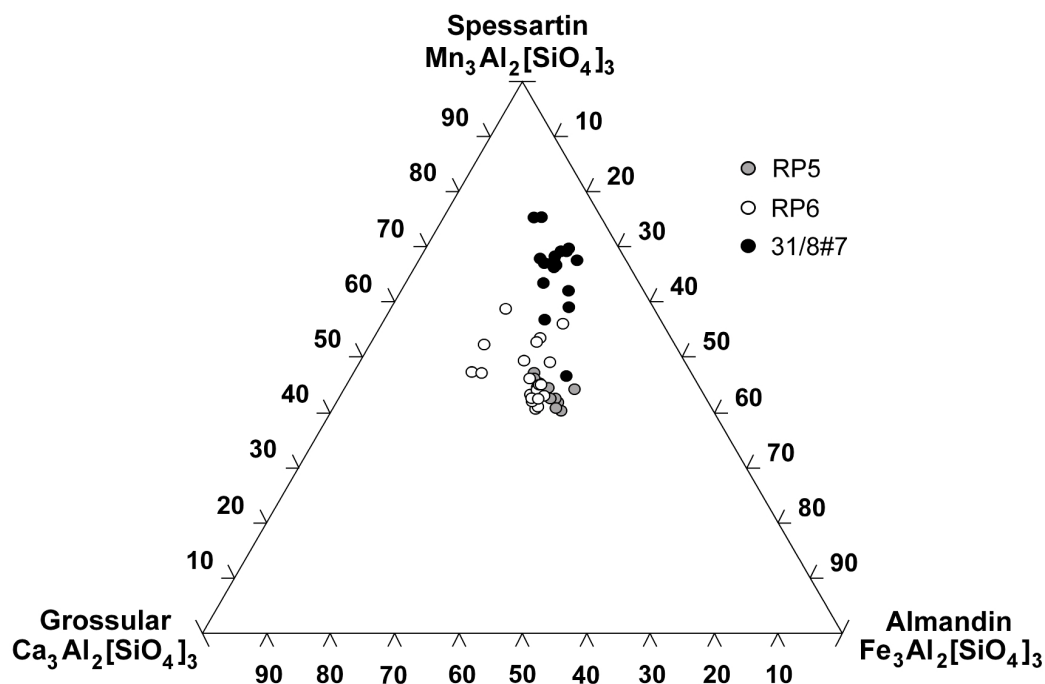


Abb. 6-11: Mikrosondenanalysen von Granat im ternären Grossular-Spessartin-Andradit-Diagramm (in den mylonitischen Probe RP5, RP6 und 31/6#7 von der Swartmodder Gold Mine)



Die Granate der Proben RP6 und 31/7#8 sind derart chemisch zониert, dass in RP6 die Granat-Kerne gegenüber den Rändern reicher an Mangan und ärmer an Eisen sind (z.B. Abb. 6-12a). Dahingegen sind die Kerne der Granate in Probe 31/8#7 gegenüber den Rändern ärmer an Mangan und reicher an Eisen (z.B. Abb. 6-12b); allerdings sind diese Granate durch zahlreiche nicht identifizierbare Mineraleinschlüsse getrübt. In beiden Proben verändert sich der Kalzium-Gehalt über die Profile uneinheitlich.

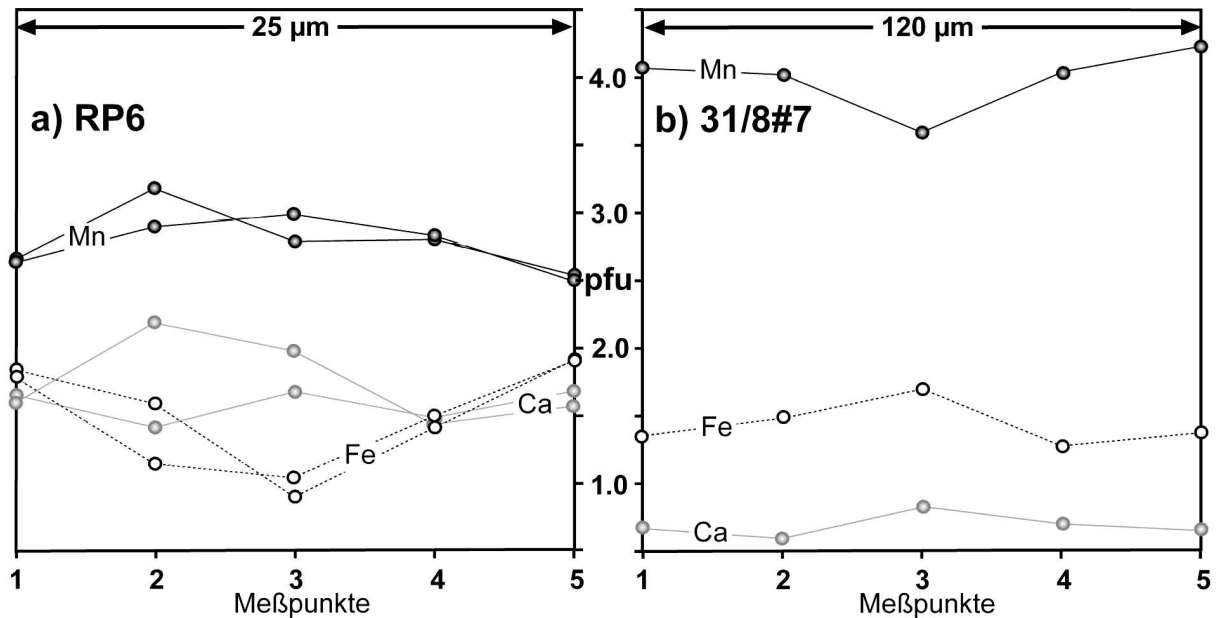


Abb. 6-12a-b: Mikrosondenprofile über a) zwei gleichgroße Granate in Probe RP6 und b) einen Granat in Probe 31/8#7

## 6.8 Turmalin

Turmalin tritt im Arbeitsgebiet in unmittelbarer Umgebung der nördlichen Überschiebungszone (vgl. 4.1.4), im Chalkopyrit-Magnetit-Apatit-Erz der Swartmodder Kupfer Mine (vgl. 7.5) und in Quarz-Turmalin-Muskovit/Serizit Adern nordwestlich dieser Kupfer Mine auf. Turmalin ist ein Borosilikat mit der allgemeinen Formel  $XY_3Z_6B_3T_6O_{27}(O,OH,Cl,F)_4$ . Das Element Bor kann mit der Mikrosonde nicht gemessen werden.

Die Berechnung der Proportionen der Kationen erfolgt auf der Basis von 27 Sauerstoffatomen und 4 OH-Gruppen. Kalzium, Natrium und Kalium können im Turmalin nur in der X-Position auftreten, in welcher allerdings auch Leerstellen vorkommen können. Die Formelberechnung der Turmalinanalysen erfolgte nach GRICE und ERCIT (1993). Die genaue Besetzung der Y-Position mit Magnesium kann dabei nur aus röntgenographischen Daten abgeleitet werden. Vereinfacht wurden das gesamte Magnesium auf diese Position platziert, da überschüssiges Eisen eher in die Z-Position eingebaut werden kann. In der Regel wird Silizium im Tetraeder nicht durch Aluminium substituiert (z.B. DEER et al., 1992).

Die übergeordnete Klassifikation von Turmalinen erfolgt nach HAWTHORNE und HENRY (1999) anhand der Besetzung der X-Position in Ca-Turmalin ( $Na+K < Ca > \square$ ), Alkali-Turmalin ( $Ca < Na+K > \square$ ) und Turmalin der Leerstellen-Gruppe (vacancy group;  $Ca < \square > Na+K$ ).

Turmalin wurde in den Proben vom Chalkopyrit-Magnetit-Apatit-Erz der Swartmodder Kupfer Mine (SMCMU1) und von einer Quarz-Turmalin Ader (24/5#1) und deren

Nebengestein (24/5#4, 24/5#6) bei einem Schürfgraben ca. 1 km nordwestlich der Kupfer Mine gemessen.

In allen Analysen sind die X-Positionen der Turmaline mit 0,75 bis 0,96 Natrium pfu, 0,06 bis 0,42 Kalzium pfu, bis zu 0,07 Kalium pfu und bis zu 0,11 Leerstellen pfu besetzt. Die Turmaline sind also Alkali-Turmaline.

Die Z-Position ist in den meisten Analysen überbesetzt (<6 pfu), was darauf hinweist, dass Eisen komplett als  $\text{Fe}^{2+}$  vorliegen muss.

In einigen Mikrosondenprofilen (z.B. 24/5#6; 30 Punkte/150  $\mu\text{m}$ ) sind Zonen mit sehr kleinen Einschlüssen nicht bestimmbarer Minerale enthalten. Die entsprechenden Analysen wurden, obwohl sie zu niedrige Analysensummen aufweisen, nicht aus dem Datensatz entfernt, aber nicht wie die anderen Analysen als Mineralformel berechnet.

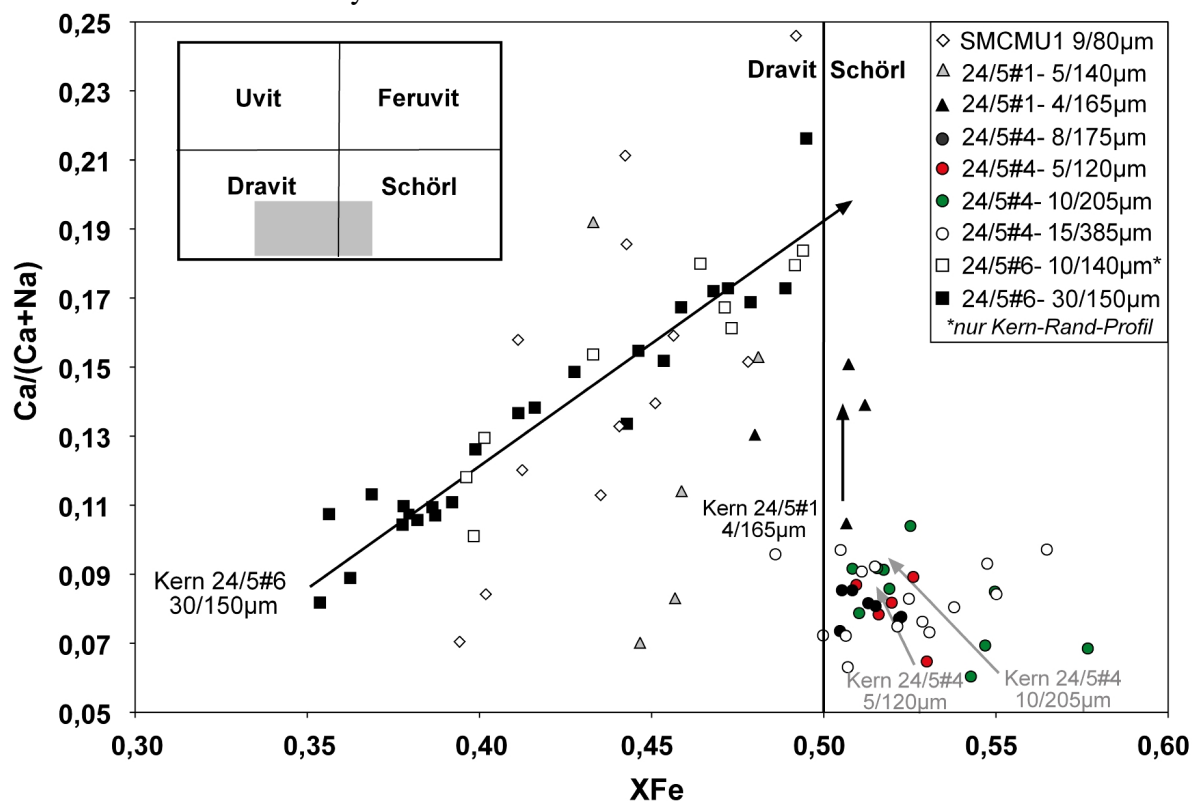


Abb. 6-13: Mikrosondenanalysen bzw. -profile von Turmalinen in Proben aus (der Umgebung) der Swartmodder Kupfer Mine im XFe- Ca/(Ca+Na)-Diagramm (modifiziert nach HENRY und DUTROW, 1996)

Im XFe-Ca/(Ca+Na)-Diagramm lassen sich die gemessenen Turmaline weiter nach HENRY und DUTROW (1996) als Dravit bzw. Schörl klassifizieren (Abb. 6-13). Dabei gleicht der Chemismus vom Turmalin der Quarz-Turmalin Ader (24/5#1), der oft geknickt oder verbogen ist und oft in Form von Schlieren zwischen Quarzdomänen vorkommt, den Chemismen der Turmaline in den anderen Proben.

In den Mikrosondenprofilen und Einzelanalysen von Kern- und Randbereichen zeigen sich mehrheitlich eine Abnahme der Kalzium- und Titan-Gehalte bei einer Abnahme der Natrium-Gehalte von den Kernen zu den Rändern bei uneinheitlich verlaufenden Eisen-, Magnesium- und XFe-Werten. Deshalb haben die Turmalin-Kerne meist niedrigere Ca/(Ca+Na)-Verhältnisse als die Ränder (Abb. 6-13). Häufig ist in den Kernen mehr Aluminium, Chlor und Chrom als in den Rändern nachweisbar. Auch ist die Zahl der errechneten Fehlstellen in den Kernen minimal höher (Abb. 6-14).

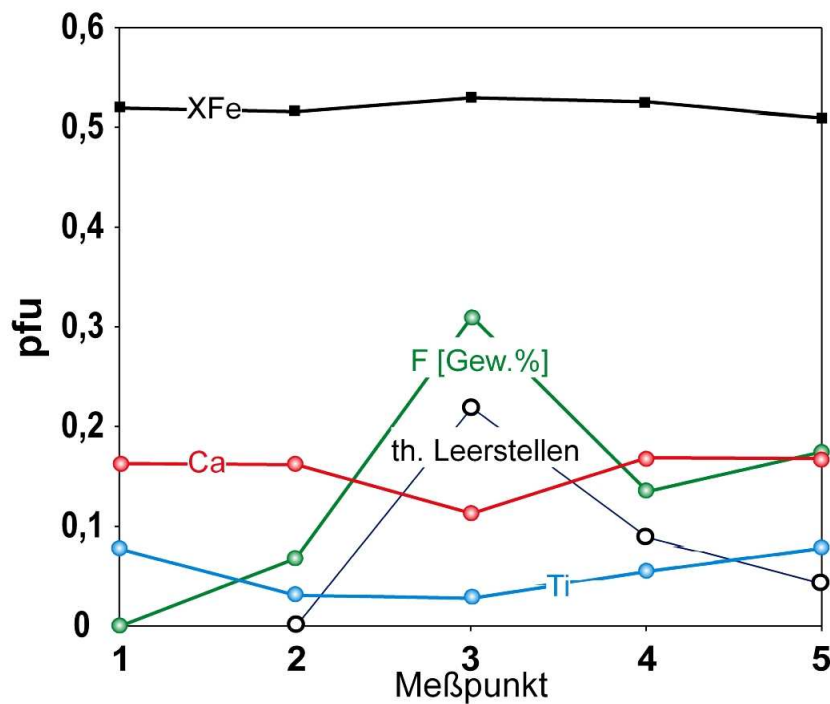


Abb. 6-14: Exemplarisches Mikrosondenprofil von Turmalin in Probe 24/5#4 (aus Schürfgraben ca. 1 km nordwestlich von der Swartmodder Kupfer Mine)

Von Turmalin-Kernen zu Turmalin-Rändern hin ansteigende  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ - und  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ -Verhältnisse sind indikativ für steigende Metamorphose-Grade in Metapeliten (SPERLICH et al., 1996). Die Beobachtungen könnten darauf hinweisen, dass die Turmaline während einer prograden Metamorphose gewachsen sind.

Für in Chalkopyrit eingeschlossenen Turmalin der Probe SMCMU1 lassen sich im Mikrosondenprofil keine eindeutigen Trends zwischen Kern- und Randbereichen erkennen. Dennoch wurde dasselbe Profil noch einmal mit einem Mikrosonden-Programm für Erzphasen gemessen. Dabei konnten Spuren von Selen, Schwefel, Silber, Quecksilber, Wismut und Zink nachgewiesen werden. Bis auf Zink ist für keines dieser Elemente ein Einbau in die Turmalinstruktur beschrieben. Turmaline können bis zu 1,72 Gew.% Zink enthalten (JOLIFF et al., 1986). Bei den anderen Elementen handelt es sich sehr wahrscheinlich um submikroskopische Mineraleinschlüsse im Turmalin. Kupfer war allerdings mit jeder Analyse nachweisbar und kann im Promill-Bereich in Turmalin eingebaut werden (z.B. LEVINSON, 1980).

## 6.9 Titanit

Idiomorpher oft kuvertförmiger Titanit ist häufig akzessorisches Mineral in den Granitoiden im Arbeitsgebiet (vgl. 5.). Titanit tritt aber auch häufig als Gemengteil im Leukoxen auf, der aus einer Alteration von titanführenden Oxiden wie Ilmenit resultiert (vgl. 6.10.3). Gemessen wurde vor allem Titanit im Leukoxen.

Die Berechnung der Titanite erfolgte zur Basis von 5 Sauerstoffatomen. Dabei wurde Eisen als  $\text{Fe}^{3+}$  berücksichtigt, obwohl auch  $\text{Fe}^{2+}$  zusammen mit SEE'n substituiert werden kann (EXLEY, 1980). Eine wesentliche Substitution von SE-Elementen sollte jedoch die Analysensumme deutlicher herabsetzen als beobachtet wurde. Eine weitere vorkommende Substitution in Titanit ist der gekoppelte Einbau von  $(\text{Al}-\text{Fe}^{3+})$  und  $(\text{OH},\text{F})$  für Ti und O (ENAMI et al., 1993). Eine derartige Substitution lässt sich zumindest indirekt für Titanite in

den Leukoxenen nachweisen (Abb. 6-15). Die Temperaturbereiche ( $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ -Gehalte) der im Salton Sea Geothermalsystem enthaltenen Titanite lassen sich aber nicht auf die untersuchten Titanite im Leukoxen übertragen, da bei höheren Drücken vermehrt ( $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ ) substituiert wird (ENAMI et al., 1993).

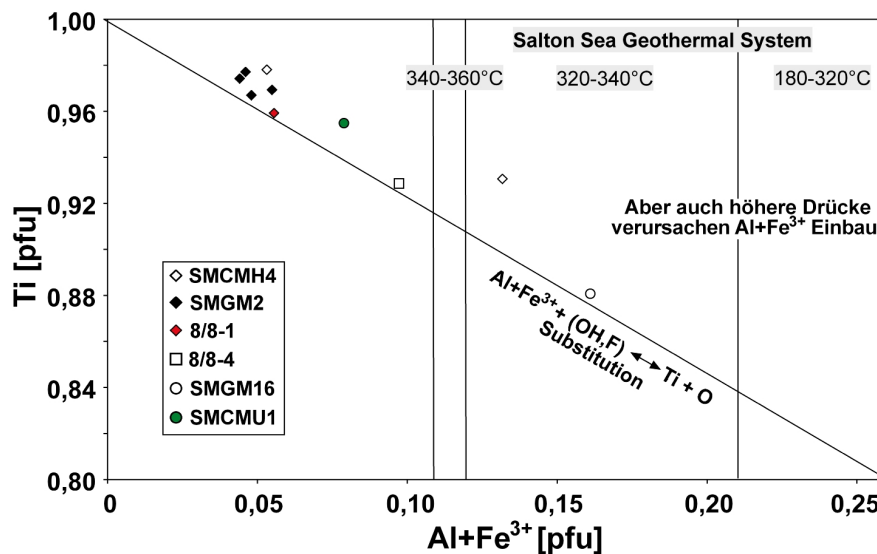


Abb. 6-15: Mikrosondenanalysen von Titaniten in Leukoxenen

(zum Vergleich  $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$ -Bereiche unterschiedlicher Temperaturbereiche im Salton Sea Geothermalfeld nach ENAMI et al., 1993)

Nach älteren thermodynamischen Berechnungen (SCHUILING und VINK, 1967) kann eine authigene Bildung von Titanit in Böden und Sedimenten nicht ausgeschlossen werden.

Die Umwandlung von Ilmenit (bzw. Titanomagnetiten) in Leukoxen ist in strukturell beanspruchten Proben (vgl. P.) weiter fortgeschritten als in Proben mit schwächeren Deformationsmerkmalen bzw. komplett. Davon sind vor allem auch (ehemalige) Ilmenite in den alterierten mafischen Gängen betroffen. Diese Beobachtung ließe sich sowohl durch eine Leukoxenisierung durch eine hydrothermale Alteration, als auch durch die Verminderung der Verwitterungsresistenz der beanspruchten Proben und mafischen Gänge erklären.

## 6.10 Oxide

Eisen- und/oder Titanoxid Minerale wie Magnetit, Hämatit, Rutil und Ilmenit (bzw. Leukoxen) treten in allen Gesteinen des Arbeitsgebietes auf. Paragenesen dieser Minerale können wichtige Aussagen beispielsweise über Sauerstoff-Fugazitäten liefern, die während einer Mylonitisierung oder einer Mineralisation vorgelegen haben. Deshalb wurden einige dieser Minerale in den Myloniten der unterschiedlichen Vererzungen gemessen.

### 6.10.1 Magnetit

Magnetit tritt häufig in Assoziation mit den Erzen der Neuras Mine, der Golden Valley Mine und vor allem der Swartmodder Kupfer Mine, aber auch in feinen meist monomineralischen Adern (bis wenige Millimeter; z.B. im Rhyolith direkt südlich des Oanob Reviers) auf. In den meisten Intrusiv-Gesteinen kommt Magnetit akzessorisch vor.

Mineralchemisch erlaubt echter Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) keine wesentlichen Variationen. Daher soll an dieser Stelle nur auf gemessene Spuren eingegangen werden.

Der Magnetit (GV1) der Golden Valley Mine ist frei von Fremdelementen.

Magnetit im gescherten granitoiden Nebengestein der Neuras Mine enthält Spuren von Titan (< 0,12 Gew.%). Magnetit im gescherten mafischen Nebengestein (RP26) dieser Mine enthält kein Titan, aber submikroskopische Einschlüsse von nicht weiter bestimmbar Al-Mg-Silikaten. In einer Analyse mit einem metallsensitiven Mikrosondenprogramm konnten Spuren von Nickel, Zink, Kupfer, Blei und Quecksilber in diesen Verwachsungen nachgewiesen werden.

In einem zu einem Aktinolith-Chlorit-Schiefer metamorphisierten mafischen Gang (RP3) der Swartmodder Kupfer Mine führt Magnetit Spuren von Chrom. Im Schürfgraben ca. 1 km nordwestlich der Mine ist idiomorpher Magnetit entlang von Schlieren zwischen Turmalin und Muskovit/Serizit in der Quarz-Turmalin-Muskovit/Serizit-Ader (24/5#1) enthalten. Im Nebengestein (21/5#4) enthält Magnetit stets Spuren von Arsen und vereinzelt von Selen. Im Schürfgraben ca. 40 m weiter südöstlich enthält das leicht mylonitisierte Nebengestein (24/5#6) Magnetit mit bis zu 1 Gew.% Titan.

Magnetit im porphyrisch-glomerophyrischen Pyroxen-Hornblendit (5/8#2) enthält submikroskopische Einschlüsse mindestens einer nicht weiter identifizierbaren sulfidischen Phase, denn es konnte bis zu 1 Gew.% Schwefel nachgewiesen werden. Bei niedrigerem Schwefel-Gehalt der Analyse treten Spuren von Nickel, Kupfer, Mangan und Quecksilber auf. Bei erhöhten Schwefel-Gehalt sind nur Kobalt und Nickel nachweisbar.

### 6.10.2 Hämatit

Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) liegt als Produkt der Martitisierung von Magnetit (vgl. 7.), der Verwitterung von Sulfiden oder anderen Oxiden in den meisten Proben aus dem Arbeitsgebiet vor. Nur im Erz der Swartmodder Kupfer Mine kann Hämatit eindeutig als primäre Bildung beobachtet werden (vgl. 6.5). Als sekundäres Mineral um Primärerzparagenesen enthält Hämatit häufig Anreicherungen oder Spuren von für die primäre Vererzung spezifischen Elementen, wie z.B. Selen, Schwefel, Tellur, Silber, Gold, Kupfer und Quecksilber im Falle der Golden Valley Mine (GV7; vgl. 7.4).

### 6.10.3 Ilmenit

Ilmenit ist häufig akzessorischer Bestandteil der Granitoide der PIS, Myloniten aus diesen und der mafischen Gänge (vgl. 5.). In allen Fällen zeigt er unregelmäßige subangulare Entmischungskörper, die meist eine niedrigere Reflektanz und einen niedrigeren Reflexionspleochroismus als Ilmenit aufweisen. Vermutlich handelt es sich dabei um Hämatit. Besonders stark in den Myloniten, die aus Granitoiden entstanden sind, wurde der Ilmenit randlich in Leukoxen umgewandelt. Bei Leukoxen handelt es sich um eine metamineralische Mischphase aus Titanit und Titanoxiden und möglicherweise anderen Mineralen. In einigen deformierten mafischen Gängen (8/8#1, SMCMH4) und Myloniten beispielsweise von der Swartmodder Gold Mine (8/8#2) ist fast nur noch Leukoxen vorhanden.

Die Analysen von Ilmenit wurden der Mineralformel ( $\text{FeTiO}_3$ ) entsprechend auf eine Basis von drei Sauerstoffatomen berechnet. Dabei ergab sich für die meisten Analysen ein theoretischer Ladungsüberschuss.

In vielen Analysen wurde eine relative Erhöhung der Titan-Gehalte auf Kosten der Eisen-Gehalte festgestellt, obwohl sich mikroskopisch keine Verwachsungen oder Entmischungen am Analysenpunkt beobachten ließen. Die Veränderung der elementaren Proportionen ist auch für den theoretischen Ladungsüberschuß verantwortlich. Aus Abb. 6-16a und 6-16b wird deutlich, dass zum einen die Ilmenite ein Pyrophantit-Komponente ( $\text{MnTiO}_3$ ) mit bis zu

10,7 mol% aufweisen und dass die opaken Minerale besonders in den Granat-führenden Proben (RP5, 31/8#7) bereits unter einer Abfuhr von Eisen und Mangan in Pseudorutil bzw. Rutil umgewandelt sind. Diese Umwandlung ist auf eine einsetzende hydrothermale bzw. hydrische Alteration von Ilmenit zu Leukoxen zurückzuführen.

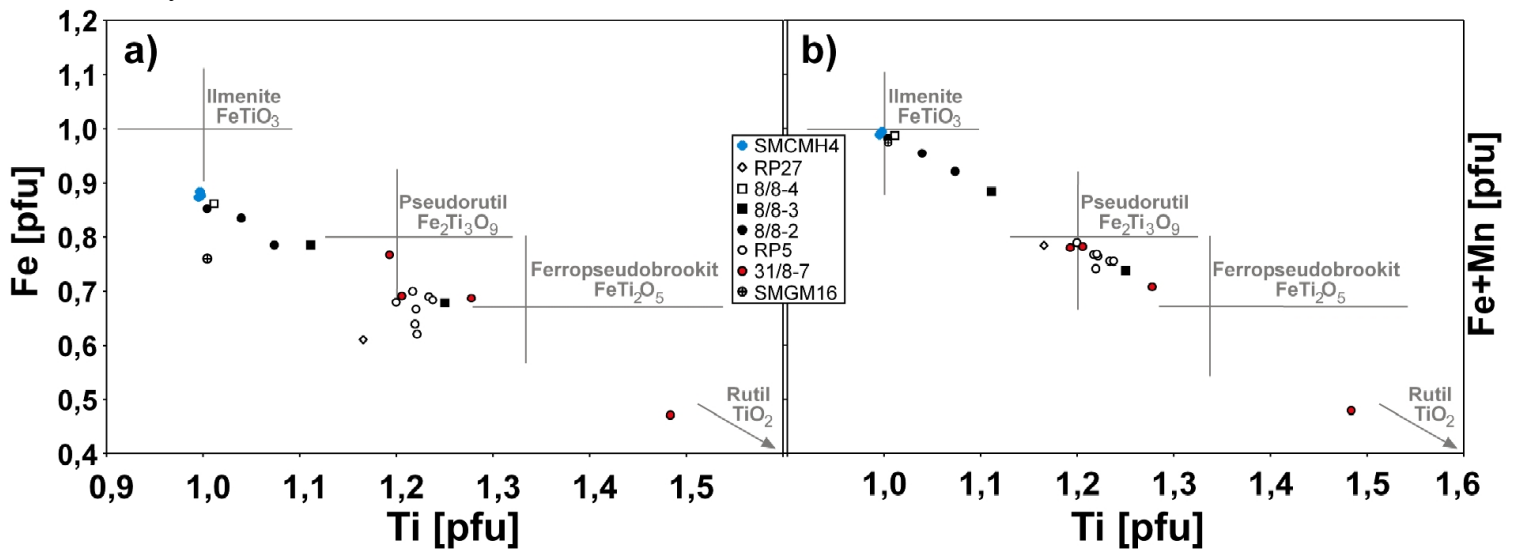


Abb. 6-16: Mikrosondenanalysen von Ilmeniten bzw. deren Alterationsprodukten im  
a) Fe/Ti-Diagramm und b) Fe+Mn/Ti-Diagramm

#### 6.10.4 Spinell

Minerale der Spinell-Gruppe treten nur im dunitischen Körper auf.

Die Analysen von Spinell wurden der allgemeinen Formel  $XY_2O_4$  entsprechend auf einer Basis von vier Sauerstoffatomen berechnet.

Bei den untersuchten Spinellen im dunitischen Körper (7/8#3) handelt es sich um Chrom-Spinelle, die auch als Picotite bezeichnet werden können. Sie enthalten 29,8 - 33,1 Gew.%  $Cr_2O_3$ , 29 - 33 Gew.%  $Al_2O_3$ , 25,2 - 29,5 Gew.% FeO und 9,3 - 11 Gew.% MgO. Mit jeder Analyse konnten Spuren von bis zu 0,58 Gew.% ZnO nachgewiesen werden. NiO-Gehalte schwanken um die Nachweisgrenze bei ca. 0,1 Gew.%.

Zur Abschätzung von  $Fe^{3+}$  auf der Y-Position wurden zunächst Mg und  $Fe_{tot}$  auf den X-Stellen ( $X(Mg+Fe_{tot})$ ; ideal 1 pfu) und Al, Cr und Mn auf den Y-Stellen ( $X(Al+Cr+Mn)$ ; ideal 2 pfu) positioniert. Dabei ergeben sich für alle Analysen leichte Kationen-Überschüsse für die X-Stellen in sehr ähnlicher Größenordnung der Kationen-Defizite für die Y-Stellen. Der Mittelwert aus Kationen-Überschuss auf der X-Position und Kationen-Defizit auf der Y-Position wurde zur Abschätzung von  $Fe^{3+}$  auf der Y-Stelle herangezogen.

Im Gegensatz zu den anderen mittels Mikrosonde analysierten Mineralen lassen sich aus dem Chemismus von Chromspinellen direkte Schlüsse auf die geotektonische Stellung des Wirtsgesteines ziehen. So lässt sich beispielsweise aus den  $Cr/(Al+Cr)$ - und  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Verhältnissen eher eine Beziehung des dunitischen Körpers zu Inselbogen Vulkaniten als zu beispielsweise alpinotypen Lherzoliten ableiten (Abb. 6-17; KEPEZHINSKAS et al., 1993; POBER und FAUPL, 1988).

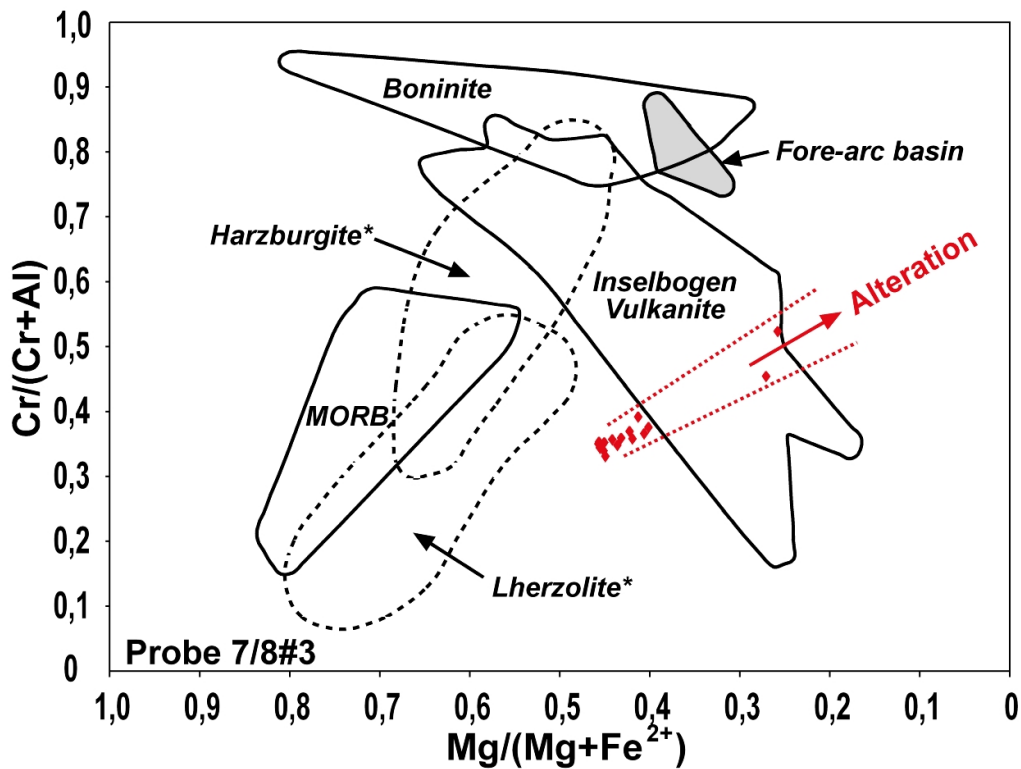


Abb.

6-17:

Mikrosondenanalysen von Chrom-Spinellen des dunitischen Körpers (7/8#3) im Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)-Diagramm (nach KEPEZHINSKAS et al., 1993;\* nach POBER und FAUPL, 1988)

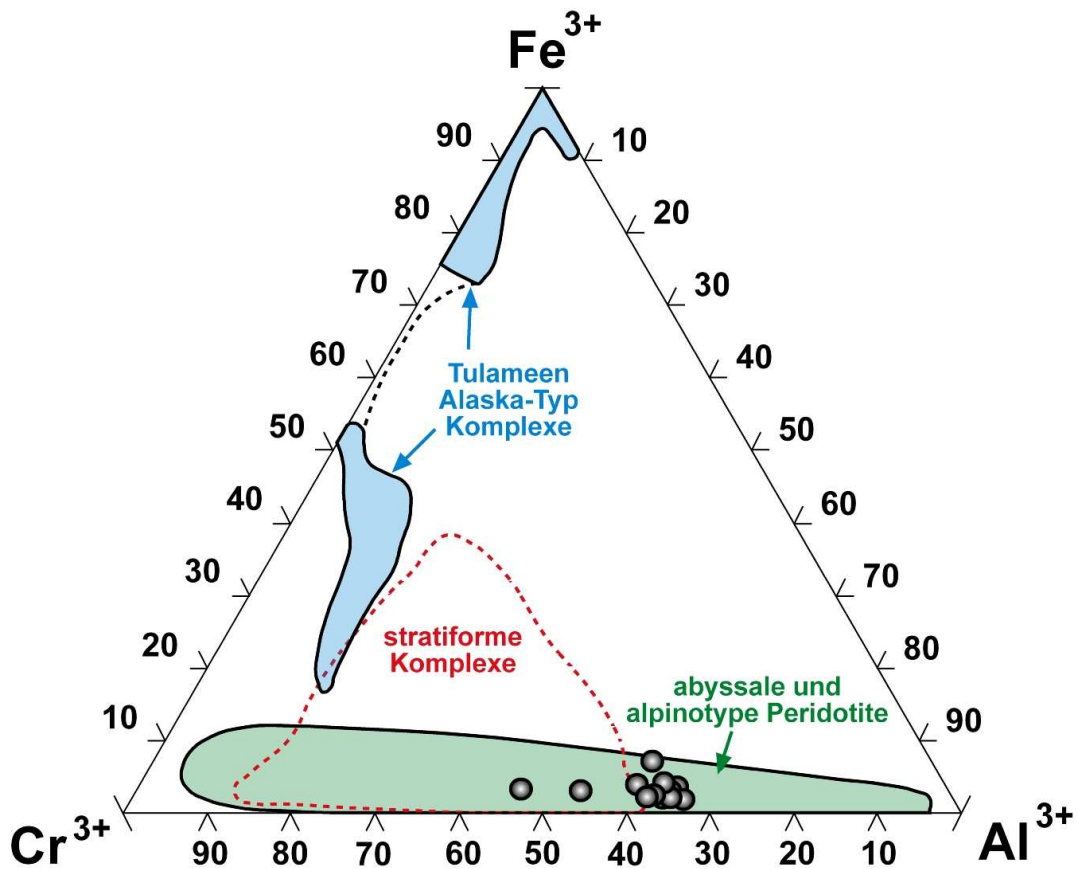


Abb. 6-18: Mikrosondenanalysen von Chrom-Spinellen im dunitischen Körper (7/8#3) im ternären Diagramm der wesentlichen trivalenten Kationen zur Bestimmung der ultramafischen Ursprungsgesteine von detritischen Chrom-Spinellen (nach COOKENBOO et al., 1997)

Im Verlaufe einer Metamorphose und Alteration der ultramafischen Wirtsgesteine werden Chrom-Spinelle bei höheren Temperaturen (Amphibolit- bis Grünschieferfazies) in Ferrichromit und bei niedrigeren Temperaturen in chromführenden Magnetit umgewandelt (z.B. ARAI und OKADA, 1991). In beiden Fällen wird Aluminium und Magnesium aus den Mineralen entfernt. Ein solcher Alterationstrend lässt sich auch in den gemessenen Chrom-Spinellen beobachten (Abb. 6-17).



## 7. Petrographie und Mineralchemie der Erze

Einfache Erzminerale Paragenesen lassen sich oft bereits im Gelände definieren. Sie werden mit Ausnahme der Swartmodder Gold Mine in allen bearbeiteten Vorkommen durch kupferführende Minerale dominiert. Oberflächennahe Aufschlüsse beinhalten größtenteils oxidierte bzw. karbonatisierte Sekundärerze.

Mine	sekundäre Erzminerale	Mineral Formel
Wohler Mine	Hämatit, Limonit, Malachit, Chrysokoll, ged. Gold	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeOOH}$ , $\text{Cu}[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$ , Au
Blank's Mine	Hämatit/Limonit	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeOOH}$
Golden Valley Mine	Hämatit/Limonit, Anglesit	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeOOH}$ , $\text{PbSO}_4$
Swartmodder Gold Mine	Hämatit/Limonit	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeOOH}$
Swartmodder Kupfer Mine	Hämatit/Limonit, Chalkanthit	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeOOH}$ , $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Neuras Mine	Hämatit/Limonit, Malachit	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeOOH}$ , $\text{Cu}[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$

Tab. 7-1: Sekundäre Erzminerale der untersuchten Minen

Außer auf den Halden der Wohler Mine und der Swartmodder Gold Mine konnten bei allen Minen Primärerzproben gewonnen werden.

Mine	primäre Erzminerale	Formel	Mineral (max. Au-Gehalt [Gew.%])
Wohler Mine	ged. Gold	Au	Nuggets bis 1 mm
Blank's Mine	Pyrit, Chalkopyrit, Pyrrhotin	$\text{FeS}_2$ , $\text{CuFeS}_2$ , $\text{FeS}$	-
Golden Valley Mine	Magnetit, Pyrit, Chalkopyrit, Chalkosin, Covellin, Sphalerit, Galenit/Clausthalit, (Berzelianit?, Eukairit?), Hessit, Stützit, Petzit, (Akanthit/Argentit?) ged. Gold; unbekannte Ag-Cu-Selen-Sulfide	$\text{Fe}_3\text{O}_4$ , $\text{FeS}_2$ , $\text{CuFeS}_2$ , $\text{Cu}_2\text{S}$ , $\text{CuS}$ , $\text{ZnS}$ , $\text{PbS}/\text{PbSe}$ , $(\text{Cu}_2\text{Se}?)$ , $\text{CuAgSe}?)$ , $\text{Ag}_2\text{Te}$ , $\text{Ag}_5\text{Te}_3$ ( $\text{Ag}_2\text{S}?)$ , $\text{Ag}_3\text{AuTe}_2$ , Au, ( $\text{Ag}_6\text{Cu}_8\text{S}_9\text{Se}_3???$ )	Nuggets bis 0,25 mm Chalkosin (<0,25) Clausthalit (<0,25) Eukairit? (<12,25) Sphalerit (<1,53)
Swartmodder Gold Mine	nicht beobachtet		
Swartmodder Kupfer Mine	Magnetit, Chalkopyrit, Bornit, Chalkosin, Covellin, Carrollit	$\text{Fe}_3\text{O}_4$ , $\text{CuFeS}_2$ , $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ , $\text{Cu}_2\text{S}$ , $\text{CuS}$ , $\text{CuCo}_2\text{S}_4$	
Neuras Mine	Magnetit, Chalkopyrit, Covellin, Pyrit, Sphalerit, Galenit, Aikinit, Emplektit, Wittichenit, Berryit, ged. Wismut, Matildit, Akanthit/Argentit, unbekannte Ag-Sulfosalze	$\text{Fe}_3\text{O}_4$ , $\text{CuFeS}_2$ , $\text{CuS}$ , $\text{FeS}_2$ , $\text{ZnS}$ , $\text{PbS}$ , $\text{CuPbBiS}_3$ , $\text{CuBiS}_2$ , $\text{Cu}_3\text{BiS}_3$ , $\text{Pb}_3\text{Ag}_2\text{Cu}_3\text{Bi}_7\text{S}_{16}$ bzw. $\text{Pb}_4\text{Ag}_2\text{Cu}_3\text{Bi}_6\text{S}_{16}$ , Bi, $\text{AgBiS}_2$ , $\text{Ag}_2\text{S}$ , $\text{Ag}_4\text{Bi}_3\text{Cu}_3\text{S}_9/\text{Ag}_5\text{Bi}_3\text{Cu}_2\text{S}_9$	Sphalerit (<0,15) Galenit (<0,6) Aikinit (<0,15) Wittichenit (<0,21) Berryit (<0,22) Matildit (<0,23) Akanthit/Argentit (<2,25)

Tab. 7-2: Primäre Erzminerale der untersuchten Minen

## 7.1 Wohler Mine

Teilweise massive Hämatit/Limonit Sekundärerze bestimmen das Erscheinungsbild der Abraumhalde der Wohler Mine. Dort finden sich in Verwachsungen mit Quarz sehr häufig Malachit, seltener Chrysokoll entlang von Bruchflächen. Entlang von rekristallisierten Quarzkorn Grenzen tritt sehr selten gediegenes „flockenförmiges“ Gold mit Korngrößen bis 1 mm auf (Abb. 7-1). Die Goldkörner führen bis zu 2,2 Gew.% Silber, 1,6 Gew.% Kupfer und 0,6 Gew.% Quecksilber (vgl. Abb. 7-10). Daraus ergeben sich Feinheiten zwischen 950 und 990. Eine Zonierung der Goldkörner bezüglich ihrer Zusammensetzung konnte nicht beobachtet werden. Malachit und seltener Chrysokoll lassen auf kupferführende Primärerze schließen, die jedoch nicht angetroffen werden konnten.

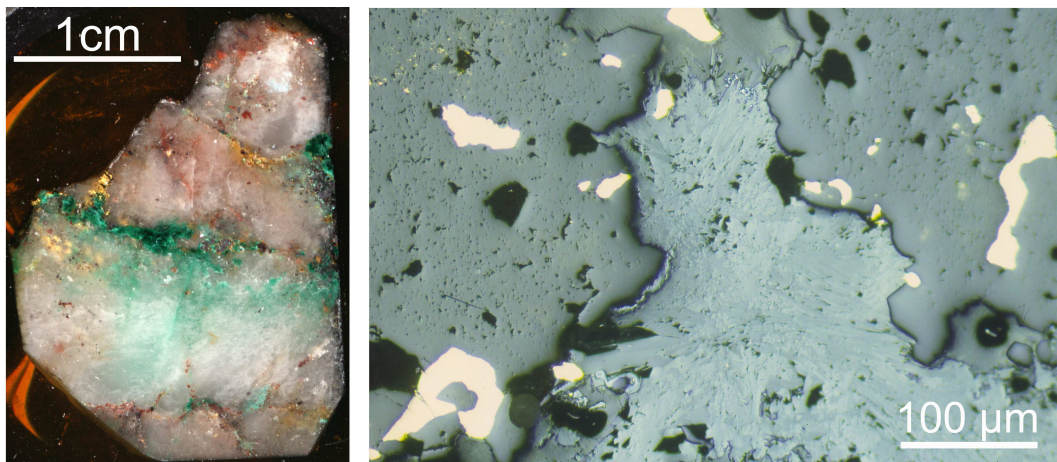


Abb. 7-1: Gediegenes Gold in der Probe RGM im Handstück (links); im Auflicht (rechts)

## 7.2 Blank's Mine

Direkt auf der Halde der Blank's Mine lassen sich keine Primärerze mehr finden. Vereinzelt Quarzadern mit porphyrischen Zwischenlagen führen sekundären Hämatit (-schlieren) bis zu 3 cm Größe und 8,84 ppm Gold, kein Silber, aber 160 ppm Arsen (Probe BMH). In den Nebengesteinen treten würfelförmiger Pyrit (<5 mm) in stark foliierten, mafischen Gängen (14/6#1) und gelegentlich (<1 mm) im stark deformierten Piksteal Granodiorit (14/6#6) auf. In einem etwa 12 m langen Schürfgraben ca. 550 m östlich des Hauptschachtes wurde eine diskontinuierliche etwa N-S-streichende 4 - 8 cm breite, stark rekristallisierte Quarzader im quarzporphyrischen Nebengestein beprobt (12/6#5). Sie ist dicht mit sekundärem Limonit bis 5 mm Größe pseudomorph (subidiomorph) nach Pyrit gesprenkelt, der im Kern der Probe teilweise noch erhalten ist. Der Pyrit enthält seltene kleine Chalkopyrit-Einschlüsse (<100 µm); der Limonit enthält des weiteren kleine Pyrrhotin-Einschlüsse (<50 µm) und Bereiche mit kollomorphem Hämatit. Die Probe führt 4,65 ppm Gold und 2450 ppm Arsen. In einem weiteren Schürfgraben ca. 950 m östlich des Hauptschachtes konnte eine Primärerzprobe mit Pyrit und Chalkopyrit mit Gehalten von 24,7 ppm Gold, 861 ppm Arsen, 489 ppm Zink und 54 ppm Selen geborgen werden (13/6#2). In oft typischen boxwork-Texturen sind im Zuge der Oxidation nadeliger Hämatit und Limonit gebildet worden (Abb. 7-2). Mineraleinschlüsse in den Sulfid-Mineralen konnten nicht beobachtet werden.

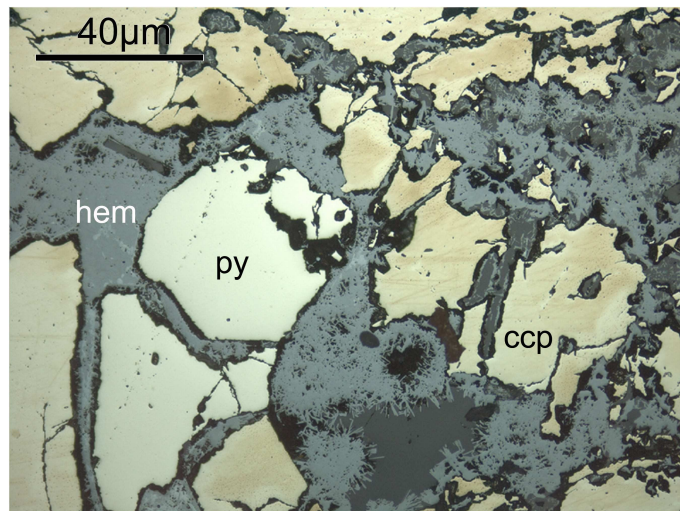


Abb. 7-2: Chalkopyrit, Pyrit und z.T. nadelig aufgewachsener Hämatit in der Probe 13/6#2 im Auflicht

Etwa 570 m östlich des Hauptschachtes befindet sich nördlich der Straße ein Schürfgaben, in dem in geschertem Piksteel Granodiorit nur wenige Zentimeter dünne Quarzadern, die ebenfalls annähernd N-S streichen aufgeschlossen sind. Diese kreuzen sich, wobei die eine aus glasigem Quarz mit wenig Hämatit und Serizit besteht und die andere stark rekristallisiert ist, würfelförmige Lösungshohlräume (<3 mm) und Pyrit und Chalkopyrit aufweist. Letztere Ader fällt nach Westen ein und enthält 17,9 ppm Gold, 993 ppm Arsen und 653 ppm Wolfram. Arsen- oder wolframführende Minerale konnten jedoch nicht identifiziert werden.

### 7.3 Golden Valley Mine

Die Golden Valley Mine ist neben der Swartmodder Kupfer Mine eine der beiden Minen, bei denen auch untertage Proben gewonnen werden konnten. Im deutlich foliierten Nebengestein, das häufig durch Bänder von Magnetit gekennzeichnet ist, sind bis zu wenigen Metern aushaltende Quarzadern und Quarz-Pockets verbreitet. In milchigen Quarzlinsen sind oberflächlich oxidierte Erzmineral Paragenesen zu beobachten, in deren Nähe auf Bruchflächen Malachit vorkommt. Die Erzparagenese der Probe GV7 (17,2 ppm Gold, 26 ppm Selen, 19 ppm Scandium, 28,4 ppm Thorium, 11,3 ppm Uran, erhöhten SEE-Konzentrationen) wird von Chalkopyrit dominiert, der im Stile einer netzwerkartigen Zementation randlich in Chalkosin ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ) und Covellin ( $\text{CuS}$ ) umgewandelt ist. Im Chalkopyrit gibt es Einschlüsse von Gold (<0,25 mm), Sphalerit, Gliedern der Galenit-Clausthalit-Serie ( $\text{PbS-PbSe}$ ), Hessit ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), Stützit ( $\text{Ag}_5\text{Te}_3$ ), Petzit ( $\text{Ag}_3\text{AuTe}_2$ ) und Pyrit. Bevorzugt entlang von Korngrenzen im Gangquarz tritt auch Anglesit ( $\text{PbSO}_4$ ) als Verwitterungsprodukt auf.

Sphalerit bildet unregelmäßige Einsprenglinge im Chalkopyrit bis 80  $\mu\text{m}$  Größe. Er enthält 4,0 bis 5,2 mol% Chalkopyrit, was am relativ stöchiometrischen Einbau von Kupfer und Eisen zu erkennen ist. Die absoluten FeS-Gehalte im Sphalerit liegen zwischen 0,02 und 0,038 mol%, wobei FeS-Gehalte über den Chalkopyrit-Anteil hinaus lediglich bis 0,016 mol% betragen.

Glieder der Galenit-Clausthalit Serie sind rundlich/oval, langgestreckt mit Korngrößen bis 200  $\mu\text{m}$  und führen bis zu 0,29 Gew.% Gold, 4,33 Gew.% Silber, 1,15 Gew.% Tellur, 8,73 Gew.% Wismut, 7,0 Gew.% Kupfer und 1,7 Gew.% Eisen, aber kein Antimon.

Clausthalit bildet eine lückenlose isomorphe Mischkristallreihe mit Bleiglanz (PbSe-PbS)(COLEMAN, 1959). Verunreinigungen mit Eisen, Kupfer und Zink sind beschrieben und die Silber-Gehalte sind den in Bleiglanz beobachteten Werten ähnlich, wobei der Einbau von Nebenelementen wesentlich vom  $Se/(Se+S)$ -Verhältnis abhängt (COLEMAN, 1959). Die  $Se/(Se+S)$ -Verhältnisse von Galenit-Clausthalit in Probe GV7 liegen zwischen 0,22 und 0,57 (43 - 78 mol% PbS), wobei die Analysen mit höheren  $Se/(Se+S)$ -Verhältnissen in der Tat vermehrt Silber, Wismut, Kupfer und Eisen (bedingt auch Gold) aufweisen, was von einer relativen Abnahme von Blei mit zunehmenden Se-Gehalten begleitet wird (Abb. 7-3).

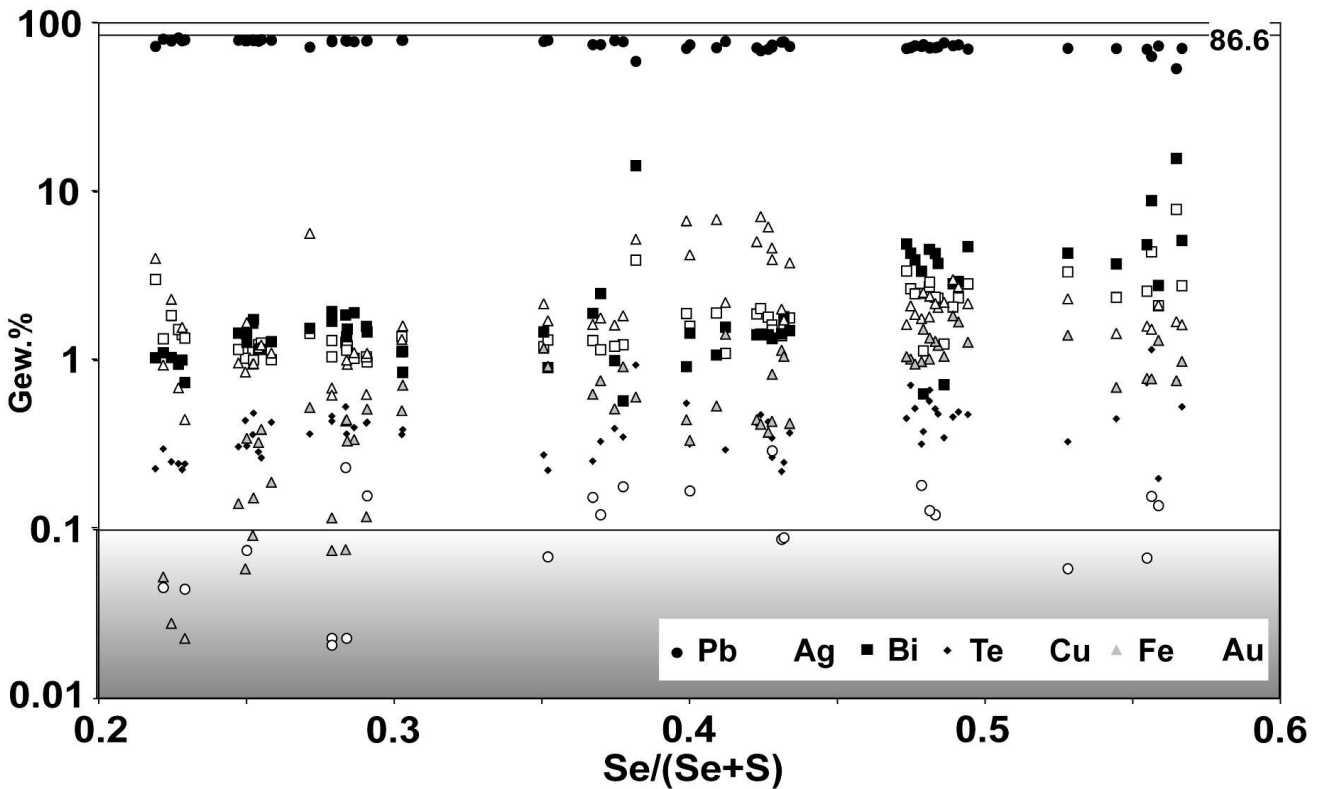


Abb. 7-3: Verunreinigungen von Fe, Cu, Bi, Ag, Au und Te bzw. Matildit-Substitution in Clausthalit der Probe GV7 in Abhängigkeit vom  $Se/(Se+S)$ -Verhältnis

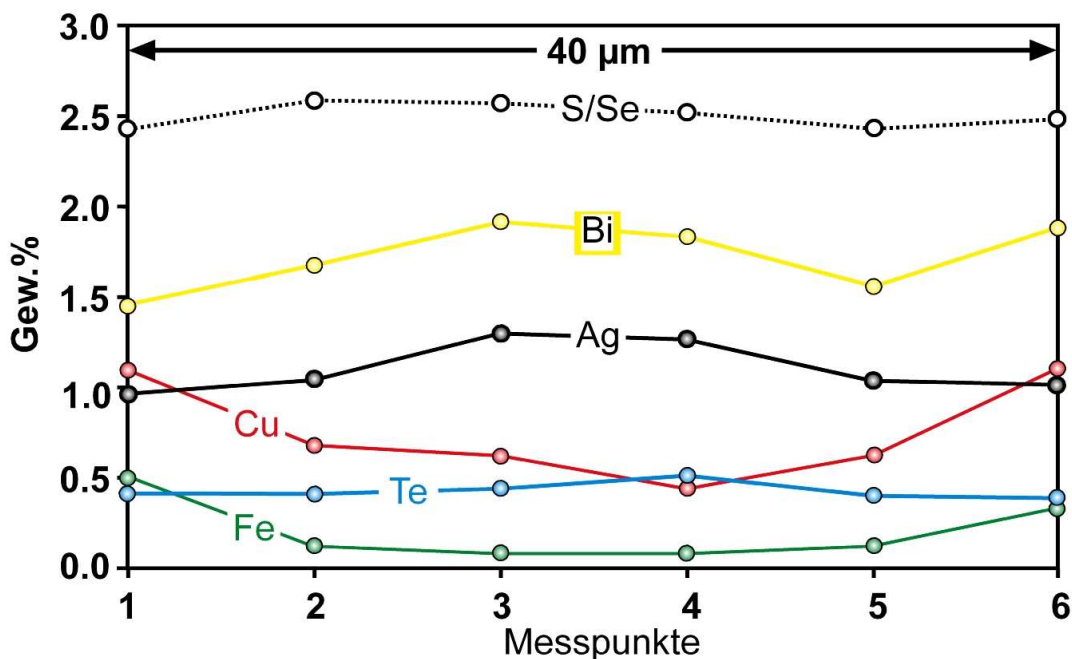


Abb. 7-4: Mikrosonden-Profil über einen Galenit-Clausthalit im Chalkopyrit der Probe GV7

Die Galenit-Clausthalit Einschlüsse im Chalkopyrit in Proben von der Golden Valley Mine sind derart zониert, dass ihre Kerne relativ zu ihren Rändern an Wismut, Silber und Tellur (mit teilweise nachweisbarem Gold) angereichert und an Kupfer und Eisen verarmt sind (Abb. 7-4).

Die gute Korrelation zwischen Silber und Wismut in Galeniten ist durch die Mischkristallreihe von Galenit mit Matildit ( $\text{AgBiS}_2$ ) erklärt (CRAIG, 1967; FOORD und SHAW, 1989; COOK, 1997, 1998). Natürliche Galenite können bis zu etwa 20 mol% Matildit enthalten (KOVALENKER et al., 1993).

Die Analysen von Galenit-Clausthalit Mischkristallen im Chalkopyrit der Golden Valley Mine lassen ebenfalls eine Matildit-Substitution bis 19,3 mol% Matildit (mehrheitlich 1 - 12 mol% Matildit) erkennen, wobei höhere Matildit-Anteile mit höheren  $\text{Se}/(\text{Se}+\text{S})$ -Verhältnissen einhergehen (Abb. 7-5).

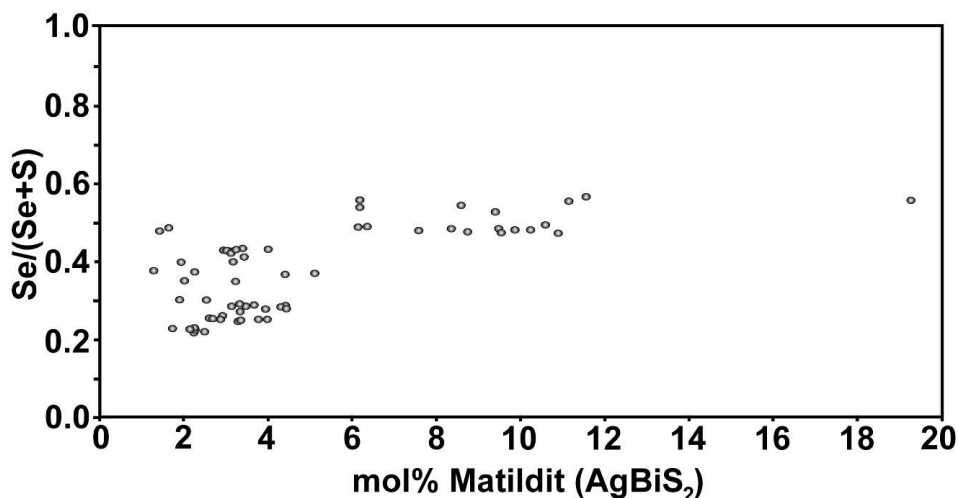


Abb. 7-5: Abhängigkeit der Matildit-Substitution vom  $\text{Se}/(\text{Se}+\text{S})$ -Verhältnis in Galeniten/Clausthaliten der Probe GV7

Die mikrosondenanalytisch untersuchten Glieder der Galenit-Clausthalit Reihe weisen nicht immer eine stöchiometrisch ideale Matildit-Substitution ( $\text{Ag}:\text{Bi} = 1:1$ ) auf, d.h. es kommen stellenweise sowohl überschüssiges Silber als auch überschüssiges Wismut vor. Der Einbau von Silber in Galenit ohne gleichzeitige Substitution mit Bi (Sb) ist stark limitiert und erhöhte Silber-Konzentrationen sind häufig auf submikroskopische Einschlüsse von Argentit/Akanthit ( $\text{Ag}_2\text{S}$ ) zurückzuführen. Synthetisch mit bis zu 2,5 mol% Silber dotierter Galenit enthält häufig Einschlüsse von  $\text{Ag}_2\text{S}$ , die z.B. nur 500 Å groß sind (PRING und WILLIAMS, 1994). Entsprechend ist davon auszugehen, dass auch Argentit/Akanthit der Erzmineral Paragenese der Golden Valley Mine zugehörig ist. Wismut kann in größeren Konzentrationen und im Überschuss gegenüber Silber im Galenit enthalten sein, welcher dann eine Defektstruktur aufweist, die ungeordnete Leerstellen im Kristallgitter darstellt (MAKOVICKY, 1977). Erhöhte Bi-Gehalte können aber auch durch submikroskopische Einschlüsse von wismutführenden Sulfosalzen vorgetäuscht werden. Beispielsweise sind Einschlüsse von Galenobismutit ( $\text{PbBi}_2\text{S}_4$ ) in Galenit in Skarn-Mineralisationen verbreitet. Auch existieren engste Verwachsungen mit Aikinit ( $\text{CuPbBiS}_3$ ) oder einer Vielzahl anderer Sulfosalze bzw. Fahlerze (z.B. FOORD und SHAW, 1989; vgl. 7.6).

Aus Abb. 7-6 geht auch hervor, dass zwei weitere bleifreie Selen-Phasen mit je  $\text{Se}/(\text{Se}+\text{S})$ : 0,20 - 0,26 (< ca. 20 µm; Abb. 7-9a) und ca. 0,35 - 0,45 (< ca. 10 µm) in Probe GV7 vorhanden sein müssen, die ebenfalls in Form von Einschlüssen im Chalkopyrit auftreten. Im Ag-Cu-S+Se-Diagramm (Abb. 7-7) plotten einige Analysen der bleifreien besonders selenrei-



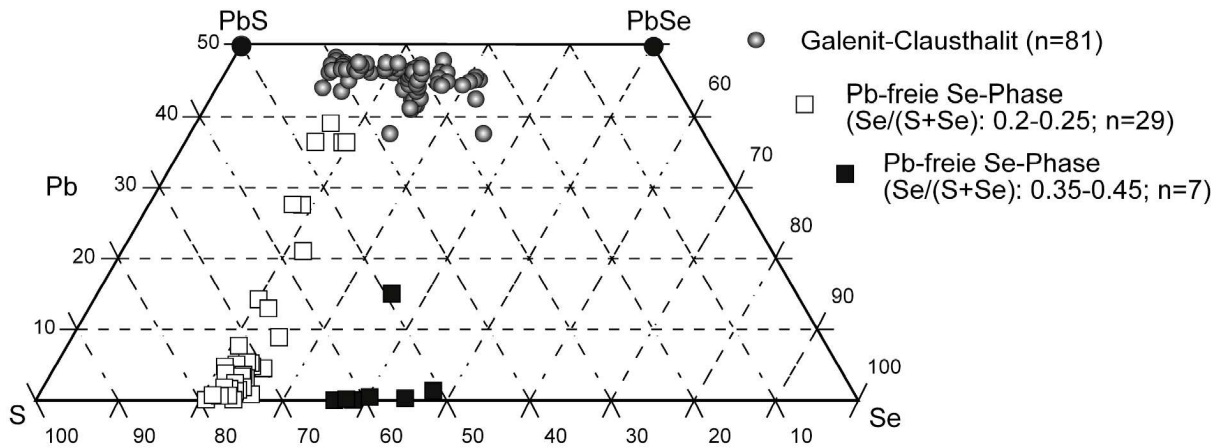
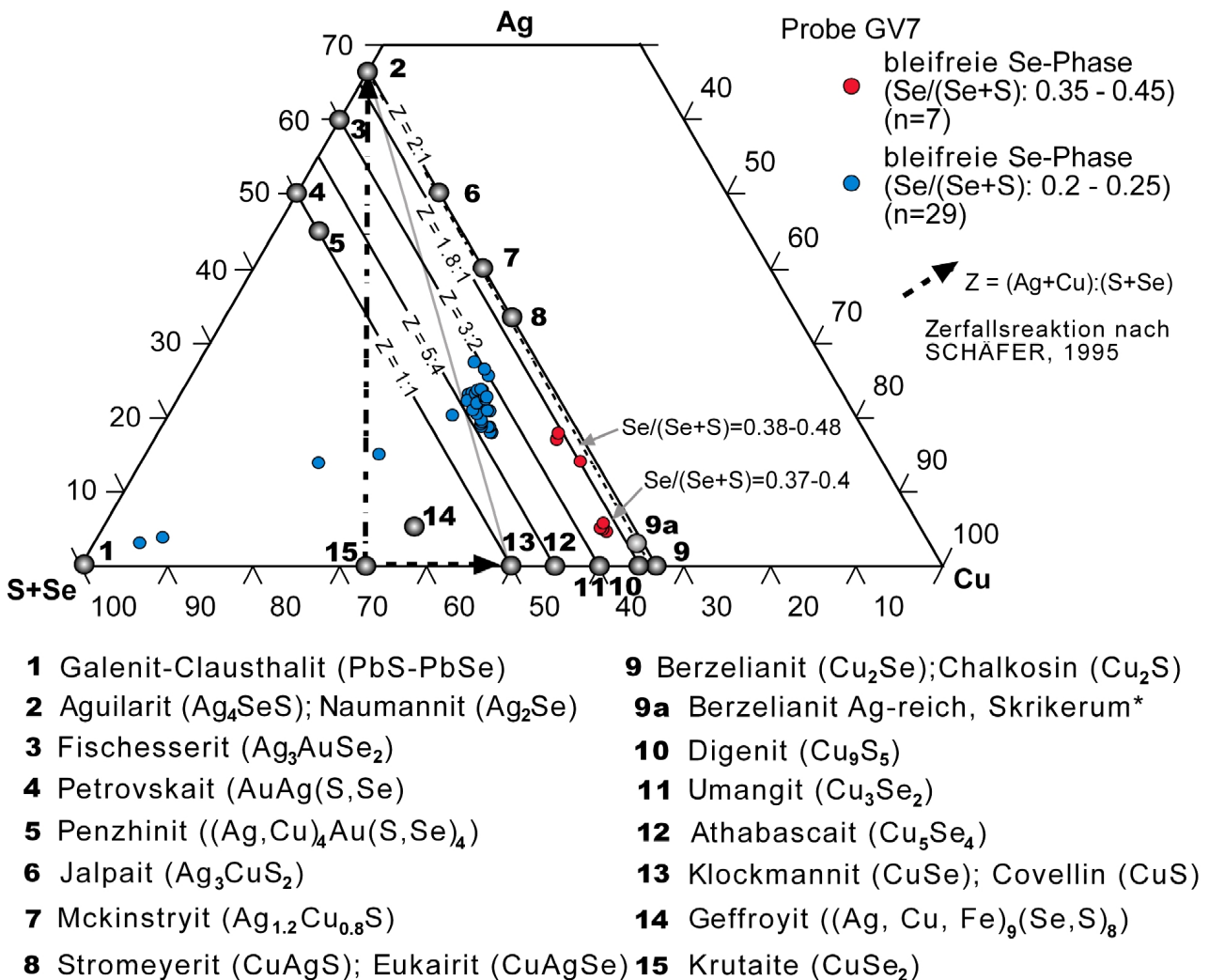


Abb. 7-6: Mikrosondenanalysen von Clausthalit und unbekannt Mineralphasen der Probe GV7 im Pb-S-Se-Diagramm

chen Phase ( $Se/(S+Se): 0,35 - 0,45$ ) mit bis zu 8,6 Gew.% Silber nahe dem silberführenden Berzelianit (3,51 Gew.% Ag in  $Cu_2Se$ ) von der Lagerstätte Skrikerum, Schweden (PALACHE et al., 1944; Abb. 7-7, 7-8), aber auch nicht weit von Umangit ( $Cu_3Se_2$ ) oder Digenit, welcher ebenfalls Selen führen können (z.B. HANNINGTON et al., 1999).



- |  |  |
|--|--|
| <b>1</b> Galenit-Clausthalit (PbS-PbSe)                  | <b>9</b> Berzelianit ( $Cu_2Se$ ); Chalkosin ( $Cu_2S$ ) |
| <b>2</b> Aguilarit ( $Ag_4SeS$ ); Naumannit ( $Ag_2Se$ ) | <b>9a</b> Berzelianit Ag-reich, Skrikerum*               |
| <b>3</b> Fischesserit ( $Ag_3AuSe_2$ )                   | <b>10</b> Digenit ( $Cu_9S_5$ )                          |
| <b>4</b> Petrovskait ( $AuAg(S,Se)$ )                    | <b>11</b> Umangit ( $Cu_3Se_2$ )                         |
| <b>5</b> Penzhinit ( $((Ag,Cu)_4Au(S,Se)_4)$ )           | <b>12</b> Athabascit ( $Cu_5Se_4$ )                      |
| <b>6</b> Jalpait ( $Ag_3CuS_2$ )                         | <b>13</b> Klockmannit ( $CuSe$ ); Covellin ( $CuS$ )     |
| <b>7</b> Mckinstryit ( $Ag_{1,2}Cu_{0,8}S$ )             | <b>14</b> Geffroyit ( $((Ag,Cu,Fe)_9(Se,S)_8)$ )         |
| <b>8</b> Stromeyerit ( $CuAgS$ ); Eukairit ( $CuAgSe$ )  | <b>15</b> Krutaite ( $CuSe_2$ )                          |

Abb. 7-7: Mikrosondenanalysen von selenhaltigen Mineralphasen (ohne Galenit-Clausthalit) in der Probe GV7 im ternären S+Se-Ag-Cu-Diagramm (\* PALACHE et al., 1944)

Die Mikrosondenanalysen von dieser Phase in Probe GV7 weisen bis zu 4,8 Gew.% Wismut und 4,6 Gew.% Eisen nach. Drei weitere Mischanalysen geben Hinweis auf eine weitere edelmetallreiche Phase (bis zu 26 Gew.% Ag und 12,25 Gew.% Au). Es könnte sich um submikroskopische Verwachsungen der relativ edelmetallarmen Phase mit Eukairit-Stromeyerit (CuAgSe-CuAgS), und/oder Naumannit (Ag<sub>2</sub>Se), Fischesserit (Ag<sub>3</sub>AuSe<sub>2</sub>) oder Aguilarit (Ag<sub>4</sub>SeS) oder mit komplexeren Mischsystemen zwischen Mckinstryit (Ag<sub>1,2</sub>Cu<sub>0,8</sub>S), Jalpait (Ag<sub>3</sub>CuS<sub>2</sub>), Argentit/Akanthit (Ag<sub>2</sub>S) oder Petrovskait (AuAg(S, Se)) mit Kupfer-Seleniden handeln (Abb. 7-7; 7-8). Für eine Beimischung von Fischesserit sprechen Goldgehalte von bis zu 12,25 Gew.%.

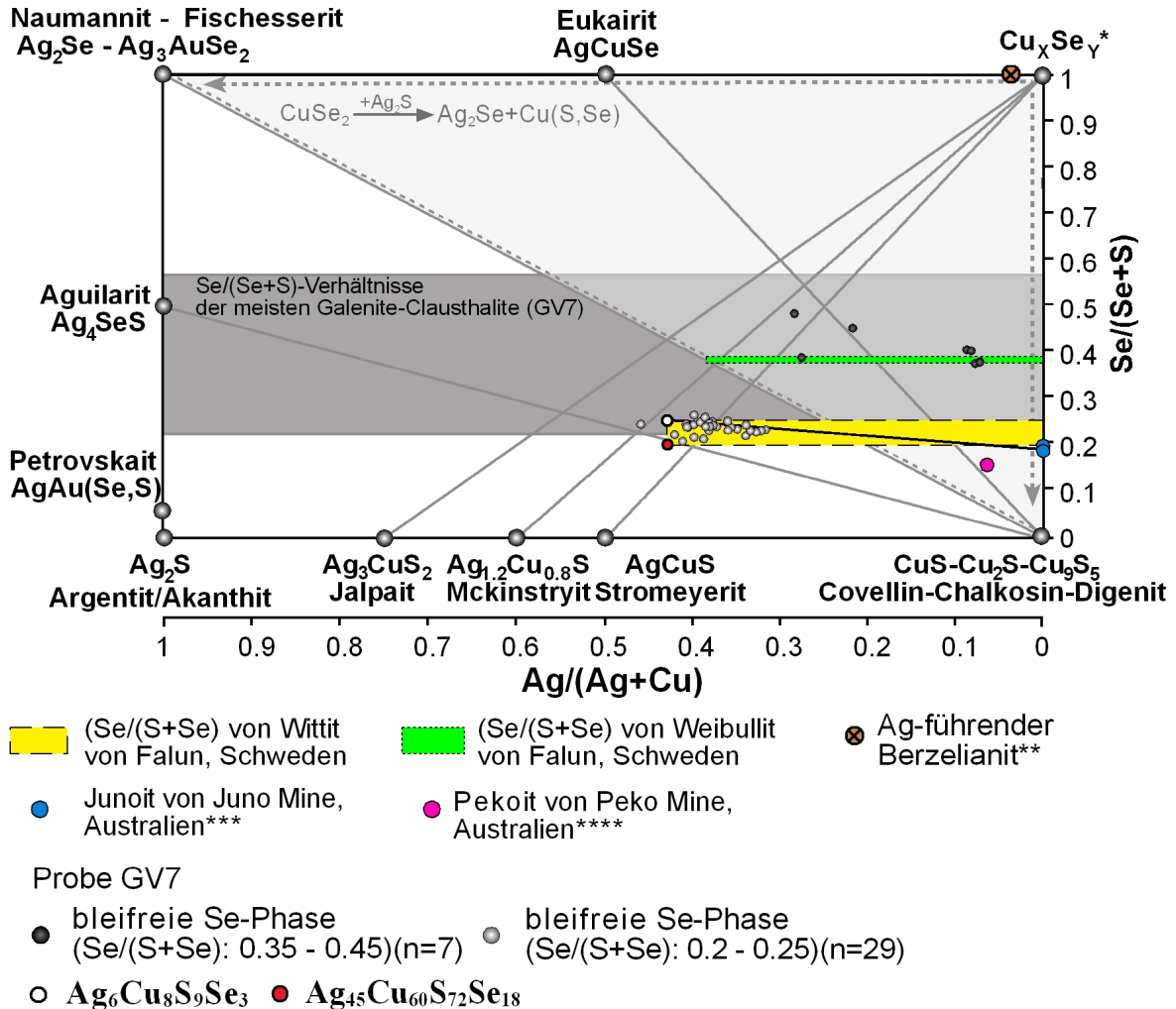


Abb. 7-8: Mikrosondenanalysen der unbekannt Cu-Ag-S-Se Phasen (Se/(S+Se): 0,2 - 0,25 und 0,35 - 0,45) in Probe GV7 im Se/(Se+S)-Ag/(Ag+Cu)-Diagramm; \* für Berzelianit (Cu<sub>2</sub>Se), Klockmannit (CuSe), Krutait (CuSe<sub>2</sub>), Umangit (Cu<sub>3</sub>Se<sub>2</sub>), Athabaskait(Cu<sub>5</sub>Se<sub>4</sub>); \*\* Skrikerum, Schweden (PALACHE et al., 1944);

\*\*\*(MUMME, 1975; LARGE und MUMME, 1975); \*\*\*\*(MUMME et al., 1976);

Bereich innerhalb der gestrichelte Linien/Pfeile: möglicher Mischungsbereich von Produkten der Reaktion von CuSe<sub>2</sub> in Anwesenheit von Ag<sub>2</sub>S zu Ag<sub>2</sub>Se und Cu(S, Se) (SCHÄFER, 1995);  
dunkelgrauer Bereich: Se/(Se+S)-Bereich von Galenit-Clausthalit in Probe GV7

Eine diskrete selenärmere Ag-Cu Phase (<40 µm) mit Se/(S+Se) 0,20 - 0,26 tritt neben Galenit/Clausthalit auf (< ca. 20 µm; Abb.7-7, 7-8, 7-9a) und enthält bis zu 3,5 Gew.% Tellur, 13,7 Gew.% Wismut, 5 Gew.% Blei und 3,6 Gew.% Gold.

SCHÄFER (1995) beobachtete bei experimentellen Untersuchungen im System Cu-Ag-S-Se bei 300°C in Anwesenheit von Ag<sub>2</sub>S die Reaktion von CuSe<sub>2</sub> (Krutait) zu Ag<sub>2</sub>Se (Naumannit) und Gliedern der Serie CuS-CuSe (Covellin-Klockmannit). Mit relativ konstanten Se/(Se+S)-Verhältnissen von 0,2 bis 0,26 über einen Ag/(Ag+Cu)-Bereich von 0,31 bis 0,46 kann die in Probe GV7 beobachtete Phase jedoch nicht als eine Mischung verstanden werden, die auf diese Reaktion zurückzuführen sein könnte (Abb. 7-7, 7-8). Auch angenommene Mischungen von Kupfer-Sulfiden wie z.B. Digenit oder Chalkosin mit Naumannit, Fischesserit, Aguilarit oder Petrovskait oder von Kupfer-Seleniden (Berzelianit, Klockmannit, Krutait, Umangit, Athabaskait) mit Stromeyerit oder Mckinstryit können diesen Trend nicht ausreichend erklären. Stöchiometrisch liegt diese Phase zwischen den empirischen Zusammensetzungen Cu<sub>0,35</sub>Ag<sub>0,25</sub>(S, Se)<sub>0,4</sub> und Cu<sub>0,38</sub>Ag<sub>0,18</sub>(S, Se)<sub>0,44</sub> (mit Se/(Se+S): 0,2 - 0,26), also zwischen Cu<sub>0,35</sub>Ag<sub>0,25</sub>S<sub>0,32-0,33</sub>Se<sub>0,07-0,08</sub> und Cu<sub>0,38</sub>Ag<sub>0,18</sub>S<sub>0,35-0,36</sub>Se<sub>0,08-0,09</sub>.

Die stellenweise hohen Wismut-Gehalte korrelieren positiv mit Tellur und Blei und negativ mit Kupfer und Schwefel. Sie geben Hinweise auf mindestens zwei weitere eingeschlossene Bi±Pb±Te±Se(±S) Phasen. Dabei haben die Beimengungen kaum Einfluss auf das Se/(Se+S)- oder das Ag/(Ag+Cu)-Verhältnis.

Die Minerale Wittit (Pb<sub>9</sub>Bi<sub>12</sub>(S,Se)<sub>27</sub>) und Weibullit (Pb<sub>5</sub>Bi<sub>8</sub>S<sub>11</sub>Se<sub>7</sub>), die von der Lagerstätte Falun in Schweden beschrieben sind (PALACHE et al., 1944; KARUP-MØLLER, 1971), weisen mit 0,2 - 0,246 und 0,39 Se/(Se+S)-Verhältnisse auf, die denen der beiden unbekannt selenhaltigen Phasen sehr ähnlich sind (Abb. 7-8). Auffällig ist auch die Ähnlichkeit von Ag/(Ag+Cu)-Verhältnissen der gemessenen bleifreien Se-Phase (Se/(Se+S): 0,2 - 0,25; Ag/(Ag+Cu) = 0,32 - 0,45) mit dem Pb/(Pb+Bi)-Verhältnis vom Wittit (Pb/(Pb+Bi) = 0,43) von Falun. Möglicherweise stellt die beobachtete Phase ein Äquivalent von Wittit dar, in dem Silber anstelle von Blei und Kupfer anstelle von Wismut vorliegt. Die beobachteten Gehalte von Wismut und Blei bekräftigen den Verdacht auf eine Verwandtschaft mit Blei-Wismut-Seleniden. Basierend auf zwei Analysen von Weibullit (PALACHE et al., 1944; KARUP-MØLLER, 1971) mit unterschiedlichen Se/(Se+S)-Verhältnissen (0,2 und 0,25) wurden unter der Modifikation des Kationen-Anionen-Verhältnisses die empirischen Mineralformeln Ag<sub>6</sub>Cu<sub>8</sub>S<sub>9</sub>Se<sub>3</sub> (Se/(Se+S): 0,25) und Ag<sub>45</sub>Cu<sub>60</sub>S<sub>72</sub>Se<sub>18</sub> (Se/(Se+S): 0,2) berechnet und in das Se/(Se+S)-Ag/(Ag+Cu)-Diagramm geplottet (Abb. 7-8). Es ist zu erkennen, dass die ermittelte Ag<sub>6</sub>Cu<sub>8</sub>S<sub>9</sub>Se<sub>3</sub> Phase sehr wohl Endglied der vorliegenden Mischanalysen mit einem selenhaltigen Kupfersulfid (±Bi, ±Pb, (±Te)) sein könnte. Beispielsweise führen die Minerale Junoit (Pb<sub>3</sub>Cu<sub>2</sub>Bi<sub>8</sub>(S, Se)<sub>16</sub>) und Pekoit (PbCuBi<sub>11</sub>(S, Se)<sub>18</sub>) meist Spuren von Silber und weisen in ihren Typlokalitäten, der Juno Mine und der Peko Mine, beide im Tennant Creek Distrikt von Australien, mit 0,18 - 0,195 und 0,16 ähnliche Se/(Se+S)-Verhältnisse (MUMME, 1975; LARGE und MUMME, 1975; MUMME et al., 1976) wie die unbekannte Phase in den Erzen der Golden Valley Mine auf. In Abb. 7-8 ist zu erkennen, dass die Mikrosondendaten dieser Phase möglicherweise Mischanalysen der hier ermittelten Phase Ag<sub>6</sub>Cu<sub>8</sub>S<sub>9</sub>Se<sub>3</sub> mit Junoit repräsentieren könnten. Dies würde die erhöhten Gehalte an Wismut und Blei erklären. Unregelmäßig nachweisbares Tellur in einigen dieser Analysen deutet wahrscheinlich auf gelegentlich eng verwachsene Silber±Gold-Telluride hin (s.u.).

In jedem Falle ist in Betracht zu ziehen, dass die konstanten Se/(Se+S)-Verhältnisse von 0,2 bis 0,25 nicht auf lückenlose Mischkristall-Reihen von reinen Selen-Endgliedern mit reinen Schwefel-Endgliedern zurückzuführen ist, sondern eher Hinweis auf mindestens eine Mineralphase mit distinktem Se/S-Verhältnis zwischen 1:3 und/oder 1:4 gibt.



Derartige Mineralparagenesen erklären die Korrelation von Selen mit Gold in Gesamtgesteinsanalysen von Proben von der Golden Valley Mine und vermutlich auch der Blank's Mine (13/6#2; vgl. 8.3).

Chalkopyrit der Probe GV7 enthält auch xenomorphe Goldkörner (bis 250 µm; Abb. 7-9b), die augenscheinlich von der supergenen Bildung von Covellin ( $\pm$ Chalkosin) bzw. Hämatit nicht erfasst wurden. Mikrosonden-Profile über im Chalkopyrit eingeschlossene Goldkörner ergeben Feinheiten von 810 - 880 und lassen keinerlei Zonierung erkennen. Die Goldkörner enthalten bis zu 16,5 Gew.% Silber, 2,2 Gew.% Kupfer, 1,1 Gew.% Eisen und Spuren von Blei, Wismut, Quecksilber, Tellur und Schwefel. Die Nachweisbarkeit von Blei und Schwefel in den Goldkörnern muss durch submikroskopische Mineraleinschlüsse erklärt werden. Die Zusammensetzung der Goldkörner im Vergleich zu denen der Wohler Mine (7.1) ist in Abb. 7-10 dargestellt.

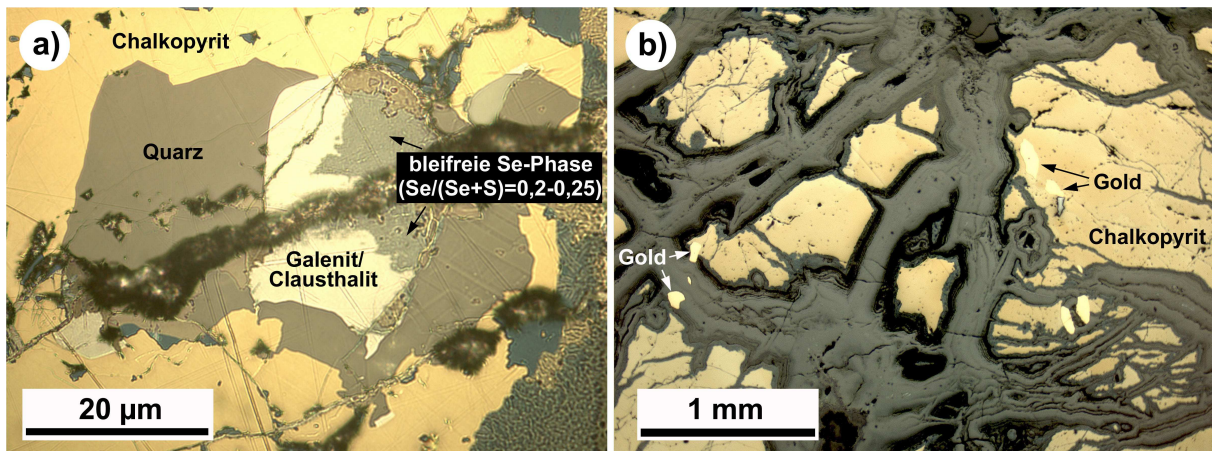


Abb. 7-9: a) Galenit-Clausthalit neben unbekannter Cu-Ag-S-Se Phase (S/(S+Se): 0,2 - 0,25) in Probe GV7 im Auflicht; b) Gold im Chalkopyrit der Probe GV7 im Auflicht

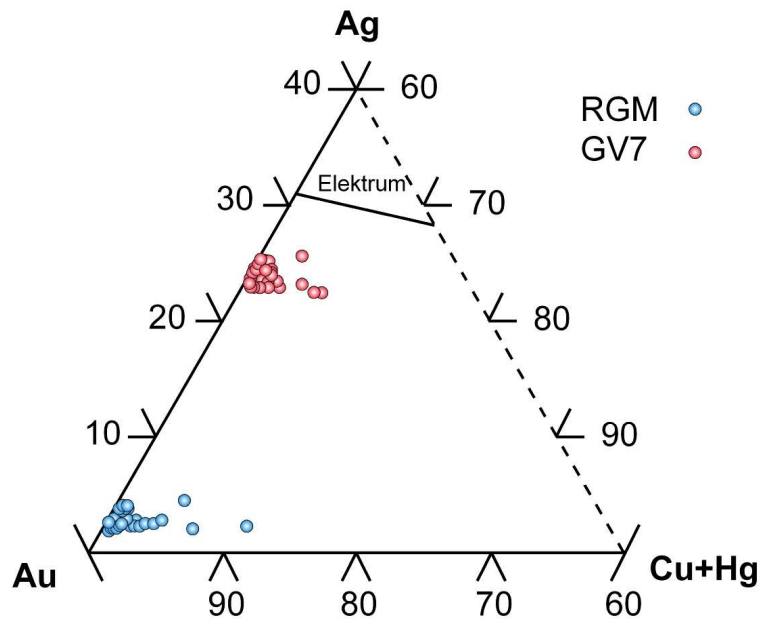


Abb. 7-10: Modalzusammensetzung von Goldkörnern der Probe RGM, Wohler Mine (100 Analysen) und der Probe GV7, Golden Valley Mine (107 Analysen) im ternären Au-Ag-Cu+Hg-Diagramm (mol%)

Einzelne Goldkörner der Probe GV7, die sich im Kontakt mit supergenen Erzparagenesen befinden (Abb. 7-9a, links), zeigen hingegen einen leichten Anstieg des Au/Ag-Verhältnisses

in ihren Rändern (Abb. 7-11) und teilweise Spuren von Wismut und Schwefel in ihren Kernen. Auch hier weist nachweisbarer Schwefel auf submikroskopische Mineraleinschlüsse hin.

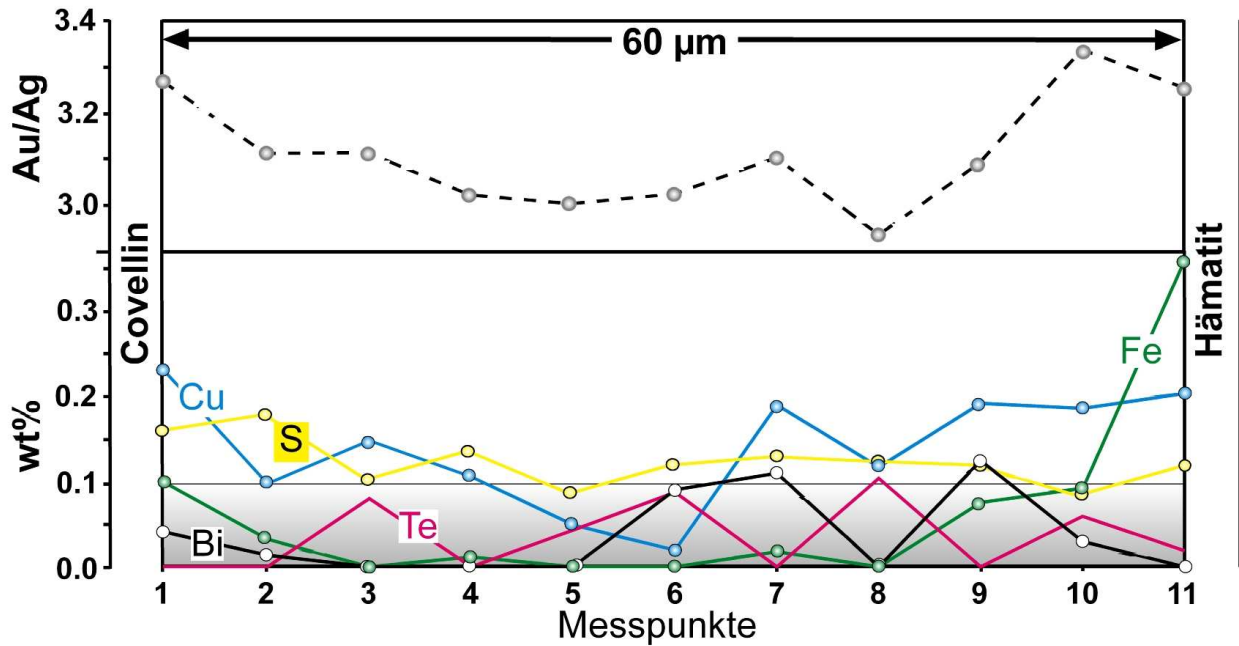


Abb. 7-11: Mikrosonden-Profil über ein Goldkorn zwischen Covellin und Hämatit der Probe GV7

In Einschlüssen von Galenit-Clausthalit in Chalkopyrit tritt selten auch Petzit ( $\text{Ag}_3\text{AuTe}_2$ ; bis 10 µm) auf. Als Einschlüsse im Chalkopyrit lassen sich auch idiomorpher Hessit ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ; bis 40 µm) mit Gold (Abb. 7-12) und selten xenomorpher Stützit ( $\text{Ag}_5\text{Te}_3$ ; bis 15 µm) finden.

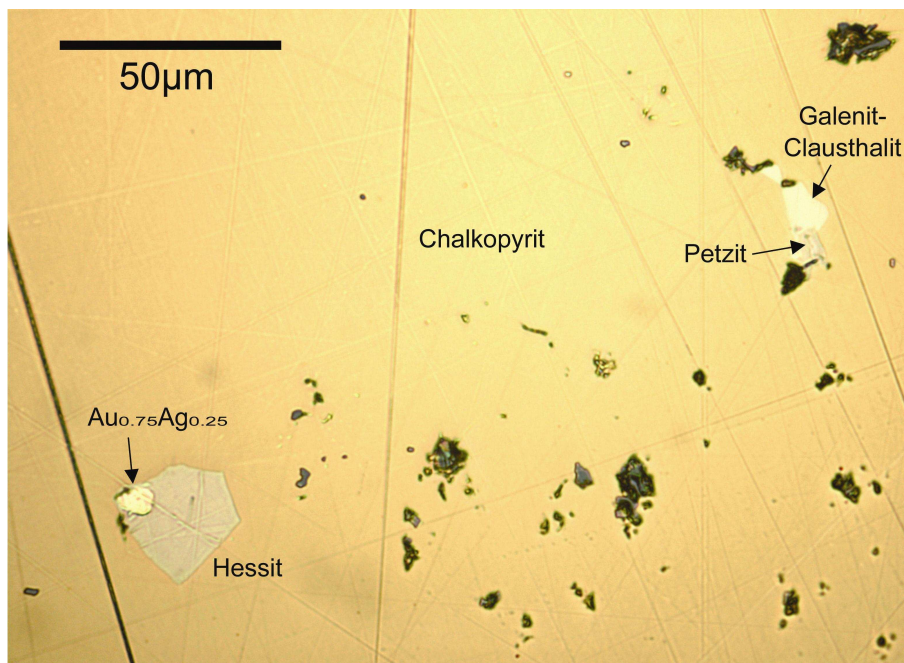


Abb. 7-12: Einschlüsse von Clausthalit mit Petzit (links) und von Hessit mit Gold (rechts) im Chalkopyrit der Probe GV7

In Tab. 7-3 sind repräsentative Mikrosondenanalysen einiger der in Probe GV7 beobachteten Erzminerale aufgelistet.

		Galenit/ Clausthalit	Hessit	Petzit	Stützit	Gold Kern	Gold Rand
<b>As</b>	Gew.%	0,024	0	0	0	0	0
<b>Se</b>	Gew.%	7,266	0,354	0,234	0,33	0,007	0,039
<b>S</b>	Gew.%	9,899	0,009	0,018	0,063	0,1	0,033
<b>Ag</b>	Gew.%	1,333	63,424	43,235	58,535	14,81	15,163
<b>Te</b>	Gew.%	0,239	38,042	34,153	41,982	0,012	0
<b>Hg</b>	Gew.%	0	0,203	0,01	0,51	0	0,126
<b>Pb</b>	Gew.%	78,626	0,011	0,019	0,049	0	0
<b>Au</b>	Gew.%	0,043	0,157	20,139	0,367	85,585	85,446
<b>Bi</b>	Gew.%	0,726	0	0	0	0,244	0,108
<b>Cu</b>	Gew.%	0,439	0,404	0,488	0,108	0	0,104
<b>Fe</b>	Gew.%	0,022	0,028	0,241	0,077	0	0,057
<b>Zn</b>	Gew.%	0	0,078	0,258	0,341	0	0
<b>Summe</b>		98,617	102,71	98,795	102,362	100,758	101,076
<b>As</b>	mol%	0,039	0	0	0	0	0
<b>Se</b>	mol%	11,42	0,498	0,375	0,469	0,016	0,085
<b>S</b>	mol%	38,314	0,03	0,072	0,22	0,542	0,176
<b>Ag</b>	mol%	1,534	65,274	50,714	60,921	23,824	24,248
<b>Te</b>	mol%	0,232	33,098	33,867	36,937	0,016	0
<b>Hg</b>	mol%	0	0,112	0,006	0,285	0	0,108
<b>Pb</b>	mol%	47,096	0,006	0,012	0,026	0	0
<b>Au</b>	mol%	0,027	0,089	12,937	0,209	75,399	74,835
<b>Bi</b>	mol%	0,431	0	0	0	0,203	0,089
<b>Cu</b>	mol%	0,858	0,705	0,971	0,19	0	0,283
<b>Fe</b>	mol%	0,05	0,055	0,547	0,156	0	0,175
<b>Zn</b>	mol%	0	0,133	0,499	0,586	0	0
<b>Summe</b>		100,001	100	100	99,999	100	99,999

Tab. 7-3: Repräsentative Mikrosondenanalysen von Galenit/Clausthalit, Hessit, Petzit, Stützit und Gold in Probe GV7

Das mylonitische Nebengestein nahe der Quarzmineralisation mit porphyrischen, aber auch mafischen und sedimentären Ausgangslithologien ist mit sekundärem Hämatit und Limonit nach würfelförmigem Pyrit und fast vollständig martitisierten Magnetit (<3 mm) reich vererzt (z.B. GV4). Auch in diesen Gesteinen weist gelegentlich Malachit auf eine ehemals kupferführende primäre Erzparagenese bzw. Imprägnation hin, die nun komplett oxidiert ist. Die Gesamtgesteinsprobe GV4 beispielsweise führt 12,8 ppm Gold, 116 ppm Arsen und 23 ppm Selen (28 ppm Antimon, 284 ppm Chrom, 11,4 ppm Thorium), was auf ehemalige Selen-Sulfid-Mineralen in Koexistenz mit goldführenden Mineralen schließen lässt.

Mit glasigem und sacharoidalen Quarz-Karbonatgängen assoziiert sind auch Magnetit-Hämatit Bänder, die beispielsweise in Probe GV5 auftreten, welche 19,9 ppm Gold und ebenfalls leicht erhöhte Chrom- und Thorium-Gehalte beinhaltet (GV5: 398 ppm Chrom; 15,1 ppm Thorium). Malachit tritt hier nicht auf.

Andere Proben von milchigen Quarzadern z.T. mit Lösungshohlräumen nach Hämatit und mit Hämatit- und Limonit-Überzügen auf Bruchflächen sind nur sporadisch bis gar nicht mit Edelmetall-Mineralisationen assoziiert (GV2, GV6). Andere während der Mylonitisierung extrem stark gescherte Quarzadern mit viel Limonit sind ebenfalls taub (GV8).

Imprägnierte Nebengesteine sind, abgesehen von den bereits erwähnten Myloniten mit porphyrischen/granitischen Zusammensetzungen, Chlorit-Biotitschiefer (deformierter mafischer Gang, GV1) und Muskovit-reiche Metapelite (GV3), wobei die Imprägnation keinerlei Edelmetall-Anreicherungen beinhaltet. Die Chlorit-Biotitschiefer sind mit vielen foliationsparallelen und foliationsschneidenden Karbonatäderchen durchzogen und mit (hyp-)idiomorphem Magnetit gesprenkelt, der bisweilen bis zu 1 - 2 vol% des Gesamtgesteins konstituiert und Entmischungslamellen von Ilmenit zeigt. Opakminerale sind in den Muskovit-reichen Metapeliten ähnlich häufig, aber bei Korngrößen ebenfalls bis 0,5 mm

deutlich xeno- bis hypidiomorph und meistens gerundet, lassen jedoch keine Anreicherungen in bestimmten Lagen erkennen, was einen detritischen Ursprung dieser Minerale nahe legen würde.

#### 7.4 Swartmodder Gold Mine

Die Quarzmineralisation der Swartmodder Gold Mine ist auf die Bereiche der teilweise kataklastischen Abschiebung beschränkt. Die stark rekristallisierten Quarzadern haben in der Regel auf ihren Bruchflächen Beläge von Limonit und Hämatit. Die einzige goldführende Probe einer Quarzader (SMGM14; 17 ppm Gold) weist mit Ausnahme von 407 ppm Chrom keine weiteren erhöhten Elementkonzentrationen auf. In ihrem Kontaktbereich zum mylonitisierten Nebengestein sind in Lösungshohlräumen selten noch würfelförmige Hämatit-Pseudomorphosen zu erkennen. Hervorzuheben ist, dass keine einzige Probe von insgesamt 18 Proben mit direktem Bezug zur Swartmodder Gold Mine Hinweise auf eine im Gebiet so übliche kupferführende primäre Erzparagenese gibt.

In den foliierten mafischen Gängen ist Pyrit oft entlang von Foliationsflächen konzentriert, idiomorph und bis zu 3 mm im Durchmesser (SMGM6, SMGM17). Diese Pyrite führen kein Gold. Auch in stark beanspruchten Proben des Piksteel Granodiorites tritt bisweilen Pyrit (<1 mm) auf (z.B. SMGM15).

#### 7.5 Swartmodder Kupfer Mine

Die massiven Erze der Swartmodder Kupfer Mine bestehen hauptsächlich aus Magnetit und/oder Chalkopyrit. Auffällig ist außerdem die nur sporadisch ausgebildete Mineralisation mit Quarz. Viele Bereiche der Vererzung führen überhaupt keinen Quarz. Die dominierenden sekundären Erzminerale auf den Halden der SMCM sind Hämatit und Limonit, untertage sind auch feine blassblaue Mineralaufwachsungen von Chalkanthit ( $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) zu finden.

In allen Erzproben werden körnig/xenomorpher bis idiomorpher Magnetit (<5 mm), der stellenweise martitisiert ist, ebenso wie körniger Hämatit (<0,5 mm) von Chalkopyrit verdrängt bzw. umschlossen (Abb. 7-13a). Der Chalkopyrit ist ausschließlich xenomorph mit Korngrößen bis 2 cm und zeigt selten leisten- oder staffelförmige Verzwilligung nach (101). In Probe SMCMU1 sind im Chalkopyrit kleine (<50  $\mu\text{m}$ ) Einschlüsse von Carrollit ( $\text{CuCo}_2\text{S}_4$ ) rundlich/xenomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Neben Spuren von Selen enthält der Carrollit bis 1 Gew.% Nickel und 4 Gew.% Eisen.

Der Magnetit lässt stellenweise Entmischungskörper und -lamellen von Ilmenit erkennen.

Lokal ist auf den körnigen Hämatit nochmals tabularer Hämatit aufgewachsen.

Ausgehend von Korngrenzen von Chalkopyrit mit sowohl körnigem, als auch tabularem Hämatit ist Covellin ( $\text{CuS}$ ) entlang von Brüchen in den Chalkopyrit hineingewachsen. Der Covellin enthält Spuren von Silber.

Entlang von Brüchen in Chalkopyrit, die ebenfalls Magnetit und körnigen Hämatit schneiden, belegen Reaktionssäume von Chalkosin auf Bornit auf Chalkopyrit mit einer finalen Hämatit ( $\pm$ Covellin)-Kluftfüllung (Abb. 7-13b), dass Bornit und Chalkosin in keinem Zusammenhang mit der Verdrängung von Magnetit bzw. Hämatit durch Chalkopyrit stehen, sondern durch einen Zementationsprozess im Sinne der Umwandlung der primären Sulfide in sekundäre Sulfide durch Einwirkung deszendenter kupferhaltiger Lösungen entstanden sind (z.B. RAMDOHR, 1975). Dies erklärt die immer kupferreicheren Säume auf dem Chalkopyrit, die



von einer Zunahme der Silbergehalte dieser „Zonierung“ (Chalkopyrit: <0,75 Gew.% Ag; Bornit: <0,83 Gew.% Ag; Chalkosin: <2,65 Gew.% Ag) - allerdings ohne Gold - begleitet wird.

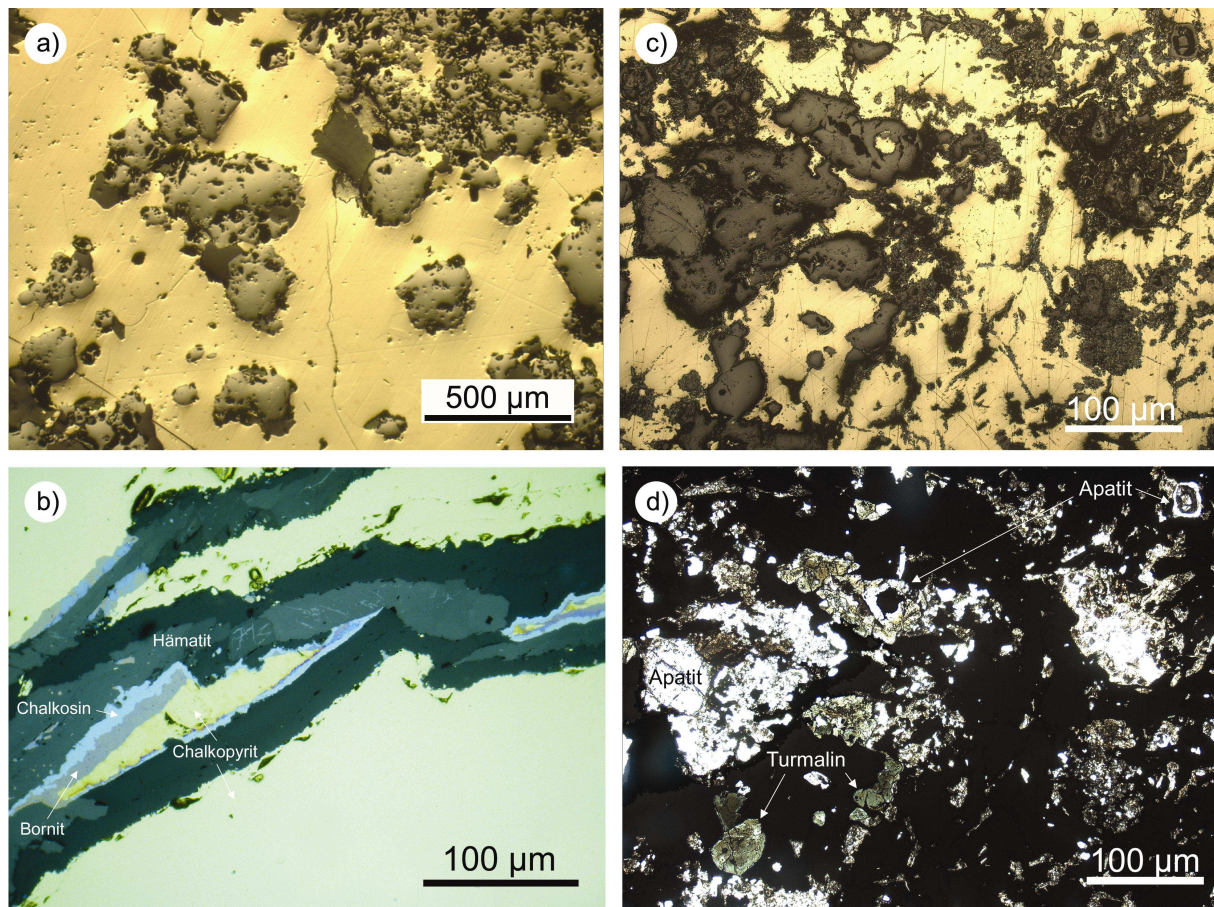


Abb. 7-13a-d: a) Magnetit umschlossen von Chalkopyrit, Auflicht, SMCMH1; b) Umwandlung von Chalkopyrit in Bornit und Chalkosin entlang von Brüchen, Auflicht, SMCMH1; c) Apatit und Turmalin umschlossen von Chalkopyrit, Auflicht, SMCMU1; d) der selbe Ausschnitt wie c) im Durchlicht

Aufgrund der dargestellten Beobachtungen ergibt sich die paragenetische Abfolge der Vererzung der Swartmodder Kupfer Mine:

1. massive Magnetit(±Hämatit)-Apatit/ Monazit(?)-Mineralisation
2. Verdrängung von Magnetit durch Chalkopyrit (mit Einschlüssen von Carrollit)
3. tabularer Hämatit auf körnigem Hämatit und Magnetit;  
Covellin wächst auf Brüchen in Chalkopyrit hinein;  
Sprödbbruch mit immer kupferreicheren Reaktionssäumen von Chalkosin auf Bornit auf Chalkopyrit; finale Hämatitfüllung der Brüche

In Probe SMCMU1 tritt Carrollit-führender Chalkopyrit auf, der zahlreiche Apatit-Körner (<1 mm) und teilweise auch akikular ausgebildeten Turmalin (<2 mm) umschließt, welche zusammen mit Biotit, Titanit, Rutil und Feldspäten auftreten (Abb. 7-13c, 7-13d).

Apatit umschließt in vielen Fällen einen deutlich dunkleren Kern (Abb. 7-13d), der durch Phosphor, erhöhte SEE-Gehalte (La, Ce, Nd (Sr, Y und Gd), aber auch Si, Al, Fe, Ti, F und Spuren von K, Mg und Cl) gekennzeichnet ist. Uran oder Thorium wurden in diesen

dunkleren Kernen nicht beobachtet, bei denen es sich vermutlich um Monazit/Xenotim bzw. eine Mischung von Monazit/Xenotim mit Florencit, Britholit und/oder LSEE-Fluorokarbonaten (wie z.B. Bastnäsit oder Synchysit) handelt, wie sie typischerweise in der Lagerstätte Olympic Dam, Australien vorkommen (LOTTERMOSER, 1995). Des weiteren konnten im Apatit stellenweise Spuren von Quecksilber und Blei nachgewiesen werden.

Im Mikrosonden-Profil über einen akikularen Turmalin-Einschluß in Chalkopyrit ist durchgehend Kupfer nachweisbar (0,15 - 0,27 Gew.%). Hier lassen sich selten auch Spuren von Quecksilber, Wismut, Zink, Selen und Schwefel bemerken (vgl. 6.8).

Drei Gesamtgesteinsproben von Magnetit/Chalkopyrit-Derberzen (SMCMU1, SMCMH1, SMCMH3) führen 0,31 - 2,02 ppm Gold, wobei höhere Gold-Gehalte in den Proben zu verzeichnen sind, in denen Chalkopyrit über Magnetit dominiert.

Die deutlich positive Korrelation der Chalkopyrit-Anteil der Proben mit SEE'n (und mit den Goldgehalten; vgl. 8.3.1) ist auf die Apatit-Biotit-Turmalin-(±Epidot, ±Serizit, ±Quarz; ±Feldspat) Paragenese zurückzuführen, die von Chalkopyrit umschlossen wird. In dieser Paragenese fungiert der sehr häufige Apatit als Hauptträgermineral von (L)SEE'n.

Sehr seltene Quarzmineralisationen (Quarzadern oder Quarz-Pockets) in der Umgebung der Mine bzw. von der Halde (SMCM3, SMCM1) sind milchig, stark rekristallisiert und haben Überzüge von Hämatit und Limonit auf ihren Bruchflächen. Die einzige Quarzader die untertage in situ beprobt werden konnte ist glasig und mit aplitischem Material assoziiert (SMCMU2). Allen Quarzproben ist gemein, dass sie kein Gold aufweisen.

Aktinolith-Epidot-Schiefer (SMCM5, SMCMH4) deformierter mafischer Gänge führen idiomorphen Pyrit bis 4 mm im Durchmesser und führen bis zu 15 ppb Gold (<54 ppm Kobalt, <232 ppm Nickel, <36 ppm Scandium, <155 ppm Zink).

## 7.6 Neuras

Auf den Halden der Goldmine von Neuras sind sogar sekundäre Erzminerale selten. Dabei handelt es sich meist um Hämatit und Limonit. Diese bilden boxwork-Texturen nach Sulfiden und sind mit milchigen Quarzadern assoziiert, die gelegentlich Malachit auf Bruchflächen und in Lösungshohlräumen führen. Noch seltener lassen sich Proben von primären Sulfidmineralen finden. In den milchigen und oft stark zerscherten Quarzadern sind makroskopisch Chalkopyrit, Magnetit und untergeordnet Pyrit zu erkennen.

Auflichtmikroskopisch wurden weitere Phasen mit weißen und creme Farben erkannt. Dominierendes Sulfidmineral ist stets Chalkopyrit, der Magnetit verdrängt bzw. umschließt (z.B. Abb. 7-14a). Chalkopyrit enthält xenomorphe sowie idiomorphe Einschlüsse von Sphalerit (<0,25 mm), die sich allerdings chemisch nicht voneinander unterscheiden. Sphalerit in Chalkopyrit ist durch absolute FeS-Gehalte von 9,8 bis 11,5 mol% gekennzeichnet. Spuren von Kupfer im Sphalerit liegen zwischen 0,17 und 0,51 mol %.

Pyrit in Chalkopyrit ist meist idiomorph, selten bis 0,5 mm groß und tritt gelegentlich ebenfalls idiomorph und isoliert im Gangquarz auf. Chalkopyrit und Pyrit werden von z.T. silberhaltigen Sulfosalz-Paragenesen bevorzugt entlang von Pyrit-Einschlüssen im Chalkopyrit verdrängt (Abb. 7-14b). Die verdrängten Minerale, besonders Pyrit, sind oft nur noch als xenomorphe Relikte vorhanden. Verdrängend ist eine submikroskopisch eng miteinander verwachsene Sulfosalz Paragenese (Aggregate bis 1 mm) von Wittichenit ( $\text{Cu}_3\text{BiS}_3$ ), Aikinit ( $\text{CuPbBiS}_3$ ), Emplektit ( $\text{CuBiS}_3$ ), Berryit ( $\text{Pb}_3(\text{Ag,Cu})_5\text{Bi}_7\text{S}_{16}$ , liegt als  $\text{Pb}_3\text{Ag}_2\text{Cu}_3\text{Bi}_7\text{S}_{16}$  oder  $\text{Pb}_4\text{Ag}_2\text{Cu}_3\text{Bi}_6\text{S}_{16}$  vor) und gediegenem Wismut (Abb. 7-14c), wobei

alle diese Phasen jeweils mehr oder weniger eng mit Galenit verwachsen sind. Im Galenit können bis zu 8 Gew.% Ag+Bi nachgewiesen werden, was vermutlich, aufgrund der engen Assoziation mit Matildit, teilweise auf submikroskopische Verwachsungen mit Matildit zurückzuführen ist. Sehr seltener Emplektit ( $\text{CuBiS}_2$ ) tritt selten ausschließlich in Aikinit auf, der wiederum mit Wittichenit assoziiert ist. Gediegen Wismut bildet nur selten leistenförmige Anordnungen von tropfenförmigen bis subhedralen Aggregaten (Einzelkörner  $<30 \mu\text{m}$ ; ganze „Leisten“  $<25 \times 250 \mu\text{m}$ ) inmitten dieser Paragenese (bevorzugt im Berryit; Abb. 7-14c). Die Verängungsparagenese ist bezogen auf Kupfer- und Wismut-Gehalte der Minerale derart zonierte, dass meist mit zunehmender Entfernung zum verdrängten Chalkopyrit über die Abfolge Wittichenit (+PbS), Aikinit (+PbS), Berryit (+PbS) und gediegenes Wismut die Kupfergehalte stark ab und die Wismut- (und Silber-) Gehalte stark zunehmen (Tab. 7-3; vgl. Abb. 7-18). Zudem tritt gediegenes Wismut bevorzugt im Berryit auf, der kupferärmstes und wismutreichstes Sulfosalz der verdrängenden Paragenese ist. Diese „Zonierung“ belegt zum einen den echten Verdrängungscharakter der Paragenese und weist darauf hin, dass gediegenes Wismut wahrscheinlich nicht einem Entmischungsprozess entstammt, sondern Hauptbestandteil (mit Pb, Ag, (Au) und Spuren von Se und Te) des für die Verdrängung verantwortlichen Fluides gewesen ist.

ideal	Chalkopyrit	Wittichenit (/PbS)	Emplektit (/PbS)	Aikinit (/PbS)	Berryit (/PbS)	gediegen Wismut (/PbS))	Matildit (/PbS)	Akanthit/ Argentit (/PbS)
Formel	$\text{CuFeS}_2$	$\text{Cu}_3\text{BiS}_3$	$\text{CuBiS}_2$	$\text{CuPbBiS}_3$	$\text{Pb}_3\text{Ag}_2\text{Cu}_3\text{Bi}_7\text{S}_{16}$ bzw. $\text{Pb}_4\text{Ag}_2\text{Cu}_3\text{Bi}_6\text{S}_{16}$	Bi	$\text{AgBiS}_2$	$\text{Ag}_2\text{S}$
mol% Cu	25	42,9	25	16,7	9,7	0	0	0
mol% Bi	0	14,3	25	16,7	22,6/19,6	100	25	0
mol% Ag	0	0	0	0	6,5	0	25	66,6
mol% S	50	42,9	50	50	51,6	0	50	33,3
<b>gemessen</b>								
max. mol% Ag	0,2	8,0		0,17	8,9	0,064		
ø Ag Gew.% (Analysen)	0,05 (n=46)	2,34 (n=65)		0,25 (n=65)	6,64 (n=84)	0,009 (n=9)	26,8	87
max. Gew.% Au	0	0,22 (0,32 witt-gal)		0,25	0,33	0,13	0,23	2,2
ø Gew.% Au (Analysen)	0,0008 (n=76)	0,044 (n=65)		0,05 (n=89)	0,05 (n=165)	0,025 (n=10)	0,035	0,45

Tab. 7-3: Sulfosalze und Sulfide von Neuras (Probe NH2), die mit der Sulfosalz Mineralisation im Zusammenhang stehen (außer Pyrit)

In den meisten Fällen verdrängt aber lediglich eine einfachere Wittichenit-Galenit Paragenese Chalkopyrit und Pyrit, wobei oft ein etwa  $25 \mu\text{m}$  dicker Galenitsaum die Verdrängungsgrenzen in etwa gleichbleibendem Abstand von ca.  $10 \mu\text{m}$  zu dieser nachzeich-



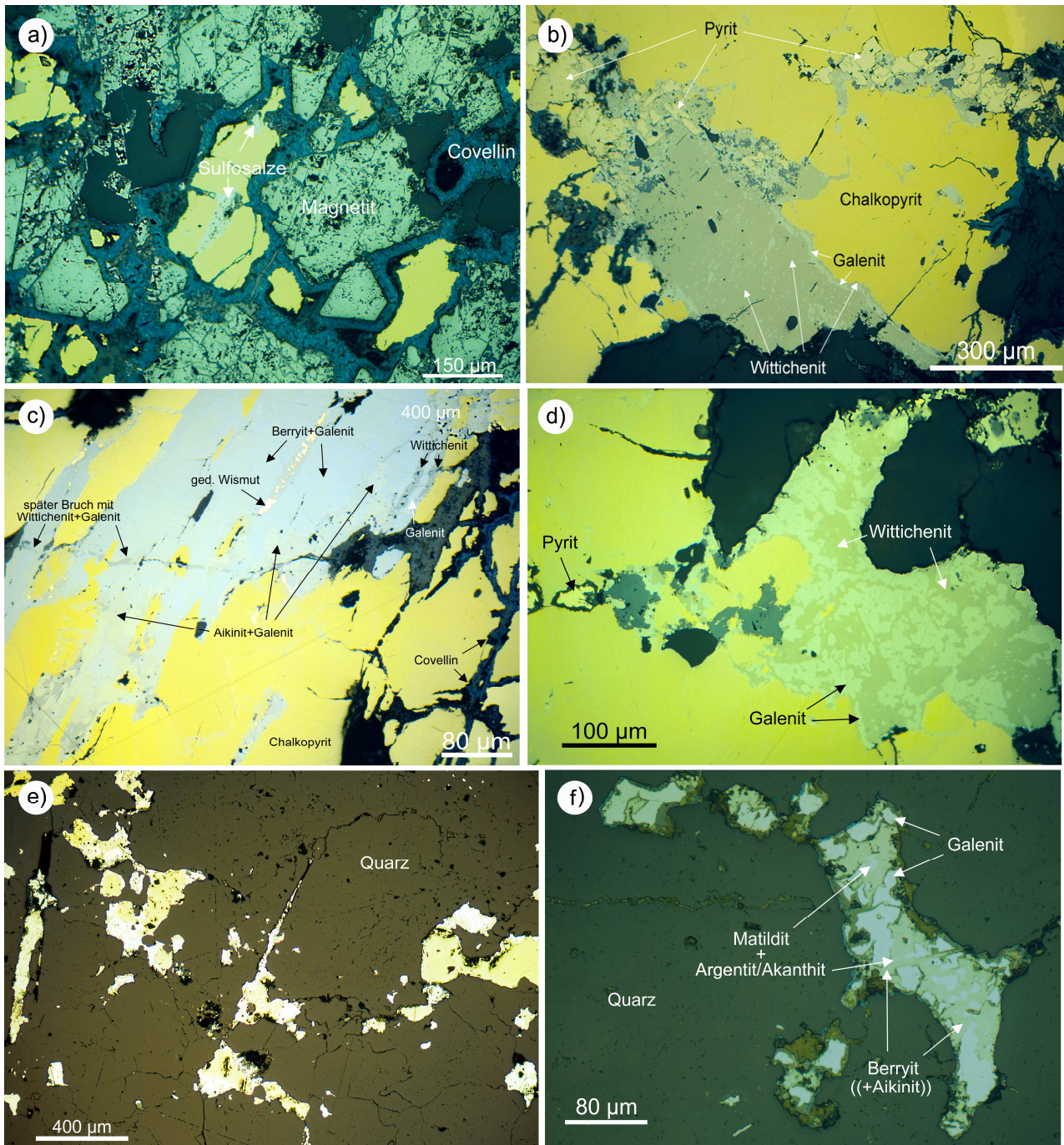


Abb. 7-14a-f: a) Magnetit wird von Chalkopyrit verdrängt bzw. umschlossen, der wiederum von Sulfosalzen verdrängt wird; entlang von Korngrenzen zwischen Magnetit und Chalkopyrit ist letzterer in Covellin umgewandelt; b) Chalkopyrit und Pyrit werden bevorzugt entlang von Pyrit-Einschlüssen durch eine Wittichenit-Galenit Paragenese verdrängt, dabei zeichnet stellenweise ein Galenitsaum die Grenze der Verdrängung nach; c) komplexe Sulfosalz Paragenese mit Verwachsungen von Wittichenit mit Galenit, Aikinit mit Galenit, Berryit und Galenit und gediegenem Wismut, späterer Bruch mit Wittichenit-Galenit verfüllt; d) Verdrängung von Chalkopyrit (und Pyrit) durch Wittichenit-Galenit Paragenese; e) teils nadelige Sulfosalze (hell) im Gangquarz; f) Galenit-Berryit-Aikinit-Matildit-Argentit/Akanthit Paragenese isoliert im Gangquarz; alle im Auflicht; alle Probe NH2

net (Abb. 7-14b). Hier führt der Wittichenit bis zu 2 Gew.% Silber und 0,32 Gew.% Gold. Stellenweise wird die komplexe Sulfosalz Paragenese von feinen Brüchen durchzogen (Abb. 7-14c), die ausschließlich mit Wittichenit und Galenit verfüllt sind, was möglicherweise darauf hinweist, dass die Verdrängung durch die Wittichenit-Galenit Paragenese jünger als die komplexe Sulfosalz Paragenese und mit einsetzendem Spröbruch assoziiert ist.

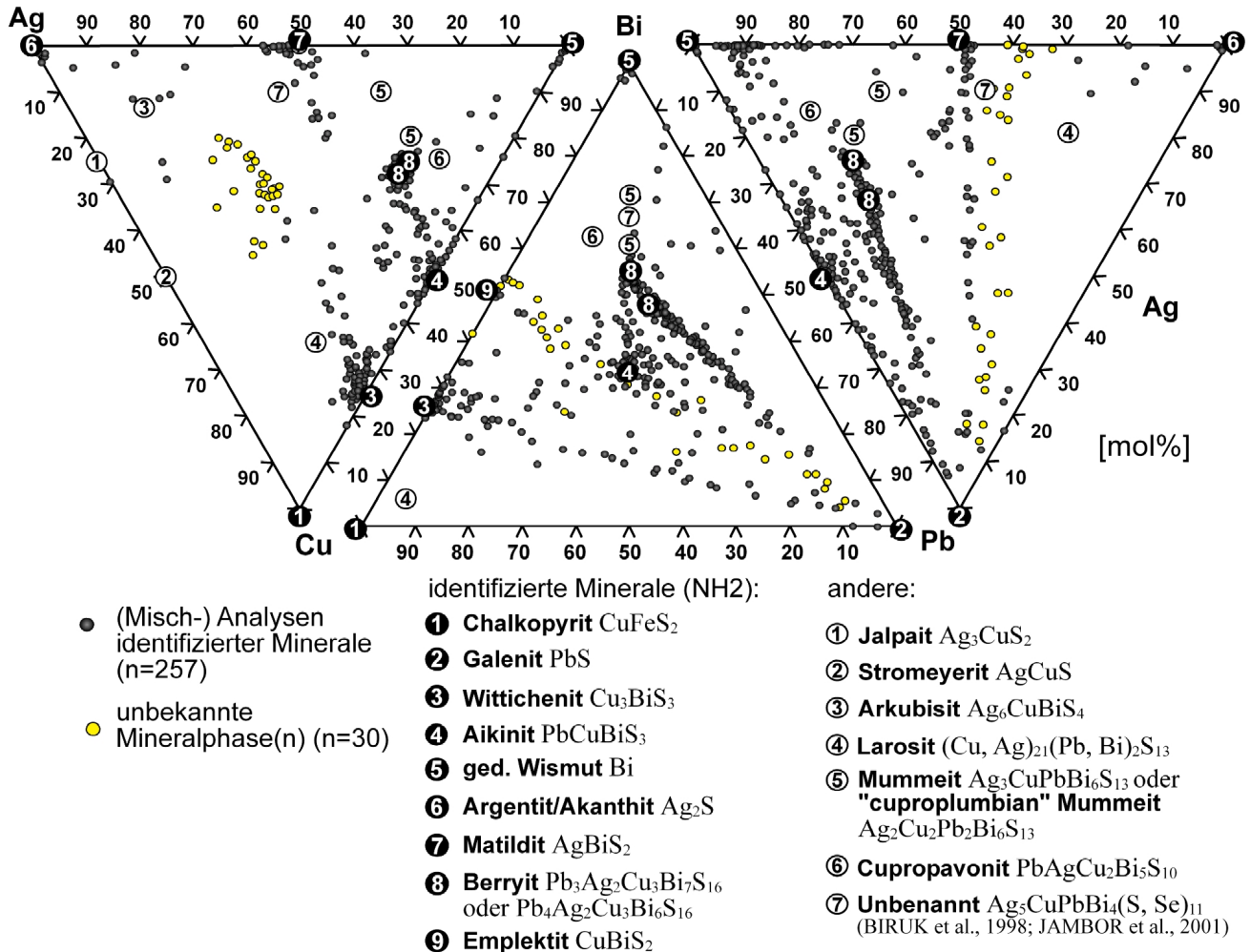


Abb. 7-15: 287 Mikrosondenanalysen von Sulfosalzen und Sulfiden der Probe NH2 in den ternären Diagrammen Cu-Ag-Bi, Cu-Bi-Pb und Bi-Ag-Pb des Cu-Bi-Pb-Ag Tetraeders

Isoliert im Gangquarz finden sich neben den beschriebenen (Chalkopyrit-) Wittichenit-Galenit Paragenesen auch Nadeln (<1 mm) oder xenomorphe Aggregate von Aikinit, Berryit, Matildit, Akanthit/Argentit und mindestens einer unbekanntem (unbeschriebenem), silberreichen Phase (im Folgenden mit dem Arbeitstitel „Neurasit“ benannt); ebenfalls alle eng verwachsen mit Galenit (Abb. 7-14e, 7-14f; Abb. 7-15). Der Akanthit/Argentit ist niemals am Rand dieser Aggregate realisiert und zu klein, um kubischen Akanthit (<177°C) vom monoklinen Argentit (>177°C) zu unterscheiden. „Neurasit“ lässt sich mikroskopisch nicht unter den größtenteils engen Verwachsungen von Galenit, Wittichenit, Berryit und Akanthit erkennen, mit denen er auftritt und führt aber in Gegensatz zu diesen keine Spuren von Gold. Im Cu-Bi-Pb-Ag Tetraeder (Abb. 7-16) ist die Verwachsung dieser Phase mit Galenit noch deutlicher; weiterhin lässt sich in diesem erkennen, dass die Reihe der Mischanalysen mit Galenit zur ternären Ag-Bi-Cu Basis hin zu leicht höheren Silber-Anteilen abknickt. Dafür gibt es zwei mögliche Erklärungen. Einerseits könnte es sich nicht nur um submikroskopische



Verwachsungen der unbekannte Phase mit Galenit handeln, sondern diese auch noch submikroskopisch mit Aikinit verwachsen sein. Andererseits könnte es sich auch um zwei diskrete unbekannte Mineralphasen handeln. In jedem Falle sind die Analysen durch Eisengehalte bis zu 7 Gew.% gekennzeichnet. Dies ließe sich theoretisch durch eine Verwachsung mit Chalkopyrit erklären, in anderen jedoch scheint Eisen direkt am Aufbau der unbekannt Phase beteiligt bzw. für Kupfer substituiert zu sein (Tab. 7-4: Nr. 1-6).

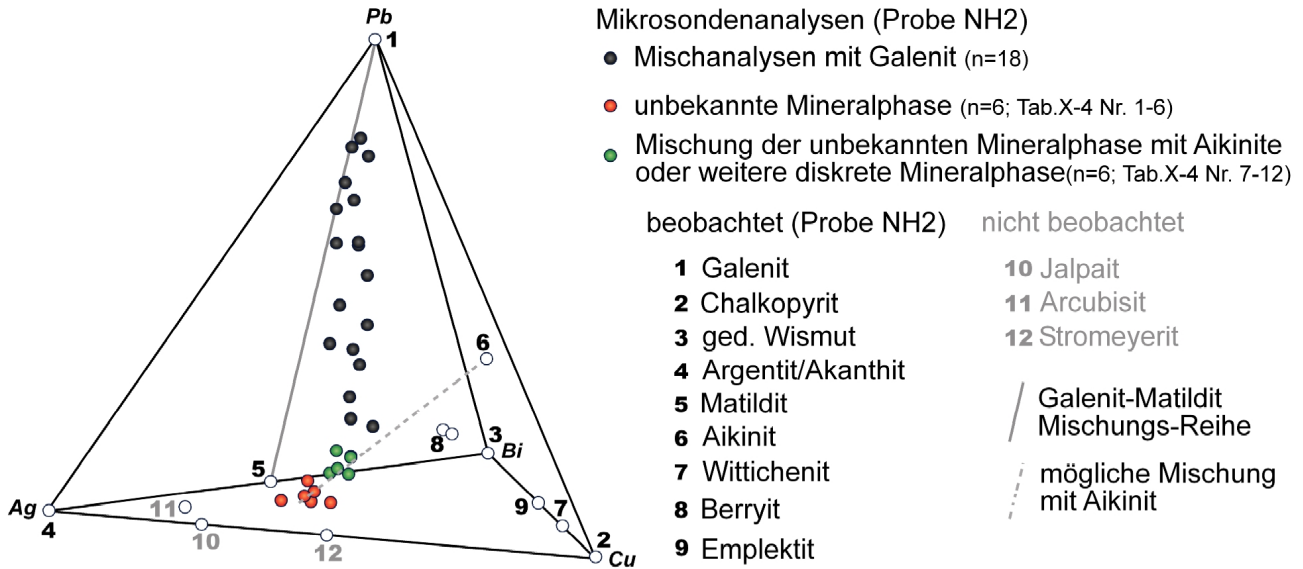


Abb. 7-16: Mikrosondenanalysen von Verwachsungen der unbekannt Phase(n) („Neurasit“) mit Galenit in Probe NH2 im Cu-Bi-Pb-Ag Tetraeder

Nr.		As	Se	S	Ag	Te	Hg	Pb	Au	Bi	Cu	Fe	Zn	Summe
1	Gew.%	0	0	18,030	33,003	0,035	0	1,854	0,065	37,627	9,733	0,975	0	101,32
	mol%	0	0	45,772	24,904	0,022	0	0,728	0,027	14,656	12,469	1,422	0	100
2	Gew.%	0	0,073	17,812	31,000	0,03	0	6,312	0,097	35,299	9,246	0,890	0	100,76
	mol%	0	0,077	46,086	23,841	0,019	0	2,528	0,041	14,013	12,073	1,322	0	100
3	Gew.%	0	0	18,714	29,311	0,037	0	0,000	0	40,033	11,587	0,664	0,128	100,47
	mol%	0	0	46,938	21,853	0,023	0	0,000	0	15,406	14,666	0,956	0,158	100
4	Gew.%	0	0,031	18,683	32,033	0,196	0	0,111	0,038	38,728	10,015	0,707	0	100,54
	mol%	0	0,031	47,069	23,989	0,124	0	0,043	0,015	14,971	12,733	1,023	0	99,998
5	Gew.%	0	0,054	18,314	35,650	0,096	0	0,727	0	33,601	8,710	2,864	0,042	100,06
	mol%	0	0,055	45,462	26,305	0,06	0	0,279	0	12,797	10,911	4,081	0,051	100
6	Gew.%	0	0,029	18,682	30,083	0,109	0	2,817	0	37,446	9,613	0,023	0,063	98,865
	mol%	0	0,03	48,226	23,083	0,07	0	1,125	0	14,831	12,522	0,034	0,079	100
∅	Gew.%	0	0,031	18,373	31,847	0,084	0	1,970	0,033	37,122	9,817	1,021	0,039	100,337
	mol%	0	0,032	46,592	23,996	0,053	0	0,784	0,014	14,446	12,562	1,473	0,048	100,000
7	Gew.%	0	0	18,460	25,265	0,022	0	15,387	0	32,077	10,501	1,014	0,043	102,77
	mol%	0	0	47,115	19,167	0,014	0	6,078	0	12,561	13,525	1,486	0,053	99,999
8	Gew.%	0	0,007	18,527	27,482	0,042	0	8,737	0	36,009	10,348	0,698	0	101,85
	mol%	0	0,007	47,252	20,835	0,027	0	3,448	0	14,091	13,318	1,021	0	99,999
9	Gew.%	0	0,013	18,885	23,154	0,098	0	13,482	0	31,913	11,412	2,088	0,077	101,12
	mol%	0	0,013	47,479	17,304	0,062	0	5,245	0	12,310	14,479	3,014	0,095	100
10	Gew.%	0	0	18,586	26,181	0,037	0	10,246	0,034	34,206	10,968	0,620	0	100,88
	mol%	0	0	47,525	19,899	0,024	0	4,054	0,014	13,420	14,153	0,910	0	99,999
11	Gew.%	0,02	0,055	18,679	24,507	0,193	0	8,438	0	36,079	11,303	0,183	0	99,457
	mol%	0,022	0,058	48,274	18,827	0,125	0	3,375	0	14,306	14,741	0,272	0	100
12	Gew.%	0	0,021	18,204	22,084	0,003	0	12,486	0	34,211	10,140	1,761	0	98,91
	mol%	0	0,023	47,796	17,235	0,002	0	5,073	0	13,781	13,434	2,655	0	99,999
∅	Gew.%	0,003	0,016	18,557	24,779	0,066	0	11,463	0,006	34,083	10,779	1,061	0,020	100,831
	mol%	0,004	0,017	47,574	18,878	0,042	0	4,546	0,002	13,412	13,942	1,560	0,025	100,000

Tab. 7-4: ausgesuchte Mikrosondenanalysen von unbekannt Phase(n) („Neurasit“: Nr. 1-6) in Probe NH2

Für die relativ bleiarmer Phase (Tab. 7-4: Nr. 1-6; Neurasit) lässt sich grob eine empirische Formel  $Ag_8Bi_5Cu_5S_{16}$ , genauer  $Ag_8Bi_5Cu_{5-x-y}Fe_xPb_yS_{16}$  (mit  $x = 0,0 - 1,36$  und  $y = 0,0 - 0,87$ ) aufstellen. Diese Phase liegt zwischen dem orthorhombischen Emplektit (der in der

Verdrängungsparagenese auftritt) und dem ebenfalls orthorhombischen Arcubisit (Abb. 7-15, 7-16), der bei seiner Typlokalität Ivigtut in Grönland ebenfalls Beimengungen von Eisen (<1,1 Gew.%), Blei (<3,1 Gew.%) und Tellur (<3,4 Gew.%) enthält, sodass sich insgesamt die empirische Formel  $\text{Ag}_{6,01}\text{Cu}_{0,95}\text{Bi}_{0,84}\text{Fe}_{0,13}\text{Pb}_{0,07}\text{S}_{4,01}\text{Te}_{0,18}$  ergab (KARUP-MØLLER, 1976). Substitutionen sind nicht beschrieben, dafür aber ein unerklärtes Schwefel Defizit. Bei Ivigtut tritt der Arcubisit isoliert oder im Kontakt von Galenit mit Chalkopyrit oder Pyrit auf. Für die möglicherweise bestehende zweite Phase (Tab. 7-4: Nr. 7-12; eventuell Mischung von Neurasit mit Aikinit) liegen die Analysen annähernd zwischen  $\text{Ag}_8\text{Bi}_6\text{Cu}_6\text{PbS}_{20}$  und  $\text{Ag}_8\text{Bi}_5\text{Cu}_5\text{Pb}_2\text{FeS}_{20}$  bzw.  $\text{Ag}_7\text{Bi}_5\text{Cu}_5\text{Pb}_2\text{FeS}_{19}$ .

Abgesehen von Wittichenit, der ebenfalls in der im Gangquarz isolierten Paragenese auftritt, sind die Chalkopyrit-verdrängende Sulfosalz Paragenese und die isoliert im Gangquarz realisierte Sulfosalz Paragenese lediglich entlang der Galenit-Aikinit-Berryit Ebene im Bi-Ag-Pb-Cu-Tetraeder miteinander verbunden (Abb. 7-17a,b).

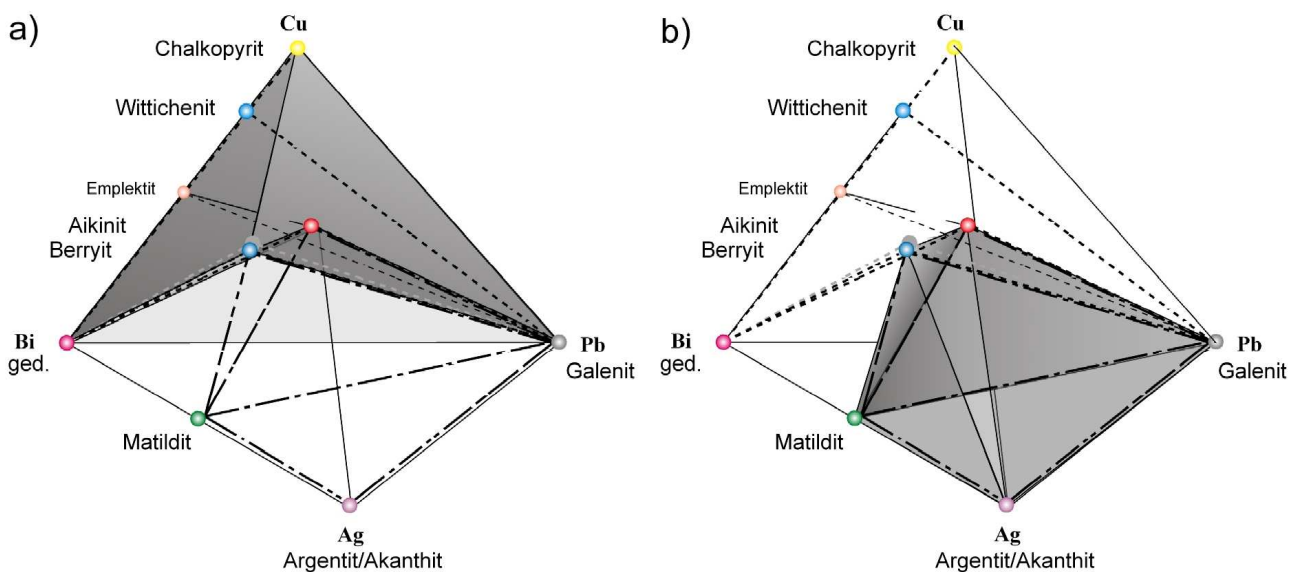


Abb. 7-17a-b: a) Raumlage der Chalkopyrit-verdrängenden (Cu-gepufferten) Sulfosalz Paragenese im Bi-Ag-Pb-Cu-Tetraeder; b) Raumlage der in Gangquarz isolierten (ungepufferten) Sulfosalz Paragenese im Bi-Ag-Pb-Cu-Tetraeder; beide Probe NH2

Die beiden mineralogisch deutlich unterschiedlichen Sulfosalz Paragenesen implizieren einen Pufferungsmechanismus, der abhängig von der Anwesenheit bzw. Zugänglichkeit von Chalkopyrit und Pyrit die Bildung und Mineralogie von Sulfosalz Paragenesen wesentlich steuert.

Die besonders silberreichen Paragenesen können, da sie selten im unmittelbaren Kontakt mit Chalkopyrit stehen, als nur andeutungsweise (Aikinit, Berryit und selten Wittichenit) kupfergepufferte Mineralisationsendglieder und somit als Fortsetzung der Verdrängungsparagenese verstanden werden (Abb. 7-18). Darauf deutet auch die Fortsetzung des Ag (+Au)-Trends.

Spuren von Gold konnten mittels Mikrosonde in Sphalerit (<0,15 Gew.%) nachgewiesen werden. Pyrit und Chalkopyrit führen keine Spuren von Gold, welches im wesentlichen mit den Sulfosalz Paragenesen assoziiert zu sein scheint. So führen in der komplexen Paragenese Wittichenit bis 0,22 Gew.%, Berryit bis 0,33 Gew.%, Aikinit bis 0,25 Gew.%, Galenit bis 0,19 Gew.% und silberreiche(n) Phase(n) bis zu 0,6 Gew.% Gold. In der Wittichenit-Galenit Paragenese beinhalten Wittichenit bis zu 0,32 Gew.% und Galenit bis zu 0,25 Gew.% Gold,

sowohl dort, wo die Paragenese als Bruchfüllung auftritt, als auch in der Verdrängungsparagenese und entlang der dort stellenweise beobachteten Säume.

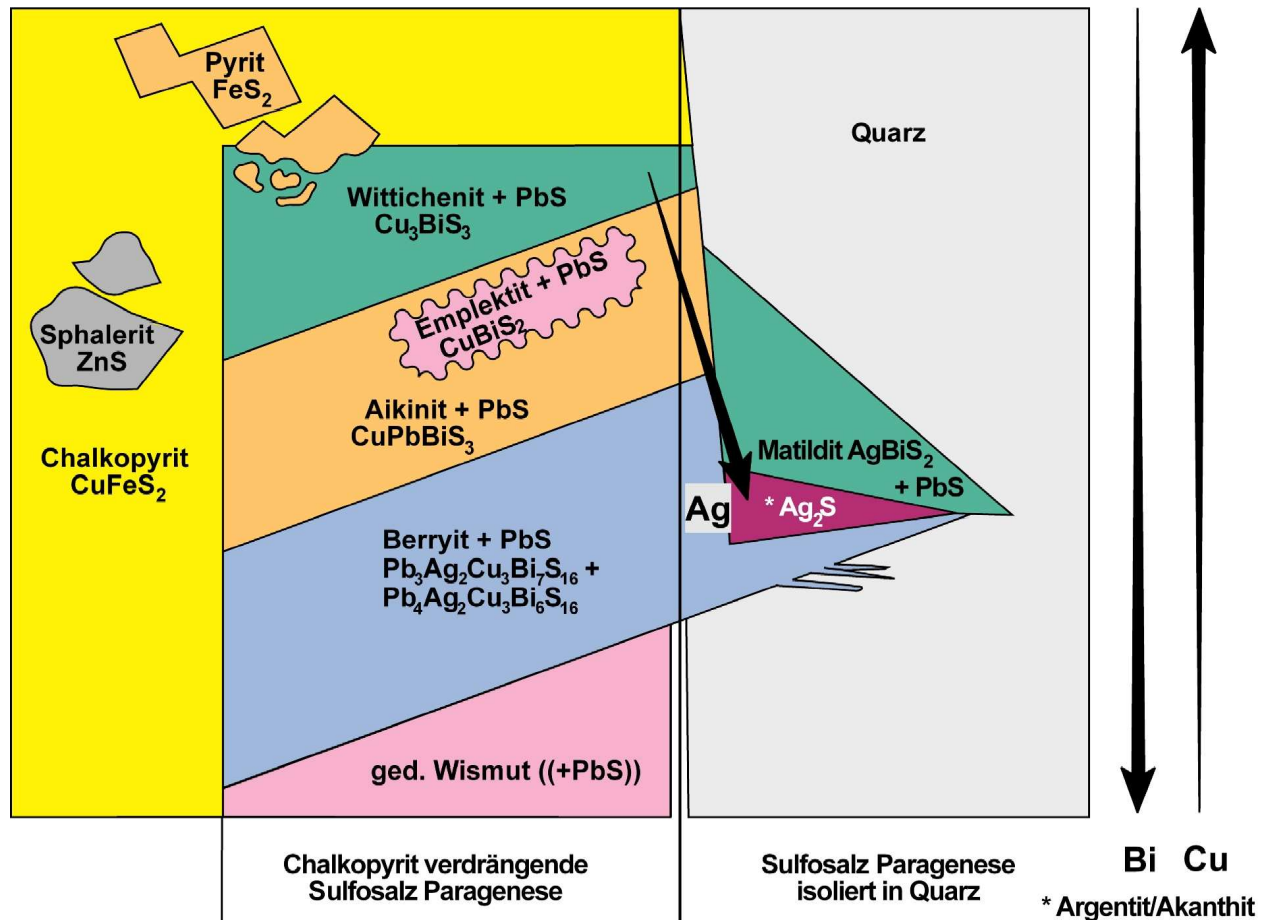


Abb. 7-18: Schematische Darstellung der Sulfosalz Paragenesen, die Chalkopyrit verdrängen oder isoliert im Gangquarz auftreten; Wismut- und Silber-Gehalte der Minerale, die Chalkopyrit verdrängen steigen mit zunehmenden Abstand zur Verdrängungsfront, wobei die Kupfer-Gehalte abnehmen; isolierte Sulfosalz Paragenesen werden von silber-, wismut- und bleireichen Mineralen dominiert, wobei Kupfer nur in Berryit, Aikinit und sporadisch assoziiertem Wittichenit vorkommt.

Noch spätere Bruchflächen und von solchen erfasste Korngrenzen sind zumeist mit Hämatit verfüllt. Die sich zusammenfassend ergebende paragenetische Abfolge der Mineralisationen der Neuras Mine ist in Abb. 7-19 dargestellt.

Nebengesteinsproben von der Neuras Mine enthalten Gold nur im unteren ppb-Bereich (<22 ppb; 21/6#7). Ein Mylonit (21/6#8) ist hingegen bar jeglicher Elementanreicherung. Allerdings ist die Aussagekraft über die Nebengesteinsüberprägung bzw. eine eventuelle -mineralisation -wie in den anderen Fällen, in denen Proben nur von den Halden gewonnen werden konnten- stark limitiert.

Erzmineral	Magnetit (Mineralisation)	Sulfid Mineralisation (>400°C)	Pb-Bi-Ag Sulfosalz Mineralisation (271-320°C)		supergen
			Verdrängung/ isoliert im Gangquarz	Bruch- füllung	
Magnetit					
Chalkopyrit					
Sphalerit					
Pyrit					
Aikinit					
Emplektit					
Berryit					
ged. Bi					
Matildit					
Arg./Akanth.					
Galenit					
Wittichenit					
Covellin					*
Hämatit					**

\* Zementation    \*\* Oxidation

Abb. 7-19: Paragenetische Mineralisations-Abfolge der Neuras Mine;  
 gelb: ausschließlich in Sulfosalz-Paragenese isoliert in Quarz,  
 grün: in beiden Sulfosalz-Paragenesen (isolierte in Quarz und Chalkopyrit-verdrängende)

## 8. Geochemie

Zur Ermittlung von Gesamtgesteinschemismen der Nebengesteine und Mylonite wurden 77 Proben röntgenfluoreszenz-analytisch untersucht, und die Glühverluste der Gesteine bestimmt. 63 dieser Proben wurden nasschemisch aufgeschlossen (SEROLAB-Aufschluss) und deren FeO-Gehalte photometrisch und Kupfer-Gehalte mittels Atom-Absorptions-Spektrophotometrie (AAS) ermittelt.

Zur Bestimmung von Gold-Gehalten und anderer Neben- und Spurenelemente (Ag, As, Ba, Br, Ca, Co, Cr, Cs, Fe, Hf, Hg, Ir, Mo, Na, Ni, Rb, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zn, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) wurden 116 Proben hauptsächlich von Quarzadern und deren Nebengesteinen mittels instrumenteller Neutronen Aktivierungs Analyse (INAA) gemessen.

Im Folgenden sollen die Gesteine anhand dieser Daten klassifiziert, ihr möglicher geotektonischer Rahmen diskutiert und bezüglich ihrer Alterationen und Element-Anreicherungen auf mögliche Korrelationen mit den Mineralisationen (z.B. pathfinder elements) analysiert werden.

### 8.1 Klassifikation der Nebengesteine

#### 8.1.1 Granitoide und Rhyolite

Die im Arbeitsgebiet beobachtete Heterogenität der Intrusiva insbesondere innerhalb der PIS (porphyrische und quarzporphyrische Varietäten, unterschiedliche Grade der strukturellen Beanspruchung von undeformiert bis mylonitisiert) schließt eine repräsentative, homogene Analytik anhand realistischen Probandimensionierungen weitestgehend aus. Dieses gilt sowohl für die Bestimmung von Mineralbeständen als auch für die RF-Analytik. Demnach ergibt sich eine sehr große Variabilität, die in vielen Fällen eine Ableitung von Prozessen wie beispielsweise Magmendifferentiation oder hydrothermale Überprägung aus den gewonnenen Daten unmöglich macht bzw. unseriös erscheinen lässt.

##### 8.1.1.1 Klassifikation anhand des Mineralbestandes

Im Kap. 5. sind die mittels Punktzählverfahren ermittelten Mineralbestände für einige Proben der Granitoide aufgelistet. Diese lassen sich im Q-A-P-Dreieck (Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas) für Plutonite (nach STRECKEISEN, 1980) zusammen mit Proben von mylonitisierten Granitoiden und den beprobten Vulkaniten (Rhyolite) darstellen (Abb. 8-1).

Anhand dieses Dreiecks sind die Bezeichnungen des Swartmodder Granits, des Piksteel Granodiorites, der Hornkrantz und Kobos Granite und des mit letzteren assoziierten Spitskop Rhyolites (nur Phänokristalle aufgrund sehr feinkörniger Matrix) nachzuvollziehen. Im Gegensatz zum relativ quarzreichen Hornkrantz Granit sind der Kobos Granit und die Phänokristalle des Spitskop Rhyolites reicher an Kalifeldspat, wobei der Kobos Granit in das Feld der Alkalifeldspatgranite plotten kann. Anhand der ebenfalls aufgetragenen Proben der Traverse über den östlichen Bereich der Scherzone der Swartmodder Gold Mine (8/8#2: Mylonit; 8/8#3 und 8/8#4: gescherter PG) ist die zunehmende Dominanz von Quarz gegenüber den Feldspäten in Richtung Scherzone gut zu erkennen.



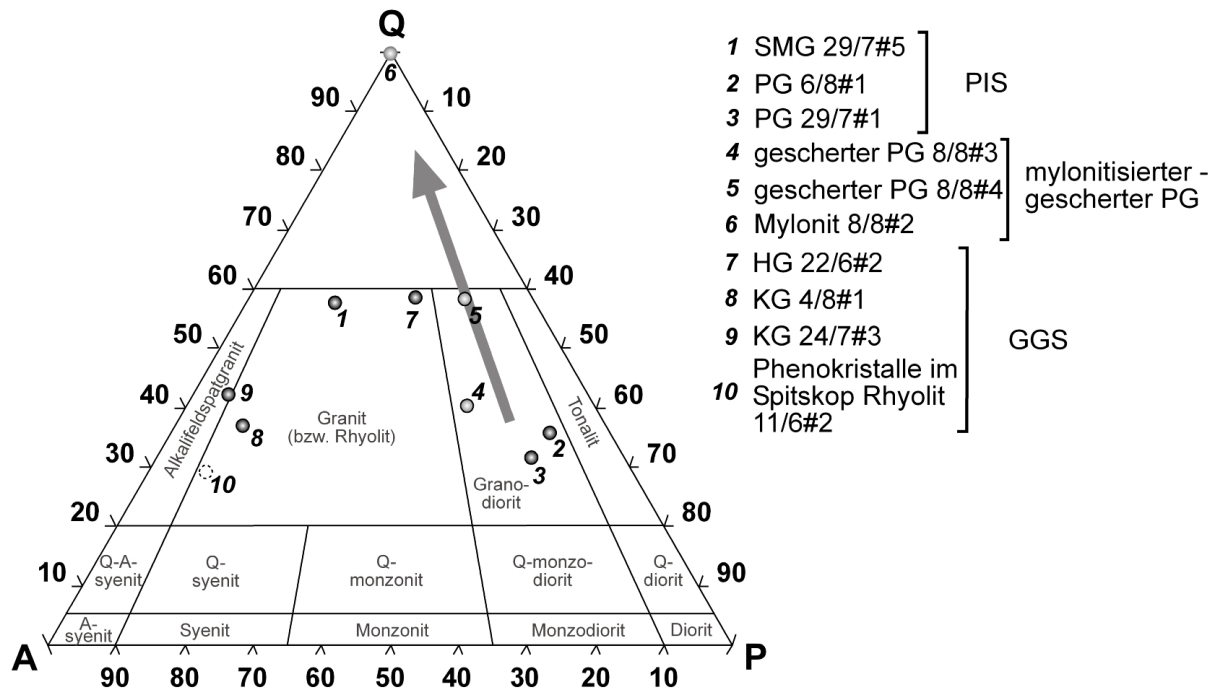


Abb. 8-1: Klassifikation einiger Granitoid-Proben im Q-A-P-Dreieck für Plutonite (nach STRECKEISEN, 1980), sowie einiger Mylonite aus den Granitoiden (PG) und dem Phänokristallbestand des Rhyolites, der beim Spitskop ansteht; grauer Pfeil: Trend der Mylonitisierung

### 8.1.1.2 Klassifikation basierend auf der Gesamtgesteinschemie

Zur Klassifikation von Plutoniten anhand ihrer Gesamtgesteinschemie bietet sich das Diagramm von DE LA ROCHE et al. (1980) an (Abb. 8-2), das auf den Kationenproportionen von Gesteinen basiert und die Hauptelemente Si, Na, K, Fe, Ti, Al, Mg und Ca einbezieht. Zur Daten-Präparation müssen die Oxide der Hauptelemente in Millikationen umgerechnet werden ( $\text{Gew.}\% \text{ Oxid} / \text{Atomgewicht Oxid} * \text{Anzahl der Kationen Oxid} * 1000$ ). Daraufhin werden die beiden Variablen

$$R1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti}) \quad \text{und} \\ R2 = \text{Al} + 2 \text{ Mg} + 6 \text{ Ca} \quad \text{errechnet.}$$

In der Arbeit von ZIEGLER und STOESSEL (1993) stimmt im R1-R2-Diagramm für die PIS die Skalierung nicht mit den Nomenklatur-Feldern von DE LA ROCHE (1980) überein. Im begleitenden Text werden neben alkaligranitischen, granitischen und granodioritischen auch dioritische, quarzmonzonitische und tonalitische Zusammensetzungen für diese Gesteinsgruppe genannt. Die R1-R2-Wertepaare der Autoren würden im Originaldiagramm von DE LA ROCHE (1980) bis in Bereiche alkaligabbroider Zusammensetzungen fallen (Abb. 8-2). Die R1-R2 Wertepaare von Proben des Piksteel Granodiorites, die im Zuge dieser Arbeit ermittelt wurden streuen mehrheitlich über granodioritische und granitische Zusammensetzungen. Eine Ausnahme ist die Probe 14/6#3 von der Halde der Blank's Mine, die quarzmonzonitische R1-R2-Werte aufweist. Sie enthält nur 62,91 Gew.%  $\text{SiO}_2$ , aber dafür relativ hohe  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{CaO}$ -Gehalte (7,1 und 4,13 Gew.%), was auf einen erhöhten Anteil von Plagioklas hinweist. Die Proben von der quarzporphyrischen Varietät des Piksteel Granodiorites streuen über alkaligranitische, granitische und granodioritische Zusammensetzungen. Die große Streuung der R1-Werte für Gesteine der PIS weist auf eine

gewisse Mobilität der Alkalien während der Alteration dieser Granitoide hin (vgl. ZIEGLER und STOESSEL, 1993).

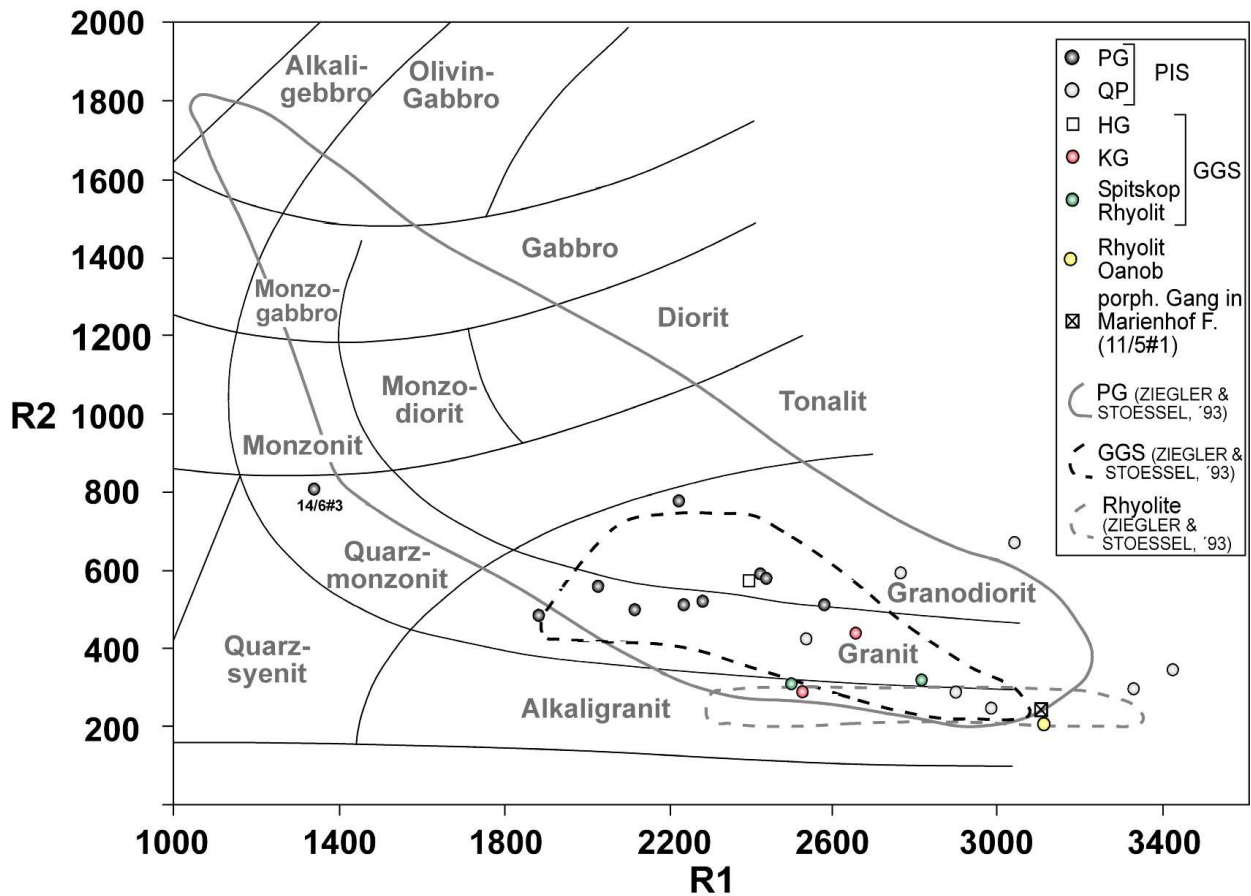


Abb. 8-2: R1-R2-Diagramm zur Klassifikation von Plutoniten (nach DE LA ROCHE et al., 1980), mit den Daten dieser Arbeit und den Wertebereichen, die von ZIEGLER und STOESSEL (1993) für Gesteine der PIS und GGS sowie verschiedene Rhyolite ermittelt wurden.

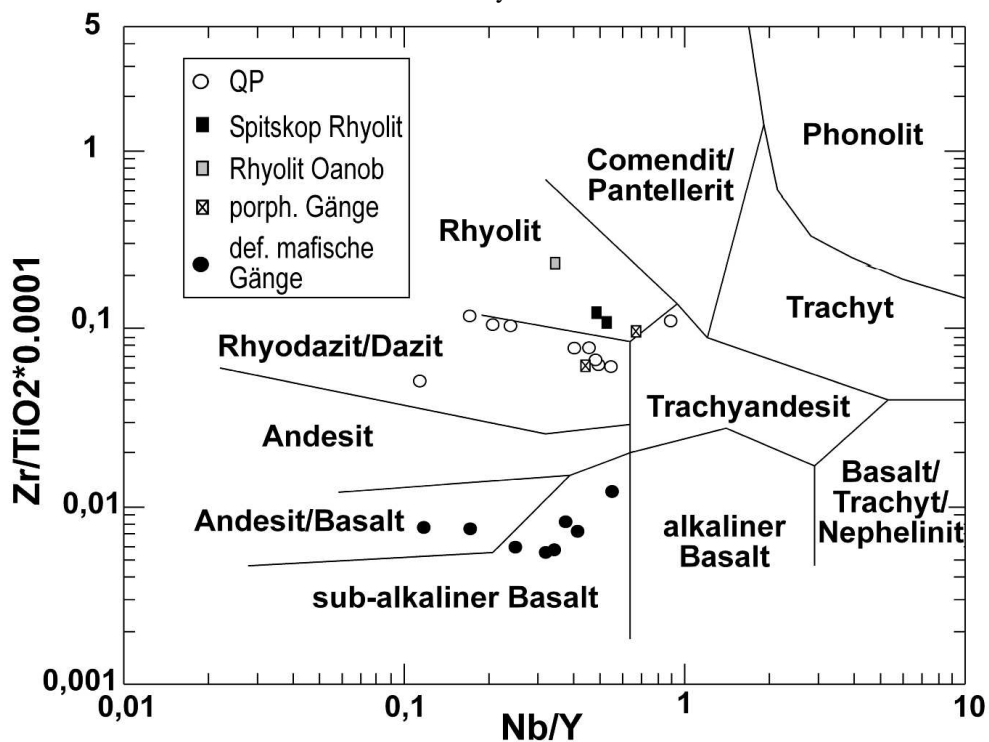


Abb. 8-3: Diskriminierungsdiagramm für Vulkanite nach WINCHESTER und FLOYD (1977)

Eine Probe des zur GGS gehörenden Hornkrantz Granites weist eher granodioritische R1-R2-Werte auf; eine Probe des Kobos Granits eher alkaligranitische Werte. In dem R1-R2-Diagramm sind auch die für die Rhyolite ermittelten Werte aufgetragen. Die Spitskop Rhyolite mit rhyolitischen bis alkali-rhyolitischen Werten und der am Oanob Revier beprobte Rhyolit mit alkali-rhyolitischen Werten liegen dicht an dem Feld, das von ZIEGLER und STOESSEL (1993) anhand verschiedener im RBI auftretender Rhyolite etabliert wurde. In diesem Feld liegt auch die Zusammensetzung eines porphyrischen Ganges, der in den Guru Mountains in Einheiten der Marienhof Formation intrudiert ist.

Die Rhyolite und die quarzporphyrische Varietät des Piksteel Granodiorites lassen auch anhand des Diskriminierungsdiagramms von WINCHESTER und FLOYD (1977) für Vulkanite, welches auf den Verhältnissen der immobilen Elemente Nb, Y, Zr und Ti basiert, ihre unterschiedlichen Zusammensetzungen erkennen (Abb. 8-3).

Im Sinne von SHAND (1951) haben I-Typ Granite einen metaluminen und S-Typ Granite vorwiegend einen peraluminen Charakter.

Die Proben von Granitoiden der PIS (PG, QP) weisen einen peraluminen bis leicht metaluminen Charakter auf (Abb. 8-4). Diese Gesteine führen stets Biotit und häufig Muskovit, was die Dominanz des peraluminen Charakters unterstreicht (vgl. 5.2). Nur in einer der petrographisch untersuchten Proben des Piksteel Granodiorites treten Titanit und Amphibol hinzu (6/8#1). Diese Minerale kennzeichnen eher Granitoide mit metaluminen Charakter, weil in diesen (im Vergleich zu peraluminen Gesteinen) nicht das gesamte Kalzium an Plagioklas gebunden ist.

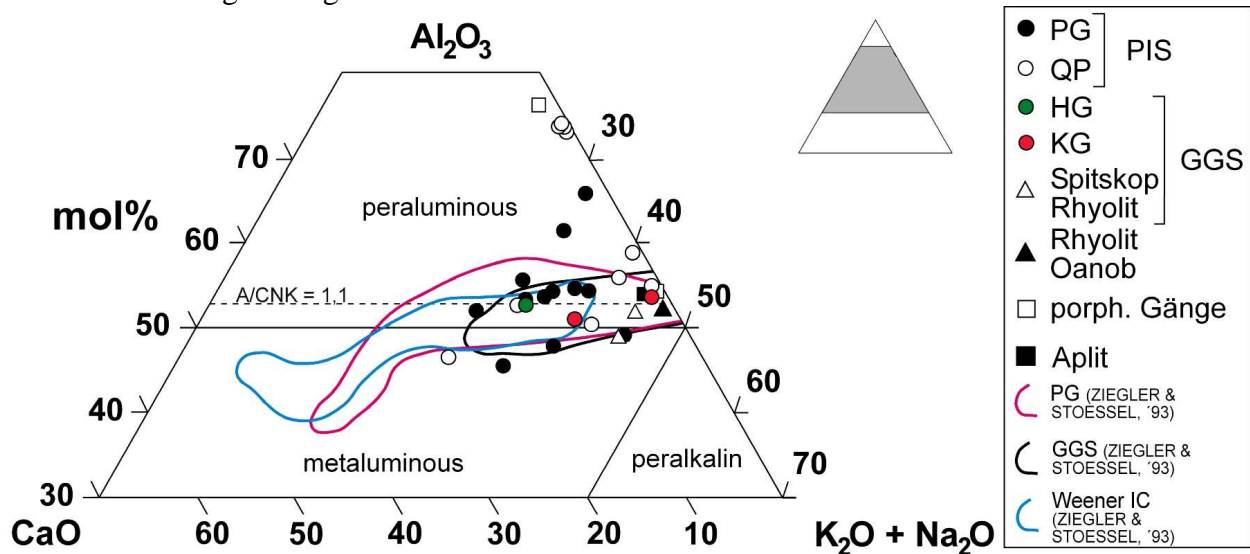


Abb. 8-4: Ternäres  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -CaO-( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )-Diagramm nach SHAND (1951) für Proben von Granitoiden und Rhyoliten; Bereiche von PG, GGS und WIC (nach ZIEGLER und STOESSEL, 1993)

Die Proben von Gesteinen der GGS (HG, KG, Spitskop Rhyolite) beschränken sich auf den Bereich, der von ZIEGLER und STOESSEL (1993) für die GGS definiert wurde (Abb. 8-4). Mit Ausnahme der Rhyolit-Probe 23/7#3 sind sie peralumin und liegen dicht am Bereich für metalumine Gesteine und zwischen den Proben der PIS. Der peralumine Hornkrantz Granit (HG) führt Biotit und weniger Muskovit, wohingegen der Kobos Granit Titanit und Amphibol enthalten kann (vgl. 5.3). Diese mineralogischen Beobachtungen bestätigen den peraluminen bis leicht metaluminen Charakter der Proben von Gesteinen der GGS.

Nach CHAPPELL und WHITE (1974) haben I-Typ Granitoide, im Gegensatz zu denen des S-Typs ein  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ -Verhältnis (A/CNK; mol%) kleiner 1,1. Dieses Verhältnis entspricht etwa einem  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt von 52,381 mol% im  $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -System und liegt im ternären Diagramm von SHAND (1951; Abb. 8-4) leicht oberhalb der Grenze zwischen peraluminen und metaluminen Gesteinen. Für keine der untersuchten Intrusiva lässt sich ein eindeutiger Bezug zu einem I- oder S-Typ Magmatismus ableiten. Eine diesbezüglich eindeutige Aussage gelang auch ZIEGLER und STOESSEL (1993) nicht, die eine wesentlich größere Zahl an Proben und Daten zu den Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopien der Gesteine zur Verfügung hatten.

Im AFM-Diagramm liegen die Daten der untersuchten Proben mehrheitlich im kalk-alkalinen Feld (definiert von KUNO, 1968; Abb. 8-5). Die von ZIEGLER und STOESSEL (1993) für die PIS und GGS beschriebenen kalk-alkalinen Trends werden grundsätzlich bestätigt.

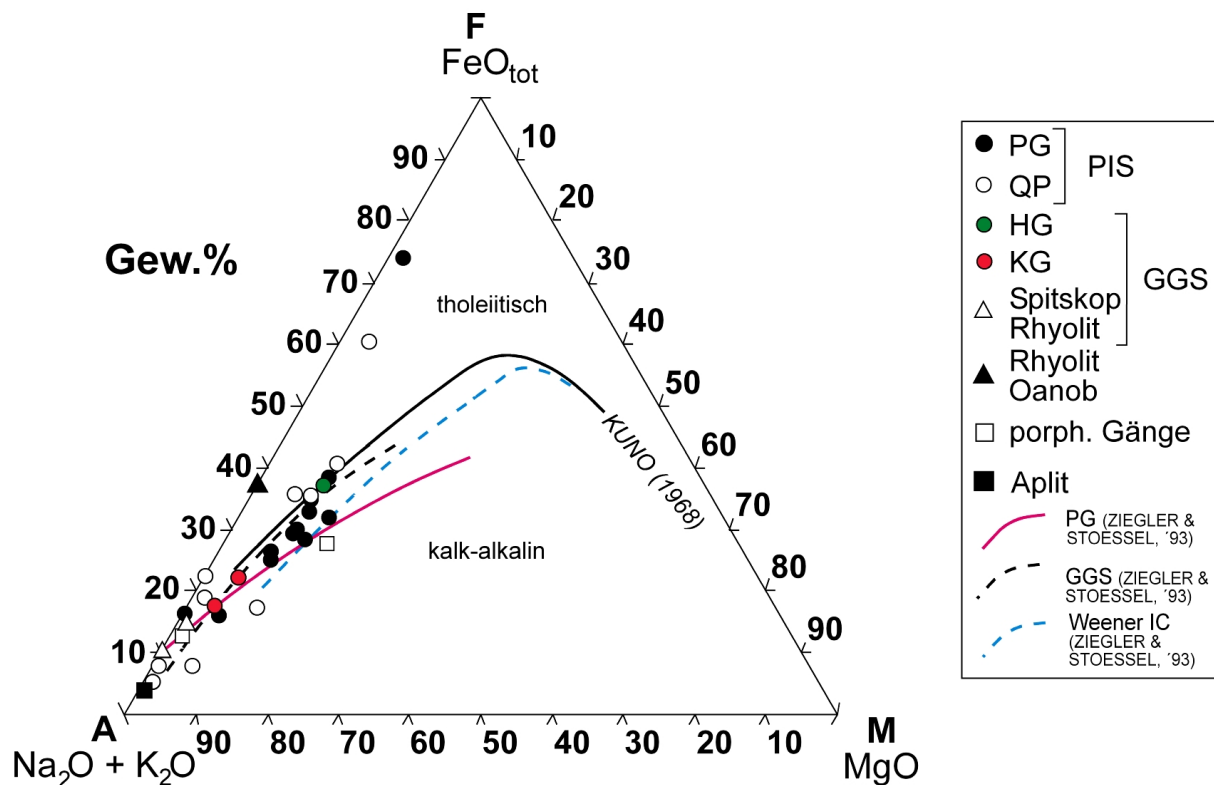


Abb. 8-5: AFM-Diagramm (Gew.%) für die untersuchten Proben von Granitoiden und Rhyoliten

Nach diesen Autoren deutet der kalk-alkaline Charakter der Plutonite auf eine Magmenentstehung während unterschiedlicher Stadien der Entwicklung einer aktiven Plattengrenze hin, da ein solcher Chemismus vorwiegend bei Kontinentkollisionen, Kontinental- und Inselbogen-Tektonik oder post-orogenem Magmatismus auftritt (vgl. PEARCE et al., 1984).

Zur Diskriminierung zwischen tektonischen Environments/Settings von Granitoiden sind die Elemente Rb, Y, Yb, Nb und Ta besonders geeignet (z.B. PEARCE et al., 1984). Von diesen werden Rb, Y und Nb routinemäßig bei der RF-Analytik mitgemessen (Nachweisgrenzen: Rb: 5 ppm, Y: 8 ppm, Nb: 5 ppm). Diese lassen sich in den Diskriminierungs-Diagrammen Rb/(Y+Nb) und Nb/Y nach PEARCE et al. (1984) darstellen (Abb. 8-6a, 8-6b).

Im Rb/(Nb+Y)-Diagramm (Abb. 8-6a) liegen die ermittelten Daten der untersuchten Proben in den Feldern der Granite, die entlang von vulkanischen Bögen (volcanic arc, VAG) auftreten und Intraplatten-Graniten (within plate granites, WPG). Zu den Graniten eines vulkanischen Bogens gehören solche, die entlang von aktiven Kontinentalrändern oder

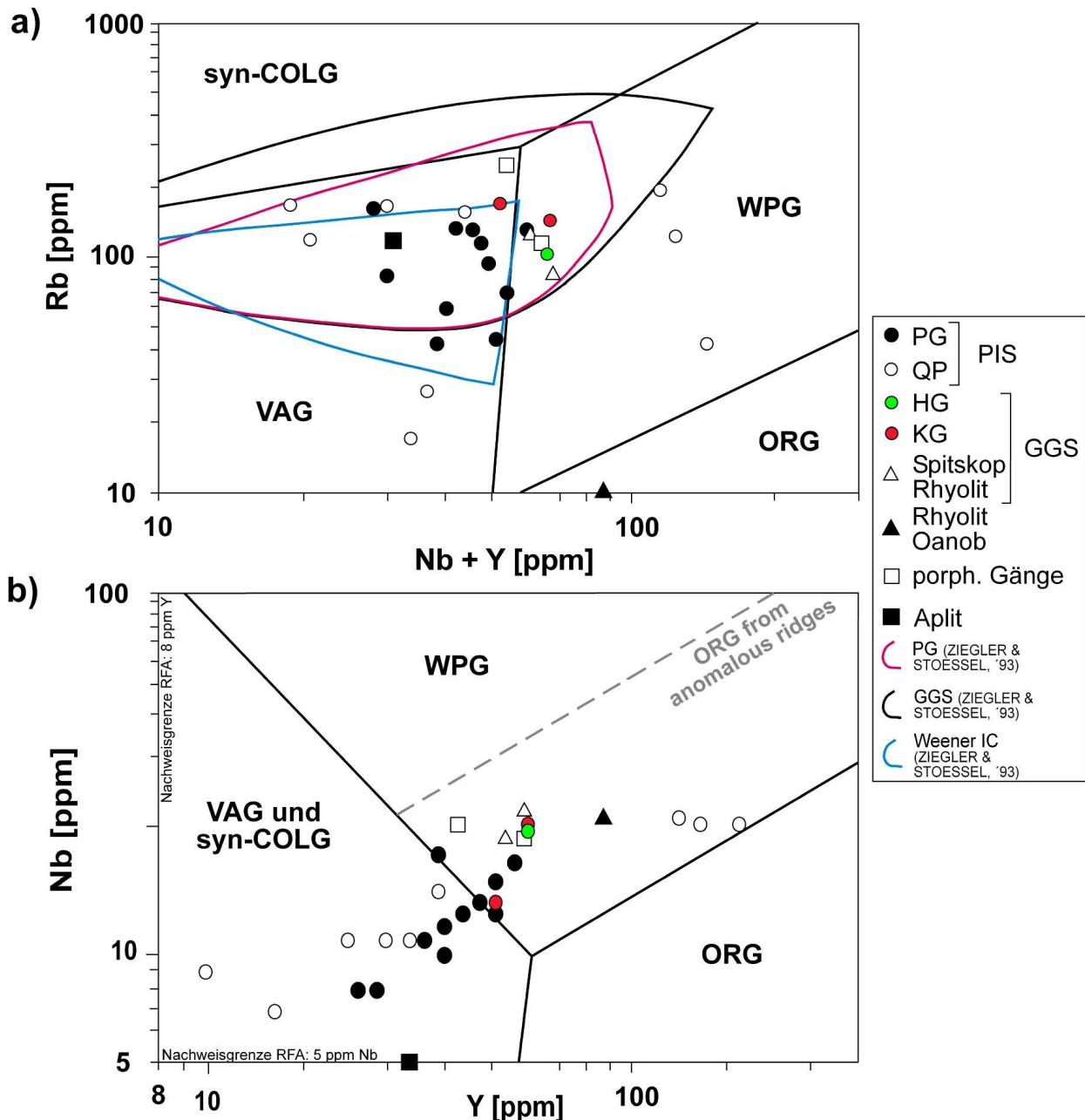


Abb. 8-6: Diskriminierungsdiagramme für die geotektonische Position von Graniten:

für Granite in vulkanischen Bögen (volcanic-arc; VAG) sowie Intraplatten-Granite (within-plate; WPG), Ozean-Rücken Granite (ORG) und syn-kollisions Granite (syn-COLG) (nach PEARCE et al., 1984);

a) Rb/(Nb+Y)-Diagramm mit Wertebereichen nach ZIEGLER und STOESEL (1993);

b) Nb/Y-Diagramm

ozeanischen Bögen auftreten, die von tholeiitischen oder kalk-alkalinen Basalten dominiert werden. Intraplatten Granite umfassen Granite in intrakontinentalen Ringkomplexen, ausgedünnter kontinentaler Kruste (attenuated continental crust) oder Ozeaninseln (oceanic islands).

Einzigste Ausnahme ist der Rhyolit der südlich des Oanob Reviers beprobt wurde (RP29), der in das Feld der Ozean-Rücken Granite (ORG) fällt. Zu den Ozean-Rücken Graniten gehören Granite assoziiert mit normalen Ozean-Rücken, anomalous Ozean-Rücken, back-arc basin Rücken oder fore-arc basin Rücken.

Da Rubidium insbesondere im Zusammenhang mit hydrothermaler Alteration als mobiles Element anzusehen ist (z.B. auch Rb-Zunahme bei Kalimetasomatose), das Rb/Sr-Isotopensystem mindestens der prä-Gamsberg Gesteine signifikant gestört ist (ZIEGLER und STOESSEL, 1993) und die Abführung von Kalium durch die Chloritisierung von Biotit bzw. die Illitisierung/Smektitisierung von Glimmern angezeigt ist, sollte ein Nb/Y-Diagramm weniger durch diese Prozesse beeinflusst und somit zuverlässiger sein (Abb. 8-6b). Auch in dieser Darstellung sind Wertebereiche angezeigt, die typisch für Intraplatten-Granite und Granite sind, die entlang von vulkanischen Bögen (VAG) oder während einer Kollision auftreten (syn-COLG). Kollisionsgranite (COLG) beinhalten syn- oder post-tektonische Granite, die bei Kontinent-Kontinent Kollisionen auftreten oder syn-tektonische Granite bei einer Kontinent-Inselbogen Kollision.

Die Proben von Hornkrantz und Kobos Graniten (GGs) liegen in beiden Darstellungen (Abb. 8-6a, 8-6b) überwiegend im Feld der Intraplatten-Granite. Dieses beobachteten auch ZIEGLER und STOESSEL (1993), die daraus eine Änderung von einem kollisions-induzierten Magmatismus (PIS) zur Platznahme der Gamsberg Granite während einer Extensionstektonik ableiten.

Die Aussagekraft dieser Diskriminierungsdiagramme wird durch die Beobachtung geschwächt, dass ein Verdünnungseffekt durch die Akkumulation von Plagioklas Granitoide von den WPG- und ORG-Feldern in das VAG-Feld verschieben kann (PEARCE et al., 1984). Einen ähnlichen Effekt hat auch eine krustale Kontamination der Magmen, wie sie durch das Auftreten zahlreicher Xenolithe für den Piksteal Granodiorit anzunehmen ist.

ZIEGLER und STOESSEL (1993) beobachteten in Proben vom Piksteal Granodiorit sehr hohe  $\epsilon_{Nd(1800)}$ -Werte, die zu keiner Sm/Nd-Isochrone passen. Daher nehmen diese Autoren an, dass dieses Gestein von einer abgereicherten Mantel Region (depleted mantle source region) stammen oder dass ihre ursprüngliche Sm/Nd-Isotopie nicht mehr erhalten ist. Verantwortlich dafür können syn- bis postgenetische Alterationsprozesse, Nebengesteinsassimilation (Xenolithe), Mantel-Krusten Wechselwirkungen oder metasomatische Prozesse gewesen sein. Auch diese Autoren stellten einen hohen Grad der Al-Sättigung fest, der für einen Ursprung der Plutonite aus der Oberen Kruste spricht. Rb/Sr-Untersuchungen implizieren hingegen die Abstammung des Piksteal Granodiorites von einer primitiven Rb-abgereicherten Quelle (primitive source) im Oberen Mantel (ZIEGLER und STOESSEL, 1993).

## 8.1.2 Mafische Gesteine

### 8.1.2.1 Alterierte mafische Gänge

Entlang der mineralisierten Scherzonen treten häufig deformierte mafische Gänge auf, deren Mineralbestand zu grünschieferfaziellen Epidot+Chlorit±Aktinolith Paragenesen alteriert ist (vgl. 5.4.1). Da davon auszugehen ist, dass die Gehalte der Hauptelemente durch die Überprägung verändert wurden, erscheint höchstens die Betrachtung von relativ immobilen Spurenelementen sinnvoll.

So zeigen die deformierten mafischen Gänge im Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y-Diagramm von WINCHESTER und FLOYD (1977) subalkalin-basaltische bis andesitisch-basaltische Zusammensetzungen (Abb. 8-3).

Im ternären Zr-Ti-Y-Diagramm von PEARCE und CANN (1973) ähneln sie dem Wertebereich der von ZIEGLER und STOESSEL (1993) untersuchten mafischen Gänge, die den RBI vor ca. 820±30 Ma vermutlich während einer Extension durchschlugen (Abb. 8-7),



weisen aber auch teilweise niedrigere Ti-Gehalte auf. Diese verwendeten Spurenelemente weisen auf einen kalk-alkalinen oder einen Intraplatten-Basalt Magmatismus hin.

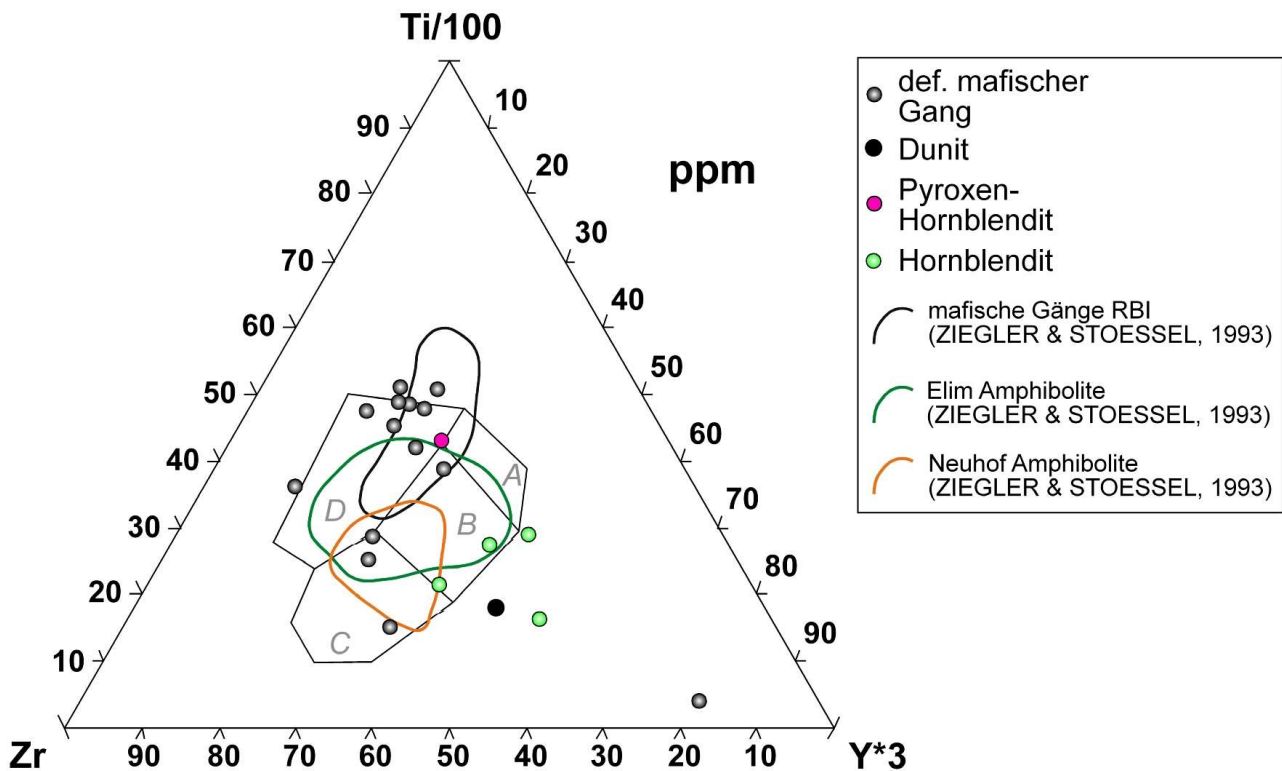


Abb. 8-7: Zr-Ti-Y-Diskriminierungsdiagramm für die geotektonische Position von Basalten (nach PEARCE und CANN, 1973); A: Inselbogen-Tholeiite; B: MORB, Inselbogen-Tholeiite, kalk-alkaline Basalte; C: kalk-alkaline Basalte; D: Intraplatten-Basalte

## 8.2 Geochemie der Mylonite

Die Gesamtgesteinschemismen verschiedener Mylonite soll mit denen der granitoiden Neben- bzw. Ausgangsgesteine verglichen werden. Da die Mylonite im Untersuchungsgebiet meist im porphyrische Piksteil Granodiorit auftreten, können die maximalen und minimalen Elementgehalte der Proben vom PG als Referenzbereich herangezogen werden. Von einer Normierung muss abgesehen werden, da die Variationen der Elementgehalte innerhalb der PG-Proben teilweise beträchtlich ist. In Abb. 8-8 sind die röntgenfluoreszenz-analytischen Daten verschiedener Mylonite im Verhältnis zu dem so definierten Referenzbereich für den PG dargestellt.

Generell lassen sich eine deutliche Anreicherung von Kupfer und ein leicht höherer Glühverlust in fast allen Myloniten in Relation zu den PG-Proben erkennen. Deutlich ist auch eine relative Abreicherung von Strontium, Natrium und Kalzium, was auf die Dekomposition von Plagioklas mindestens während einer Phase der Scherung zurückzuführen ist.

In drei Myloniten von der Swartmodder Gold Mine scheinen darüber hinaus leicht erhöhte Werte von Vanadium, Zink, Nickel, Eisen, Magnesium und Mangan vorzuliegen. Letzteres wird durch das Auftreten von Spessartin in einigen Proben aus der Scherzone bestätigt (vgl. 5.5.1.1; 6.7). Eine relative Abreicherung scheint in diesen Proben Kobalt erfahren zu haben.

Diese Quarz-dominierten Mylonite dieser Scherzone enthalten im Gegensatz zum PG oft keine Kalifeldspäte mehr (z.B. Tab. 5-6). Trotzdem liegen die  $K_2O$ - und Ba-Gehalte der Mylonite eher im oberen Bereich des Spektrums der PG-Proben für diese Werte.

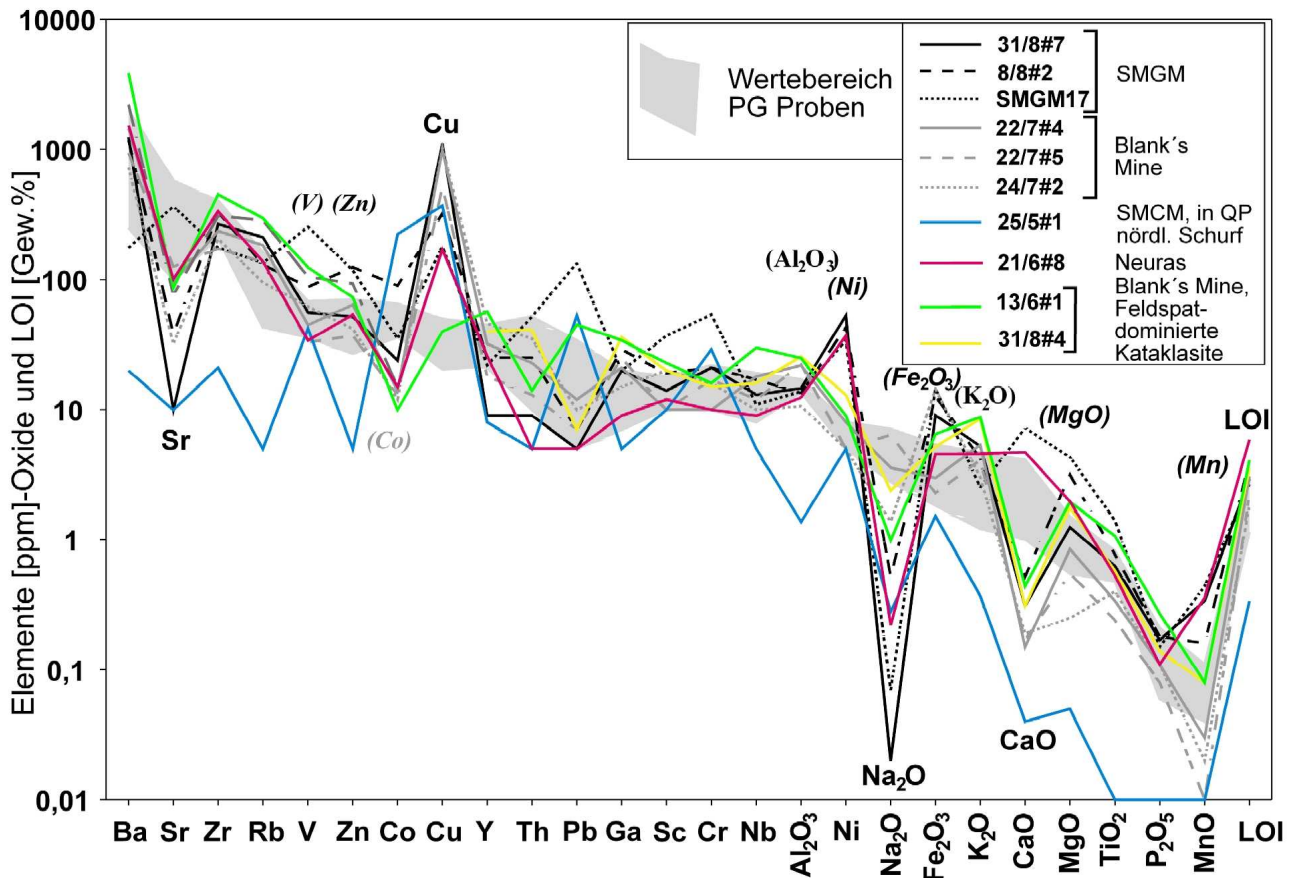


Abb. 8-8: RFA-Daten von 10 verschiedenen Myloniten im Vergleich zu den Wertebereichen des PG

In zwei Proben der Feldspat-dominierten Granodiorit-Mylonite bzw. -Kataklastite (13/6#1; 31/8#4) sind Kalium und Barium neben Vanadium, Zink, Nickel und Aluminium im Vergleich zum PG-Spektrum angereichert. Auch diese Proben führen weniger Kobalt. Möglicherweise ist die durchgreifende Chloritisierung von Biotit (und Illitisierung/Smektitisierung von Hellglimmern) im PG für niedrigere Kalium- und Barium-Gehalte in den Vergleichproben verantwortlich.

Quarz-dominierte Mylonite von der Blank's Mine sind zusätzlich zur Abreicherung von Strontium (, Natrium) und Kalzium durch eine Abreicherung von Kobalt und Mangan gekennzeichnet.

Eine Probe eines Mylonites von der Neuras Mine ist leicht angereichert an Kupfer, Nickel, Kalzium und Mangan und enthält aber weniger Kobalt und Thorium als die untersuchten PG-Proben.

Der Mylonit (25/5#1) aus einem Schurf nordwestlich der Swartmodder Kupfer Mine ist Produkt der Scherung der dort anstehenden quarzporphyrischen Varietät des PG und daher nicht mit dem PG vergleichbar. Dieser führt 370 ppm Kupfer.

### 8.3 Gold

Der durchschnittliche Goldgehalt von Krustengesteinen wird mit 0,004 g/t (4 ppb) angegeben (LEVINSON, 1980). Die Bauwürdigkeitsgrenze (cut-off grade) ist von sehr vielen vor allem

wirtschaftlichen Faktoren abhängig und rangiert gegenwärtig bei etwa 1 g/t im Tagebau vorausgesetzt, dass Haldenlaugungsverfahren (heap-leaching) mit Natriumcyanid-Lösungen eingesetzt werden können.

Mit dem primären Ziel der Bestimmung der Goldgehalte wurden 116 Proben überwiegend von Quarzadern, aber auch von deren Wirtsgesteinen mit der INAA gemessen.

Von den insgesamt 71 analysierten Quarzadern konnte in 44 Proben Gold nachgewiesen werden (>5 ppb), von denen 16 mehr als 1 ppm Gold führen.

Der höchste gemessenen Goldgehalt liegt bei 162 ppm für eine stark oxidierte Probe einer Quarzader von den Halden der Neuras Mine (NH2).

Zwei Proben von brekziierten Marienhof Quarzit (18/5#1; 18/5#3), die entlang der nördlichen Überschiebungsbahn ca. 3,5 km westlich des Quarzitbruches ausgeschlossen sind, sind taub. Eine weitere Quarz-verfüllte Brekzie wurde ca. 6 km nördlich der Neuras Mine beprobt (30/7#4). Auch diese Brekzie ist lediglich reicher an LSE-Elementen (z.B. 104 ppm Ce).

Ein Pegmatit im östlichen Tal des Swartmodder Revieres (29/7#2; südöstlich der Swartmodder Kupfer Mine) ist frei von wirtschaftlich interessanten Element-Konzentrationen.

Von den 40 analysierten Nebengesteinsproben, zu denen Mylonite wie relativ undeformierte Proben gehören, führen lediglich Mylonit- und Erzproben von der Swartmodder Kupfer Mine (SMCMU1; SMCMH1) über 1 ppm Gold, welches in 23 von diesen Nebengesteinsproben nachweisbar ist. Unter letzteren führen vor allem Mylonite aus mineralisierten Scherzonen Gold im Zehner- bis Hunderter ppb-Bereich. Beispielsweise nimmt in den Proben der Traverse über den östlichen Abschnitt der Scherzone der Swartmodder Gold Mine der Goldgehalt von weniger deformierten PG in Richtung auf die Scherzone innerhalb von ca. 2 m zu (Abb. 8-9), ist aber im deformierten mafischen Gang im Liegenden des Mylonites leicht reicher an Gold als der Mylonit selbst (43 gegenüber 37 ppb). Eine Quarzader in diesem Mylonit (SMGM14) führt 17 ppm Gold, aber mit 180 ppm weniger Kupfer und mit 2,88 Gew.% weniger Eisen, als der Mylonit und der mafische Gang. Allerdings ist in Betracht zu ziehen, dass Kupfer eine wesentlich höhere sekundäre Mobilität besitzt und hier im weniger verwitterungsresistenten Nebengestein angereichert sein kann. Auch für die deformierten mafischen Gänge innerhalb der Scherzonen der Neuras und der Golden Valley Mine lässt sich eine schwache Imprägnation mit Gold feststellen (z.B. Probe GV1, 141 ppb Au, 30 ppm Cu; 21/7#8, 13 ppb Au, 170 ppm Cu). Dieses trifft auch auf das stark hydrothermal alterierte quarzporphyrische Nebengestein der Wohler Mine zu (25/7#2, 12 ppb Au), welches bis ca. 0,6 Gew.% Kupfer führt.

Nicht mylonitisierter PG ist ebenso wie der Kobos Granit (4/8#1), der dunitische Intrusionskörper (7/8#3) und der Pyroxen Hornblendit (5/8#2) taub in Bezug auf Gold. Nur der Pyroxen Hornblendit enthält 50 ppm Cu.

Die begrenzte Anzahl von Analysen auf Gold und die dadurch kaum vermeidbare Favorisierung der Beprobung von Quarzadern mit limonitischen Überzügen, primären oder sekundären Erzmineralen oder typischen Verwitterungserscheinungen dieser lässt eine statistische Auswertung der Goldgehalte unmöglich erscheinen. Dies trifft insbesondere auf die Analyse von möglichen Goldgehalts-Populationen zu. Trotzdem wurde ein Summenhäufigkeits-Kurve für die Goldgehalte erstellt (Summenhäufigkeit-logGoldgehalt; vgl. z.B. WELLMER, 1989). Diese Kurve enthält allerdings acht Wendepunkte, sodass sich keine Schwellenwerte ableiten oder Hazen-Geraden anlegen lassen (daher nicht dargestellt).

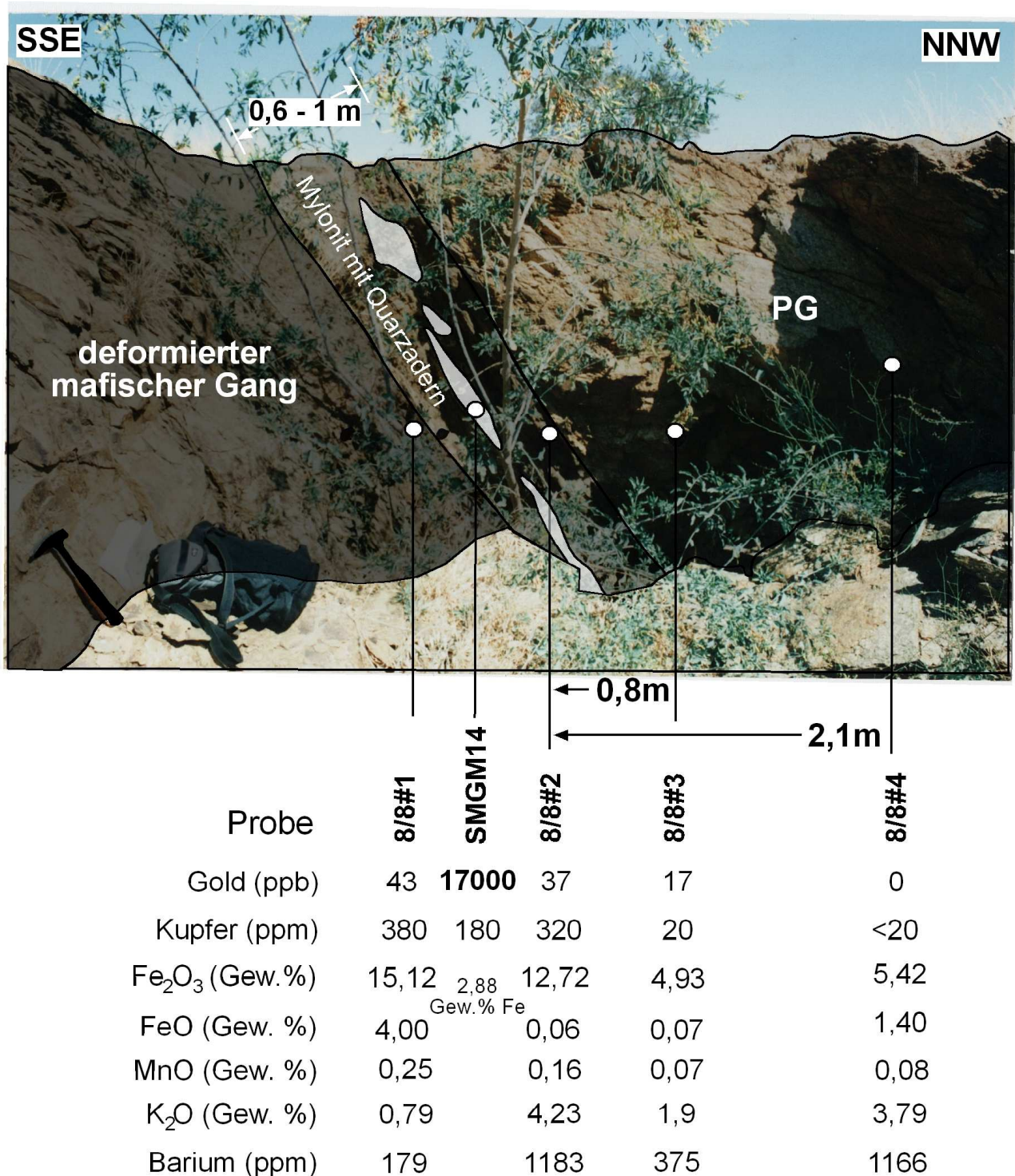


Abb. 8-9: Traverse über den östlichen Abschnitt der Scherzone der Swartmodder Gold Mine

### 8.3.1 Elementkorrelationen mit Gold

Für die Prospektion von Lagerstätten können sogenannte Pfadfinder-Elemente (pathfinder) oder Indikator-Elemente eine entscheidende Rolle spielen. Entweder weil diese sich kostengünstiger, einfacher und/oder schneller analysieren lassen, oder weil sie bei einer hydrothermalen Alteration eine größere Mobilität aufweisen und so weiter entfernt von der primären Wegsamkeit auftreten können als das Wertelement selbst; d.h. weil sie eine größere Halo nachzeichnen. Im speziellen Falle von Gold, welches durch den häufigen Nugget-Effekt



explorationstechnische, analytische und statistische Probleme mit sich bringt, sind auch solche Elemente von Interesse, die mit der Goldmineralisation assoziiert sind, aber in der Regel keinen Nugget-Effekt aufweisen und so die primäre Mineralisation zuverlässiger indizieren können; auch beispielsweise, wenn es sich um blinde Erzkörper handelt.

Pfadfinder-Elemente können im lagerstättentypischen Gang oder als Substituent im Erzmineral oder in Legierung mit einem Wertmetall vorliegen.

Bewährte Pfadfinder in der Gold-Prospektion sind Arsen und Quecksilber. Anomale Arsen-Gehalte kennzeichnen vor allem orogene Goldlagerstätten, in denen häufig Arsenopyrit auftritt. Quecksilber hingegen hilft eher bei der Auffindung von porphyrischen (Gold-) Kupferlagerstätten.

Aus der teilweise komplexen Erzmineralogie der hier untersuchten Minen und den unterschiedlichen mineralogischen Element-Assoziationen mit Gold lässt sich direkt ein Spektrum von Elementen ableiten, das bei einer weiteren Gold-Exploration im Gebiet des RBI zu beachten ist.

So ist Gold in der Golden Valley Mine zum einen als gediegenes Gold mit Silber, Kupfer und Eisen legiert und tritt zum anderen in und mit Telluriden und wahrscheinlich auch (Kupfer-, Wismut- und Blei-) Seleniden und Kupfersulfiden auf (vgl. 7.3). So bieten sich Silber, Blei, (Wismut,) Selen, Tellur und Kupfer als Pfadfinder-Elemente an.

In mehreren Sulfosalzen im Erz der Neuras Mine lässt sich Gold nachweisen. Die komplexe Sulfosalz-Paragenese impliziert ebenfalls die Anwendbarkeit von Blei, Wismut, Silber und Kupfer als Pfadfinder-Elemente während einer Exploration.

Die hohe Feinheit der Nuggets der Wohler Mine sowie der fortgeschrittene Verwitterungszustand der Erze lassen nur einen Zusammenhang von Goldgehalten mit Kupfer (und Silber) vermuten.

Im Gegensatz zu diesen durch Quarzmineralisationen geprägten Vererzungen ist bei der Prospektion auf Vorkommen der Art der Swartmodder Kupfer Mine (IOCG-Typ) ein anderes Spektrum von Elementen zu wählen. In diesem Falle ist theoretisch auch Gold als Pfadfinder-Element denkbar. Carrolit im Primärerz belegt eine, wenn wahrscheinlich auch volumetrisch zu geringe, Assoziation mit Kobalt.

Der vorliegende geochemische Datensatz könnte auf weitere Element-Korrelationen hinweisen, die nicht direkt aus der Erzmineralogie ersichtlich sind. Zur Erstellung von Korrelationsmatrizen werden in der Regel die Gehalte verschiedener Elemente in eine logarithmische Form überführt. Dieses würde aber hier für Korrelations-Matrizen mit Gold einer Eliminierung von ca. 40 % der gewonnenen Daten bewirken (in 47 von 116 Analysen: 0 ppb Gold) und die Wahrscheinlichkeit deutlich erhöhen, dass artifizielle Korrelationen auftreten. Ein Maß für den linearen Zusammenhang zweier Variablen ist der Korrelationskoeffizient der Grundgesamtheit  $\rho$ , der sich aus dem Quotienten der Kovarianz und dem Produkt der beiden Standardabweichungen der beiden betrachteten Variablen errechnet. Liegen alle Wertepaare exakt auf einer Geraden, ist bei einer perfekten positiven Korrelation  $\rho = 1$  und bei einer perfekten negativen  $\rho = -1$ . Bei  $\rho = 0$  sind die beiden Größen voneinander vollständig unabhängig. Ist  $|\rho| < 0,2$  spricht man von einer sehr geringen, bei  $0,2 < |\rho| < 0,5$  von einer geringen, bei  $0,5 < |\rho| < 0,7$  von einer mittleren, bei  $0,7 < |\rho| < 0,9$  von einer hohen und bei  $0,9 < |\rho| < 1$  von einer sehr hohen Korrelation. Die Tabelle 8-1 enthält drei Korrelations-Matrizen für Gold für 64 beprobte Quarzadern (Tab. 8-1a), 35 Nebengesteinsproben (Tab. 8-1b) und beide Probengruppen zusammen (Tab. 8-1c). Die meisten bei der Swartmodder Kupfer Mine beprobten Quarzadern liegen in einiger Entfernung zur eigentlichen Mine (bis auf SMCMU2).

a)	Wohler Mine	Blank's Mine	GVM	SMGM	Neuras	Q.-M.	SMCM	Total
Probenzahl	6	14	18	10	7	54	10	64
Ag	<b>0,9930</b>	0,1162	<b>0,7348</b>	<b>0,9999</b>	<b>0,9999</b>	<b>0,9261</b>	n.n.	-
As	<b>0,9766</b>	0,3524	<b>0,6726</b>	0,2057	0,1900	0,0469	0,0173	0,0592
Sb	<b>0,9533</b>	0,1044	0,3979	0,0539	<b>0,5674</b>	0,0436	0,0141	0,0529
Zn	<b>0,9291</b>	<b>0,6353</b>	<b>0,5691</b>	0,0985	0,1208	0,2159	n.n.	-
Sc	0,2256	-0,0911	<b>0,7048</b>	0,2617	-0,2694	<0,001	-0,0224	0,0141
Cr	<b>-0,9192</b>	-0,2088	-0,3233	0,0755	-0,2820	-0,1673	<0,001	-0,1503
Fe	<b>0,9883</b>	0,4556	0,2186	-0,0656	<b>0,8846</b>	0,3183	0,2012	0,3280
Co	<b>0,9696</b>	<b>0,5566</b>	<b>0,5941</b>	-0,0831	-0,2385	-0,0412	-0,0548	-0,0424
Ni	<b>0,9711</b>	0,1091	-0,1072	-0,1140	-0,0990	0,0889	-0,0922	0,0447
Se	<b>0,9816</b>	0,2748	<b>0,6905</b>	-0,0985	-0,1924	0,0490	n.n.	-
Mo	<b>-0,7658</b>	<b>0,5417</b>	<b>-0,8164</b>	-0,1749	<b>0,9559</b>	0,3429	0,0436	0,3484
Ce	0,0224	-0,1077	<b>0,6759</b>	-0,1752	-0,2830	<0,001	0,0949	0,0141
REE <sub>tot</sub>	0,2922	-0,1323	<b>0,6579</b>	-0,1652	-0,2193	<0,001	0,0943	0,0100
W	<b>0,9771</b>	0,1543	-0,0970	<0,001	<b>0,9709</b>	<b>0,5776</b>	0,1109	<b>0,5778</b>
Hg	<0,001	0,1334	<b>0,6841</b>	<b>0,9999</b>	<0,001	0,0510	-0,1204	0,0592
Th	0,3186	0,0346	<b>0,7314</b>	-0,1442	-0,3081	0,0245	<0,001	0,0245
U	<b>0,9993</b>	0,1526	<b>0,7849</b>	0,2173	0,0686	0,0548	0,1315	0,0500
Probenzahl	0	1	0	0	0	1	1	2
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-

b)	Wohler Mine	Blank's Mine	GVM	SMGM	Neuras	Q.-M.	SMCM	Total
Probenzahl	1	5	5	10	6	27	8	35
Ag	-	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	-	<b>0,5881</b>	-
As	-	0,1700	-0,2625	-0,1396	-0,3028	0,4490	-0,3236	-0,0490
Sb	-	<b>0,5289</b>	0,0412	0,3527	<b>0,8472</b>	0,4675	<b>0,6352</b>	-0,0787
Zn	-	0,0728	0,0224	<0,0001	<b>0,7029</b>	0,3194	<b>0,6052</b>	0,0316
Sc	-	-0,3228	-0,4095	0,0300	<b>0,8700</b>	0,0889	-0,1304	-0,0173
Cr	-	<b>-0,7582</b>	<b>0,8997</b>	0,1342	-0,0686	0,2247	-0,1105	-0,0860
Fe	-	0,3178	<b>0,7862</b>	0,1673	<b>0,8415</b>	<b>0,7422</b>	0,0831	0,3110
Co	-	<b>0,8313</b>	0,1015	-0,2133	<b>0,9261</b>	0,2081	-0,1353	0,2022
Ni	-	<b>-0,5143</b>	0,1091	n.n.	<b>0,8217</b>	0,3150	-0,2066	0,0700
Se	-	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	-	0,4449	0,4449
Mo	-	n.n.	0,2077	-0,0173	<b>-0,7308</b>	<0,001	0,1077	-0,0100
Ce	-	0,1847	-0,3835	-0,1619	0,1175	-0,0436	<b>0,8434</b>	<b>0,8279</b>
REE <sub>tot</sub>	-	0,1507	-0,3920	-0,1609	0,0938	-0,0387	<b>0,8370</b>	<b>0,8292</b>
W	-	<b>0,9502</b>	-0,8026	-0,2610	0,4683	0,1806	-0,3669	-0,2098
Hg	-	n.n.	0,4315	-0,1330	<b>-0,9137</b>	0,1572	<b>0,7065</b>	0,4798
Th	-	<b>0,5360</b>	<b>-0,6138</b>	0,1439	0,0663	-0,0520	0,3108	-0,0854
U	-	<b>0,9937</b>	-0,1992	-0,0671	-0,2335	0,1400	0,4009	<b>0,7519</b>
Probenzahl	1	4	2	6	2	15	3	18
Mn	-	0,1229	-	<b>0,9275</b>	-	<b>0,5450</b>	-	0,3590
Pb	-	0,4985	-	0,0265	-	<0,001	-	-0,0520
Cu	-	<b>0,9295</b>	-	<b>0,9921</b>	-	0,4407	-	0,1153

c)	Wohler Mine	Blank's Mine	GVM	SMGM	Neuras	Q.-M.	SMCM	Total
Probenzahl	7	19	23	20	13	85	18	104
Ag	<b>0,9928</b>	0,2076	<b>0,7450</b>	<b>0,9999</b>	<b>0,9999</b>	<b>0,9281</b>	<b>0,6321</b>	<b>0,8795</b>
As	<b>0,9729</b>	0,4283	0,1819	0,0283	-0,0557	0,0224	0,1473	0,2530
Sb	<b>0,8491</b>	0,0849	0,3927	0,0436	<b>0,5761</b>	0,0387	0,1183	0,0469
Zn	<b>0,9280</b>	0,3002	-0,0671	0,1204	0,1833	0,0100	<b>0,6353</b>	0,0200
Sc	-0,1054	0,2744	0,3090	-0,1049	-0,1844	-0,0480	-0,1476	-0,0458
Cr	-0,4369	<0,001	-0,1068	0,1892	-0,1364	-0,0480	-0,2520	-0,0346
Fe	<b>0,9854</b>	<b>0,5033</b>	0,0954	-0,0490	<b>0,8246</b>	0,2848	0,3017	0,2462
Co	0,0200	<b>0,5682</b>	-0,0316	-0,1530	-0,1315	-0,0510	0,1175	-0,0539
Ni	<b>0,9739</b>	0,1619	-0,1261	-0,0600	0,1300	0,0245	-0,0245	-0,0100
Se	<b>0,9803</b>	0,3245	<b>0,7013</b>	-0,0400	-0,0949	0,0714	<b>0,5051</b>	0,0748
Mo	-0,1323	<b>0,6116</b>	-0,3811	-0,0316	<b>0,9203</b>	0,3625	-0,1685	0,3633
Ce	-0,1483	-0,1034	0,2154	-0,1609	-0,2835	-0,0721	<b>0,7961</b>	-0,0458
REE <sub>tot</sub>	0,0141	-0,3237	0,2926	-0,1735	-0,2415	-0,0678	<b>0,7983</b>	-0,0400
W	0,3521	0,0387	-0,1257	-0,1100	<b>0,9746</b>	0,1758	-0,1543	0,1817
Hg	0,1600	0,2404	<b>0,6231</b>	<b>0,5366</b>	0,1407	0,1015	0,4239	0,1034
Th	-0,2249	-0,3335	<b>0,5106</b>	-0,1597	-0,3367	-0,0656	0,3015	-0,0529
U	<b>0,9778</b>	0,1449	<b>0,6660</b>	-0,0500	0,1393	0,0510	<b>0,6935</b>	0,0100
Probenzahl	1	6	2	7	2	18	4	22
Mn	-	0,0245	-	0,4117	-	0,0332	<b>0,5005</b>	<0,001
Pb	-	0,2722	-	-0,1758	-	-0,0510	<b>0,7943</b>	-0,0141
Cu	-	-0,2490	-	<b>0,9715</b>	-	0,0663	<b>0,6304</b>	0,0300



Vorige Seite:

Tab. 8-1a-c: Korrelationsmatrizen mit Korrelationskoeffizienten  
für verschiedene Elemente mit Gold

a) von Quarzadern, b) von Nebengesteinen, c) Quarzadern und Nebengesteinen

(Q.-M.: Zwischenwert für alle Minen mit Quarzmineralisationen; n.n.: nicht nachweisbar;

grau hinterlegt: unter Oberflächenbedingungen mobile Elemente; fett:  $|\rho| > 0,5$ ;

graue Probenzahlen: RFA und AAS-Daten von Proben mit INAA-Daten)

Die für Quarzadern ermittelten Korrelationskoeffizienten belegen für alle Quarzmineralisations-gebundenen Minen bis auf die Blank's Mine hohe bis sehr hohe Korrelationen von Gold mit Silber. In den Proben von der Blank's Mine liegt nur eine sehr geringe Korrelation zwischen diesen Elementen vor. Die bis 836 ppb Gold führenden Adern in der Umgebung der Swartmodder Kupfer Mine führen überhaupt kein Silber. Für diese Adern liegen bis auf eine geringe Korrelation mit Eisen nur sehr geringe Korrelationen mit anderen Elementen vor. Obwohl keine arsenführenden Minerale bei den erzpetrographischen Untersuchungen festgestellt werden konnten, weisen eine sehr gute (Wohler Mine) und eine mittlere (GVM) Korrelation mit Gold auf eine untergeordnete Beteiligung von Arsen-Mineralen in den Quarzadern dieser Lokalitäten hin. Unter den an Quarzmineralisationen gebundenen Minen ist die Korrelation zwischen Gold und Arsen in den Nebengesteinen allerdings nur gering.

Für die Adern der Wohler Mine ergeben sich sehr hohe positive Korrelationen von Gold mit Antimon, Zink, Eisen, Kobalt, Nickel, Selen, Wolfram und Uran und sehr hohe negative mit Chrom und Molybdän.

Silber konnte in keiner Probe von Myloniten und Nebengesteinen der an Quarzadern gebundenen Minen nachgewiesen werden, auch nicht in solchen die sporadisch Gold enthalten. Damit kann ausgeschlossen werden, dass Silber in einer Peripherie um die primären Vererzungen vorkommt, die geographisch weiter reicht als die primäre Goldmineralisation.

Die wenigsten mittleren und höheren Korrelationen von Gold mit anderen gemessenen Elementen treten in den Quarzadern der Swartmodder Gold Mine auf, in denen Gold nur mit Silber und Quecksilber vorkommt. Für diese Vererzung liegt kein erzmineralogischer Befund vor, was darauf hindeuten könnte, dass hier Gold ohne begleitende Sulfidmineralisation gediegen und lediglich amalgamiert mit Silber und Quecksilber existiert. In den Myloniten und Nebengesteinen der Mine korrelieren die Gold-Gehalte sehr gut mit Mangan und Kupfer (vgl. Abb. 8-9), was mit dem im Arbeitsgebiet einzigartigem Auftreten von Spessartin in einigen der Mylonite koinzidiert. Eine geringe negative Abhängigkeit vom Goldgehalt in diesen Proben liegt für Kobalt vor, was mit der Gesteinschemie der Mylonite übereinstimmt (vgl. 8.2).

In den Quarzadern der Blank's Mine korreliert Gold am wenigsten mit Silber und nur mittelmäßig deutlich mit Zink, Kobalt und Molybdän, welche unter Oberflächenbedingungen relativ mobil sind. In den Myloniten und Nebengesteinen hingegen bestehen sehr hohe Korrelation des Gold-Gehaltes mit den Gehalten an Kupfer, Uran und Wolfram, eine hohe mit Kobalt (im Gegensatz zu den Myloniten der SMGM) und eine mittlere mit Antimon. Mittlere und hohe negative Korrelationen ergeben sich in diesen Proben für Nickel und Chrom, die unter Oberflächenbedingungen ebenso wie Kobalt, Kupfer und Uran als relativ mobil zu betrachten sind. Diese Beobachtung legt nahe, dass diese Korrelationen mit Gold, welches zu den verwitterungsresistentesten Elemente gehört, nicht aus einer sekundären Dispersion dieser Elemente resultieren.

Für die Quarzadern der Golden Valley Mine zeigen sich mehrere mittlere und hohe Korrelationen mit Gold; hohe positive für Silber, Scandium, Thorium und Uran, mittlere

positive für Arsen, Zink, Kobalt, Selen, Cer, die Summe aller gemessenen SEE'n und Quecksilber und eine hohe negative für Molybdän.

Scandium substituiert vor allem Titan oder Eisen ( $\text{Fe}^{3+}$ ) in magmatischen Gesteinen bevorzugt in Phyllosilikaten. Es wird aber auch in Wolframit und Kassiterit in Pegmatiten, Ilmenit in Magnetit-Skarnen oder in Brannerit oder anderen U-Th-REE Mineralen in karbonatitischen Gesteinen eingebaut (vgl. Erze des Olymic Dam Types; FRONDEL, 1978). Die positiven Korrelationen von Gold in den Quarzadern der Golden Valley Mine mit Cer, der Summe der gemessenen SEE'n, sowie Thorium und Uran und die mittleren bis geringen negativen Korrelationen der Nebengesteine dieser Adern ist auffällig. In den Myloniten und Nebengesteinsproben von dieser Mine gibt es weiterhin eine hohe positive Abhängigkeit der Gold-Gehalte von Gehalten an Chrom und Eisen.

In den Quarzadern der Neuras Mine bestehen sehr hohe Korrelationen der Gold-Gehalte mit Silber, Molybdän und Wolfram, eine hohe mit Eisen und mittlere Korrelation mit Antimon, welches häufig mit Sulfosalz-Mineralisationen auftritt. In den analysierten Nebengesteinsproben von der Neuras Mine existieren hohe bis sehr hohe positive Korrelationen von Gold mit Antimon, Zink, Scandium, Eisen, Kobalt und Nickel und negative mit Molybdän und Quecksilber.

Die wechselseitigen positiven und negativen mittleren, hohen und sehr hohen Korrelationen der Molybdän-Gehalte in Quarzadern und Nebengesteinen sind wahrscheinlich durch die sekundäre Mobilität dieses Elements zu erklären.

Die Erze und Nebengesteine der Swartmodder Kupfer Mine, die weitestgehend frei von Quarzmineralisationen sind, weisen hohe Korrelationen von Gold mit Cer, der Summe der gemessenen SEE und Quecksilber, sowie mittlere Korrelationen mit Silber, Antimon und Zink auf. Für alle analysierten Proben aus der Umgebung dieser Mine ergeben sich darüber hinaus mittlere bis hohe Korrelationen von Gold mit Selen, Uran, Mangan, Blei und Kupfer.

Prinzipiell sind die Elemente, die unter Oberflächenbedingungen relativ mobil sind (Zn, Cr, Fe, Co, Ni, Mo, U, Cu), in Bezug auf ihr gemeinsames Auftreten mit Gold weniger zuverlässig. Andererseits bergen genau diese Elemente unter Umständen ein erhöhtes Potential, bei Anwendung von aquatisch-geochemischen oder atmo-geochemischen Explorationsmethoden Vorkommen anzuzeigen.

Selen hingegen wird beispielsweise bei der Oxidation von Pyrit angereichert (GINSBURG, 1963) und sollte daher bei Oberflächenbeprobungen stets berücksichtigt werden.

Eine weitere Typisierung von Golderzen erfolgt anhand des Au/Ag-Verhältnisses. In den goldführenden Erzen der Swartmodder Kupfer Mine (SMCMU1; SMCMH1) liegt es

Mine	Probe	Au/Ag Erze	Au/Ag Quarzadern
Neuras	NH2	-	0,303
	21/6#1	-	0,271
	21/6#5	-	0,267
Blank's	13/6#2	-	0,823
	24/7#1	-	0,061
	22/7#2	-	0,142
GVM	GV5	-	1,327
	GV7	-	0,344
	GV4	-	0,152
SMGM	SMGM14	-	1,700
WOHLER	25/7#6	-	0,029
	25/7#5	-	0,018
	25/7#3	-	0,023
SMCM	SMCMU1	0,018	-
	SMCMH1	0,023	-

Tab. 8-2: Au/Ag-Verhältnisse der gold- und silberführenden Proben der untersuchten Minen

zwischen 0,018 und 0,023. Für die Proben von Quarzadern, in denen Gold und Silber nachweisbar sind rangiert das Au/Ag-Verhältnis zwischen 0,018 und 1,7 (Tab. 8-2).

In Anbetracht dieser großen Variabilität liegen die Au/Ag-Verhältnisse der Quarzadern der Neuras Mine und der Wohler Mine jeweils relativ dicht beieinander, wohingegen die Verhältnisse in den Quarzadern der Golden Valley Mine und der Blank's Mine stark variieren. Die einzige gold- und silberführende Quarzader von der Swartmodder Gold Mine weist das höchste Au/Ag-Verhältnis von 1,7 auf.

## 9. Illit-Kristallinität und K/Ar-Isotopie

### 9.1 Vorliegende Daten

#### 9.1.1 RBI

An den im RBI auftretenden Gesteinen wurden mehrere Datierungsarbeiten durchgeführt (z.B. HUGO und SCHALK, 1971; BURGER und COERTZE, 1973, 1974, 1975, 1976; BURGER und WALRAVEN, 1978, 1980; SEIFERT, 1986; REID et al., 1988; ZIEGLER und STOESSEL, 1993; BECKER, 1995).

SEIFERT (1986) führte Rb/Sr-, K/Ar- und Spaltspuranalysen an stark deformierten Proben des Gamsberg Granits und des Weener Intrusiv Komplexes durch. Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von  $1190 \pm 23$  Ma werden als Intrusionsalter des Gamsberg Granits interpretiert. Rb/Sr- und K/Ar-Alter von Hellglimmerpräparaten von den Proben aus dem Gamsberg-Weener Gebiet liegen mehrheitlich zwischen 490 und 505 Ma. Die K/Ar-Alter kulminieren um 498 Ma und werden als Abkühlungsalter auf  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  interpretiert. K/Ar-Biotitalter zeigen eine Häufung bei 494 Ma, wohingegen das Rb/Sr-Biotit-System eine durch Fluide hervorgerufene Störung/Verjüngung bis auf 350 Ma erfahren haben soll. Spaltspur-Alter von  $372 \pm 35$  Ma bzw.  $359 \pm 42$  Ma beziehen sich auf einen Temperaturbereich von  $200 - 250^\circ\text{C}$  und weisen zusammen mit den verjüngten Rb/Sr-Biotitaltern auf extrem kleine Abkühlungsraten von  $1 - 2^\circ\text{C}/\text{Ma}$  und eine post-Damara Temperung zwischen  $200 - 300^\circ\text{C}$  im Zeitraum 495 - 360 Ma. SEIFERT (1986) hält es für möglich, dass in diesem Zeitraum mehrere Ereignisse mit starkem Fluiddurchsatz zu einer partiellen Öffnung des Rb/Sr-Biotit Systems führten. Dem zufolge interpretiert er die jüngsten K/Ar-Biotitalter mit 384 Ma (Gamsberg Granit) bzw. 347 bzw. 357 Ma (Biotit Nauchas Pass) als Maximalalter des letzten durchgreifenden Fluidereignisses.

REID et al. (1988) führten Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen an prä-Damara Granitoiden im Rehoboth-Nauchas Gebiet durch. Die Rb/Sr-Alter ergeben zwei Episoden der Granitoidplatznahme: 1800 - 1600 Ma für den Naub Diorit ( $1725 \pm 52$  Ma) und den Swartmodder Granit ( $1639 \pm 25$  Ma) und 1200 - 1000 Ma für Granitoide der Gamsberg Granit Suite. Allerdings stimmen die angegebenen Koordinaten für die Probenlokalität des Swartmodder Granits nicht mit der Probenlokalität auf der dargestellten Karte überein, sodass diese Probe zur PIS gehören könnte.

Die umfassende geochronologische Arbeit von ZIEGLER und STOESSEL (1993) an den Gesteinen des RBI diskutiert die meisten früheren Altersdaten und endet mit einem Modell für die Evolution des RBI, welches weitestgehend den stratigraphischen, strukturellen und geodynamischen Überlegungen dieser Arbeit zugrunde liegt (vgl. 2.).

Anhand von U/Pb-Untersuchungen an Zirkonen und Rb/Sr-Gesamtgesteinsbestimmungen konnte BECKER (1995) Eburnische Alter für den Weener Intrusiv Komplex und die Gaub Valley Formation bestätigen.

##### 9.1.1.1 Evolution des RBI nach ZIEGLER und STOESSEL (1993)

Geochemische und U/Pb-Untersuchungen zeigen, dass die Weener und Piksteel Intrusiv Suiten das Rehobother Gebiet zwischen 2,0 und 1,8 Ga während der Eburnischen Orogenese intrudierten. Ihre Magmen weisen kalk-alkalinen Charakter auf und wurden wahrscheinlich in

einem kollisionstektonischen Setting generiert. Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen im Vergleich mit U/Pb-Untersuchungen an Zirkonen von Granitoiden der PIS belegen eine Rücksetzung dieser Isotopensysteme durch die Zirkulation hydrothermaler Fluide während der Intrusion der GGS (s.u.). K/Ar-Analysen von Biotitseparaten aus Gesteinen der PIS ergeben Alter, die stark zwischen 606 und 954 Ma streuen. Dieses wird auf eine „Verjüngung“ der Biotite durch eine partielle Alteration (z.B. Chloritisierung) zurückgeführt, die wahrscheinlich sogar jünger als  $606,8 \pm 6,8$  Ma ist (K/Ar-Alter von Biotit einer porphyrischen Varietät der PIS auf Farm Borodino) und möglicherweise mit der Damara Orogenese in Verbindung steht. Die Platznahme des Alberta Komplexes und assoziierter Intrusiva im nördlichen Teil des Rehoboth Basement Inliers (RBI) fand vor etwa 1,4 Ga statt, gefolgt von den Intrusionen der Gamsberg Granit Suite und assoziierten rhyolitischen Gängen zwischen 1,25 und 1,0 Ga, die in großen Teilen der intrudierten Gesteine eine starke hydrothermale Alteration verursachten (z.B. Störungen des Rb/Sr-Systems der Piksteal Intrusiv Suite). Diese Granite weisen ebenfalls kalk-alkaline Zusammensetzungen auf. Während der finalen Phase des Gamsberg Magmatismus kam es zur Extrusion der Nückopf K-Rhyolite vor ca. 950 Ma. Mafische Gänge, die weder mit den Intrusionen des Alberta Komplexes zusammenhängen, noch mit den kretarischen bis tertiären Alkali-Intrusiva zwischen Windhoek und Rehoboth korrelieren, weisen einen tholeiitischen Chemismus auf und intrudierten unter Vorherrschaft eines kontinentalen Extensionsregimes. Eine gut korrelierte  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Referenzlinie ergibt ein Alter von  $821 \pm 33$  Ma für die basischen Gänge, die aufgearbeitetes Krusten- oder Subkrustenmaterial des RBI selbst repräsentieren. Mafische Gänge von der Farm Nauzerus gaben Gesamtgesteins Isochron-Alter von  $1030 \pm 185$  Ma (REID et al. 1988). Das Alter von  $821 \pm 33$  Ma könnte ein möglicher Altershinweis für das Einsetzen eines initialen Dehnungsprozesses sein, der zur Bildung der Damara-Geosynkline führte. Diese Annahme wird durch das Auftreten basischer Gänge subparallel zur Areb Scherzone innerhalb des RBI unterstützt, welche sich nur im Zuge von Dehnungsprozessen während der oder nach der Kibarischen Phase gebildet haben kann. Eine Vielzahl von K/Ar-Datierungen an Biotiten, Hellglimmern und Seriziten zeigen, dass die Kompression der Damara Orogenese nördlich des RBI zu metamorphen Bedingungen um  $300^\circ\text{C}$  im nördlichen Teil des Inliers führte und dort das K/Ar-Isotopensystem in Biotiten und Hellglimmern zurücksetzte. So implizieren beispielsweise die Alter von Phyllit und Rhyolit-Proben der Marienhof-Formation von Mineral- und Gesamtgesteinsproben (489 - 532 Ma), dass während der Damara Orogenese im Gebiet zwischen der Stadt Rehoboth und der Farm Marienhof grünschieferfazielle Bedingungen (z.B.  $300^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ ) erreicht wurden. Demnach erreichten Faltung und Metamorphose den Südrand des Damara Orogens vor etwa 530 Ma. Erst südlich von  $23^\circ 55' \text{S}$  ( $235' \text{S}$ ?) sollen diese nicht stark genug gewesen sein, um das K/Ar-System von Biotiten komplett zurückzusetzen. Der RBI muss im Verlauf der Damara Orogenese von Decken überschoben worden sein, wie bereits von den Damara-Altern des Namib-Naukluft Decken Komplexes bekannt (s.u.). Nach der Damara Orogenese wurde auch der RBI vom Zerfall Gondwanas betroffen, der neben der Öffnung des Südatlantiks auch eine Reaktivierung der Areb Scherzone hervorgerufen haben soll. Dies lässt sich aus K/Ar-Datierungen an Proben des Mooirivier Komplexes und der Elim Formation entlang der Areb Scherzone entnehmen, die eine partielle Verjüngung der K/Ar-Isotopien von Biotit- und Hellglimmer-Mineralseparaten aufweisen. Die entsprechenden Alter von 315 bis 427 Ma werden (im Gegensatz zu SEIFERT, 1986; s.o.) als Scheinalter interpretiert. Obwohl die von MILLER (1983b) vorgeschlagenen Temperaturen von  $150 - 250^\circ\text{C}$  zur Zeit der Ausbildung der Karoo Einrumpfungsfäche (peneplain) um 280 Ma für die Southern

Marginal Zone (SMZ) des Damara Orogens in direktem Kontakt mit dem RBI unterhalb der K/Ar Schließungstemperaturen von Biotiten von 295 - 400±50°C (Zusammenstellung von BLANKENBURG et al., 1989) und Muskoviten 350°C±50°C liegen, interpretiert SEIFERT (1986) die jungen Alter als Resultate einer partiellen Öffnung des K/Ar-Isotopensystems in tektonisch aktiven Bereichen mit erhöhtem Fluiddurchsatz.

Die sich ergebende magmatische und strukturelle Evolution des RBI ist in Tab. 2-1 tabellarisch zusammengefasst.

Die im Untersuchungsgebiet befindlichen Mineralisationen liegen allesamt zwischen 23°21'S und 23°27'S, sollten also nach ZIEGLER und STOESSEL (1993) derart von der Damara Orogenese erfasst worden sein, dass das K/Ar-System sämtlicher Glimmer auf Damara-Alter zurückgesetzt wurde. Auch eine Reaktivierung der zuvor angelegten Suturen wäre demnach zu erwarten.

### 9.1.2 Damara bzw. Nama Einheiten

HAAK und HOFFER (1976) führten K/Ar-Datierungen an Biotiten quer über das gesamte Damara Orogen durch. Da das Verteilungsmuster der Alter relativ einheitlich bei ca. 485 Ma liegt, ist zu folgern, dass eine Hebung vor dieser Zeit stattgefunden haben muss als die Region noch Temperaturen oberhalb von 300 - 350°C (Schließungstemperatur von Biotit) hatte. Aus Spaltspurdaten von Granat, Vesuvian und Apatit lässt sich ableiten, dass das zentrale Damara extrem langsam abkühlte, dass die Wärmequelle mindestens bis vor ca. 100 Ma noch aktiv war und dass der südlichste Teil des Orogens relativ zur zentralen Granit-Zone um ca. 14 km gehoben worden ist.

AHRENDT et al. (1978) untersuchten Illit-Kristallinitäten und K/Ar-Alter vom südwestlichen Teil des E-W streichenden Astes des Damara Orogens, der Naukluft-Decken und der Nama Group. Die Metamorphosegrade der beiden letzteren Gebiete liegen im Bereich der höheren Anchi- bis zur unteren Epizone. Von der Naukluft in südöstliche Richtung (ab der sog. „gefalteten Nama“) nimmt der Grad der Metamorphose kontinuierlich bis in den Bereich der Diagenese ab. Weiterhin wurden pegmatitische Muskovite aus dem prä-Damara Grundgebirge südwestlich der Naukluft Decke auf 1160 Ma datiert. Während im südlichen Damara Gürtel Alter von ca. 530 Ma für tektonisch deutlich weniger beanspruchte Gesteine ermittelt wurden, ergaben stärker von der Deformation betroffene Proben eher Alter um ca. 495 Ma. Die Isochrone um ca. 530 Ma wird als Höhepunkt der Metamorphose interpretiert. Die Isochrone um ca. 495 Ma kann entweder als Abkühlungsalter oder als eine Verjüngung durch eine zweite postkristalline Deformation gedeutet werden. Dieses Alter wurde ebenfalls für den Basismylonit der Naukluft Decke bestimmt und gibt somit den Zeitpunkt der Deckenüberschiebung an.

HORSTMANN (1987) datierte Hellglimmer aus der Nama Group, aber auch Muskovite der Kuibis Subgroup und der darunter lagernden prä-Damara Sinclair Sequenz, welche als potentielle Ausgangsgesteine von detritischen Hellglimmern in Frage kommen und ebenfalls mit 1000 - 1100 Ma Kibarische Alter aufweisen. In der Oberen Nama Group wurden an detritischen Hellglimmern von Fraktionen 250 - 100 µm K/Ar-Alter von 570 - 670 Ma gemessen. Diese Alterswerte werden als Abkühlungsalter einer ersten metamorphen Überprägung im Damara Orogen interpretiert. Die Sedimente der oberen Nama Group wurden während eines Molassestadiums nach einem ersten orogenen Zyklus abgelagert. Hier liegen die Alter in den Feinfraktionen <2 µm zwischen 530 und 500 Ma und lassen auf einen thermischen Peak schließen, der das K/Ar-System in den Feinfraktionen zurücksetzte, aber



nicht ausreichte die detritischen Glimmer zurückzustellen. Diese Alter selbst stellen jedoch Mischalter dar, da in mäßig metamorphisierten Proben die Alter deutlich zu den kleineren Unterfraktionen ( $<2 \mu\text{m}$ ;  $1 - 2 \mu\text{m}$ ;  $0,63 - 1 \mu\text{m}$ ;  $<0,63 \mu\text{m}$ ) hin abnehmen.

HAWKESWORTH et al. (1983) führten Rb/Sr- und Ar/Ar-Untersuchungen an Proben aus dem zentralen und nördlichen Damara-Orogen durch. Die sich ergebende Entwicklung im Bereich des Damara Orogens seit dem Spätproterozoikum ist in 2.2 beschrieben. Demnach fand die Abkühlung der Randzonen des Damara Orogens vor ca. 500 Ma statt.

Anhand von Spaltspurdaten belegen RAAB et al. (2002) ein diskretes Abkühlungsereignis um 70 Ma für das gesamte Damara Orogen. Zu dieser Zeit sollen 1,3 - 3 km (je nach angenommenen geothermalen Gradienten) Sedimente (?) den RBI überlagert haben.

## 9.2 Ergebnisse

Zur geochronologischen Einordnung der Scherzonen und eventuellen Eingrenzung der Alter der Mineralisationen durch K/Ar-Datierungen wurden gezielt glimmerführende Gesteine der Scherzonen beprobt. Zur Einordnung der metamorphen Bildungs- bzw. Alterationsbedingungen und Alterationsgrade der Glimmer wurden deren Illit-Kristallinitäten bestimmt. Die Lokalitäten der im Arbeitsgebiet genommenen Proben sind in Abb. 9-1 dargestellt und im Folgenden näher erläutert. Die Probe RP16 stammt aus einem Schurf innerhalb der Gaub Valley Formation, die Proben RP17 und RP18 von der Areb Scherzone auf der Farm Areb.

### 9.2.1 Illit-Kristallinitäten (IC)

Die Untersuchung von Glimmerpolymorphen dient in erster Linie zur Unterscheidung detritischer und authigener Phyllosilikate. Da die Proben aus dem Arbeitsgebiet mehrheitlich (metamorphisierte) Magmatite bzw. deren Scherungsprodukte darstellen, ist nicht mit detritischen Glimmern im ursprünglichen Sinne des Wortes zu rechnen (ausgenommen RP8; Marienhof Sandstein). Die Glimmerpolymorphen in unterschiedlichen Kornfraktionen können aber Aufschluß über die Bedingungen im Verlauf der (retrograde) Metamorphose geben.

Ein relatives Maß für den Grad der schwachen Metamorphose ist die Breite des ersten, röntgenographischen Beugungsmaximums der Hellglimmer bei  $10 \text{ \AA}$  (WEAVER, 1960). Die Illit-Kristallinität wurde in den Tonfraktionen ( $<2 \mu\text{m}$ ,  $<0,2 \mu\text{m}$ ) gemessen, als Halbwertsbreite bzw. relative Halbwertsbreite ( $H_{b,rel}$ ) angegeben und ist, neben verschiedenen anderen Faktoren, von der Temperatur abhängig. Diese Schärfe der Beugungsmaxima bestimmt den Grad der Ordnung der untersuchten Kristallgitter. Bei höheren Bildungstemperaturen dominieren bessere IC's (geringere  $H_{b,rel}$ ) durch einen höheren Anteil von 2M-Polytypen gegenüber 1M-Polytypen, was mit einem erhöhten  $K_2O$ -Anteil einhergeht.

Der Übergangsbereich von der Diagenese zur Anchizone ist durch Temperaturen von ca.  $200^\circ\text{C}$  gekennzeichnet (TEICHMÜLLER et al., 1979). Die Anchizone bezieht sich auf einen Temperaturbereich von ca. 200 bis ca.  $350^\circ\text{C}$ .

Diese Temperaturbereiche sind für den Verlauf einer prograden Metamorphose von Sedimentgesteinen beschrieben und daher nur bedingt für Temperaturabschätzungen für retrograde niedrigfazielle Überprägungen interpretierbar.

Prinzipiell ist davon auszugehen, dass kleine Mineralkörner eher auf spätere thermische Überprägungen reagieren, als grobkörnige Phyllosilikate. Folglich zeigen feinere Fraktionen bei einem prograden Metamorphoseverlauf (bzw. Diagenese) bessere Illit-Kristallinitäten

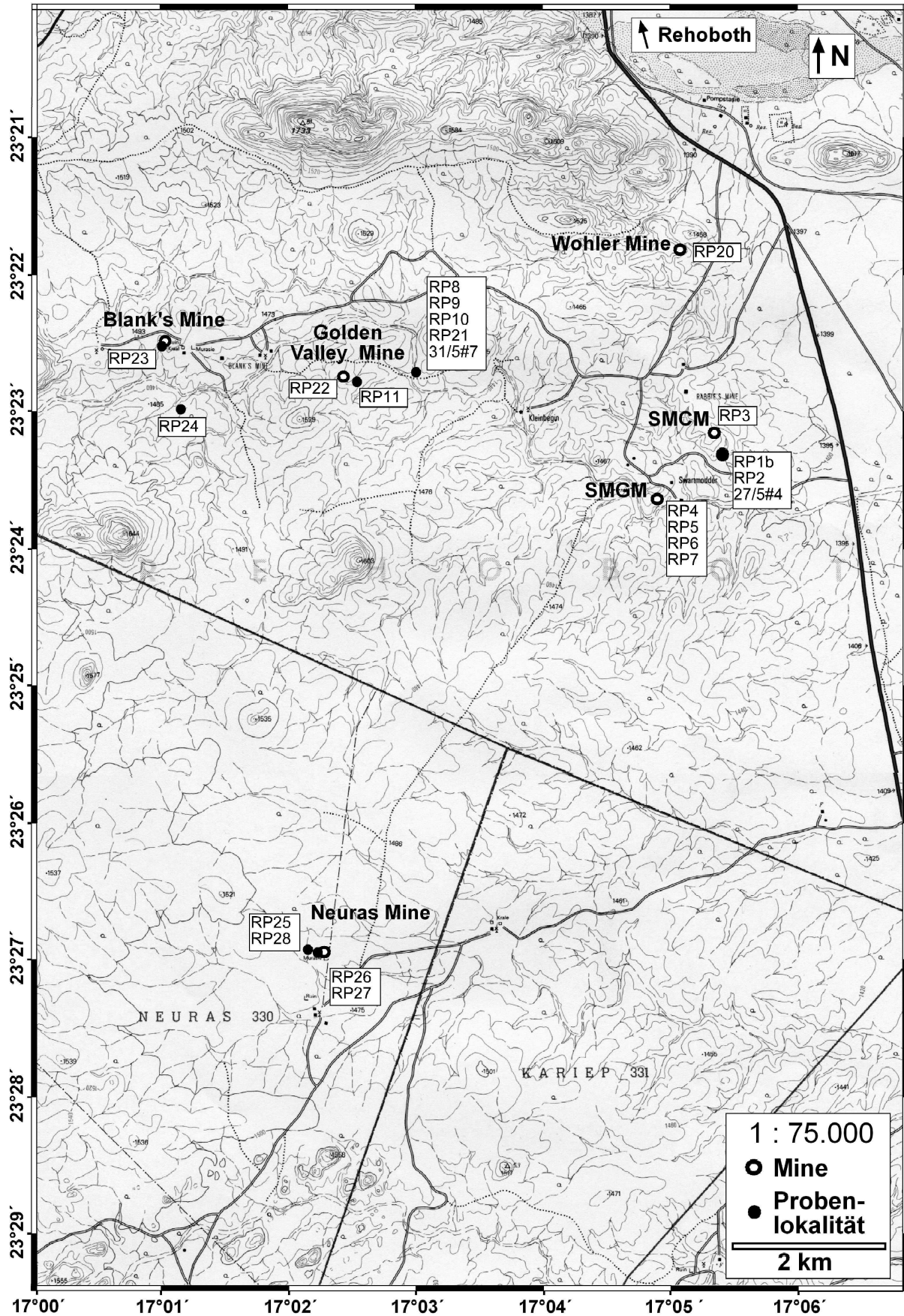


Abb. 9-1: Geographische Karte des Arbeitsgebietes mit den Lokalitäten der Proben, deren Illit-Kristallinitäten und K/Ar-Isotopien untersucht wurden

(höhere  $K_2O$ -Gehalte, jüngere Alter) als die gröberen Kornfraktionen. Bei einer retrograden Überprägung werden die feineren Kornfraktionen eher illitisiert/smektitisiert als die gröberen Kornfraktionen und zeigen schlechtere Illit-Kristallinitäten (geringere  $K_2O$ -Gehalte, jüngere Alter).

Eine gewisse (geringe) Abnahme der Illit-Kristallinität mit zunehmenden Verwitterungsgrad ist auch für Hellglimmer wahrscheinlich (z.B. AHRENDT et al., 1978).

Die Ermittlung der Illit-Kristallinitäten erfolgt durch die Aufnahme von Röntgendiffraktogrammen der Mineralseparate. Im Röntgendiffraktogramm von luftgetrockneten Proben überlagern sich die Illit- und Smektit-Peaks. Eine Glykolisierung bewirkt eine Aufweitung der Smektit-Zwischenlagen, sodass der Smektit-Peak zu kleineren  $2\theta$ -Winkeln verschoben wird und nun in einem weiteren Diffraktogramm vom Illit-Peak unterschieden werden kann. Aus diesen Diffraktogrammen wurden mit einem an der Uni Göttingen entwickelten Computerprogramm die Illit-Kristallinitäten berechnet.

Die Werte können von  $0,06 \phi\Delta^{\circ}2\theta$  für ideal geordneten Muskovit bis  $1 \phi\Delta^{\circ}2\theta$  für Illit/Smektit variieren. Die Grenzen zwischen diagenetischen und anchizonalen Kristallinitäten liegt im Bereich von  $0,4$  bis  $0,6 \phi\Delta^{\circ}2\theta$  und zwischen anchizonalen und epizonalen Kristallinitäten bei  $0,24 \phi\Delta^{\circ}2\theta$  (K. WEMMER, pers. Kom., 2002). Sie entsprechen den Kübler Indizes ( $IC_K$ ) bei  $0,42 \phi\Delta^{\circ}2\theta$  und  $0,25 \phi\Delta^{\circ}2\theta$  von KÜBLER (1968).

Die gemessenen Illit-Kristallinitäten sind in Tab. 9-1 zusammen mit den Ergebnissen der K/Ar-Analytik aufgelistet und variieren zwischen  $0,13$  und  $0,71 \phi\Delta^{\circ}2\theta$  für luftgetrocknete und zwischen  $0,12$  und  $0,56 \phi\Delta^{\circ}2\theta$  für glykolisierte Mineralseparate.

Die Mineralchemismen von Biotiten in den mit der Mikrosonde untersuchten Proben lassen häufig anhand von abnehmenden  $K_2O$ -Gehalten bei gleichzeitiger Abnahme der Analysensummen und veränderten Al[6]-Gehalten eine Illitisierung oder Chloritisierung erkennen (6.2.1). Besonders in den Myloniten der Swartmodder Gold Mine ist auch Muskovit stark illitisiert (6.2.2).

Die  $K_2O$ -Gehalte der isotopengeochemisch untersuchten groben Muskovite aus den Proben aus dem Arbeitsgebiet liegen zwischen  $10,04$  und  $10,96$  Gew.% ( $n = 8$ ). Die isotopengeochemisch untersuchten groben Biotite (27/5#4, RP2) enthalten nur um  $7$  Gew.%  $K_2O$ . Die  $K_2O$ -Gehalte der isotopengeochemisch untersuchten Präparate der Fraktion  $<2 \mu m$  variieren zwischen  $1,23$  und  $6,36$  Gew.% ( $n = 14$ ), die der Fraktion  $<0,2 \mu m$  zwischen  $0,49$  und  $5,46$  Gew.% ( $n = 14$ ).

Theoretisch sollten abnehmende  $K_2O$ -Gehalte mit niedrigeren Illit-Kristallinitäten (höheren  $\phi\Delta^{\circ}2\theta$ -Werte), also mit einem zunehmenden Illitisierungs-/Smektitisierungs-Grad einhergehen (vgl. Abb. 9-2). Allerdings ist meist der Einfluss durch die Verdünnung in Präparaten der Mineralfeinfraktionen durch andere Minerale auf die  $K_2O$ -Gehalte größer.

In allen Glimmern der Fraktion  $<2 \mu m$  mit epizonalen Illit-Kristallinitäten in Proben aus dem Arbeitsgebiet lässt sich kein wesentlicher Unterschied zwischen luftgetrockneten und glykolisierten Präparaten bemerken (Abb. 9-2). Lediglich in den beiden Vergleichsproben von der Areb Scherzone (RP17, RP18) treten geringe Unterschiede in den jeweiligen Kristallinitäten auf.

Über anchizonale bis hin zu diagenetischen Illit-Kristallinitäten (RP28) nehmen die Unterschiede der Illit-Kristallinitäten zwischen luftgetrockneten und glykolisierten Präparaten zu.

Die Illit-Kristallinitäten der Probenpräparate der Fraktion  $<0,2 \mu m$ , die immer geringere  $K_2O$ -Gehalte als die der Fraktion  $<2 \mu m$  aufweisen, sind stets kleiner (höhere  $\phi\Delta^{\circ}2\theta$ -Werte) oder gleich als/den Kristallinitäten der Fraktion  $<2 \mu m$ . Dieses ist ein Hinweis darauf, dass die

Glimmer der <0,2 µm-Fraktion unter niedrigeren metamorphen Bedingungen als die der <2 µm-Fraktion gebildet wurden, also wahrscheinlich ein retrogrades Glimmerwachstum repräsentieren.

Probe	Korn- fraktion [µm]	Spike [Nr.]	K <sub>2</sub> O [Gew.-%]	<sup>40</sup> Ar* [nl/g] STP	<sup>40</sup> Ar* [%]	Alter [Ma]	2σ- Fehler [Ma]	φ Δ°2Θ luftgetr.	φ Δ°2Θ glykol.
RP 1b	ms	2817	10,71	784,56	99,85	1470,2	22,4	-	-
27/5#4	bt	2688	7	54,87	74,07	228	6,1	-	-
	bt	2822	7,02	36,94	69,06	152,2	4,8	-	-
RP 2	<2	2933	2,73	26,01	79,37	273,6	7,0	-	0,420
RP 2	<0,2	2963	1,35	11,28	79,10	242,1	7,9	-	-
RP 4	<2	2907	1,23	8,16	60,01	194,8	6,5	-	-
RP 4	<2	2935	1,23	8,11	65,07	193,7	6,0	-	-
RP 4	<0,2	2959	0,49	3,10	61,44	186,2	6,8	-	-
RP 5	<2	2913	6,31	106,65	96,92	460,4	10,3	0,295	0,290
RP 5	<2	2937	6,31	104,99	96,83	453,8	10,2	0,295	0,290
RP 5	<0,2	2954	4,65	72,71	95,90	429,4	9,0	0,375	0,370
RP 6	<2	2910	6,02	100,62	95,98	455,6	10,3	0,235	0,235
RP 6	<2	2939	6,02	100,29	97,36	454,2	10,1	0,235	0,235
RP 6	<0,2	2956	4,28	68,19	95,86	436,6	9,5	0,335	0,275
RP 7	ms	2852	10,04	441,64	99,14	1015,8	20,9	-	-
RP 7	<2	-	-	-	-	-	-	-	-
RP 7	<0,2	2957	1,51	22,07	92,43	404,3	8,8	-	-
RP 8	<2	2941	4,21	78,69	98,03	502,6	10,3	0,150	0,150
RP 8	<0,2	2961	3,59	63,26	98,26	477,3	9,7	0,155	0,160
RP 9	<2	2945	6,03	110,54	95,28	494,1	10,7	0,160	0,160
RP 9	<0,2	2970	4,56	80,34	98,24	477,2	11,1	0,160	0,175
30-5#7	ms	2657	10,42	780,14	99,44	1492,8	24,5	-	-
RP 10	ms	2821	10,45	901,12	99,47	1640,1	23,1	-	-
RP 11	<2	2914	5,22	88,78	94,81	462,6	9,8	0,130	0,130
RP 11	<0,2	2967	3,83	62,41	96,47	445,4	9,3	0,160	0,170
RP 16	ms	2819	10,31	188,39	99,35	492,7	7,7	-	-
RP 17	ms	2812	10,05	184,8	99,69	495,5	7	-	-
RP 17	<2	2905	5,69	91,07	95,24	438,4	9,3	0,235	0,230
RP 17	<0,2	2928	5,46	83,71	94,50	422,0	9,3	-	-
RP 18	<2	2912	3,79	59,61	96,13	431,6	9,0	0,145	0,135
RP 18	<0,2	2972	3,09	44,61	94,41	399,9	8,6	-	-
RP 20	ms	2833	10,65	579,87	99,34	1191,7	25,4	-	-
RP 20	<2	2918	6,24	123,82	97,98	529,4	11,0	0,330	0,315
RP 20	<0,2	2932	4,77	92,32	98,35	518,1	10,6	0,370	0,325
RP 23	<2	2919	6,36	105,16	95,65	451,2	9,6	0,290	0,285
RP 23	<0,2	2934	4,77	74,57	93,87	429,3	9,2	0,310	0,285
RP 24b	ms	2831	10,96	728,47	99,58	1374,6	19,4	-	-
RP 24b	<2	2909	4,14	80,84	94,24	522,1	11,1	0,150	0,150
RP 24b	<0,2	2936	3,31	58,38	94,06	477,7	10,6	-	-
RP 26	<2	2920	3,76	58,94	92,09	430,4	9,6	0,305	0,295
RP 26	<0,2	2974	1,38	16,61	80,10	339,2	8,5	-	-
RP 27	<2	2976	4,01	67,27	95,38	457,0	12,3	0,305	0,300
RP 27	<0,2	2940	1,35	15,86	80,63	331,7	9,1	-	0,360
RP 28	<2	2923	2,45	38,41	82,69	430,4	15,7	0,665	0,520
RP 28	<0,2	2943	1,50	20,01	85,32	372,5	12,3	-	0,560
RP 28	<0,2	2964	1,50	19,78	86,68	368,6	12,1	-	0,560

Tab. 9-1: Daten der K/Ar-Isotopie und Illit-Kristallinitäten der bearbeiteten Proben  
(STP: standard temperature pressure)

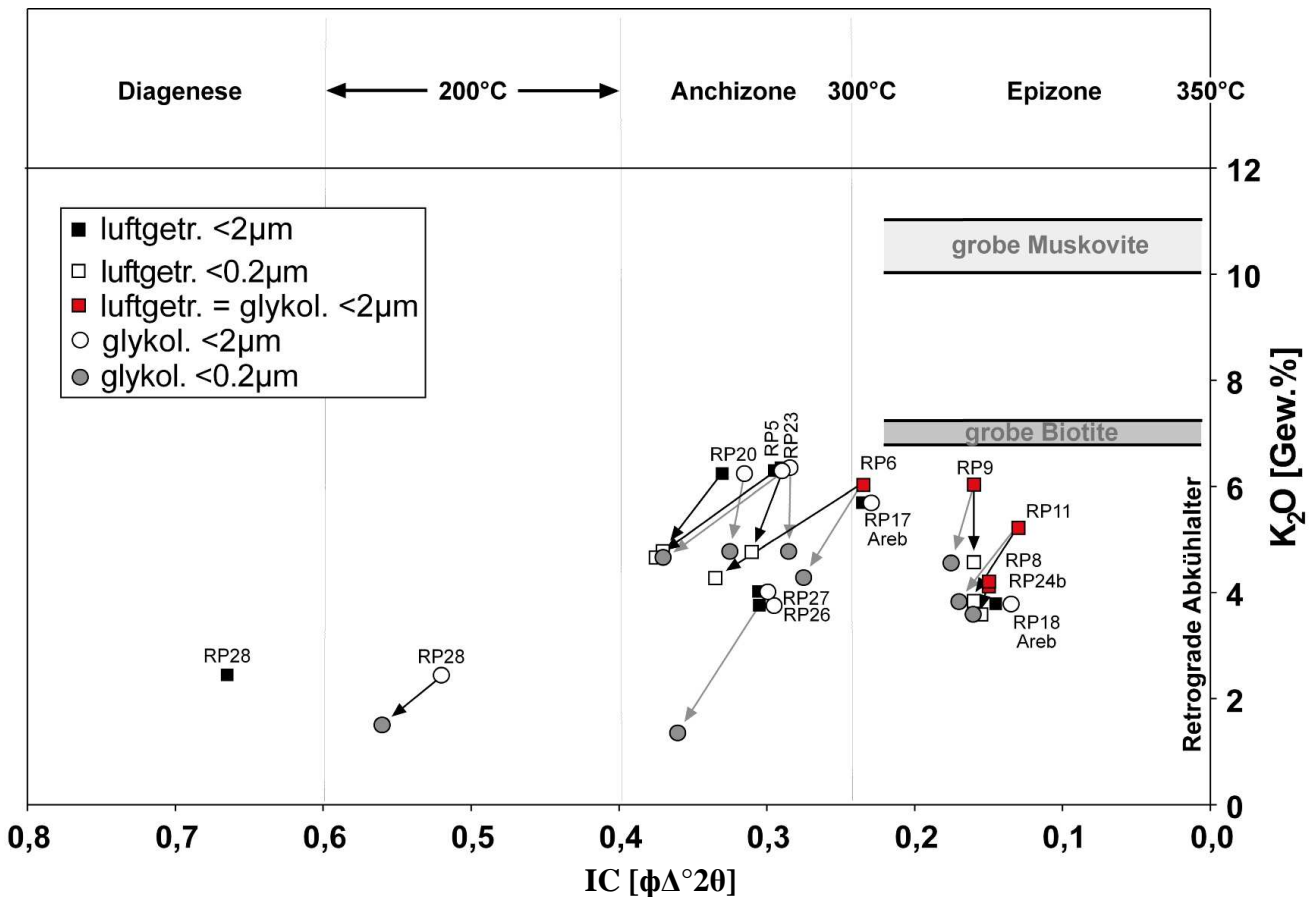


Abb. 9-2: Illit-Kristallinitäten der Kornfraktionen <2 µm und <0,2 µm der untersuchten Proben im K<sub>2</sub>O-IC-Diagramm

Die anchizonalen Glimmer der Proben RP5 (SMGM), RP20 (Wohler Mine), RP23 (Blank's Mine), RP26, RP27 (beide Neuras) und RP6 (nur in <0,2 µm Fraktion anchizional; SMGM) sind wahrscheinlich unterhalb von 300°C gebildet bzw. alteriert worden.

Lediglich die Probe RP28 (Neuras Mine) weist Illit-Kristallinitäten auf, die in den Bereich der Diagenese fallen. Für die Fraktion <0,2 µm der Vergleichsproben von der Areb Scherzone (RP17, RP18) konnten keine Illit-Kristallinitäten bestimmt werden.

Anhand der bearbeiteten Proben ist gut zu erkennen, dass in Proben mit generell besseren Illit-Kristallinitäten (niedrigere  $\phi\Delta^{20}$ -Werte) die Kristallinitäten weniger von den Kornfraktionen abhängig sind, denn die Gruppe der epizonalen Glimmer zeigt geringere Unterschiede zwischen der <2 µm und der <0,2 µm Fraktion als die Gruppe der anchizonalen Glimmer (wie beispielweise auch von REUTER, 1985 beobachtet wurde).

## 9.3 K/Ar-Alter

### 9.3.1 Vorausgehende Bemerkungen

Im Gegensatz zu Biotiten bleiben in Muskoviten die Isotopenverhältnisse auch bei extremer Verwitterung stabil, solange keine kristallographischen Veränderungen in der Mineralstruktur eintreten (WILSON, 1975; CLAUER, 1981). MITCHELL und TAKA (1984) zeigten anhand von K/Ar-Verlustkurven von Muskovit und Biotit, dass sowohl K- als auch Ar-Verluste bis zu 20 % durch Verwitterung der beiden Glimmer zu Tonmineralen kaum Einfluss auf die Mineralalter haben. Überschreitet der Verlust von K<sub>2</sub>O (Gew.%) 20 %, so geht dieser mit

einem überproportional höheren Ar-Verlust einher und resultiert in reduzierten K/Ar-Altern. Dieses Phänomen führt zu einer vermehrten Ausbildung von mixed-layer-Anteilen im Zuge der strukturellen Ausdehnung der Minerale während der Verwitterung. Unverwitterter Muskovit enthält idealer Weise 12 Gew.%  $K_2O$ . Nach CLAUER (1981) können auch bei verwitterten Muskoviten mit z.B. 8,7 Gew.%  $K_2O$  keine wesentlichen Abweichungen der K/Ar-Alter (relativ zum Rb/Sr-Alter) beobachtet werden. Anhand von K/Ar-Verlustdiagrammen können (unter bestimmten Voraussetzungen) Ar-Verluste mittels der prozentualen K-Verluste bestimmt und K/Ar-Alter in einigen Fällen korrigiert werden.

Dem Konzept von Abkühlungsaltern bei Mineral- und Isotopensystem-spezifischen Schließungstemperaturen zur Folge lässt sich gegebenenfalls die Hebung- bzw. Abkühlungsgeschichte eines Orogens rekonstruieren (z.B. JÄGER, 1979). Dem liegt die Annahme zugrunde, dass sich ein radioaktives Mutter-Tochter-System im Verlauf einer Aufheizung bei den gleichen Temperaturen öffnet, bei denen es sich während einer Abkühlung schließt. Für das K/Ar-System liegen die Schließungstemperaturen bei  $350\pm 50^\circ C$  für Muskovit und  $300\pm 50^\circ C$  für Biotit (u.a. JÄGER, 1973, 1979; PURDY und JÄGER, 1976; vgl. auch BLANKENBURG et al., 1989).

Die Qualität von K/Ar-Altern lässt sich anhand einiger Kriterien beurteilen (nach K. WEMMER, pers. Kom., 2002). Je höher der  $K_2O$ -Gehalt und der Anteil an radiogenem Argon ( $^{40}Ar^*$ ) einer Probe, desto höher ist die Qualität des bestimmten Alters. Liegt der  $^{40}Ar^*$ -Anteil einer Analyse über 75 %, ist mit einem guten Alterswert zu rechnen. Darunter wird der Fehler deutlich größer. Ein weiteres Kriterium ist die Differenz zwischen den Altern, die sich für die unterschiedlichen Feinfraktionen ( $<2 \mu m$ ,  $<0,2 \mu m$ ) ergeben. Erfährt ein schwach metamorphes Gestein eine Überprägung, die zu einer Neubildung von Illit führt, sollten die beiden Alter nicht mehr als 20 bis 30 Ma voneinander abweichen, da die  $<0,2 \mu m$ -Fraktion in der  $<2 \mu m$ -Fraktion enthalten ist. Bei einer diagenetischen oder anchizonalen Überprägung gibt das Alter der  $<0,2 \mu m$ -Fraktion den Zeitpunkt der Überprägung an und das Alter der  $<2 \mu m$ -Fraktion ist durch nicht umgestellte detritische oder anderweitig reliktsche Glimmer wahrscheinlich zu hoch. Bei einer epizonalen Überprägung entspricht das  $<2 \mu m$ -Alter dem Höhepunkt derselben und das  $<0,2 \mu m$ -Alter dem Ausklang des Ereignisses. Bei einer Mylonitisierung bei höheren Temperaturen müssen beide Alter als Abkühlalter nach dem Höhepunkt der Durchbewegung interpretiert werden. Ist die Differenz zwischen den beiden Altern deutlich größer, kann dieses durch eine sehr langsame Abkühlung nach dem Ereignis oder mehrere Überprägungsphasen erklärt werden. Tritt eine deutlich größere Altersdifferenz bei diagenetischen oder anchizonalen Glimmern auf, ist dies meist auf nicht umgestellte reliktsche Glimmer zurückzuführen. In der Regel sind dann beide Alter ( $<2 \mu m$ ,  $<0,2 \mu m$ ) durch den Einfluss von reliktschen Glimmern zu hoch, wobei das Alter der  $<0,2 \mu m$ -Fraktion theoretisch das überprägende Ereignis datieren kann.

Die isotopengeochemisch untersuchten Proben wurden mit spezieller Hinsicht auf andere kaliumtragende Minerale (v.a. Kalifeldspat) petrographisch untersucht. Kalifeldspäte wurden in den Proben RP8, RP23, RP25 und RP28 festgestellt. Diese sind in allen diesen Proben stark serizitisiert. Alte K-Feldspäte verjüngen das K/Ar-Alter, weil sich das K/Ar-System in Kalifeldspäten erst bei Temperaturen um  $150\pm 30^\circ C$  schließt. Turmalin ist für den Einbau von überschüssigem Argon (excess argon) bekannt, tritt aber nur in der Probe RP3 auf, welche ohnehin einen zu geringen Glimmer-Anteil aufweist, sodass keine K/Ar-Daten gewonnen werden konnten.

Die ermittelten  $K_2O$ -Gehalte, K/Ar-Daten und -Alter der bearbeiteten Proben sind in Tab. 9-1 aufgelistet.



### 9.3.2 Alter von Präparaten von groben Muskoviten und Biotiten

Die ermittelten Daten der Präparate von groben Glimmern sind in Tab. 9-1 mit dem jeweiligen Mineralkürzel gekennzeichnet.

Die Probe 30/5#7 entstammt einem kleinen nur schwach deformierten Pegmatitkörper (30/5#8), der entlang der Scherzone in Marienhof Metasandstein (östlich der GVM) intrudiert ist, die einen östlichen Ausläufer der Struktur darstellt, an die die Golden Valley Mine gebunden ist. Sie enthält sehr grobkörnige Muskovite, deren hohe  $K_2O$ -Gehalte (10,42 Gew.%) ihren pegmatitischen Ursprung unterstreichen (K. WEMMER, pers. Kom., 2002). Diese Glimmer ergaben ein K/Ar-Alter von  $1492,8 \pm 24,5$  Ma.

Bei der selben Lokalität wurde auch eine mit grobem Muskovit verfüllte Kluft in Metapeliten der Marienhof Formation beprobt (RP10). Diese ist 2 cm dick, streicht bei nahezu vertikalem Einfallen N-S ( $248^\circ/89^\circ$ ) und schneidet somit die E-W-streichende Scherzone ( $352^\circ/57^\circ$ ). Die Muskovite sind möglicherweise ebenfalls pegmatitischen Ursprungs (10,45 Gew.%  $K_2O$ ) und ergaben das höchste in dieser Arbeit ermittelte Alter von  $1640,1 \pm 23,1$  Ma. Dieses Alter stellt zugleich ein Minimum-Alter für die Marienhof-Formation dar. Diese Beobachtung stimmt mit dem Geländebefund überein, dass die Marienhof-Formation vielerorts von Piksteal Granodioriten intrudiert wird und oft in diesen als teilweise sehr große Xenolithe auftritt. ZIEGLER und STOESSEL (1993) ordnen die Piksteal Granitoid Suite der Eburnischen Orogenese (ca. 2000 bis 1800 Ma) zu. Der Aufschluß lässt keinen Schluss über einen Versatz entlang der E-W streichenden Scherzone zu, da im Aufschlussbereich der Kluft nur das Liegende der Scherzone ansteht.

Es ist davon auszugehen, dass die Muskovite seit  $1640,1 \pm 23,1$  Ma nicht mehr über die Schließungstemperatur von Muskoviten von  $350 \pm 50^\circ C$  aufgeheizt worden sind, was die thermische Beanspruchung durch die Damara-Überprägung des Gebietes auf unter  $400^\circ C$  limitiert. Gleichzeitig gilt dies auch für die thermische Beanspruchung, zumindest für diesen Teil des Untersuchungsgebietes, während der Intrusion der GGS (Kibarisch).

Probe RP1b besteht ebenso aus groben Muskoviten, die in der Mitte als auch in den Randbereichen einer rekristallisierten sigmoidalen Quarzader auftreten, die südöstlich der Swartmodder Kupfer Mine angetroffen wurde. Die  $K_2O$ -Gehalte der Muskovite (10,71 Gew.%) deuten ebenfalls auf einen pegmatitischen Ursprung hin. Für diese Hellglimmer wurde ein K/Ar-Alter von  $1470,2 \pm 22,4$  Ma gemessen. Dieses Alter ist dem der Probe 30/5#7 ( $1492,8 \pm 24,5$  Ma; s.o.) sehr ähnlich. Diese Alter liegen nahe am Intrusionsalter des mafischen Alberta Komplexes und der mit diesem assoziierten mafischen Gänge um 1400 Ma. Dass allerdings ein Zusammenhang dieser „pegmatitischen“ Alter mit der Intrusion von mafischen und ultramafischen Intrusiva, wie sie auch im Untersuchungsgebiet auftreten, besteht, ist zu bezweifeln. Wahrscheinlicher erscheint es, dass es sich um ein Mischalter eines pegmatitischen Stadiums der Intrusion der PIS handelt.

Etwa 1,5 km südlich der Blank's Mine ist eine Scherzone entlang dem Kontakt des Piksteal Granodiorites mit seiner quarzporphyrischen Varietät aufgeschlossen. Aus der mylonitischen Probe RP24b konnten sowohl grobe Glimmer als auch Fraktionen  $< 2 \mu m$  und  $< 0,2 \mu m$  gewonnen werden. Die groben Glimmer ergaben ein prä-Kibarisches Alter von  $1374,6 \pm 19,4$  Ma. Ihr  $K_2O$ -Gehalt ist hoch (10,96 Gew.%), doch ist ein pegmatitischer Ursprung im Gelände nicht (mehr?) zu erkennen. Die Altersdaten der feineren Fraktionen belegen eine deutliche Damara-Überprägung des Gesteins ( $< 2 \mu m$ :  $522,1 \pm 11,1$  Ma;  $< 0,2 \mu m$ :  $477,7 \pm 10,6$  Ma.), die nur die K/Ar-Isotopie der kleineren Korngrößen komplett

zurückzusetzen vermochte. Es kann aber nicht ausgeschlossen werden, dass die groben Glimmer eingescherten Altbestand des Nebengesteins repräsentieren.

Bei der Probe RP20 handelt es sich um das mylonitisierte Nebengestein, in dem die Mineralisation der Wohler Gold Mine auftritt. Die Hellglimmer resultieren hauptsächlich aus der fast vollständigen Umwandlung von Feldspäten und konzentrieren sich nur selten auf schwach ausgebildete mylonitische Lagen in dem ursprünglich weitestgehend glimmerfreien (abgesehen von serizitisierten Feldspäten) Quarzporphyr (vgl. P.5.2). Biotit tritt nur in weiter nördlich beprobten mylonitischen quarzporphyrischen Gestein (14/5#4) auf und unterscheidet sich dort mineralchemisch deutlich von den Biotiten in anderen Proben aus dem Arbeitsgebiet (höhere XMg-Werte, extrem starke Illitisierung/Smektitisierung; vgl. 6.2.1). Die Muskovite/Serzite haben einen K<sub>2</sub>O-Gehalt von 10,65 Gew.% und geben ein Alter von 1191,7±25,4 Ma, welches ein Minimum-Alter für die Mylonitisierung darstellt, da Mineralaltbestände aus dem Nebengestein ausgeschlossen werden können. Dies belegt, dass während der Intrusionen der Gamsberg Granite Suite (1250 - 1000 Ma), zu der auch beispielsweise der Kobos Granit ganz im Süden des Untersuchungsgebietes gehört, während des Kibarischen Ereignisses mindestens der NW-SE streichende gescherte Kontakt reaktiviert, wenn nicht sogar angelegt worden ist.

ZIEGLER und STOESSEL (1993) postulieren in Zusammenhang mit diesen Intrusionen (gestützt auf gestörte Rb/Sr-Systeme) hydrothermale Aktivitäten, die eine starke Alteration der intrudierten Einheiten bewirkte. Weiter vermuten diese Autoren eine Extensionstektonik während dieser Phase.

Die Mylonite der Wohler Gold Mine weisen keinerlei kinematische Indikatoren auf, die eine Reaktivierung bzw. Anlage der Struktur in einem tektonischen Extensions-Regime bestätigen oder widerlegen würden. Abgesehen davon wäre eine Korrelation des Kibarischen Minimum-Alters mit Scher-Sinn-Indikatoren (shear sense indicators) äußerst spekulativ, da die feineren Fraktionen der Probe RP20 mit 529,4±11 Ma für <2 µm und 518,1±10,6 Ma für <0,2 µm eine deutliche Damara-Überprägung anzeigen.

Die Probe RP7 entstammt dem liegenden Piksteel Granodiorit der Scherzone der Swartmodder Gold Mine im unmittelbaren Kontakt mit dem Mylonit derselben und enthält illitisierten Biotit (vgl. 6.2.1). Die groben Muskovite ergaben ein Alter von 1015,8±20,9 Ma. Auch dieses Alter fällt in den Zeitrahmen der Kibarischen Phase, allerdings kann auch für diese Probe Glimmer-Altbestand aus dem granodioritischen (Piksteel) Ausgangsgestein nicht ausgeschlossen werden. Für die Fraktion <0,2 µm wurde ein K/Ar-Alter von 404,3±8,8 Ma ermittelt, welches (vermutlich als Mischalter) eine post-Damara Überprägung indiziert.

Die Proben 27/5#4 und RP2 stammen von ein und derselben Lokalität südöstlich der Swartmodder Kupfer Mine und bestehen aus reinen grobkörnigen Biotiten. Ihre K<sub>2</sub>O-Gehalte (7,00 und 7,02 Gew.%) sind sehr gering. Die für die beiden Proben ermittelten Alter für die Grobfraktion variieren stark mit 228,0±6,1 und 152,2±4,8 Ma. In Probe RP2 weisen Feinfraktionen höhere Alter auf (RP2: <2µm 273,6±7,0 Ma und <0,2µm 242,1±7,9 Ma). Diese Phänomene weisen auf eine Alteration von Biotit in diesen Proben im Aufschluß hin. Die Altersdaten sind geologisch bedeutungslos.

Die drei Vergleichsproben von einer Muskovit-führenden Quarzader aus einem Schurf in der Gaub Valley Formation (RP 16) und von zwei Myloniten aus der Areb Scherzone (RP 17, RP18) weisen mit 492,7±7,7 Ma (RP16) und 495,5±7 Ma (RP17) deutliche Damara-Alter in den Grobfraktionen auf. Die Proben liegen wesentlich weiter westlich als die im Arbeitsgebiet beprobten Scherzonen und somit deutlich dichter an der SMZ (Southern marginal Zone) des

Damara Orogens, sodass auch die K/Ar-Isotopie der grobkörnigen Glimmer auf Damara-Alter umgestellt wurde.

### 9.3.3 Alter der Feinfraktionen <2 µm und <0,2 µm

Prinzipiell ist der K<sub>2</sub>O-Gehalt ein Anhaltspunkt für die Güte von K/Ar-Altern. Reine Illite haben Gehalte von 9 - 10 Gew.%. Allgemein liegen die K<sub>2</sub>O-Gehalte der Fraktionen <2 µm und <0,2 µm deutlich darunter. Zum einen liegt das an einer Zumischung von anderen Mineralen wie Chlorit, Quarz, ggf. Hämatit, Feldspat durch den Aufbereitungsprozess. Bei den vorliegenden Analysen ist davon auszugehen, dass allenfalls eine Kontamination durch nicht-kaliumtragende Phyllosilikate besteht, die keinerlei Einfluss auf die Altersbestimmung haben. Zum anderen nimmt der K<sub>2</sub>O-Gehalt mit zunehmenden Smektit- (bzw. Kaolinit-) Anteil ab, was bei einem retrograden Verlauf eine Smektitisierung (bzw. Kaolinisierung) und/oder eine Neubildung von Smektit (bzw. Kaolinit) in niedrigen Temperaturbereichen (200 - 300°C für 0,24 - ca. 0,4 φΔ°2θ bzw. <±200°C für > ca. 0,5 φΔ°2θ) entspricht. Illit-Kristallinitäten spiegeln diese Prozesse direkt wider.

Die Aussagekraft der Alter der Feinfraktionen <2 µm und < 0,2 µm wird im Folgenden für jede bearbeitete Probe erläutert.

Bei Probe RP4 von der Swartmodder Gold Mine handelt es sich um einen deutlich foliierten mafischen Gang im Liegenden der goldführenden Scherzone im östlichen Abschnitt dieser Struktur (wie 8/8#1 und SMGM2). Die in diesem Gestein häufigen Aktinolithe enthalten selten bis zu 0,43 Gew. K<sub>2</sub>O (vgl. 6.4) und Biotit ist meist illitisiert und chloritisiert (vgl. Abb. 6-2, 6-3). Die Analysen zur K/Ar-Isotopie von RP4 sind relativ schlecht, da die K<sub>2</sub>O-Gehalte unter 1,25 Gew.% und eine relativ hohe atmosphärische Kontamination vorliegt. Allerdings sind die Alter von 194,8±6,5 und 193,7±6,0 Ma für die <2 µm-Fraktion und 186,2±6,8 Ma für die <0,2 µm-Fraktion sehr gut reproduzierbar und liegen dicht beieinander. Diese Alter implizieren einen Zusammenhang zur Atlantiköffnung, im Sinne einer thermischen/fluid Überprägung des Gesteins.

Auch die Proben RP5 und RP6 stammen aus dem unmittelbaren Nebengestein der Scherzone der Swartmodder Gold Mine; allerdings stammen sie aus geschertem Piksteal Granodiorit. Die konstanten Altersgruppen um 455 Ma <2 µm und ca. 430 Ma <0,2 µm für beide Proben (Tab. 9-1) mit anchizonalen Illit-Kristallinitäten sprechen dafür, dass es sich um späte Abkühlungs-/Hebungs-Alter der Damara Orogenese handelt (ohne jüngere Beeinflussung wie bei RP4).

Ein Mylonit aus dieser Scherzone ist Probe RP7 (vgl. Abb. 3-4). Das einzige Feinfraktions-Alter (<0,2 µm) von 404,3±8,8 Ma ist wahrscheinlich ein Mischalter ohne geologische Bedeutung, belegt aber den Trend einer spät-Damara-Aktivität entlang der Scherzone.

Aus Glimmerpräparaten einer Kluftfüllung konnte ein Minimum-Alter von 1640,1±23,1 Ma für die Metasandsteine der Marienhof Formation ermittelt werden (s.o.). Die Metasandsteine (RP8; RP9) derselben Lokalität (Schürfgraben, östlich der Golden Valley Mine und des Swartmodder Reviers) führen epizonale Glimmer in beiden Feinfraktionen, die beide Damara-Überprägungsalter von ca. 500±10 Ma für <2 µm und ca. 477±10 Ma für <0,2 µm ergaben. Diese Alter liegen relativ dicht beieinander, sodass es unwahrscheinlich erscheint, dass die Fraktion <2 µm eine wesentliche detritische Komponente besitzt. Im Gegensatz zu RP9 enthält die Probe RP8 Kalifeldspäte; die Alter unterscheiden sich allerdings kaum. In der

Regel gibt bei epizonaler Überprägung das  $<2 \mu\text{m}$ -Alter den Höhepunkt der Metamorphose, das etwas jüngere  $<0,2 \mu\text{m}$ -Alter den Ausklang des Ereignisses (s.o.). Im vorliegenden Falle könnten die exakt übereinstimmenden Alter ( $477 \pm 10 \text{ Ma}$ ) für die  $<0,2 \mu\text{m}$ -Fraktion der beiden Proben auch auf den Zeitpunkt der letzten Reaktivierung der Scherzone hinweisen.

Etwa 100 m östlich des Schachtes der Golden Valley Mine im Streichen der mineralisierten Scherzone wurde ein feinkörniger Mylonit beprobt (RP 11), der sporadisch Magnetit enthält. Die Probe enthält zwei Generationen von kaliumtragenden Schichtsilikaten, zum einen epizonale Illite, aber auch Smektite. Das Alter der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion von  $462,6 \pm 9,8 \text{ Ma}$  entspricht dem Ende der letzten Durchbewegung bzw. der Abkühlung direkt nach der Durchbewegung. Dieses Alter ist vergleichbar mit den Altern der Glimmer im gescherten Piksteal Granodiorit (RP5; RP6). Im Gegensatz zu RP5 und RP6 sind in einer späteren Phase der Abkühlung um ca.  $445,4 \pm 9,3 \text{ Ma}$  ( $<0,2 \mu\text{m}$ ) Smektite gewachsen.

Das mylonitisierte quarzporphyrische Nebengestein der Wohler Mine (RP20) enthält Hellglimmer, deren Grobfraction ein K/Ar-Alter von  $1191,7 \pm 25,4 \text{ Ma}$  ergaben (s.o.). Die Alter der Feinfraktionen liegen mit  $529,4 \pm 11,0 \text{ Ma}$  ( $<2 \mu\text{m}$ ) und  $518,1 \pm 10,6 \text{ Ma}$  ( $<0,2 \mu\text{m}$ ) dicht beieinander. Da die Hellglimmer/Tonminerale anchizonal sind, gibt das Alter der  $<0,2 \mu\text{m}$ -Fraktion den Zeitpunkt der Überprägung bei Temperaturen zwischen  $200$  und  $300^\circ\text{C}$  an. Das Alter der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion ist ein Mischalter, welches aus einer Mischung von reliktschen Glimmern (vgl. 9.3.2) mit den anchizonalen Hellglimmern/Tonmineralen resultiert.

Bei Probe RP23 handelt es sich um einen Feldspat-dominierten Mylonit bzw. Kataklasit (vermutlich eines deformierten mafischen Ganges) im Piksteal Granodiorit, der ca. 30 m südlich des Schachtes der Blank's Mine aufgeschlossen ist. Dieses Gestein enthält einige reliktsche Kalifeldspäte. Die K/Ar-Alter von  $451,2 \pm 9,6 \text{ Ma}$  ( $<2 \mu\text{m}$ ) und  $429,3 \pm 9,2 \text{ Ma}$  ( $<0,2 \mu\text{m}$ ) sind aber durch eine Phase der Bildung von anchizonalen Smektiten verjüngt. Die Alter ähneln stark denen der Proben RP5, RP6 und RP11.

Etwa 1,5 km südlich der Blank's Mine ist entlang dem Kontakt zwischen Piksteal Granodiorit und der quarzporphyrischen Varietät desselben eine mineralisierte (22/7#6) mylonitische Scherzone aufgeschlossen. Der Mylonit (RP 24b) enthält fein- bis mittelkörnige Hellglimmer die in der Grobfraction ein K/Ar-Alter von  $1374,6 \pm 19,4 \text{ Ma}$  ergaben. Die Illit-Kristallinitäten der Feinfraktionen zeigen, dass epizonale Illite vorliegen, aber kein Smektit. Die K/Ar-Alter der Feinfraktionen von  $522,1 \pm 11,1 \text{ Ma}$  ( $<2 \mu\text{m}$ ) und  $477,7 \pm 10,6 \text{ Ma}$  ( $<0,2 \mu\text{m}$ ) liegen relativ weit auseinander. Die Alter der Feinfraktionen repräsentieren möglicherweise zwei Phasen der Überprägung bzw. Durchbewegung (die erste älter als  $522,1 \pm 11,1 \text{ Ma}$ , also Damara; die zweite jünger als  $477,7 \pm 10,6 \text{ Ma}$ , also spät- oder post-Damara), was durch den epizonalen Charakter der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion unterstützt wird (vgl. 9.3.1). Das Alter der  $<0,2 \mu\text{m}$ -Fraktion weicht nicht übermäßig von den Altern der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen der Proben RP5, RP6, RP11 und RP23 ab.

Die Proben RP26, RP27, RP28 entstammen aus stark deformierten mafischen Gängen, die entlang der Scherzone von Neuras auftreten. Sie enthalten Hellglimmer, teilweise quellfähige Tonminerale (RP27; erschwerten die Präparation von Dünnschliffen), illitisierten/smektitierten Biotit (vgl. Abb. 6-3) und vereinzelt Chlorit. Dementsprechend niedrig sind auch die  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalte und Illit-Kristallinitäten (Abb. 9-2). In diesen drei Proben sind die Unterschiede zwischen den K/Ar-Altern der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion und der  $<0,2 \mu\text{m}$ -Fraktion sehr groß (stets  $>55 \text{ Ma}$ ; Tab. 9-1). Die anchizonalen bis diagenetischen Illit-Kristallinitäten sprechen gegen eine sehr langsame Abkühlung als Ursache für diese großen Altersunterschiede (vgl. 9.3.1). Allerdings wurde eine extrem langsame Abkühlung für die Gesteine im Gamsberg-Weener

Gebiet am Südrand des Damara Orogens anhand von Spaltspurdaten von SEIFERT (1986) nachgewiesen. Die Alter der  $<0,2 \mu\text{m}$ -Fraktionen von  $339,2 \pm 8,5 \text{ Ma}$  (RP26),  $331,7 \pm 9,1 \text{ Ma}$  (RP27) und  $372,5 \pm 12,3 \text{ Ma}$  bzw.  $368,6 \pm 12,1 \text{ Ma}$  (RP28) belegen eine anchizonale bis diagenetische Überprägung, die 332 Ma oder später die Gesteine erfasste. Die Alter der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen von  $430,4 \pm 9,6 \text{ Ma}$  (RP26)  $457,0 \pm 12,3 \text{ Ma}$  (RP27) und  $430,4 \pm 15,7 \text{ Ma}$  (RP28) stellen Mischalter dieser Überprägung mit einem Ereignis dar, welches vor 457 Ma oder noch früher stattgefunden hat. Das Alter der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion von Probe RP27 ( $457,0 \pm 12,3 \text{ Ma}$ ) passt gut in die Altergruppe, die die  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen der Proben RP5, RP6, RP11 und RP23 von ca. 463 bis 451 Ma definieren.

Die K/Ar-Isotopie der Vergleichsproben von der Muskovit-führenden Quarzader aus einem Schurf in der Gaub Valley Formation (RP 16) und von den zwei Myloniten aus der Areb Scherzone (RP 17, RP18) wurde auch in den Phyllosilikaten der Grobfraktionen auf Damara-Alter zurückgesetzt (s.o.). Die Feinfraktionen der Proben von der Farm Areb weisen mit  $438,4 \pm 9,3 \text{ Ma}$  (RP17) und  $431,6 \pm 9,0 \text{ Ma}$  (RP18) für die  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen und  $422,0 \pm 9,3 \text{ Ma}$  (RP17) und  $399,9 \pm 8,6 \text{ Ma}$  (RP18) für die  $<0,2 \mu\text{m}$ -Fraktionen noch jüngere Alter auf, wobei die Alter der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktionen vermutlich Mischalter darstellen, obwohl sie in den beiden Proben eng beieinander liegen. Ein post-Damara-Ereignis, jünger als 400 Ma, führte vermutlich zu einer Teilöffnung des Isotopensystems. ZIEGLER und STOESSEL (1993) erhielten K/Ar-Alter von 314,7 und 396,5 Ma für Proben aus der Areb Scherzone, für die eine signifikante Beimischung von nicht-radiogenem Argon ausgeschlossen werden kann. Diese Autoren halten daher eine tektonische Aktivität bis 315 Ma entlang der Scherzone für wahrscheinlich. Die epizonalen Illit-Kristallinitäten der Proben RP17 und RP18 schließen eine wesentliche Bildung von Smektiten während einer möglichen post-Damara Aktivierung aus. Eine starke Durchbewegung bei einer tektonischen Reaktivierung der Struktur hätte die K/Ar-Isotopie wahrscheinlich einheitlicher und deutlicher verjüngt. SEIFERT (1986) macht unter der Berücksichtigung von Rb/Sr-, K/Ar- und Spaltspurdaten von Gesteinen aus dem Gamsberg-Weener-Gebiet ein durchgreifendes (letztes) Fluidereignis für die Störungen bzw. Verjüngung der Isotopensysteme verantwortlich. Diese Fluidereignis soll für den Gamsberg Granit nicht länger als 384 Ma und für das Gebiet um den Nauchas Pass nicht länger als 347 bzw. 357 Ma zurückliegen.

## 9.4 Zusammenfassung

Die K/Ar-Untersuchungen wurden unter der Zielsetzung durchgeführt, Erkenntnisse über den Zeitpunkt der Anlage und Reaktivierung der mineralisierten Scherzonen im Arbeitsgebiet zu erhalten, um so möglicherweise die Alter der Gold-Kupfer-Mineralisationen einzugrenzen. Die Alter der Grobfraktion sind am höchsten. In den meisten Fällen kann jedoch eine Beimischung von reliktschen Glimmern aus dem Nebengestein nicht ausgeschlossen werden, was bedeutet, dass in diesen Fällen Mischalter vorliegen. Einzige Ausnahme ist das Alter des direkten alterierten Nebengesteins der Wohler Mine (RP20), da hier das quarzporphyrische Nebengestein in der Umgebung weitestgehend frei von kaliumtragenden Schichtsilikaten ist. Hier lässt sich in der Grobfraktion mit einem Alter von  $1191,7 \pm 25,4 \text{ Ma}$  eine Kibarische Aktivität und in den Feinfraktionen eine Damara-Reaktivierung wahrscheinlich nach  $518,1 \pm 10,6 \text{ Ma}$  nachweisen. Die Grobfraktionen einer Muskovit-führenden Quarzader aus einem Schurf in der Gaub Valley Formation (RP16) und einem Mylonit aus der Areb Scherzone (RP17) sind komplett auf Damara-Alter zurückgesetzt, was dafür spricht, dass dort

die größere Nähe zur SMZ des Damara Orogens, im Vergleich zum eigentlichen Untersuchungsgebiet, mit einer größeren thermischen Beanspruchung während der Orogenese einherging.

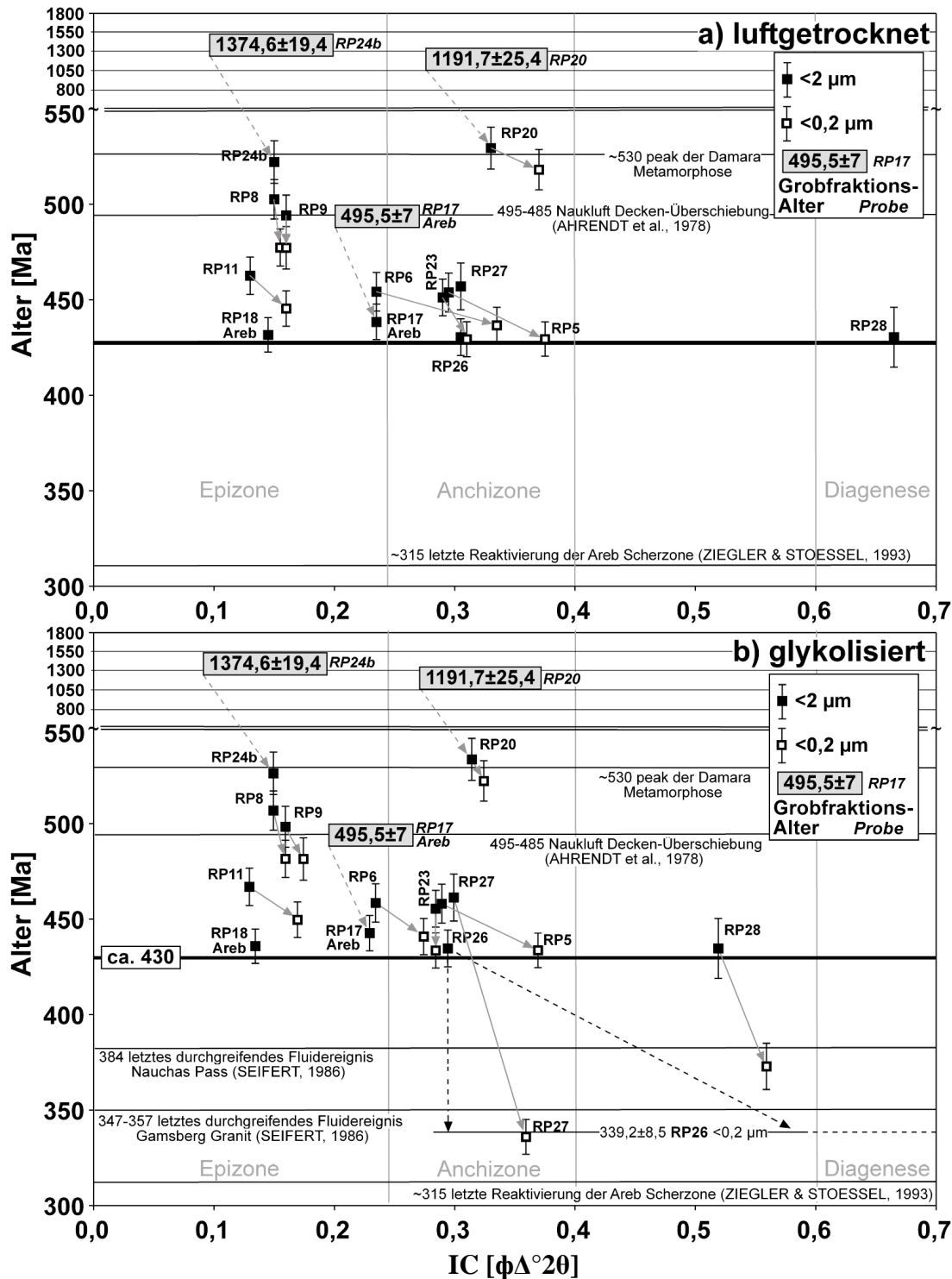


Abb. 9-3: K/Ar-Alter-Illit-Kristallinitäts-Diagramme für die Fraktionen <2  $\mu\text{m}$  und <0,2  $\mu\text{m}$  für a) luftgetrocknete Präparate der untersuchten Proben und b) glykolisierte Präparate der untersuchten Proben

In den Feinfraktionen aller Probe wurden überwiegend Damara-Alter gemessen. Die ermittelten Alter sind zusammenfassend in Alter-Illit-Kristallinitäts-Diagrammen (Abb. 9-3) und in Alter- $\text{K}_2\text{O}$ -Digrammen (Abb. 9-4) dargestellt, welche einen Vergleich mit den anderen K/Ar-Daten enthaltenden Arbeiten von SEIFERT (1986), HORSTMANN (1987)



und ZIEGLER und STOESSEL (1993) ermöglichen, die keine Daten über Illit-Kristallinitäten enthalten bzw. in denen diese nur als Halbwertsbreiten angegeben sind (bei HORSTMANN, 1987).

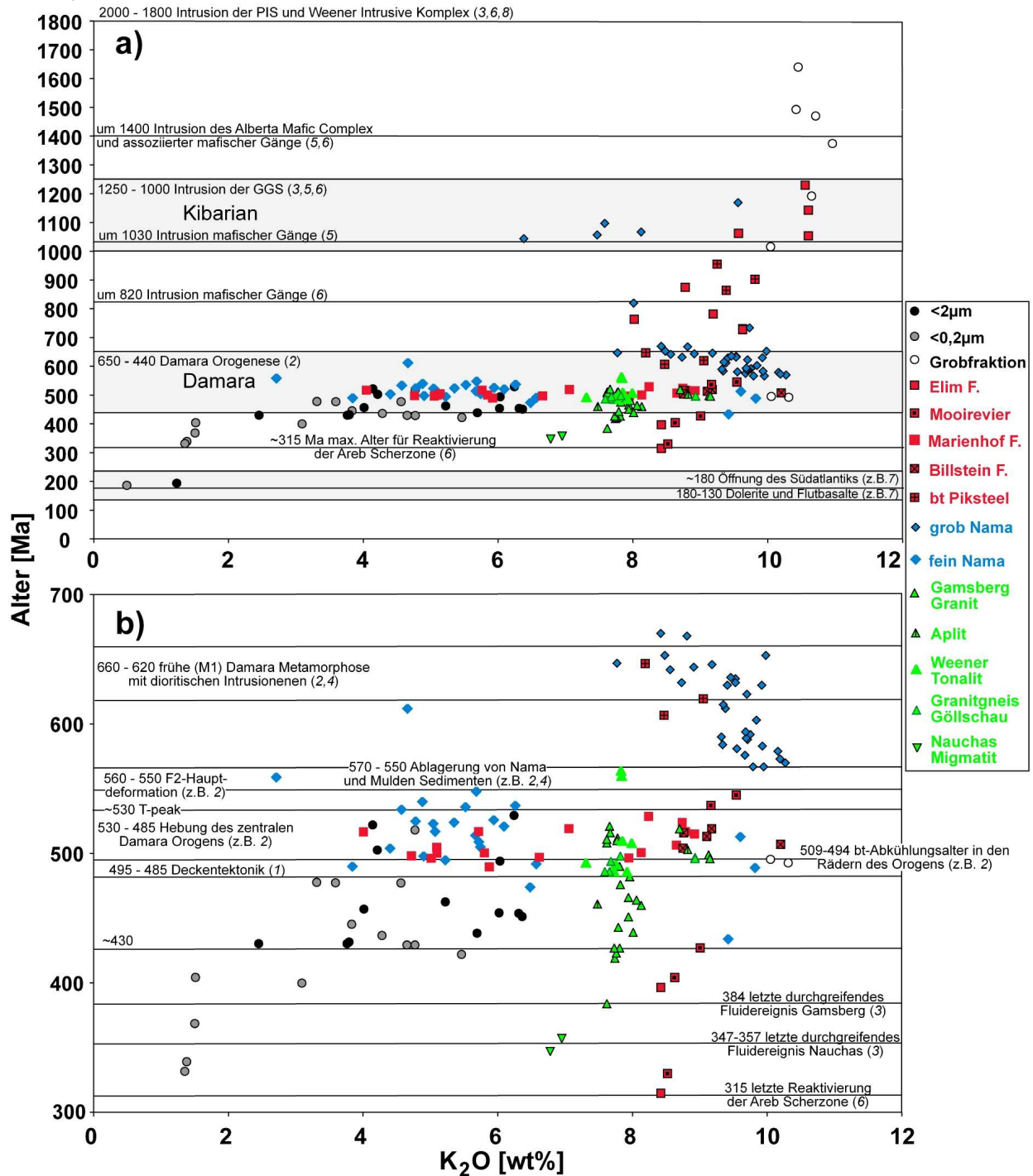


Abb. 9-4: K/Ar-Alter-K<sub>2</sub>O-Diagramme mit Daten von Präparaten dieser Arbeit, aus dem Weener-Gamsberg Gebiet (SEIFERT, 1986; grün), der sedimentären Nama Group (HORSTMANN, 1987; blau) und verschiedener Einheiten des RBI (ZIEGLER und STOESSEL, 1993; rot); a) alle Daten dieser Quellen, b) alle Daten dieser Quellen auf den Zeitraum der Damara Orogenese beschränkt; Quellen: 1: AHRENDT et al. 1978; 2: HAWKESWORTH et al., 1983; 3: SEIFERT, 1986; 4: HORSTMANN, 1987; 5: REID et al., 1988; 6: ZIEGLER und STOESSEL, 1993; 7: REID und REX, 1994; 8: BECKER, 1995

Generell kann bei klaren Damara-Altern nichts über den Zeitpunkt der Anlage der Scherzonen ausgesagt werden, da die Damara-Überprägung bzw. -Reaktivierung stark genug war, die

K/Ar-Isotopien zurückzusetzen. So bilden die Feinfraktionen immer nur das letzte Ereignis (spät-Damara) ab, welches im Arbeitsgebiet bis ca. 430 Ma von Temperaturen im Bereich oder über der Schließungstemperatur von Muskovit bei ca.  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  begleitet wurde.

Die Abhängigkeit der K/Ar-Alter von  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt der Präparate der unterschiedlichen Korngrößenfraktionen wird zum einen durch Verunreinigungen der Präparate mit anderen Mineralen und zum anderen durch den Grad der Illitisierung/Smektitisierung bestimmt. Insbesondere Alter zwischen ca. 470 und ca. 430 Ma zeigen mit ihren Illit-Kristallinitäten eine Smektitisierung um ca. 430 Ma bzw. die Abkühlung nach ca. 470 Ma neugebildeter Smektite auf die Schließungstemperaturen an (Abb. 9-3). Diese Beobachtung weist darauf hin, dass die deutliche Abnahme des  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehaltes der Präparate für das Alters-Spektrum der (späten) Damara Orogenese (Abb. 9-4) nicht nur auf einen Verdünnungseffekt der Präparate zurückzuführen sein kann, sondern teilweise auf eine solche Illitisierung/Smektitisierung in diesem Zeitraum zurückzuführen ist. Für diesen Prozess könnte die Infiltration von Fluiden verantwortlich sein (vgl. 11.4.7).

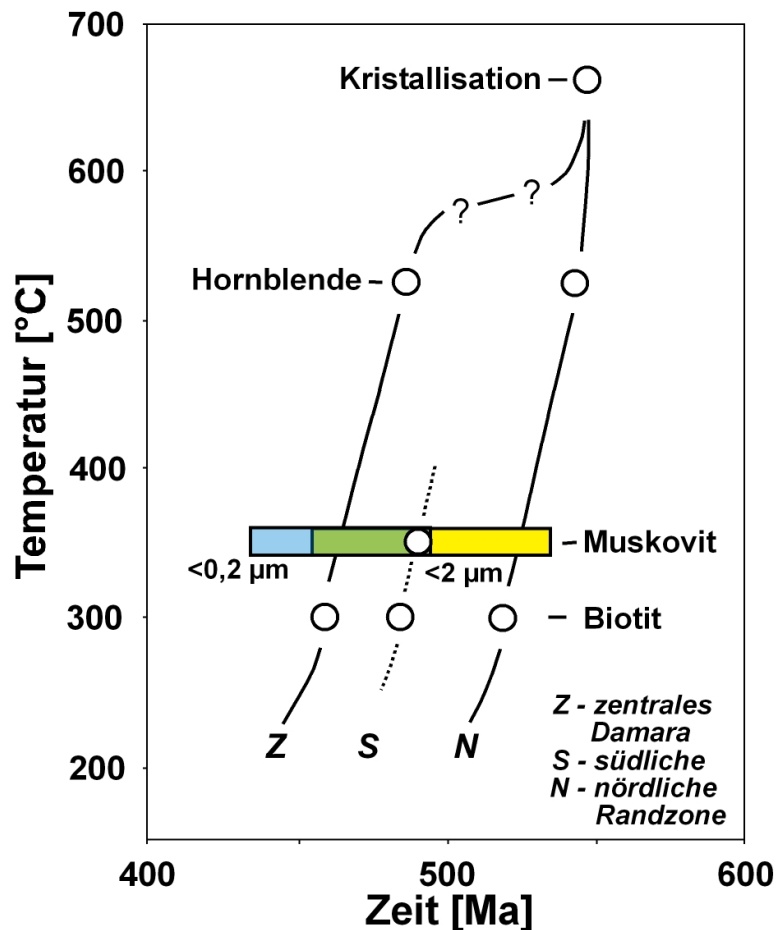


Abb. 9-5: Abkühlungsgeschichte des zentralen Damara Orogens und seiner nördlichen und südlichen Randzonen basierend auf Argon-Schließungstemperaturen für Biotit, Muskovit, und Hornblende (nach HAWKESWORTH, 1983)

Nach HAWKESWORTH et al. (1983) fand um ca. 500 Ma die Abkühlung unter die Schließungstemperatur von Muskoviten bei ca.  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  und um ca. 480 Ma unter die Schließungstemperatur von Biotit entlang der südlichen Randzone des Damara Orogens statt (Abb. 9-5). Dabei dauerte die Abkühlung der zentralen Damara Zone noch bis 485 - 440 Ma an (vgl. auch HAAK und HOFFER, 1976). Die in dieser Arbeit ermittelten K/Ar-Daten unterstützen diese Beobachtung nicht (Abb. 9-5).

Den Ergebnissen zur Folge müssen während der Damara Überprägung der Gesteine des Arbeitsgebietes mindestens bis 460 Ma eine minimale Temperatur von 300°C vorgeherrscht haben, auf die eine Phase der Illitisierung/Smektitisierung bei möglicherweise niedrigeren Temperaturen bis ca. 430 Ma folgte. Drei Proben von der Neuras Mine weisen auf ein weitere Verjüngung (bis ca. 335 Ma) mit zunehmenden Grad der Smektitisierung hin.

Grobkörnige Muskovite einer Kluffüllung belegen mit einem K/Ar-Alter von  $1640,1 \pm 23,1$  Ma, dass sie seit diesem Zeitpunkt weder während der Kibarischen Intrusion der GGS noch während der Damara-Überprägung wesentlich über die Schließungstemperatur von Muskoviten von  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  aufgeheizt worden sind, was die thermische Beanspruchung des Gebietes auf unter ca.  $400^\circ\text{C}$  limitiert.

## **10. Abschätzungen der Bildungs- bzw. Alterationsbedingungen von Mineralparagenesen**

Aus der Mineralchemie und/oder dem Auftreten bestimmter Minerale oder Mineralparagenesen lassen sich unter bestimmten Umständen Parameter wie Temperatur, Druck oder die Fugazitäten von Wasser, Sauerstoff, Schwefel, Selen oder Tellur während der Bildung bzw. Alteration von Mineralen abschätzen. Dabei erlauben die beobachteten Erzmineralparagenesen direkte Rückschlüsse auf die Bedingungen während der Vererzungen; wohingegen überwiegend silikatische Paragenesen Aussagen über die die Vererzungen begleitenden Nebengesteinsalterationen oder aber über die Bedingungen der Metamorphose(n) beinhalten können.

### **10.1 P-T-X Abschätzungen aus der Erzmineralogie der Minen**

Die Mineralogie der Erze der untersuchten Minen ist in Kapitel 7. beschrieben.

#### **10.1.1 Wohler Mine**

Im Aufschlußbereich der Wohler Mine konnten nur sekundäre Kupfererze beprobt werden. Goldkörner mit hohen Feinheiten zwischen 950 und 990 entlang von Korngrenzen von rekristallisiertem Quarz zeigen keine chemischen Zonierungen.

#### **10.1.2 Blank's Mine**

Die Paragenese von Pyrit-Chalkopyrit und Pyrrhotin in ein und derselben goldführenden Probe (12/6#5) impliziert entweder eine einzige Phase der Mineralisation mit Sauerstoff-Fugazitäten im Bereich des Pyrit-Pyrrhotin-Puffers, oder dass eine spätere Phase der Sulfidation derartig schlagartig stattfand, dass sich kein (vollständiges) Gleichgewicht zwischen dem präexistenten Sulfid mit der Sauerstoff-Fugazität der späteren Phase einstellte. Eine etwaige paragenetische Mineralisationsabfolge ließ sich erzmikroskopisch jedoch nicht nachweisen.

#### **10.1.3 Golden Valley Mine**

Sphalerit bildet unregelmäßige Einsprenglinge im Chalkopyrit, der vor allem in Quarzlinsen in der Scherzone der Golden Valley Mine auftritt. Der Sphalerit enthält 4,0 bis 5,2 mol% Chalkopyrit. Für eine vollständige Mischbarkeit von Chalkopyrit in Sphalerit sind minimale Temperaturen von 550°C anzunehmen (z.B. EDWARDS und LYON, 1957). Über die ermittelten Gehalte an Chalkopyrit im Sphalerit hinaus liegen die FeS-Gehalte im Sphalerit unterhalb von 0,016 mol%. Der Einbau von FeS in Sphalerit hängt neben Druck und Temperatur auch von der Schwefel-Fugazität ab. Befindet sich Sphalerit im Gleichgewicht mit Pyrit und Pyrrhotin, so kann der FeS-Gehalt als Geobarometer verwendet werden (SCOTT, 1973; HUTCHINSON und SCOTT, 1981). Dabei sollen Komponenten wie CuS, CdS und MnS keinerlei Einfluss auf die Druckabhängigkeit des FeS-Einbaus haben (HUTCHINSON und SCOTT, 1981). Pyrrhotin liegt in der Erzparagenese der Golden Valley Mine nicht vor. Diese Tatsache limitiert auf der einen Seite die temperaturabhängige Schwefel-Fugazität während der Mineralisation auf die Stabilitätsbereiche von Chalkopyrit

und Pyrit und auf der anderen Seite die Aussagekraft der FeS-Gehalts-Isoplethen in Abhängigkeit von der Temperatur und der Schwefel-Fugazität (Abb. 10-1).

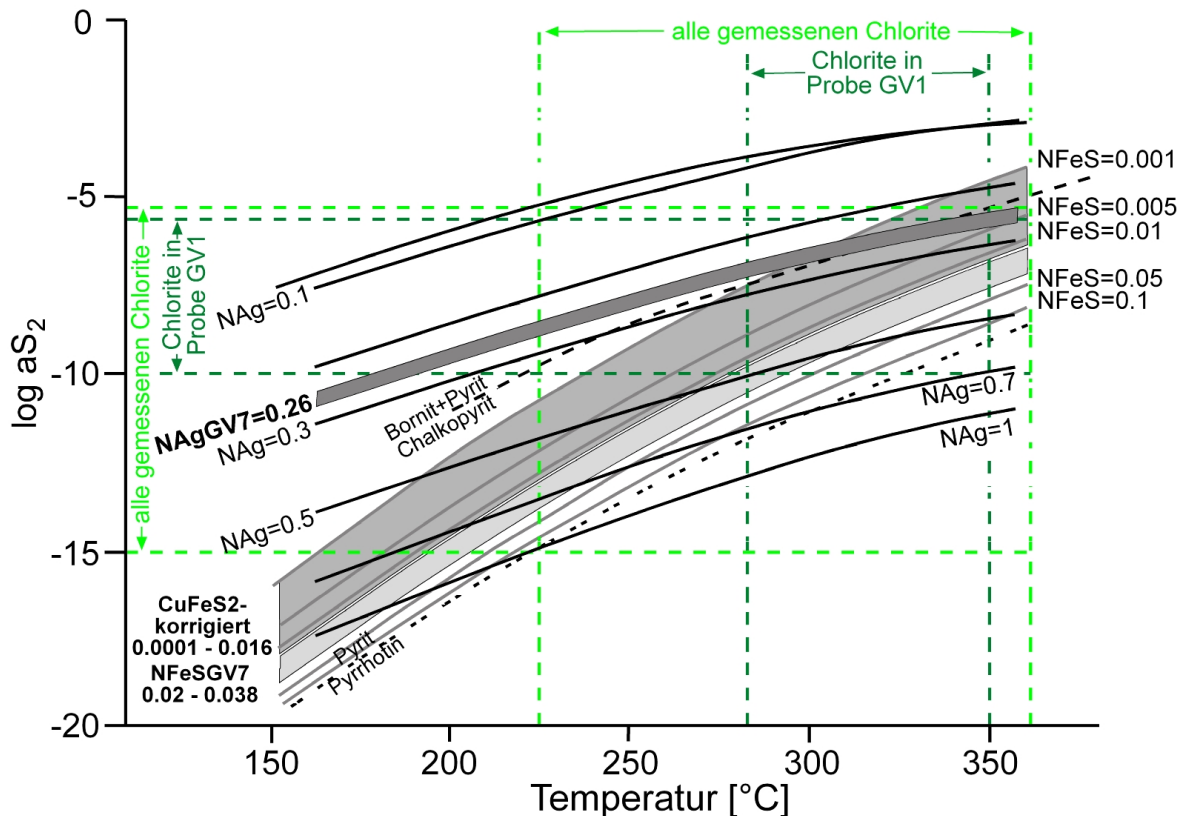


Abb. 10-1: Darstellung des Stabilitätsbereiches der in Proben der Golden Valley Mine vorliegenden Paragenese von Chalkopyrit, Pyrit, Gold mit NAg-Isoplethen (nach SHIKAZONO und SHIMIZU, 1988) und Sphalerit mit FeS-Gehalts-Isoplethen in Abhängigkeit von Schwefel-Fugazität und Temperatur (unter Annahme der Anwesenheit von Ag<sub>2</sub>S; z.B. im Galenit (vgl. 7.3); ccp = bn+py aus KOJIMA und UENO, 1994); gestrichelte Linien: Abschätzungen der Temperatur und Schwefel-Fugazitäten während der Bildung von Chlorit (nach WALSHE, 1986 bei 1 kbar): hellgrün: Wertebereich aller gemessenen Chlorite; grün: Wertebereich der in Probe GV1 gemessenen Chlorite

Mikrosondenanalysen von Galenit-Clausthalit Mischkristallen im Chalkopyrit lassen eine Matildit-Substitution bis 19,3 mol% Matildit (mehrheitlich 1 - 12 mol% Matildit) erkennen, die positiv mit höheren Se/(Se+S)-Verhältnissen korreliert (vgl. 7.3). Eine solche Abhängigkeit der Mischkristallreihen Galenit-Clausthalit und Galenit-Matildit wurde bisher nur von NECHELIUSTOV et al. (1962) beschrieben und stellt die Gültigkeit der von WANG (1999) ermittelten Solvi für das System AgBiS<sub>2</sub>-2PbS im Falle der beobachteten Schwefel-Substitution durch Selen in Frage. Bei einem Matildit-Einbau bis 19,3 mol% wäre ansonsten eine minimale Bildungstemperatur von ca. 320°C für die Mineralisation der Golden Valley Mine anzunehmen.

LIU und CHANG (1994) beschrieben die Phasenbeziehungen im System PbS-PbSe-PbTe und vermuten (wie zuvor HEALY und PETRUK, 1992) eine Mischungslücke zwischen PbS und PbSe erst bei Bildungstemperaturen unter ~100°C. YUSHKIN und PARLOV (1983) untersuchten Quarzadern von Novaya Zemlya, Russland, mit Tetrahedrit, Pyrit, Chalkopyrit und PbS<sub>0,67</sub>Se<sub>0,33</sub> und schätzten die Bildungstemperaturen dieser Paragenese auf 180 - 250°C. Geschätzte Bildungstemperaturen zwischen 100 und 250°C werden für Minerale der Zusammensetzungen Pb<sub>0,98</sub>S<sub>0,76</sub>Se<sub>0,24</sub> und Pb<sub>1,28</sub>S<sub>0,81</sub>Se<sub>0,19</sub> in Paragenese mit anderen Sulfiden und Sulfosalzen vom National District, Humboldt, Nevada angenommen (VIKRE, 1985).

Die Mineralchemie von Goldkörnern (Probe GV7) im Kontakt mit supergenen Erzparagenesen weist einen leichten Anstieg des Au/Ag-Verhältnisses in den Kornrändern auf. Diese Beobachtung impliziert einen Transportmechanismus, der im Zuge der supergenen Alteration selektiv Silber abführte und Gold residual verfeinerte (vgl. 14.).

Gediegenes Gold in Anwesenheit von  $\text{Ag}_2\text{S}$  (wie sie für die Erzparagenese der Golden Valley Mine anzunehmen ist; vgl. 7.3) erlaubt eine temperaturabhängige Abschätzung der Schwefel-Fugazität über den molaren Silber-Anteil im Gold ( $\text{N}_{\text{Ag}}$ ) (SHIKAZONO und SHIMIZU, 1988; Abb. 10-1). In Kombination mit den Stabilitätsbereichen von Chalkopyrit und Pyrit sowie eingeschränkt auch mit FeS-Gehalten in Sphalerit lassen sich die Bildungsbedingungen der Mineralisation auf mindestens  $300^\circ\text{C}$  und minimale Schwefel-Fugazitäten von  $10^{-7.5}$  ( $\log a_{\text{S}_2}$  entspricht  $\log f_{\text{S}_2} = -7,5$ ) festlegen.

Die in Probe GV7 beobachtete Tellurid Paragenese im ternären Au-Ag-Te-System (Abb. 10-2) gibt Hinweis auf die Bildungstemperatur der Tellurid Mineralisation. Oberhalb von  $170^\circ\text{C}$  bildet jede Zusammensetzung innerhalb des Hessit-Sylvanit-Petzit Feldes eine metastabile Phase, welche bei einer Abkühlung auf  $170^\circ\text{C}$  zur Paragenese Hessit-Petzit-Stützit zerfällt (CABRI et al., 1965), wie sie im Chalkopyrit der Probe GV7 vorliegt. Daher müssen die Bildungstemperaturen über  $170^\circ\text{C}$  gelegen haben.

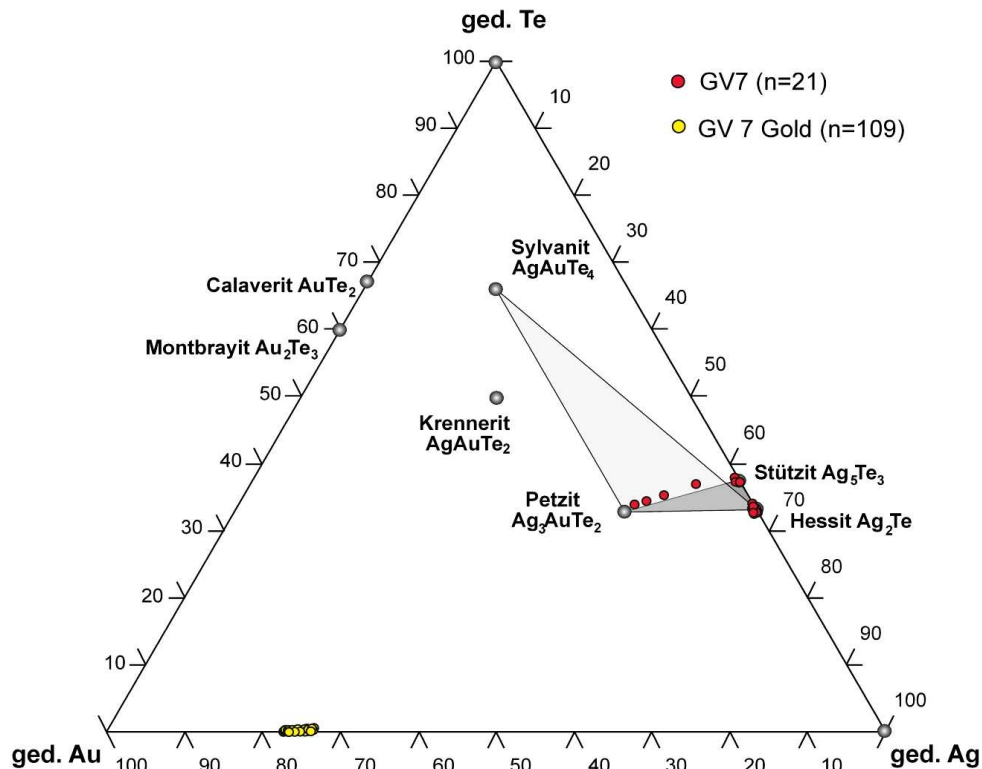


Abb. 10-2: Ternäres Au-Ag-Te-Diagramm mit Hessit, Stützit, Petzit und Gold im Chalkopyrit der Probe GV7 (mol%).

Idealerweise in Abwesenheit anderer Au-Ag Telluride lassen sich aus dem Auftreten von Hessit mit Gold aus den Ag-Gehalten im Gold temperaturabhängige Tellur-Fugazitäten abschätzen (AFIFI et al., 1988a; Abb. 10-3). In Abb. 10-3 ist zu erkennen, dass das Goldkorn im Hessit-Einschluß (vgl. Abb. 7-12;  $\text{N}_{\text{Ag}} = 0,25$ ) sich bei Temperaturen oberhalb von  $170^\circ\text{C}$  zwar mit Hessit aber nicht mit Stützit im Gleichgewicht befunden hat. Bei der Bildung von Stützit müssen bei jeder Temperatur höhere Tellur-Fugazitäten vorgeherrscht haben, als bei der Bildung des Goldes ( $\text{N}_{\text{Ag}} = 0,25$ ), was wahrscheinlich mit dem oben beschriebenen Zerfall zur Hessit-Petzit-Stützit Paragenese im Zusammenhang steht. Dennoch lassen sich



anhand der minimalen Bildungstemperatur von 300°C (Sphalerit-Gold Thermometrie; s.o.) minimale Tellur-Fugazitäten von  $\log f_{\text{Te}_2} \geq -11$  abschätzen.

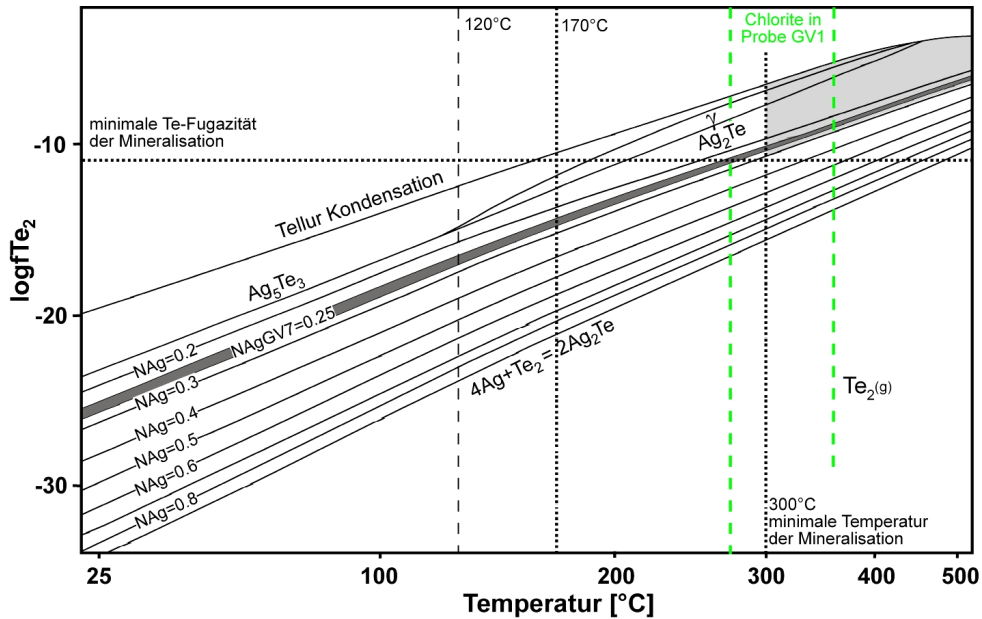


Abb. 10-3: Darstellung der Stabilitätsbereiche von Hessit und Stützit im  $\log f_{\text{Te}_2}$ /Temperatur-Diagramm mit NAg-Isoplethen von assoziiertem Gold

(Vernachlässigung der Anwesenheit von Petzit, modifiziert nach AFIFI et al., 1988a); grün gestrichelte Linien: Abschätzungen der Temperatur der Bildung von Chlorit (nach WALSHE, 1986 bei 1 kbar in Probe GV1)

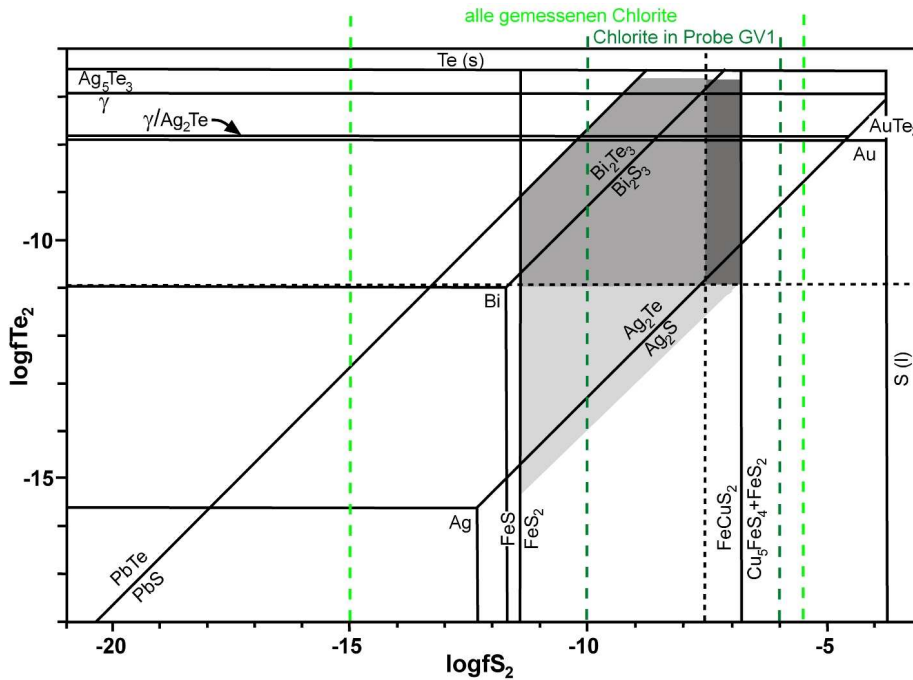


Abb. 10-4: Stabilitätsbereiche verschiedener Mineralspezies im  $\log f_{\text{S}_2}$ - $\log f_{\text{Te}_2}$ -Diagramm bei 300°C; alle grauen Felder: Stabilitätsbereiche der Erzmineral Paragenese der Probe GV7; graues und dunkelgraues Feld: Eingrenzung durch die abgeschätzten Tellur-Fugazitäten; dunkelgraues Feld: weitere Eingrenzung durch die abgeschätzten Schwefel-Fugazitäten; (modifiziert nach AFIFI et al., 1988a); gestrichelte Linien: Abschätzungen der Schwefel-Fugazitäten während der Bildung von Chlorit (nach WALSHE, 1986 bei 1 kbar); hellgrün: Wertebereich aller gemessenen Chlorite; grün: Wertebereich der in Probe GV1 gemessenen Chlorite

Das von AFIFI et al. (1988a) für 300°C errechnete  $\log f_{S_2}/\log f_{Te_2}$ -Diagramm (Abb. 10-4) erlaubt eine weitere Begrenzung dieser Parameter zunächst durch die Pyrit-Chalkopyrit Paragenese mit Einschlüssen von Stützit und Galenit-Clausthalit (kein Altait (PbTe)), sowie in diesem vermutete Spuren von Argentit/Akanthit ( $Ag_2S$ ). Die bisher ermittelten minimalen S- und Te-Fugazitäten ergeben einen relativ engen Bereich für das hydrothermale Fluid von  $\log f_{S_2} = -7,5$  bis  $-6,8$  und  $\log f_{Te_2} = -11$  bis  $-6,5$  bei einer abgeschätzten minimalen Temperatur von 300°C. Eine mögliche Anwesenheit von Wismut-Telluriden würde noch höhere Tellur-Fugazitäten erfordern (ca.  $\log f_{Te_2} = -7$  bis  $-6,5$ ; Abb. 10-4).

Die Chlorit-Biotitschiefer, die lokal das direkte Nebengestein der Vererzung der Golden Valley Mine repräsentieren, sind mit idiomorphem Magnetit gesprenkelt, der Entmischungslamellen von Ilmenit zeigt. Diese Lamellen weisen auf eine Entmischung zwischen 400 und 700°C hin (z.B. RAMDOHR, 1975).

#### 10.1.4 Swartmodder Gold Mine

In den Proben von der Swartmodder Gold Mine ist Ilmenit in Proben mit Scherzonen-Proximität (in Myloniten aus Piksteel Granodiorit sowie foliierten mafischen Gängen; vgl. 5.4.1.1, 5.5.1, 6.9, 6.10.3) stärker von der Alteration zu Leukoxen betroffen. Die fluide Phase, die für diese Alteration verantwortlich zeichnet, muss Sauerstoff-Fugazitäten oberhalb des Stabilitäts-Bereiches von Ilmenit, also oberhalb des NNO-Puffersystems gehabt haben (z.B. RUMBLE, 1976).

#### 10.1.5 Swartmodder Kupfer Mine

Auch im massigen Magnetit( $\pm$ Chalkopyrit)-Erz der Swartmodder Kupfer Mine lässt der Magnetit gelegentlich Entmischungskörper und -lamellen von Ilmenit erkennen. Die Entmischung muss in einem Temperaturbereich von 400 bis 700°C stattgefunden haben (vgl. 10.1.3).

#### 10.1.6 Neuras

In der paragenetischen Abfolge der Vererzungs-Phasen der Goldmine von Neuras folgte eine komplexe Pb-Bi-Ag Sulfosalz Mineralisation/Verdrängung auf eine frühere Sulfid Mineralisation, welche präexistenten Magnetit umschließt bzw. verdrängt.

Einschlüsse von Sphalerit im Chalkopyrit der Sulfid Mineralisation weisen FeS-Gehalte von 9,8 bis 11,5 mol% auf. Die Einlagerungen von Sphalerit mit Spuren von Kupfer im Chalkopyrit deuten auf eine Entmischung und somit eine hochtemperierte Bildung der Sulfid-Paragenese hin (vgl. z.B. RAMDOHR, 1975). Die Sphalerite eignen sich nicht zur Sphalerit-Barometrie, da der Paragenese kein Pyrrhotin zugehörig ist (vgl. 10.1.3). Dementsprechend würden sich beispielsweise bei Temperaturen von 400°C aus der Gleichung von HUTCHISON und SCOTT (1983)

$$P[\text{kbar}] = -3,576 + 0,0551 * T[\text{K}] - 0,0296 T[\text{K}] * \log \text{mol\% FeS (sp)} \quad \pm 0,18 \text{ kbar}$$

geologisch unvertretbare Drücke zwischen ca. 12 und 14 kbar für die Entstehung des Sphalerites ergeben.

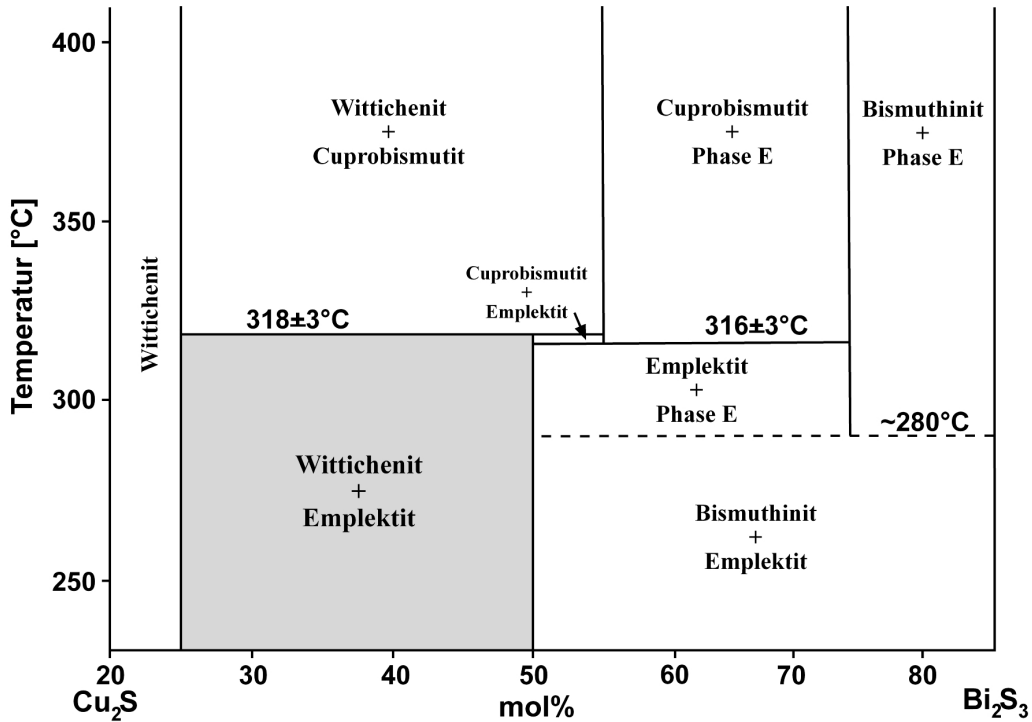


Abb. 10-5: Binäres Phasen-Diagramm des  $\text{Cu}_2\text{S}$ - $\text{Bi}_2\text{S}_3$  Systems (modifiziert nach SUGAKI et al., 1981)

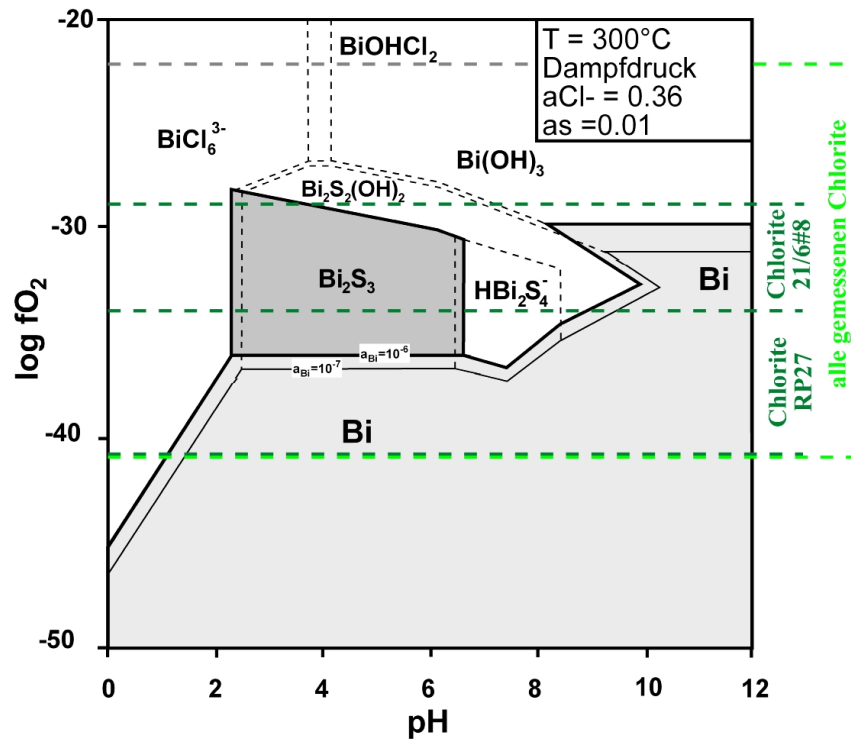


Abb. 10-6: Bi-Speziation im  $\log f_{\text{O}_2}$ -pH-Diagramm bei  $300^\circ\text{C}$  (nach SKIRROW und WALSHE, 2002); gestrichelte Linien: Abschätzungen der Sauerstoff-Fugazitäten während der Bildung von Chlorit (nach WALSHE, 1986 bei 1 kbar):  
hellgrün: Wertebereich aller gemessenen Chlorite; grün: Wertebereich der in Probe GV1 bzw. 21/6#8 (Neuras Mine) gemessenen Chlorite

In der Sulfosalz-Paragenese, die Chalkopyrit verdrängt, tritt seltener Emplektit in Aikinit auf, der wiederum mit Wittichenit assoziiert ist. Cuprobismutit ist in dieser Paragenese nicht vorhanden. Das Vorkommen von Emplektit anstelle von Cuprobismutit in Anwesenheit von



8 Gew.% Ag+Bi (vgl. 10.1.3). Die enge Assoziation mit Matildit deutet jedoch eher darauf hin, dass es sich um submikroskopische Einschlüsse von Matildit in Galenit handelt. Eine beobachtete Entmischung der Matildit-Phase aus der Galenit Mischkristallreihe deutet auf eine relativ langsame Abkühlung hin.

Verwachsungen von Galenit mit Matildit sind nicht selten und resultieren aus der Entmischung der ursprünglich homogenen höher-temperierten Galenit Mischkristallreihe  $PbS_{ss}$  (FOORD und SHAW, 1989). Die Entmischung von Galenit und Matildit findet nach CRAIG (1967) beim Solvus bei ca. 215°C statt. Experimentelle Untersuchungen des Mischkristallsystems  $Ag_2S-PbS-Bi_2S_3$  bei niedrigen Temperaturen (WANG, 1999) ergaben unter anderem, dass Entmischung im System Matildit-Galenit ( $AgBiS_2-PbS$ ) bei verschiedenen Zusammensetzungen erst unterhalb von 144°C stattfindet, da oberhalb dieser Temperatur eine persistente Mischkristall Reihe stabil ist. Dies verhindert eine Abschätzung der eigentlichen Bildungstemperaturen (anhand von) dieser Paragenese. BORTNIKOV et al. (1987) identifizierten innerhalb des Matildit-Galenit Systems eine Gruppe von vier eigenständigen, aber vorerst nicht ausreichend definierten Mineralen vom Karamazar Gebiet in Tadjikistan. Ihre Zusammensetzungen  $Pb_7Ag_3Bi_3S_{13}$ ,  $Pb_3Ag_2Bi_2S_7$ ,  $PbAgBiS_3$  (zweites Vorkommen) und  $PbAg_4Bi_4S_9$  entsprechen exakt den von WANG (1999) aus Heyrovskýit ( $Pb_{10}AgBi_5S_{18}$ ), Lilianit ( $Pb_3Bi_2S_6$ ), Cosalit ( $Pb_2Bi_2S_5$ ) und Bonchevit ( $(Pb, Cu)_3Bi_{11}S_{18}?$ ) synthetisierten Gliedern der PbS-Typ Serie. Daraus schließt der zuletzt genannte Autor, dass es sich bei diesen nicht um zu Matildit und Galenit entmischte Phasen handelt, die strukturell zu den entsprechenden Gliedern der Hochtemperatur-Serie kompatibel sind, sondern es sich wahrscheinlich eigenständige Minerale vorliegen, zwischen denen weitere Solvi im Temperaturintervall von 144°C - 175°C liegen.

Die Verwachsungen der unbekannt Phase(n) mit Galenit in der Probe NH2 von der Neuras Mine erschweren eine Zuordnung der einzelnen Analysen zu eben diesen Verwachsungen oder Gliedern der Galenit-Matildit Reihe (Abb. 7-15). Eine eindeutige Zuordnung ist nur bis zu einer Zusammensetzung von reinem Matildit bis Matildit<sub>60</sub>-Galenit<sub>40</sub> möglich. Aufgrund der für Sulfosalze typischen engen Verwachsungen stellen die Punktanalysen eher Mischanalysen von Galenit mit Matildit dar, als z.B. die von BORTNIKOV et al. (1987) und/oder WANG (1999) beschriebenen intermediären Phase innerhalb dieser Mischungsreihe. In der vorliegenden Sulfosalz-Paragenese substituiert Gold zum einen Silber in den silberführenden Mineralen und ist zum anderen an Wismut-Mineralen gebunden. Wismut ist für seine goldadsorbierende Eigenschaft in golduntersättigten hydrothermalen Lösungen, insbesondere bei Schwefel-Fugazitäten unter dem Pyrit-Pyrrhotin Puffer, bekannt („liquid bismuth collector model“ von DOUGLAS et al., 2000; COOK et al., 2002).

So lässt sich die häufig beobachtete Assoziation von Wismut-Telluriden/-Seleniden mit Gold durch die Aufnahme des Goldes in eine „Wismut-Schmelze“ ( $Bi_{melt}$ ) oberhalb von 271°C (Schmelztemperatur von gediegenem Wismut) begründen (CIOBANU et al., 2003). Die Beobachtung von goldführenden Wismut-Sulfosalzen (und ged. Wismut) im Erz der Neuras Mine legt genau einen solchen Anreicherungsmechanismus nahe, in dem zumindest ein Teil des Goldes an die Wismut-Mineralen gekoppelt ist. Entsprechend sind minimale Temperaturen von 271°C für die Sulfosalz Mineralisation anzunehmen (z.B. Abb. 10-6).

Der sich für die Bildung der Sulfosalz Mineralisation ergebende Temperaturbereich von 271 - 320°C ist charakteristisch für den Übergangsbereich von duktiler Deformation zum Spröbruch (brittle-ductile transition) in Quarz bzw. Quarz-dominierten Gesteinen. In diesem Kontext kann davon ausgegangen werden, dass die ausschließlich mit Wittichenit-Galenit

verfüllten Mikrobrüche, die auch die Chalkopyrit-verdrängende Sulfosalz Paragenese erfassen (7.6), tatsächlich mit einsetzendem Sprödebruch assoziiert sind.

Die für die Verdrängung verantwortlichen Fluide hatten eine Temperatur zwischen 271 und 320°C und müssen reich an Pb, Bi und Ag (+Au) gewesen sein, bei wahrscheinlich relativ niedrigen Schwefel-Fugazitäten ( $\log a_{S_2} \leq -11$ ; Abb. 10-7) und vor allem niedrigen Sauerstoff-Fugazitäten ( $\log f_{O_2} \leq -37$ ; Abb. 10-6). Die präexistenten Sulfide, die vermutlich bei Temperaturen über 400°C und signifikant höheren Schwefel-Fugazitäten von  $\log a_{S_2} \geq -7$  gebildet wurden, trugen hingegen Kupfer und Schwefel zur Ausbildung charakteristischer Sulfosalz Paragenesen bei, wo sie von solchen verdrängt wurden.

## 10.2 P-T-X Abschätzungen anhand von überwiegend silikatischen Mineralparagenesen

Die Mineralchemismen von überwiegend silikatischen Mineralparagenesen, die in den Erzen, Scherzonen oder diesen nahen Nebengesteinen beobachtet wurden, können die Bedingungen einer hydrothermalen Alteration (möglicherweise im Zusammenhang mit der Vererzung) oder der Metamorphose(n) widerspiegeln. Aufgrund der petrographisch beobachteten Mineralparagenesen bieten sich die folgenden Geothermometer und -barometer an:

### 10.2.1 Kationen-Austausch Thermometer

Kationen-Austausch Thermometer basieren in den meisten Fällen auf dem Austausch von Magnesium oder Mangan und Eisen in Mineralpaaren.

#### 10.2.1.1 Granat-bezogene Kationen-Austausch Thermometer

Diese Thermometer beziehen sich auf den Kationen-Austausch von Magnesium oder Mangan und Eisen zwischen Granat und einem weiteren Mineral wie Biotit, Chlorit, Phengit oder Ilmenit.

Granat tritt nur in einigen Myloniten der Swartmodder Gold Mine auf. In den entsprechenden Proben enthält er nur selten Magnesium knapp oberhalb der Nachweisgrenze von 0,1 Gew.% in solchen Mikrosondenanalysen, die sicher keine Mischanalysen mit (submikroskopischen) Mineraleinschlüssen darstellen. Biotit und Muskovit sind in diesen Proben illitisiert (vgl. 6.2) und Ilmenit ist zu titanreicheren Mischphasen alteriert (vgl. 6.10.3).

Daher können die Granat-bezogene Kationen-Austausch Thermometer (Granat-Biotit, Granat-Phengit, Granat-Chlorit, Granat-Ilmenit) keine sinnvollen Ergebnisse liefern.

#### 10.2.1.2 Turmalin-Biotit Thermometrie (nach COLOPIETRO und FRIBERG, 1987)

Das entsprechende Mineralpaar konnte mikrosondenanalytisch in einer Erzprobe von der Swartmodder Kupfer Mine (SMCMU1) untersucht werden.

Die Partitionierung von Mg und Fe zwischen Turmalin und Biotit ist eine Funktion der Temperatur. Die Turmalin-Biotit Partitionierungs-Koeffizienten ( $K_D = (Mg/Fe)_{tur} / (Mg/Fe)_{bt}$ ) von Metapeliten aus der Granat-, der Staurolit- und der Sillimanit-Zone wurden empirisch mit



Temperaturen der Granat-Biotit Thermometrie kalibriert. Es ergibt sich eine geothermometrische Gleichung von:

$$\ln(KD) = -3150/T(K) + 4,52.$$

Die Gültigkeit dieser Gleichung ist auf einen Temperaturbereich von 450°C bis 600°C limitiert.

In Probe SMCMU1 rangieren  $(Mg/Fe)_{tur}$  zwischen 0,59 und 0,86 und  $(Mg/Fe)_{bt}$  zwischen 1,47 und 1,59. Dementsprechend liegen die KD-Werte zwischen 0,37 und 0,59.

Extrapolierte man die lineare Gleichung von COLOPIETRO und FRIBERG (1987) bis zum Bereich der ermittelten KD-Werte, so ergäben sich Temperaturen zwischen 298 und 351°C, außerhalb des Gültigkeitsbereiches der Kalibration.

### 10.2.1.3 Amphibol-Plagioklas Thermometrie

Das Amphibol-Plagioklas Thermometer wurde ursprünglich von SPEAR (1980) kalibriert und beruht auf Kalzium und Natrium Austausch-Gleichgewichten zwischen diesen beiden Mineralen ( $NaSi \rightleftharpoons CaAl$ ). Aufgrund der Ungenauigkeiten, die mit der Ermittlung von  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ -Verhältnissen und somit von Natrium auf der B-Position in Amphibolen verbunden sind (vgl. 6.4), kann der Fehler der Temperatur-Abschätzung 50°C erreichen (SPEAR, 1980). Wegen der Nichtmischbarkeit von Kalzium- und Natrium-Amphibolen und wahrscheinlich von Aktinolith und Hornblende sollte das Thermometer Gültigkeit für den Temperaturbereich von 450 bis 750°C besitzen (SPEAR, 1980). Im graphischen Thermometer im  $\ln(XAn/XAb)_{pl}/\ln(Ca/Na_B)_{amph}$ -Diagramm (nach SPEAR, 1980; Abb. 10-8) sind die Wertebereiche von  $\ln(Ca/Na_B) = 3,5$  bis „unendlich“ ( $Na_B = 0$ ) für die gemessenen Aktinolithe in den alterierten mafischen Gängen (8/8#1, SMCMH4) sowie von  $\ln(XAn/XAb)_{pl} = -3,7$  bis -1,1 für die Plagioklase in Probe 8/8#1 dargestellt. Daraus geht hervor, dass die Aktinolith-Plagioklas Paragenese bei Temperaturen unterhalb von 500°C gebildet wurde. Anderenfalls wären wohl auch Amphibole gebildet worden, wie sie für amphibolitfazielle Gesteine typisch sind (z.B. tschermakitische Hornblendens).

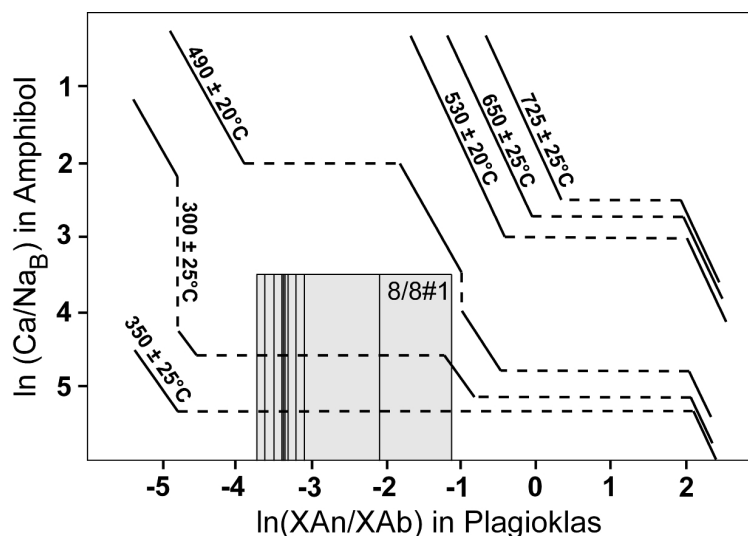


Abb. 10-8: Graphisches Thermometer nach SPEAR (1980) im  $\ln(XAn/XAb)_{pl}/\ln(Ca/Na_B)_{amph}$ -Diagramm mit den Datenbereichen von Aktinolithen der Proben 8/8#1 und SMCMH4 sowie den Datenbereichen von Plagioklas in Probe 8/8#1

Im Pyroxen Hornblendit westlich von Neuras führen die Pargasite kein Natrium auf der B-Position. Dieses Gestein enthält kein Plagioklas.

## 10.3 andere empirische Geothermo- und Geobarometer

### 10.3.1 Chlorit Thermometrie

Chlorit kommt in den Nebengesteinen aller Minen, seltener in Myloniten und Quarzadern vor. Die Tetraederbesetzung von Chloriten mit Al auf Kosten von Si ermöglicht mit verschiedenen Geothermometern und unterschiedlichen Kalibrationen bzw. Korrekturen eine Abschätzung der Bildungstemperaturen von Chlorit. So wurde von verschiedenen Autoren (MCDOWELL und ELDERS, 1980; CATHELINÉAU und NIEVA, 1985; CATHELINÉAU, 1988; JAHREN und AAGAARD, 1989; HILLIER und VELDE, 1991) eine systematische Abnahme von Silizium auf Tetraederplätzen (Zunahme von Aluminium auf Tetraederplätzen) sowie eine Abnahme von Leerstellen und eine Zunahme von Eisen auf Oktaederplätzen bei zunehmender Tiefe in diagenetischen und hydrothermalen Systemen bzw. zunehmendem metamorphen Grad in metamorphen Gesteinen beobachtet. Zusätzlich zu der Al $\leftrightarrow$ Si Substitution in Chloriten stattfindende Fe $\leftrightarrow$ Mg Substitution gibt nicht nur Aufschluß über die bei der Chloritbildung vorherrschenden Temperaturbedingungen, sondern auch über Sauerstoff- und Schwefel-Fugazitäten der beteiligten Fluide (WALSHE, 1986; BRYNDZIA und SCOTT, 1987).

Generell werden Chlorite während einer grünschieferfaziellen Metamorphose oder im Verlauf einer retrograden Metamorphose beispielsweise aus Amphibolen oder Glimmern gebildet. Sie sind aber auch typischerweise an Nebengesteinsalterationen um hydrothermale Systeme beteiligt. Demnach repräsentieren Bildungstemperaturen von Chloriten entweder lediglich die vorherrschenden Temperaturen zur Zeit der Chloritisierung im Verlauf der Metamorphose oder die Temperaturen der zur Nebengesteinsalteration führenden hydrothermalen Überprägung. Die Mineralchemie der untersuchten Chlorite ist in Proben, in denen er paragenetisch mit Biotit vorkommt bzw. diesen chloritisiert, eng an die Chemie von Biotit gekoppelt (z.B. vergleichbare XMg-Verhältnisse; 6.2.3).

JIANG et al. (1994) wiesen darauf hin, dass Leerstellen in Oktaedern von Chloriten und daher auch das Al auf den Tetraedern, aus dem die Temperaturen berechnet werden, durch Kontaminationen mit submikroskopischen Einschlüssen anderer Minerale oder Nichtchlorit-Zwischenlagen z.B. von Smektit verfälscht sein können. Sie bemerkten, dass derart kontaminierte Chlorite typischerweise variable Mengen an Na, K und Ca zeigen. Einige im Zuge dieser Arbeit gemessenen Chlorite weisen in der Tat erhöhte Na, K und/oder Ca Gehalte auf. Unabhängig vom angewandten Thermometer würden diese zu falschen zu niedrigen Temperaturabschätzungen führen. Deshalb wurden Chlorite mit mehr als 0,2 Na+K+2Ca pfu aussortiert und von den thermometrischen Berechnungen ausgeschlossen.

CATHELINÉAU und NIEVA (1985) beobachteten einen direkten Zusammenhang zwischen tetraedrisch koordiniertem Aluminium (Al<sup>IV</sup>) und der Temperatur in einem geothermalen System weitestgehend unabhängig von anderen thermodynamischen Parametern wie Druck, Eigenschaften der geothermalen/metamorphen Fluide und Nebengesteinszusammensetzung. Sie leiteten die empirische Gleichung

$$T[^\circ\text{C}] = 106,2 \cdot \text{Al}^{\text{IV}}_{\text{C}} + 17,5$$

mit einer Genauigkeit von  $\pm 25^\circ\text{C}$  aus ihren Daten ab.

CATHELINEAU (1988) leitete die folgende Beziehung ab:

$$T[^\circ\text{C}] = -61,92 + 321,98 * \text{Al}^{\text{IV}},$$

wobei  $\text{Al}^{\text{IV}}$  aus 8 Tetraederplätzen minus Si errechnet wird.

Basierend auf ebenfalls empirische Beobachtungen schlugen KRANIDIOTIS und MACLEAN (1987) eine Korrektur von  $\text{Al}^{\text{IV}}$  unter Einbeziehung des  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  Verhältnisses vor:

$$\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{C}} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0,7 * (\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})),$$

woraus dann Temperaturen nach CATHELINEAU und NIEVA (1985) berechnet werden sollen. Vor allem soll diese Korrektur auf Chlorit anwendbar sein, der in Al-gesättigten Gesteinen auftritt.

JOWETT (1991) schlug eine ähnliche Korrektur abgeleitet von einer isothermalen  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  Normalisierung vor:

$$\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{C}} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0,1 * (\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})),$$

für eine Temperaturberechnung nach

$$T[^\circ\text{C}] = 319 * \text{Al}^{\text{IV}}_{\text{C}} - 69.$$

Dieses Geothermometer ist anwendbar auf Chlorite mit  $\text{XFe} < 0,6$  und auf einen Temperaturbereich von 150 bis 325°C limitiert.

Eine weitere Korrektur von  $\text{Al}^{\text{IV}}$  für das KRANIDIOTIS und MACLEAN (1987) Thermometer beinhaltet eine Normierung auf ein  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ -Verhältnis von 0,34, die von ZHANG und FYFE (1995) vorgeschlagen wurde:

$$\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{C}} = \text{Al}^{\text{IV}} - x * (\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - 0,34),$$

wobei x der Steigung der Regressionslinie entspricht, die die Zunahme von  $\text{Al}^{\text{IV}}$  in Abhängigkeit von der Zunahme des  $\text{XFe}$ -Wertes beschreibt.

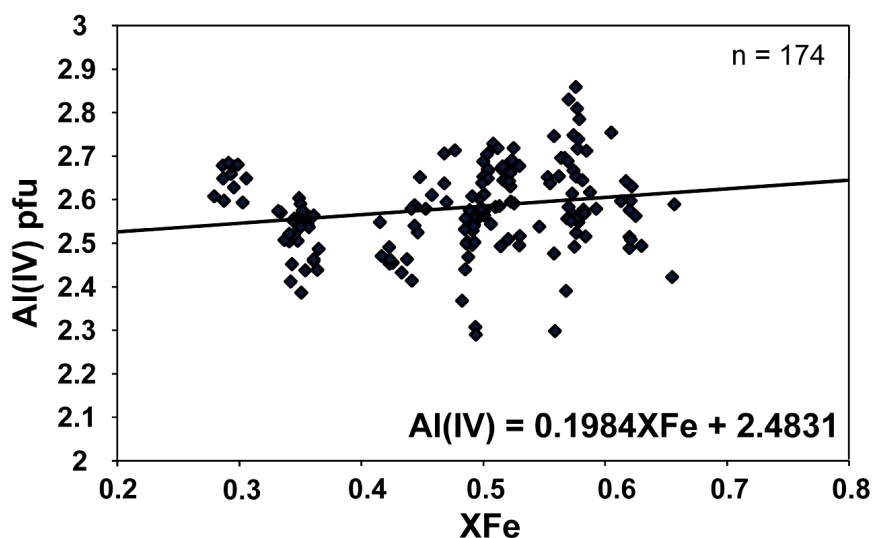


Abb. 10-9: Mikrosondenanalysen von Chlorit im  $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{XFe}$ -Diagramm zur Ermittlung der Steigung x der Regressionsgeraden nach ZHANG und FYFE (1995)

Für die in dieser Arbeit gemessenen Chlorite ( $n = 174$ ) ergibt sich eine Steigung der Regressionsgerade von  $x = 0,1984$  (Abb. 10-9), woraus sich

$$Al^{IV} = 0,1984 * Fe/(Fe+Mg) + 2,4831 \text{ ergibt.}$$

Die Originalkalibration mit  $x = 0,88$  scheint vor allem für Chlorite mit  $X_{Fe} > 0,5$  geeignet zu sein (FRIMMEL, 1997).

Mit dem *chlorite program* (1987) von *Cobus Delport* wurden auf Basis der thermodynamischen Gleichungen für das Mischkristall Modell von WALSHE (1986) neben vielen anderen thermodynamischen Eigenschaften auch die Bildungstemperatur, Sauerstoff-, Schwefel- und  $H_2S$ -Fugazitäten bei 1 bar und 1 kbar berechnet.

In Abb. 10-10 sind die Bereiche der Bildungstemperaturen für die oben dargestellten Kalibrationen und Chlorit-Thermometer der in den verschiedenen Proben gemessenen Chlorite dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Bildungstemperaturen von Chlorit in Druckfransen in Probe GV1 und von Chlorit auf spröden Brüchen in Probe SMGM16 bei allen Kalibrationen und Thermometern innerhalb der Temperaturintervalle der übrigen Chlorite in diesen Proben liegen. Den vier Ausbildungsformen von Chlorit (vgl. 6.2.3) sind keine charakteristischen Bereiche von Bildungstemperaturen zuzuordnen.

Unabhängig von den verschiedenen Kalibrationen und Chlorit-Thermometern liegen die Bildungstemperaturen aller gemessenen Chlorite zwischen 230 und 405°C.

Die Swartmodder Kupfer Mine repräsentiert einen anderen Lagerstätten-Typ als die übrigen Cu-Au-Vorkommen im Arbeitsgebiet (vgl. 7. und 12.), was einen anderen Mechanismus der Metallogenese bei vermutlich anderen Temperaturen impliziert. Chlorit wurden nur in einem alterierten mafischen Gang (RP3) im Nebengestein der Kupfer Mine gemessen; die Bereiche der Mineralchemie und Bildungstemperaturen dieses Chlorites unterscheidet sich nicht wesentlich von den anderen Chloriten. Des weiteren konnte gezeigt werden, dass die Sulfosalz-Mineralisation in den Erzen der Neuras Mine bei niedrigeren Temperaturen stattgefunden hat als die frühere Sulfid-Mineralisation (vgl. 10.1.6). Man würde also, angenommen die Vererzungs-Phasen waren von einer Chloritisierung begleitet, mindestens für diese Vorkommen bei allen Kalibrationen und Chlorit-Thermometern unterschiedliche Bildungstemperaturbereiche erwarten. Dass dieses kaum der Fall ist, spricht eher dafür, dass Chlorit im Zuge einer (retrograden) Metamorphose gebildet (bzw. reequilibriert) wurde und seine Mineralchemie (besonders in Bezug auf  $X_{Mg}$ -Werte) durch die Gesamtgesteinschemie beeinflusst ist.

Dort, wo Magnetit Entmischungen von Ilmenit zeigt, also Bildungstemperaturen zwischen 400 und 700°C anzeigt (Golden Valley Mine, Swartmodder Kupfer Mine; s.o.), kann sicher aufgrund der unterschiedlichen Bereiche der Bildungstemperaturen eine Kogenese von Magnetit und Chlorit im Zuge einer Phase der Vererzung ausgeschlossen werden.

Das Mischkristall Modell für Chlorit von WALSHE (1986) beinhaltet Aussagen über die Sauerstoff- und Schwefel-Fugazitäten während der Bildung der untersuchten Chlorite bei 1 kbar. Einige der Erzmineral-Paragenesen der Golden Valley Mine und der Neuras Mine schränken die Bedingungen der Vererzung in Bezug auf die Bildungstemperatur, die Sauerstoff- und Schwefel-Fugazitäten ein (10.1.3; 10.1.6). In den diese Parameter beinhaltenden Diagrammen (Abb. 10-1, 10-3, 10-4, 10-6, 10-7) sind die Bereiche der ermittelten Werte aller mikrosondenanalytisch untersuchten Chlorite der Bildungstemperaturen von 225 bis 365°C, der Sauerstoff-Fugazitäten von -41 bis -23 ( $\log f_{O_2}$ ) und der Schwefel-Fugazitäten von -5,5 bis -15 ( $\log f_{S_2}$ ) dargestellt (alle bei 1 kbar).

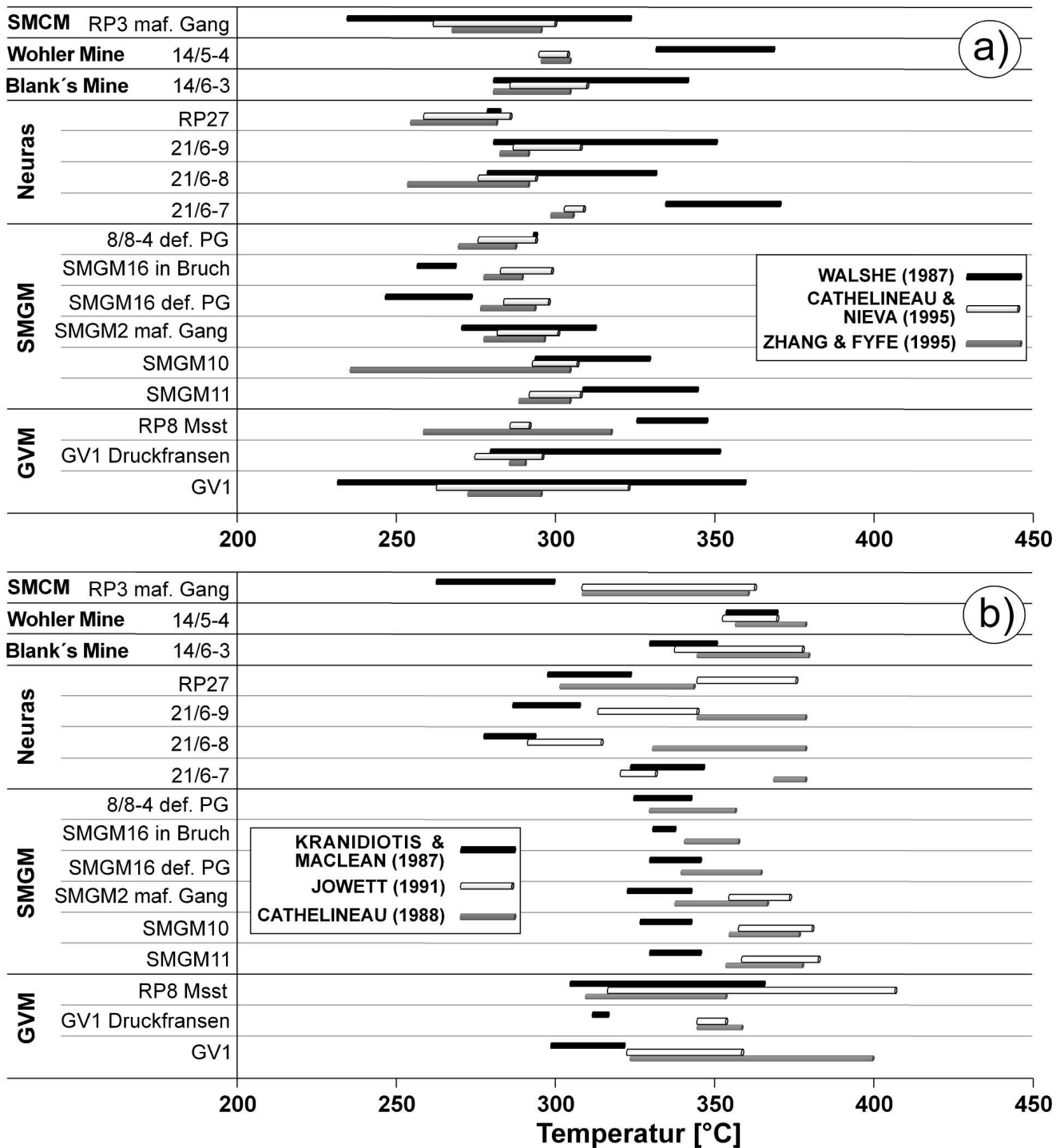


Abb. 10-10: Chlorit-Bildungstemperaturen a) nach WALSHE (1986), CATHELINÉAU und NIEVA (1985) und ZHANG und FYFE (1995) und b) nach KRANIDIOTIS und MACLEAN (1987), JOWETT (1991) und CATHELINÉAU (1988)

Chlorit im direkten Nebengestein der Golden Valley Mine (GV1) ergab Bildungstemperaturen von 280 bis 350°C, Sauerstoff-Fugazitäten von -32 bis -24 (logfO<sub>2</sub>) und Schwefel-Fugazitäten von -6 bis -10 (logfS<sub>2</sub>) (alle bei 1 kbar). Diese ermittelten Werte für die Bildungstemperatur und Schwefel-Fugazitäten zeigen, dass Chlorit hier während der Sulfid-Mineralisation gebildet worden sein könnte (Abb. 10-1, 10-3, 10-4).

Für Chlorite in einem mylonitisierten mafischen Gang (RP27) und einem Mylonit mit granitoider Ausgangslithologie (21/6#8) von der Neuras Mine ergaben sich unterschiedliche Bereiche dieser Parameter (Tab. 10-1; Abb. 10-6, Abb. 10-7), die sich nur geringfügig überschneiden.

nach WALSHE (1986)		$T_{\text{Chlorit}} [^{\circ}\text{C}]$	$\text{LogfO}_2$	$\text{LogfS}_2$ bei $T_{\text{Chlorit}}$	Analysen
alle Chlorite		225 – 365	-41 - -23	-15 - -5,5	149
Golden Valley Mine	GV1	280 - 350	-32 - -24	-10 - -6	24
Neuras Mine	RP27	225 - 285	-41 - -34	-15 - -11	4
	21/6#8	280 - 330	-34 - -28	-11,2 - -8	12

Tab. 10-1: Temperaturen, Sauerstoff-Fugazitäten und Schwefel-Fugazitäten bei der Bildung von Chloriten ermittelt nach WALSHE (1986)

Dieses unterstreicht die Abhängigkeit der Mineralchemie der Chlorite von der Gesamtgesteinschemie. Dass Proben, die eine Sulfid- und/oder Sulfosalz-Mineralisation enthalten, nur auf den Halden der Neuras Mine genommen werden konnten, erschwert eine Nebengesteins-bezogene Interpretation der ermittelten Parameter. Feststellen lässt sich nur, dass Chlorit im Mylonit mit granitoider Ausgangslithologie (21/6#8) in Bezug auf die ermittelten Sauerstoff-Fugazitäten und Schwefel-Fugazitäten nicht mit der Sulfosalz-Mineralisation im Gleichgewicht gestanden haben kann, die gediegen Wismut enthält (Abb. 10-6, Abb. 10-7).

Generell sind die XFe-Werte der gemessenen Chlorite mit denen von paragenetischem Biotit vergleichbar (vgl. 6.2.3, Abb. 6-7). Die für die Chloritisierung von Biotit verantwortliche fluide Phase muss im wesentlichen eine Zufuhr von Wasser und eine Abfuhr von Kalium bewirkt haben, da mit der Chloritisierung keine einhergehende Neubildung von kaliumtragenden Mineralen beobachtet werden kann.

### 10.3.2 Phengit Barometrie

Die Phengit Barometrie nach MASSONNE und SCHREYER (1987) setzt eine Paragenese mit Kalifeldspat, Quarz und einem trioktahedralen Glimmer (z.B. Biotit) voraus. Das Barometer beruht auf dem Einbau von Silizium in die Phengitstruktur bei unterschiedlichen P-T Bedingungen.

Die oben beschriebene Paragenese mit Chlorit ist nur in den Proben 8/8#3, 8/8#4 (SMGM) und RP8 (Scherzone östlich der GVM) beobachtet worden. Serizit/(Muskovit) im Plagioklas der Probe 8/8#3 führt 6,09 - 6,18 pfu, Muskovit der Probe 8/8#4 6,12 - 6,46 pfu und Muskovit der Probe RP8 6,00 - 6,42 pfu Silizium. Die Proben 8/8#3 und 8/8#4 sind gescherte Varietäten des Piksteal Granodiorites, wohingegen die Probe RP8 aus geschertem Marienhof Metasandstein besteht. Im deformierten Piksteal Granodiorit der Probe 8/8#4 können fein- bis mittelkörnige Muskovite (<0,6 mm) mit 6,12 - 6,46 pfu Silizium von sehr feinkörnigem Serizit/Muskovit mit 6,35 - 6,43 pfu Silizium unterschieden werden, der zusammen mit Quarz (und Epidot) die mylonitischen Scherbänder konstituiert. Bei dem fein- bis mittelkörnigen Muskovit handelt es sich vermutlich um primär magmatische Bildungen. Dessen Silizium-Gehalte ergeben bei einer angenommenen minimalen Intrusionstemperatur von 650°C einen minimalen Druck von 7,5 kbar für die Intrusion des Piksteal Granodiorites (Abb. 10-11).

In den Proben 8/8#4 und RP8 wird Biotit von Chlorit überwachsen, der nach der Kalibration von WALSHE (1986) Bildungstemperaturen von 291°C (8/8#4) bzw. 324 bis 346°C (RP8) ergibt (bei 1 kbar). Für die Hellglimmer im Marienhof Sandstein (RP8) stellt daher der Bereich der Bildungstemperatur von Chlorit eine minimale Temperatur-Abschätzung dar.



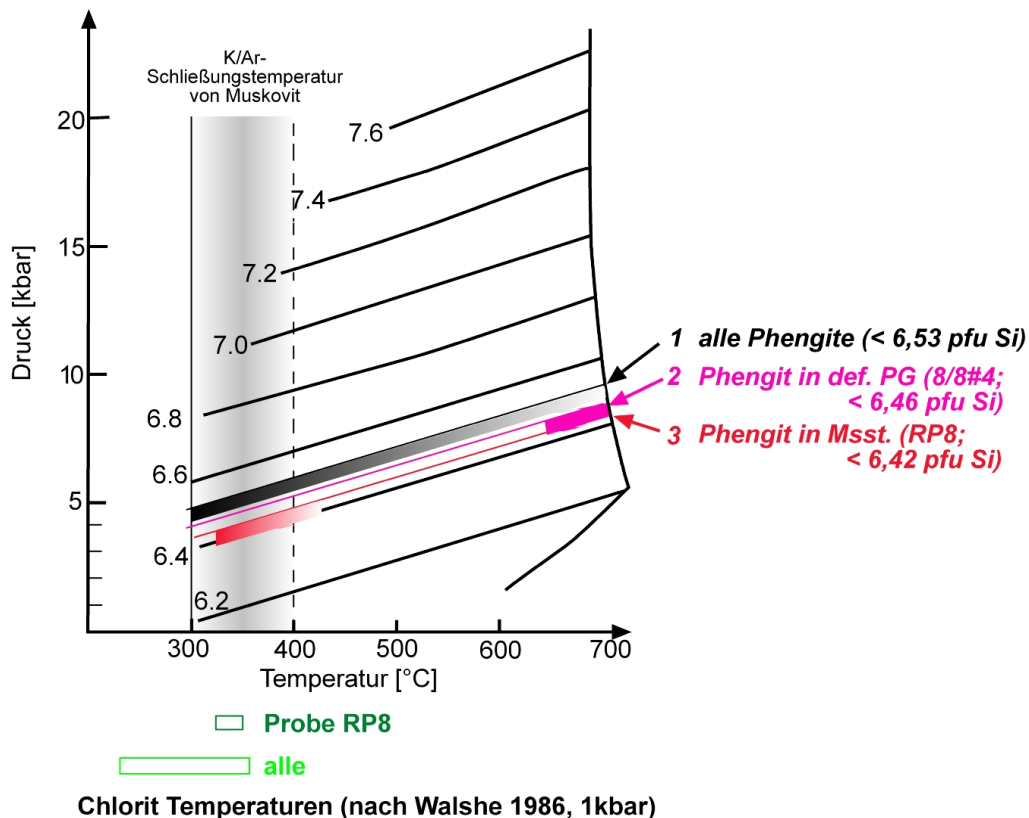


Abb. 10-11: Graphisches Phengit-Barometer nach MASSONNE und SCHREYER (1987) mit Si-Isoplethen, Daten von bearbeiteten Phengiten mit Bereichen der Bildungstemperaturen von Chlorit (nach WALSHE, 1986) und dem Bereich der K/Ar-Schließungstemperatur von Muskovit

Diese müssen also bei einem Druck oberhalb von 3,5 kbar gebildet bzw. reequilibriert worden sein (Abb. 10-11).

Die Muskovite der Probe RP8 weisen epizonale Illit-Kristallinitäten auf (Tab. 9.1) und belegen mit K/Ar-Altern von  $502,6 \pm 10,3$  Ma ( $< 2 \mu\text{m}$ ) und  $477,3 \pm 9,7$  Ma ( $< 0,2 \mu\text{m}$ ), dass während der Damara Überprägung mindestens Temperaturen von  $350 \pm 50^\circ\text{C}$  vorgelegen haben müssen, um die K/Ar-Isotopie der Muskovite zurückzusetzen. Der ermittelte Minimaldruck von 3,5 kbar repräsentiert dementsprechend dem minimalen Druck während einer Phase der Damara Überprägung.

Muskovite in anderen Proben, in denen die erforderliche Paragenese nicht auftritt, weisen mehrheitlich Silizium-Gehalte bis 6,53 pfu auf (vgl. 6.2.2; Abb. 6-4). Zu diesen Proben zählen, mit ähnlich hohen Silizium-Gehalten der Hellglimmer, neben den deformierten Granodioriten (PG) und Myloniten aus diesen auch mafische Gänge und eine Quarz-Turmalin-Muskovit/Serizit Ader, für deren Muskovite eine genetische Assoziation mit den primär magmatischen Hellglimmern des Granodiorites (PG) ausgeschlossen werden kann. Die beobachtete Illitisierung/Smektitisierung bewirkt eine relative Abnahme von Silizium. Für die regionale Bildung bzw. Reequilibrierung von Phengiten erscheinen demnach eine minimale Temperatur von  $300^\circ\text{C}$  und ein minimaler Druck von 4 kbar wahrscheinlich (Abb. 10-11).

### 10.3.3 Aluminium in Amphibol Barometrie

Die empirischen Aluminium-in-Amphibol Geothermometer (HAMMARSTROM und ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; JOHNSON und RUTHERFORD, 1989) sind für kalk-alkaline Intrusivgesteine mit der Paragenese Amphibol + pl + kfs + qtz + bt + spn + mag + ilm + ep kalibriert. Diese Paragenese muss mit einem überkritischen Fluid oder einer

überkritischen Schmelze im Gleichgewicht stehen, was für den Fall der hier untersuchten Aktinolithe vermutlich ausgeschlossen werden kann. Pargasit in Hornblendit-Intrusionen tritt nicht in der erforderlichen Mineralparagenese auf.

Die Gesamtaluminium-Gehalte der Aktinolithe in den untersuchten deformierten mafischen Gängen (8/8#1, SMGM2, SMCMH4) liegen zwischen 0,2 und 1,1 pfu, die des Pargasites im Pyroxen-Hornblendit (5/8#2) westlich von Neuras zwischen 1,8 und 2,1 pfu.

Für die Pargasite läge der Druck zur Zeit der Intrusion bei ca.  $6 \pm 3$  kbar (HAMMARSTROM und ZEN, 1986), ca.  $6,4 \pm 1$  kbar (HOLLISTER et al., 1987) bzw. ca.  $5 \pm 0,5$  kbar (JOHNSON und RUTHERFORD, 1989; Abb. 10-12).

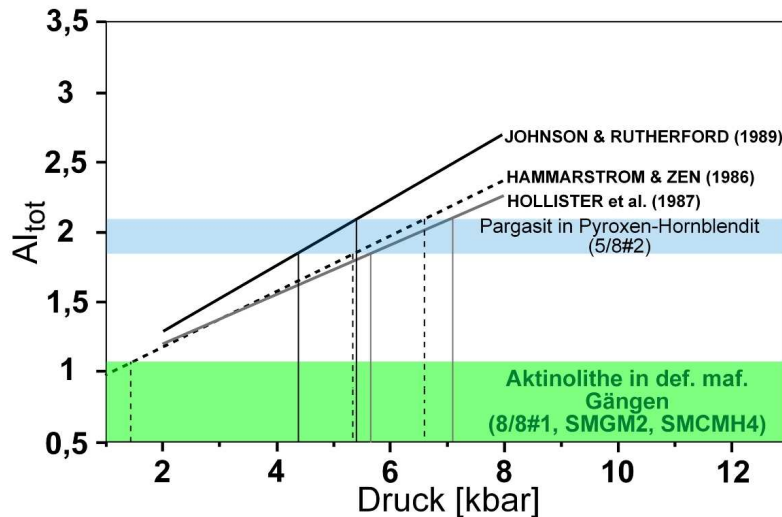


Abb. 10-12: Empirische Kalibrationen des Aluminium-in-Amphibol Barometers (HAMMARSTROM und ZEN, 1986; HOLLISTER et al., 1987; JOHNSON und RUTHERFORD, 1989) im  $Al_{tot}$ -Druck-Diagramm

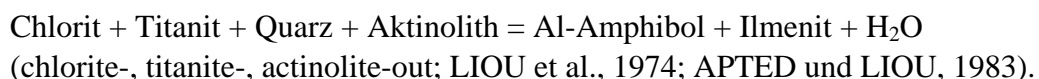
## 10.4 Mineralstabilitäten

### 10.4.1 Obere Stabilität von Epidot und Chlorit

Die meisten Gesteine des Arbeitsgebietes weisen die typisch grünschieferfazielle Mineralparagenese Epidot + Chlorit ( $\pm$ Aktinolith  $\pm$ Titanit) auf. Es konnten keinerlei textuellen und mineralogischen Kriterien festgestellt werden, die auf Umwandlungsreaktionen dieser Paragenese zu amphibolitfaziellen Bedingungen deuten könnten, wie beispielsweise



oder für die mafischen Gänge



Dies belegt, dass es sich bei diesen Mineralen (mit Ausnahme von primär magmatischem Titanit und Epidot in den Granitoiden) um retrograde Bildungen oder peak-metamorphe Bildungen während einer grünschieferfaziellen Damara-Überprägung sicherlich unterhalb von  $550^\circ\text{C}$ , vermutlich sogar unterhalb von  $500^\circ\text{C}$  handelt (keinerlei Abnahme von Chlorit beobachtet; Abb. 10-13).

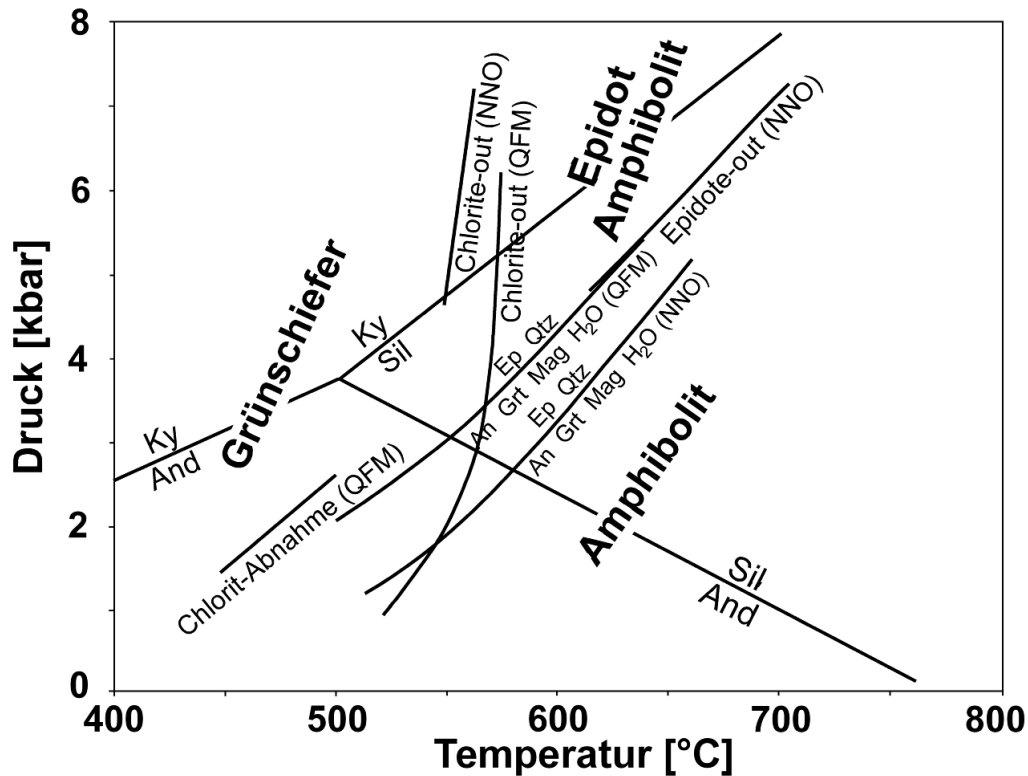


Abb. 10-13: P-T-Diagramm mit den experimentellen Daten (LIOU, 1973, LIOU et al., 1974; APTED und LIOU, 1983), die den prograden Übergang von Grünschiefer-Fazies zu Amphibolit-Fazies charakterisieren

## 10.5 Mineralschließungs-Temperaturen

### 10.5.1 Schließungs-Temperaturen von Muskovit und Biotit für das K/Ar-Isotopensystem

Die Schließungs-Temperaturen von Biotit für das K/Ar-Isotopensystem liegen bei ca.  $300 \pm 50^\circ\text{C}$ , die von Muskovit bei ca.  $350 \pm 50^\circ\text{C}$ . Die K/Ar-Alter von Biotit-Präparaten unterschiedlicher Kornfraktionen (z.B. RP2) sind relativ jung (ca. 150 - 250 Ma), wobei die Glimmer selten bestimmbare diagenetische bis niedrig anchizonale Illit-Kristallinitäten (um  $0,42 \phi \Delta^\circ 2\theta$ ) aufweisen.

Im Gegensatz zu einigen grobkörnigen Glimmerpräparaten sind alle Muskovite der Feinfraktionen auf Damara-Alter zurückgesetzt und weisen ein breites Spektrum von Illit-Kristallinitäten auf.

Während der Damara-Überprägung des Untersuchungsgebietes müssen also die Schließungs-Temperaturen von Biotit und Muskovit für das K/Ar-Isotopensystem erreicht worden sein. Allerdings haben die dabei vorherrschenden Temperaturen nicht überall ausgereicht alle grobkörnigen Muskovite komplett auf Damara-Alter zurückzusetzen. Die maximalen Temperaturen während der Damara-Überprägung lagen sehr wahrscheinlich im Bereich der Schließungs-Temperatur von Muskovit bei  $350 \pm 50^\circ\text{C}$ .

# 11. Fluideinschlußanalytik

## 11.1. Einleitung

Die Fluideinschlußanalytik befasst sich mit der Untersuchung von Zusammensetzung und physikalischen Eigenschaften der fluiden Phasen, die während des Wachstums oder der Rekristallisation von Mineralen eingeschlossen wurden. Die Fluide befinden sich in Hohlräumen, welche entweder aus Kristallbaufehlern während der Kristallisation, aus unter Fluideinwirkung ausgeheilten Brüchen oder aus Rekristallisationseffekten resultieren. Die einfachste Methode der Einschlußanalytik ist die Mikrothermo- und kryometrie, durch die sich aus dem Verhalten der eingeschlossenen Gase, Flüssigkeiten und Feststoffe bei unterschiedlichen Temperaturen Art und Zusammensetzung der Fluide qualitativ oder semi-quantitativ bestimmen lassen. Aus den gewonnenen Daten lassen sich über die Errechnung von Salinitäten und Dichten die minimalen Druck- und Temperaturbedingungen bei der Bildung des Wirtsminerals und/oder eventueller, späterer Überprägungsereignisse ermitteln.

Die Größe von Fluideinschlüssen variiert in der Regel zwischen 1  $\mu\text{m}$  und 100  $\mu\text{m}$ ; in metamorphen Gesteinen sind sie selten größer als 10  $\mu\text{m}$  (ROEDDER, 1984).

Fluideinschlüsse lassen sich unter anderem in Quarz, Karbonaten, Feldspat, Granat, Kyanit, Apatit, Epidot und Halit beobachten.

Ihr Habitus ist sehr variabel und reicht von negativen Kristallformen, die den kristallographischen Aufbau des Wirtsminerals reflektieren über runde, ovale oder langgestreckte Formen bis zu unregelmäßigen, amöboiden oder zerlappten Formen.

Unabhängig von Größe und Habitus erreicht das Volumen aller Einschlüsse auch in sehr einschlußreichen Mineralen kaum 1 % des Gesamtvolumens (LEEDER et al., 1987).

Nach ROEDDER (1984) lassen sich Fluideinschlüsse auf der Grundlage textueller Befunde in genetische Gruppen unterteilen. Dabei werden Einschlüsse vor allem aufgrund ihrer Anordnung als primär, pseudosekundär oder sekundär bezeichnet.

Primäre Einschlüsse sind während der Kristallisation des Wirtsminerals in diesem als Einzeleinschlüsse, entlang von Wachstumssäumen oder in Gruppen (cluster) gebildet worden. Pseudosekundäre Einschlüsse sind auf verheilte Brüche, die während der Kristallisation des Wirtsminerals auftraten, zurückzuführen und liegen auf intragranularen Einschlußbahnen, die an den Korngrenzen enden.

Sekundäre Einschlüsse sind durch die Verheilung von solchen Brüchen entstanden, die durch geologische Ereignisse nach der Kristallisation des Wirtsminerals hervorgerufen wurden; sie liegen meist auf transgranularen Einschlußbahnen, setzen sich also meist über Korngrenzen hinaus fort.

Primäre und pseudosekundäre Einschlüsse repräsentieren oft die Bildungsbedingungen des Wirtsminerals, wohingegen sekundäre Einschlüsse Rückschlüsse auf spätere Überprägungsereignisse zulassen.

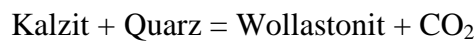
Diese Einteilung ist jedoch für metamorphe Gesteine nur bedingt anwendbar (vgl. CRAWFORD und HOLLISTER, 1986), da in diesen die unter prograden oder peak-metamorphen Bedingungen eingeschlossenen Fluide meist durch Rekristallisation der Wirtsminerale zerstört und remobilisiert werden (CRAWFORD, 1981b). Daher haben TOURET und DIETVORST (1983) textuelle Kriterien für eine Altersabfolge von Fluideinschlüssen in Metamorphiten aufgestellt, nach der sich isoliert auftretende Einschlüsse

vor Einschlußgruppen, diese vor Einschlüssen entlang intragranularer Bahnen und diese wiederum vor Einschlüssen entlang inter- bzw. transgranularer Bahnen formen.

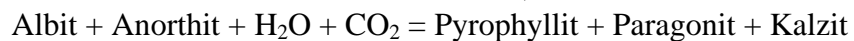
Dem übergeordnet ist die Klassifikation von Fluideinschlüssen anhand ihrer Zusammensetzung. Zu den häufigsten Einschlußtypen zählen die wässrigen Einschlüsse, die ein- oder zweiphasig vorliegen. In diesen sind meist Kationen wie  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und/oder  $\text{Fe}^{2+}$  und Anionen wie  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  und/oder  $\text{PO}_4^{3-}$  gelöst. Kommt es im Zuge der retrograden Metamorphose durch die Abnahme von Druck und Temperatur zu einer Übersättigung der Lösung, können in den Einschlüssen Tochterminerale wie Chloride, Karbonate, Hydrogenkarbonate, Sulfate oder Sulfide gefällt werden. Tochterminerale können sich aber auch aus Reaktionen wie beispielsweise



Weiterhin können in allen Wirtsmineralen außer Quarz eingeschlossene Festphasen aus Rückreaktionen (back reactions) der Fluide mit dem Wirtsmineral entstanden sein. Beispielsweise konnten die Reaktionen



(in Wollastonit; WILHELM und GOTSCHALK, 1994) und



(in Plagioklas; KLEINEFELD und BAKKER, 2002) beobachtet werden.

„Accidentally trapped solid inclusions“ sind zufällig während der Bildungsphase des Einschlusses mit dem Fluid eingefangen worden.

Als Gasphasen (bei 1 bar, +22°C) können  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  und  $\text{H}_2\text{S}$  in reinen Gaseinschlüssen oder in Assoziation mit einer wässrigen Phase auftreten. Reine  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  oder  $\text{N}_2$  -  $\text{CH}_4$  Einschlüsse sind sehr selten (VAN DEN KERKHOFF, 1988). Meist treten diese Gase in Verbindung mit  $\text{CO}_2$  auf.

## 11.2 Kryo- und Thermometrie

Durch mikrothermometrische Messungen werden anhand von beobachteten Phasenübergängen Art und Zusammensetzung des Einschlußinhaltes bestimmt. Aus den gemessenen Temperaturen lassen sich Dichten, Salinitäten und minimale Bildungstemperaturen berechnen.

Außer den Gefriertemperaturen von Einschlußkomponenten ( $T_{f\text{H}_2\text{O}}$ ,  $T_{f\text{cl}}$  und  $T_{f\text{CO}_2}$ ; Erläuterung in Tab. 11-1) werden alle anderen Messungen während des Heizvorganges durchgeführt und deren Genauigkeit und Reproduzierbarkeit durch dreimaliges Messen überprüft. Bei der Auswertung der Daten wurde bei geringen Abweichungen jeweils der Mittelwert berechnet.

Aus der Gefrierpunktserniedrigung ( $T_{mf\text{ice}}$ ) von Wasser lässt sich nach POTTER et al. (1978) die Salinität der wässrigen Phase kalkulieren.

Eutektische Schmelztemperaturen von Eis ( $T_{me}$ ) sind für bestimmte im Wasser gelöste Ionen bzw. bestimmte ionare Mischungen charakteristisch (z.B. CRAWFORD, 1981a).

Eine Gefrierpunktserniedrigung ( $T_{mf\text{CO}_2}$ ) von  $\text{CO}_2$  gibt Hinweis auf eine Kontamination mit  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  und/oder einer anderen Phase.

Bei einer Homogenisierung wird ein mehrphasiger Einschluß durch Aufheizen in einen homogenen, einphasigen Zustand überführt. Es gibt drei Typen der Homogenisierung.

Bei einer Homogenisierung in die flüssige Phase ( $T_{hl}$ ) wird die Gasblase immer kleiner bis sie letztendlich völlig verschwindet. Bei einer Homogenisierung in die Gasphase ( $T_{hv}$ ) wird

Tf <sub>cl</sub>	(temperature of clathrate freezing) Gefriertemperatur von Gashydrat, $\pm 2^{\circ}\text{C}$
Tf <sub>H<sub>2</sub>O</sub>	(temperature of H <sub>2</sub> O freezing) Gefriertemperatur der wässrigen Phase, $\pm 2^{\circ}\text{C}$
Tme	(temperature of eutectic H <sub>2</sub> O melting) erste, eutektische Schmelzbildung der wässrigen Phase, $\pm 0,5\%$
Tmf <sub>hhal</sub>	(temperature of final hydrohalite) finale Schmelztemperatur von Hydrohalit, $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$
Tmf <sub>ice</sub>	(temperature of final ice melting) finale Schmelztemperatur von Eis, $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$
Tmf <sub>cl</sub>	(temperature of final clathrate melting) finale Schmelztemperatur von Gashydrat, $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$
Thp <sub>CO<sub>2</sub></sub>	(temperature of partial CO <sub>2</sub> -homogenisation) partielle Homogenisierungstemperatur der CO <sub>2</sub> -Phase in mehrphasigen Einschlüssen, $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$
Th <sub>H<sub>2</sub>O</sub>	(temperature of H <sub>2</sub> O-homogenisation) Homogenisierungstemperatur der wässrigen Phase, $\pm 3^{\circ}\text{C}$
Thl, Thv, Thc	(temperature of homogenisation into the liquid phase, vapor phase, temperature of critical homogenisation) Temperatur der Homogenisierung in die flüssige Phase, in die Gasphase, Temperatur der kritischen Homogenisierung, $\pm 3^{\circ}\text{C}$

Tab. 11-1: Tabelle der beobachteten Phasenübergänge, deren Abkürzungen und Messfehler

die Gasblase immer größer bis schließlich die flüssige Phase verschwindet. Bei einer kritischen Homogenisierung (Thc) verschwindet der Gas und Flüssigkeit trennende Meniskus. Die Blasenvolumina wurden unter Zuhilfenahme von Vergleichsdarstellungen (SHEPHERD et al., 1985) abgeschätzt. Der Schätzfehler liegt bei ca. 10 Vol.%.  
 Durch Raman-spektrometrische Untersuchungen können zum einen Zusammensetzung von Gasphasen in Gas- bzw. Gas-H<sub>2</sub>O-Einschlüssen ermittelt werden, zum anderen aber auch im Einschluß befindliche Mineralphasen identifiziert werden. Da in Flüssigkeitseinschlüssen aus dem Untersuchungsgebiet CO<sub>2</sub> nur in einem Einschluß direkt und in einigen anderen nur durch Klathratschmelzen nachgewiesen werden konnte und nur selten eingeschlossene Mineralphasen beobachtet werden konnten, erscheint eine Raman-Untersuchung wenig sinnvoll.

### 11.3 Ergebnisse der Fluideinschlußanalytik

Zur Untersuchung von Fluideinschlüssen wurden 12 Proben von goldführenden und tauben Quarzadern von den unterschiedlichen Goldvorkommen, sowie 5 unterschiedlich stark deformierte Nebengesteinsproben als beidseitig polierte Dickschliffe präpariert (Tab. 11-2). In diesen 17 Proben wurden insgesamt 388 Einschlüsse untersucht. Bis auf einen messbaren Einschluß im Kalzit (Nr. 8 der Probe 21/6#3) wurden alle Einschlüsse in Quarzkristallen beobachtet.

Die Größe der messbaren Einschlüsse liegt zwischen 4  $\mu\text{m}$  und 210  $\mu\text{m}$  im Durchmesser. Die Einschlußformen reichen von negativen Kristallformen über runde, ovale oder langgestreckte Formen bis zu unregelmäßigen, amöboiden oder zerlappten Formen.

Etwa die Hälfte der gemessenen Einschlüsse befinden sich entlang von Einschlußbahnen (Abb. 11-1), die sich in drei Arten unterteilen lassen. Nur selten lassen sich transgranulare von intragranularen Bahnen, also die Kontinuität der Bahnen über Korngrenzen hinaus, eindeutig unterscheiden. Morphologisch besonders auffällig sind Einschlußbahnen mit sehr flachen Einschlüssen, die meist zerlappte Formen aufweisen und oft sehr groß sind (flat trails). Diese



	Probe	Gold [ppm]			Probe	Gold [ppm]	
<b>SMCM</b>	SMCMH1	1,94	Quarzader	<b>Neuras</b>	NH2A	162	Quarzader
	SMCMU2	0	Quarzader		21/6#3	0	Quarzader
<b>SMGM</b>	SMGM14	17	Quarzader	<b>Wohler Mine</b>	RGM	Nuggets	Quarzader
	SMGM4	0	Quarzader		25/7#6	1,96	Quarzader
<b>GVM</b>	GV5	19,9	Quarzader		14/5#2	0	Quarzader
	GV7	17,2	Quarzader	<b>Kobos Granit</b>	4/8#1	0	Granit
	GV2	0,006	Quarzader	<b>PG</b>	6/8#1	0	Granit
<b>Blank's Mine</b>	BMH	8,84	Quarzader	<b>qp. PG</b>	30/5#8	0	porphyr. Granit
	13/6#2	24,7	Quarzader	<b>kiesiger Msst</b>	31/8#5	0	Metasandstein
	14/6#7	0,047	Quarzader	<b>Rhyolit</b>	11/6#2	0	Rhyolit

Tab. 11-2: Übersicht der fluidanalytisch untersuchten Proben

Art von Einschlußbahnen wurde vor allem in granitoiden/pegmatoiden Nebengesteinsproben (Kobos Granit, qp. PG entlang einer Scherzone) angetroffen. Annähernd 15 % der Einschlüsse wurden in sehr einschlußreichen Quarzdomänen gemessen, in denen unzählige relativ kleine Einschlüsse mit überwiegend unregelmäßigen Formen auftreten (mush). 12 % wurden als textuell isoliert angesprochen und weitere 12 % sind Dekrepitationsclustern zugehörig. Etwa jeder zehnte Einschluß konnte nicht eindeutig einer dieser textuellen Gruppe zugeordnet werden.

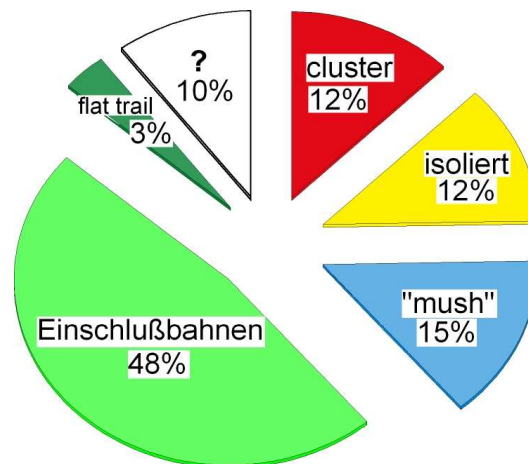


Abb. 11-1: Häufigkeit der textuellen Assoziationen der beobachteten Einschlüsse (n = 100 % = 388)

Von den 388 Einschlüssen sind 382 wässrige Einschlüsse und liegen bei 22°C ein- oder zweiphasig vor (LH<sub>2</sub>O±VH<sub>2</sub>O). Insgesamt 6 Einschlüsse enthalten neben H<sub>2</sub>O nachweisbar CO<sub>2</sub> und treten nur in zwei Proben aus dem nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes mit Proximität zur nördlichen Überschiebungsbahn auf, nämlich in Quarzkörnern des kiesigen (gritty) Marienhof Metasandsteins und einer Quarzader im Quarzitbruch. Im kiesigen Metasandstein (31/8#5) erscheinen diese Einschlüsse zweiphasig und CO<sub>2</sub> lässt sich lediglich durch das Auftreten von Klathrat (z.B. CO<sub>2</sub>\*5<sup>3</sup>/<sub>4</sub> H<sub>2</sub>O) feststellen. Die Quarzader vom Quarzitbruch (14/5#2) enthält generell nur sehr wenige Einschlüsse. Nur ein messbarer bei 22°C zweiphasiger Einschluß zeigte Klathrat und partielle Homogenisierung von CO<sub>2</sub>. Reine CO<sub>2</sub>-Einschlüsse wurden nicht beobachtet.

### 11.3.1 Wässrige Einschlüsse

Bei den wässrigen Einschlüssen liegt der Anteil der Wasserdampfblase zwischen 0 und 60 Vol.%. Es konnten Temperaturen von eutektischem und finalem Eisschmelzen, Homogenisierung, Hydrohalitschmelzen und das Schmelzen einer eingeschlossenen Festphase gemessen werden. Die finalen Schmelztemperaturen von Eis ( $T_{mf_{ice}}$ ) liegen zwischen  $-34,7$  und  $0,0^{\circ}\text{C}$ . In seltenen Fällen wurde metastabiles („superheated“) Eis bei positiven Temperaturen bis ca.  $+4^{\circ}\text{C}$  beobachtet; Einschlüsse mit einem solchen Verhalten wurden nicht weitergehend untersucht. In Einschlüssen mit relativ niedrigem  $T_{mf_{ice}}$  lassen sich besonders gut eutektische Schmelztemperaturen ( $T_{me}$ ) zwischen  $-57$  ( $-67$ ; s.u.) und  $-20,6^{\circ}\text{C}$  messen, die typischerweise durch eine „Verdunkelung“ und eine zunehmend granuläre Erscheinung des Einschlußinhaltes gekennzeichnet sind. Eutektische Schmelztemperaturen sind diagnostisch für die im Einschluß vorliegenden Ionen-Spezies (Tab. 11-2).

Ionen-Spezies	$T_{me}$ [ $^{\circ}\text{C}$ ]	Ionen-Spezies	$T_{me}$ [ $^{\circ}\text{C}$ ]
$\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$	$-21,8$	$\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2$	$-37,0$
$\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$	$-33,6$	$\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$	$-55,0$
$\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2$	$-35,0$	$\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2-\text{CaCl}_2$	$-52,2$
$\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$	$-49,5$	$\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{CaCl}_2$	$-57^*$
$\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$	$-35,0$		

Tab. 11-3: Eutektische Temperaturen für unterschiedliche Elektrolyt-Systeme (nach SHEPHERD et al., 1985;\* CRAWFORD, 1981a)

Allerdings zeigten SAMSON und WALKER (2000) anhand von kryometrischen Raman-Untersuchungen, dass Phasenübergänge zwischen  $-50$  und  $-70^{\circ}\text{C}$ , die meist für eutektisches Schmelzen in einem  $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2(\pm\text{NaCl})$ -System gehalten werden, in Wirklichkeit auch die Kristallisation von Salzhydraten wie z.B. Hydrohalit ( $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) und Antarktikit ( $\text{CaCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) aus einem hypersalinaren Fluid darstellen können. Die Kristallisation von Salzhydraten ist ebenfalls an einer „Verdunkelung“ und der fleckigen Erscheinung des Einschlußinhaltes zu erkennen und optisch einem eutektischen Schmelzen sehr ähnlich.

Es kann angenommen werden, dass Phasenübergänge, die beim Wiederaufheizen unterhalb von  $-57^{\circ}\text{C}$  beobachtet wurden, nicht einem eutektischen Schmelzen entsprechen. Problematischer ist jedoch die Interpretation der zwischen  $-57$  und  $-50^{\circ}\text{C}$  beobachteten Phasenübergänge, da diese eutektisches Schmelzen von kalziumdominierten Lösungen, aber auch eine Kristallisation von Salzhydraten anzeigen könnten.

Da die niedrigste gemessene finale Schmelztemperatur von Eis mit  $-34,7^{\circ}\text{C}$  deutlich unterhalb dem  $T_{me_{\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}}}$  liegt, müssen weitere Ionenspezies wie  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und/oder  $\text{Fe}^{2+/3+}$  in den Einschlußlösungen präsent sein. Andere Einschlüsse zeigen mit relativ hohen  $T_{me}$ 's (bis  $-20,6^{\circ}\text{C}$ ) reine  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  Systeme an (Abb. 11-2).

Flüssigkeitseinschlüsse eines  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}+\text{CaCl}_2\pm\text{MgCl}_2\pm\text{FeCl}_2$ -Systems lassen beim Wiederaufheizen bis maximal  $-50^{\circ}\text{C}$  die Kristallisation von Salzhydraten erkennen ( $T_{m_{\text{crhydr}}}$ ). In den Einschlüssen liegen dann Eis+Hydrohalit+Salzhydrat einer bivalenten Ionen-Spezies (z.B. Antarktikit) vor, bis die eutektische Schmelztemperatur erreicht wird, soweit sich diese von der Kristallisation der Salzhydrate unterscheiden lässt. Nun beinhaltet der Einschluß Eis+Hydrohalit+Liquid. Abhängig von der Salinität der Lösung schmilzt daraufhin zuerst der Hydrohalit und dann das Eis (<ca. 30 Gew.%  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ ) oder umgekehrt (>ca. 30 Gew.%  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ ).

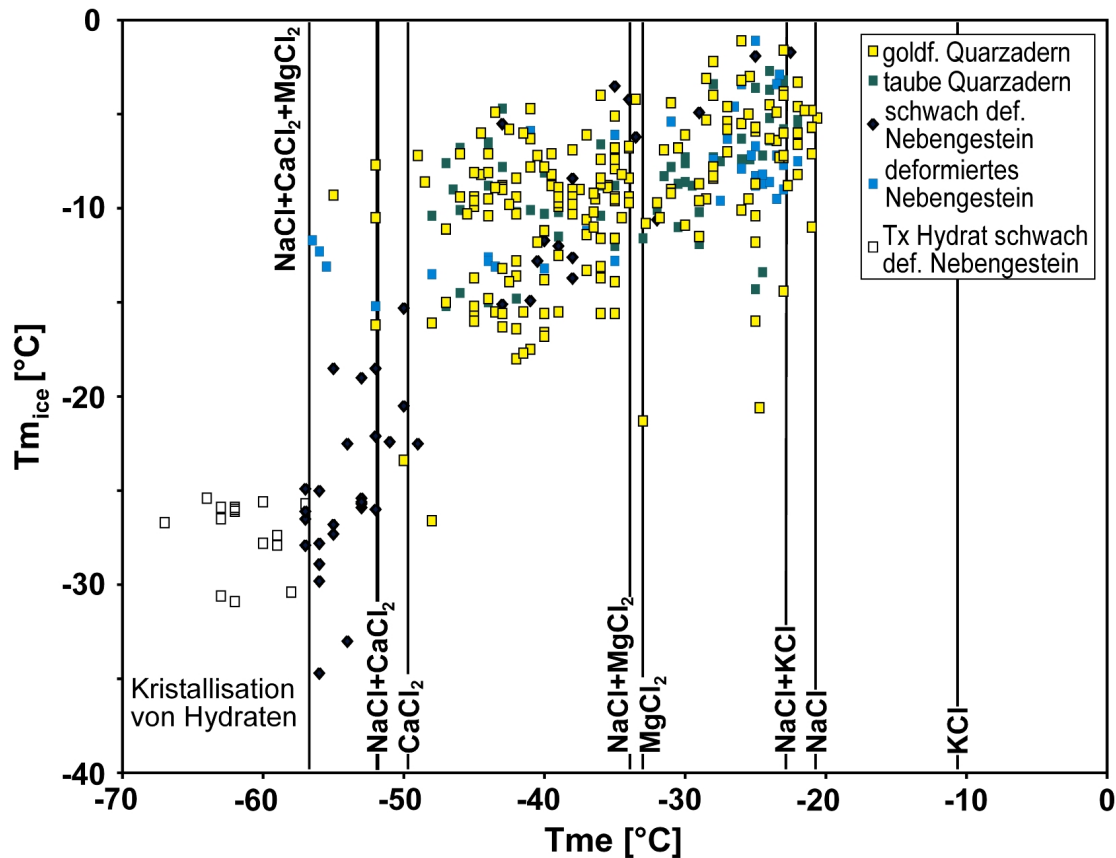


Abb. 11-2: Tme/Tmf-Diagramm der gemessenen Einschlüsse mit eutektische Temperaturen für unterschiedliche Elektrolyt-Systeme (nach SHEPHERD et al., 1985; CRAWFORD, 1981a)

Der relativ enge Temperaturbereich, in dem die Eutektika von  $\text{MgCl}_2$ - und  $\text{FeCl}_2$ -dominierten Lösungen liegen, lässt mittels Mikrothermometrie keine eindeutige Aussage darüber zu, welche dieser Ionenspezies neben  $\text{NaCl}$  und  $\text{CaCl}_2$  in den untersuchten Lösungen der Einschlüsse in den Proben auftritt. Der Vergleich mit den im Damara Gürtel beobachteten Fluiden (vgl. 11.4.1) legt nahe, dass die im Arbeitsgebiet beobachteten Fluide neben  $\text{Na}^+$  und  $\text{Ca}^{2+}$  eher  $\text{Mg}^{2+}$  als  $\text{Fe}^{2/3+}$  führen.

Für Einschlüsse, die sowohl eutektisches Schmelzen, als auch Hydrohalitschmelzen erkennen lassen, lassen sich im  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ -Diagramm (Abb. 11-3) die relativen Verhältnisse dieser Spezies ablesen.

Mit dem Programm „BULK“ (BAKKER, 2003) lassen sich aus den abgeschätzten relativen Verhältnissen der Ionenspezies,  $T_{m_{\text{ice}}}$  und  $T_h$  Einschlüsseigenschaften wie Salinitäten (der teilweise unterschiedlichen Ionenspezies) und Dichte berechnen. Dabei wurde zur thermodynamischen Modellierung der wässrigen Lösungen das kombinierte Ionen-Interaktions-Modell für  $\text{NaCl-KCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2$ -Systeme von BAKKER (1999) mit osmotische Koeffizienten (PITZER, 1991) verwendet. Für die Berechnung der Einschlüsseigenschaften bei  $20^\circ\text{C}$  wurde die Zustandsgleichung für  $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2$ -Systeme von KRUMGALZ et al. (1996) für die wässrige Phase und von ZHANG und FRANTZ (1987) für den gesamten Einschlüsseinhalt ausgewählt.

Isochoren wurden mit der Zustandsgleichung von ZHANG und FRANTZ (1987) unter Berücksichtigung der Eigenschaften des jeweiligen Wirtsminerals im Programm „ISOC“ (BAKKER, 2003) erstellt. Dabei wurden die mit dem Programm „BULK“ ermittelten Salinitäten und Dichten verwendet.

Nur in einem einzigen Einschlüsse (Nr. 5 in 30/5#8) konnte das Schmelzen einer Festphase -wahrscheinlich Halit- bei  $109,7^\circ\text{C}$  unterhalb der Homogenisierung in die flüssige Phase bei

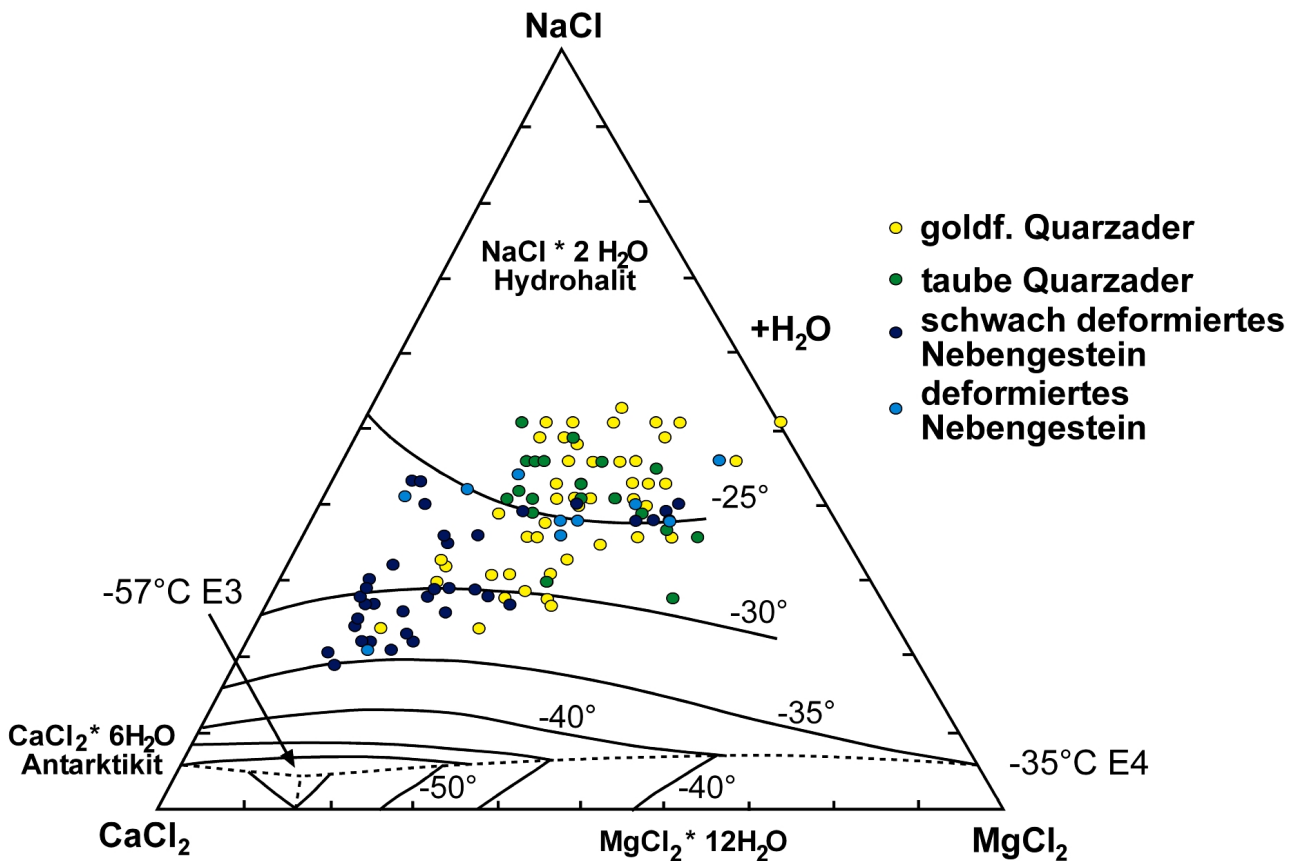


Abb. 11-3: NaCl-CaCl<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O-Diagramm, aus dem sich anhand von Tme-Univarianten und Tmhhal-Isothermen Kationenverhältnisse ablesen lassen (nach CRAWFORD, 1981a)

139,1°C beobachtet werden. Bei sofortiger Abkühlung und beim anschließendem Wiederaufheizen konnte keine Klathrat-Bildung bzw. kein Klathrat-Schmelzen beobachtet werden, was die Wahrscheinlichkeit, dass es sich um Nahcolit handelt (NaHCO<sub>3</sub>) verringert.

Die Gesamtsalinitäten liegen zwischen 0 und 33,4 Gew.% TDS (total dissolved salts; Abb. 11-4), wobei die Salinitäten der einzelnen Ionenspezies bei 0 bis 23,3 Gew.% NaCl, 0 bis 20,1 Gew.% CaCl<sub>2</sub> und 0 bis 10,6 Gew.% MgCl<sub>2</sub> liegen.

Die wässrigen Einschlüsse homogenisieren zwischen 48,5 und 447°C ausschließlich in die flüssige Phase (Abb. 11-5). Dabei konnte nicht immer ausgeschlossen werden, dass die besonders hohen Th's durch eine partielle Dekrepitation während der Bestimmung von Homogenisierungstemperaturen benachbarter Einschlüsse verursacht wurden.

Die Homogenisierungstemperaturen entsprechen Einschlußdichten von 0,55 bis 1,21 g/cm<sup>3</sup>, wobei vor allem die hochsalinaren Einschlüsse entsprechend höhere Dichten aufweisen.

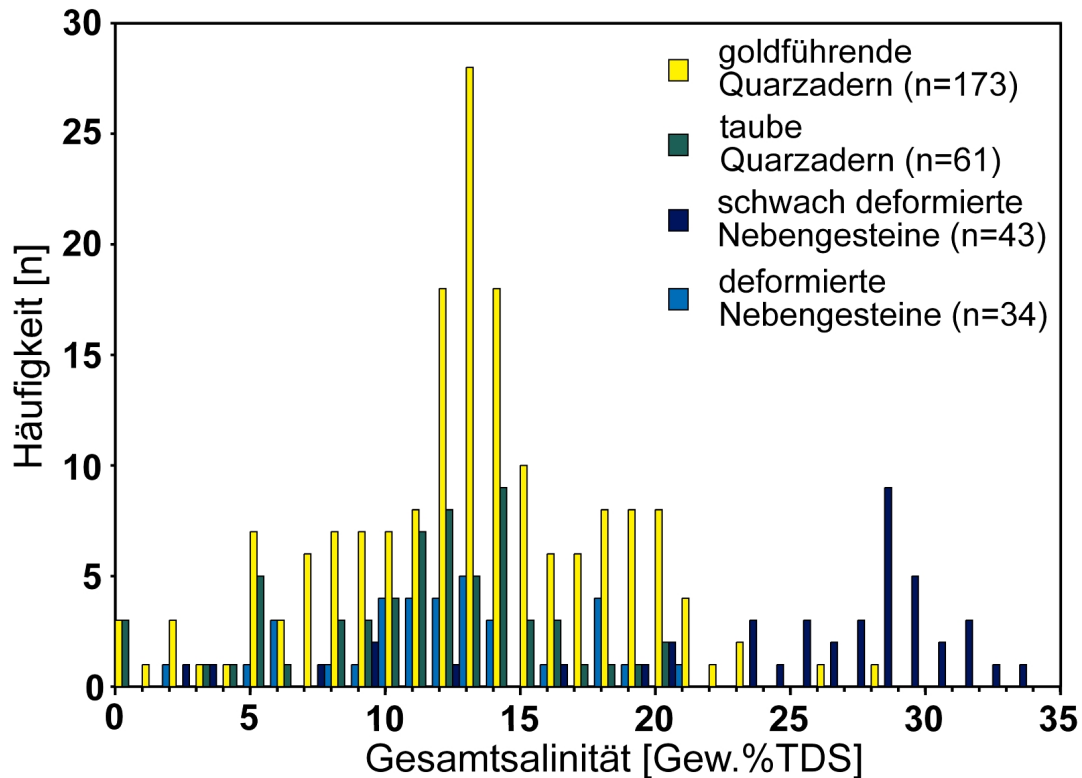


Abb. 11-4: Histogramm der aus finalen Schmelztemperaturen von Eis ( $T_{mf,ice}$ ) ermittelten Salinitäten, unterschieden in goldführende und taube Quarzadern, deformierte und undeformierte Nebengesteine

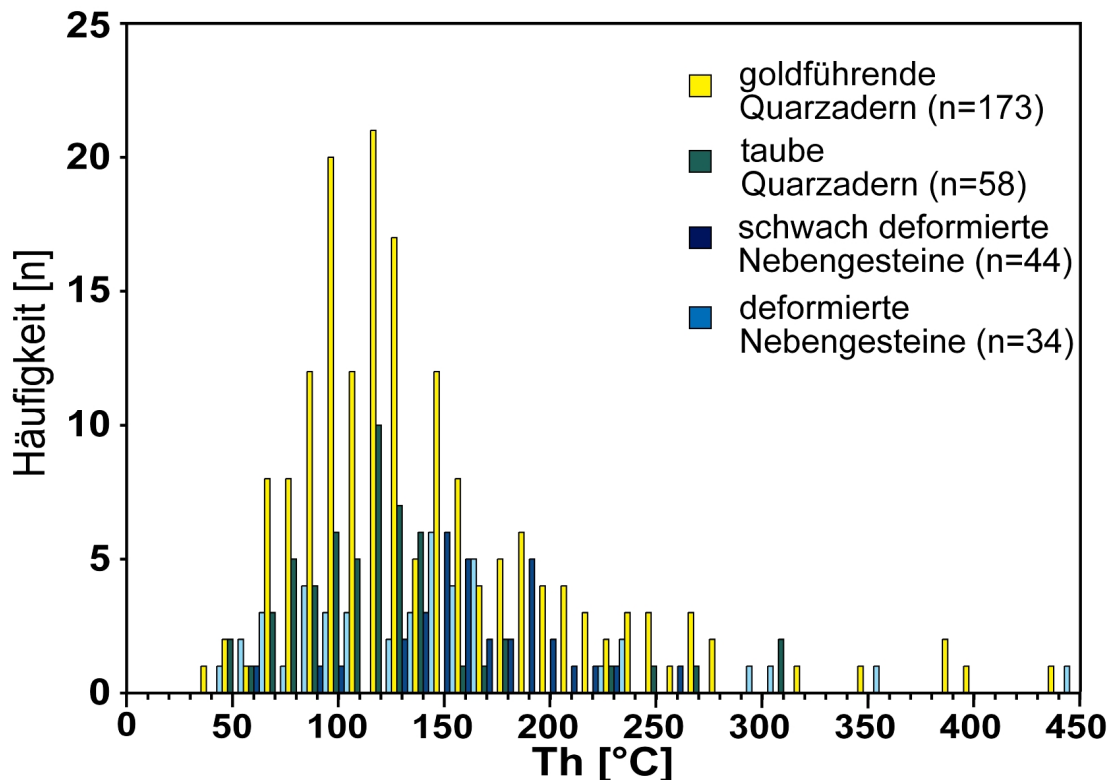


Abb. 11-5: Histogramm der eutektischen und finalen Schmelztemperaturen von Eis ( $T_{me}$ ;  $T_{mf,ice}$ ), unterschieden in goldführende und taube Quarzadern, deformierte und undeformierte Nebengesteine

### 11.3.2 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> Einschlüsse

Wie eingehend erwähnt, konnten lediglich 6 Einschlüsse dieses Typs in zwei Proben beobachtet werden, die typischerweise beim Kühlen ein double freezing, d.h. das jeweilige

Gefrieren von Klathrat und Wasser zeigen. Beide Proben stammen von Lokalitäten nahe der nördlichen Überschiebungsbahn. In den Quarzkörnern des kiesigen Metasandsteins (31/8#5) ist CO<sub>2</sub> in einigen der zweiphasigen Einschlüsse nur durch das Auftreten von Klathrat nachzuweisen. Klathrat-Schmelzen wurde bei Temperaturen von 0,5 bis 4,2°C beobachtet. Texturell unterscheiden sich die CO<sub>2</sub>-führenden Einschlüsse durch nichts von der Vielzahl der sie umgebenden wässrigen Einschlüssen, welche relativ niedrige Salinitäten von 9 - 13 Gew.%NaCl äq. aufweisen.

Da keine diskrete CO<sub>2</sub>-Phase beobachtet bzw. abgeschätzt und daher auch keine partielle Homogenisierung von CO<sub>2</sub> gemessen werden kann, lassen sich die physiko-chemischen Eigenschaften der Einschlüsse nicht mit Programmen des Software Paketes „Clathrates“ (BAKKER, 2003) berechnen. Errechnet man mittels der Klathrat-Schmelztemperaturen Salinitäten im Programm MacFlincon (BROWN, 1992; basierend auf COLLINS, 1979), so zeigen diese eine gute Übereinstimmung mit Salinitäten, die sich mit dem Programm „BULK“ unter Berücksichtigung einer sehr geringen CO<sub>2</sub>-Phase (z.B. <3 Vol.%) ergeben. Zudem dürfte der Fehler in der Bestimmung der Einschlüßdichten, der sich aus der Vernachlässigung einer nicht sichtbaren CO<sub>2</sub>-Phase ergibt, tolerabel sein. Daher wurden die Dichten und Isochoren dieser Einschlüsse mit dem Programm „BULK“ berechnet. Die ermittelten Salinitäten sind allerdings mit Vorsicht zu betrachten, da wahrscheinlich zu gering, weil T<sub>mf,ice</sub> in Anwesenheit von Klathrat (CO<sub>2</sub>\*5<sup>3</sup>/<sub>4</sub> H<sub>2</sub>O) bestimmt wurde, welches dem Fluid relativ mehr Wasser als CO<sub>2</sub> entzieht. Auch wird die Beobachtung von T<sub>mf,ice</sub> gelegentlich dadurch erschwert bzw. unmöglich, dass das Klathrat die Blase daran hindert sich zu entspannen oder sich zu bewegen.

In der Quarzader vom Quarzitbruch (14/5#2) wurden nur sehr wenige Einschlüsse bemerkt. Ein isolierter Einschlüß mit einem Blasenvolumen von ca. 4 Vol.% zeigte neben Klathratschmelzen bei 6,5°C eine partielle Homogenisierung in die flüssige Phase bei 20,9°C. CO<sub>2</sub>-Schmelzen konnten in diesen Einschlüß aber nicht beobachtet werden, was eine Aussage über die Anwesenheit anderer Gasphasen wie CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S oder N<sub>2</sub> unmöglich macht.

Aus den Temperaturen T<sub>mf,cl</sub> (6,5°C) und Th<sub>pCO<sub>2</sub></sub> (20,9°C) und der Abschätzung des Blasenvolumens der CO<sub>2</sub>-Phase (0,04 Vol.%) wurden mit dem Programm „ICE“ aus dem Software Paket „CLATHRATES“ (BAKKER, 1997) eine Dichte von 0,98g/cm<sup>3</sup> und die Salinität von 5 Gew.%NaCl äq. bestimmt. Dabei wurden das Ionen-Interaktionsmodell von BAKKER (1999) und die Zustandsgleichungen von DUAN et al. (1992a,b; 1996) verwendet.

Generell ist auffällig, dass wässrige Fluideinschlüsse in diesen Proben vergleichsweise niedrige Gesamtsalinitäten besitzen, beispielsweise 8,8 - 13,0 Gew.%NaCl äq. (durchschnittlich 10,9 Gew.%NaCl äq.; n = 15) im kiesigen Metasandstein (31/8#5) und 0,0 - 11,1 Gew.%NaCl äq. (durchschnittlich 4,6 Gew.%NaCl äq.; n = 5) in der Quarzader aus dem Quarzitbruch (14/5#2). Diese Beobachtung könnte ein Hinweis darauf sein, dass ein „salting out“-Prozess stattgefunden hat, in dessen Verlauf durch die Infiltration von hochsalinaren Fluiden eine Entmischung von CO<sub>2</sub> aus ursprünglichen H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Fluiden stattgefunden haben könnte. Allerdings gibt es in den beiden Proben jeweils Einschlüsse, die geringere Salinitäten, aber keine mikrothermometrisch detektierbare CO<sub>2</sub>-Phase enthalten. Daher könnte es sich auch um unterschiedliche Fluid-Generationen handeln.

Die 6 CO<sub>2</sub>-führenden Einschlüsse im kiesigen Metasandstein homogenisieren zwischen 148 und 236°C in die flüssige Phase.



Im Verlauf einer retrograden Metamorphose werden Flüssigkeitseinschlüsse häufig durch Abnahme von Temperatur und Druck modifiziert bzw. re-equilibriert. Solche „post-entrapment modifications“ lassen sich beispielweise durch Korrelationen der Einschlußgrößen mit verschiedenen Einschluß Eigenschaften nachweisen, da größere Einschlüsse eher für derartige Veränderungen empfänglich sind als kleinere Einschlüsse (BINNS and BODNAR 1986; BODNAR et al. 1989; HALL et al. 1991). Eine Modifikation der in dieser Arbeit gemessenen Einschlüsse im Verlauf der retrograden Metamorphose ist nicht anzunehmen, da Korrelationen der Einschlußgrößen mit physiko-chemischen Eigenschaften der Einschlüsse (z.B. Salinität, Th) keinerlei Trend ergaben.

Die ermittelten Eigenschaften der Flüssigkeitseinschlüsse in den bearbeiteten Proben aus dem Arbeitsgebiet sind in Tab. 11-4 zusammenfassend dargestellt.

## 11.4 Interpretation der fluidanalytischen Ergebnisse

### 11.4.1 Vergleich mit regionalen Fluid-Systemen

BEHR et al. (1983) untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse in vier Typen von Quarzadern aus den Gebieten des nördlichen und südlichen Khomas Troges, der Duruchaus, des Geelkop Domes und der Namib-Naukluft Decke. Im wesentlichen wurden ein hochsalinates Fluidsystem (20 - 50 Gew.%NaCl äq.), welches aus einer Abfolge von Playa-Ablagerungen des initialen Graben und Rift-Stadiums stammen und post-tektonisch in Bezug auf die Hauptphase der Damara-Deformation sein soll, und ein niedrigsalinates Fluidsystem (0 - 20 Gew.%NaCl äq.), welches aus Metapeliten der Geosynklinalfüllung stammen soll, beobachtet. Die Autoren interpretieren Teile der Duruchaus Formation als in situ Meta-Evaporite, in denen Einschlüsse in Dolospariten, Dolomiten und Albiten erhalten sind, die an Pseudomorphosen nach typischen Evaporit-Mineralen grenzen. Die Fluideinschlüsse enthalten Spuren von CO<sub>2</sub>, welches nur durch das Auftreten von Klathrat nachgewiesen werden kann. Dominierendes Tochtermineral ist Halit, aber auch erhöhte Ca, S, Fe, und Mn-Gehalte werden als Hinweis auf andere Chlorid-Tochterminerale (CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>), CaSO<sub>4</sub>-Hydrate (CaSO<sub>4</sub>\*H<sub>2</sub>O) und/oder Karbonate in Lösung interpretiert.

Es soll an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass die Präzipitation von CaCl<sub>2</sub> aus einer wässrigen Lösung mit 81,35 KJ/mol deutlich endotherm ist, die Löslichkeit von CaCl<sub>2</sub> in Wasser also mit steigender Temperatur abnimmt. Theoretische Temperaturen für die Sättigung mit CaCl<sub>2</sub> bei realistischen Konzentrationen liegen vermutlich unterhalb von -70°C. Im Temperaturbereich bis -52°C sind (z.T. metastabile) CaCl<sub>2</sub>-Hydrate beobachtbar. Daher erscheint es sehr unwahrscheinlich, dass CaCl<sub>2</sub> als Tochtermineral in Flüssigkeitseinschlüssen bei Raumtemperatur überhaupt stabil sein kann.

Quarz-Karbonat-Adern in der Nähe der Meta-Evaporit Horizonte sind extrem grobkristallin und führen dieselben hochsalinaren Fluide; aber auch reine CO<sub>2</sub> (±Kohlenwasserstoffe) Einschlüsse.

Grobkristalline Quarzadern im gesamten Untersuchungsgebiet von BEHR et al. (1983) beinhalten hochsalinare Flüssigkeitseinschlüsse mit Salinitäten von 30 - 42 Gew.%NaCl äq., die positiv mit Homogenisierungstemperaturen von 180 - 350°C korrelieren. Sie werden in drei Fluidgenerationen von primären bis sekundären Fluiden mit abnehmender Th und

Lokalität	Probe	Gold [ppm]	Tme [°C]	Tmf <sub>ice</sub> [°C]	Tmcl [°C]	Thp [°C]	Th [°C]	Salinität [Gew.%NaCl äq.]	Dichte g/cm <sup>3</sup>
<b>SMCM</b>	SMCMH1	1,94	-55 - -25 (m:-39,5;n=41)	-16,8 - -7,2 (m:-10,7;n=41)	-	-	49 - 217 (m:121;n=39)	11,7 - 20,8 (m:15,2;n=39)	1,00 - 1,11 (m:1,04;n=39)
	SMCMU2	0	-41 - -24 (m:-34,1;n=19)	-11,6 - -6,4 (m:-9,4;n=19)	-	-	74 - 147 (m:124;n=18)	9,8 - 15,3 (m:13,5;n=18)	1,01 - 1,05 (m:1,03;n=18)
<b>SMGM</b>	SMGM14	17	-43 - -29 (m:-35,5;n=15)	-22,8 - -5,3 (m:-12,0;n=33)	-	-	55 - 275 (m:108;n=20)	8,7 - 18,2 (m:15,5;n=20)	0,91 - 1,08 (m:1,05;n=20)
	SMGM4	0	-48 - -25 (m:-43,4;n=11)	-15,2 - -3,6 (m:-10,7;n=11)	-	-	55 - 180 (m:100;n=9)	5,9 - 20,4 (m:15,2;n=9)	0,93 - 1,10 (m:1,06;n=9)
<b>GVM</b>	GV5	19,9	-25,5 - -21 (m:-23,3;n=9)	-14,4 - -3 (m:-7;n=10)	-	-	91 - 170 (m:119;n=7)	4,9 - 18,5 (m:9,8;n=7)	0,93 - 1,08 (m:1,00;n=7)
	GV7	17,2	-48,5 - -21 (m:-34,1;n=47)	-10,1 - -1,1 (m:-6,6;n=54)	-	-	56 - 397 (m:160;n=36)	1,9 - 13,7 (m:10,1;n=37)	0,69 - 1,09 (m:0,97;n=38)
	GV2	0,006	-46 - -22 (m:-39,5;n=12)	-9 - -2,7 (m:-6,1;n=12)	-	-	68 - 181 (m:115;n=9)	4,5 - 13,7 (m:9,7;n=9)	0,95 - 1,06 (m:1,01;n=9)
<b>Blank´s Mine</b>	BMH	8,84	-52 - -21 (m:-30,8;n=25)	-16,2 - -3,2 (m:-6,8;n=25)	-	-	71 - 441 (m:223;n=19)	0,0 - 21,3 (m:10,0;n=19)	0,65 - 1,00 (m:0,90;n=19)
	13/6#2	24,7	-46 - -21,5 (m:-34,8;n=13)	-9,4 - -4,8 (m:-7,5;n=14)	-	-	91 - 217 (m:144;n=10)	7,9 - 14 (m:11,7;n=10)	0,95 - 1,03 (m:1,00;n=10)
	14/6#7	0,047	-28 - -22 (m:-24,7;n=10)	-7,4 - -2,4 (m:-5,5;n=12)	-	-	74 - 316 (m:148;n=12)	4 - 11,2 (m:8,4;n=11)	0,73 - 1,03 (m:0,95;n=11)
<b>Neuras</b>	NH2	162	-50 - -23 (m:-40,0;n=12)	-23,4 - -0,2 (m:-11,0;n=15)	-	-	97 - 400 (m:165;n=14)	0,3 - 26,4 (m:14,8;n=14)	0,55 - 1,14 (m:0,98;n=14)
	21/6#3	0	-44 - -24 (m:-32,7;n=9)	-14,3 - -5,2 (m:-10,4;n=10)	-	-	119 - 272 (m:181;n=9)	8,2 - 18,4 (m:14,2;n=9)	0,93 - 1,04 (m:0,99;n=9)
<b>Wohler Mine</b>	RGM	nuggets	-35 - -24,7 (m:-29,4;n=4)	-21,3 - -15,6 (m:-18,4;n=4)	-	-	138 - 170 (m:156;n=3)	19,9 - 23,9 (m:22,3;n=3)	1,03 - 1,08 (m:1,06;n=3)
	25/7#6	1,96	-48 - -25 (m:-40,3;n=20)	-26,6 - -0,1 (m:-10,6;n=30)	-	-	105 - 258 (m:164;n=25)	0,0 - 28,6 (m:16,1;n=25)	0,83 - 1,11 (m:1,01;n=25)
	14/5#2	0	-30 - -25 (m:-27,5;n=2)	-7,6 - 0,0 (m:-3,0;n=5)	6,5	20,9	121 - 178 (m:139;n=4)	0,0 - 11,1 (m:4,6;n=5)	0,90 - 1,09 (m:0,98;n=5)
<b>Kobos Granit</b>	4/8#1	0	-43 - -22,5 (m:-35,7;n=16)	-15,1 - -1,7 (m:-8,7;n=16)	-	-	129 - 447 (m:135;n=8)	2,9 - 19,4 (m:10,2;n=8)	0,90 - 0,98 (m:0,95;n=8)
<b>PG</b>	6/8#1	0	-57 - -49 (m:-53,4;n=16)	-34,7 - -0,9 (m:-23,9;n=25)	-	-	48 - 300 (m:119;n=24)	0,0 - 33,4 (m:27,5;n=24)	1,01 - 1,21 (m:1,13;n=24)
<b>qp. PG</b>	30/5#8	0	-56,5 - -23,3 (m:-35,3;n=23)	-15,2 - -1,1 (m:-8,9;n=24)	-	-	62 - 210 (m:154;n=19)	1,9 - 20,6 (m:12,0;n=19)	0,91 - 1,10 (m:0,99;n=19)
<b>kiesiger Msst</b>	31/8#5	0	-41 - -22 (m:-27,2;n=13)	-9,0 - -5,4 (m:-7,2;n=15)	0,5 - 4,2 (n=5)	-	144 - 266 (m:189;n=15)	8,8 - 13,0 (m:10,9;n=15)	0,89 - 0,99 (m:0,96;n=15)
<b>Rhyolit</b>	11/6#2	0	-57 - -53 (m:-54,9;n=10)	-27,9 - -24,9 (m:-26,1;n=11)	-	-	108 - 166 (m:141;n=12)	27,8 - 29,9 (m:28,6;n=11)	1,12 - 1,15 (m:1,13;n=11)

m: Mittelwert; n: Zahl der gemessenen Einschlüsse

Tab. 11-4: Zusammenfassung der Eigenschaften der untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse

Salinität unterteilt. Tochterphasen werden von den Kationen  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{Fe}^{2/3+}$  dominiert, wobei als Anionenspezies neben  $\text{Cl}^-$  auch Sulfate vermutet werden.

Hochsalinare Einschlüsse meist mit Halit und finalen Schmelztemperaturen von Eis, die die Präsenz von  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$  in Lösung nahe legen, treten auch im Basis-Dolomit der Namib-Naukluft-Decke sowie in post-metamorphen Quarz-Karbonatadern in pelitischen und karbonatischen Gesteinen auf, die diesen Basis-Dolomit überlagern.

Das niedrighsalinare Fluidsystem ist vor allem in hydrothermalen „Segregations-Quarzen“, die in allen Gesteinen des Khomas Troges und dabei insbesondere in metapelitischen Horizonten auftreten, eingeschlossen. Die Mehrheit der Einschlüsse ist an ein System von Mikrobrüchen gebunden, die während der post-orogenen isostatischen Hebung gebildet wurden. Sekundäre Einschlüsse koexistieren oft mit reinen  $\text{CO}_2$ -Einschlüssen entlang von Einschlußbahnen, weisen Salinitäten von 5 - 11 Gew.%NaCl äq. auf und homogenisieren zwischen 135 und 210°C.  $\text{CO}_2$ -,  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ -Einschlüsse in Kernen rekristallisierter Quarzkörner werden als primäre Einschlüsse interpretiert. Sie besitzen ähnliche Salinitäten. Diese Salinitäten können nicht Resultat von retrograden Hydrationsreaktionen sein, da die Wassergehalte der Gesamtgesteinsproben nur zwischen 1,5 und 2,5 Gew.% liegen. Daraus wird gefolgert, dass die Fluide aus einer prograden Dekomposition von Chlorit und Biotit während der Metamorphose von psammitischen und pelitischen Geosynklinalsedimenten während der Hebung der Khomas Sedimente resultieren und ihre Salinitäten durch die Migration durch evaporitische Einheiten erhielten.

Stratiforme Cu-Mineralisationen treten im mittleren Teil der Abfolge der Duruchaus Formation auf, der während einer transgressiven Phase in einem Playa-See abgelagert worden sein soll. Unter anoxischen Bedingungen soll durch bakterielle Sulfat-Reduktion Pyrit gefällt und das organische Material zu  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  und  $\text{CO}_2$  zersetzt worden sein. Die Cu-Mineralisationen liegen in Form von disseminierten geschichteten Nebengesteins-Mineralisationen und konkordanten Quarzader-Mineralisationen vor und sind vor der Deformation entstanden, da Chalkopyrit im Nebengestein eine bevorzugte Orientierung aufweist. Die Quarzadern enthalten sehr viele  $\text{CO}_2+\text{N}_2+\text{CH}_4$  Einschlüsse, aber auch hochsalinare und niedriger-salinare wässrige sowie gemischte ( $\text{H}_2\text{O-CH}_4$ ) Fluide. Primäre und pseudosekundäre Einschlüsse in den Quarzadern haben Salinitäten von 1 - 3 Gew.%NaCl äq. und Homogenisierungstemperaturen von 260 -390°C und ähneln deutlich den wässrigen Einschlüssen im Nebengestein der Matchless Mine (s.u.). Dennoch wird die Zirkulation der hochsalinare Fluide für die Bildung von stratiformen Kupfer-Vorkommen verantwortlich gemacht.

Diese von BEHR et al. (1983) beschriebenen Fluide der Cu-Mineralisation weisen allerdings deutlich Ähnlichkeiten mit metamorphen Fluiden oder auch solchen Fluiden auf, die typisch für stratiforme Cu-Lagerstätten oder epi- bzw. mesothermale Vererzungen sind (vgl. z.B. SPOONER, 1981; ROEDDER, 1984; GROVES et al., 1998).

SCHMIDT-MUMM (1989) untersuchte die Entwicklung der Fluidsysteme während der neoproterozoischen Damara Orogenese hauptsächlich im südlichen Khomas Trog anhand von Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen und den Chemismen von Turmalinen. Dabei wurden die Quarz-Dolomit-Mineralisationen der „giant quartz“-Körper und Quarz-Turmalin-Gänge bearbeitet. Flüssigkeitseinschlüsse des hochsalinaren Fluidsystems, das als ältestes gedeutet wird, führen immer Halit-Kristalle und homogenisieren hauptsächlich bei  $T_h$ 's von 130 - 250°C, wobei Halit bis 10°C oberhalb oder unterhalb von  $T_h$  in Lösung geht. Sehr niedrige  $T_m$ 's von -46 - -60°C (vereinzelt auch bis -81°C?) und  $T_{m_{\text{ice}}}$  von -18 - - 44°C belegen die Existenz von divalenten Kationen in Lösung. Mittels beobachteter Schmelztemperaturen von

Hydrohalit und Eis wurden in den Phasendiagrammen  $\text{CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  und  $\text{CaCl}_2\text{+MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  von CRAWFORD (1981a) Lösungs-Zusammensetzungen von 45 - 60 Gew.% $\text{CaCl}_2$ , 24 - 38 Gew.% $\text{MgCl}_2$  und 14 - 22 Gew.% $\text{NaCl}$  ermittelt. Daraus ergeben sich Gesamtsalinitäten von 64 - 68 Gew.%TDS. Teilweise sind diese Einschlüsse dekrepitiert. Zum Teil enthalten sie auch  $\text{CO}_2$ . In Quarz-Dolomit-Körpern auf der Farm Stolzenfeld tritt neben mehreren Tochtermineralen (eines davon Halit) elementarer Schwefel (10 - 15 Vol.%) auf, der bei Temperaturen von 90 - 140°C spontan schmilzt, wobei sich die flüssige Phase leicht gelblich verfärbt. Die schwefelhaltigen Einschlüsse sind dem hochsalinaren Fluidsystem zuzuordnen. Sauerstoff-Fugazitäten sollten in einer alkalischen Lösung bei  $\log f_{\text{O}_2} = -34$  bis  $-32$  liegen. Es wird weiterhin angenommen, dass Kalzium in Form von  $\text{CaSO}_4$  bzw.  $\text{CaCO}_3$  in einigen Einschlüssen vorlag. Der Autor folgert ebenfalls, dass die hochsalinaren Fluide aus Meta-Evaporiten mobilisiert worden sind und dass die Mischung mit niedriger-salinaren metamorphen und tektonogenen Fluiden mit höheren  $\text{CO}_2$ -Löslichkeiten bzw. -Gehalten ein „salting out“-Prozess in letzteren auslöste, was zur Entmischung von  $\text{CO}_2$  führte.

Die Fluidevolution in und um die Rosh Pinah Massiv-Sulfid Lagerstätte (Zn-Pb-Cu-Ag±Ba) im pan-afrikanischen Gariap Gürtel im südwestlichen Namibia wurde ausführlich anhand von Einschluß- und stabilen Isotopen-Untersuchungen (H, O, C) von FRIMMEL und BOARD (2000) erläutert. Die Mehrheit der Fluide, die während des syntektonischen, grünschieferfaziellen Peaks der Metamorphose und während der folgenden Hebung des Gebietes an Quarzmineralisationen beteiligt waren, ist wässrig und weist niedrige Salinitäten (<10 Gew.% $\text{NaCl}$  äq.) auf. Ausnahmen sind moderat-salinare Einschlüsse, die auf den tektonischen Kontakt mit dem prä-Gariap Grundgebirge nahe der vulkano-sedimentären Rosh-Pinah Formation beschränkt sind. Diese stammen vermutlich aus einer benachbarten lokal entwickelten möglicherweise evaporitischen Lagunen-Fazies (Na-Cl-Br Daten) eines begrenzten Beckens auf der dem Festland zugewandten Seite eines Vulkanes. Generell zeigen die syn-orogenen Fluide eine Abnahme der Homogenisierungs-Temperaturen mit der relativen Abfolge der Quarzgenerationen. Im wesentlichen übten die infiltrierte Nebengesteine die Kontrolle über Fluidzusammensetzung und -Isotopie aus. Auf der Basis von  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta\text{D}$ -Werten wird ein metamorpher Ursprung für syn- $\text{D}_{1/2}$  Fluide und ein verstärkter meteorischer Einfluss für späte syn- $\text{D}_5$  Fluide postuliert. Es gibt keinerlei Hinweis auf einen pervasiven Fluidfluss von orogenen brines durch die externen Bereiche des Gürtels. Seltene prä-orogene Fluide mit hohen Salinitäten (ca. 27 Gew.% $\text{NaCl}$  äq.) und großen Mengen anderer Gase wie  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$  und möglicherweise höheren Gehalten von Kohlenwasserstoffen zusätzlich zu  $\text{CO}_2$  werden als Relikte der vererzenden Fluide vulkanischen Ursprungs interpretiert, die die Nebengesteine bei ca. 400°C und einem hydrostatischen Druck von ca. 300 - 800 bar infiltrierte und vererzten. Dabei wurde die Sulfidfällung von einer Brekzierung, Silifizierung und Dolomitisierung des Nebengesteins begleitet. In diesen Einschlüssen dominieren die Ionenspezies  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  (bzw.  $\text{HCO}_3^-$ ), die auch durch die Lösung von Dolomit freigesetzt worden sein können; Dolomit-Tochterminerale werden vermutet.

Allerdings deuten Tme's zwischen -60 und -45°C in Flüssigkeitseinschlüssen aller von FRIMMEL und BOARD (2000) bearbeiteten Quarzgenerationen auf das Vorhandensein von divalenten Kationen in Lösung. Dies betrifft auch die syn- $\text{D}_{1/2}$  Fluide angeblich metamorphen Ursprungs, was die Lösung von Dolomit während der Bildung dieser Fluide voraussetzt.

Das Otavi Mountain Land ist eine Buntmetall Provinz im Falten-und-Überschiebungsgürtel des nördlichen Randes des Damara Orogens im nördlichen Namibia. Die Lagerstätten, zu denen auch die bekannten Lagerstätten von Tsumeb, Kombat, Berg Aukas, Abenab und Khusib Springs gehören, befinden sich in marinen Karbonatplattformen der Otavi Gruppe. Die epigenetischen, hydrothermalen Lagerstätten werden unterteilt in Tsumeb- (Cu, Pb, Zn, Ag) und Berg Aukas-Typ (Pb-Zn-V) Lagerstätten. Berg Aukas-Typ Lagerstätten (Berg Aukas, Abenab) sind stratigraphisch an die Berg Aukas Formation der Abenab Subgroup gebunden und sind prä-tektonisch in Bezug auf den Peak der Damara Orogenese während einer Extensionsphase angelegt worden. Lagerstätten des Tsumeb-Typs sind durch ihre kupferführenden Erze und eine relative Anreicherung von SEE's, die mit einer an die Mineralisation gekoppelten Karbonatalteration einhergeht, charakterisiert und treten stratigraphisch nur innerhalb der Tsumeb Subgroup auf, welche die Abenab Subgroup überlagert. Sie sind syn-deformativ in Bezug auf den Peak der Damara Orogenese entstanden, was ihr Entstehungsalter auf 530 - 600 Ma (wahrscheinlich um 545 Ma) eingrenzt.

Für beide Mineralisations-Typen, die generell an Erhebungen des Grundgebirges gebunden sind, sind wie auch die spätere Sulfid-Remobilisierung (Tsumeb) nach CHETTY und FRIMMEL (2000) hochsalinare Fluide verantwortlich zu machen. Flüssigkeitseinschlüsse in Proben unterschiedlicher (mit den Mineralisationen assoziierter) Kalzit- und Dolomit-Generationen von Tsumeb und Khusib Springs sind meist sekundäre, wässrige Einschlüsse teilweise mit eingeschlossenen Festphasen, die als Karbonate interpretiert werden. Einschlüsse in Quarz/Kalzit II und Dolomit III von Tsumeb zeigen eutektisches Schmelzen bei -36 bis -49°C (die meisten zwischen -40 und -45°C), finales Eis-Schmelzen bei -15,2 bis -22°C (sekundäre in späteren Quarz/Karbonat-Generationen bei -7,7°C) und Homogenisierung bei 65 - 135°C (qz-cc II) und 80 - 215°C (dol III). Entsprechend liegen die Salinitäten zwischen 20 und 23 Gew.%NaCl äq.. Ähnlich sind die Einschlüsse im -mit Primärerz assoziierten- Quarz/Dolomit III von Khusib Springs mit Tme bei -27 bis -37°C, Tm<sub>f<sub>ice</sub></sub> bei -13,2 bis -22,3°C und Homogenisierungstemperaturen von 185 - 265°C. Daraus ergeben sich Salinitäten von 17 bis 23 Gew.%NaCl äq.. Crush-leach-Untersuchungen bestätigen das Vorliegen von Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> und SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> in den Einschlußlösungen, wobei Ladungs-Ungleichgewichte durch Anwesenheit nicht analysierter CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>- bzw. HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Anionenspezies erklärt werden. Die für alle beprobten Lokalitäten einheitlichen Na-Cl-Br-Chemismen belegen eine deutliche Komponente evaporitischer Restlösungen (residual brines) mit stark limitiertem syn- bis post-diagenetischen Na<sup>+</sup>-Ca<sup>2+</sup>-Austausch. Dies wird weiterhin durch δ<sup>34</sup>S-Werte der Sulfide unterstützt, die mit denen von evaporitischen Sulfaten übereinstimmen, die wahrscheinlich die wichtigste Schwefelquelle für die Mineralisationen darstellen.

Die Lagerstätten des Berg Aukas-Typs (Mineralisation bei 137 - 255°C bei hydrostatischem Druck von ca. 0,5 kbar) entsprechen sehr gut dem basinal brine-Modell von Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten. Für die Lagerstätten des Tsumeb-Typs werden Mineralisations-Bedingungen von 370 - 405°C bei ca. 2,5 kbar geschätzt (Kombat 405°C; Khusib Springs 370°C). Die für Tsumeb abgeschätzte Temperatur von 275°C bezieht sich auf die Phase der Sulfid-Remobilisierung (dol III). Für diese Lagerstätten wird ein „orogenic brine“-Modell postuliert.

Zusammenfassend formuliert FRIMMEL (online Artikel), dass obwohl die Fluide vom Rosh Pinah- und vom Tsumeb-Typ ähnliche Nebengesteine ähnlichen Alters verdrängten, von unterschiedlichen Quellen stammen und unterschiedlichen Alters sind. Rosh Pinah-Typ Fluide sind magmatogen/hydrothermal und zirkulierten in einem extensionalen Becken mit

vermindertem Meerwasserzufluss durch eine eustatische Absenkung des Meerwasserspiegels. Tsumeb-Typ Fluide entsprechen syn-orogenen Salinarwässern (syn-orogenic brines), die vom Damara Orogen ins nördliche Vorland ausgetrieben wurden. Nach LEACH et al. (2001) bilden sich MVT-Lagerstätten während großer Kontraktionstektonischer Ereignisse vor allem dort, wo Plattform-Karbonate eine hydrologische Verbindung zu orogenen Gürteln hatten. Möglicherweise könnten Rosh Pinah-Typ Mineralisationen eine wesentliche Metallquelle für die späteren Tsumeb-Typ Mineralisationen gewesen sein. Für eine derartige Mobilisierung könnten die hochsalinaren Fluide aus dem Damara Orogen verantwortlich gewesen sein.

Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen an Quarzlinsen und -adern sowie Matrix-Quarzen der Nebengesteine der Massiv-Sulfid-Lagerstätte Matchless (KLEMD und OKRUSCH, 1990) im Matchless Amphibolit-Gürtel, der den südlichen Khomas Trog von SW nach NE durchzieht, belegen sehr hohe  $\text{CO}_2(\pm\text{CH}_4)$ -Aktivitäten, typisch für Fluide einer amphibolitfaziellen Metamorphose (in diesem Fall bis 550 - 625°C bei mindestens 6 - 8 kbar). Die wenigen beobachteten wässrigen Einschlüsse haben niedrige Salinitäten (1 - 5 Gew.% NaCl äq.), homogenisieren bei Temperaturen zwischen 260°C und 340°C in die flüssige Phase und sind mehrheitlich durch leakage-Prozesse modifiziert worden bzw. dekrepitiert.

#### 11.4.2 Vergleich mit Fluiden unterschiedlicher Lagerstättentypen

Abgesehen von höheren Salinitäten und Gehalten an divalenten Kationen in Einschlüssen in nur schwach deformierten Nebengesteinen und  $\text{CO}_2$ -führenden Einschlüssen in einer Quarzader und im kiesigen Marienhof Metasandstein - beide im Bereich der nördlichen Überschiebungsbahn- entsprechen die in den Proben des Arbeitsgebietes gemessenen Flüssigkeitseinschlüsse einem relativ einheitlichen Fluidsystem. Dieses liegt sowohl in goldführenden und tauben Quarzadern als auch in wenig bis deutlich deformierten Nebengesteinen unterschiedlichen Alters vor. Daher kann ausgeschlossen werden, dass dieses Fluidsystem die paragenetisch unterschiedlichen Goldmineralisationen verursacht hat. Dennoch sollen seine Charakteristika kurz mit denen der Fluidsysteme der in Frage kommenden Lagerstättentypen verglichen werden.

##### 11.4.2.1 IOCG-Typ Lagerstätten

Die typischen Fluide dieses Lagerstättentyps sollen zuerst verglichen werden, da im Arbeitsgebiet dieser Eisenoxid-Kupfer-Gold-SEE-( $\pm\text{U}$ )-Mineralisationstyp auftritt (Swartmodder Kupfer Mine). Die Flüssigkeitseinschlüsse im Apatit der primären Vererzung sind für mikrothermometrische Untersuchungen viel zu klein ( $<3 \mu\text{m}$ ). Die relative Homogenität der im gesamten Arbeitsgebiet beobachteten Fluide schließt allerdings aus, dass dieser nur lokal begrenzt auftretende Mineralisationstyp wesentlichen Einfluss auf das beobachtete Fluidinventar (auch der jüngeren Gesteine) hatten.

HAYNES et al. (1995) und BARTON und JOHNSON (1996) erklären die Vererzungen dieses Lagerstättentyps mit einem Fluid „mixing model“, demnach sulfatreiche oxidierte kupferführende Oberflächenwässer mit reduzierten Tiefenwässern gemischt worden sein sollen, was zur Fällung der Kupfersulfide führte. Auch ORESKES und EINAUDI (1992) begründen die Kupfermineralisationen mit Redox-Reaktionen, wobei diese weiterhin annehmen, dass der Oxidationsgrad des Nebengesteins wesentlich die Mineralisation mit Magnetit oder Hämatit kontrolliert.

In diesem Lagerstättentyp koexistieren  $\text{CO}_2$ -reiche mit hypersalinen wässrigen Flüssigkeitseinschlüssen, die durch Entmischung eines wahrscheinlich magmatogenen  $\text{H}_2\text{O}$ -



CO<sub>2</sub>-NaCl±CaCl<sub>2</sub>-Fluides entstanden sein sollen (POLLARD, 2001). Variierende Br/Cl-Verhältnisse in multiphasen Einschlüssen bzw. Einschlüssen mit mehreren eingeschlossenen Festphasen deuten darauf hin, dass möglicherweise eine Fluid-Mischung zur Vererzung dieses Typs im Cloncurry District, Queensland beigetragen haben könnte (WILLIAMS et al., 2001). Viele der hyper- und hochsalinaren wässrigen Einschlüsse beinhalten bei Raumtemperatur große Halit-Kristalle und eventuell Sylvit, Karbonat, Hämatit und/oder Magnetit und eutektische Schmelztemperaturen unter -50°C belegen die Anwesenheit von divalenten Kationen in Lösung (z.B. FU et al., 2003). Als Quelle der hohen Salinitäten werden assoziierte Granit-Intrusionen und evaporitische Nebengesteine diskutiert.

### **Tennant Creek**

Die Ähnlichkeiten der scherzonen-gebundenen Au-Cu Mineralisationen im Arbeitsgebiet mit den reduzierten bzw. oxidierten Au-Cu-Bi Eisenoxid Lagerstätten des Tennant Creek Distriktes, Australien in Bezug auf Erzmineralogie, paragenetische Abfolge, geotektonisches setting, Alterstellung wurden bereits angedeutet (vgl. 7.5).

Nach KHIN et al. (1994) wurden taube „ironstones“ von niedrigtemperierten (200 - 250°C) moderat-salinaren (10 - 30 Gew.%NaCl äq.) Fluiden und die Au-Cu-Mineralisationen von späteren höher-temperierten (250 - 600°C) hochsalinaren (10 - 50 Gew.%NaCl äq.) Fluiden verursacht. Beide Fluide sind durch Kationen-Zusammensetzungen von Na>Ca>K gekennzeichnet und entsprechend als Beckenfluide interpretiert, die durch unterlagernde Intrusiva aufgeheizt und strukturell kontrolliert aufgestiegen sein sollen, um mit den „ironstones“ zu interagieren und dabei diese zu vererzen. Die Fluide sollen Gold und Kupfer während ihrer Passage durch die Sedimente aufgenommen haben. Neben einer redox-kontrollierten Erzpräzipitation wird auch auf ein Entmischungs-Modell hingewiesen, in dem eine vor allem stickstoffdominierte Gasphase aus den hochsalinaren Fluiden entgast.

SKIRROW und WALSHE (2002) verstehen die im Tennant Creek Distrikt vorkommenden Lagerstätten als ein Spektrum zwischen einem reduzierten Endglied (bzw. Subtyp; West Peko) und einem oxidierten Endglied (bzw. Subtyp; Eldorado). Ihrer Meinung nach müssen die Na-Ca-dominierten salinaren Fluide (Th: ~120 - 180°C), die für die Bildung der „ironstones“ verantwortlich gemacht werden und vermutlich Formationswässer waren, auf PT-Bedingungen der niedriggradigen Metamorphose der Warramunga-Nebengesteine korrigiert werden. Sie favorisieren eine Bildung der „ironstones“ bei ~350 - 400°C und ~2,5 - 5(?) kbar während der Barramundi Orogenese (~1840 - 1860 Ma). In Zusammenhang mit der Cu-Au-Bi-Mineralisation beobachten diese Bearbeiter allerdings -u.a. basierend auf Protonen-Ionen-Mikrosonden Analysen (PIXE) von Flüssigkeitseinschlüssen- ein niedrig- bis moderat-salines Fluid (3 - 10 Gew.%NaCl äq.) mit modellierten pH-Werten zwischen 4 und 5, stark bis mäßig reduzierendem Redoxpotential und Temperaturen von 300 - 340°C (Th: 120 - 300°C). In Lagerstätten des reduzierten Subtyps sollen diese Fluide mit den „ironstones“ reagiert haben, wobei die Desulfidation±Oxidation des Fluides die Gold-Präzipitation und ein einhergehender Anstieg der pH-Wertes die Fällung der Sulfide bewirkt haben sollen. In den Lagerstätten des oxidierten Subtyps soll ein oxidierendes Ca-Na-Cl Fluid mit den „ironstones“ reagiert haben, wobei Magnetit zu Hämatit oxidiert wurde. Währenddessen sollen ein oder mehrere Pulse des mineralisierenden mäßig reduzierenden und niedrig- bis moderat-salinaren Fluides zugeführt worden sein, wobei durch die Mischung der Fluide und die Reaktion mit dem „ironstone“ Gold und Bi-Sulfosalze ausgefallen und die Löslichkeit von Cu in dem Fluid erhöht worden sein sollen, sodass es zu keiner ausgeprägten Cu-Mineralisation kam. Aber auch bei West Peko (reduzierter Subtyp) sollen sich das

mineralisierende Fluid mit einem kalziumreichen höher-salinaren Fluid gemischt haben, wobei es zu einem „salting out“ - zur Entmischung einer  $N_2$ - $CH_4$  dominierten Gasphase gekommen sein soll.

POLLARD (2002) stellt fest, dass Olymic Dam Typ Lagerstätten und ähnliche Au-Cu Lagerstätten nicht unbedingt an das Vorhandensein von Evaporiten gebunden sein müssen. Bei Lightning Creek im Cloncurry Distrikt sollen hypersalinare  $H_2O$ - $CO_2$ -Fluide, die sich dann während der Mineralisation entmischten, während der Kristallisation granitischer Lagergänge (sills) entstanden sein, welche mit einem Magnetit-reichen Adersystem assoziiert sind. Während oder nach der Mineralisation sollen sich diese hypersalinaren magmatischen Fluide mit meteorischen und/oder konnateten Na-Ca-Fluiden vermischt haben.

#### 11.4.2.2 Orogene Gold Lagerstätten

Die die Vererzungen von orogenen Gold Lagerstätten begleitenden Fluide sind niedrig-salinare, annähernd neutrale  $H_2O$ - $CO_2$ - $CH_4$  Fluide mit  $CO_2$ -Anteilen von  $\geq 5$  mol% (z.B. GROVES et al., 1998).

#### 11.4.2.3 Epithermale Gold Lagerstätten

Die meist oberflächennahen Mineralisationen entstehen bei Temperaturen unterhalb von  $300^\circ C$  und werden unterteilt in „high sulphidation“ und „low sulphidation“ Lagerstätten. Erstere sind durch saure oxidierende Fluide (mit magmatischen sowie untergeordnet meteorischen Isotopensignaturen) mit Salinitäten von 2 - 5 Gew.%NaCl äq. gekennzeichnet, die aber mit der Tiefe bis auf 20 - 30 Gew.%NaCl äq. unterhalb des Erzkörpers zunehmen können.

Epithermale „low sulphidation“-Systeme werden von neutralen reduzierenden Fluiden begleitet. Golddominierte Vererzungen führen niedrigsalinare ( $<1$  - 2 Gew.%NaCl äq.), aber gasreiche ( $<4$  Gew.%  $CO_2$ - $H_2S$ ) Fluide. Silberdominierte Mineralisationen, die oft große Mengen von Zn und Pb beinhalten, sind eher durch rein wässrige Fluide mit Salinitäten von 10 - 15 Gew.%NaCl äq. verursacht. In beiden Fällen sind stets meteorische Fluide involviert, wobei darauf hingewiesen werden muss, dass die assoziierten großen langlebigen Konvektionszellen im Verdacht stehen, ältere Fluide mit möglicherweise magmatischen Isotopen-Mustern auszulöschen. (z.B. HEDENQUIST und LOWENSTERN, 1994)

#### 11.4.2.4 Porphyrische Kupfer Lagerstätten

Lagerstätten dieses Typs sind durch die Koexistenz von hypersalinaren wässrigen und niedrig-dichten  $CO_2$  Einschlüssen gekennzeichnet. Homogenisierungstemperaturen der wässrigen Einschlüsse, die meist mehrere Tochterminerale, Salinitäten von 35 - 70 Gew.%NaCl äq. und Na-K-Dominanz aufweisen, liegen überwiegend zwischen  $400$  und  $800^\circ C$  (vgl. ROEDDER, 1984). In diesem Temperaturbereich sind die Einschlüsse durch die Entmischung eines magmatischen  $H_2O$ - $CO_2$ -NaCl-Fluides mit ca. 2 - 10 Gew.%NaCl äq. entstanden, die die Präzipitation der Erze ausgelöst haben soll (z.B. SHINOHARA, 1994).

Andere Bearbeiter (z.B. MATHUR et al., 2000) postulieren, dass eine Interaktion des hydrothermalen Systems mit krustalen Gesteinen bzw. Fluiden die goldreichen Erze dieser Lagerstätten hervorbrachte.

### 11.4.2.5 Mississippi Valley Typ Lagerstätten

Nach ROEDDER (1984) lassen sich die Eigenschaften von Fluiden, die MVT-Lagerstätten begleiten folgendermaßen zusammenfassen:

- 1) Dichten immer größer  $1,0 \text{ g/cm}^3$  und häufig größer  $1,1 \text{ g/cm}^3$ ; immer höhere Dichten als Oberflächenwässer; in situ Dichten: zunehmende Salinitäten kompensieren oft die zunehmenden Temperaturen
- 2) Sehr niedrige Raten der Fluidbewegung, möglicherweise im Bereich von Metern/Jahr
- 3) niedriger Druck, aber immer größer als der Dampfdruck der Fluide (keine Hinweise auf „boiling“), wobei Gase bei einem Druck von ca. 20 bar gelöst sein können
- 4) Th generell  $100 - 150^\circ\text{C}$ , selten auch  $200^\circ\text{C}$ . In späten Kalzit Th meist  $<100^\circ\text{C}$
- 5) Salinität gewöhnlich  $>15 \text{ Gew.}\% \text{NaCl}$  äq., häufig  $>20 \text{ Gew.}\% \text{NaCl}$  äq.; Halit-Tochterminerale selten, signifikante Konzentrationen anderer Kationen als  $\text{Na}^+$  in Lösung. Hauptsächlich Na- and Ca-Chloride, mit untergeordnetem  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2/3+}$  und  $\text{S}^{2-}$  bzw.  $\text{SO}_4^{2-}$   
Cl>Na>Ca>>K>Mg>B; hohe Na/K- und Ca/Mg-Werte; Dolomitisierung
- 6) Organisches Material, z.B.  $\text{CH}_4$ , auch entmischte Öl-Tropfen
- 7) Metastabiles (superheated) Eis

Typische Erzparagenesen sind Galenit, Sphalerit ( $\pm$ Baryt $\pm$ Flourit). Die typischen Fluide entsprechen Formationswässern wie sie aktuell in Tiefen von 2,5 bis 4 km ( $100 - 150^\circ\text{C}$ ) beobachtet werden und führen teilweise gediegenes Blei und Baryt (SPOONER, 1981).  $\Delta\text{D}$ - und  $\delta\text{H}$ -Werte der mineralisierenden Fluide ähneln ebenfalls denen von konnaten Wässern und oil-field brines.

MVT-Lagerstätten entstanden vor allem in Zeiten großer Kontraktionstektonischer Ereignisse in Gebieten, in denen Plattformkarbonate eine hydrologische Verbindung zu orogenen Gürtel hatten (LEACH et al., 2001).

Als Mechanismen der Genese unterschiedlicher Lagerstätten werden eine Mischung unterschiedlicher Fluide (z.B. mit separaten Quellen von Metall- und S-führenden Fluiden), Sulfat-Reduktion (biologisch oder anorganisch), Änderungen von T oder P und Fluid-Nebengesteins-Reaktionen diskutiert. Unter Umständen könnte auch mitgeführtes organisches Material für die Komplexierung der Metalle von Bedeutung gewesen sein und dementsprechend deren Reaktionen während der Fluidmigration und bei der Erzablagerung eine Rolle spielen.

Beispielsweise wechselten bei den MVT-Lagerstätten der Emanuel Range (West Australien) dolomitisierende hochsalinare metallführende Fluide ( $80 - 110^\circ\text{C}$ ) aus einem tieferen Ablagerungszentrum episodisch mit meteorischen Wässern und verursachten dort MVT-Mineralisationen, wo erstere zum Aufstieg entlang von Störungen gezwungen waren (MIDDLETON and WALLACE, 2003).

In welchem Verhältnis die im Arbeitsgebiet beobachteten Flüssigkeitseinschlüsse zu anderen Lagerstätten-Typen stehen lässt sich besonders gut erkennen, wenn man deren Homogenisierungstemperaturen und Gesamtsalinitäten in das Übersichtsdiagramm von LATTANZI (1994) überträgt (Abb. 11-6). Die Mehrheit der Einschlüsse mit Gesamtsalinitäten von  $10 - 30 \text{ Gew.}\% \text{NaCl}$  äq. liegt im Feld von Fluiden, die typischerweise mit MVT-Lagerstätten assoziiert sind. Die niedriger-salinaren Einschlüsse streuen teilweise zu höheren Th's.

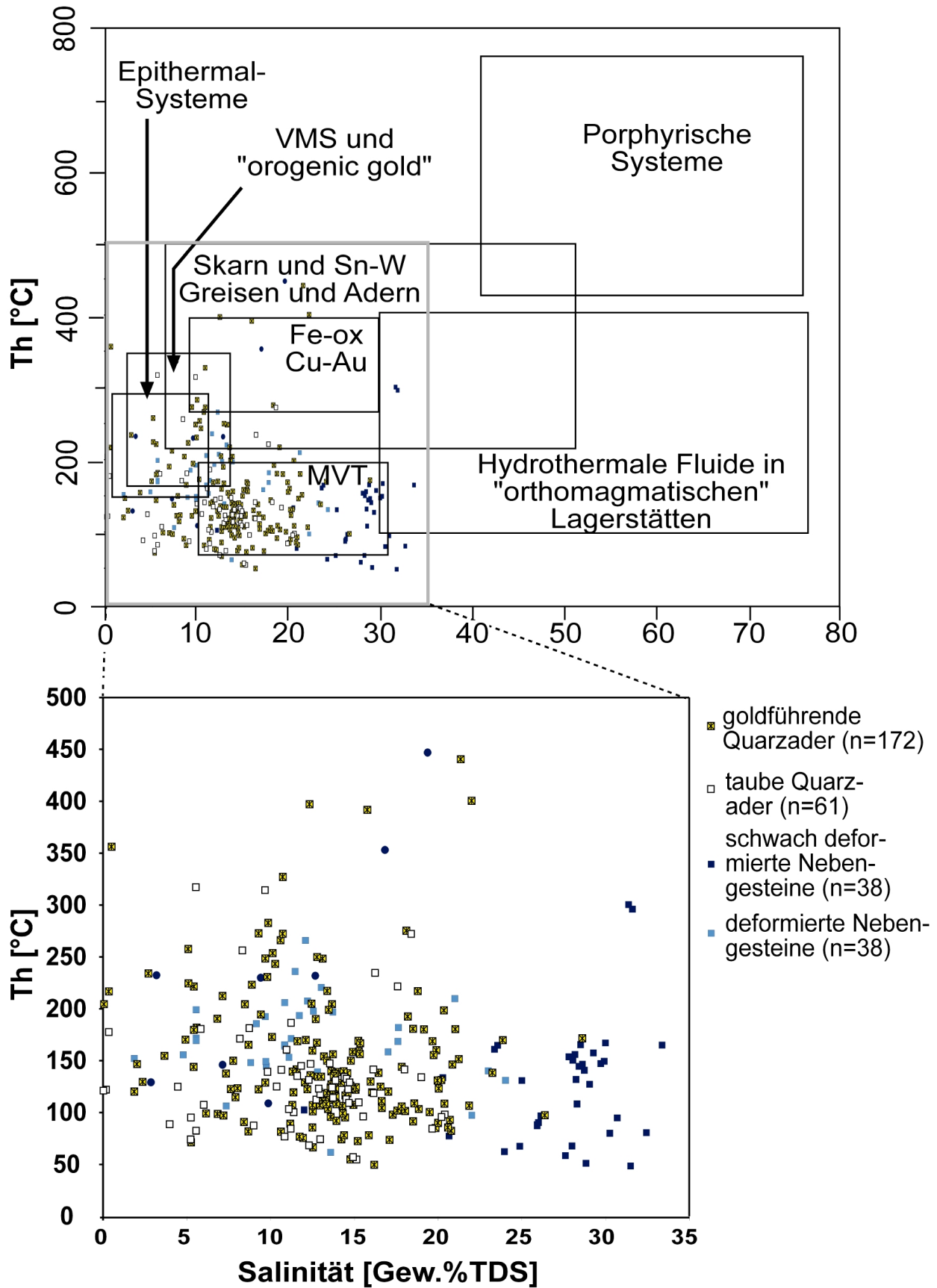


Abb. 11-6: Th-Salinitäts-Diagramm der gemessenen Einschlüsse im Vergleich zu Fluiden anderer Lagerstättentypen (nach LATTANZI, 1994; Bereich von Fe-Oxid-Cu-Au-Lagerstätten aus DAVIDSON und LARGE, 1994)

### 11.4.2.6 Mögliche Modifikation der diese Lagerstätten begleitenden Fluideinschlüsse

Generell ist in Betracht zu ziehen, dass die mit den Mineralisationen aller dieser Lagerstätten-Typen assoziierten Fluide und die diese repräsentierenden Einschlüsse durch metamorphe Überprägungen modifiziert werden. Dabei kann es im Verlauf der Metamorphose z.B. zu „postentrapment separation“ von Fluiden kommen, indem aus heterogen vorliegenden H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-reichen Einschlüssen durch selektive Abfuhr („leakage“) von Wasser niedrig-dichte CO<sub>2</sub>-reiche und H<sub>2</sub>O-reiche Systeme entstehen (CRAWFORD und HOLLISTER, 1986). Dabei wird das Wasser während einer rekristallisationsbedingten Korngrenzenwanderung aufgrund seiner Dipolarität, Oberflächenspannung und Benetzungseigenschaften entlang von Mikrorissen zu den Korngrenzen transportiert, wohingegen unpolares CO<sub>2</sub> im Einschluß verbleibt (HOLLISTER, 1990; HALL und STERNER, 1993), der nun eine geringere Dichte aufweist. Solch eine Modifikation von Fluideinschlüssen in Quarz ist aufgrund dessen spezifischen thermischen Verhaltens bei einer Abkühlung unter ca. 300°C beendet (JOHNSON und HOLLISTER, 1995; vgl. KÜSTER und STÖCKHERT, 1997).

Auftreten können auch:

- Veränderungen der Einschlußvolumina durch natürliche thermische Beanspruchung, was zur vollständigen oder partiellen Dekrepitation oder zu einer subsequenten Vergrößerung der Einschlüsse (stretching) führen kann,
- Veränderungen der Phasenverhältnisse in mehrphasigen Einschlüssen durch Abschnürvorgänge (necking down) oder
- Veränderung der Einschlußzusammensetzung durch Diffusion von bestimmten Komponenten (z.B. von Wasserstoff) entlang von Linien- oder Flächendefekten des Kristallgitters in oder aus dem Einschluß (pipe diffusion).

Durch die einsetzende Ausheilung bei Beendigung dieser Modifikationsvorgänge charakterisieren die resultierenden Fluideinschlüsse die Druck- und Temperaturbedingungen dieses Momentes. Die selektive Abfuhr von Wasser tritt am wahrscheinlichsten dann auf, wenn durch den Gebirgsaufstieg ein Überdruck in den Einschlüssen erzeugt wird. Dieser Vorgang verursacht gewisse Dichteschwankungen, die sich in einer Streuung der Th's und entsprechend der Isochoren widerspiegelt.

Die goldführenden Quarzadern im Arbeitsgebiet sind deutlich dynamisch rekristallisiert und deformiert; daher wären solche Modifikationen der Einschlüsse zu erwarten, gesetzt den Fall, dass das vererzende Fluid überhaupt noch erhalten ist.

Derartige Modifikationen sind meist durch die Abfuhr von Wasser aus den Einschluss-Kavitäten gekennzeichnet, sodass gasreiche Einschlüsse dominieren (vgl. z.B. Matchless Mine). Die typischerweise mit gasführenden Einschlüssen auftretenden Lagerstätten-Typen (IOCG-Lagerstätten; orogenes Gold; epithermale Systeme; porphyrische Lagerstätten) würden also eine „Aufkonzentration“ ihrer Gasphase erfahren, wohingegen die weitestgehend gasfreien Fluide von MVT-Lagerstätten höchstens eine Equilibrierung der Einschlußdichten und Salinitäten aufweisen sollten.

### 11.4.3 Flüssigkeitseinschlüsse in Granitoiden

Da Einschlüsse mit besonders hohen Salinitäten und Gehalten von divalenten Kationen in relativ undeformierten Nebengesteinsproben wie im PG und im Rhyolit (6/8#1; 11/6#2) auftreten, ist zu ergründen, ob diese primär-magmatische Fluide repräsentieren könnten.

Dagegen spricht jedoch bereits ihre überwiegende Anordnung entlang von transgranularen Einschlussbahnen. Darüber hinaus wären höhere Homogenisierungstemperaturen als die beobachteten von 48,5 - 300°C zu erwarten. Die Salinitäten und Dichten von Flüssigkeitseinschlüssen von tiefen granitischen Intrusionen können mit 2 - 60 Gew.%NaCl äq. und 0,75 - 1,05 g/cm<sup>3</sup> (Th: 130 - 390°C) sehr variabel sein (z.B. KONNERUP-MADSEN, 1979). Typisch ist auch eine Assoziation mit CO<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Einschlüssen.

Die Kristall-Fraktionierung in einer abkühlenden granitischen Schmelze geht in der Regel mit einer Abreicherung von Kalzium, Eisen und Magnesium und einer Anreicherung von Alkalien in der Restschmelze einher (z.B. ROEDDER, 1984). Demnach sollten Fluideinschlüsse in Quarzen in Granitoiden eine deutliche Dominanz von Alkalien über Erdalkalien und Eisen aufweisen.

Während einer späteren Abkühlungsphase kann eine Konvektion durch laterale Advektion von meteorischen Wässern und/oder Formationswässern ein großes Spektrum von unterschiedlich charakterisierten Fluidgenerationen hervorrufen, wobei mit fortschreitender Abkühlung die Beteiligung von nicht-magmatischen Fluiden zunimmt (z.B. ROEDDER, 1984).

#### 11.4.4 Infiltration von Oberflächenwässern ins kristalline Grundgebirge

Zumindest in der Umgebung von abkühlenden Plutonen können meteorische Wässer das kristalline Grundgebirge bis in Tiefen von mindestens 7 km infiltrieren (z.B. TAYLOR, 1971; SHEPPARD und TAYLOR, 1974).

Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen ergaben, dass ein anastomisierendes Netzwerk duktiler Scherzonen in der Reynolds Range im proterozoischen Arunta Inlier in Australien (ca. 350 km südwestlich vom Tennant Creek Distrikt; ähnliches Alter (1780 Ma) wie Nebengesteine im Tennant Creek Distrikt) während einer späten Grünschiefer-Metamorphose (300 - 400 Ma) meteorische Fluide bis in Tiefen von etwa 10 km (duktile Mittlere Kruste) zu leiten vermochte (READ und CARTWRIGHT, 2000; vgl. Tennant Creek Fluide).

Infiltrations-Tiefen von Oberflächenwässern ins kristalline Grundgebirge sollten des weiteren von Gangbarkeiten (Menge, Dichte und Maßstab von Brüchen bzw. präexistente Scherzonen) im Kristallin und Verwitterungstiefen des Kristallins selbst, beeinflusst durch klimaabhängige Verwitterungsart und die Dauer der Oberflächenexposition, bei diskordant überlagertem Grundgebirge abhängen.

#### 11.4.5 Die Rolle von Fluiden während der retrograden Metamorphose bzw. Diagenese

Prinzipiell können „retrograde Fluide“ aus magmatischen Intrusionen, einer in der Tiefe fortschreitenden prograden Metamorphose oder überlagernden Formationswässern gespeist werden. Es gibt mehr und mehr Hinweise darauf, dass vor allem die tiefreichende Infiltration von Oberflächenwässern dabei mehr als nur eine untergeordnete Rolle spielt und retrograde Alterationen auslösen kann (z.B. YARDLEY et al., 2000; FOURCADE et al., 2002). Retrograde Alterationen gehen im allgemeinen von Bruchstrukturen und Scherzonen aus, die den Fluiden die Infiltration ins Gestein erleichtern, wobei retrograde Überprägungen oft metasomatische Reaktionen sowie eine (Re-)Hydratation, Karbonisierung und andere mineralogische Transformationen verursachen.

Da die Fällung von Karbonaten aus einer wässrigen Lösung eine endotherme Reaktion darstellt und somit das Löslichkeitsprodukt beispielsweise von Kalzit mit steigender



Temperatur abnimmt, erscheint es prinzipiell nicht unwahrscheinlich, dass kalziumreiche Beckenfluide, die ins Grundgebirge infiltrieren im Zuge einer thermische Equilibrierung die Kristallingesteine karbonatisieren. Mit steigender Temperatur nimmt gleichzeitig die Löslichkeit von  $\text{CO}_2$  in Wasser ab. Die Nebengesteine der bearbeiteten Minen sind meist karbonatisiert und epidotisiert (vgl. 5.). Allerdings können die beobachteten Fluide (ob kalziumreich oder nicht) auch aufgrund ihrer Salinitäten vermutlich nicht ausreichend  $\text{CO}_2$  bzw.  $\text{HCO}_3^-$  für die Karbonatisierung beigesteuert haben; die wenigen  $\text{CO}_2$ -führenden Einschlüsse wurden in vollständig karbonatfreien Proben (31/8#5, 14/5#2) beobachtet. Demnach sollte die Karbonatisierung der Nebengesteine vor der Infiltration der beobachteten Beckenfluide stattgefunden haben.

Unbeantwortet bleibt vergleichsweise auch die Frage nach der  $\text{CO}_2$  bzw.  $\text{HCO}_3^-$ -Quelle für die diagenetischen Karbonat-Zemente im Cherokee Becken, die aus ähnlichen „calcic brines“ gefällt worden sein sollen (WOJCIK et al., 1994).

Die Chloritisierung von Biotit, wie sie vielerorts im Untersuchungsgebiet beobachtet werden kann (vgl. 6.2.1), ließe einen Anstieg der Kalium-Aktivität im assoziierten Fluid erwarten, der aber gerade in höher-salinaren Fluideinschlüssen mikrothermometrisch nicht nachweisbar ist. Ob retrograde bzw. hydrothermale Hydratisierungs-Reaktionen (z.B. Chloritisierung, Serizitisierung) eine Erhöhung der Salinitäten von begleitenden Fluiden bewirken kann, hängt neben der Dimensionierung des Fluidflusses auch davon ab, ob das Fluid-System bereits isoliert ist oder noch eine Verbindung zur Oberfläche hat (z.B. YARDLEY und GRAHAM, 2002).

Jedenfalls können Beckenfluide, die kristalline Gesteine infiltrieren, diese hydrothermal alterieren. Solche Fluide können in Beckensedimenten beispielsweise detritischen und authigenen Kalifeldspat und/oder Muskovit schon bei 130 - 140°C (bei ca. 0,4 - 0,8 kbar) lösen und Kaolinit bzw. Illit präzipitieren (z.B. ROTHBARD, 1983; SVERJENSKY, 1984).

In den das Witwatersrand Becken umgebenden Granitoiden wird ein eindeutig post-magmatisches, relativ niedrigsalinanes Fluid für die Bildung von Chlorit-Muskovit Adern bei 180±40°C verantwortlich gemacht (KLEMD et al., 1989).

Die Infiltration von phreatischen Wässern bewirkte auch eine Smektitisierung von Chlorit bei ca. 180°C und oxidierenden Bedingungen in Tonschiefern der Betischen Kordillere, Spanien (NIETO et al., 1994). Des weiteren kann eine Alteration von Biotit zu Illit in Wechsellagerung mit Kaolinit stattfinden (AHN und PEACOR, 1987).

Aus  $\delta^{18}\text{O}$ - und K/Rb-Daten folgern ELLIOTT und HAYNES (2002), dass die diagenetischen Illite/Smektite im südlichen Appalachen Becken wahrscheinlich in Anwesenheit von orogenen Salinarwässern in Tiefen zwischen 0,6 und 2,5 km (60 - 300°C) neugebildet wurden.

#### 11.4.6 Einordnung der beobachteten Fluide

Die in den verschiedenen Proben des Arbeitsgebietes untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse weisen deutliche Ähnlichkeiten mit den Fluiden auf, die bisher in verschiedenen Einheiten des Damara Orogens beschrieben worden sind und teilweise für die Bildung der MVT-Typ-Lagerstätten im nördlichen Damara Orogen beispielsweise des Berg Aukas-Typs verantwortlich gemacht werden. Dass die beobachteten Flüssigkeitseinschlüsse infiltrierte ähnliche hochsalinare Beckenfluide repräsentieren, belegen auch die vergleichsweise hohen Ba-Gehalte vieler Gesteinsproben aus dem Arbeitsgebiet.

Teilweise sehr niedrige  $Th$ 's und niedrige bis moderate Salinitäten in Einschlüssen in goldführenden und tauben Quarzadern in den Scherzonen der sechs bearbeiteten Minen zeigen, dass die Fluide der primären Goldmineralisation nicht mehr vorhanden sind und sehr wahrscheinlich im Verlauf und nach der Damara-Orogenese durch Beckenfluide ersetzt wurden. Die Fluide der scherzonen-gebundenen Quarzadern sind quasi identisch zu solchen der deutlich deformierten Nebengesteine. Flüssigkeitseinschlüsse in nur sehr schwach deformierten Nebengesteinen sind durch deutlich höhere Salinitäten und Konzentrationen an divalenten Kationen in Lösung charakterisiert (Abb. 11-6). Eine Ausnahme stellen die Fluide des weitestgehend undeformierten Kobos Granites dar, der die südliche Begrenzung des Arbeitsgebietes darstellt. Die beiden unterschiedlichen Fluide der undeformierten Nebengesteine und der scherzonengebundenen Quarzadern gehen, wie anhand von  $Th$ ,  $T_{mf_{ice}}$ ,  $T_{me}$  und Hydrat-Schmelztemperaturen zu erkennen ist, ineinander über (Abb. 11-3, 11-6). Dies spricht für die Mischung der beiden Fluidsysteme.

Die Beobachtungen von READ und CARTWRIGHT (2000; siehe 11.4.4) machen deutlich, dass die angenommene Alterstellung der Ca-Na-Cl Fluide im Tennant Creek Distrikt und insbesondere die Interpretation ihrer Rolle während der unterschiedlichen (primären) Cu-Au-Mineralisationen stark zu bezweifeln sind, zumal in den wenigsten Arbeiten die Fluide, die die Mineralisationen kennzeichnen mit Fluiden in den jeweiligen Nebengesteinen verglichen werden.

Geht man alternativ davon aus, dass es bei diesen „calcic brines“ sich um späte regionale Formationswässer handelt, die vor allem entlang der mineralisierten und nicht mineralisierten Strukturen, aber teilweise auch pervasiv ins kristalline Grundgebirge infiltrierten, ist es auch nicht weiter überraschend, dass POLLARD (2002) hypersalinare Fluide auch in granitoiden Gesteinen vorfand, die er für die Mineralisationen von Tennant Creek verantwortlich macht. Isotopen-Signaturen sind vor allem auch von der Dimensionierung des Fluidflusses abhängig, da kleinere Fluidmengen schneller chemisch, thermisch und isotopisch mit dem Nebengestein equilibriert werden als größere (z.B. GLEESON und YARDLEY, 2003).

Der Ansatz, dass es sich um späte regionale Formationswässer handelt, wird beispielsweise auch dadurch unterstützt, dass die meisten dieser Fluide in sekundären Einschlüssen vorliegen.

## 11.4.7 Fluidevolution

### 11.4.7.1 Fluid-Domänen:

Die mikrothermometrisch untersuchten Proben sind durch zum Teil sehr unterschiedliche Wertebereiche von  $Th$  (Dichten),  $T_{me}$  und  $T_{mf_{ice}}$  (Salinitäten) gekennzeichnet. Sie lassen sich in drei Fluid-Domänen zusammenfassen, die die unterschiedlichsten Gesteinstypen beinhalten können.

Die erste Gruppe (Fluid I) umfasst die Einschlüsse der goldführenden und tauben Quarzadern der Golden Valley Mine (GV5; GV7; GV2) und der benachbarten Blank's Mine (BMH, 13/6#2; 14/6#7) sowie des kiesigen Metasandsteins (31/8#5) und des Kobos Granites (4/8#1). Homogenisierungstemperaturen streuen von ca. 70 - 440°C mit Salinitäten von mehrheitlich 0 - 14 Gew.% TDS (Abb. 11-7a). Innerhalb dieser Fluid-Domäne lassen sich zwei Trends erkennen. In den Einschlüssen im Quarz des kiesigen Metasandsteins, der Probe GV7 und

weniger deutlich im Kobos Granit und in den Proben von der Blank's Mine scheinen höhere Th's mit leicht höheren Salinitäten einherzugehen. Daraus lässt sich auf eine Mischung höher-temperierter Fluide (ca. 200 - 300°C und ca. 5 - 14 Gew.% TDS; Fluid Ia) mit leicht kühleren und niedriger-salinaren Fluiden (ca. 100 - 200°C und ca. 1 - 12 Gew.% TDS; Fluid Ib) schließen (Abb. 11-7d). Des weiteren deuten Einschlüsse mit erhöhten Salinitäten (10 - 19 Gew.% TDS) bei niedrigen Th's (80 - 130°C) in den Proben GV5 und GV7 auf eine Mischung mit einem höher-salinaren Fluid.

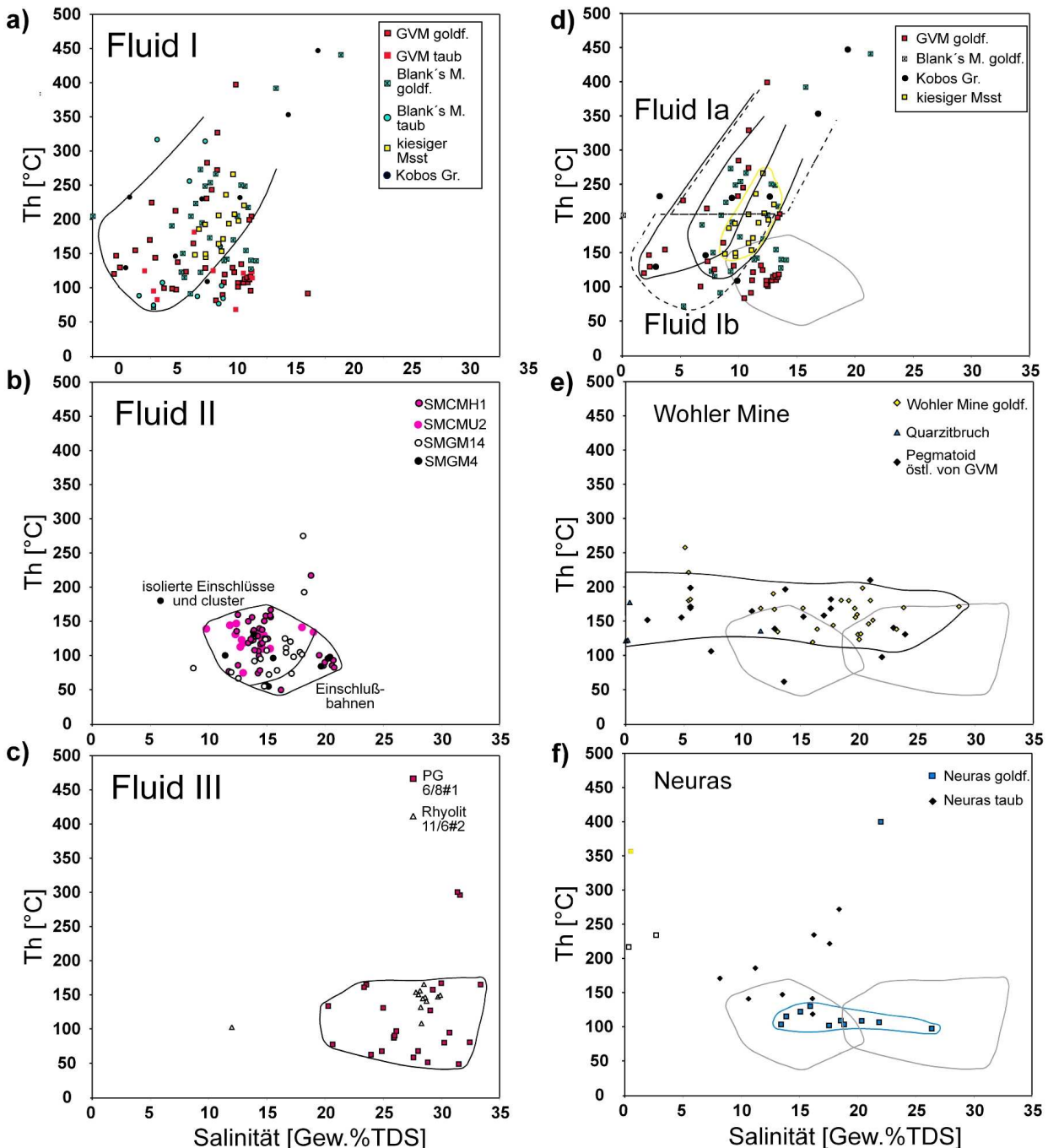


Abb. 11-7a-f: Die beobachteten Fluid-Domänen in Th-Salinitäts-Diagrammen

Eine weitere Domäne (Fluid II) konstituieren die Flüssigkeitseinschlüsse der goldführenden und tauben Quarzadern der Swartmodder Gold Mine (SMGM14; SMGM4) und der Swartmodder Kupfer Mine (SMCMH1; SMCMU2). Sie homogenisieren bei 50 - 170°C und besitzen Salinitäten von 9 - 21 Gew.% TDS (Abb. 11-7b). Dabei fällt auf, dass isolierte bzw. in clustern vorliegende Einschlüsse den niedriger-salinaren leicht höher-temperierten

Domänen-Bereich dominieren (ca. 9 - 16 Gew.%TDS; ca. 50 - 170°C), wohingegen sekundäre Einschlüsse entlang von Einschlußbahnen höhere Salinitäten aufweisen (ca. 16 - 21 Gew.%TDS; ca. 70 - 130°C). Diese Beobachtung suggeriert eine Fluidentwicklung zu höheren Salinitäten (bei leicht abnehmenden Temperaturen) innerhalb dieser Fluid-Domäne.

In den nur schwach deformierten Nebengesteinen (Rhyolit, 11/6#2; PG 6/8#1) dominieren hochsalinare Fluideinschlüsse entlang von Einschlußbahnen mit Th's von ca. 50 - 170°C und 20 - 34 Gew.%TDS (Abb. 11-7c), deren Tme's eine Dominanz von  $\text{Ca}^{2+}$  und möglicherweise  $\text{Mg}^{2+}$  in Lösung belegen (Fluid III).

In keine dieser Fluid-Domänen lassen sich die Einschlüsse in der Quarzader von der Wohler Mine (25/7#6) einordnen. Bei leicht höheren vergleichsweise konstanten Temperaturen der Homogenisierung (ca. 105 - 200°C) decken diese ein breites Spektrum an Salinitäten ab (0 - 29 Gew.%TDS) (Abb. 11-7e). Die Einschlüsse dieser Probe belegen am deutlichsten die Mischung eines niedrigsalinaren mit einem hochsalinaren Fluid.

Die gemachten Beobachtung und die Etablierung der Fluid-Domänen lassen sich zu einer Fluidevolution von zunächst moderat-salinaren höher-temperierten Fluiden zu niedriger-salinaren niedriger-temperierten und schließlich zu niedrigtemperierten hochsalinaren Fluiden zusammenfassen (Abb. 11-8).

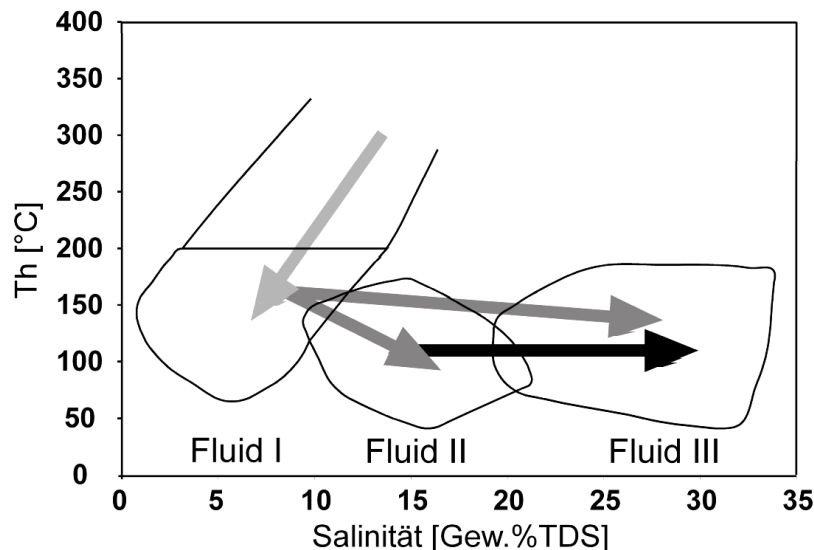


Abb. 11-8: vorgeschlagene Fluidevolution im Th-Salinitäts-Diagramm

#### 11.4.7.2 Altersstellung der Fluid-Domänen

Mit abnehmender Illit-Kristallinität (zunehmenden  $\phi\Delta^{2\Theta}$ -Werten) der glimmerführenden Proben der Scherzonen nehmen die Gesamtsalinitäten und die Ca/Na-Verhältnisse in den Fluideinschlüssen zu (Abb. 11-9). Daraus ist zu schließen, dass die Infiltrationen von Fluid II und Fluid III maßgeblich an der Smektit-/Illit-Bildung in den Scherzonen beteiligt waren.

Dabei bewirkte das moderat-salinare Fluid (Fluid II) eine Aufweitung der Gitterstrukturen der präexistenten Glimmer bzw. eine Neubildung von Smektiten/Illiten, die typisch für anchizonal überprägte Schichtsilikate sind. Das hochsalinare Fluid (Fluid III) verursachte eine noch deutlichere Gitteraufweitung bzw. eine Neubildung von Smektiten/Illiten in Proben von der Wohler und in besonderem Maße in Proben von der Neuras Mine, die typischerweise mittel-anchizonal bis diagenetisch überprägte Schichtsilikate charakterisiert. Die entsprechenden Alter der Glimmer der Wohler Mine sind wahrscheinlich zu hohe Mischalter, denn die noch stärker smektitisierten Schichtsilikate von der Neuras Scherzone sind deutlich jünger (z.B. Abb. 11-10).

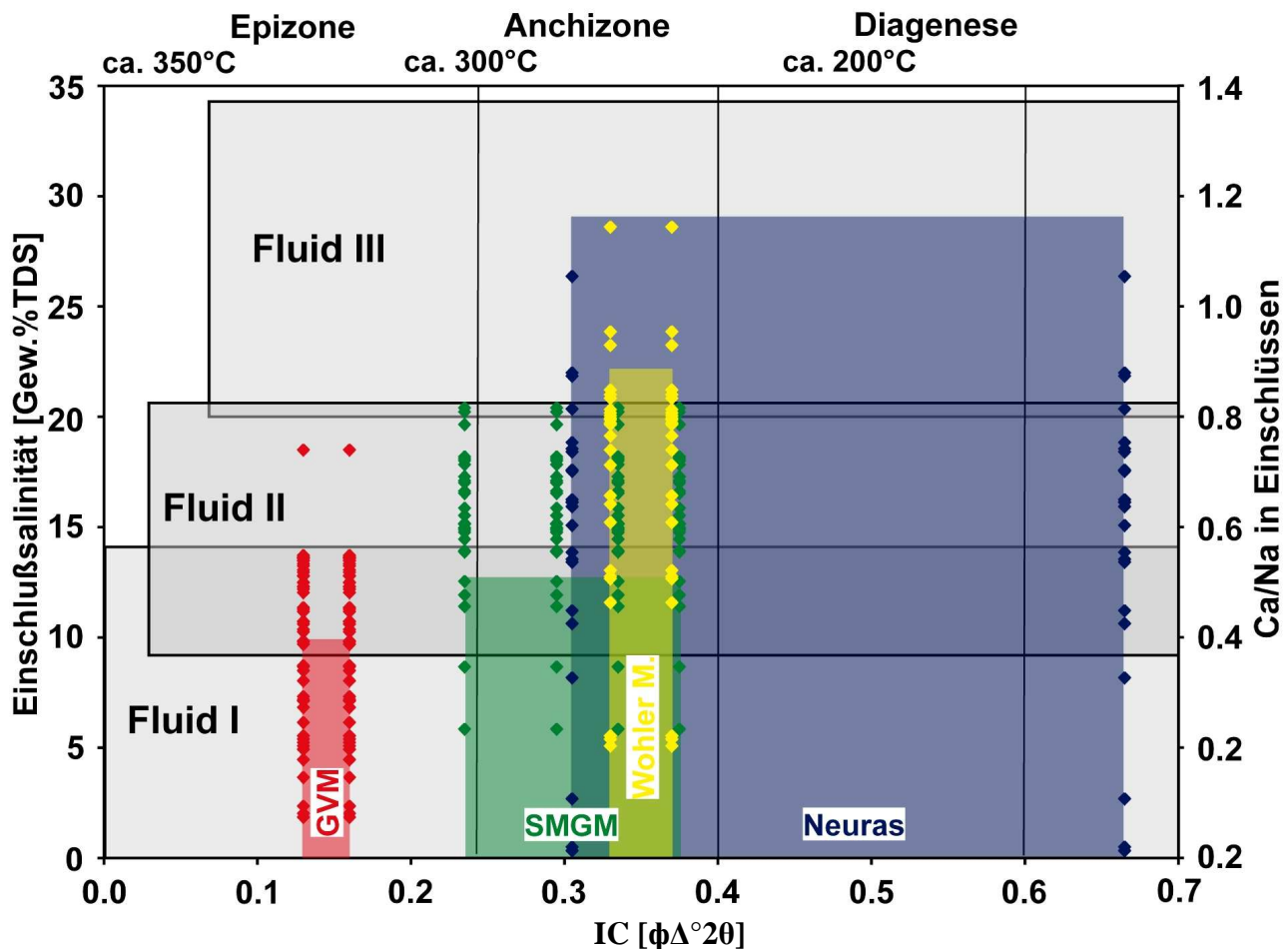


Abb. 11-9: Gesamtsalinitäten und Ca/Na-Verhältnisse in den gemessenen Fluid-Domänen in Relation zu den gemessenen Illit-Kristallinitäten

Die K/Ar-Alter der stark smektitisierten Glimmerpräparate von der Neuras Scherzone legen nahe, dass die Infiltration des hochsalinaren Fluides (Fluid III) vor ca.  $435\pm 10$  Ma begann. Das jüngste K/Ar-Alter der aufgeweiteten bzw. neugesprossenen Schichtsilikate von ca.  $335\pm 10$  Ma beinhaltet keinerlei Aussage über die Dauer der durch die Infiltration des hochsalinaren Fluides initiierten Smektitisierung, da es wahrscheinlich ein Mischalter mit supergen gebildeten Tonmineralen darstellt (vgl. Abb. 11-10).

Im Gegensatz zu allen anderen bearbeiteten Minen sind die Wohler und die Neuras Mine nicht durch E-W- und NE-SW-streichende, sondern durch NW-SE-streichende Scherzonen gekennzeichnet (vgl. 3.4). Daher kann von einer selektiven Reaktivierung der NW-SE orientierten Strukturen vor ca.  $435\pm 10$  Ma während der Exhumierung des Damara Orogens im Zusammenhang einer Extensionstektonik ausgegangen werden, während der das hochsalinare Fluid nicht nur entlang der genannten Strukturen sondern auch entlang von später wieder verheilten Mikrorissen in die spröde reagierenden undeformierten Nebengesteine infiltrieren konnte.

Die Smektitisierung bzw. Neubildung von anchizonalen Glimmern kann auch in Proben von der Golden Valley, der Blank's und der Swartmodder Gold Mine sowie von Neuras und der Wohler Mine nachgewiesen werden (z.B. Abb. 11-9). In den scherzonen-gebundenen Quarzadern aller dieser Lokalitäten lassen sich moderat-salinare Fluideinschlüsse messen (Abb. 11-7). Bei der Swartmodder Kupfer und der Swartmodder Gold Mine tritt dieses Fluid (Fluid II) als einziges Fluidsystem auf. Nachgewiesen ist es auch in Proben von der Golden Valley Mine, Blank's Mine und von Neuras, wo es klar eine Mischung mit dem hochsalinaren

Fluid dokumentiert (Abb. 11-7f). Die K/Ar-Alter der anchizonalen Glimmer suggerieren einen Zeitraum der Infiltration dieses Fluides von ca.  $465 \pm 10$  Ma bis ca.  $435 \pm 10$  Ma, bis es von dem hochsalinaren Fluidsystem abgelöst wurde bzw. sich mit diesem mischte (z.B. Neuras). Der oben beschriebene Trend innerhalb dieses Fluidsystems, abgeleitet aus textuellen Beobachtungen (isolierte Einschlüsse und Einschlußgruppen; Einschlußbahnen), deutet bereits mit leicht abnehmender Temperatur und einem gleichzeitigen Anstieg der Salinität die spätere Infiltration des hochsalinaren Fluides an. Die Trends zu steigenden Salinitäten der Fluide bestätigen deren Teilnahme an der Smektitisierung, da durch ihren selektiven Einbau von Wasser in die Schichtsilikate die Salinität der verbleibenden Fluide steigen sollte, sobald die Verbindung zu Oberflächenwässern eingeschränkt wird.

Die Infiltration des moderat-salinaren Fluids entlang von E-W-, NW-SE- und vereinzelt auch NW-SE- (Neuras) streichenden Scherzonen begann vermutlich mit einer Reaktivierung dieser Strukturen vor ca.  $465 \pm 10$  Ma.

HAWKESWORTH et al. (1983) zeigten auf, dass in einem Zeitraum von 485 bis 440 Ma im Zentralbereich des Damara Orogens immer noch eine prograde Metamorphose und die Generation von alaskitischen Magmen stattgefunden haben. Dementsprechend erfolgte die Reaktivierung der Störungssysteme möglicherweise während einer Phase regionaler Kompression.

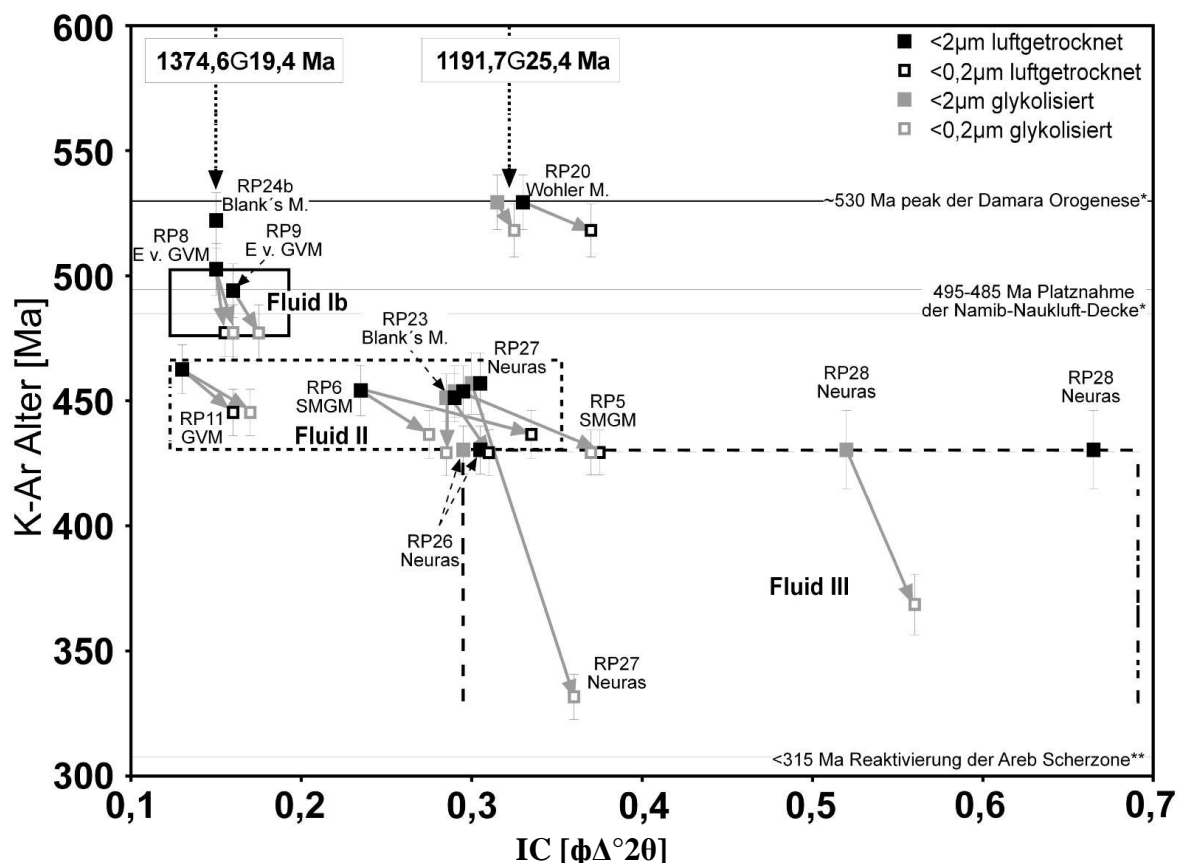


Abb. 11-10: Zeitliche Fluidevolution der Fluid Domänen im Arbeitsgebiet mit zunehmenden Grad der Smektitisierung im K/Ar-Alter-Illitkristallinitäts Diagramm (\*AHRENDT et al., 1978; \*\*ZIEGLER und STOESSEL, 1993)

Mit der letzten Phase der Goldmineralisation, der Verdrängung von Chalkopyrit durch Galenit und Sulfosalz-Paragenesen bei Neuras (bei 271 - 315°C), war ein stark reduzierendes Pb-Bi-Ag(±Au)-reiches Fluid assoziiert (vgl. 7.6), welches nicht mit Chlorit in dessen



Bildungstemperatur-Bereich von ca. 275 - 370°C im Gleichgewicht gestanden haben kann (vgl. 10.3.1). Daher kann ausgeschlossen werden, dass weder das hochsalinare noch das moderat-salinare Fluidsystem (Fluide I und II), die beide aus höchstens mäßig reduzierten Beckenfluiden gespeist wurden, an dieser Phase der Mineralisationen beteiligt waren. Eine Beteiligung an einer Remobilisierung durch den Transport als (Edel-)Metall-Chlorid bzw. (Edel-) Metall-Chlorid-Komplex kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, da der pH-Wert der beobachteten Fluide nicht abgeschätzt werden kann, aber vermutlich für einen solchen Transport zu hoch war (vgl. z.B. MANN, 1984).

WILKINSON et al. (1999) liefern Hinweise darauf, dass Gold eventuell doch durch niedrigtemperierte (~120°C) saline Fluide z.B. während einer sprödebruchhaften Reaktivierung eines Adersystems remobilisiert werden kann. Diese Fluide aus einer ebenfalls oberflächennahen Quelle sollen dabei Silber zugeführt und somit die Feinheit des Goldes herabgesetzt haben.

Wie bereits in 11.4.7.1 angedeutet lässt sich auch innerhalb der Domäne von Fluid I ein Mischungstrend von höher-temperierten moderat-salinaren Fluiden (Fluid Ia) zu niedriger-temperierten und niedriger-salinaren Na-Cl-Fluiden erkennen (Fluid Ib)(BMH; 13/6#2; 14/6#7; GV5; GV7; 31/8#5; 14/5#2; (4/8#1)). Einschlüsse des letzteren sind in den beiden Proben mit Proximität zur nördlichen Überschiebungsbahn (kiesiger Metasandstein: 31/8#5; Quarzader im Quarzitbruch: 14/5#2) mit CO<sub>2</sub>-führenden Einschlüssen koexistent. Eine Mischung mit dem moderat-salinaren Fluid (Fluid II) zeichnen die Einschlüsseigenschaften der Probe GV5 nach (Abb. 11-7a). Dieser Zusammenhang lässt einen „salting out“-Mechanismus vermuten.

Die geographische Limitierung des Fluides I auf den nördlichen Bereich des Gebietes (mit Ausnahme des Kobos Granites ganz im Süden) und seine Zusammensetzung erlaubt die Schlußfolgerung, dass es sich um tektonogene Fluide handelt, die entlang der nördlichen Überschiebungsbahn während der Überschiebung der Marienhof Formationen auf die Gesteinseinheiten im Süden des Arbeitsgebietes aufstiegen. Die (Re-) Aktivierung der, das südliche Damara-Vorland erfassenden, Überschiebungsbahnen wurde von AHRENDT et al. (1978) anhand der Platznahme des Naukluft Decken-Komplexes auf einen Zeitraum von 495 bis 485 Ma eingegrenzt.

Nicht nur in der Probe von der Wohler Mine sondern auch in der pegmatitischen Probe (30/5#8) aus dem Schürftgraben, der die östliche Verlängerung der Scherzone aufschließt, auf der die Golden Valley Mine liegt, lässt sich eine Mischung des niedrigsalinaren Fluides direkt mit dem späten hochsalinaren Fluid bei leicht höheren Temperaturen feststellen (Abb. 11-7e). Die Glimmer der Scherzone sind epizonal und unwesentlich smektitisiert, was eine bedeutende Smektitisierung dieser Lokalität durch das hochsalinare Fluid ausschließt. Die K/Ar-Alter zweier Proben (RP8; RP9) umfassen genau den Zeitraum der Deckentektonik (RP8: <2 µm: 502,6±10,3 Ma, <0,2 µm: 477,3±9,7 Ma bei 0,15 - 0,16 φΔ°2Θ; RP9: <2 µm: 494,1±10,7 Ma, <0,2 µm: 477,2±11,1 Ma bei 0,16 - 0,175 φΔ°2Θ). Diese Ergebnisse implizieren, dass das niedrigsalinare Na-Cl-Fluid (Fluid Ib) wahrscheinlich als tektonogenes (vermutlich CO<sub>2</sub>-führendes) Fluidsystem entlang der Basis der Überschiebungsbahnen während der Deckenüberschiebung zwischen 500±10 und 475±10 Ma für den Deckentransport nötigen Porenwasserdruck gesorgt hat. Die Homogenisierungstemperaturen von 70 - ca. 200°C müssen auf einen lithostatischen Druck korrigiert werden. Dabei ist zu beachten, dass durch die Druckentlastung im Zuge der Abtragung der Decken die Einschlüsse equilibriert worden sein können.

Das Fluid Ib dominiert die Einschlüsse in goldführenden sowie in tauben Quarzadern der Golden Valley Mine (GV2; GV7) und der Blank's Mine (BMH; 14/6#7) und kann daher nicht mit den dortigen Gold-Mineralisation korreliert werden.

Das höher-temperierte niedrig- bis moderat-salinare Fluid Ia (ca. 200 - 400°C; ca. 2 - 16 Gew.% TDS) repräsentiert reliktsch entweder tektonogene Fluide einer frühen Phase der Überschiebungen (z.B. um 500±10 Ma), regionale syn-peak-Damara also grünschieferfazielle Fluide (um ca. 530 Ma; vgl. AHRENDT et al., 1978) oder gar prä-Damara Fluide.

Weder die Eigenschaften dieser Fluide noch deren Auftreten lassen Rückschlüsse auf eine mögliche Beteiligung an den Gold-Mineralisationen zu.

#### 11.4.8 Implikationen für PT-Bedingungen während der Entstehung der Flüssigkeitseinschlüsse

Nach YARDLEY et al. (2000) sind unimodale Verteilungsmuster von Th's zwischen ca. 100 - 180°C eine typische Signatur eines Fluidsystems, welches unter quasi-hydrostatischen Druckbedingungen vorlag. Dementsprechend sind die Th's der Fluide II und III auf einen hydrostatischen Druck zu korrigieren, wohingegen für die älteren Fluide Ia und Ib eher eine Druckkorrektur auf lithostatischen Druck angebracht erscheint.

Nach CONDIE (1989) sind PT-Bedingungen proterozoischer Gesteine durch eine wärmere Lithosphäre in Richtung höherer Temperaturen verschoben.

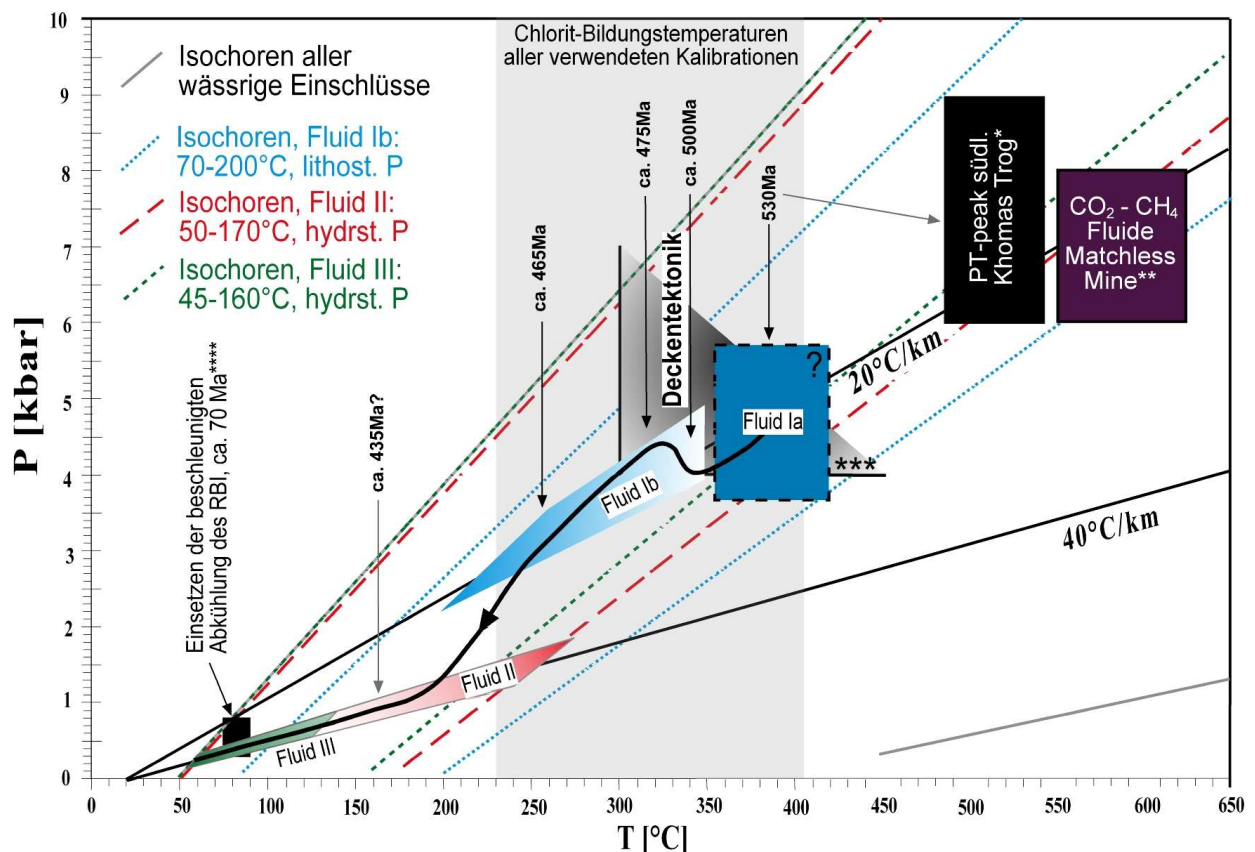


Abb. 11-11: PTt-Diagramm mit Darstellung der Isochoren der minimalen und maximalen Dichten des jeweiligen wässrigen Fluidsystems, mit möglichem retrograden Abkühlungspfad für das Untersuchungsgebiet während der Damara Metamorphose

(\*: nach HOFFER, 1983; \*\*: nach KLEMD und OKRUSCH, 1990; \*\*\*: minimale PT-Abschätzung für die Bildung bzw. Reequilibrierung von Phengiten, vgl. GTB.3.2; \*\*\*\* nach RAAB et al., 2002)

Über diese Druckkorrekturen (angenommene Gradienten: lithostatischer Gr.: 20°C/km; hydrostatischer Gr.: 40°C/km) lässt sich in Kombination mit den ermittelten Isochoren ein möglicher retrograder PTt-Verlauf rekonstruieren (Abb. 11-11), der durch die Fluidgenerationen bzw. deren wahrscheinliche Einschlußbedingungen eingegrenzt wird.

Die von HOFFER (1983) angegebenen peak-metamorphen Bedingungen für den südlichen Khomas Trog sowie die von KLEMD und OKRUSCH (1990) für die der Matchless Mine während der Damara Metamorphose wurden im Untersuchungsgebiet sicherlich nicht erreicht und sind in Abb. 11-11 nur zum Vergleich dargestellt.

Ein ähnlicher Trend von moderat-salinaren NaCl-Fluiden zu hochsalinaren Na-Ca-Cl-Fluiden kann beispielsweise aktuell mit zunehmender Beckentiefe im Williston Beckens, Kanada-USA (IAMPEN and ROSTRON, 2000) oder im spät-karbonischen Cherokee Becken, Kansas, USA (WOJCIK et al., 1994) beobachtet werden. Dabei wird angenommen, dass die Salinität von der Lösung von Halit und/oder Meerwasserevaporation gesteuert wird.

Die von BEHR et al. (1981) beschriebenen evaporitischen Lagen beispielsweise der Duruchaus Formation haben bestimmt ehemals als Decken den Rehoboth Inlier überlagert.

Die Einschlüsse in den Nebengesteinen der Matchless Mine (vgl. 11.4.1) resultieren offensichtlich nicht aus der Infiltration von salinaren Beckenfluiden, wie solche, die Süd- und Nordrand des Damara Orogens charakterisieren. Dies ist am besten dadurch zu erklären, dass die Einheiten der Kuiseb Formationen und des Matchless Amphibolit Gürtels, die den zentralen Bereich des Damara Orogens darstellen, ihrerseits auf evaporitische Einheiten z.B. der Duruchaus Formation überschoben worden sind und eine Austreibung der durch die Lösung von Evaporiten gekennzeichneten Fluide nach Süden bzw. Norden aus den überschobenen Einheiten bewirkte. Außerdem dauerte die Heraushebung und Abkühlung des zentralen Damara Orogens bis ca. 100 Ma (HAAK und HOFFER, 1976), sodass davon auszugehen ist, dass das Gebirge noch lange eine topographische Erhebung darstellte, was eher eine Infiltration von Fluiden mit deutlicher meteorischer Komponente als die von salinaren Beckenfluiden impliziert (vgl. LEACH et al., 2001).

## 12. Lagerstättenkundliche Stellung der untersuchten Minen

Als Grundlage für die folgende Betrachtung der möglichen lagerstättenkundlichen Stellung der untersuchten Minen sollen zunächst die gemachten Beobachtungen unter Ergänzung einiger Literaturangaben zusammengefasst werden (Tab. 12-1).

	Blank's Mine	Wohler Mine	Golden Valley Mine	Neuras Mine	Swartmodder Gold Mine	Swartmodder Kupfer Mine
Nebengestein	PG, def. maf. Gänge	qp. PG, Rhyolit	PG, Mh. Fm., def. maf. Gänge	PG, def. maf. Gänge	PG, def. maf. Gang	SMG, def. maf. Gänge (GGs?)
strukturelle Kontrolle/ Streichen	Scherzone/ E-W (±Störungen/ N-S)	gescherter Kontakt/ WNW-ESE	Scherzone/ E-W	Scherzone/ NW-SE	Scherzone/ NNE-SSW	Scherzone/ NW-SE (bzw. EW)
Gold-Quarz-Mineralisation	+	+	+	+	+	-
Feinheit ged. Goldes	?	950 - 990	810 - 880	?	?	?
Assoziation mit Silber	n.n.	+ <sup>k</sup>	+	+	+ <sup>k</sup>	(+ <sup>k</sup> )
frühe Imprägnation mit Magnetit	- (?)	-	+	+	-	„+“
Pyrit/Pyrrhotin	+/+	?/?	+/-	+/-	+ <sup>1</sup> /?	+/-
Chalkopyrit	+	?	+	+	?	+
Galenit	n.n.	n.n.	+ - Clausthalit	+	n.n.	n.n.
Selenide	vermutet	n.n.	+	n.n.	n.n.	n.n.
Telluride	n.n.	n.n.	+	n.n.	n.n.	n.n.
wismutführende Minerale	n.n.	n.n.	+	+	n.n.	n.n.
Co-Minerale	-	-	-	-	-	+
goldführende Nebengesteins-Imprägnation	n.n.	n.n.	(+)	+ <sup>2</sup>	+	(+)
kupferführende Nebengesteins-Imprägnation	n.n.	+	+	+	+	+
ass. Turmalin	-	-	-	-	-	+
REE-Anreicherung	-	-	(+ <sup>k</sup> )	-	-	+
U-Anreicherung	((+ <sup>k</sup> ))	((+ <sup>k</sup> ))	(+ <sup>k</sup> )	-	-	+
Illit Kristallinität Nebengesteine luftgetr. [ $\phi\Delta^{2\theta}$ ]	0,29 - 0,31	0,33 - 0,37	0,13 - 0,16	0,305 - 0,665	0,235 - 0,375	-
Chlorit-T. <sup>3</sup> [°C]	280 - 340	(330 - 367)	278 - 350	227 - 348	269 - 344	(232 - 327)
Fluide in Quarz Salinität [Gew.%NaCläq.]	0,0 - 21,3	0,0 - 28,6	1,9 - 18,5	0,3 - 26,4	5,9 - 20,4	9,8 - 20,8
Fluide in Quarz Th [°C]	71 - 441	105 - 258	56 - 397	97 - 400	55 - 275	49 - 217

Tab. 12-1: Zusammenfassung der Charakteristika der untersuchten Minen (qp.: quarzporphyrisch; n.n.: nicht nachgewiesen; +<sup>k</sup>: nur durch Elementkorrelation belegt, vgl. 8.3.1; Quellen: COOKE, 1965<sup>1</sup>; DE KOCK, 1930<sup>2</sup>; Chlorit-Temperaturen nach WALSHE bei 1 kbar, 1986<sup>3</sup>)

Mit Ausnahme der Swartmodder Kupfer Mine sind alle untersuchten Minen durch eine goldführende Quarzmineralisation gekennzeichnet, die an Scherzonen gebunden ist. Diese Scherzonen treten in kalk-alkalinen Granitoiden der PIS auf und sind bevorzugt entlang von strukturellen Schwächezonen orientiert, die durch Schollen von prä-Piksteal Metasedimenten (untergeordnet Pyroklastiten) wie beispielsweise der Marienhof Formation und/oder nun deformierte mafische Gänge vorgegeben sind. Davon abweichend ist die Vererzung der Wohler Mine durch den gescherten Kontakt der Quarzporphyrischen Varietät des PG mit rhyolitischen Material strukturell kontrolliert. Die Altersstellung dieses Rhyolites ist ungewiss, aber das Gestein weist eine deutliche mesoskopische Ähnlichkeit mit den Rhyoliten der Sinclair Sequenz bzw. deren Äquivalente auf.

Generell konnte keine Silifizierung des Nebengesteins in Bereichen der Quarzmineralisation beobachtet werden. Weder mineralisierte noch taube Quarzadern treten als laminierte Adern auf oder lassen eine bilateral-symmetrische Anordnung erkennen. Die mineralisierten Quarzadern und -linsen enthalten keine Karbonate. Die relativ einheitliche disseminierte Verteilung von Karbonat in den Nebengesteinen ist beispielsweise durch den Prozess der Propylitisierung zu erklären.

Den Vererzungen ging in den Fällen der Golden Valley Mine und der Neuras Mine eine Imprägnation mit Magnetit voraus (vgl. 7.3 und 7.6). Auch in den Erzen der Swartmodder Kupfer Mine folgte die Sulfidmineralisation auf eine teils massive Magnetitvererzung (vgl. 7.5).

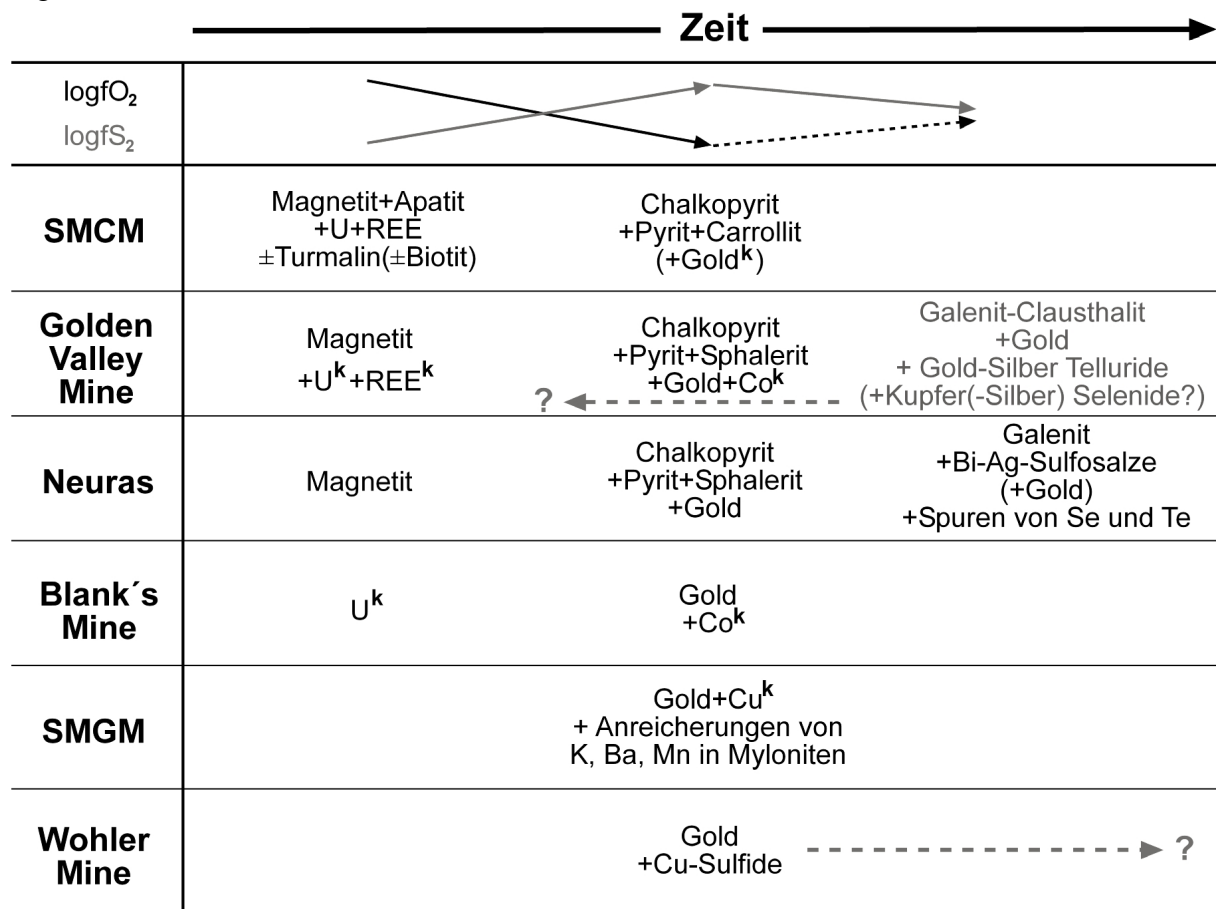


Abb. 12-1: vorgeschlagene paragenetische Mineralisationsabfolge der untersuchten Minen  
(<sup>k</sup>: durch Elementkorrelationen belegt)

Die paragenetische Einordnung der im Erz der Golden Valley Mine enthaltenen Selenide und Telluride ist aufgrund der hier gemachten Beobachtungen nicht eindeutig zu klären. Die tellur- und selenführenden Mineralphasen (teilweise selbst goldführend) liegen dispers im Chalkopyrit der Golden Valley Mine vor, in dem auch gediegenes Gold enthalten ist. Möglicherweise kam es also zur Bildung dieser Phasen vor der Sulfidmineralisation.

Andererseits können beispielsweise Blei- und Wismut-Telluride, die in Form von kleinen dispers verteilten Körnern entlang von Korn- und Subkornsgrenzen im Chalkopyrit von verschiedenen metamorphisierten Massivsulfid-Lagerstätten vorkommen, während einer post-metamorphen Abkühlung aus Sulfiden entmischert worden sein. Telluride treten nur in solchen Massivsulfid-Lagerstätten auf, die metamorphisiert sind (MCQUEEN, 1990).

Gegen eine solche metamorph-induzierte Entmischung aus dem Chalkopyrit der Golden Valley Mine spricht, dass weder Selenide noch Telluride oder Gold entlang von Korngrenzen bzw. Subkornsgrenzen beobachtet werden konnten.

Spuren von Tellur und Selen treten auch in der Galenit-Bi-Ag-Sulfosalzparagenese auf, welche Chalkopyrit im Erz der Neuras Mine verdrängt und teilweise Gold führt. Diese Beobachtung impliziert einen Zusammenhang zwischen dem Vorkommen von Galenit-Clausthalit im Chalkopyrit der Golden Valley Mine und der Phase der Verdrängung von Chalkopyrit durch Galenit-Bi-Ag-Sulfosalz-Paragenesen im Erz der Neuras Mine.

Die Charakteristika der verschiedenen epigenetischen Typen von Goldlagerstätten sind nach GROVES et al. (1998) in Tab. 12-2 dargestellt.

Aus den in Kapitel 11. ausführlich behandelten Gründen können die ermittelten physiko-chemischen Eigenschaften der untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse nicht zur Charakterisierung der mineralisierenden Fluide der untersuchten Vererzungen herangezogen werden. Auch die bestimmten Chlorit-Bildungstemperaturen stehen vermutlich in keinem Zusammenhang mit den Bildungstemperaturen der Vererzungen (vgl. 10.3.1). Die auf die Sulfid-Mineralisation der Neuras Mine folgende Sulfosalz-Mineralisation ist durch das Auftreten von Emplektit auf Temperaturen unterhalb von ca. 320°C limitiert (vgl. 10.1.6).

Die Au/Ag-Verhältnisse zwischen 0,018 und 1,7 beziehen sich auf Proben von den untersuchten Minen, für die eine supergene Alteration nicht ausgeschlossen werden kann bzw. anzunehmen ist (vgl. 8.3.1). Für 12 von 15 gold- und silberführende Proben liegen die Au/Ag-Verhältnisse zwischen 0,018 und 0,35 und sind somit niedriger als beispielsweise solche orogener Gold-Lagerstätten (Tab. 12-2).

Eine Mineralisation des Carlin-Typs (in Sedimenten) kann nicht nur wegen der untergeordneten Assoziation der Erzkörper mit Sedimenten ausgeschlossen werden, sondern auch weil in Lagerstätten des Carlin-Typs Gold immer als Freigold ( $< 1\mu\text{m}$ ) auftritt und nie an Telluride gebunden ist (z.B. EVANS, 1992).

Gegen eine ursprünglich porphyrische Lagerstättengenese sprechen die relativ kleinen Erzkörper bzw. das relativ geringe Ausmaß der Nebengesteinsalterationen und Imprägnationen.

Eine für Gold-Skarne typische Alteration mit Pyroxen und Granat oder Pseudomorphosen nach diesen Mineralen konnte nicht beobachtet werden. Dabei sind Wismut-Minerale und Telluride in Gold-Skarnen sehr häufig (z.B. MEINERT, 1993). Auch sind die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte der möglicherweise assoziierten Plutonite (PIS und GGS) tendenziell zu hoch für die Bildung von Gold-Skarnen (vgl. MEINERT, 1993).



Gold-Lagerstätten-Typ	tektonisches Umfeld	Bildungs-Temperatur [°C]	Bildungs-Tiefe [km]	mineralisierendes Fluid	Au/Ag	Alteration	andere besondere Eigenschaften
<b>orogene Gold-Lagerstätten</b>	Kontinentalrand, Kompression/Transpression	200 - 700	2 - 20	3 - 10 Gew.% NaCl äq., ≤ 5 mol% CO <sub>2</sub> , Spuren von CH <sub>4</sub> und N <sub>2</sub>	1 - 10	Karbonisierung, Serizitisation, Sulfidation	in metamorphen Terrains, ≤ 3-5 % Sulfide, 1 - 2 km Tiefenerstreckung, räumliche Assoziation mit transkrustalen Störungen und Graniten
<b>epithermale Lagerstätten (low+high sulfidation)</b>	Ozean- o. Kontinental-Bogen, (back-arc) – Extension, gewöhnlich Kompression	100 - 300	0 - 2	< 1 - 20 Gew.% NaCl äq.	0,02 - 1	Adularia-Serizit-Quarz (low sulf.), Quarz-Alunit-Kaolinit (high-sulf.)	100 - 500 m Tiefenerstreckung, Imprägnation (high sulfidation)
<b>epithermale Lagerstätten (alkali-bezogen)</b>	post-Subduktion, back-arc – Extension	generell ≤ 200	0 - 2	≤ 10 Gew.% NaCl äq., viel CO <sub>2</sub> , Spuren von CH <sub>4</sub> und N <sub>2</sub>	sehr variabel	Karbonisierung, K-Metasomatose, Propylitisation	tellurreiche Lagerstätten assoziiert mit alkalinen Magmatiten, vererzte Brekzien
<b>Lagerstätten in Sedimenten</b>	back-arc – Extension, Krusten-ausdünnung	200 - 300	2 - 3	≤ 7 Gew.% NaCl äq.	0,1 - 10 (0,01 - 26*)	Silifizierung, Kaolinisierung	sehr feink. Gold, Karbonatlösung
<b>porphyrische Gold-Lagerstätten</b>	Ozean- o. Kontinental-Bogen, Subduktion, oft extensions-bezogen	300 - 700	2 - 5	≥ 30 Gew.% NaCl äq. mixing, oft Phasen-separation	0,001 - 0,1	Biotit-Kalifeldspat, Quarz-Chlorit, Serizit-Pyrit, Propylitisation	Sulfid-Imprägnation bei porphyrischen Intrusionen, I-Typ Magmen, Cu-Sulfide bringen Gold
<b>Gold-Skarne</b>	wie Porphyrische Gold-Lagerstätten (s.o.)	300 - 600	1 - 5	10 - >35 Gew.% NaCl äq.	≤ 1 - 10	Granat-Pyroxen-Epidot-Chlorit-Kalzit	mit reduzierten, (mafischen) Plutonen, meist Bi u. Te**
<b>submarin-exhalative Lagerstätten</b>	back-arc Rift-Becken (Kuroko-T.), MOR (Zypern- u. Besshi-T.)	≤ 350	Meeresboden	3,5 - 6,5 Gew.% NaCl äq. lokal salinärer	0,0001 - 0,1	Quarz-Talk-Chlorit, Illit-Smektit, Anhydrit, Baryt	laminierte o. massive feink. Sulfide, exhalative u. synsedimentäre Verdrängung

Tab. 12-2: Charakteristika der verschiedenen Typen von epigenetischen Goldlagerstätten (nach GROVES et al., 1998; \*BERGER und BAGBY; 1993; \*\*z.B. MEINERT, 1993)

Ein wichtiges Charakteristikum, das alle untersuchten Minen kennzeichnet und darüber hinaus weitestgehend unabhängig von supergenen Alterationen ist, ist die deutliche strukturelle Kontrolle der Gold-Quarz-Mineralisation entlang von Scherzonen bzw. Störungen im spröde-duktilen Übergangsbereich (vgl. 4.1.4). Eine solche Bindung an Störungen und Scherzonen meist in Verbindung mit einer grünschieferfaziellen Überprägung kennzeichnet die meisten orogenen Goldlagerstätten, in denen die goldführenden Quarzadern variable Anreicherungen von As, B, Bi, Hg, Sb, Te und W (leicht erhöht: Cu, Pb, Zn) aufweisen (GROVES et al., 1998). Eine Assoziation des Goldes mit Arsenopyrit ist nicht selten. Obwohl kein Arsenopyrit im Untersuchungsgebiet identifiziert werden konnte, deuten eine sehr gute (Wohler Mine) und eine mittlere (GVM) Korrelation mit Gold auf eine untergeordnete Beteiligung von Arsen-Mineralen in den Quarzadern dieser Lokalitäten hin (vgl. 8.3.1).

Eine der Sulfid-Vererzung vorausgehende Imprägnation mit Magnetit kann jedoch nicht mit dem Modell für orogene Gold-Lagerstätten erklärt werden, in denen keine primären Metalloxide auftreten (Transport des Goldes in Form reduzierter Schwefelkomplexe, Auftreten von CH<sub>4</sub> in den Fluiden, Graphit im Nebengestein etc.).

Einem anderen Lagerstättentyp gehört sicherlich die Vererzung der Swartmodder Kupfer Mine an, die nicht mit einer Quarzmineralisation assoziiert ist. Sie zeigt stattdessen Gemeinsamkeiten mit Lagerstätten des IOCG-Typs (iron-oxide-copper-gold), wie die typische Erstvererzung mit Magnetit/Hämatit±Turmalin±Biotit mit Anreicherungen von Uran und SEE'n in Phosphat-Mineralen wie Apatit und Monazit (vgl. 7.5; HITZMAN et al., 1992) und die darauf folgende Kupfer-Sulfidmineralisation mit Chalkopyrit, der mit Carrolit mindestens ein kobaltführendes Mineral enthält.

Nach der Klassifikation von HITZMAN et al. (1992) beinhalteten diese (überwiegend) proterozoischen Eisenoxid-(Cu-U-Au-REE) Lagerstätten die folgenden Charakteristika:

- Altersstellung: Die Mehrheit der bekannten, insbesondere der größeren, Beispiele befinden sich in paläo- bis mesoproterozoischen Nebengesteinen (1800 bis 1100 Ma).
- tektonischer Rahmen: Die Lagerstätten befinden sich in Bereichen, die zu den Zeiten der Lagerstättenbildung Ränder von Kratonen oder Kontinenten darstellten. Auch intrakratonische Vorkommen im Rahmen eines orogenen Kollaps oder mit anorogenem Magmatismus sind beschrieben (z.B. HITZMAN, 2002, POLLARD, 2002). In vielen Fällen gibt es eine räumliche und zeitliche Assoziation mit einer Extensions- bzw. Transtensionstektonik. Die meisten Vorkommen treten entlang von übergeordneten Strukturzonen oder Strukturen zweiter oder dritter Ordnung auf. Viele erstrecken sich parallel zu lokalen oder regionalen strukturellen Trends.

Aus dem globalen Auftreten dieser Lagerstätten insbesondere im Zeitraum von 1800 bis 1400 Ma weisen HITZMAN et al. (1992) auf einen möglichen Zusammenhang mit globalen Rift-Ereignissen, die möglicherweise mit dem Auseinanderbrechen eines proterozoischen Superkontinentes in Verbindung stehen.

- Nebengestein: Als Nebengesteine werden sowohl magmatische als auch sedimentäre Gesteine beobachtet. Viele Lagerstätten treten in sauren bis intermediären Magmatiten des anorogenen Typs auf. Für viele Lagerstätten ist im strukturellen Niveau der Mineralisation eine Zuordnung zu magmatischer Aktivität nicht eindeutig zu klären.
- Mineralogie: Die Erze werden generell durch relativ titanarme Eisenoxide dominiert. Dabei wird in oberflächennahen Vorkommen eher Hämatit und in tiefer gebildeten Bereichen der Vorkommen eher Magnetit gebildet. P-, F- und Ba-Mineralen sowie Karbonate sind häufig. IOCG-Lagerstätten führen anomale bis ökonomische Gehalte an SEE'n, die entweder in Apatit bzw. Monazit und/oder in eigenständigen SEE-Mineralen auftreten.
- Alteration: Die Mineralogie der assoziierten Alteration hängt stark von der Lithologie der Nebengesteine und der Tiefe der Genese ab, aber in den tieferen Niveaus der Mineralisation dominieren Na-Alterationen (sodic alteration: Albit-Magnetit±Chlorit±Aktinolith), in mittleren bis flachen Niveaus K-Alterationen (potassic alteration: Kalifeldspat-Serizit-Magnetit-Quarz±Biotit±Aktinolith±Chlorit) und in sehr flachen Niveaus Serizitisierung und Silifizierung (argillic alteration: Hämatit-Serizit-Karbonat-Chlorit±Quarz).

Deutliche Variationen von Lagerstättenbezirk zu Lagerstättenbezirk bestehen in der Morphologie der Erzkörper, die ebenso wie das Ausmaß der Nebengesteinsalteration maßgeblich durch die Nebengesteinslithologie und die strukturelle Kontrolle beeinflusst wird. Diese Morphologien reichen von diskordanten Adern über Brekzien bis zu massiven konkordanten Erzkörpern. Abhängig vom krustalen Niveau, Druck-Temperaturbedingungen, Sauerstoff- und Schwefel-Fugazitäten und der Zusammensetzung des Nebengesteins können auch lokale Unterschiede in der Mineralogie und Geochemie der Erze auftreten. HITZMAN et al. (1992) nehmen eine Genese der Lagerstätten in relativ flachen krustalen Niveaus von weniger als 4 bis 6 km Tiefe und einen Zusammenhang mit tieferliegenden volatilreichen magmatisch-hydrothermalen Systemen an, die durch tiefreichende Strukturen mit den Bildungsbereichen in Kontakt stehen.

BARTON und JOHNSON (2002) erweitern die beschriebenen Anreicherungen dieses Lagerstättentyps um die Elemente Kobalt und Silber. Diese Autoren definieren zwei Endglieder dieses Lagerstättentyps:

- Hochtemperierte Mineralisationen mit überwiegend magmatischer Fluidquelle, die mit der Gruppe der porphyrischen Cu-Au-Vorkommen und verwandten Lagerstättentypen (z.B. Skarne oder andere porphyrische Systeme) auftreten
- Eisenoxidreichere, sulfidärmere mit überwiegend nicht-magmatischen Salinarwässern als mineralisierende Fluide, wie sie beispielsweise in mafischen magmatischen Systemen oder granitischen Lagergängen (sills; POLLARD, 2002) auftreten können.

Grundsätzlich sieht HITZMAN (2002) die Entstehung von IOCG-Lagerstätten in drei Schritten einer Fluidevolution:

- Abkühlung eines Fluides mit Ähnlichkeiten mit solchen Fluiden, die für die Fällung von Magnetit-Apatit Erzen (Kiruna-Typ) verantwortlich gemacht werden
- Interaktion eines solchen Fluides mit kälteren meteorischen Fluiden oder Becken-Fluiden, die reich an Kupfer, Gold und Sulfat gewesen sein sollen
- Mineralisation durch vermutlich kältere, oxidierte, saline sulfatführende Fluide, die in keiner Beziehung zu Fluiden stehen, wie sie für die Magnetit-Apatit-Mineralisation verantwortlich zu machen sind.

Eine häufig in Lagerstätten des IOCG-Typs beobachtete Brekzierung konnte in der Swartmodder Kupfer Mine nicht beobachtet werden.

In der Typ-Lagerstätte Olympic Dam sind Gold und Silber hauptsächlich mit Kupfersulfiden assoziiert, während Uran in Form von Pechblende-Imprägnationen der hämatitischen Brekzienzone vorliegt (REYNOLDS, 2002).

Gediegenes Gold oder goldführende Minerale konnten in den Erzen der Swartmodder Kupfer Mine nicht festgestellt werden. Sehr seltene Quarzmineralisationen in der Umgebung der Mine bzw. von der Halde (SMCM3, SMCM1) sind milchig, stark rekristallisiert und haben Überzüge von Hämatit und Limonit auf ihren Bruchflächen. Die einzige Quarzader, die untertage in situ beprobt werden konnte, ist glasig und mit aplitischen Material assoziiert (SMCMU2). Allen Quarzproben ist gemein, dass sie kein nachweisbares Gold enthalten. Drei Gesamtgesteinsproben von Magnetit/Chalkopyrit-Derberzen (SMCMU1, SMCMH1, SMCMH3) führen hingegen 0,31 - 2,02 ppm Gold, wobei höhere Gold-Gehalte in den Proben zu verzeichnen sind, in denen Chalkopyrit über Magnetit dominiert.

In den insgesamt 18 Proben von Erzen, Nebengesteinen und Quarzadern von der Swartmodder Kupfer Mine ergeben sich hohe Korrelationen von Gold mit Cer, der Summe

der gemessenen SEE'n und Blei. Mittlere Korrelationen von Gold in diesen Proben wurden für Uran, Zink, Silber, Kupfer, Selen und Mangan festgestellt (vgl. 8.3.1).

Eine Probe des Aktinolith-Epidot-Schiefers eines deformierten ehemaligen mafischen Ganges, der den Haupterkörper schneidet (vgl. Abb. 3-5), ist mit idiomorphen Pyrit bis 4 mm imprägniert und weist Elementanreicherungen von <54 ppm Kobalt, <232 ppm Nickel, <36 ppm Scandium, <56 ppm Wolfram und <155 ppm Zink auf (SMCMH4).

Die Gold-Kupfer-Wismut Lagerstätten des Tennant Creek Distriktes von Australien, die die Minen Juno und Peko beinhalten (namensgebende Lokalitäten für Junoit:  $\text{Pb}_3\text{Cu}_2\text{Bi}_8(\text{S}, \text{Se})_{16}$  und Pekoit:  $\text{PbCuBi}_{11}(\text{S}, \text{Se})_{18}$ ), gehören ebenfalls zur Familie der IOCG-Lagerstätten (SKIRROW, 2002; SKIRROW und WALSHE, 2002). Die Vorkommen variieren zwischen reduzierten (Magnetit- und Pyrrhotin-führenden) Cu-Au-Bi und oxidierten hämatitischen Au-Bi(-Cu) Erzen. In beiden Erztypen treten neben Gold, Elektrum und Chalkopyrit auch Bismuthinit, Wismut-Sulfosalze und Selenide (und Bi-Pb-Cu-Se-Sulfosalze) auf, wobei letztere eher die sulfidarmen oxidierten Erztypen charakterisiert. Gediegen Wismut liegt eher in den reduzierten Erztypen vor (SKIRROW und WALSHE, 2002). Die Mineralisation mit Sulfiden erfolgte im Zuge einer Bildung von Adern während einer post-orogenen Extension um ca. 1825 Ma (Ar/Ar- und K/Ar-Alter; COMPSTON und MCDUGALL, 1994). Auch kommen außerhalb von Eisenoxid-dominierten Bereichen scherzonengebundene Au-Cu-Mineralisationen vor. Hier ging die in Bezug auf die Deformation syn- bis spät-kinematische Eisenoxid-Mineralisation (~1825 - 1830 Ma) der Mineralisation mit Gold, Kupfer und Wismut bei ca. 300 - 350°C durch saure Fluide mit moderaten bis hypersalinaren Salinitäten voraus (vgl. 11.4.2.1).

Die Erze und direkten Nebengesteine der Golden Valley Mine und der Neuras Mine sind ebenfalls durch eine frühe Imprägnation/Mineralisation mit Magnetit gekennzeichnet. Das Auftreten von Selenid-Phasen im Erz der Golden Valley Mine (vgl. 7.3) und die Verdrängung von Chalkopyrit durch Bi-Pb-Ag-Sulfosalz-Paragenesen im Erz der Neuras Mine deuten darauf hin, dass auch diese Vererzungen dem Typ der IOCG-Lagerstätten angehören.

Dieses wird durch die Beobachtung unterstrichen, dass Gold in den Quarzadern der Golden Valley Mine eine hohe Korrelation mit Uran und Thorium und eine mittlere Korrelation unter anderem mit Cer, der Summe der gemessenen SEE'n und Kobalt aufweist (vgl. 8.3.1), welche sich nur schwer durch eine andere lagerstättenkundliche Einordnung dieses Vorkommens erklären lässt.

In der Great Bear Magmatit-Zone im Northwestern Territory von Kanada treten IOCG-Lagerstätten auf, die vom Kiruna-Typ (Magnetit-Apatit) bis zum Olympic Dam Typ reichen (sulfidierte Magnetit/Hämatit Brekzien). Für die Vorkommen Nico und Sue-Dianne konnte ein genetischer Bezug zu subvulkanischen Porphyren und Rapakivi-Graniten des Marian River Batholithes nachgewiesen werden (GOAD et al., 2002).

Das Vorkommen von Telluriden in IOCG-Lagerstätten ist nur spärlich dokumentiert. Die Erze der Bowl Zone des Vorkommens von Nico enthalten Wismut-Telluride und verschiedene Au-Bi-Sb-Te-Legierungen (GOAD et al., 2000).

In den Bereichen der Swartmodder Gold Mine, der Wohler Mine und der Blank's Mine konnten keine frühen Imprägnationen/Mineralisationen mit Eisenoxiden beobachtet werden. Diese könnte vor allem im Falle der Blank's Mine in der Unzugänglichkeit der Grube begründet sein. Denn in den 14 Proben von Quarzadern aus den Schürftgräben in der Umgebung dieser Mine, ergibt sich eine mittlere Korrelation von Gold mit Kobalt und in fünf Nebengesteinsproben eine hohe Korrelation von Gold mit Kobalt und eine sehr hohe Korrelation mit Uran (vgl. 8.3.1).

In zehn Nebengesteinsproben aus dem Bereich der Swartmodder Gold Mine ergeben sich sehr hohe Korrelationen von Gold mit Kupfer und Mangan (vgl. 8.3.1).

Die Lagerstätten Ernest Henry und Monakoff im Cloncurry Distrikt von Australien sind durch eine geochemische Halo mit Anreicherungen von Mn, K und Ba gekennzeichnet (MARK et al., 2002).

Genau diese Elemente sind in den Myloniten der Swartmodder Gold Mine im Vergleich zu weniger deformierten Äquivalenten des Nebengesteins angereichert (vgl. 8.2; Abb. 8-9). Hier stellt das Auftreten von Spessartin sicher (vgl. 6.7), dass es sich mindestens bei der Anreicherung von Mangan nicht um das Resultat eines supergenen Alterationsprozesses handeln kann.

Somit lassen alle untersuchten Minen bis auf die Wohler Mine Charakteristika erkennen, die am besten bzw. ausschließlich durch lagerstättenbildende Prozesse wie sie für IOCG-Lagerstätten beschrieben sind, erklärt werden können.

Die Dominanz von Magnetit über Hämatit in den Erzen der Swartmodder Kupfer Mine, der Golden Valley Mine und der Neuras Mine spricht eher für die Genese einer Mineralisation des IOCG-Typs in (für diesen Lagerstätten-Typ) relativ tiefen krustalen Niveaus.

## 13. Vergleich mit anderen Lagerstätten

### 13.1 innerhalb des Rehoboth Inliers

Innerhalb des Rehoboth Inliers gibt es eine Vielzahl von Gold-Kupfer-Vorkommen. Diese sind bezüglich der Kupfermineralisationen von SCHNEIDER und SEEGER (1992) und AJAGBE (1997) und bezüglich der Goldvorkommen von HIRSCH und GENIS (1990, 1992), AJAGBE (1997) und BURNETT (1997) beschrieben. Abgesehen von den untersuchten Minen im Arbeitsgebiet kam es bei der Goldmine und der Kupfermine von Kobos sowie der Klein Aub Kupfermine zu einem signifikanten Abbau.

Aus dem Erz der stillgelegten Kobos Kupfer Mine (auf Farm Kobos 321) ca. 55 km südwestlich von Rehoboth wurde weniger Gold (keine Quantifizierung) als bei der ca. 4 km südöstlich von dieser gelegenen Kobos Gold Mine gewonnen (35,454 kg zwischen 1935 und 1941; BURNETT, 1997).

Der Abbau von Kupfererz bei der Kobos Kupfer Mine lässt sich bis ins Jahr 1957 zurückverfolgen. Die Lagerstätte konzentriert sich auf eine Zone, in der Serizit-Quarz-Phyllite basische Metalava der Unteren Elim Formation enthalten. Diese Gesteine werden im Süden von Piksteel Granodiorit intrudiert und im Norden diskordant von Einheiten der Grauwater Formation überlagert. Die Nebengesteine sind isoklinal verfaltete Amphibol-, Chlorit- und Quarz-Serizit-Schiefer, die ENE streichen und deren Schichtung und Foliation mit 60 bis 85° nach Norden einfällt. Der teils stratiforme Erzkörper besteht aus Linsen von massiven Sulfiden mit Pyrit, Chalkopyrit und Sphalerit und ist über eine Streichlänge von ca. 600 m aufgeschlossen und bis in eine Teufe von 270 m nachgewiesen (BREWITZ, 1974). Die Einheiten der Elim Formation sind typischerweise durch gebänderte Magnetitquarzite, Dolomitmarmore und Kalksilikatfelse gekennzeichnet (vgl. auch Tab. 2-2). BREWITZ (1974) hält diese eisenoxidischen Vererzungen für hydrothermal-sedimentäre Eisenerze vom Lahn-Dill Typ, die im Zuge einer Geosynklinalentwicklung entstanden sein soll. Die Sulfidvererzungen deutet er als submarin-exhalative Bildungen des Rammelsberg Typs, wobei die Morphologie des an Flexuren im Schichtstreichen gebundenen Sulfiderzes durch die Topographie einer vulkanischen Schwelle des Ablagerungsraumes begründet sein soll. Eine Analyse des sulfidischen Erzes aus der Kobos-Grube ergab 8,02 Gew.% Kupfer, 1,84 Gew.% Arsen, 1,2 ppm Gold und 40 ppm Silber, woraus sich ein Au/Ag-Verhältnis von 0,03 ableiten lässt. Der Erzkörper der Kobos Mine wird nach Westen von einer N-S-streichenden Hauptstörung begrenzt, westlich von der zwar vergleichbare Lithologien, aber keine Sulfidvererzungen angetroffen werden können. Diese Beobachtung in Kombination mit der Morphologie des Erzkörpers spricht eher für eine strukturelle Kontrolle einer epigenetischen Sulfidvererzung. In einer Bohrung wurden in einer Bohrtiefe von 166,6 bis 166,8 m 3,3 Gew.% Kupfer, 15,6 ppm Silber und 346 ppm Kobalt festgestellt.

Bei der Kobos Gold Mine treten Gold-Quarzadern, die Hämatit (primär?), Limonit und Malachit enthalten, in Chlorit-Schiefen und Serizit-Quarziten auf, welche als metamorph überprägte saure bis intermediäre Vulkanite interpretiert werden. Die mineralisierten Quarzadern sind bis zu 60 cm mächtig und streichen mit einem Einfallen zwischen 70 und 85° nach Norden über eine Länge von ca. 3 km E-W. Die Goldmineralisation konzentriert sich auf leicht gefaltete Bereiche der Vulkanite. Auch hier beschränkte sich der Abbau auf Horizonte der supergenen Anreicherung.



Eine Probe von Galenit aus dem Derberz der Kobos Kupfer Mine weist ein Pb/Pb-Modellalter von  $1900 \pm 30$  Ma auf (RUXTON, 1986).

Die Klein Aub Formation ist im südlichen Rehoboth Inlier über eine Streichlänge von ca. 90 km aufgeschlossen (vgl. Abb. 3-3). Die Abfolge von Konglomeraten und Quarziten mit Einschaltungen von kalkführenden Tonschiefern und Kalken weist eine Mächtigkeit von fast 3000 m auf. Die nur schwach gefalteten Sedimente zeigen keine bzw. nur schwache Anzeichen einer metamorphen Überprägung. Die Schichtung fällt mit zwischen  $30$  und  $65^\circ$  nach Süden ein. Im Bereich der Klein Aub Mine lassen sich sieben kupferführende argillitische Schichten in einer ca. 100 m mächtigen Sequenz über eine Streichlänge von ca. 7,5 km verfolgen, wobei die einzelnen kupferführenden Horizonte bis zu wenige Meter mächtige Lagen bilden. Sie fallen mit ca.  $45^\circ$  nach Süden ein und somit subparallel zu einer tektonischen Brekziierungszone. Die Argillite variieren von grauen mittelkörnigen Sandsteinen bis zu grünlichen kalkigen Tonsteinen, wobei die Kupfersulfide eher an Chloritreichen (Meta-)Pelite gebunden zu sein scheinen.

Die Lagerstätte enthielt ursprünglich 7,5 Mio. t Erz mit einem durchschnittlichen Kupfergehalt von 2 % und durchschnittlich 50 ppm Silber. Davon wurden zwischen 1966 und 1987 5,5 Mio. t abgebaut. Der Abbau wurde durch eine engständige Schar von ENE-streichenden Störungen erschwert, welche steil nach Norden einfallen und lokal die Erzhorizonte um einige Meter versetzen können. Chalkosin ist mit vermutlich über 85 % das dominierende Kupfersulfid. Die Erze enthalten weiterhin Djurleit, Digenit, Bornit, Chalkopyrit, Covellin, Cuprit, gediegenes Kupfer, Wittichenit, gediegenes Silber, Pyrit Galenit, Hämatit und Magnetit. Annähernd 55 % der gesamten Mineralisation liegt in Form von Imprägnationen vor. Der Rest konzentriert sich auf Kluffüllungen, Brekziierungszonen und Schieferungsflächen. Mit zunehmender Entfernung zur Klein Aub Störung und in Richtung Oberfläche nimmt die Dominanz von Chalkosin ab, an dessen Stelle zunächst Bornit, Chalkopyrit und Galenit und dann unmineralisierte Pyrit-führende Sedimente treten.

Nach dem genetischen Modell von BORG et al. (1987) für die Lagerstätte von Klein Aub sollen im Zuge einer marinen Transgression feinkörnige marine und lakustrine Sedimente abgelagert worden sein, wobei in reduzierten Bereichen Kupfersulfide ausgefällt wurden. Daraufhin sollen diagenetische Fluide Kupfer (und Silber) aus den vorhandenen Gesteinen, insbesondere von permeableren Bereichen von basaltischen Extrusiva (in der unterlagernden Doornpoort Formation), ausgelaugt worden sein. Die angereicherten Fluide sollen während des Peaks der Damara Metamorphose entlang der Klein Aub Störung fokussiert worden sein und ausgehend von dieser die frühere Mineralisation veredelt haben.

RUXTON (1986) hingegen schlug eine Phase der Kupferfreisetzung und -aufkonzentration aus dem Grundgebirge während einer Phase einer semi-ariden bis ariden Verwitterung vor. Dabei sollen anfangs Kupfersulfatlösungen bakteriologisch reduziert und später feine Malachit-Partikel abgelagert worden sein. Blei-Isotopendaten von Bleispuren in den Sulfiden und vom Gesamtgestein von mineralisierten Horizonten der Klein Aub Mine legen nahe, dass das Blei und daher wahrscheinlich auch das Kupfer aus dem Grundgebirge stammen. Ein Pb/Pb-Modellalter von ca. 2000 Ma deutet auf eine Uran/Blei Anreicherung des Grundgebirges vor dieser Zeit (RUXTON, 1986).

Die Pb/Pb-Isotopendaten von den sedimentären Nebengesteinen ergeben ein Isochronalter von  $493 \pm 53 / -60$  Ma (RUXTON, 1986) und liegen sehr nahe an dem Alter, welches AHRENDT et al. (1978) für das letzte Metamorphose-Ereignis der Entwicklung des südlichen Damara zur Zeit der Deckentektonik (Platznahme der Naukluff Decken) erhielten.

Schwefel-Isotopendaten ( $-35$  -  $-20$  ‰ $\delta^{34}\text{S}$  für die Klein Aub Erze; ca.  $0$  ‰ $\delta^{34}\text{S}$  für Sulfide in Proben aus dem Grundgebirge des RBI) können für eine Herkunft des Schwefels aus dem Grundgebirge oder für eine magmatische Schwefelquelle sprechen. RUXTON (1986) führt die relativ hohen Silbergehalte der Klein Aub Erze auf hohe Silbergehalte der Liefergebiete des Grundgebirges zurück.

RUXTON und CLEMMY (1986) untersuchten die Kupfermineralisationen im Gebiet von Witvlei etwa 150 km östlich von Windhoek, in dem die Einheiten der Doornpoort und der Eskadron Formation (Sinclair Äquivalente; Kibarisch) aufgeschlossen sind und welches somit als Verlängerung des RBI nach Nordosten verstanden werden kann. Die kupferführenden neoproterozoischen überwiegend konglomeratischen Sedimente umschließen einen Grundgebirgsdom, der von andesitische Metalaven, metamorphisierten porphyritischen Granodioriten und amygdaloidalen Metabasalten aufgebaut wird. Sulfid-Mineralisationen auf Klüften und in Störungen, die in der stratiformen Mineralisation auftreten, werden als spät-diagenetische bzw. metamorphe Mobilisate interpretiert und die geologische Situation als genetisches Analogon zur Klein Aub Mineralisation verstanden.

BORG (1995) verfolgte diesen Typus von Kupfer-Silber Mineralisationen von Klein Aub und Witvlei nach Osten bis in die Gebiete von Ghanzi, Lake Ngami, Shinamba Hills und die Goha Hills in Botswana. Er nimmt eine Phase der diagenetischen Mineralisation um  $\sim 900$  -  $800$  Ma und eine epigenetische Phase im Zuge der Damara Überprägung um ca.  $600$  -  $550$  Ma an. Die Metallquelle für letztere sollen im wesentlichen die Metabasalte der Doornpoort Formation bzw. Barby Formationen im Sinclair Gebiet darstellen.

### 13.2 andere Grundgebirgs Inlier von Namibia

Das einzige signifikante Gold-Kupfer-Vorkommen im Sinclair Gebiet liegt im Bereich der stillgelegte Sinclair Mine (auch Itah Mine). Gold wurde hier in kupfer- und silberführenden teils gebänderten Quarzadern nachgewiesen, die in leicht verfalteten porphyrischen Rhyoliten und (basaltischen) Andesiten der bimodalen Vulkanite der Barby Formation auftreten (z.B. BURNETT, 1997), die auch terrigene Klastite enthält (z.B. WATTERS, 1977). Das Nebengestein ist in den Kontaktbereichen zur Quarzmineralisation durch eine deutliche Chlorit-Epidot-Alteration gekennzeichnet. BORG (1995) erklärt das Ausbleiben von schichtgebundenen Kupferlagern in dieser Region mit dem Fehlen von reduzierten feinkörnigen klastischen Sedimenten.

Etwa 45 km südlich von Windhoek liegt die Oamites Kupfer Mine, die an das Auftreten von Sedimenten der Oamites Formation gebunden ist, welche ursprünglich der Damara Sequenz zugeordnet wurde (z.B. LEE und GLENISTER, 1976). Folgende Kartierungen und strukturelle Untersuchungen weisen darauf hin, dass die Oamites Formation eine allochthone Decke von Grundgebirgsmaterial darstellt, welches eventuell mit dem Hohewarte Metamorph Komplex des Rietfontein Inliers korreliert werden kann (z.B. SCHNEIDER und SEEGER, 1992). Nach LEE und GLENISTER (1976) betragen die Erzreserven  $6,1$  Mio. t mit durchschnittlichen Kupfergehalten von  $1,33$  % und Silbergehalten von  $12,3$  ppm. Zwischen 1971 und 1984 wurden knapp  $74.500$  t Kupfer,  $41$  t Silber und kleinere Mengen Gold produziert (SCHNEIDER und SEEGER, 1992).

Die Oamites Formation besteht aus einer unteren Einheit (LO), die durch Amphibolite dominiert wird, einer mittleren Einheit (MO) mit Konglomeraten und Feldspat-reichen Quarziten und einer oberen Einheit (UO) mit einer Wechsellagerung von glimmerführendem

Quarzit und Schiefer (LEE und GLENISTER, 1976). Die Schiefer enthalten Biotit, Quarz, Feldspat und gelegentlich Amphibol und Granat. Die Einheiten wurden durch eine Metamorphose der oberen Grünschieferfazies überprägt, sind verfaltet und zeigen lokale Boudinierung von Quarzithorizonten.

Der überwiegend schichtgebundene Erzkörper, der über eine Streichlänge von ca. 600 m und bis in eine Teufe von 400 m nachgewiesen ist, ist auf die oberen Abfolgen der mittleren Einheit der Oamites Formation konzentriert (MO2 und MO3), die aus Quarziten, Konglomeraten und Dolomit besteht. Die dominierenden Erzminerale sind Chalkopyrit, Pyrit, Bornit, Galenit, Sphalerit und Pyrrhotin. Selten kommen auch Siegenit ((Ni,Co)<sub>3</sub>S<sub>4</sub>), Mackinawit ((Fe, Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>) und gediegenes Silber vor, wobei letzteres in feinen Quarzgängen auftritt oder Chalkopyrit oder Pyrrhotin verdrängt. Der Erzkörper zeigt eine Flexur in dem Bereich, in dem er von der N-S-streichenden „Deblyn“-Scherzone/Störung geschnitten wird (vgl. z.B. Kobos Mine; 13.1), die den Erzkörper in einen subvertikal nach Norden einfallenden westlichen Abschnitt und in einen subvertikal nach Süden einfallenden westlichen Abschnitt unterteilt. Im westlichen Abschnitt lässt sich stellenweise eine Brekzierung beobachten. Die Kupfermineralisation wird von einer Albitisierung und dadurch von erhöhten Na<sub>2</sub>O-Gehalten begleitet. Obwohl die Zonierung der Sulfidminerale lokal die Schichtgrenzen schneidet und Pegmatite (und Quarzadern bzw. -linsen) häufig auftreten, führen LEE und GLENISTER (1976) die Zonierung von Sulfidparagenesen auf unterschiedliche Redox-Bedingungen während einer syn-sedimentären Mineralisation zurück. Die deutliche vertikale Zonierung der Erze von Bornit-Dominanz zu Chalkopyrit-Dominanz mit zunehmender Tiefe sowie die laterale Zonierung von Pyrit und Chalkopyrit über Bornit nach Chalkosin in Richtung Osten sind auf Prozesse der supergenen Alteration zurückzuführen.

Anhand einiger Nebengesteins- und Erzproben, die freundlicherweise von Thomas Becker zur Verfügung gestellt wurden, lässt sich eine deutliche Bindung der primären Chalkopyrit-Mineralisation an glasige stark rekristallisierte Quarzadern bzw. -linsen erkennen, die Feldspäte enthalten. Dabei konzentrieren sich Kupferminerale häufig auf Rand- und Druckschattenbereiche der gescherten und teilweise boudinierten Quarzmineralisation. In den Nebengesteinsproben, zu denen auch Amphibolite gehören, sind vor allem Pyrit und Chalkopyrit an die Orientierung der Scherfoliation gebunden. Erzmikroskopisch ließen sich keine Mineralphasen erkennen, die Hinweise auf die mineralogische Vergesellschaftung von Silber oder Gold geben könnten.

In der Zentralzone des Damara Orogens befindet sich südlich von Usakos der Abbabis Inlier, in dem Granitgneise (des Narubis Granitoid Komplexes) Eburnischen Alters (1925+330/-280 Ma, U/Pb-Zirkon-Konkordia; JACOB et al., 1978) Metasedimente und Metavulkanite des Grundgebirges intrudierten. Der Inlier wird von ENE-streichenden Scherzonen und einem späteren parallel dazu verlaufenden Metadoleritschwarm geschnitten. STEVEN (1993) gibt ein minimales Alter der Anlage der Scherzonen von ca. 900 Ma an. Die teilweise kataklastischen Mylonite der Scherzonen enthalten zwischen 2 und 10 % Magnetit und bis zu 3 % Chalkopyrit. Mit den proterozoischen Metadoleriten treten in Nähe der Scherzonen grobkörnige Gesteine mit einer Anthophyllit-Chlorit-Magnetit Paragenese auf, die wie die Scherzonen (>300 ppb) anomale Goldgehalte aufweisen. STEVEN (1993) weist ausdrücklich auf potentielle Goldreserven der Hauptscherzone auf den Farmen Abbabis und Narubis hin (ca. 24,3 t Gold) hin. Das Auftreten von Kupfer scheint innerhalb des Abbabis Inliers vor allem an Quarzadern gebunden zu sein. Die Granitgneise weisen eine für

Granitoide relativ hohe Radioaktivität auf; Werte von 3 - 5 ppm  $U_3O_8$  und 38 - 50 ppm Thorium sind beschrieben (JACOB et al., 1986).

Die Geologie des Kamanjab Inliers (auch Huab Komplex genannt) wird wesentlich durch die metamorphisierten hauptsächlich vulkanisch-plutonischen Einheiten der Eburnischen Khoabendus Group und die Intrusiva der Fransfontein Granit Suite bestimmt. STEVEN (2000) interpretiert die nicht-plutonischen Lithologien als terrestrische oder flachmarine rhyolitische Vulkanite mit niedrigem Potential für vulkanogene Massiv-Sulfid-Lagerstätten des Kuroko-Typs. In den Gneisen und Schiefen wurde beispielsweise bei der alten Copper Valley Mine auf der Farm Mesopotamie 504 gediegenes Gold in kupferführenden Quarzadern beobachtet, die insbesondere in Bereichen von Störungen und Scherzonen niedriger Ordnung auftreten, entlang von denen das Nebengestein zu Chlorit-Serizit-Schiefen alteriert ist (BURNETT, 1997). Im Norden der Farm enthält ein Granitgneis eine sporadische Kupfer-Blei-Wismut-Gold Mineralisation in lentikularen Quarztaschen, die entlang von E-W-streichenden und nach Norden einfallenden Störungszonen orientiert sind. Handgelesene Chalkosin-Konzentrate führen 68,5 ppm und Galenit-Konzentrate 685 ppm Gold (CLYNCH, 1968).

Schon KRENKEL (1939) berichtete von Goldquarzgänge bei Khorixas im südlichen Kaokofeld. Westlich von Khorixas sind bei Lofdal karbonatitische Gänge aufgeschlossen (MILLER, 1983c).

Im Zuge einer geochemischen Bodenbeprobungskampagne wurden im westlichen Teil des auf namibischer Seite aufgeschlossenen Kunene Komplexes mehrere Kupfervorkommen in Assoziation mit Hypersten-Pyroxeniten und teils weißen Anorthositen festgestellt. Erhöhte Kupfergehalte werden hier meist von erhöhten Nickelgehalten begleitet (SCHNEIDER und SEEGER, 1992).

### 13.3 Namaqualand Metamorph Komplex (NMC) in Namibia und Südafrika

Eine Vielzahl von Lagerstätten und Vorkommen tritt im Namaqualand Metamorph Komplex auf, der sich vom südlichen Namibia bis nach Südafrika erstreckt. Auf der Grundlage von strukturellen, lithologischen und geochronologischen Beobachtungen lässt er sich in die Kheis Subprovinz entlang seiner östlichen Begrenzung, die Gordonia Subprovinz, die Richtersveld Subprovinz (ca. 2000 - 1730 Ma), die Bushmanland Subprovinz im Süden und die neoproterozoische Gariiep Subprovinz im Nordwesten (ca. 900 - 700 Ma) unterteilen (z.B. JOUBERT, 1986). Die Hauptdeformation und Metamorphose der Gesteine der Namaqualand Provinz fand um ca. 1200 Ma statt, wobei häufige Alter um 1000 Ma als Phase einer schnellen Hebung und Rücksetzung der Isotopensysteme interpretiert werden.

In den meisten Bereichen des NMC wurden während einer Kibarischen Orogenese (vgl. 2.3.3) zwischen 1200 und 1060 Ma amphibolit- bis granulitfazielle Metamorphosegrade erreicht (RAITH und HARLEY, 1998). ROBB et al. (1999) gehen hingegen von einer zweiphasigen Entwicklung mit einer Kibarischen Krustenbildung zwischen 1220 und 1170 Ma und einer separaten orogenen Episode (Peak der Metamorphose) mit einem deutlichen magmatischen Puls zwischen 1060 und 1030 Ma aus.

In der Bushmanland Subprovinz liegt der Okiep Copper Distrikt (OCD), in dem Anorthosite, Diorite, Norite und Hyperstenite der Koperberg Suite ( $1042 \pm 42$  Ma, Rb/Sr-Alter für Glimmerite; NICOLAYSEN und BURGER, 1965;  $1029 \pm 10$  Ma, U/Pb-Zirkon-Konkordia;

CLIFFORD et al., 1995) in Granitgneise mit Eburnischen Sm/Nd-Modellaltern (2100 - 1700 Ma, Gesamtgesteinsalter; CLIFFORD et al., 1995) intrudiert sind, die zwischen 1223±48 Ma (Rb/Sr-Isochrone Gesamtgestein) und 1197±15 Ma (U/Pb-Konkordia für Zirkonerne) granulitfaziell überprägt wurden (CLIFFORD et al., 1995). Nur wenig jünger sind W-Mo-Mineralisationen in foliationsparallelen Quarzadern mit 1019±6 Ma ( $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ -Isochronalter von Molybdänit) für die ein auf die Intrusion von Granitoiden bezogenes hydrothermales Genesemodell (3,6 - 4,5 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ ) angebracht zu sein scheint (RAITH und STEIN, 2000). Die Kupfermineralisationen des OCD sind an Intrusionskörper von Noritoiden und Pyroxeniten gebunden (CAWTHORN und MEYER, 1992; KISTERS et al., 1993). LOMBAARD et al. (1986) belegen in einer umfassenden Beschreibung der Lagerstätten des OCD, dass die unregelmäßigen Erzkörper ein E-W-Streichen mit steilem Einfallen nach Norden aufweisen. Stellenweise bilden schlauchförmige Körper von steil einfallenden Megabrekzien Strukturen, die die Verteilung der Koperberg Intrusiva kontrollieren. Bei den meisten Kupfer-Mineralisationen folgte die Sulfid-Mineralisation auf die Bildung von oxidischen Erzmineralen, die teilweise von den Sulfiden verdrängt werden. Mit Chalkopyrit bzw. Bornit kommen neben Sphalerit und Galenit auch untergeordnet Molybdänit ( $\text{MoS}_2$ ), Linnaeit ( $\text{CoCo}_2\text{S}_4$ ), Melonit ( $\text{NiTe}_2$ ), Sylvanit ( $(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Te}_4$ ), Hessit ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), Coloradoit ( $\text{HgTe}$ ) und Tetradymit ( $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ ) vor.

In den Minen Carolusberg, West Okiep und Ost Okiep (ausgewählt, da sie das Spektrum der Sulfid-Mineralogie des Distriktes abdecken) kann das Auftreten von titanarmen bzw. titanfreien Magnetit und Bornit sowie extrem hohe Cu/Ni-Verhältnisse der Erze nicht durch eine Entmischung einer Sulfid-Phase aus einem basischen Magma erklärt werden (CAWTHORN und MEYER, 1992). CAWTHORN und MEYER (1992) nehmen an, dass primärer Pyrrhotin und Chalkopyrit während eines extensiven Oxidationsereignisses in Magnetit (ohne Entmischungserscheinungen) und Bornit umgewandelt wurden und begründen dieses unter anderem mit hohen  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ - und Cu/S- und niedrigen S/Se-Verhältnissen in Gesamtgesteinsanalysen. In vielen Minen tritt eine spätere niedrigtemperierte hydrothermale Alteration in Form einer Umwandlung von Pyroxen zu Chlorit, Saussuritisierung von Plagioklas und begleitender Chalkosin-Chalkopyrit-Mineralisation ( $\pm$ Hämatit) auf, die nach CLIFFORD (1985) mit einer pan-afrikanischen Überprägung (550 - 500 Ma; Ar/Ar) in Verbindung stehen.

In der Gordonia Subprovinz, die im Osten an den Eburnischen Kheis Belt grenzt (vgl. 2.3.1), liegen die Buntmetall-Lagerstätten von Areachap, Jacomynspan, Copperton und Lutzputs. Das Fe-Cu-Ag-Vorkommen bei Lutzputs ca. 60 km westlich von Upington konzentriert sich auf steil einfallende NNE-streichende lentikulare Magnetit-Hämatit-Erzkörper, die an Scherzonen in amphibolitfaziellen Nebengesteinen gebunden sind (BICKER und RALSTON, 1986). Die teils an Quarzadern gebundene Kupfer-Sulfidmineralisation beschränkt sich auf die gescherten Bereiche der Oxid-Erzkörper und ist mit einer propylitischen Alteration assoziiert. Die paragenetische Abfolge besteht aus einer Oxidmineralisation mit Magnetit/Hämatit und MnO-Mineralen und einer Sulfidmineralisation mit Arsenopyrit, Pyrit, Pyrrhotin, silberführendem Freibergit, Chalkopyrit, Sphalerit, Bismuthinit und Gold. Das Vorkommen wurde von BICKER und RALSTON (1986) mit dem Warrego Cu-Au-Erzkörper im Tennant Creek Distrikt, Northern Territory, Australien verglichen.

Zwischen den Lagerstätten des OCD und der Gordonia Subprovinz, die beide Vorkommen mit IOCG-Affinitäten beinhalten, befinden sich die Buntmetall-Lagerstätten von Aggeneys (Black Mountain, Broken Hill, Big Syncline), Putsberg und Gamsberg. Bei diesen handelt es sich um schichtgebundene meist stratiforme Eisenoxid-(Kupfer-) Sulfiderzkörper, in denen

feinverteilter Apatit, Baryt und sideritische Karbonate (z.B. RYAN et al., 1986) möglicherweise ebenfalls auf einen Zusammenhang mit IOCG-lagerstättenbildenden Prozessen hinweisen könnten. Andererseits gibt es Hinweise auf eine diagenetische Bildung von Apatit im Zn-Pb-Erzkörper der Lagerstätte Gamsberg (STALDER und ROZENDAAL, 2004).

Südwestlich von Springbok intrudierten leukogranitische bzw. alaskitische Körper, die Uran führen und mit dem Kweekfontein Granit (ROBB, 1986) bzw. dem Concordia Granitgneis (JACOB et al., 1986) korrelierbar sind, die beide der Spektakel Suite zugehörig sind, die in der regionalen Entwicklung der Intrusion der Koperberg Suite vorausging (z.B.  $1166 \pm 26$  Ma, Rb/Sr-Gesamtgesteins-Isochrone; CLIFFORD et al., 1975). JACOB et al. (1986) und ROBB et al. (1986) vergleichen die uranführenden Gesteine des NMC mit den Alaskiten der Uran-Lagerstätte Rössing im Damara Orogen.

### 13.4 Lagerstätten im Damara Orogen

Im Vergleich zu anderen pan-afrikanischen Orogenen (wie z.B. dem Dahomeyan Westafrikas) ist das Damara Orogen reich an Lagerstätten. Die Mehrheit der Lagerstätten und Vorkommen liegen in der Zentral Zone des Orogens (vgl. Abb. 2-2).

#### 13.4.1 Zentral Zone

Die Metasedimente der Zentral Zone wurden während der Damara Orogenese mehrfach deformiert, wobei grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphosegrade erreicht wurden (z.B. HOFFER, 1983). Die Gesteine wurden von einer Vielzahl von syn- und spätektonischen Granitoiden intrudiert.

STEVEN (1993) untersuchte epigenetische Gold-, Wolfram-, Zinn- und SEE-Mineralisationen in der Damara Zentral Zone zwischen Swakopmund, Uis und Windhoek. Er fasste die Charakteristika der Gold-Skarn Mineralisationen im Karibib Distrikt zusammen, deren Mehrheit sich westlich und nördlich des Abbabis Lineamentes in niedrig-amphibolitfaziell überprägten Gesteinen befindet. Die Mineralisation liegt in Form von Stockwerken, Quarzadern oder Zonen einer Quarz-Tremolit Alteration in dolomitischen und kalzitischen Marmoren oder untergeordnet auch in Kalksilikaten vor. In der Navachab Gold Mine werden viele Quarzadern von einer Granat-Pyroxen-Skarn Paragenese umgeben. Freigold ist in dieser Mine in großen Pyrrhotin-dominierten Verdrängungskörpern konzentriert, tritt aber auch in Adern mit Chalkopyrit, Sphalerit, Scheelit und/oder gediegenem Wismut und Wismut-Mineralen wie Bismuthinit und Maldonit ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ) auf (z.B. MOORE et al., 1999). Die Zusammensetzungen von Granat (Grossular-Almandin-Spessartin) im Navachab Skarn ähneln eher solchen von reduzierten Wolfram-Skarnen als denen von oxidierten Gold-Skarnen und Isotopendaten (S von Pyrrhotin; C und O von Kalzit in Adern) zeigen typisch magmatische Signaturen (PIRAJNO et al., 1992/93; MOORE et al., 1999). In den meisten Vorkommen sind die Buntmetallgehalte vernachlässigbar. Alle bisher entdeckten Mineralisationen verdrängten Karbonate (Exoskarne). Die geochemische Assoziation von Gold mit Bi-As-Te kennzeichnet häufig niedrigtemperierte Phasen in distalen Skarnen. In der Onguati Kupfer Mine wurden auch teilweise kobaltführender Pyrrhotin, Hessit, goldführendes gediegenes Wismut, (Para-?)Costibit ( $\text{CoSbS}$ ) und Wismut-Selenide beobachtet (STEVEN,



1993). Daten von Schwefel-Isotopen ( $-0,6\text{‰}\delta^{34}\text{S}$  in Pyrrhotin;  $-1,2\text{‰}\delta^{34}\text{S}$  in Chalkopyrit) weisen vermutlich auf eine magmatische Quelle hin (PIRAJNO et al., 1992/93).

Auf dem Gebiet von Sandamap Noord kommt Gold in gescherten Biotit-Sillimanit-Kalifeldspat-Schiefer in den Metaturbiditen der Oberen Kuiseb Formation vor, die eine stark deformierte und verfaltete neoproterozoische Flysch-Abfolge von Metagrauwacken und graphitischen Metaturbiditen in ENE/NE-orientierten Grabenstrukturen darstellt. Granat-Fibrolit-Mylonite beschränken sich auf den Bereich der an Quarzadern gebundenen Goldmineralisation, die von einer fortgeschrittenen argillitischen bzw. alunitischen Nebengesteinsalteration begleitet wird (STEVEN et al., 1993). Neben Gold führen die Quarzadern nickelführenden Löllingit und Pyrrhotin und haben neben Gold und Arsen weiterhin eine geochemische Assoziation mit Wolfram, Blei, Fluor und untergeordnet Kupfer, Wismut, Silber und Tellur. In der einzigen weiteren Goldmineralisation in Turbiditen in Namibia bei Ondundo führen schichtparallele Quarzadern neben Gold Pyrit und Arsenopyrit. STEVEN et al. (1993) weisen auf Ähnlichkeiten diese Goldmineralisationen mit archaischen Goldlagerstätten (lode gold deposits) hin.

Die Goldmineralisationen im zentralen Namibia sind an spät-tektonische Strukturen (spät-D3 und D4) gebunden (STEVEN, 1993; STEVEN et al., 1994). Lokal gaben auch Scherzonen in Grundgebirgs Inliers Strukturen vor, die Einfluss unter anderem auf die Platznahme von neoproterozoischen Gängen, das Damara Rifting und die Kanalisierung von hydrothermalen Fluiden hatten (STEVEN, 1993; STEVEN, 1994).

Für die Genese des Magnetit-Monazit-Vorkommens in der Etusis Formation auf der Farm Eureka (südlich von Sandamap) werden metamorphe oder magmatische Skarn- und Karbonatit-Modelle diskutiert (z.B. DUNAI et al., 1989; STEVEN, 1993). Von STEVEN (1993) wird das Vorkommen mit den mesoproterozoischen Fe-Nb-REE-Lagerstätten von Bayan Obo in der Inneren Mongolei verglichen, die durch eine hydrothermale Verdrängung von Dolomit durch Fluide aus einem nicht aufgeschlossenen alkalinen Karbonatit während eines intrakontinentalen Riftings entstanden sein soll (DREW et al., 1990). Diese Lagerstätten werden von HITZMAN et al. (1992) den Lagerstätten des Olympic Dam Typs (IOCG) zugerechnet.

Karbonatite, Alkali-Pyroxenite, Gabbros und Syenite teilweise mit Kupfer- und Apatit-Anreicherungen sind vom Otjisazu Alkalikomplex 20 km östlich von Okahandja im südlichen Bereich der Zentral Zone des Damara bekannt (GUNTORPE und BUERGER, 1986).

Im küstennahen Bereich der Zentral Zone des Damara, wo eine hochgradige Metamorphose mit einer lokalen Anatexis einherging (vgl. Abb. 2-6, Abb. 13-1), intrudierten uranföhrnde Granite und Alaskite von wirtschaftlicher Bedeutung (z.B. Rössing Mine). JACOB et al. (1986) glauben, dass die alaskitischen Schmelzen, die zur Uran Mineralisation bei Rössing geführt haben, durch partielles Schmelzen von Gesteinen des Abbabis Inliers und teilweise auch der Etusis Fm. (untere Nosib Damara Sequenz) während der hochgradigen Damara Metamorphose entstanden sind. Auch NEX und KINNAIRD (1995) bemerkten eine räumliche Nähe von lagigen uranföhrnden Alaskitin intrusionen zu Grundgebirgs-Einheiten in der Umgebung von Goanikontes im Swakop River Gebiet.

Blei- und Neodym-Isotopendaten implizieren, dass die Alaskite und uranföhrnden Fluide aus an Uran-Blei und Rubidium-Strontium angereichertem Krustenmaterial mit mindestens Eburnischen Altern stammen ( $>2000\text{ Ma}$ ; z.B. HAWKESWORTH und MARLOW, 1983).

### 13.4.2 Südliche Zone und südliche Randzone

Das Massivsulfiderz der Matchless Mine ca. 30 km südwestlich von Windhoek besteht aus Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Cubanit und Sphalerit (z.B. KLEMD und OKRUSCH, 1990). Stellenweise enthält der Chalkopyrit Einschlüsse von Altit (PbTe), Wehrlit (Mischung aus Hessit  $\text{Ag}_2\text{Te}$  und Pilsenit  $\text{Bi}_4\text{Te}_3$ ) und Molybdänit (COOK et al., 1994). Seltenerer Galenit tritt zusammen mit Bismuthinit, Sulfosalzen (wie Bournonit ( $\text{PbCuSbS}_3$ ) und Jamesonit ( $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$ )) und Silbertelluriden (vermutlich Hessit) auf. COOK et al. (1994) halten eine Bildung der Blei- und Wismut-Telluride durch eine Entmischung aus Chalkopyrit für möglich, wie sie beispielsweise von MCQUEEN (1990) beschrieben wurde.

Wie die Matchless Mine liegt auch die Otjihase Mine entlang des Matchless Belts. In den Sulfiderzen dieser Mine soll Freigold auftreten (HIRSCH und GENIS, 1992).

Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen ergaben wenig schlüssige Ergebnisse (KRÖNER, 1982). Dabei ergaben vier benachbarte Proben der Metabasite ein Isochronalter von  $755 \pm 33$  Ma, das nicht durch die Daten anderer Proben aus anderen Aufschlüssen bzw. Lithologien bestätigt werden konnte.

Bereits MAIDEN et al. (1986) klassifizierten die Massiv-Sulfid-Vorkommen des Matchless Belts als metamorph überprägtes Vorkommen des Besshi-Typs. Die Bildung solcher Lagerstätten findet meist in back-arc Becken statt und wird in der Regel von einem andesitischen bis dazitischen Vulkanismus begleitet (z.B. FOX, 1984). Die vor allem wegen ihrer Kupfer- und Zink-Gehalte geförderten Erze führen oft auch Kobalt, Gold und Silber und seltener Nickel und Chrom. Auch kann teilweise Tellur nachgewiesen werden (z.B. PROKIN et al., 1998).

### 13.4.3 Nördliche Zone

Etwa 80 km westlich von Outjo am Südrand des Kamanjab Inliers durchschlägt ein kupferführender Brekzienschlot mit mehreren hundert Metern im Durchmesser Damara Sedimente auf der Farm Gemsbokoord. Wenig weiter nördlich liegt eine wenig untersuchte Uran-Mineralisation in mesoproterozoischen Graniten des Grundgebirges auf der Farm Klein Tutura vor. STEVEN (1992/93) weist auf die Ähnlichkeit dieser Erscheinungen mit Vererzungen des Olympic Dam Typs hin.

Korreliert man die Vorkommen von Gold (PIRAJNO und JACOB, 1991) mit den metamorphen Isograden des Damara Orogens (nach HOFFER in AHRENDT et al., 1978), so lässt sich erkennen, dass die Goldvorkommen unterschiedlicher Ausbildung (z.B. Gold-Skarne bei Karibib; Mineralisationen in Turbiditen) sich im Norden des zentralen Damara Orogens entlang der metamorphen Sillimanit-Isograden und im Süden eher entlang der Grundgebirgs-Inlier konzentrieren (Abb. 13-1).

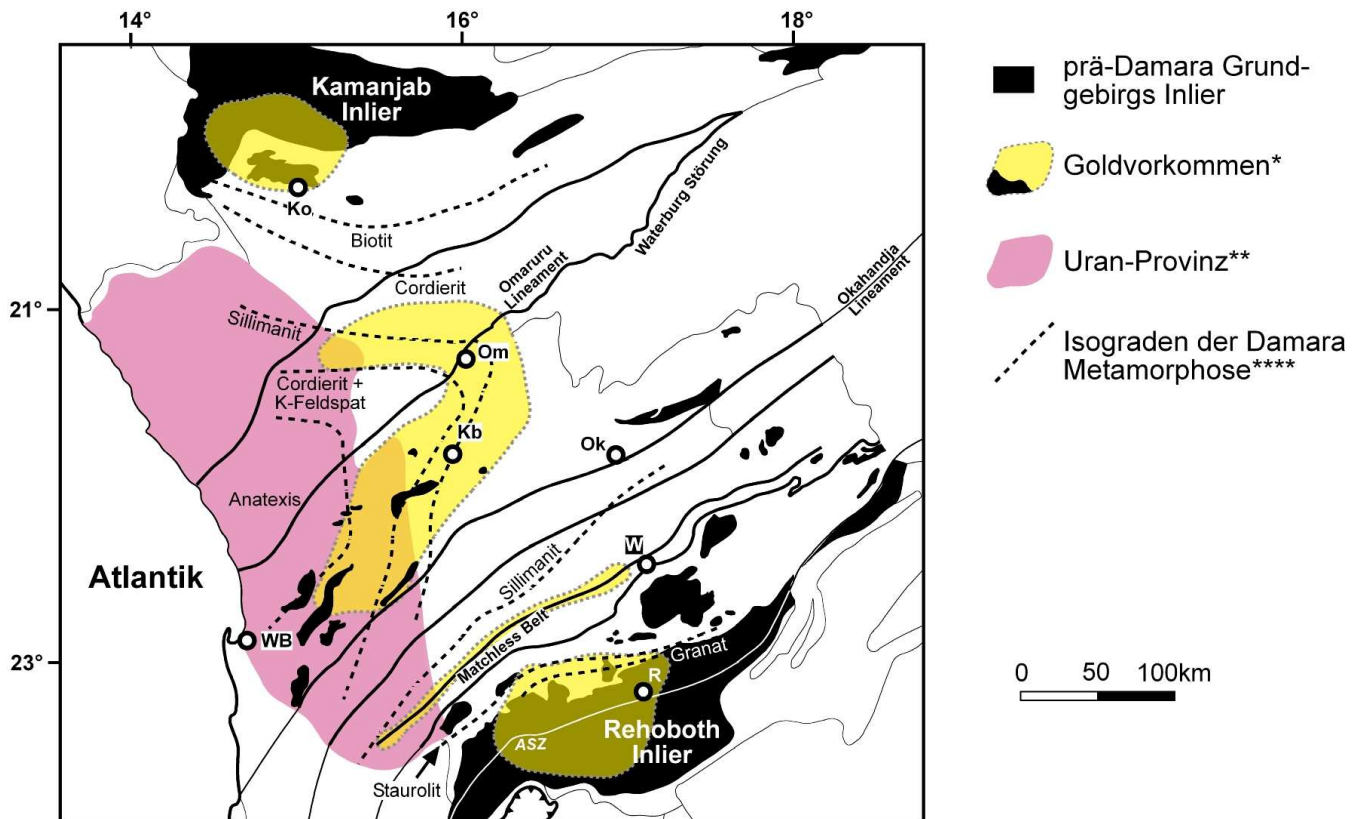


Abb. 13-1: Goldvorkommen (\*nach PIRAJNO und JACOB, 1991), Uran-Provinz (\*\*nach KILLICK, 1986) und metamorphe Isograden des Damara Orogens (\*\*\*\*nach HOFFER in AHRENDT et al., 1978)

### 13.5 Sambischer Kupfergürtel

Der Katanga Kupfergürtel in der DR Kongo und der sambische Kupfergürtel bilden den ca. 500 km langen und 30 - 50 km breiten Zentralafrikanischen Kupfergürtel entlang des neoproterozoischen Lufilian Bogens (z.B. LEFEBVRE, 1989), der die pan-afrikanische Verlängerung des Damara Orogens nach Nordosten darstellt. In Sambia treten die schichtgebundenen Kupfer-Kobalt-Vererzungen in einer basalen klastischen Einheit und einer überlagernden dolomitführenden Schieferabfolge (ore shale) der Roan Supergruppe auf, die mäßig bis stark deformiert und metamorph überprägt ist (z.B. BROWN, 1993). Die Ablagerung der Roan Supergruppe erfolgte in meso- bis neoproterozoischen Rift-Becken. Die disseminierten Erze bestehen aus Chalkopyrit, Bornit, Chalkosin und meist Carrollit und sind in den meisten Fällen lateral und vertikal zoniert. Dabei wird Pyrit, möglicherweise diagenetischen Ursprungs, durch die Cu-Co-Mineralen verdrängt (z.B. HITZMAN, 2000a; HITZMAN, 2000b). Die Quelle der enormen Kupfer- und Kobaltvorräte und die Prozesse, die in die Metallabscheidung involviert gewesen sein könnten sind nicht eindeutig ermittelt. Möglicherweise könnten diesbezügliche Fragestellungen künftig durch die Untersuchung der Vorkommen im Lufilian Bogen mit auffälligen Ähnlichkeiten mit IOCG-Lagerstätten (LOBO-GUERRERO, 2003; HITZMAN und BROUGHTON, 2003) geklärt werden. Dort sind Fe-Cu-Co-U Mineralisationen an die spät-tektonischen A-Typ Granitoide der kambrischen Hook Granitoid Suite gebunden. Darüber hinaus gibt es Hinweise, dass auch die klassischen Mineralisationen des sambischen Kupfergürtels eine ähnliche Altersstellung und Genese haben (NISBET et al., 2002).

Im Lufilian Bogen kann im Gegensatz zum Damara Orogen eine eindeutige Suture und eine ehemalige ozeanische Kruste zwischen Kalahari und Kongo Kraton anhand von Eklogiten nachgewiesen werden (JOHN et al., 2003).

### **13.6 Palabora Komplex (auch Phalaborwa), Südafrika**

Die proterozischen IOCG-Lagerstätten zeichnen sich durch die Anreicherung titanarmer Eisenoxide und LSEE aus. Auch Karbonatite enthalten typischerweise titanarmen Magnetit und weisen erhöhte SEE-Gehalte mit einer extremen Anreicherung von LSEE gegenüber HSEE auf.

Der ca. 2050 Ma alte Palabora Komplex in Südafrika enthält unter anderem Magnetit-reiche Foskorite und Karbonatite mit ökonomischen Gehalten an Cu-Sulfiden (HARMER, 2002). Dort werden neben Kupfer auch Apatit, Edelmetalle (PGE und Gold) und Uran gewonnen. Im Gegensatz zu üblichen Karbonatiten weisen erhöhte  $\epsilon_{\text{Sr}}$ - und negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Daten von Palabora nicht auf eine Mantelquelle der Magmen, sondern auf einen substanziellen Beitrag durch älteres Krustenmaterial hin. Im Palabora Komplex treten mit den Foskoriten und Karbonatiten vor allem in den etwas jüngeren Kernbereichen pegmatoide Pyroxenite auf. Der Palabora Komplex und seine Mineralisationen können als Produkte der Interaktion multipler pyroxenitischer und karbonatitischer Intrusionen und deren Fluide verstanden werden. Diese sind vermutlich aus einem durch Druckentlastung induzierten Schmelzen (decompressional melting) von metasomatisch alterierten Mantelgesteinen während einer Extension zu Zeiten des Übergangs von verdickter archaischer zu dünnerer post-archaischen Lithosphäre hervorgegangen (GROVES und VIELREICHER, 2001; VIELREICHER et al., 2002).

Für einige weitere Lagerstätten des IOCG-Typs wird eine Assoziation mit Fluiden aus karbonatitischen Quellen vermutet.

## 14. Interpretationen bezüglich der Genese der untersuchten Mineralisationen

Die unbekannte Alterstellung der untersuchten Mineralisationen verhindert die eindeutige Zuordnung der metallogenetischen Phasen zu Entwicklungsphasen des Untersuchungsgebietes im regionalen geodynamischen Zusammenhang.

Auffällig sind die erzmineralogischen Ähnlichkeiten (Cu, Ag, Pb, Bi, Co, Te, Se) der Erze der untersuchten Minen mit anderen Vorkommen in prä-Damara Komplexen und im Damara Orogen (bzw. Lufilian Bogen).

Die im Arbeitsgebiet befindlichen polymetamorph beanspruchten Gesteine weisen Mineralparagenesen der Grünschieferfazies auf. Die an mineralisierte Scherzonen gebundene Nebengesteinsalteration beschränkt sich auf eine gelegentlich auftretende schwache Sulfidation, eine Albitisierung und eine Argillitisierung, die aber vermutlich durch eine Infiltration von salinaren Fluiden gegen Ende der Damara Überprägung hervorgerufen wurde. Dass die primären Vererzungen im Zuge der Damara-Überprägung stattgefunden haben, erscheint relativ unwahrscheinlich, da beispielsweise die nördliche Überschiebungsbahn mit den deutlichsten strukturellen Hinweisen auf eine Reaktivierung bzw. Aktivierung während der Damara Überprägung keine Gold- oder Kupfer-Mineralisationen aufweist. Dabei wäre gerade diese Struktur auch aufgrund der relativ impermeablen Einheiten der Marienhof Formation im Hangenden für eine Fokussierung/Kanalisation von Fluiden geradezu prädestiniert.

Wahrscheinlich erscheint hingegen, dass die metamorphe und strukturelle Überprägung des Gebietes während der Damara Orogenese, die in den meisten Fällen zur Zurücksetzung des K/Ar-Isotopensystems in Muskoviten und Biotiten und vermutlich zur nahezu kompletten Verdrängung von präexistente n Fluideneinschlüssen geführt hat, auch Erzminerale alteriert bzw. remobilisiert hat. Mögliche Umlagerungen könnten dabei durch die hohen Salinitäten der Fluide, die mit der späten Damara Entwicklung zusammenhängen, begünstigt worden sein.

Die chemischen Zusammensetzungen der untersuchten Goldkörner von der Wohler Mine unterscheiden sich von denen der Golden Valley Mine in ihrer Feinheit. Die Goldkörner entlang von Quarzkorngrenzen im Erz der Wohler Mine haben eine Feinheit zwischen 950 und 990, wohingegen die Goldkörner im Chalkopyrit im Erz der Golden Valley Mine Feinheiten zwischen 810 und 880 aufweisen.

In Erzen des Barberton Mountain Landes von Südafrika wurde beobachtet, dass silberreiches Gold (geringere Feinheit) einer früheren Phase und vergleichsweise silberarmes Gold einer späteren Phase der Goldmineralisation zugeordnet werden kann (EALES, 1962; VILJOEN, 1971). Diese Beobachtung korrespondiert mit dem Verlauf von NAg-Isoplethen im Temperatur-logfS<sub>2</sub>-Diagramm (SHIKAZONO und SHIMIZU, 1988) in der Hinsicht, dass mit zunehmender Feinheit von Gold aus hydrothermalen Systemen höhere Schwefel-Fugazitäten und/oder niedrigere Temperaturen für die Bildung anzunehmen sind (vgl. Abb. 10-1). Auf eine Temperaturabhängigkeit weisen auch thermodynamische Modellierungen von Transport- und Präzipitations-Verhältnissen verschiedener hydrothermalen Lösungen in Bezug auf Gold und Silber hin (z.B. COLE und DRUMMOND, 1986). Diesem zufolge werden Gold und Silber bei Temperaturen über ca. 250°C überwiegend in Form von Chlorid-Komplexen (z.B. AuCl<sub>2</sub><sup>-</sup>) transportiert, was eine gleichzeitige Fällung beider Metalle begünstigt, also in niedrigeren Feinheiten von Gold und beispielweise dem Auftreten von gediegenem Silber resultiert. Bei Temperaturen unterhalb von ca. 250°C wird Gold eher in Form von Thiokomplexen (z.B. Au(HS)<sub>2</sub><sup>-</sup>) transportiert und durch andere Fällungsmechanismen

festgelegt, die mit einer Sulfidation einhergehen und höhere Feinheiten von Gold verursachen (MORRISON et al., 1991).

Übertragen auf die untersuchten Minen würde dies bedeuten, dass das Gold im Erz der Wohler Mine während einer späteren Phase bei niedrigeren Temperaturen als das Gold im Erz der Golden Valley Mine gebildet wurde. Dagegen spricht aber die mineralogische Assoziation vom Gold der Wohler Mine mit Quarz und vom Gold der Golden Valley Mine mit Chalkopyrit, also einer Sulfidation. Außerdem sollte in Erzen, in denen die Kristallisation von silberführenden Telluriden bzw. Seleniden (wie sie im Erz der Golden Valley Mine beobachtet wurden) die Aktivität von Silber in der hydrothermalen Lösung herabsetzt, Gold höhere Feinheiten aufweisen (MORRISON et al., 1991) als Gold entlang von Quarzkorn Grenzen (Wohler Mine).

Im Erz der archaischen hypozonalen Goldlagerstätte Transvaal in Westaustralien ist die Chemie des Goldes von der Lithologie der Nebengesteine abhängig. Dort tritt in reduzierenden graphitführenden Metapeliten hauptsächlich Elektrum auf, wohingegen silberarmes Gold bzw. goldreiches Elektrum an oxidierte ultramafische Gesteine gebunden ist (HAGEMANN et al., 1998). Für die Goldmineralisation in beiden Lithologien wird eine Temperatur von  $510 \pm 20^\circ\text{C}$  angenommen, wonach sich für die Mineralisation in den oxidierten ultramafischen Gesteinen höhere maximale Schwefel-Fugazitäten ( $\log f_{\text{S}_2} < -4$  bis  $-3,1$ ) ergeben als für die reduzierenden graphitführenden Metapelite ( $\log f_{\text{S}_2} < -5,3$  bis  $-4$ ).

Im Nebengestein der Golden Valley Mine lässt sich im Gegensatz zu Wohler Mine eine Imprägnation mit Eisenoxiden erkennen, die der Sulfid-Gold-Mineralisation vorausging und vermutlich zusätzlich zu den eisenreicheren Nebengesteinen (mafische Gänge) der Sulfidation Eisen bereitstellte. Dass also die niedrigere Feinheit von Gold im Erz der Golden Valley Mine auf reduzierende Nebengesteine zurückzuführen ist, erscheint sehr unwahrscheinlich.

Als wichtige Beobachtung erweist sich der leichte Anstieg des Au/Ag-Verhältnisses in den Kornrändern von Gold, das sich im Erz der Golden Valley Mine im Kontakt mit supergenen Erzparagenesen (z.B. sekundärer Hämatit und Covellin) befindet (Abb. 7-11). Sie impliziert einen Transportmechanismus, der im Zuge der supergenen Alteration selektiv Silber abführte und Gold residual verfeinerte. Eine derartige sekundäre Anreicherung von Gold ist von Verwitterungsprofilen bzw. allgemein von oxidierenden Bedingungen bekannt (z.B. WILSON, 1983; MANN, 1984; BOWELL, 1992). Ein wichtiger Prozess der diese Aufkonzentration des Goldes bewirken kann, ist die Lösung von Gold und Silber durch sehr saure Chlorid-Lösungen als  $\text{AuCl}_4^-$  und  $\text{AgCl}^0$  und eine durch die unterschiedlichen Redox-Potentiale der Chloride bzw. Chlorid-Komplexe gesteuerte getrennte Wiederausfällung von Gold und Silber (MANN, 1984). Vorgeschlagen wurde ein solcher Verfeinerungsprozess für (nicht-hydrothermale) Verwitterungslösungen; dieser wäre jedoch auch für sehr niedrig-temperierte hydrothermale Salinarwässer denkbar, wie beispielsweise solche die die Gesteine des Untersuchungsgebietes gegen Ende der Damara Orogenese infiltrierten (vgl. 11.3).

Demnach scheint das Gold entlang von Quarzkorn Grenzen im Erz der Wohler Mine mit seiner hohen Feinheit (950 - 990) durch oberflächennahe Transportprozesse angereichert oder sogar dort wieder abgelagert worden zu sein, was durch die fehlende Zonierung der untersuchten Goldkörner, das Fehlen von primären Erzmineralen bzw. die Dominanz von sekundären Mineralen wie Malachit und Chrysokoll auf Kluffflächen im Quarz und nicht zuletzt durch die im Arbeitsgebiet einzigartige lithologische und strukturelle Assoziation unterstützt wird.

Diese Vererzung der Wohler Mine ist an einen gescherten Kontakt zwischen hydrothermal alterierten Rhyoliten mit der quarzporphyrischen Varietät des Piksteal Granodiorits gebunden. Für die Grobfraction einer mylonitischen Probe des Kontaktes belegt ein K/Ar-Alter von

1191,7±25,4 Ma eine Kibarische Aktivität entlang dieses Kontaktes (vgl. 9.4). Die Alter der Feinfraktionen (529,4±11,0 Ma für <2 µm und 518,1±10,6 Ma für <0,2 µm) belegen eine isotopengeochemische (im Bezug auf das K/Ar-System) Überprägung dieser Struktur während der Damara Orogenese, mit der die Infiltration von Fluiden einherging (vgl. 11.3), die durch ihre hohen Salinitäten für eine Aufkonzentration des Goldes zu höheren Feinheiten (im Vergleich zum Gold der Golden Valley Mine) geeignet erscheinen. Auch eine mögliche Remobilisation und Redeposition von Gold durch saline überwiegend niedrigtemperierte Fluide kann nicht vollständig ausgeschlossen werden (vgl. WILKINSON et al., 1999). In diesem Falle ist davon auszugehen, dass die primären Gold-(Kupfer)-Mineralisationen spätestens während der Kibarischen Phase (z.B. >1100 Ma) vorgelegen haben.

Im Okiep Kupfer Distrikt des Namaqualand Metamorph Komplexes von Südafrika intrudierten in Eburnische Granitgneise um ca. 1042±42 Ma (Rb/Sr-Alter von Glimmeriten) bzw. 1029±10 Ma (U/Pb-Zirkon-Konkordia) Anorthosite, Diorite, Norite und Hyperstenite der Koperberg Suite, wobei die Norite (und teilweise die Anorthosite) für die Kupfermineralisationen verantwortlich gemacht werden. Vergleichbare Gesteine dieses Alters sind aus dem Rehoboth Inlier nicht bekannt.

Aus petrologischer Sicht stehen den Intrusiva der Koperberg Suite die noritischen, hyperitischen, gabbroiden und anorthositischen Amphibolite des Alberta Komplex südlich der Areb Scherzone (vgl. 2.3.2) und im Untersuchungsgebiet die pegmatoiden Hornblendite, Pyroxen-Hornblendite und der Dunitkörper am nächsten. Zu einer späteren Phase der Intrusionen des Alberta Komplexes gehören Pegmatite, Pyroxenite, Harzburgite und Dunite für die ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 1442±32 Ma vorliegt, welches möglicherweise durch die Damara-Überprägung teilweise zurückgesetzt, also zu jung ist (BECKER und BRANDENBURG, 2002). Eventuell besteht ein Zusammenhang mit den Anorthositen des Kunene Intrusiv Komplexes. Nach jüngeren Untersuchungen ist allerdings eher ein Eburnisches Alter für die Intrusionen des Alberta Komplexes in einem arc/back-arc System anzunehmen (BECKER et al., 2003).

Extension in einem back-arc Bereich bzw. eine im Bezug auf das Eburnische Ereignis spät- bis post-orogene Extension bei etwa gleichzeitiger Intrusion von mit Anorthositen in Verbindung stehenden Magmen wären günstige Voraussetzungen für die Bildung von Lagerstätten des IOCG-Typs.

Das einzige Alter für eine Sulfidmineralisation innerhalb des RBI ist das Pb/Pb-Modellalter von Galenit aus dem Derberz der Kobos Kupfer Mine mit 1900±30 Ma (RUXTON, 1986). Eine vergleichbare Altersstellung der untersuchten Sulfidmineralisationen ist wahrscheinlich. Dagegen spricht lediglich die strukturelle Bindung der Vererzung der Wohler Mine an den lithologischen Kontakt der Intrusiva der PIS mit Rhyoliten mit vermutlich Kibarischen Altern, welche sich aber durch sekundäre Umlagerungen erklären ließe (s.o.).

Die Mineralisation der Swartmodder Kupfer Mine weist viele Charakteristika von Lagerstätten des IOCG-Typs auf. Diese Charakteristika lassen keine direkten Rückschlüsse auf das geotektonische Milieu während der Lagerstättenbildung zu. Auch die Dominanz von Magnetit über Hämatit, die meist als Hinweis auf eine Mineralisation in einem tieferen Krustenniveau verstanden wird, lässt keine zwingenden Aussagen zu, da die Ausbildung und Mineralogie von IOCG-Lagerstätten auch wesentlich vom Nebengestein abhängt.

Die Vererzung bei der Typlokalität Olympic Dam fand in einem oberflächennahen vulkanischen Milieu statt, möglicherweise unterhalb eines phreatomagmatischen



Eruptionskraters, der nun erodiert ist (REYNOLDS, 2002). Die hydrothermalen Fluide und die Metalle stammen überwiegend aus einer magmatischen Quelle, wahrscheinlich assoziiert mit einem mesoproterozoischen vulkano-plutonischen Ereignis.

Dieses könnte als Anhaltspunkt dafür interpretiert werden, dass die Genese der IOCG-Mineralisation mit den Rhyoliten (bzw. Granitoiden) der Kibarischen GGS einherging.

Einige der anderen untersuchten Mineralisationen, die an Scherzonen gebunden sind, weisen Affinitäten zur Lagerstättengeneese des IOCG-Typs auf. Die relativ junge Entdeckungsgeschichte dieses Lagerstättentyps hat zur Folge, dass noch wenig über distal zur Hauptvererzung vorliegende Mineralisationen bzw. mögliche Zusammenhänge mit (beispielsweise präexistenten) orogenen Goldmineralisationen untersucht und bekannt ist.

In jedem Falle erscheint es wahrscheinlich, dass die meist im Bereich der an Scherzonen gebundenen Vererzungen auftretenden deformierten mafischen Gänge durch ihren im Vergleich zu den granitoiden Nebengesteinen eisenreicheren Gesamtchemismus als effiziente Redox-Fallen für die primären mineralisierenden Fluide agiert haben. Dabei hatte bereits die Orientierung dieser mafischen Gänge wahrscheinlich entscheidenden Einfluss auf die Orientierung der Scherzonen.

Dass Gold und Kupfer durch die Metamorphose der mafischen Gänge oder der anderen mafisch-ultramafischen Gesteine (pegm. Hornblendit, Pyroxen Hornblendit, Dunit) bereitgestellt wurden und in Scherzonen als Domänen niedrigeren Druckes wieder ausgefällt wurden, erscheint aufgrund der relativ untergeordneten volumetrischen Bedeutung dieser Gesteine im aufgeschlossenen Arbeitsgebiet und des (nur) grünschieferfaziellen Metamorphosegrades unwahrscheinlich.

Während der prograd-metamorphen Umbildung von 1 km<sup>3</sup> Hornblendit der Epidot-Amphibolit-Fazies in ein Gestein der Granulitfazies könnten beispielweise 220.000 t CuO, aber auch 2,2 Mio. t Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 1,1 Mio. t NiO freigesetzt werden (DE VORE, 1955). Es wäre also für die Kupfermineralisation eine deutliche Assoziation mit Nickel und Chrom zu erwarten, die im Falle der untersuchten Vererzungen nicht festgestellt wurde.

Demnach und nicht zuletzt aufgrund fehlender in Frage kommender Ausgangsgesteine als mögliche Metallquellen kann eine Lagerstättengeneese der untersuchten Scherzonenmineralisationen nach einem metamorphen Modell (z.B. FYFE und HENLEY, 1973) ausgeschlossen werden.

Darüber hinaus suggeriert das Auftreten von Telluriden in der Golden Valley Mine eine magmatische Komponente (AFIFI et al., 1988b).

Dass die Ränder des Damara Orogens und das unterlagernde Grundgebirge potentielle Wirtsgesteine für Lagerstätten des Olympic-Dam Typs darstellen, bemerkt bereits STEVEN (1992/93).

Nach MILLER (1983c) stellte die Zentral Zone einen magmatischen Bogen während der Subduktion ozeanischer Kruste nach Nordwesten (Konvergenz von Kalahari Kraton und Kongo Kraton) dar. Eine solche Situation soll für die Mineralisationen der Zentral Zone verantwortlich gewesen sein. Dagegen spricht aus lagerstättenkundlicher Sicht beispielsweise das Fehlen von porphyrischen Lagerstättentypen mit typischerweise großen Erzreserven (Au-, Cu-, Mo-, W-Porphyrries) und von Massivsulfiderzen des Zypern-Typs, wie sie in rezenten Beispielen von Subduktionszonen typisch sind (Zirkum-Pazifik).

Die auffällig erzmineralogischen Ähnlichkeiten (Cu, Ag, Pb, Bi, Co, Te, Se) der Erze der untersuchten Minen mit Vorkommen im Damara Orogen (bzw. Lufilian Bogen) und das

bisher nur in Einzelfällen dokumentierte Auftreten von karbonatitische Gesteinen im Damara Orogen könnte dafür sprechen, dass auch die Vererzungen im zentralen Damara -wie auch immer- mit Mineralisationen aus dem breiten Spektrum von IOCG-Vorkommen zusammenhängen. Letztere treten häufiger mit Skarnen auf.

IOCG-Lagerstätten mindestens prä- bis früh-Kibarischen Alters entlang der akkretionären Ränder des Kaapvaal Kratons und vermutlich auch entlang des Südrandes des Kongo Kratons könnten während der nachfolgenden Kollisionsprozesse (Kibarisch: z.B. NMC; pan-afrikanisch: Damara) durch Aufschmelzung und Remobilisationen abhängig vom Grad der Metamorphose wesentlich zum Lagerstättenpotential des Damara Orogens und des NMC beigetragen haben. Dieses Modell würde auch erklären, warum die Goldvorkommen im Norden des zentralen Damara Orogens entlang der metamorphen Isograden und im Süden eher entlang der Grundgebirgs-Inlier auftreten.

Im Bereich des Damara Orogen, in dem Anatexis beobachtet werden kann und teilweise an Uran vorangereicherte Grundgebirgs Inlier (z.B. Abbabis Inlier) liegen, befinden sich die Uran-Mineralisationen von Rössing und Gaonikontes.

Im Erz der Neuras Mine tritt Gold mit Wismut-Phasen auf. Im Erz der Golden Valley Mine wurden neben gediegenem Gold auch Gold-Silber-Telluride und Blei-(Wismut)Selenide beobachtet.

STEVEN et al. (1994) bemerkten, dass Wismut im Bereich des Abbabis Inliers ein besseres Pfadfinderelement für die Goldmineralisation abgibt als Arsen. Die Vererzung von Navachab ist im wesentlichen Umfang an Maldonit ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ) und andere Wismutminerale gebunden. Die Mineralisation der Onguati Mine führt neben Hessit Wismut-Selenide und goldführendes gediegenes Wismut.

Diese Au-Bi-Te(-Se)-Assoziationen sind gute Beispiele für das adsorptive Potential von Wismut in Bezug auf Gold, Chalkogene wie Selen und Tellur und möglicherweise Silber bei Schwefelfugazitäten unterhalb des Pyrit/Pyrrhotin-Puffersystems bereits bei Temperaturen über  $271^\circ\text{C}$ . Dieses „Wismut-Kollektor-Modell“ (DOUGLAS et al., 2000) bezieht sich auf relativ oxidierte (hoher  $\log f\text{O}_2$ ; niedriger  $\log f\text{S}_2$ ) mineralisierende Fluide (COOK et al., 2002) und erklärt die relativ schwefelarmen Mineralisationen im Arbeitsgebiet und im Damara Orogen. Es gibt keine soweit bekannten Gründe anzunehmen, dass im Falle einer metamorphen Überprägung und Remobilisierung derartiger Erze die Bindung von Gold, Tellur, Selen und vermutlich Silber an Wismut wieder gelöst wird und demnach die geochemische Assoziation dieser Elemente erhalten bleiben sollte.

## 15. Implikationen für die Exploration

Die vorliegenden Ergebnisse beinhalten Informationen, die für die Exploration mindestens innerhalb des Gebietes des RBI wichtig sein könnten.

Die untersuchten und beschriebenen Gold-Kupfer-Vererzungen in den Gesteinen des RBI sind stets durch eine strukturelle Kontrolle durch Scherzone bzw. Störungen gekennzeichnet. Dabei sind mehr oder weniger E-W-streichende Scherzonen mit einer Mylonitisierung im Übergangsbereich von spröder zu duktiler Deformation von besonderer Bedeutung, aber auch NW-SE- oder NE-SW-streichende Scherzonen, die in der Regel eine geringere horizontale Kontinuität aufweisen (vermutlich niedrigerer Ordnung), und untergeordnet auch ca. N-S-streichende Störungen können Gold-Kupfer-Mineralisationen beinhalten. Die Imprägnation der Nebengesteine mit gold- und/oder kupferführenden Mineralen ist auf Bereiche von wenigen Metern um die Hauptvererzungen begrenzt. In den an Scherzonen gebundenen Gold-Kupfer-Quarzmineralisationen weisen die mineralisierten Quarzadern und -linsen stets Merkmale von Deformation und Rekristallisation auf. Der Abbau beschränkte sich meist auf die Zone der supergenen Anreicherung.

In den Erzkörpern der Swartmodder Kupfer Mine, die dem Typ der IOCG-Lagerstätten zuzuordnen ist, treten keine gold- oder kupferführenden Quarzadern oder -linsen auf.

Das Auftreten von Gold ist hauptsächlich an Kupfersulfid-Mineralisationen gekoppelt, was eine Konzentration auf Explorationsziele mit sichtbaren Anreicherungen sekundärer Kupferminerale erlaubt. Hinweise auf sulfidische Erze können prinzipiell auch erhöhte Sulfat-Anteile und niedriger pH-Werte in Böden und Grundwässern darstellen, wobei letzteres für eine Exploration im südwestlichen Afrika kaum in Frage kommt.

Bei der Aufsuchung von Gold-Kupfer-Quarzmineralisationen bieten sich aufgrund der Existenz von  $Pb(\pm Cu \pm Ag?)$ -Seleniden,  $Ag(\pm Au)$ -Telluriden und  $Pb$ - $Bi$ - $Ag$ -Sulfosalzen in einigen der Sulfiderze Silber, Tellur, Selen, Blei und Wismut als Pfadfinder-Elemente neben Arsen als klassischem Pfadfinder für Gold an.

Als geochemische Indikatoren für Vorkommen des IOCG-Typs kommen Elemente in Frage, die entweder die Mineralogie der primären Eisenoxid-Apatit-Vererzung oder der diese verdrängenden (Kupfer-)Sulfid-Mineralisation mitbestimmen. Erstere ist in der Regel durch erhöhte Gehalte von Phosphor, LSEE'n, Uran und Thorium und titanarme Eisenoxide charakterisiert, wohingegen die Sulfidvererzung normalerweise von erhöhten Gehalten von Kupfer, Kobalt, Gold, Silber, Blei und Selen begleitet wird. Untergeordnet können auch derartige Elementanreicherungen mit Gold-Kupfer-Quarzvererzungen assoziiert sein.

Neben vorstellbaren Zusammenhängen von Sulfat- und/oder Phosphat-Gehalten und höheren Aziditäten in Böden und Grundwässern könnten auch systematische Radon-Messungen zur Auffindung solcher Lagerstätten bzw. Strukturen verhelfen, an die Lagerstätten gebunden sein können (z.B. in sandbedeckten Bereichen).

Signifikante IOCG-Vererzungen sollten sich gut mittels Magnetik, Elektromagnetik und/oder radiometrischen Methoden auffinden lassen.

Die beobachtete Erzmineralogie liefert weiterhin Anhaltspunkte für die mögliche Konzeption bzw. Wirtschaftlichkeit von Erzbehandlungs- und Ausbringungsverfahren.

Die Feststellung der Alterstellung der Gold-Kupfer-Mineralisationen und deren Einordnung in die geodynamische Entwicklung ist für die Exploration von großer Bedeutung, da zum einen bestimmte Lithologien und zum anderen Strukturen bevorzugt erkundet werden

könnten, deren Anlage bzw. Reaktivierung im entsprechenden geotektonischen Zusammenhang stehen.

Altersdaten könnten beispielsweise anhand von Pb/Pb-Untersuchungen an Galeniten und anderen bleiführenden Sulfide, Seleniden bzw. Sulfosalzen der Sulfidmineralisationen und U/Pb-Messungen an Monaziten der primären Eisenoxid-Apatit(-Monazit)-Vererzungen gewonnen werden. Besonders im letzten Fall ist eine mögliche hydrothermale Alteration von Monazit und deren Auswirkung auf die Isotopensysteme zu berücksichtigen, wie sie bereits bei einer hydrothermalen Überprägung mit Temperaturen von 200°C auftreten können (POITRASSON et al., 1996).

## 16. Literaturverzeichnis

- AFIFI A.M., KELLY W.C., ESSENE E.J. (1988a): Phase Relations among Tellurides, Sulfides, and Oxides: I. Thermochemical Data and Calculated Equilibria.- *Econ. Geol.*, 83, 377-394.
- AFIFI A.M., KELLY W.C., ESSENE E.J. (1988b): Phase Relations among Tellurides, Sulfides, and Oxides: II. Applications to Telluride-Bearing Ore Deposits.- *Econ. Geol.*, 83, 395-404.
- AHN J.H., PEACOR D.R. (1987): Kaolinitization of biotite: TEM data and implications for an alteration mechanism.- *Am. Mineral.*, 72, 353-356.
- AHRENDT H., HUNZIKER J.C., WEBER K. (1978): Age and degree of Metamorphism and Time of Nappe Emplacement along the Southern Margin of the Damara Orogen/Namibia (SW-Africa).- *Geol. Rundsch.*, 67, 719-742.
- AJAGBE S.D. (1997): Economic geology 1:250,000 map series, summary of mineral deposits/occurrences: Rehoboth sheet 2316.- *Geol. Surv. Namibia*, 73.
- ALMEIDA F.F.M. DE, HASUI Y., DE BRITO NEVES B.B. (1976): The Upper Precambrian of South America.- *Inst. Geosc. Univ. Sao Paulo Boletim*, 7, 45-80.
- APTED M. J., LIOU J. G. (1983): Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system.- *Am. J. Sci.*, 283A, 328-354.
- ARAI S., OKADA H. (1991): Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentine belts.- *Tectonophys.*, 195, 65-81.
- ASHWAL L.D. (1993): Anorthositites.- Springer Verlag, Berlin, 422.
- BAKKER R.J. (1997): Clathrates: Computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures.- *Computers and Geosciences*, 23, 1-18.
- BAKKER R.J. (1999): Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>-NaCl system.- *Chem. Geol.*, 154, 225-236.
- BAKKER R.J. (2003): Package FLUIDS; 1. New computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties.- *Chem. Geol.*, 194, 3-23.
- BANK OF NAMIBIA (2002): Outlook for the Namibian Economy - 2002/03.- Macro Economic Modelling and Forecasting Division, Windhoek, 14.
- BARTON M.D., JOHNSON D.A. (1996): Evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization.- *Geology*, 24, 259-262.
- BARTON M.D., JOHNSON D.A. (2002): Alternative Brine Sources for Fe-Oxide (-Cu-Au) Systems: Implications for Hydrothermal Alteration and Metals.- In: PORTER T.M. (Ed.): *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*.- Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 43-60.
- BECKER T., AHRENDT H., WEBER K. (1994): Report: The geological history of the Pre-Damara Gaub Valley Formation and Weener Igneous Complex in the vicinity of Gamsberg.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 9, 79-91.

- BECKER T. (1995): Die Geologie, Geochemie und Altersstellung des Weener Igneous Komplex und der Gaub Valley Formation am Südrand des Damara Orogens, Namibia und ihre Bedeutung für die Genese der frühproterozoischen Rehoboth Sequenz.- Diss., Cuvillier Verlag, Göttingen, 209.
- BECKER T., HANSEN B.T., WEBER K., WIEGAND B. (1996): U-Pb and Rb-Sr isotopic data for the Mooirevier Complex, Weener Igneous Suite and Gaub Valley Formation (Rehoboth Sequence) in the Nauchas area and their significance for Paleoproterozoic crustal evolution in Namibia.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 11, 31-46.
- BECKER T., BRANDENBURG A. (2002): The petrogenesis of the Alberta Complex within the Rehoboth Basement Inlier of Namibia.- *S. Afr. J. Geol.*, 105, 147-162.
- BECKER T., WIEGAND B., HANSEN B.T., WEBER K. (2003): Isotope systematics (Sm/Nd, Rb/Sr, U/Pb) of the Elim Formation, the Alberta Complex and the Weener Igneous Complex - probable genetic links between Palaeoproterozoic magmatic rocks of the Rehoboth Inlier, Namibia.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, im Druck.
- BEHR H.-J., AHRENDT H., SCHMIDT A., WEBER K. (1981): Saline horizons acting as thrust planes along the southern margin of the Damara Orogen (Namibia SW-Africa).- *Spec. Publ., Geol. Soc. London*, 9, 167-172.
- BEHR H.-J., HORN E.E., PORADA H. (1983): Fluid inclusions and Genetic Aspects of the Damara Orogen.- In: MARTIN H., EDER F.W. (Eds.): *Intracontinental fold belts.*- Springer Verlag, Berlin, 611-654.
- BERGER B.R., BAGBY W.C. (1993): The geology and origin of Carlin-type gold deposits.- In: FOSTER T.M. (Ed.): *Gold metallogeny and exploration.*- Chapman and Hall, 210-248.
- BICKER R.E., RALSTON I.T. (1986): The Lutzputs Iron-Copper-Silver Deposit, Gordonias District.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): *Mineral deposits of Southern Africa.*- Vol. II, *Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg*, 1547-1552.
- BINNS P.R., BODNAR R.J. (1986): Decrepitation behavior of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure.- *Eos, Transactions, Am. Geophys. Union*, 67, 16, 399.
- BLANKENBURG F.v., VILLA I.M., BAUR H., MORTEANI G., STEIGER, R.H. (1989): Time calibration of a P-T-path from the Tauern window Eastern Alps: the problem of closure temperatures.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 1-11.
- BODNAR R.J., BINNS P.R., HALL D.L. (1989): Synthetic fluid inclusions-VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure.- *J. Metam. Geol.*, 7, 229-242.
- BÖHM A. (1998): Metamorphite des prä-Damara Basements und der Damara Sequenz am Südrand des Damara Orogens (Farm Areb 176), Namibia.- *Diplomkartierung, Universität Göttingen*, 56.
- BONHOMME M. G., THUIZAT R., PINAULT Y., CLAUER N., WENDLING A., WINKLER R. (1975): Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique.- *Notes Techn. Inst. Géol. Strasburg*, 3, 53.
- BORG G., GRAF N., MAIDEN K.J. (1987): The Klein Aub fault zone - A wrench fault system in middle Proterozoic metasediments in central SWA/Namibia.- *Communs. Geol. Surv. S.W. Africa/Namibia*, 3, 91-98.

- BORG G. (1988): The Koras-Sinclair-Ghanzi Rift in southern Africa. Volcanism, sedimentation, age relationships and geophysical signature of a late middle Proterozoic rift system.- *Precamb. Res.*, 38, 75-90.
- BORG G. (1995): Metallogensis of Neoproterozoic basins in Namibia and Botswana.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 10, 109-119.
- BORTNIKOV N.S., LAPUTINA I.P., SAFONOV Y.G. (1987): New mineral group of the system Ag-Pb-Bi-S from the Kanimansur ore field, Karamazar.- *Dokl. Akad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect.*, 292, 124-127.
- BORTON D.J. (1975): Report on work done in the Neuras Exclusive Prospecting Grant No. M46/3/556. During the period 6.7.1974 to 5.4.1975 - Falconbridge Explorations Ltd.- Open File Report, *Geol. Surv. Namibia*, 6.
- BORTON D.J. (1978): Report on work completed on the Neuras Grant M46/3/419 for the period 5.4.76 to 5.4.78 (Rehoboth Gebiet, SWA) - Falconbridge Explorations Ltd.- Open File Report, *Geol. Surv. Namibia*, 5.
- BOWELL R.J. (1992): Supergene gold mineralogy at Ashanti, Ghana: Implications for the supergene behaviour of gold.- *Min. Mag.*, 56, 545-560.
- BRANDT S., KLEMD R., OKRUSCH M. (2003): Ultrahigh-Temperature Metamorphism and Multistage Evolution of Garnet-Orthopyroxen Granulites from the Proterozoic Epupa Complex, NW Namibia.- *J. Petrol.*, 14, 1121-1144.
- BREWITZ H.W. (1974): Montangeologische Erkundung und Genese der metamorphen, exhalativ-sedimentären Zn-Cu-Lagerstätte Kobos im Altkristallin des Nauchas Hochlandes, SW-Afrika.- *Clausthaler Geol. Abh.*, 18, 128.
- BROWN A.C. (1993): Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits.- In: SHEAHAN P.A., CHERRY M.E. (Eds.): *Ore Deposit Models*.- Vol II, *Geosci. Canada, Reprint Series* 6, 99-115.
- BROWN G.J., WILSON A.H. (1986): The petrology and geochemistry of the Barby Formation, Sinclair Sequence.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 2, 93-108.
- BROWN P.E. (1992): MacFLINCOR and MacFLINC: HyperCard based, multimedia, fluid inclusion applications.- 4<sup>th</sup> biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, PACROFI 4, Abstract, 112-115.
- BRYNDZIA L.T., SCOTT S.D. (1987): The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugacity; an experimental study.- *Am. J. Sci.*, 287, 50-76.
- BÜRG G. (1942): Die nutzbaren Minerallagerstätten von Deutsch-Südwestafrika.- *Mitt. Der Forschungsstelle für kolonialen Bergbau, Bergakademie Freiberg, de Gruyter Verlag*, Berlin, 305.
- BURGER A.J., COERTZE F.J. (1973): Radiometric age measurements on rocks from Southern Africa to the end of 1971.- *Bull. Geol. Surv. S. Afr.*, 58, 46.
- BURGER A.J., COERTZE F.J. (1974): Age determinations - April 1972 to March 1974.- *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, 10, 135-141.
- BURGER A.J., COERTZE F.J. (1975): Summary of age determinations carried out during the period April 1974 to March 1975.- *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, 11, 317-321.



- BURGER A.J., WALRAVEN F. (1976): Summary of age determinations carried out during the period April 1975 to March 1976.- *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, 11, 323-329.
- BURGER A.J., WALRAVEN F. (1978): Summary of age determinations carried out during the period April 1976 to March 1977 and also: Summary of age determinations carried out during the period April 1977 to March 1978.- *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, 12, 199-218.
- BURGER A.J., WALRAVEN F. (1980): Summary of age determinations carried out during the period April 1976 to March 1977 and also: Summary of age determinations carried out during the period April 1978 to March 1979.- *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, 14/2, 109-118.
- BURGHARD M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonik regime: a review.- *J. Struct. Geol.*, 15, 351-368.
- BURNETT R.J. (1997): Mineral resources of Namibia: Gold Chapter.- *Geol. Surv. Namibia*, 48.
- CABRI L.J. (1965): Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance.- *Econ. Geol.*, 60, 1569-1606.
- CATHELINÉAU M., NIEVA D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 235-244.
- CATHELINÉAU M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature.- *Clay Mineral.*, 23, 471-485.
- CAWTHORN R.G., MEYER F.M. (1992): Petrochemistry of the Okiep Copper District basic intrusive bodies, Northern Cape Province, South Africa.- *Economic Geology Research Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Information circular No. 258*, 24.
- CHAPPEL B.W., WHITE A.J.R. (1974): Two contrasting granite types.- *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- CHERNOSKY J.V., BERMAN R.G., BRYNDZIA L.T. (1988): Stability, Phase Relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals.- In: BAILEY S.W. (Ed.): *Hydrous Phyllosilicates.- Reviews in Mineralogy, MSA*, 19, 295-346.
- CHETTY D., FRIMMEL H.E. (2000): The role of evaporites in the genesis of base metal sulfide mineralisation in the Northern Platform of the Pan-African Damara Belt, Namibia: geochemical and fluid inclusion evidence from carbonate wall rock alteration.- *Min. Dep.*, 35, 364-376.
- CHOI S.-G., YOUM S.-J. (2000): Compositional variation of arsenopyrite and fluid evolution at the Ulsan deposit, Southeastern Korea: A low-sulfidation porphyry system.- *Can. Mineral.*, 38, 567-583.
- CIOBANU C.L., COOK N.J., PRING A. (2003): Gold enrichment and Bi-mineral assemblages in ores: examples from shield and orogenic areas.- *EGS Geophys. Res. Abstracts*, Vol. 5, 13549.
- CLAUER N. (1981): Strontium and argon isotopes in naturally weathered biotites, muscovites and feldspars.- *Chem. Geol.*, 31, 325-334.
- CLIFFORD T.N., GRONOW L., REX D.C., BURGER A.J. (1975): Geochronological and petrological studies of high-grade metamorphic rocks and intrusives in Namaqualand, South Africa.- *J. Petrol.*, 16, 154-188.

- CLIFFORD T.N. (1985): O'okiep copper deposits, Namaqualand, South Africa: evidence for partial melting of the Earth's deeper crust in Kibaran (Grenville) times.- Abstracts, 13th Col. Afr. Geol., St Andrews, Paris: Centre international pour la Formation et les Échanges Géologiques, 59.
- CLIFFORD T.N., BARTON E.S., RETIEF E.A., REX D.C., FANNING C.M. (1995): A Crustal Progenitor for the Intrusive Anorthosite-Charnockite Kindred of the Cupriferous Koperberg Suite, O'okiep District, Namaqualand, South Africa; New isotope Data for the Country Rocks and the Intrusives.- J. Petrol., 36, 231-258.
- CLYNCH R.E. (1968): Welwitschia reconnaissance.- Unveröff. Rep., Kennecott Exploration (South West Africa)(Pty) Ltd., 8.
- COLE D.R., DRUMMOND S.E. (1986): The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: a preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious-metal ore deposits.- J. Geochem. Expl., 25, 45-79.
- COLEMAN R.G. (1959): The natural occurrence of galena-clausthalite solid solution series.- Am. Mineral., 44, 166-175.
- COLLINS P.L.F. (1979): Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity.- Econ. Geol., 74, 1435-1444.
- COLOPIETRO M.R., FRIBERG L.M. (1987): Tourmaline-biotite as a potential geothermometer for metapelites; Black Hills, South Dakota.- Geol. Soc. Am. Abstr. Progr., 19, 624.
- COMPSTON D.M., MCDUGALL I. (1994): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and K-Ar age constraints on the Early Proterozoic Tennant Creek block, northern Australia and the age of its gold deposits.- Austral. J. Earth Sci., 41, 609-616.
- CONDIE K.C. (1989): Plate tectonics and crustal evolution.- 3. Auflage, Oxford, Pergamon Press, 476.
- COOK N.J., KLEMD R., OKRUSCH M. (1994): Sulfide mineralogy, metamorphism and deformation in the Matchless massive sulfide deposit, Namibia.- Min. Dep., 29, 1-15.
- COOK N.J. (1997): Bismuth and bismuth-antimony sulfosalts from Neogene vein mineralisation, Baia Borşa area, Maramures, Romania.- Min. Mag., 61, 387-409.
- COOK N.J. (1998): Bismuth sulfosalts from hydrothermal vein deposits of Neogene age, N.W. Romania.- Mitt. Österr. Miner. Ges., 143, 19 - 39.
- COOK N.J., CIOBANU C.L., NECHAEV S.V., MUDROVSKAJA I.V. (2002): Genetic constraints from Bi-mineral associations in the Maiskoe Au-deposit, Ukrainian shield.- Abstr. Vol., Metallogeny Precamb. shields., Intern. Symp., Kyiv, Ukraine.
- COOKE R. (1965): Report on the gold occurrences on Samkubis 512, Swartmodder and Kobos 321, Noois 337 and Witkrans 342, Rehoboth District.- Int. rep. Geol. Surv. S. Afr., IO 303, 4.
- COOKENBOO H.O., BUSTIN R.M., WILKS K.R. (1997): Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the tectonic setting of provenance: implications for orogeny in the Canadian Cordillera.- J. Sedim. Res., 67, 116-123.
- COWARD M.P. (1983): The Tectonic History of the Damara Belt.- In: MILLER R.McG. (Ed.): Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia.- Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 11, 409-421.

- COX A., DALRYMPLE G. B. (1967): Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. - *J. Geophys. Res.*, 72, 2603-2614.
- CRAIG J.R. (1967): Phase relations and mineral assemblages in the Ag-Bi-Pb-S system.- *Min. Dep.*, 1, 278-306.
- CRAWFORD M.L. (1981a): Phase equilibria in aqueous fluid inclusions.- In: HOLLISTER L.S., CRAWFORD M.L. (Eds.): *Short course in Fluid Inclusions: Applications to petrology.*- Mineral. Ass. Canada, Calgary, 6, 75-100.
- CRAWFORD M.L. (1981b): Fluid inclusions in metamorphic rocks - low and medium grade.- In: HOLLISTER L.S., CRAWFORD M.L. (Eds.): *Short course in Fluid Inclusions: Applications To petrology.*- Mineral. Ass. Canada, Calgary, 6, 157-181.
- CRAWFORD M.L., HOLLISTER L.S. (1986): Metamorphic fluids: The evidence from fluid inclusions.- In: WALTHER J.V., WOODS B.J. (Eds.): *Fluid-rock interactions during metamorphism.*- Springer Verlag, Berlin, 1-35.
- DAVIDSON G.J., LARGE R.R. (1994): The copper-gold association of the Australian Proterozoic gold episode.- *Abstr. Geol. Soc. Austral.*, 37, 78.
- DE BEER J.H., MEYER R. (1984): Geophysical characteristics of the Namaqua-Natal belt and its boundaries, South Africa.- *J. Geodynamics*, 1, 473-494.
- DE BRITO NEVES B.B., TEIXEIRA W., TASSINARI C.C.G., KAWASHITA K. (1990): A contribution to the subdivision of the Precambrian in South America.- *Rev. Bras. Geosc.*, 20, 267-276.
- DE CARVALHO H., CASTRO J., SILVA Z.C., VIALETTE Y. (1987): The Kibarian cycle in Angola: a discussion.- *Geol. J.*, 22, 85-102.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1992): *An introduction to the rock-forming minerals.*- 2. Auflage, Longmans, Essex, UK, 696.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDE CLAUDE P., MARCHAL M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationship and current nomenclature.- *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- DE KOCK W.P. (1930): Interim report on the Neuras gold prospect of the Windhoek Gold Mines (Pty.) Ltd.- *Open File Report EG 006, Geol. Surv. Namibia*, 14.
- DE KOCK W.P. (1934): The geology of the western Rehoboth.- *Dep. Mines S.W.A., Memoir* 1, 149.
- DE VORE G.W. (1955): The role of Adsorption in the Fractionation and Distribution of elements.- *J. Geol.*, 63, 159-190.
- DE WAAL S.A. (1966): The Alberta Complex, a metamorphosed layered intrusion north of Nauchas, SWA, the surrounding granites and repeated folding in the younger Damara system.- *Diss.*, University Pretoria, Südafrika, 207.
- DIERKS K. (1992): Technical aspects for appropriate low-volume roads in Namibia.- *Diss.*, TU Berlin.
- DOUGLAS N., MAVROGENES J., HACK A., ENGLAND R. (2000): The liquid bismuth collector model: an alternative gold deposition mechanism.- *Geol. Soc. Australia, AGC Abstr. Vol. 59*, 135.

- DREW L.J., MEN Q., SUN W. (1990): The Bayan Obo iron-rare earth-niobium deposits, Inner Mongolia, China.- *Lithos*, 26, 43-65.
- DRÜPPEL K., LITTMANN S., OKRUSCH M. (2000): Geo- und isotopechemische Untersuchungen der Anorthosite des Kunene-Intrusiv-Komplexes, NW Namibia.- *Beih. Eur. J. Mineral.*, 12, 37.
- DUAN Z., MØLLER N., WEARE J.H. (1992a): An equation of state for the CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>- H<sub>2</sub>O system: I. Pure systems from 0 to 1000°C and 0 to 8000 bar.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2605-2617.
- DUAN Z., MØLLER N., WEARE J.H. (1992b): An equation of state for the CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>- H<sub>2</sub>O system: II. Mixtures from 50 to 1000°C and 0 to 1000 bar.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2619-2631.
- DUAN Z., MØLLER N., WEARE J.H. (1996): A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1209-1216.
- DUNAI T., STOESSEL G.F.U., ZIEGLER U.R.F. (1989): Note: A Sr isotope study of the Eureka Carbonatite, Damaraland, Namibia.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 5, 89-90.
- DUYSTERS, J. (1998): StereoNett Version 2.20, Bochum.
- EALLES K.V. (1961): Fineness of gold in some Southern Rhodesian mines.- *Trans. Inst. Min. Metall.*, B. (Tr., vol. 660, no. 71), 49-73.
- EDWARDS A.B., LYON R.J.P. (1957): Mineralization at Aberfoyle Tin Mine, Rossarden, Tasmania.- *Proc. Australas. Inst. Min. Metall.*, 181, 93-145.
- ELLIOTT W.C., HAYNES J.T. (2002): The chemical character of fluids forming diagenetic illite in the Southern Appalachian Basin.- *Am. Mineral.*, 87, 1519-1527.
- ENAMI M., SUZUKI K., LIOU J.G., BIRG D.K. (1993): Al-Fe<sup>3+</sup> and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence.- *Eur. J. Mineral.*, 5, 219-231.
- EVANS, A. M. (1992): *Erzlagertstättenkunde*.- Enke Verlag, Stuttgart, 356.
- EXLEY R.A. (1980): Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 97-110.
- FOORD E.E., SHAW D.R. (1989): The Pb-Bi-Ag-Cu-(Hg) chemistry of galena and some new data from Colorado, California and Pennsylvania.- *Can. Mineral.*, 27, 363-382.
- FOURCADE S., MICHELOT J.L., BUSCHAERT S., CATHELINÉAU M., FREIBERGER R., COULIBALY Y., ARANYOSSY J.F. (2002): Fluid transfers at the basement/cover interface Part I. Subsurface recycling of trace carbonate from granitoid basement rocks (France).- *Chem. Geol.*, 192, 99-119.
- FOX J.S. (1984): Besshi-type Volcanogenic Sulphide Deposits - A Review.- *CIM Bull.*, 77, 57-68.
- FRIMMEL, H.E. (1997): Chlorite Thermometry in the Witwatersrand Basin: Constraints on the Paleoproterozoic Geotherm in the Kaapvaal Craton, South Africa.- *J. Geol.*, 105, 601-615.

- FRIMMEL H.E., BOARD W.S. (2000): Fluid evolution in and around the Rosh Pinah massive sulfide deposit in the external Pan-African Gariep Belt, Namibia.- *S. Afr. J. Geol.*, 103, 3/4, 191-206.
- FRIMMEL H.E. (online Artikel): Sediment-hosted Base Metal Sulphide Deposits in Neoproterozoic Strata of Namibia.- <http://www.min.tu-clausthal.de/www/sga/news14/art01.html>.
- FRONDEL C. (1978): Scandium.- In: WEDEPOHL K.H. (Ed.): *Handbook of Geochemistry*.- Vol. II/2, Springer Verlag Berlin, 21.
- FU B., WILLIAMS P.J., OLIVER N.H.S., DONG G. POLLARD P.J., MARK G.M. (2003): Fluid mixing versus unmixing as an ore-forming process in the Cloncurry Fe-oxide-Cu-Au District, NW Queensland, Australia: evidence from fluid inclusions.- *J. Geochem. Expl.*, 78-79, 617-622.
- FUHRMANN U., LIPPOLT H.J., HESS J.C. (1987): Examination of some proposed K-Ar standards:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses and conventional K-Ar-Data. - *Chem. Geol.*, 66, 41-51.
- FYFE W.S., HENLEY R.W. (1973): Some Thoughts on Chemical Transport Processes, with particular reference to Gold.- *Mineral Sci. Engineering*, 5, 295-303.
- GEOLOGICAL SURVEY OF NAMIBIA (1998): Geological map of Namibia – 1:250000 geological series: sheet 2316 - Rehoboth (provisional).- *Geol. Surv. Namibia*.
- GINSBURG I.I. (1963): Grundlagen und Verfahren geochemischer Sucharbeiten auf Lagerstätten der Buntmetalle und seltenen Metalle.- Akademie Verlag, Berlin, 339.
- GLEESON S.A., YARDLEY B.W.D. (2003): Surface-derived fluids in basement rocks: inferences from palaeo-hydrothermal systems.- *J. Geochem. Expl.*, 78-79, 61-65.
- GOAD R.E., MUMIN A.H., DUKE N.A., NEALE K.L., MULLIGAN D.L., CAMIER W.J. (2000): The NICO and Sue-Dianne Proterozoic, Iron oxide hosted, Polymetallic Deposits, Northwest Territories: Application of the Olympic Dam Model in Exploration.- *Exploration and Mining Geology*, 9-2, 123-140.
- GOAD R.E., MUMIN A.H., DUKE N.A., NEALE K.L., MULLIGAN D.L. (2002): Geology of the Proterozoic Iron Oxide-Hosted Nico Cobalt-Gold-Bismuth, and Sue-Dianne Copper-Silver Deposits, Southern Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada.- In: PORTER T.M. (Ed.): *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 249-267.
- GRICE J.D., ERCIT T.S. (1993): Ordering of Fe and Mg in the tourmaline crystal structure: The correct formula.- *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 165, 245-266.
- GROBLER N.J., BOTHA B.J.V., SMIT C.A. (1977): The tectonic setting of the Koras Group.- *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 80, 167-175.
- GROVES D.I., GOLDFARB R.J., GEBRE-MARIAM M., HAGEMANN S.G., ROBERT F. (1998): Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types.- *Ore Geol. Reviews*, 13, 7-27.
- GROVES D.I., VIELREICHER N.M. (2001): The Phalabowra (Palabora) carbonatite-hosted magnetite-copper sulfide deposit, South Africa: an end-member of the iron-oxide copper-gold-rare earth element deposit group?- *Min. Dep.*, 36, 189-194.
- GUIDOTTI C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks.- In: BAILEY S.W. (Ed.): *Micas.- Reviews in Mineralogy*, MSA, 13, 357-467.

- GUNTORPE R.J., BUERGER A.D. (1986): Geology and economic evaluation of the Otjisazu Alkaline Igneous Complex, central South West Africa/Namibia.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): Mineral deposits of Southern Africa.- Vol. II, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 2255-2260.
- GURICH G. (1891-1892): Deutsch-Suedwestafrika.- Mitt. D. Geogr. Ges. zu Hamburg.
- HAAK U., HOFFER E. (1976): K/Ar ages of biotites from the Damara Orogen, South West Africa.- Trans. Geol. Soc. S. Afr., 79, 213-216.
- HAGEMANN S.G., BROWN P.E., RIDLEY J., STERN P., FOURNELLE J. (1998): Ore Petrology, Chemistry, and Timing of Electrum in the Archean Hypozonal Transvaal Lode Gold Deposit, Western Australia.- Econ. Geol., 93, 271-291.
- HALL A.J. (1941): The relation between color and chemical composition in the biotite.- Am. Mineral., 26, 29-33.
- HALL D.L., BODNAR R.J., CRAIG J.R. (1991): Fluid inclusion constraints on the uplift history of the metamorphosed massive sulfide deposits at Ducktown, Tennessee.- J. Metam. Geol., 9, 551-565.
- HALL D.L., STERNER S.M. (1993): Preferential water loss from synthetic fluid inclusions.- Contrib. Mineral. Petrol., 114, 489-500.
- HAMMARSTROM J.M., ZEN E. (1986): Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer.- Am. Mineral., 71, 1297-1313.
- HANNINGTON M.D., BLEEKER W., KJARSGAARD I. (1999): Sulfide Mineralogy, Geochemistry, and Ore Genesis of the Kidd Creek Deposit: Part II. The Bornite Zone- In: HANNINGTON M.D., BARRIE C.T. (Eds.): The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada.- Econ. Geol., Monograph 10, 676.
- HARMER R.E. (2002): Mineralisation of the Phalaborwa Complex and the carbonatite connection in Iron Oxide-Cu-Au-U-REE deposits.- In: PORTER T.M. (Ed.): Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective.- Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 331-340.
- HARTMANN L.A., LEITE J.A.D., DA SILVA L.C., REMUS M.V.D., McNAUGHTON N.J., GROVES D.I., FLETCHER I.R., SANTOS J.O.S., VASCONCELLOS M.A.Z. (2000): Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil.- Austr. J. Earth Sci., 47, 829-844.
- HAWKESWORTH C.J., KRAMERS K.D., MILLER R.McG. (1981): Old model Nd ages in Namibian Pan-African rocks.- Nature, 289, 278-282.
- HAWKESWORTH C.J., MARLOW A.G. (1983): Isotope evolution of the Damara orogenic belt.- In: MILLER R.McG. (Ed.): Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia.- Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 11, 397-407.
- HAWKESWORTH C.J., GLEDHILL A.R., RODDICK J.C., MILLER R.McG., KRÖNER A. (1983): Rb-Sr and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  studies bearing on models for the thermal evolution of the Damara belt, Namibia.- In: MILLER R.McG. (Ed.): Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia.- Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 11, 323-338.
- HAWTHORNE F.C., HENRY D.J. (1999): Classification of the minerals of the tourmaline group.- Eur. J. Mineral., 11, 201-215.

- HAYNES D.W., CROSS K.C., BILLS R.T., REED M.K. (1995): Olympic Dam ore genesis: a fluid-mixing model.- *Econ. Geol.*, 90, 281-307.
- HEALY R.E., PETRUK W. (1992): Graphic galena-clausthalite solid solution in low Fe sphalerite from the Trout Lake massive sulfide ores, Flin Flon, Manitoba.- *Econ. Geol. and Bull. SEG*, 87, 7, 1906-1910.
- HEDENQUIST J.W., LOWENSTERN J.B. (1994): The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits.- *Nature*, 370, 519-527.
- HEINRICHS H., HERRMANN A. (1990): *Praktikum zur analytischen Geochemie.* - Springer Verlag, Berlin, 669.
- HENLEY R.W. (1984): Metals in hydrothermal fluids.- In: HENLEY R.W., TRUESDELL A.H., BARTON P.B. (Eds.): *Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems.- Reviews in Econ. Geol.*, Vol. 1, SEG, 115-127.
- HENRY D.J., DUTROW B.L. (1996): Metamorphic tourmaline and its petrologic applications.- In: GREW E.S., ANOVITZ L.M. (Eds.): *Boron. Mineralogy, petrology and geochemistry.- Reviews in Mineralogy, MSA*, 33, 503-557.
- HIRSCH M.F.H., GENIS G. (1990): Gold - Mineral resources series.- *Geol. Surv. Namibia, Open File Report MRS 18*, 58.
- HIRSCH M.F.H., GENIS G. (1992): Silver - Mineral resources series.- *Geol. Surv. Namibia, Open File Report 41*, 22.
- HITZMAN M.W., ORESKES N., EINAUDI M.T. (1992): Geological Characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron-oxide (Cu-U-Au-REE) deposits.- *Precamb. Res.*, 58, 241-287.
- HITZMAN M. W. (2000a): The Zambian Copperbelt - A new look at a classic world-class district.- *Denver Region Exploration Geologists Society Newsletter*, March 1999, 2.
- HITZMAN M. W. (2000b): Source Basins for Sediment-Hosted Stratiform Copper Deposits - Implications for the Structure of the Zambian Copperbelt.- *J. Afr. Earth Sci.*, 30, 855-863.
- HITZMAN M.W. (2002): Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When, and Why.- In: PORTER T.M. (Ed.): *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 9-25.
- HITZMAN M. W., BROUGHTON D. (2003): Mineralization in and Adjacent to the African Copperbelt.- In: GUTZMER J, HORSCH H., MCCLUNG C. (Eds.): *Mineralogy and Geochemistry of Base Metal Deposits in Southern Africa.- Proceedings Volume*, RAU, Auckland Park, South Africa, 27-28.
- HOAL B.G. (1990): The geology and geochemistry of the Proterozoic Awasib Mountain Terrain, Southern Namibia.- *Geol. Surv. Namibia, Memoir 11*, 163.
- HOFFER E. (1983): Compositional variations of minerals in metapelites involved in low- to medium-grade isograd reactions in the southern Damara Orogen, Namibia, South West Africa.- In: MARTIN H., EDER F.W. (Eds.): *Intracontinental fold belts.- Springer Verlag*, Berlin, 745-765.
- HOFFMANN K.H. (1983): Lithostratigraphy and Facies of the Swakop Group of the Southern Damara Belt, SWA/Namibia.- *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 11, 43-63.



- HOLDAWAY M.J. (1972): Thermal stability of Al-Fe as a function of  $fO_2$  and Fe-content.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, 307-340.
- HOLLISTER L.S., CRAWFORD M.L. (1981): Short course in Fluid Inclusions: Applications to petrology.- *Mineral. Ass. Canada, Calgary*, 6, 304.
- HOLLISTER L.S., GRISSMO G.C., PETERS E.K., STOWELL H.H., SISSON V.B. (1987): Confirmation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons.- *Am. Mineral.*, 72, 231-239.
- HOLLISTER L.S. (1990): Enrichment of  $CO_2$  in fluid inclusions in quartz by removal of  $H_2O$  during crystal-plastic deformation.- *J. Struc. Geol.*, 12, 895-901.
- HOLZER L., FREI R., BARTON J.M., KRAMERS J.D. (1998): Unraveling the record of successive high grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals.- *Precamb. Res.*, 87, 87-115.
- HÖPPNER M. (1989): Teil 1: Lithologische und strukturelle Kartierung am SE Rand des „Rostock-Inlier“ (südliches Damara Orogen, Namibia). Teil 2: Quarzgefüge-Untersuchungen im Bereich des „Rostock-Inlier“ am Südrand des Damara Orogens (Namibia).- *Dipl. Arbeit, Universität Göttingen*.
- HORSTMANN U.E. (1987): Die metamorphe Entwicklung im Damara Orogen, Südwest Afrika/Namibia, abgeleitet aus K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus Molassesedimenten der Nama Group.- *Gött. Arb. Geol. Paläo.*, 32, 95.
- HUGO P.J., SCHALK K.E.L. (1971): The isotopic ages of certain granites and acid lavas in the Rehoboth and Maltahöhe Districts, South West Africa.- *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, 9, 103-105.
- HUTCHISON M.N., SCOTT S.D. (1981): Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system.- *Econ. Geol.*, 76, 143-153.
- IAMPEN H.T., ROSTRON B.J. (2000): Hydrogeochemistry of pre-Mississippian brines, Williston Basin, Canada-USA.- *J. Geochem. Expl.*, 69-70, 29-35.
- JACOB R.E., KRÖNER A., BURGER A.J. (1978): Areal extent and first U-Pb age of the Pre-Damara Abbabis Complex in the central Damara belt of South West Africa (Namibia).- *Geol. Rundsch.*, 67, 706-718.
- JACOB R.E., CORNER B., BRYNARD H.J. (1986): The regional geological and structural setting of the uraniferous granitic provinces of southern Africa.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): *Mineral deposits of Southern Africa*.- Vol. II, *Geol. Soc. S. Afr.*, Johannesburg, 1807-1818.
- JÄGER E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung.- *Ecl. Geol. Helv.*, 66, 11-21.
- JÄGER E. (1979): Introduction to geochronology.- In: JÄGER E., HUNZIKER J.C. (Eds.): *Lectures in isotope geology*.- Springer Verlag, Berlin, 1-12.
- JAHREN J.S., AAGAARD P. (1989): Compositional variations in diagenetic chlorites and illites, and relationships with formation-water chemistry.- *Clay Mineral.*, 24, 157-170.
- JIANG T.-T., PEACOR D.R., BUSECK P.R. (1994): Chlorite Geothermometry?- Contamination and apparent octahedral vacancies.- *Clays and Clay Minerals*, 42, 593-605.

- JOHN T., SCHENK V., HAASE K., SCHERER E., TEMBO F. (2003): Evidence for a Neoproterozoic ocean in south central Africa from MORB-type geochemical signatures and P-T estimates of Zambian eclogites.- *Geology*, 31, 243-246.
- JOHNSON M.C., RUTHERFORD M.J. (1989): Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks.- *Geology*, 17, 837-841.
- JOHNSON E.L., HOLLISTER L.S. (1995): Syndeformational fluid trapping in quartz; determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO<sub>2</sub> fluid inclusions during grain-boundary migration.- *J. Metam. Geol.*, 13, 239-249.
- JOLIFF B.L., PAPIKE J.J., SHEARER C.K. (1986): Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota.- *Am. Mineral.*, 71, 472-500.
- JOUBERT P. (1986): The Namaqualand Metamorphic Complex - A summary.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): *Mineral deposits of Southern Africa*.- Vol. II, *Geol. Soc. S. Afr.*, Johannesburg, 1395-1420.
- JOWETT E.C. (1991): Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer.- GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, Program with Abstracts, 16, A62.
- KARUP-MØLLER S. (1971): Weibullite, laitakarite and bismuthinite from Falun, Sweden.- *Am. Mineral.*, 56, 639.
- KARUP-MØLLER S. (1976): Arcubisite and mineral B; two new minerals from the cryolite deposit at Ivigtut, South Greenland.- *Lithos*, 9, 253-257.
- KASCH K.W. (1988): Lithostratigraphy and structural geology of the Upper Swakop River area east of Okahandja, SWA/Namibia.- *Communs. Geol. Surv. S.W.Africa/Namibia*, 4, 59-66.
- KEPEZHINSKAS P.K., TAYLOR R.N., TANAKA H. (1993): Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc: comparisons with spinels from other tectonic settings.- *Min. Mag.*, 57, 575-589.
- KHIN Z., HUSTON D.L., LARGE R.R., MENARGH T., HOFFMANN C.F. (1994): Microthermometry and geochemistry of fluid inclusions from the Tennant Creek gold-copper deposits: implications for ore deposition and exploration.- *Min. Dep.*, 29, 288-300.
- KILLICK A.M. (1986): A Review of the Economic Geology of Northern South West Africa/Namibia.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): *Mineral deposits of Southern Africa*.- Vol. II, *Geol. Soc. S. Afr.*, Johannesburg, 1709-1717.
- KISCH H.J. (1991): Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples.- *J. Metam. Geol.*, 9, 665-670.
- KISTERS A.F.M., POTGIETER J.E., CHARLESWORTH E.G., ANHAEUSSER C.R., GIBSON R.L., WATKEYS M.K. (1993): Emplacement features of cupriferous noritoids in the Okiep Copper District, Namaqualand, South Africa.- *Economic Geology Research Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Information circular No.269*, 26.
- KLEINEFELD B., BAKKER R.J. (2002): Fluid inclusions as microchemical systems: evidence and modelling of fluid-host interactions in plagioclase.- *J. Metam. Geol.*, 20, 845-858.
- KLEMD R., HALLBAUER D.K., BARTON J.M. (1989): Fluid inclusion studies of hydrothermally altered Archaean granites around the Witwatersrand basin.- *Mineral. Petrol.*, 40, 39-56.

- KLEMD R., OKRUSCH M. (1990): Phase relationships and fluid inclusions characteristics of the metamorphosed, stratiform sulfide deposit Matchless, Namibia.- *Geol. Rundsch.*, 79, 433-449.
- KOGURE T., BANFIELD J.F. (2000): New insights into the mechanism for chloritization of biotite using polytype analysis.- *Am. Mineral.*, 85, 1202-1208.
- KOJIMA S., UENO T. (1994): A thermodynamic prediction on the stability of the nukundamit + chalcopyrite and bornit + pyrite assemblages.- *Min. Mag.*, 58, 235-245.
- KONNERUP-MADSEN J. (1979): Fluid inclusions in quartz from deep-seated granitic intrusions, south Norway.- *Lithos*, 12, 13-23.
- KOVALENKER V. A., JELEN S., SANDOMIRSKAYA S. (1993): Minerals of the system Ag-Cu-Pb-Bi-S from the polymetallic veins of the Stiavnica-Hodrusa ore field, (Slovakia).- *Geologica Carpathica*, 44, 409-419.
- KOVALOFF P. (1933): Report to S.W. Gold Exploration Syndicate (Pty) Ltd., Johannesburg.- Open File Report, In: DE KOCK (1930): Open File Report EG 006, *Geol. Surv. Namibia*, 12.
- KRANIDIOTIS P., MACLEAN W.H. (1987): Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec.- *Econ. Geol.*, 82, 1898-1911.
- KRANTZ R.W. (1991): Normal fault geometry and fault reactivation in tectonic inversion experiments.- In: ROBERTS A.M., YIELDING G., FREEMAN B. (Eds.): *The Geometry of Normal Faults*.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 56, 219-229.
- KRENKEL E. (1939): *Geologie der Deutschen Kolonien in Afrika*.- Bornträger Verlag, Berlin, 272.
- KRÖNER A. (1977): Geotectonic significance of radiometric age data from the late Proterozoic Koras Group, northern Cape Province, South Africa.- *Abstr. 9th Coll. Afr. Geol.*, Göttingen, 80-81.
- KRÖNER A. (1982): Rb/Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan African Damara belt of Namibia, southwestern Africa.- *Am. J. Sci.*, 282, 1471-1507.
- KRUMGALZ B.S., POGORESKY R., K.S. PITZER (1996): Volumetric properties of single aqueous electrolytes from zero to saturation concentration at 298.15 K represented by Pitzer's ion-interaction equations.- *J. Phys. Chem. Ref. Data*, 25, 639-663.
- KÜBLER B. (1968): Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite.- *Bull. Centre Rech. Pau.*, 2, 385-397.
- KUKLA P.A., OPITZ C., STANISTREET I.G., CHARLESWORTH E.G. (1988): New aspects of the sedimentology and structure of the Kuiseb Formation in the western Khomas Trough, Damara Orogen, SWA/Namibia.- *Communs. Geol. Surv. S.W.Africa/Namibia*, 4, 33-42.
- KUKLA, P.A., STANISTREET I.G. (1990): Tectonic setting of the Late Proterozoic Khomas Hochland accretionary prism of the Damara Orogen, Central Namibia.- *Economic Geology Research Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Information circular No. 220*, 22.
- KUKLA, P.A., STANISTREET I.G. (1991): Record of the Damaran Khomas Hochland accretionary prism in Central Namibia: refutation of an ensialic origin of a late Proterozoic orogenic belt.- *Geology*, 19, 473-476.
- KUNO H. (1968): Differentiation of basalt magmas.- In: HESS H.H., POLDERVAART A. (Eds.): *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*.- Vol. 2, Interscience, New York, 623-688.

- KÜSTER M., STÖCKHERT B. (1997): Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: A thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals.- *Lithos*, 41, 151-167.
- LAND B.N. (1974): Annual report on Neuras Grant, No. M. 46/3/419, for 1973, (Rehoboth District - S.W.A.) - Bulletin no. 1490, Falconbridge Explorations Ltd.- Open File Report M46/3/419, Geol. Surv. Namibia, 4.
- LARGE R.R., MUMME W.G. (1975): Junoite, "Wittite" and related seleniferous bismuth sulfosalts from Juno mine, Northern Territory, Australia.- *Econ. Geol.*, 70, 369-383.
- LATTANZI P. (1994): Fluids in ore deposits; Evidence from and application of fluid inclusions.- Short course „Inclusions in minerals“, Pontignano-Siena, 297-307.
- LEACH D.L., BRADLEY D., LEWCHUK M.T., SYMONS D.T.A., DE MARSILY G., BRANNON J. (2001): Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time: implications from recent age-dating research.- *Min. Dep.*, 36, 711, 740.
- LEAKE B.E., WOOLLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRICE J.D., HAWTHORNE F.C., KATO A., KISCH H.J., KRIVOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J., MARESCH W.V., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L., WHITTAKER E.J.W., YOUZHI G. (1997): Nomenclature of amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names.- *Eur. J. Mineral.*, 9, 623-651.
- LEE J.E. (1974): Progress report on Swartmodder project – South West Africa – September 1974 - Bulletin no. 1583, Falconbridge Explorations Ltd.- Open File report M46/3/556, Geol. Surv. Namibia, 4.
- LEE J.E., GLENISTER D.A. (1976): Stratiform Sulfide Mineralization at Oamites Copper Mine, South West Africa.- *Econ. Geol.*, 71, 369-383.
- LEEDER O., THOMAS R., KLEMM W. (1987): Einschlüsse in Mineralen.- Enke Verlag, Stuttgart, 180.
- LEFEBVRE J.-J. (1989): Lithostratigraphy of copper occurrences in southern Shaba (Zaire), and correlations with the Zambian copperbelt.- In: BOYLE R.W., BROWN A.C., JEFFERSON C.W., JOWETT E.C., KIRKHAM R.V. (Eds.): *Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits: Geol. Ass. Canada, Special Paper 36*, 453-469.
- LEISS B. (1990): Teil 1: Geologische Kartierung der Witberge am Südrand des Damara Orogens in Namibia. Teil 2: Textur und Gefüge von Dolomitmyloniten am Südrand des Damara Orogens in Namibia.- Dipl. Arbeit, Universität Göttingen.
- LEVINSON A.A. (1980): Introduction to Exploration Geochemistry.- 2. Auflage, Wilimette, Illinois, Applied Publishing Ltd., 924.
- LIU J. G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote,  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ .- *J. Petrol.*, 14, 381-413.
- LIU J. G., KUNIYOSHI S., ITO K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system.- *Am. J. Sci.*, 274, 613-632.
- LITHERLAND M., KLINCK B.A., O'CONNOR E.A., PITFIELD P.E.J. (1985): Andean-trending mobile belts in the Brazilian Shield.- *Nature*, 314, 345-348.

- LITTMANN S., ROMER R.L., OKRUSCH M. (2000): Nephelinsyenite der Epembe-Swartbooisdrif-Alkali-Provinz (ESAP)/NW-Namibia.- *Beih. Eur. J. Mineral.*, 12, 115.
- LIU H., CHANG L.L.Y. (1994): Phase relations in the system PbS-PbSe-PbTe.- *Min. Mag.*, 58, 567-578.
- LOBO-GUERRERO A. (2003): Meso- and Neoproterozoic Granitoid-Related Iron Oxide-Copper-Gold Mineralization in the Lufilian Arc of Western Zambia and Northern Namibia.- In: GUTZMER J, HORSCH H., MCCLUNG C. (Eds.): *Mineralogy and Geochemistry of Base Metal Deposits in Southern Africa.- Proceedings Volume*, RAU, Auckland Park, South Africa, 18-22.
- LOMBAARD A.F., EXPLORATION DEPARTMENT STAFF OF THE O'OKIEP COPPER CO. LTD. (1986): The copper deposits of the Okiep District, Namaqualand.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): *Mineral deposits of Southern Africa.- Vol. II*, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1421-1445.
- LOTTERMOSER B.G. (1995): Rare earth element mineralogy of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia: Implications for ore genesis.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 371-384.
- MAIDEN K.J., BREITKOPF J., KLEMD R., OKRUSCH M., PREUSSINGER H. (1986): Exhalative metasediments associated with the Besshi-type massive sulfide deposits of the Matchless Amphibolite Belt.- *Symp. Vol., Sediments Down Under*, Canberra, Australia, 197.
- MAKOVICKY E. (1977): Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series. III. Crystal chemistry of lillianite homologues. Related phases.- *N. Jb Mineral. Abh.*, 131, 187-207.
- MALLING S. (1975): Preliminary report on the investigation of the pre-Damara rocks of the Nauchas area, South West Africa.- *Ann. Rep. Precamb. Res. Unit, University Cape Town*, 97-101.
- MALLING S. (1978): Some aspects of the lithostratigraphy and tectonometamorphic evolution of the Nauchas-Rehoboth area, S.W.A. (Namibia).- *Ann. Rep. Precamb. Res. Unit, University Cape Town*, 183-193.
- MANN A.W. (1984): Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: Some observations from Western Australia.- *Econ. Geol.*, 79, 38-49.
- MARK G., OLIVER N.H.S., WILLIAMS P.J. (2002): The Evolution of the Ernest Henry Fe-Oxide-(Cu-Au) Hydrothermal System.- In: PORTER T.M. (Ed.): *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective.- Vol. I*, PGC Publishing, Adelaide, 123-136.
- MASON R. (1981): The Damara Mobile Belt in South West Africa/Namibia.- In: HUNTER D.R. (Ed.): *Precambrian of the Southern Hemisphere - Developments in Precambrian Geology.- 2*, Elsevier, Amsterdam, 882.
- MASSONNE H.-J., SCHREYER W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- MASTER S. (1990): The "Ubendian" cycle in Equatorial and Southern Africa: Accretionary tectonics and continental growth.- In: ROCCI G., DESCHAMPS M. (Eds.): *New data in African earth sciences.- Ext. abst. 15<sup>th</sup> Coll. Afr. Geol., CIFEG Occ. Publ.*, 22, 41-44.

- MATHUR R., RIUZ J., TITLEY S., GIBBINS S., MARGOMOTO W. (2000): Different crustal sources for Au-rich and Au-poor ores of the Grasberg Cu-Au porphyry deposit.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 183, 7-14.
- MAYER A., SINIGOI S., MIGUEL L.G., MORAIS E., PETRINI R. (2000): Kibarian ages in the Kunene Intrusive Complex.- *GEOLUANDA 2000, Abstr. Vol.*, 106.
- MCDOWELL S.D., ELDERS W.A. (1980): Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 293-310.
- MCQUEEN K.G. (1990): Tellurides in metamorphosed stringer ore from the Dragset deposit, South Trondelag, Norway.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 5, 205-216.
- MEINERT L.D. (1993): Skarns and Skarn deposits.- In: SHEAHAN P.A., CHERRY M.E. (Eds.): *Ore Deposit Models.- Vol. II, Geosci. Canada Reprint Series 6*, 117-135.
- MEINHARDT-DEGEN J., DEGEN T.J. (2000): Strukturelle Überlegungen zur Position des "Basements" des Südrands des Damara Orogens, basierend auf Geländebeobachtungen im Rahmen einer Diplomkartierung auf dem Gebiet der Farm Nauzerus West 229, Namibia.- *Terra Nostra*, Nr. 5, TSK Symposium, Freiburg, 68.
- MENGE G.F.W. (1998): The antiformal structure and general aspects of the Kunene Komplex.- *Zeitschr. Dt. Geol. Ges.*, 149, 431-448.
- MIDDLETON H., WALLACE M.W. (2003): The evolution of fluid flow systems prior to, during and post MVT mineralization in the Givetian-Frasnian carbonates of the Emanuel Range, Western Australia.- *J. Geochem. Expl.*, 78-79, 91-97.
- MILLER R.McG. (1983a): Tectonic implications of the contrasting geochemistry of Damaran volcanic rocks, SWA/Namibia.- In: MILLER R.McG. (Ed.): *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia.- Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 11, 115-138.
- MILLER R.McG. (1983b): The Pan African Damara Orogen of South West Africa/Namibia.- In: MILLER R.McG. (Ed.): *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia.- Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 11, 431-515.
- MILLER R.McG. (1983c): Economic implications of plate tectonic models of the Damara Orogen.- In: MILLER R.McG. (Ed.): *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia.- Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 11, 385-395.
- MITCHELL J.G., TAKA A.S. (1984): Potassium and Argon Loss Patterns in Weathered Micas: Implications for Detrital Mineral Studies, with particular Reference to the Triassic Paleogeography of the British Isles.- *Sediment. Geol.*, 39 (1-2): 27-52.
- MOORE J.M., JACOB R.E., HARRIS C., ARMSTRONG R. (1999): The Navachab gold deposit, Namibia: a mesothermal sheeted-vein/skarn system related to the Pan-African Damara Orogen.- *J. Afr. Earth Sci.*, 28, Supplement 1, 50-51.
- MORIMOTO N. (1988): Nomenclature of pyroxenes.- *Min. Mag.*, 52, 535-550.
- MORRISON G.W., ROSE W.J., JAIRETH S. (1991): Geological and geochemical controls on the silver content (finesness) of gold in gold-silver deposits.- *Ore Geol. Reviews*, 6, 333-364.
- MÜLLER G. (1964): *Sedimentpetrologie, Teil I: Methoden der Sedimentuntersuchungen.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart*, 303.

- MUMME W.G. (1975): Junoite,  $\text{Cu}_2\text{Pb}_3\text{Bi}_8(\text{S},\text{Se})_{16}$ , a new sulfosalt from Tennant Creek, Australia: its crystal structure and relationship with other bismuth sulfosalts.- *Am. Mineral.*, 60, 548-558.
- MUMME W.G., WELIN E., WUENSCH B.J. (1976): Crystal chemistry and proposed nomenclature for sulfosalts intermediate in the system bismuthinite-aikinite ( $\text{Bi}_2\text{S}_3\text{-CuPbBiS}_3$ ).- *Am. Mineral.*, 61, 15-20.
- NECHELIUSTOV N.V., POPOVA N.N., MINZER E.F. (1962): On selenium and tellurium isomorphism in galena.- *Geokhimiya*, 11, 993-999.
- NEX P., KINNAIRD J.A. (1995): Granites and their mineralisation in the Swakop River area around Goanikontes, Namibia.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 10, 51-56.
- NICOLAYSEN L.O., BURGER A.J. (1965): Note on an extensive zone of 1000 million year old metamorphic and igneous rocks in southern Africa.- *Sci. de la Terre*, 10, 497-516.
- NIETO F., VELILLA N., PEACOR D.R., HUERTAS M.O. (1994): Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 243-252.
- NISBET B., COOKE J., RICHARDS M., WILLIAMS C. (2002): Exploration for Iron Oxide Copper Gold Deposits in Zambia and Sweden; Comparison with the Australian Experience.- In: PORTER T.M. (Ed.): *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 297-308.
- ORESKE N., EINAUDI M.T. (1992): Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes.- *Econ. Geol.*, 87, 64-90.
- PALACHE C., BERMAN H., FRONDEL C. (1944): The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, Volume 1, Elements, sulphides, sulfosalts, oxides.- *John Wiley and Sons, New York*, 834.
- PASSCHIER C.W., TROUW R.A.J. (1998): *Microtectonics*.- Springer Verlag, Berlin, 289.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- PETTERS S.W. (1991): *Regional Geology of Africa*.- Springer Verlag, Berlin, 722.
- PFURR N. (1990): Die Altersstellung von Rotgneisen im Rostock Deckenkomplex am Südrand des Damara Orogens, Namibia, abgeleitet aus U/Pb- und Rb/Sr-Isotopenuntersuchungen, und ihre Bedeutung für die Basement-Cover-Beziehungen in der Damara Südrandzone.- *Diss., Universität Göttingen*.
- PFURR N., AHRENDT H., HANSEN B.T., WEBER K. (1991): U-Pb and Rb-Sr isotopic study of granitic gneisses and associated metavolcanic rocks from the Rostock massifs, southern margin of the Damara Orogen: implications for lithostratigraphy of this crustal segment.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 7, 35-48.
- PIRAJNO F., JACOB R.E. (1991): Gold mineralisation in the intracontinental branch of the Damara Orogen, Namibia: a preliminary survey.- *J. Afr. Earth Sci.*, 13, 305-311.



- PIRAJNO F., KINNAIRD J.A., FALLICK A.E., BOYCE A.J., PETZEL V.W.F. (1992/93): Report: A preliminary regional sulphur isotope study of selected samples from mineralised deposits of the Damara Orogen, Namibia.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 8, 81-97.
- PITZER K.S. (1991): Ion interaction approach: theory and data correlation.- In: PITZER K.S. (Ed.): *Activity Coefficient in Electrolyte Solutions*.- CRC Press, Boca Raton, 76-153.
- POBER E., FAUPL P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implication for the geodynamic evolution of the Eastern Alps.- *Geol. Rundsch.*, 77, 641-670.
- POITRASSON F., CHENERY S., BLAND D.J. (1996): Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 145, 79-96.
- POLLARD P.J. (2001): Sodic(-calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au deposits: an origin via unmixing of magmatic H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl±CaCl<sub>2</sub>-KCl fluids.- *Min. Dep.*, 36, 93-100.
- POLLARD P.J. (2002): Evidence of a Magmatic Fluid Source for Iron Oxide-Cu-Au Mineralisation.- In: PORTER T.M. (Ed.): *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 27-41.
- PORADA H. (1979): The Damara-Ribeiro Orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (South West Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision.- *Tectonophys.*, 57, 237-265.
- PORADA H. (1985): Stratigraphy and facies in the Upper Proterozoic Damara Orogen, Namibia, based on a geodynamic model.- *Precamb. Res.*, 44, 103-136.
- POTTER R.W., CLYNNE M.A., BROWN D.L. (1978): Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions.- *Econ. Geol.*, 73, 284-285.
- PRING A., WILLIAMS T.B. (1994): A HRTEM study of defects in silver-doped galena.- *Min. Mag.*, 58, 455-459.
- PROKIN V.A., BUSLAEV F.P., NASEAKIN A.P. (1998): Types of massive sulfide deposits in the Urals.- *Min. Dep.*, 34, 121-126.
- PURDY J.W., JÄGER E. (1976): K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps.- *Mem. Ist. Geol. Min., Univ. Padova*, 30, 31.
- RAAB M.J., BROWN R.W., GALLAGHER K., CARTER A., WEBER K. (2002): Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia; constraints from apatite fission track analysis.- *Tectonophys.*, 349, 75-92.
- RAITH J.G., HARLEY S.L. (1998): Low-P/high-T metamorphism in the Okiep Copper District, western Namaqualand, South Africa.- *J. Metam. Geol.*, 16, 281-305.
- RAITH J.G., STEIN H.J. (2000): Re-Os dating and sulfur isotope composition of molybdenite from tungsten deposits in western Namaqualand, South Africa: implications for ore genesis and the timing of metamorphism.- *Min. Dep.*, 35, 741-753.
- RAMDOHR P. (1975): *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*.- Akademie Verlag, Berlin, 1277.
- RANSOM A.H. (1975): Final report on the Swartmodder Main Copper Deposit, Rehoboth District, South West Africa, Grant No M46/3/556 - Falconbridge Explorations Ltd. 1734.- Open File Report, *Geol. Surv. Namibia*, 15.

- READ C.M., CARTWRIGHT I. (2000): Meteoric fluid infiltration in the middle crust during shearing: examples from the Arunta Inlier, central Australia.- *J. Geophys. Expl.*, 69-70, 333-337.
- REID D.L., MALLING S., ALLSOPP H.L. (1988): Rb-Sr ages of granitoids in the Rehoboth-Nauchas area, South West Africa/Namibia.- *Communs. Geol. Surv. S.W. Africa/Namibia*, 4, 19-28.
- REID D.L., RANSOME I.G.D., ONSTOTT T.C., ADAMS C.J. (1991): Time of emplacement and metamorphism of late Precambrian mafic dykes associated with the Pan-African Gariep orogeny, Southern Africa: implications for the age of the Nama Group.- *J. Afr. Earth Sci.*, 13, 531-541.
- REID D.L., REX D.C. (1994): Cretaceous dykes associated with the opening of the South Atlantic: the Mehlberg dyke, northern Richtersfeld.- *S. Afr. J. Geol.*, 97 (2), 135-145.
- REUTER A. (1985): Korngrößenabhängigkeit von K-Ar Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge.- *Gött. Arb. Geol. Paläont.*, 27, 91.
- REYNOLDS L. (2002): Geology of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag-REE Deposit.- In: PORTER T.M. (Ed.): *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 93-104.
- RIMANN E. (1915): *Geologische Untersuchungen des Bastardlandes in Deutsch-Süd-Westafrika.*- Dietrich Reimer Verlag Berlin, 100.
- RITTMANN A. (1929): Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithisches.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 9, 1-46.
- ROBB L.J. (1986): Uraniferous Leucogranites from the Namaqualand Metamorphic Complex: Part I - Geology, Geochemistry, and Petrogenesis.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): *Mineral deposits of Southern Africa.*- Vol. II, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1609-1627.
- ROBB L.J., THIEL K., VORWERK R. (1986): Uraniferous Leucogranites from the Namaqualand Metamorphic Complex: Part II - Uranium Distribution and Mineralization Processes.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): *Mineral deposits of Southern Africa.*- Vol. II, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1629-1649.
- ROBB L.J., ARMSTRONG R.A., WATERS D.J. (1999): The History of Granulite-Facies Metamorphism and Crustal Growth from Single Zircon U-Pb Geochronology: Namaqualand, South Africa.- *J. Petrol.*, 40, 1747-1770.
- ROEDDER E. (1984): Fluid inclusions.- *Reviews in Mineralogy, MSA*, 12, 644.
- ROTHBARD D.R. (1983): Diagenetic history of the Lamotte sandstone, Southeast Missouri.- *Intern. Conf. Mississippi Valley-Type Lead-Zinc deposits, Rolla, Missouri, 1982, Proc.*, 385-395.
- RUMBLE D. (1976): Oxide minerals in metamorphic rocks.- *Reviews in Mineralogy, MSA*, 3, R-1 – R-24.
- RUXTON P.A. (1986): Sedimentology, isotopic signature and ore genesis of the Klein Aub Copper Mine, South West Africa/Namibia.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): *Mineral deposits of Southern Africa.*- Vol. II, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1725-1738.

- RUXTON P.A., CLEMMY H. (1986): Late Proterozoic stratabound red bed-copper deposits of the Witvlei area, South West Africa/Namibia.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): Mineral deposits of Southern Africa.- Vol. II, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1739-1754.
- RYAN P.J., LAWRENCE A.L., LIPSON R.D., MOORE J.M., PATERSON A., STEDMAN D.P., VAN ZYL D. (1986): The Aggeneys Base Metal Sulphide Deposits, Namaqualand District.- In: ANHAEUSSER C.R., MASKE S. (Eds.): Mineral deposits of Southern Africa.- Vol. II, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1447-1473.
- SACS (SOUTH AFRICAN COMMITTEE FOR STRATIGRAPHY) (1980): Stratigraphy of South Africa. Part 1: Lithostratigraphy of the Republic of South Africa, South West Africa/Namibia and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda.- Handbook 8, Geol. Surv. S. Afr., 690.
- SAMSON I.M., WALKER R.T. (2000): Cryogenic Raman spectroscopic studies in the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and implications for low-temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions.- Can. Mineral., 38, 35-43.
- SCHÄFER E. (1995): Experimental investigations in the Cu-Ag-S-Se system.- N. Jb. Miner. Abh., 169, 301-304.
- SCHALK K.E.L. (1988): Pre-Damara basement rocks in the Rehoboth and the southern Windhoek Districts (areas 2217D, 2316, 2317A-C) - a regional description.- Rep. Geol. Surv. S.W.A./Namibia, 216.
- SCHMIDT-MUMM, A. (1989): Die Entwicklung der Fluidsysteme während der oberproterozoischen Damara Orogenese am Südrand des Damara-Orogens, Namibia.- Gött. Arb. Geol. Paläont., 41, 93.
- SCHNEIDER G.I.C., SEEGER K.G. (1992): Copper - Mineral Resources Series.- Open File Report MRS 49, Geol. Surv. Namibia, 118.
- SCHNEIDER T., BORG G. (1999): Subduction-Related Origin and Evolution of the Mesoproterozoic Piksteel, Gamsberg, and Nückopf Igneous Suites, Central Namibia.- Conference Abstr., EUG 10, Vol. 4, Nr. 1.
- SCHULING R.D., VINK B.W. (1967): Stability relations of some titanium minerals (sphene, perovskite, rutile, anatas).- Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 2399-2411.
- SCHULZE-HULBE A. (1979): The Areb shaer zone.- Rep. Geol. Surv. Namibia.
- SCHUMACHER E. (1975): Herstellung von 99,9997% <sup>38</sup>Ar für die <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar Geochronologie.- Geochron. Chimia, 24, 441-442.
- SCOTT S.D. (1973): Experimental calibration of the sphalerite geobarometer.- Econ. Geol., 68, 466-474.
- SEIFERT N. (1986): Geochronologie am Südrand des Damara-Orogens, SWA/Namibia: Hydrothermale Beeinflussungen von Isotopensystemen und Abkühlungsalter in präkambrischen Basementgesteinen.- Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 66, 413-451.
- SETH B., BRANDT S., KRAMERS J.D. (2001): First isotopic age determinations of mid-Proterozoic granulite facies metamorphism in the Epupa Complex.- EUG2001, Abstr. Vol., 597.
- SEWARD T.M. (1973): Thiocomplexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions.- Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 379-399.

- SHAND S.J. (1951): Eruptive rocks.- J. Wiley, New York, 488.
- SHEPHERD T.J., RANKIN A.H., ALDERTON D.H.M. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies.- Blackie, Glasgow and London, 239.
- SHEPPARD S.M.F., TAYLOR H.P. (1974): Hydrogen and Oxygen Isotope Evidence for the Origins of Water in the Boulder Batholith and the Butte Ore Deposits, Montana.- Econ. Geol. And Bull. SEG, 69, 926-946.
- SHIKAZONO N., SHIMIZU M. (1988): Electrum: Chemical composition, mode of occurrence, and depositional environment.- Bulletin No. 32, University Museum, University of Tokyo, 81.
- SHINOHARA H. (1994): Exsolution of immiscible vapor and liquid phases from a crystallizing silicate melt: Implications for chlorine and metal transport.- Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 5215-5221.
- SKIRROW R.G. (2002): Gold-Copper-Bismuth Deposits of the Tennant Creek Distrikt, Australia: A Reappraisal of Diverse High-Grade Systems.- In: PORTER T.M. (Ed.): Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective.- Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 149-160.
- SKIRROW R.G., WALSHE J.L. (2002): Reduced and Oxidized Au-Cu-Bi Iron Oxide Deposits of the Tennant Creek Inlier, Australia: An integrated Geologic and Chemical Model.- Econ. Geol., 97, 1167-1202.
- SMALLEY T.J. (1989): Gold Fields Namibia Ltd. - A preliminary semi-detailed investigation of the geology, structure and gold mineralization within the northern part of Neuras Prospecting Grant M46/3/1658, July 1989.- Open File Report, Geol. Surv. Namibia, 13.
- SPEAR F. (1980):  $\text{NaSi} \leftrightarrow \text{CaAl}$  exchange equilibria between plagioclase and amphibole, an empirical model.- Contrib. Mineral. Petrol., 72, 33-41.
- SPERLICH R., GIERÉ R., FREY M. (1996): Evolution of compositional polarity and zoning in tourmaline during prograde metamorphism of sedimentary rocks in the Swiss Central Alps.- Am. Mineral., 81, 1222-1236.
- SPOONER E.T.C. (1981): Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits.- In: HOLLISTER L.S., CRAWFORD M.L. (Eds.): Short course in Fluid Inclusions: Applications to petrology.- Mineral. Ass. Canada, Calgary, 6, 209-240.
- STALDER M., ROZENDAAL A. (2004): Apatite nodules as an indicator of depositional environment and ore genesis for the Mesoproterozoic Broken Hill-type Gamsberg Zn-Pb deposit, Namaqua Province, South Africa.- Min. Dep., 39, 189-203.
- STANISTREET I.G., CHARLESWORTH E.G. (1999): Damaran basement-cored fold nappes incorporating pre-collisional basins, Kaoko Belt, Namibia, and controls on mesozoic supercontinental breakup.- Economic Geology Research Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Information circular No. 332, 14.
- STAPF F.M. (1887): Karte des unteren Khusebtales.- Pet. Mitt., 33, 202: Das untere Khusebtales und sein Strandgebiet.- Verh. D. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1.
- STEIGER R.H., JÄGER E. (1977): Subcommission on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology.- Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.

- STEVEN N.M. (1992/93): Note: The potential for stratabound copper(-silver-platinum) mineralisation in the Rehoboth-Dordabis-Witvlei area, central Namibia: a new approach.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 8, 151-154.
- STEVEN N.M. (1993): A study of epigenetic mineralisation in the Central Zone of the Damara Orogen, Namibia, with special reference to gold, tungsten, tin and rare earth elements.- *Geol. Surv. Namibia, Memoir* 16, 166.
- STEVEN N.M., ARMSTRONG R.A., MOORE J.M. (1993): The Sandamap Noord Gold Prospect, Central Namibia: Discovery of a New Style of Turbidite-Hosted Gold Mineralization.- *Intern. Geol. Rev.*, 35, 840-854.
- STEVEN N.M. (1994): Note: Mafic dykes in the pre-Damara basement, south-east of Usakos, central Namibia.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 9, 92-95.
- STEVEN N.M., BADENHORST F.P., PETZEL V.F.W. (1994): A review of gold occurrences in the Northern and Central Zones of the Damara Orogen and the underlying mid-Proterozoic basement, central Namibia.- *Communs. Geol. Surv. Namibia*, 9, 63-77.
- STEVEN N.M. (2000): Exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits in the Khoabendus Group, near Kamanjab, northwestern Namibia: The wrong tectonic setting and an alternative exploration model.- *Economic Geology Research Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Information circular No. 341*, 15.
- STRECKEISEN A. (1980): Classification and nomenclature of igneous rocks.- *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- STROMER von REICHENBACH E. (1896): *Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika.*- München und Leipzig.
- SUGAKI A., KITAKAZE A., HAYASHI K. (1981): Synthesis of minerals in the Cu-Fe-Bi-S system under hydrothermal condition and their phase relations.- *Bull. Mineral.*, 104, 484-495.
- SVERJENSKY D.A. (1984): Oil field brines as ore-forming solutions.- *Econ. Geol.*, 79, 23-37.
- TANKARD A.J., JACKSON M.P.A., ERIKSSON K.A., HOBDDAY D.K., HUNTER D.R., MINTER W.E.L. (1982): *Crustal evolution of Southern Africa – 3.8 billion years of earth history.*- Springer Verlag, Berlin, 523.
- TAYLOR H.P. (1971): Oxygen Isotope Evidence for Large-scale Interaction between Meteoric Ground Waters and Tertiary Granodiorite Intrusions, Western Cascade Range, Oregon.- *J. Geophys. Res.*, 76, 7855-7874.
- TEGTMEIER A., KRÖNER A. (1985): U-Pb zircon ages for granitoid gneisses in northern Namibia and their significance for Proterozoic crustal evolution of southwestern Africa.- *Precamb. Res.*, 28, 321-326.
- TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R., WEBER K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität: Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 27, 201-276.
- THORPE R., BROWN G. (1985): *The field description of igneous rocks.*- Geol. Soc. London, 154.
- TOURET J.L.R., DIETVORST P. (1983): Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites.- *J. Geol. Soc. London*, 140, 635-649.

- TRÖGER W.E. (1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 188.
- VAN DEN KERKHOFF A.M. (1988): The system CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub> in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications.- Diss., Free University Press, Amsterdam, 206.
- VIELREICHER N.M., GROVES D.I., VIELREICHER R.M. (2002): The Phalabowra (Palabora) Deposit and Its Potential Connection to Iron-Oxide Copper-Gold Deposits of Olympic Dam Typ.- In: PORTER T.M. (Ed.): Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective.- Vol. I, PGC Publishing, Adelaide, 321-329.
- VIKRE P.G. (1985): Precious metal vein system in the National District, Humboldt County, Nevada.- Econ. Geol., 80, 360-393.
- VILJOEN E.A. (1971): An Electron-Microprobe Analysis of Gold in the Witwatersrand Banket and in Ores from the Barberton Mountain Land.- Trans. Inst. Min. Metall., No. 1361, 1-7.
- VOIT F.W., STOLLREITHER G. (1904): Beitrag zur Geologie der Kupererzgebiete in D.S.W. Afrika.- Abh. D. Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- WALDEN A. (1983): Swartmodder Mine ore reserves as at 30-04-1983 - Oamites Mining Company Ltd.- Open File Report, Geol. Surv., 8.
- WALSHE J.L. (1986): A Six-Component Chlorite Solid Solution Model and the Condition of Chlorite Formation in Hydrothermal and Geothermal Systems.- Econ. Geol., 81, 681-703.
- WANG N. (1999): An experimental study of some solid solutions in the system Ag<sub>2</sub>S-PbS-Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub> at low temperatures.- N. Jb. Miner. Mh., 5, 223-240.
- WATTERS B.R. (1974): Stratigraphy, igneous petrography and evolution of the Sinclair Group in southern SWA.- Bull. Precamb. Res. Unit, University Cape Town, 39-47.
- WATTERS B.R. (1976): Possible late Precambrian subduction zone in South West Africa.- Nature, 259, 471-473.
- WATTERS B.R. (1977): The Sinclair group: definition and regional correlations.- Trans. Geol. Soc. S. Afr., 80, 9-16.
- WATTERS B.R. (1978): Petrogenesis of the felsic rock units of the late-Precambrian Sinclair Group, South West Africa.- Geol. Rundsch., 67, 743-773.
- WEAVER C.E. (1960): Possible uses of clay minerals in search for oil.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 44, 1505-1518.
- WELLMER F.-W. (1989): Rechnen für Lagerstättenkundler und Rohstoffwissenschaftler. Teil 2: Lagerstättenstatistik, Explorationsstatistik einschließlich geostatistischer Methoden.- Springer Verlag, Berlin, 462.
- WELZEL B. (1991): Die Bedeutung von K/Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im orogenen Liefergebiet - ein Beitrag zur Frage der varistischen Krustenentwicklung in der Böhmisches Masse.- Gött. Arb. Geol. Paläont., 49, 61.
- WEMMER K. (1991): K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien).- Gött. Arb. Geol. Paläont., 51, 61.

- WHITFIELD D. (1990): The genesis and controls of gold mineralization south of Rehoboth, Namibia.- M.Sc. Thesis, Rhodes University, Grahamstown, Südafrika, 145.
- WILHELM H., GOTSCHALK M. (1994): The reaction calcite+quartz = wollastonite+CO<sub>2</sub> studied in natural wollastonite-hosted fluid inclusions from Bufa del Diente metacherts, NE-Mexico.- 5<sup>th</sup> biennial Pan-American conference on Research on fluid inclusions: Program and Abstracts, PACROFI 5, 42-43.
- WILKINSON J.J., BOYCE A.J., EARLS G., FALLICK A.E. (1999): Gold remobilization by low-temperature brines: Evidence from the Curraghinalt gold deposit, Northern Ireland.- *Econ. Geol.*, 94, 289-296.
- WILLIAMS P.J., DONG G., RYAN C.G., POLLARD P.J., ROTHERHAM J.F., MERNAGH T.P., CHAPMAN L.H. (2001): Geochemistry of hypersaline fluid inclusions from the Starra (Fe-oxide)-Au-Cu deposit, Cloncurry District, Queensland.- *Econ. Geol.*, 96, 875-883.
- WILSON M.J. (1975): Chemical weathering of some primary rock-forming minerals.- *Soil Sci.*, 119, 349-355.
- WILSON A.F. (1983): The economic significance of non-hydrothermal transport of gold, and of the accretion of large gold nuggets in laterite and other weathering profiles in Australia.- *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 7, 229-234.
- WIMMENAUER W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.- Enke Verlag, Stuttgart, 382.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- WOJCIK K.M., GOLDSTEIN R.H., WALTON A.W. (1994): History of diagenetic fluids in a distant foreland area, Middle and Upper Pennsylvanian, Cherokee basin, Kansas, USA: Fluid inclusion evidence.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 1175-1191.
- YARDLEY B., GLEESON S., BRUCE S., BANKS D. (2000): Origin of retrograde fluids in metamorphic rocks.- *J. Geochem. Expl.*, 69-70, 281-285.
- YARDLEY B., GRAHAM J.T. (2002): The origins of salinity in metamorphic fluids.- *Geofluids*, 2, 249-256.
- YUSHKIN N.P., PARLOV L.G. (1983): Isomorphic galena-clausthalite series: First occurrence of intermediate members at Novaya Zemlya.- *Akad. Nauk SSSR, Komi. Fil. Inst. Geol.*, 40, 38-44.
- ZHANG W., FYFE W.S. (1995): Chloritization in the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil.- *Min. Dep.*, 30, 30-38.
- ZHANG Y.-G., FRANTZ J.D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions.- *Chem. Geol.*, 64, 335-350.
- ZIEGLER U.R.F., STOESEL G.F.U. (1993): Age determinations in the Rehoboth Basement Inlier, Namibia.- *Geol. Surv. Namibia, Memoir* 14, 106.



## **Anhang**

Analytische Methoden 247

Probenverzeichnis 252

Danksagung 259

CD-ROM mit

- Struktur-Daten
- RFA-Daten
- INAA-Daten
- Mikrosonden-Daten
- Fluideinschluß-Daten

## Analytische Methoden

Soweit nicht anders beschrieben, wurden alle Methoden bzw. Messungen am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg durchgeführt.

### Probenaufbereitung

Für analytische Methoden zur Bestimmung der Gesamtgesteinschemie wurde das Probenmaterial nach der sorgfältigen Entfernung von angewitterten Bereichen mit einem Backenbrecher zerkleinert und anschließend mit einer Scheibenschwingmühle (WC) zu Gesteinspulver mit Korngrößen  $<40\ \mu\text{m}$  zermahlen.

Probenpulver von den Proben die mit INAA gemessen wurden, wurden nach dem selben Verfahren beim Geological Survey of Namibia aufbereitet.

Für die verwendeten Photometrischen Methoden (FeO- und Cu-Bestimmung) wurden 200 mg des Probenpulvers nasschemisch mit 0,5 ml entionisiertem Wasser, 1 ml konzentrierter Schwefelsäure, 2 ml entionisiertem Wasser und 1 ml 40%iger Flußsäure aufgeschlossen (SEROLAB-Aufschluß). Die Lösung wurde für drei Stunden auf  $80^\circ\text{C}$  erhitzt bis sämtliches Probenmaterial gelöst vorlag. Der Lösung wurden 20 ml 2,5%ige Borsäure zugesetzt und das Produkt mit entionisiertem Wasser bis 100 ml aufgefüllt. Aus dieser Prozedur folgt eine Lösung mit einer Probenkonzentration von 2 mg/ml.

Zur Bestimmung des Glühverlustes wurde mindestens 1 g des vorgetrockneten Probenpulvers in bereits ausgeglühte Porzellanschälchen eingewogen und für 3,5 Stunden in einem Muffelofen bei  $1000^\circ\text{C}$  geglüht. Der Gewichtsverlust des Probenpulvers entspricht dem Glühverlust (Gew.%) der Probe.

### Röntgenfluoreszenz Analytik (RFA)

Mit dieser Methode wurden Gehalte von Haupt- und Nebenelementen (Si, Ti, Al,  $\text{Fe}_{\text{tot}}$  als  $\text{Fe}^{3+}$ , Mn, Ca, K, Na, Mg, P, S) sowie einigen Spurenelementen (Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, Pb, Th, U) von Gesamtgesteinsproben ermittelt.

Die Messung erfolgt an Glastabletten. Zur Herstellung dieser Glastabletten wurde das Gesteinspulver für vier Stunden bei  $110^\circ\text{C}$  vorgetrocknet. 600 mg des Probenpulvers wurden mit 3600 mg  $\text{LiBO}_2\text{-Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  (Flussmittel SPEKTROMELT A 12; Fa. MERCK) und ca. 600 - 1000 mg  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  (Reduktionsmittel) homogenisiert, daraufhin in Platintiegeln bei Temperaturen bis zu  $1000^\circ\text{C}$  aus einem NUTECH-Brenner-System aufgeschmolzen und schließlich in einer Kokille abgekühlt.

Die Messung der Glastabletten wurde mit dem Gerät PHILIPS PW 1480 durchgeführt.

Matrixeffekte wurden automatisch durch die Gerätesoftware PHILIPS X40 korrigiert. Der relative Fehler von Hauptelementen liegt bei ca. 1 Gew.% und der von Spurenelementen bei 1 - 8 Gew.%.

### Photometrische FeO-Bestimmung

Zur Bestimmung von zweiwertigem Eisen ( $\text{Fe}^{2+}$ ) wurde 1 ml der Aufschluslösung (SEROLAB) mit 1 ml 0,2%iger 2,2' Bipyridin Lösung und 2,5 ml 2 molarer Natriumazetat-

Lösung versetzt und mit entionisiertem Wasser bis 50 ml aufgefüllt. Die erhaltenen Lösungen wurden dann zusammen mit im Zyklus mit aufgeschlossenen internen Referenzproben mit 0,95, 5,16, 8,82, 3,57 und 6,58 mol% FeO mit dem Spektralphotometer ZEISS PMD 2 unter Benutzung einer Durchflußküvette gemessen. Die Extinktionsmessung erfolgt bei einer Wellenlänge von 522 nm. Die Auswertung erfolgte graphisch anhand einer Eichkurve, die die internen Referenzproben definieren. Schließlich erfolgte die Umrechnung in Gew.% FeO der einzelnen Proben, wobei die FeO-Gehalte von den röntgenfluoreszenzanalytisch bestimmten  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{totFe}}$ -Gehalten (umgerechnet) abgezogen wurden, sodaß sich absolute FeO- und  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte ergeben.

## **Cu-Bestimmung mittels AAS**

Zur Cu-Bestimmung wurden Eichlösungen mit 4, 19, 29, 50, 79, 140, 383 und 1229 ppm Kupfer angesetzt. Diese wurden zusammen mit einer Blindprobe und den Probenlösungen (SEROLAB) mit dem Atom-Adsorptions-Spektrophotometer PE 300 der Fa. PERKIN & ELMER gemessen. Die Messung erfolgte bei einer Wellenlänge von 325,1 nm (theoretisch 324,7 nm) mit 15 mA und Spalt 7. Die Auswertung erfolgte graphisch anhand der Eichgerade, die sich aus den Eichlösungen ergab. Die Nachweisgrenze dieses Verfahrens liegt bei ca. 20 ppm Kupfer.

## **Instrumentelle Neutronen Aktivierungs Analyse (INAA)**

Insbesondere zur Ermittlung von Goldgehalten wurden jeweils ca. 30 g Probenpulver von 116 ausgewählten Proben zur Fa. ACTLABS, Ontario, Kanada verschickt. Dort wurden die instrumentellen Neutronen Aktivierungs Analysen nach dem laborinternen CODE 1D durchgeführt (INAA). Dafür wurden ca. 30 g Probenpulver in eine Polyethylen Kapsel eingeschlossen und zusammen mit internen Standards mit  $7 \cdot 10^{12}$  Neutronen/cm<sup>2</sup>s beschossen. Nach sieben Tagen (<sup>24</sup>Na zerfallen) wurden die Proben mit einem hochreinem Ge-Detektor (mit einer Auflösung, die 1,7 keV für den 1332 keV <sup>60</sup>Co Photopeak übertrifft) gemessen. Zerfallskorrigierte Aktivitäten wurden an international zertifizierten Referenzmaterialien geeicht. Die Nachweisgrenzen für die verschiedenen Elemente sind im Anhang zusammen mit den ermittelten Probandaten aufgeführt. Für Gold liegt die Nachweisgrenze der INAA bei 5 ppb.

## **Elektronenstrahl-Mikrosonde**

Für die Mikrosondenanalytik muß die Oberfläche von Gesteins- oder Mineralpräparaten poliert und mit Graphit (oder Gold) bedampft werden, damit die entstehende Ladung von Punkt der Analyse abgeführt werden kann. Die Mikrosondenanalytik wurde mit einer CAMECA SX 50 Elektronenstrahl-Mikrosonde mit drei wellenlängen-dispersiven Spektrometern bei einer Beschleunigungsspannung von 15kV und einer Strahlstromstärke von 15 nA durchgeführt. Die Messzeiten pro Analyse lagen bei 15 s für die Elemente Na und K, bei 30 s für Cu, Fe, Zn, Co, Ni und bei 20 s für die restlichen gemessenen Elemente. Die Resultate der Messungen werden automatisch durch die PAP-Software (CAMECA) für bei Elektronenbeschuß in Mineralen auftretende Matrixeffekte korrigiert. Die tägliche Kalibration

erfolgte anhand von natürlichen und synthetischen Standards von Silikaten, Oxiden, Elementen und bestimmten Legierungen.

Schichtsilikate und Feldspäte wurden mit einem Strahldurchmesser von ca. 5  $\mu\text{m}$ , alle anderen Minerale mit einem Strahldurchmesser von ca. 1 - 2  $\mu\text{m}$  analysiert. Für diese analytischen Bedingungen liegt der analytische Fehler bei etwa 1% für Haupt- und bei etwa 5% für Nebenelemente (< 1 Gew.%). Die Nachweisgrenze liegt etwa bei 0,1 Gew.%.

### **K/Ar-Isotopie und Illit-Kristallinitäten**

Alle diesbezüglichen Methoden wurden am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen durchgeführt. Eine Beschreibung der Methoden gibt auch WEMMER (1991).

### **Probenaufbereitung**

#### **Herstellung von Glimmerpräparaten**

Zur Gewinnung von Glimmern aus den beprobten Gesteinen wurde das gereinigte und von Verwitterungskrusten befreite Probenmaterial in zwei Durchgängen im Backenbrecher aufgebrochen. Durch eine Trockensiebung, die je nach Größe der zu gewinnenden Glimmer mit verschiedenen Siebweiten durchgeführt wird, erfolgte die erste Anreicherung. Die Schichtsilikate wurden anschließend von eckigen bzw. kugeligen Mineral- und Gesteinsbruchstücken durch einen Mica-Jet (z.B. HORSTMANN 1987) getrennt. Diese Trennung beruht auf den verschiedenen Auftriebsverhalten der unterschiedlichen Kornformen in einer der Schwerkraft entgegengerichteten Wasserströmung. Die so angereicherten Phyllosilikate wurden durch eine anschließende Naßsiebung fraktioniert. Je nach Art der Verunreinigung wurde die glimmerreichste Fraktion durch einen Magnetscheider bzw. einen Trockenrütteltisch weiter angereichert. Die zu datierenden Glimmerpräparate wurden unter dem Binokular von letzten Verunreinigungen befreit und dann in einem (rauen) Porzellanmörser unter Alkoholbedeckung gerieben. Die abgeriebenen Alterationssäume der Glimmer wurden durch eine 80  $\mu\text{m}$  Siebung abgetrennt. Der Reinheitsgrad der so gewonnenen Glimmerkerne kann i.d. Regel mit >99 % angegeben werden. Eine nähere Beschreibung dieser Methode gibt WELZEL (1991).

#### **Herstellung von Mineralfeinfraktionen (<2 bzw. <0,2 $\mu\text{m}$ )**

Zur Herstellung von Mineralfeinfraktionen wurde das gereinigte und von Verwitterungskrusten befreite Probenmaterial in einer Scheibenschwingmühle aufgemahlen. Die Gewinnung der <63  $\mu\text{m}$ -Fraktion erfolgte durch Trockensiebung.

Das Abtrennen der Mineralfeinfraktion aus der <63  $\mu\text{m}$ -Fraktion beruht auf dem Prinzip der Korngrößenabhängigen Fallzeiten in einer Flüssigkeitssäule. Dazu wurde für die <2  $\mu\text{m}$ -Fraktion das sog. ATTERBERG-Verfahren und für die <0,2  $\mu\text{m}$ -Fraktion das sog. kombinierte ATTERBERG-Zentrifugen-Verfahren angewendet. Die so gewonnenen Suspensionen wurden durch Druckfiltration konzentriert (MÜLLER, 1964) und bei ca. 60 °C getrocknet. Abschließend wurde das Probenpulver in einem Achatmörser homogenisiert.

## Bestimmung der $^{40}\text{K}$ -Gehalte

Die Bestimmung der  $^{40}\text{K}$ -Gehalte erfolgte die naßchemische  $\text{K}_2\text{O}$ -Analyse nach HEINRICHS und HERRMANN (1990). Der Anteil des  $^{40}\text{K}$  am  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt ergibt sich aus:

$$[^{40}\text{K}] = 0.0001167 * [\text{K}_{\text{Ges}}].$$

Alle Analysen wurden als Doppelbestimmungen durchgeführt. Pro Analysenserie wurden je ein internationaler Standard und eine Blindprobe mitgemessen. Zweimal 50 mg des Mineralseparates bzw. des homogenisierten Pulverpräparates wurden bei definierter Temperatur und Luftfeuchte in einen Teflontiegel eingewogen und ca. 10 h mit 5 ml HF (40%) und 1 ml  $\text{HNO}_3$  (65%) bei 140 °C aufgeschlossen. Das abgekühlte Säuregemisch wurde bei 120 °C abgeraucht und mit 6 ml HCl (12%) und entionisiertem Wasser aufgenommen. Der Lösung wurde CsCl (12,5 %) als Ionisationspuffer und LiCl als interner Standard zugegeben.

Der Kaliumgehalt der Aufschlußlösung wurde mit einem Flammenphotometer (ELEX 63/61 der Fa. EPPENDORF) in einer Luft-Acetylen-Flamme auf der 766,49 nm-Linie in Emission gemessen.

## Bestimmung des radiogenen $^{40}\text{Ar}$

Zur Bestimmung des radiogenen  $^{40}\text{Ar}$  wurden in Abhängigkeit vom Kaliumgehalt und dem zu erwartenden Alter zwischen 5 und 100 mg der Probensubstanz bei definierter Temperatur und Luftfeuchte in Aluminiumfolie eingewogen und in eine Ultrahochvakuumanlage aus Pyrexglas überführt.

Nach dem Aufschmelzen der Proben durch einen Hochfrequenzinduktionsofen wurden die freigesetzten Gase durch eine Kombination von  $\text{N}_2$ -Kühlfallen,  $\text{TiO}_2$ -Getteröfen und SORB-ACs gereinigt. Eine detaillierte Beschreibung der Anlage gibt WEMMER (1991).

Die Analyse der Ar-Isotopie erfolgt mit einem Edelgasmassenspektrometer der Fa. VG (1200 C). Der verwendete  $^{38}\text{Ar}$  Spike (SCHUMACHER, 1975) ist gegen den Heidelberger Biotitstandard HD-B1 (FUHRMANN et al., 1987) kalibriert. Der Wert für die  $^{40/36}\text{K}$ -Korrektur beträgt 310,8. Es wurden die von der "IUGS Subcommittee on Geochronology" (STEIGER und JÄGER, 1977) vorgeschlagenen Zerfallskonstanten verwendet.

## Fehlerrechnung

Für die Fehlerberechnung wurden die Formeln von COX und DALRYMPLE (1967) bzw. BONHOMME et al. (1975) verwendet. In die Fehlerabschätzung gehen ein: der Fehler aus der  $\text{K}_2\text{O}$ -Doppelbestimmung, der Anteil des radiogenen  $^{40}\text{Ar}$  am gesamten  $^{40}\text{Ar}$ , sowie der Fehler bei der Bestimmung der Ar-Isotopie, der pauschal mit einem 1% angesetzt wurde. Dieser Pauschalfehler wurde durch die Messung von Standards kontrolliert und beinhaltet die Fehler für die Spike-Kalibrierung, die Bestimmung der Isotopenverhältnisse und den mittleren Einwaagefehler. Die Wahrscheinlichkeit des Fehlerintervalls liegt bei 95,44 % ( $2\sigma$ ).

## Bestimmung der Illit-Kristallinität

Für die Bestimmung der Illit-Kristallinitäten der Mineralfeinfraktionen ( $<2\ \mu\text{m}$  und  $<0,2\ \mu\text{m}$ ) wurden die entsprechenden Präparate mit einem Röntgendiffraktometer im Winkelbereich von 7 bis 10° ( $2\theta$ ) gemessen. Dieser Winkelbereich wurde mit einer Schrittweite von 0,01°

und jeweils 4 s Messzeit bei 0,1 mm Spaltweite gemessen (Geräteeinstellungen empfohlen von KISCH, 1991). Die Halbwertsbreite des 10 Å-Peaks entspricht der Illit-Kristallinität. Diese wurde mit einem Computerprogramm ermittelt, welches an der Universität Göttingen entwickelt wurde.

## Fluideinschlußanalytik-Mikrothermometrie

Zur Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen wurden ca. 150 µm starke, beidseitig polierte Dickschliffe angefertigt.

Für die Fluideinschlußuntersuchungen wurde ein modifizierter USGS-Heiz-/Kühltisch der Fa. FLUID INC., Denver (Colorado) verwendet. Dieser auf ein Zeiss-Forschungsmikroskop mit einer verstärkten Beleuchtungseinrichtung montierte Heiz-Kühltschaufsatz deckt einen Temperaturbereich von -196°C bis +700°C ab. Die Messungen werden mit einem ZEISS Weitfeldokular mit 12,5-facher Vergrößerung oder einem weitfokussierenden LEITZ Okular mit 32-facher Vergrößerung beobachtet. Der Tisch ist an einem Ende an ein mit flüssigem Stickstoff gefülltes Dewar-Gefäß angeschlossen. Das Dewar-Gefäß wird von gasförmigen Stickstoff durchströmt, der dabei stark unterkühlt wird.

Der Gasstrom wird durch die Probenkammer des Heiz-/Kühltschaufsatzes geleitet und kühlt die Probe bis auf -196°C ab. Sobald sämtliche beim Kühlen zu erwartenden Phasenübergänge wie das Gefrieren von Wasser oder Kohlendioxid oder die Kondensation von Stickstoff beobachtet worden sind, wird der Gasstrom mittels eines zwischen Dewar-Gefäß und Probenkammer eingebauten Heizelementes erwärmt. Die Probe wird so zunächst mit einer Heizrate von ca. 20°C/min und ab 2°C unterhalb der Temperatur des Phasenübergangs mit einer Heizrate von 2°C/min wieder aufgeheizt. Die Homogenisierung der Fluideinschlüsse erfolgt nach der Cycling-Methode nach HOLLISTER und CRAWFORD (1981), bei der der Einschluß mit einer Heizrate von 0,1°C/min aufgeheizt wird, bis die Gasblase nicht mehr zu erkennen ist. Um Sicherheit zu schaffen, dass die ermittelte Temperatur der Homogenisierungstemperatur entspricht, wird das Heizelement abgeschaltet, was einen schnellen Abkühlungseffekt zur Folge hat. Nur wenn dabei die Gasblase nicht langsam wieder größer wird, sondern schlagartig wieder erscheint, lag der Einschluß homogen vor. Beim Heizvorgang wird der Gasstrom anstatt mit Stickstoff durch Druckluft aufrechterhalten.

Die Temperatur wird mit einem Thermoelement gemessen, dessen Temperaturfühler direkt die Probe im Gasstrom fixiert und durch seinen direkten Kontakt zur Probe genauere Messungen erlaubt. Über eine digitale Meßeinheit (TRENDICATOR der Fa. DORIC) wird die aktuelle Temperatur der Probenoberfläche angezeigt.

Die Kalibration erfolgt mit synthetischen CO<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O- Standardeinschlüssen der Fa. SYN FLINC INC., Denver (Colorado). Die Dreipunktkalibration erfolgt am Tripelpunkt von CO<sub>2</sub> bei -56,6°C, am Schmelzpunkt von reinem Wasser bei 0°C und am kritischen Punkt von Wasser bei +374,1°C.

Jede Temperaturmessung wurde mindestens dreimal durchgeführt, um Meßfehler und Metastabilität des Einschlußverhaltens ausschließen zu können.

Die Meßgenauigkeit liegt bis 100°C bei ±0,2°C und darüber bei ±3°C.

Probe	Lokalität	südl. Breite	östl. Länge	Ansprache	Bemerkungen	Nebengestein	XRF	INAA
SMGM 1	SMGM	23°23'41.3"	17°05'08.1"	Epidotit	grünlich, mit rötlichen Flecken, dicht	PG	-	-
SMGM 2	SMGM	23°23'45.0"	17°04'57.6"	maf. Gang	leicht foliiert, dunkelgrau/grünlich, stark geklüftet		-	-
SMGM 3	SMGM	23°23'40.6"	17°04'59.6"	Quarzader	glasig, + wenig sek. Hämatit/Limonit, 30 cm mächtig	PG	-	+
SMGM 4	SMGM	23°23'40.6"	17°04'59.6"	Quarzader	glasig/milchig, stark zerschert, +sek. Hämatit/Limonit	PG	-	+
SMGM 5	SMGM	23°23'55.1"	17°04'52.9"	qp. PG	stark angewittert, stark geschert, +sek. Hämatit/Limonit		-	+
SMGM 6	SMGM Halde	23°23'45.8"	17°04'55.4"	maf. Gang	leicht foliiert, dunkelgrau/grünlich, dicht, +Pyrit (<3 mm)		-	-
SMGM 7	SMGM Halde	23°23'45.8"	17°04'55.4"	Mylonit	dunkelgrau/grünlich, engständige Foliation, seltene Quarzschlieren		-	-
SMGM 8	SMGM Halde	23°23'45.8"	17°04'55.4"	PG	grobkörnig, stark epidotisiert, +Chlorit/Hämatit Adern		+	-
SMGM 9	SMGM	23°23'40.4"	17°04'55.3"	Quarzader	milchig, randliche Kataklaste, +sek. Hämatit/Limonit	PG	-	+
SMGM 10	SMGM	23°23'39.5"	17°04'51.0"	Marienhof Sandstein	viel Muskovit (<2mm), feinkörnig, schwach foliiert		-	-
SMGM 11	SMGM	23°23'34.3"	17°04'42.4"	Mylonit	dunkelgrau/grünlich, engständige Foliation, phyllitisch		-	-
SMGM 12	SMGM	23°23'38.4"	17°05'10.7"	maf. Gang	kaum foliiert, dunkelgrau/grünlich, dicht		-	-
SMGM 13	SMGM	23°23'36.7"	17°05'04.5"	Xenolith in PG	20 cm im Durchmesser, mittelkörnig, viel Muskovit (<1mm)	PG	-	-
SMGM 14	SMGM	23°23'38.5"	17°04'59.6"	Quarzader	milchig/glasig, stark geschert, +PG-Lithons, + viel sek. Hämatit/Limonit 325°50°	PG	-	+
SMGM 15	SMGM Halde	23°23'39.8"	17°04'57.0"	PG	grau, stark geschert, leicht porphyrisch, epidotisiert, +Pyrit		-	-
SMGM 16	SMGM Halde	23°23'39.8"	17°04'57.0"	PG	dunkelgrau, mylonitisiert, porphyroblastische Feldspäte (<3cm)		+	-
SMGM 17	SMGM Halde	23°23'39.8"	17°04'57.0"	maf. Gang	dunkelgrau/grünlich, dicht mit Feldspatblasten (<0,5cm), mylonitisiert, Pyrit (<0,5cm)		+	+
SMCM 1	SMCM	23°23'12.9"	17°05'16.0"	Quarzader	milchig, stark beansprucht, +sek. Hämatit/Limonit	SMG?	-	+
SMCM 2	SMCM	23°23'21.7"	17°05'17.5"	SMG	deutlich foliiert, viel Muskovit, S1 320°50°		-	-
SMCM 3	SMCM	23°23'24.9"	17°05'00.9"	Quarzader	milchig, sacharoidal rekr., 0,8m*10m, (+sek. Hämatit/Limonit)		-	+
SMCM 4	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	Granit	mittelkörnig, sehr schwach deformiert		-	-
SMCM 5	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	maf. Gang	dunkelgrau/schwarz, phyllitisch, +Pyritwürfel (<2mm)		+	+
SMCMH 1	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	Derberz	Magnetit, Chalkopyrit, +glasiger Quarz		-	+
SMCMH 2	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	Derberz	Magnetit, Chalkopyrit, (Bornit)		-	-
SMCMH 3	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	Derberz	Magnetit, Chalkopyrit, Apatit?		-	+
SMCMH 4	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	maf. Gang	dunkelgrau, schwach foliiert, deutlich deformiert, Aktinolith (<1cm), Pyrit (<4mm)		+	+
SMCMH 5	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	Quarzader	glasig, teils idiomorphe Kristalle, Chlorit	SMG	-	-
SMCMH 6	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	Derberz	Hämatit, Pyrit, Karbonat, Chalkopyrit		-	+
SMCMH 7	SMCM Halde	23°23'11.2"	17°05'17.5"	maf. Gang	dunkelgrau/grünlich, phyllitisch		-	-
9/5 # 1	nördl. Übersch.	23°21'35.3"	17°03'08.1"	Quarzader	stark geschert, +Turmalin (gebogen)	Marienhof Schiefer	-	-
9/5 # 3	südl. der nördl. Übersch.	23°21'50.4"	17°03'27.2"	Hornblendit	einige Meter messender Körper, Hornblenden bis 2cm	qp. PG	-	-
9/5 # 7	südl. der nördl. Übersch.	23°21'49.3"	17°03'28.3"	Hornblendit	(teils orbikulare) Hornblenden (<1cm)	PG	-	-
9/5 # 8	südl. der nördl. Übersch.	23°21'49.3"	17°03'28.3"	qp. PG	seritisiert, Kontakt mit PG		-	-
10/5 # 1	südl. der nördl. Übersch.	23°21'46.9"	17°02'44.4"	qp. PG	rötlich, schwach deformiert		-	-
10/5 # 2	südl. der nördl. Übersch.	23°21'44.9"	17°02'41.5"	Quarzader	glasig, 0.4m*2m, +Chlorit +Karbonat (<10cm)	Mylonit	-	+
10/5 # 3	südl. der nördl. Übersch.	23°21'44.9"	17°02'41.5"	Chloritaggregat	dunkelgrün/schwarz, weich	10/5#2	-	-
10/5 # 4	südl. der nördl. Übersch.	23°21'40.2"	17°02'25.7"	Mylonit	qp. PG, deutlich foliiert, +Streckungslineare		-	-
11/5 # 1	Guru Mountains	23°20'59.7"	17°02'08.4"	porphyrischer Gang	grobkörnig, rosa Feldspäte und Quarz (<1cm), stark geschert		+	-
11/5 # 2	Guru Mountains	23°20'58.9"	17°02'08.8"	Quarzader	milchig, rekr., boudiniert, <10 cm, (+Chlorit), +sek. Hämatit/Limonit	Marienhof Sandstein	-	+
14/5 # 1	Quarzitbruch	23°21'41.4"	17°05'12.7"	Marienhof Schiefer	hellbraun/gelblich/rötlich, engständige Schichtung, Runzelschieferung		-	-
14/5 # 2	Quarzitbruch	23°21'41.4"	17°05'12.7"	Quarzader	glasig/milchig, <30cm, +Turmalin, +sek. Hämatit/Limonit	Marienhof Quarzit	-	+



Probe	Lokalität	südl. Breite	östl. Länge	Ansprache	Bemerkungen	Nebengestein	XRF	INAA
14/5 # 3	Quarzitbruch	23°21'41.4"	17°05'12.7"	Marienhof Quarzit	grau, unregelmäßig foliiert, Muskovitlagen, +sek. Hämatit/Limonit		-	-
14/5 # 4	südl. des Quarzitbruches	23°21'44.8"	17°05'06.1"	Mylonit	quarzporphyrisch, deutlich foliiert, Muskovit, +Turmalin, +pebbles (<8cm)		-	-
14/5 # 4	südl. des Quarzitbruches	23°21'44.8"	17°05'06.1"	pebbles	Quarzit		-	-
14/5 # 5	südl. des Quarzitbruches	23°21'45.5"	17°05'06.3"	Rhyolit	massiv, +Turmalin, Quarzporphyroblasten bis 1cm		+	-
15/5 # 1	südl. des Oanob	23°20'19.5"	17°04'18.5"	Quarzader	milchig, rekr., +Feldspat, +Chlorit, +Serizit	porphyrischer Gang	-	+
15/5 # 2	südl. des Oanob	23°20'36.1"	17°04'02.0"	Quarzader	glasig, sacharoidal rekr., <20cm, +Chlorit	gesch. maf. Gang	-	+
16/5 # 1	SE der SM Minen	23°24'47.3"	17°06'10.2"	SKG	dunkelgrau, + Epidotadern		-	-
16/5 # 2	SE der SM Minen	23°24'40.7"	17°05'59.2"	SKG	dunkelgrau, Plagioklas bis 1cm		-	-
16/5 # 3	SE der SM Minen	23°24'33.2"	17°05'54.8"	Epidot-Quarz-Ader		SKG	-	-
16/5 # 4	SE der SM Minen	23°24'33.2"	17°05'54.8"	Metadolerit	dunkelgrau/grünlich, kaum deformiert	SKG	-	-
16/5 # 5	SE der SM Minen	23°24'31.1"	17°05'54.0"	SKD	undeformierter Dolerit (Swartkoppie dyke)	SKG	-	-
16/5 # 6	SE der SM Minen	23°24'31.1"	17°05'54.0"	Metabasalt	leicht amygdaloidal +Epidotfüllung	SKG	-	-
17/5 # 1	Guru Mountains	23°20'38.9"	17°03'23.5"	Quarzader	glasig, verfault, boudiniert, +Chlorit auf Brüchen	Marienhof Sandstein	-	+
17/5 # 2	Guru Mountains	23°20'40.2"	17°03'47.7"	Brekzie	angulare Quarzitfragmente (<4cm) in Hämatitmatrix	Marienhof Quarzit	+	+
18/5 # 1	nördl. Übersch.	23°21'37.2"	17°03'57.5"	Quarzader	milchig, +Spekularit	Geröll	-	+
18/5 # 2	nördl. Übersch.	23°21'37.2"	17°03'57.5"	Brekzie	brekzierter Marienhof Quarzit, Hämatit-schwarze Manganoxide	Marienhof Quarzit	-	+
18/5 # 3	nördl. Übersch.	23°21'37.5"	17°03'57.5"	Quarzader	milchig/glasig, (+Spekularit)	kiesiger Mh. Sandstein	-	+
18/5 # 4	nördl. Übersch.	23°21'37.8"	17°03'59.9"	Brekzie	brekzierter Marienhof Quarzit, Hämatit	Marienhof Quarzit	-	+
18/5 # 5	nördl. Übersch.	23°21'45.0"	17°04'04.6"	qp. PG	grobkörnig, grau, deutlich foliiert/mylonitisiert		-	-
19/5 # 1	südl. SMGM	23°23'50.5"	17°05'07.3"	maf. Gang	dunkelgrau/grünlich, mittel- bis grobkörnig, schwach deformiert	PG	-	-
19/5 # 2	südl. SMGM	23°24'24.4"	17°04'59.9"	qp. PG	grau/weiß/pink, dicht	PG	-	+
19/5 # 3	südl. SMGM	23°24'27.6"	17°04'59.5"	maf. Gang	grau/grünlich, grobkörnig, Plagioklas (<5mm), deutlich geschert, Epidotadern	PG	-	-
19/5 # 4	südl. SMGM	23°24'25.2"	17°04'55.8"	Mylonit	hellgrau/rötlich, Quarzmylonit, feine Scherbänder	PG	-	-
19/5 # 5	südl. SMGM	23°24'10.0"	17°04'45.1"	Quarzader	milchig/glasig, 0,8m mächtig über ca. 100m, z.T. +idiom. Prismen,+ sek. Hämatit	PG	-	+
24/5#1	SMCM Schurf im NW	23°22'36.9"	17°04'54.9"	Quarz-Turmalin-Ader	glasig/milchig, +deformierten Turmalin	Marienhof/qp. PG	-	+
24/5#2	SMCM Schurf im NW	23°22'37.6"	17°04'54.6"	Mylonit	engständig foliiert, starke Hämatit/Magnetit? Imprägnation	Marienhof/qp. PG	-	+
24/5#3	SMCM Schurf im NW	23°22'37.6"	17°04'54.6"	Mylonit	hellgrau, porphyrisch, deutlich foliiert/mylonitisiert, Magnetit-Imprägnation	Marienhof/qp. PG	-	-
24/5#4	SMCM Schurf im NW	23°22'37.6"	17°04'54.6"	maf. Gang	grau/grünlich, deutlich foliiert, radialstrahliger Aktinolith (<3cm>),	Marienhof/qp. PG	+	-
24/5#5	SMCM Schurf im NW	23°22'38.1"	17°04'54.4"	Quarz-Turmalin-Ader	glasig/milchig, +deformierten Turmalin	Marienhof/qp. PG	-	+
24/5#6	SMCM Schurf im NW	23°22'39.3"	17°04'54.9"	qp. PG	porphyrisch		-	-
24/5#7	SMCM Schurf im NW	23°22'46.5"	17°04'48.0"	Mylonit	weiß, quarzporphyrisch, +Hämatit, +Magnetit, +Malachit, +Chrysokoll		-	+
24/5#8	SMCM Schurf im W	23°23'03.4"	17°04'53.5"	Marienhof Quarzit	grau/rötlich, verfault	qp. PG	-	-
25/5#1	SMCM Schurf im NW	23°22'48.9"	17°05'00.9"	Marienhof Quarzit	grau/rötlich, mylonitisiert, + sek. Hämatit/Limonit	qp.PG	+	-
25/5#2	SMCM Schurf im W	23°23'11.2"	17°04'53.5"	Metadolerit	mittelkörnig, leicht deformiert	qp. PG	-	-
25/5#3	SMCM Schurf im W	23°23'10.1"	17°04'53.6"	Quarzader	glasig, + feldspat-betonte Nebengesteinsrelikte	qp. PG	+	+
25/5#4	westl. der SMCM	23°23'08.2"	17°04'58.0"	SMG	grau/gelblich, mittel- bis grobkörnig, leicht foliiert,		-	-
25/5#5	westl. der SMCM	23°23'11.3"	17°04'51.8"	Quarzader	glasig, 2,5m, diskontinuierlich	qp. PG	-	+
25/5#6	westl. der SMCM	23°23'11.2"	17°04'47.0"	Granit	grobkörnig, schwach deformiert, 2 Feldspäte, Biotit, kein Muskovit		-	-
25/5#7	westl. der SMCM	23°23'18.6"	17°04'40.6"	Marienhof Sandstein	grau/rötlich, mittelkörnig, mäßig foliiert		+	-
25/5#8	westl. der SMCM	23°23'21.4"	17°04'47.3"	Marienhof Sandstein	grau/rötlich, mittel- bis grobkörnig, deutlich foliiert, gradierte Schichtung, Muskovit auf S1 <1 mm	PG	-	-
27/5#1	SE der SMCM	23°23'19.7"	17°05'25.0"	Quarzader	milchig, +sek. Hämatit/Limonit, 20*2,5m, Hohlräume nach Sulfiden(?)+Gold	SMG	-	+

Probe	Lokalität	südl. Breite	östl. Länge	Ansprache	Bemerkungen	Nebengestein	XRF	INAA
27/5#2	SE der SMCM	23°23'19.4"	17°05'25.6"	qp. PG	grau, kaum foliiert, auch als Einschluß in 27/5#1, sehr viel Muskovit (3mm)	z.B. 27/5#1	+	+
27/5#3	SE der SMCM	23°23'18.5"	17°05'28.8"	SMG	grau, viel Biotit (teils in Lagen), imprägniert mit sek. Hämatitwürfeln		+	-
27/5#4	SE der SMCM	23°23'18.5"	17°05'28.8"	Biotitit	dunkelbraun, Biotit (1,5cm), foliiert	SMG	-	-
28/5#1	zw. GVM und Blank's M.	23°22'10.7"	17°02'07.0"	Quarzader	milchig/glasig, teils idiom. Prismen, sek. Hämatitwürfel (<3cm)	Marienhof Sandstein	-	+
28/5#2	zw. GVM und Blank's M.	23°22'29.5"	17°02'18.0"	Quarzader	glasig/milchig, teilweise boudiniert, Chalkopyrit, sek. Hämatit (<2cm)	PG	-	+
28/5#3	zw. GVM und Blank's M.	23°22'37.7"	17°02'35.6"	Quarzader	milchig, Spekularit entlang des Kontaktes zum Nebengestein	PG	-	+
29/5#1	südl. der nördl. Übersch.	23°22'02.0"	17°03'18.4"	Quarzader	glasig/milchig, grünlich durch Epidot, stark geschert	qp. PG	-	+
29/5#2	südl. der nördl. Übersch.	23°22'32.9"	17°03'11.9"	Quarzader	glasig/milchig, +deformierter Turmalin, 10m*0,5m, +sek. Hämatit/Limonit	Marienhof Sandstein	-	+
29/5#3	südl. der nördl. Übersch.	23°22'28.7"	17°03'42.5"	qp. PG	schwach foliiert	Mh. Schiefer/qp. PG	+	-
29/5#4	südl. der nördl. Übersch.	23°21'54.9"	17°03'53.5"	Hornblendit	pegmatoid, Hornblende-Aggregate bis 30cm in weißer dichter Matrix	qp. PG	+	-
29/5#5	südl. der nördl. Übersch.	23°21'54.4"	17°03'55.6"	Hornblendit	pegmatoid, Hornblende-Aggregate bis 3cm in Feldspatmatrix	PG	+	-
30/5#1	nördl. von Kleinbegin	23°22'21.4"	17°03'57.2"	qp. PG	graubraun, grobkörnig, stark geschert, +sek. Hämatit/Limonit	Mh. Sandstein/qp. PG	+	-
30/5#2	nördl. von Kleinbegin	23°22'27.3"	17°03'51.0"	maf. Gang	dunkelgrün/grau, dicht, engständig foliiert	Marienhof Schiefer	+	-
30/5#3	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.3"	17°03'07.5"	Quarzader	glasig, 1-10cm mächtig, antithetisch, +sek. Hämatit/Limonit	Mh. Sandstein/Schiefer	-	+
30/5#4	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.3"	17°03'07.5"	Marienhof Sandstein	grau/rötlich, mittelkörnig, deutliche Foliation durch Muskovit (<2mm)		+	-
30/5#5	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.3"	17°03'07.5"	Chlorit-Aggregat	dunkelgrün/schwarz, weich	Quar zadern	-	+
30/5#6	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.3"	17°03'07.5"	Marienhof Sst/Schiefer	grau/rötlich, deutlich foliiert, fein- bis mittelkörnige Lagen		+	-
30/5#7	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.9"	17°02'57.0"	Muskovitit	Muskovite (<1cm), mit Porphyroid?	30/5#8	-	-
30/5#8	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.9"	17°02'57.0"	qp. PG	hellgrau/rosa, grobkörnig, +Muskovitlagen		-	-
31/5#1	E von GVM	23°22'50.5"	17°02'51.6"	Quarzader	glasig/milchig, eingescherte Schiefer-Lithons	qp. PG	-	+
31/5#2	E von GVM	23°22'50.5"	17°02'51.6"	Quarzader	glasig/milchig, wenig Serizit	qp. PG	-	+
31/5#3	E von GVM	23°22'51.8"	17°02'48.2"	Quarzader	glasig, eingescherte qp. PG-Lithons, teils Spekularit entlang des Kontaktes	qp. PG	-	+
31/5#4	E von GVM	23°22'46.2"	17°02'41.9"	Quarzader	milchig, eingescherte qp. PG-Lithons, +Chlorit	maf. Gang in PG	-	+
31/5#5	Schürfgr. E von GVM	23°22'30.3"	17°02'56.3"	Marienhof Sst/PG	mittelkörniger Sst mit PG, deutlich geschert, leichte Magnetit-Imprägnation		+	-
31/5#6	Schürfgr. E von GVM	23°22'45.4"	17°03'17.9"	Quarzader	glasig, +sek. Hämatit/Limonit	31/5#5	-	+
31/5#7	Schürfgr. E von GVM	23°22'45.4"	17°03'17.9"	maf. Gang	fein- bis mittelkörnig, nur schwach foliiert, +Flecken von sek. Hämatit	Marienhof Sandstein	+	-
31/5#8	Schürfgr. E von GVM	23°22'45.4"	17°03'17.9"	PG	grau, extrem geschert, grobkörnig, Kontakt mit maf. Gang	Marienhof Sandstein	+	-
1/6#1	E von GVM	23°22'52.3"	17°03'19.0"	Xenolith in PG	mafisch, deutlich foliiert	PG	-	-
1/6#2	E von GVM	23°22'45.0"	17°03'19.4"	Derberz	Hämatit-Magnetit	Geröll	-	+
1/6#3	WSW von Wohler M.	23°22'12.9"	17°04'27.1"	Hornblendit	Hornblenden (<1,5cm) in grauer mittelkörniger Matrix		+	-
1/6#4	WSW von Wohler M.	23°22'03.7"	17°04'38.6"	Hornblendit	Hornblende-Kumulate (<4cm) in grobkörniger Quarz-Feldspat Matrix		-	-
2/6#1	zw. GVM und Blank's M.	23°22'16.5"	17°02'01.0"	Quarzader	glasig, +Serizit/Muskovit (<1mm), +sek. Limonit	qp. PG	-	+
2/6#2	zw. GVM und Blank's M.	23°22'16.5"	17°02'01.0"	Quarzader	glasig, +sek. Hämatit/Limonit	qp. PG	-	+
2/6#3	zw. GVM und Blank's M.	23°22'16.5"	17°02'01.0"	qp. PG	grau, stark geschert, mittel- bis grobkörnig		+	-
2/6#4	GVM	23°22'43.6"	17°02'18.7"	qp. PG	hellgrau/beige, grobkörnig (<4mm), kaum deformiert		-	-
2/6#5	GVM	23°22'50.6"	17°02'17.6"	Pyroklastit	grau (/leicht lila), grobkörnige und sehr feinkörnige Lagen im Wechsel, schwach foliiert	qp. PG	+	-
2/6#6	GVM Halde	23°22'46.9"	17°02'26.7"	Derberz	Hämatit-Magnetit in Lagen		-	+
3/6#1	südl. von Wohler M.	23°22'03.9"	17°04'54.6"	Hornblendit	grau, (orbikulare) Hornblenden (<2cm) in mittelkörniger grauer Matrix	qp. PG	+	-
3/6#2	südl. von Wohler M.	23°21'58.4"	17°05'01.2"	Quarzader	glasig/milchig, 35*0,3m, Chalkopyrit, +Hämatit und Malachit	Marienhof Sandstein	-	+
7/6#1	NW von SMGM	23°23'21.9"	17°04'23.5"	maf. Gang	dunkelgrau, mittel- bis feinkörnig, kaum deformiert	qp. PG	-	-
7/6#2	NW von SMGM	23°23'22.4"	17°04'23.4"	qp. PG	grau, grobkörnig, mit idiom. Epidot (<2cm)		-	-

Probe	Lokalität	südl. Breite	östl. Länge	Ansprache	Bemerkungen	Nebengestein	XRF	INAA
7/6#3	NW von SMGM	23°23'23.4"	17°04'22.3"	qp. PG	grau, grobkörnig, mit Epidot und Hämatitwürfel nach Sulfiden (<8mm)		-	-
7/6#4	NW von SMGM	23°23'25.2"	17°04'40.7"	porphyrischer Gang	hellgrau/beige, dicht, geklüftet, schwach foliiert	Marienhof Sst/qp. PG	+	-
8/6#1	WNW von SMGM	23°23'32.8"	17°04'21.6"	Quarzader	glasig, 0,4*8m, +sek. Hämatit/Limonit	PG	-	+
8/6#2	WNW von SMGM	23°23'14.0"	17°04'01.7"	maf. Gang	grau, grobkörnig, Plagioklas (<0,5cm), kaum deformiert	qp. PG	-	-
9/6#1	südl. von SMGM	23°24'02.4"	17°04'49.2"	qp. PG	graugrün, stark geschert und epidotisiert	PG	+	-
9/6#2	südl. von SMGM	23°24'09.1"	17°04'24.4"	Quarzader	glasig, sacharoidal rekr., ca. 80*0,5m, teils eingescherter sek. Hämatit	PG	-	+
9/6#3	südl. von SMGM	23°24'05.5"	17°04'31.9"	Quarzader	glasig/milchig, stark geklüftet, +sek. Hämatit/Limonit, eingescherzte Fragmente	PG	-	+
9/6#4	südl. von SMGM	23°24'05.5"	17°04'31.9"	Derberz	sek. Hämatit/Limonit	PG	-	+
9/6#5	westl. von SMGM	23°23'58.7"	17°03'45.9"	porphyrischer Gang	beige, dicht, mit vielen Quarzadern, sek. Hämatitwürfel (<2mm), ca. 5*40m	PG	+	+
10/6#1	SW von Kleinbegin	23°23'14.7"	17°03'27.7"	qp. PG	grau, grobkörnig, stark geschert,		-	-
11/6#1	SW von Kleinbegin	23°23'43.5"	17°02'59.0"	PG	porphyrisch, grobkörnig, kaum deformiert, Kalifeldspäte bis 5cm		+	-
11/6#2	Spitskop	23°24'05.6"	17°02'31.0"	Rhyolit	dunkelgrau, porphyrischer Qtz+Fsp (<0,5cm), +einger. Klasten, dichte Matrix		+	-
11/6#3	Spitskop	23°24'16.8"	17°02'28.3"	maf. Gang	dunkelgrau/schwarz, stark geschert/foliiert, Muskovit/Chlorit, weich		+	-
12/6#1	südl. der nördl. Übersch.	23°21'50.2"	17°02'14.1"	Quarzader	glasig, magnetisch, Magnetit, boudiniert, 2*10cm	PG	-	+
12/6#2	östl. von Blank´s M.	23°22'20.0"	17°01'53.2"	Quarzader	glasig/milchig, 10-90cm mächtig, stak zerschert, Nebengesteins-Lithons	Marienhof Sst/PG	-	+
12/6#3	östl. von Blank´s M.	23°22'34.6"	17°01'29.2"	qp. PG	grau/rötlich, grobkörnig, stark serizitisiert u. geschert, sek. Hämatitwürfel (1cm)		+	+
12/6#4	östl. von Blank´s M.	23°22'34.6"	17°01'29.2"	Quarzader	glasig, teil sacharoidal rekr., sek. Hämatitwürfel (5mm) im Kontakt, 15cm,	qp. PG	-	+
12/6#5	östl. von Blank´s M.	23°22'34.6"	17°01'29.2"	Quarzader	glasig, teil sacharoidal rekr., Pyrit, sek. Hämatitwürfel (1cm) , 4-7cm,	qp. PG	-	+
13/6#1	östl. von Blank´s M.	23°22'27.5"	17°01'43.5"	Mylonit	dunkelgrau, engständige Scherfoliation, kataklastisch zerbr. Feldspäte (<2cm)	PG	+	+
13/6#2	östl. von Blank´s M.	23°22'27.5"	17°01'43.5"	Derberz	glasiger Quarz, kataklastisch zerbr. Pyrit und Chalkopyrit, Magnetit/Hämatit	PG	-	+
13/6#3	östl. von Blank´s M.	23°22'12.6"	17°01'08.8"	maf. Gang	graugrün, mittel- bis grobkörnig, 5m , mäßig deformiert, feinkörnige Kontakte	PG	+	-
13/6#4	östl. von Blank´s M.	23°22'14.7"	17°01'09.2"	Basalt	dunkelgrau/schwarz, Feldspat+Biotit-Porphyroblasten (4mm) in dichter Matrix	PG	-	-
14/6#1	Blank´s Mine Halde	23°22'28.5"	17°00'58.5"	maf. Gang	graugrün, mittelkörnig, foliiert, Pyritwürfel (<5mm)		+	-
14/6#2	Blank´s Mine Halde	23°22'28.5"	17°00'58.5"	qp. PG	grau, fein- bis mittelkörnig, +glasige Quarzader mit Chlorit		+	-
14/6#3	Blank´s Mine Halde	23°22'28.5"	17°00'58.5"	PG	grau(rötlich), porphyrisch, grobkörnig, stark geschert, Pyrit, Magnetit		+	-
14/6#4	Blank´s Mine Halde	23°22'28.5"	17°00'58.5"	PG	grau, porphyrisch, grobkörnig, deutliche Scherfoliation, epidotisiert		+	-
14/6#5	Blank´s Mine Halde	23°22'28.5"	17°00'58.5"	PG	grau/grünlich, porphyrisch, grobkörnig, deutliche Scherfoliation, epidotisiert		+	-
14/6#6	Blank´s Mine Halde	23°22'28.5"	17°00'58.5"	PG	grau/grünlich, porphyrisch, grobkörnig, deutliche Scherfoliation, stark epidotisiert		+	-
14/6#7	30m SE von Blank´s M.	23°22'29.1"	17°00'59.3"	Quarzader	glasig/milchig, stark geklüftet, 1m mächtig, +sek. Hämatit/Limonit	PG	-	+
20/6#1	westliche Guru Mountains	23°22'09.7"	17°00'38.7"	maf. Gang	graugrün, mittel- bis grobkörnig, deutlich foliiert, gelängte Plagioklase (<3cm)		+	-
21/6#1	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	Quarzader	glasig/milchig, boudiniert, eingesch. Fe-Oxid-Lagen, Chalkopyrit, Kontakt mit maf. Gang		-	+
21/6#2	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	maf. Gang	graugrün, mylonitisiert, dicht, Pyrit (<2mm), + Quarz-Karb. Adern, Chalkopyrit mit Lithons		-	+
21/6#3	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	Quarz-Karbonatader	milchiger Quarz, Karbonat, boudiniert in maf. Gang, eingescherzte Lithons	maf. Gang	-	+
21/6#4	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	PG	grau/rötlich, porphyrisch, mäßig ausgebildete Scherfoliation		+	-
21/6#5	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	Erz	milchige Quarzadern, mit prim. Magnetit/Hämatit, Sphalerit, Pyrit, Chalkopyrit in Kontakten		-	+
21/6#6	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	maf. Gang	graugrün, mittel- bis feinkörnig, kaum foliiert, stark epidotisiert		+	-
21/6#7	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	maf. Gang	graugrün, mittel- bis feinkörnig, mylonitisiert, Pyritwürfel (<1mm)		+	+
21/6#8	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	Mylonit	grau, deutliche Scherfoliation, Quarzaugen (<1cm), -schlieren		+	+
21/6#9	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	maf. Gang	graugrün, grob- bis feinkörnig, mylonitisiert, gelängte Feldspäte		+	-
21/6#10	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	PG	grau, porphyrisch, grobkörnig, stark geschert, geklüftet, Faserharnische		-	-
21/6#11	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	Monzonit?	grau/rötlich, grobkörnig, Hornblenden (<1cm)		+	-

Probe	Lokalität	südl. Breite	östl. Länge	Ansprache	Bemerkungen	Nebengestein	XRF	INAA
22/6#2	westl. von Guru Mountains	23°20'11.8"	17°01'11.8"	Hornkranz Granit	grau, porphyrisch, grobkörnig, mäßig deformiert		+	-
23/6#1	SW von Guru Mountains	23°21'22.3"	17°00'41.1"	Marienhof Sandstein	graurot, mittel- bis feinkörnig, deutliche Foliation, imprägniert mit Magnetit (<1mm)		+	-
22/7#1	südl. von Blank's M.	23°22'47.3"	17°01'07.8"	qp. PG	grau, grobkörnig, stark geschert		-	-
22/7#2	südl. von Blank's M.	23°22'53.7"	17°01'13.6"	Quarzader	glasig/milchig, sacharoidal rekr., Magnetit im Kontakt, Bornit, Malachit, Lithons	qp. PG	-	+
22/7#3	südl. von Blank's M.	23°22'58.0"	17°01'09.9"	qp. PG	beige, grobkörnig, engständige Foliation, Muskovit (<1mm), Malachit		+	+
22/7#4	südl. von Blank's M.	23°22'58.6"	17°01'10.2"	Mylonit	grau, grobkörnige Quarz-Feldspatschlieren zw. feinkörnigen Scherbändern, Malachit		+	+
22/7#5	südl. von Blank's M.	23°22'58.6"	17°01'10.2"	Mylonit	weiss/grau, grobkörnig, pegmatoid		+	+
22/7#6	südl. von Blank's M.	23°22'58.7"	17°01'08.6"	Quarzader	glasig, sacharoidal rekr., boudiniert, + viel sek. Hämatit/Limonit	qp. PG/Mylonit 22/7#4	-	+
22/7#7	südl. von Blank's M.	23°23'05.6"	17°00'58.4"	maf. Gang	graugrün, amygdaloidal mit Kalzitfüllung (0,5cm) in dichter Matrix	qp. PG/Marienhof. Sst	-	-
23/7#1	südl. von Blank's M.	23°23'40.1"	17°00'54.1"	porphyrischer Gang	grau, porphyrisch, grobkörnig, stark geschert, Quarzauge (<1cm)		+	-
23/7#2	südl. von Blank's M.	23°23'41.0"	17°00'46.7"	Marienhof Sandstein	grau, mittel- bis feinkörnig, quarzitisches Lagen (<0,5cm), veraltet		-	-
23/7#3	südl. von Blank's M.	23°23'27.1"	17°00'43.8"	Rhyolit	grau, dicht, fein laminiert (S0), teilweise Rutschungsbrekzierung		+	-
24/7#1	SE von Blank's M.	23°23'06.8"	17°01'44.2"	Derberz	rötlicher Aderquarz, sacharoidal rekr., Chalkopyrit, viel sek. Hämatit/Limonit, Malachit	PG	-	+
24/7#2	SE von Blank's M.	23°23'06.8"	17°01'44.2"	PG	grau(bräunlich), porphyrisch, stark geschert, starke Imprägnation mit Magnetit (<2mm)		+	+
24/7#3	SE von Blank's M.	23°23'24.6"	17°01'46.2"	Kobos Granit	grau /rötlich, grobkörnig, kaum deformiert		+	-
25/7#1	Str. Rehoboth-Klein Aub	23°21'22.0"	17°03'51.5"	Marienhof Schiefer	dunkelgrau/schwarz, phyllitisch, dicht, feine Schichtung (<1mm), Runzelschieferung		-	-
25/7#2	Wohler Mine	23°21'49.9"	17°05'05.1"	Rhyolit	beige/grünlich, porphyrisch, mäßig deformiert, argillitisiert		+	+
25/7#3	Wohler Mine	23°21'49.9"	17°05'05.1"	Quarzader	glasig, "zuckrig" rekr., 8cm, Chalkopyrit, Bornit, Malachit	Rhyolit 25/7#2	-	+
25/7#4	südl. von Wohler M.	23°21'50.5"	17°05'03.7"	Rhyolit	rötlich, porphyrisch, runde Quarzklasten (<0,5cm), dichte Matrix, stark geklüftet		+	-
25/7#5	südl. von Wohler M.	23°21'50.5"	17°05'03.7"	Quarzader	glasig/milchig, ~45cm, + viel sek. Hämatit/Limonit, Malachit	Rhyolit 25/7#2	-	+
25/7#6	Wohler Mine Halde	23°21'49.9"	17°05'05.1"	Derberz	glasiger Aderquarz, +sek. Hämatit/Limonit, Malachit		-	+
29/7#1	ENE von SMGM	23°23'32.5"	17°05'31.1"	PG	grau/rötlich, porphyrisch, rosa Feldspäte (<4cm), kaum deformiert		-	-
29/7#2	ENE von SMGM	23°23'32.5"	17°05'31.1"	Pegmatit	weiss/rosa, grogkörnig, 15cm, glasiger Quarz, Mikroklin (<8cm), Muskovit (<4cm)	PG	-	+
29/7#3	ENE von SMGM	23°23'31.8"	17°05'30.6"	Quarzader	glasig, z.T. idiom. Primen, +sek. Hämatit/Limonit	PG	-	+
29/7#4	ENE von SMGM	23°23'31.8"	17°05'30.6"	Aplit	beige/rötlich, mittelkörnig, <1m mächtig	PG	+	-
29/7#5	östl. von SMCM	23°23'08.8"	17°05'29.8"	qp. PG	grau/rötlich, grob- bis feinkörnig, stark geklüftet, mäßig deformiert		-	-
30/7#1	nördl. von Neuras Mine	23°26'34.4"	17°02'16.4"	qp. PG	grau/rötlich, porphyrisch, grobkörnig bis dicht, deutlich foliiert		+	-
30/7#2	nördl. von Neuras Mine	23°26'21.6"	17°02'19.3"	maf. Gang	graugrün, mittel- bis grobkörnig, schwach deformiert		-	-
30/7#3	nördl. von Neuras Mine	23°25'54.8"	17°02'21.9"	Metarhyolit	beige/grün, dicht, stark epidotisiert		+	-
30/7#4	nördl. von Neuras Mine	23°25'28.5"	17°02'38.9"	Brekzie	Klasten von milchigem Aderquarz in Matrix von sek. Hämatit/Limonit		-	+
30/7#5	nördl. von Neuras Mine	23°25'28.5"	17°02'38.9"	Brekzie	milchigem Aderquarz-Klasten in Matrix v. sek. Fe-Oxiden, Qrzsäume um Klasten		-	-
31/7#1	NW von Neuras Mine	23°26'42.9"	17°01'49.8"	Quarzader	glasig, idiomorph	PG	-	+
3/8#1	NNE von Neuras Mine	23°25'21.9"	17°03'04.9"	maf. Gang	dunkelgrau/schwarz, porphyrische Feldspäte (<1cm) in dichter Matrix, kaum deformiert	Granitgneis	-	-
3/8#2	NNE von Neuras Mine	23°25'23.8"	17°02'53.3"	Granitgneis	grau/(rötlich), grob- bis mittelkörnig, deutlich foliiert		+	-
3/8#3	NNE von Neuras Mine	23°25'23.8"	17°02'53.3"	maf. Gang	dunkelgrau/schwarz, grobkörnig bis dicht, deutlich deformiert und epidotisiert	Granitgneis	+	-
3/8#4	NNE von Neuras Mine	23°25'23.8"	17°02'53.3"	Biotit	Biotit (<1cm)		-	+
3/8#5	NNE von Neuras Mine	23°25'23.8"	17°02'53.3"	Pegmatit	beige, grobkörnig, Biotit (<1cm), leicht epidotisiert	Granitgneis/maf. Gang	-	-
4/8#1	Kobos Granit	23°28'28.4"	17°01'46.7"	Kobos Granit	grau /rötlich, grobkörnig, kaum deformiert		+	+
4/8#2	nördl. von Kobos Gr.	23°28'23.3"	17°01'53.4"	Granitgneis	grau, grobkörnig bis dicht, deformiert		-	-
4/8#3	nördl. von Kobos Gr.	23°28'24.5"	17°01'53.9"	maf. Gang	schwarz, mittelkörnig, kaum deformiert		-	-
4/8#4	nördl. von Kobos Gr.	23°28'25.2"	17°01'53.9"	porphyrischer Gang	beige/rötlich, Feldspatblasten (<cm) in dichter Matrix, kaum deformiert		-	-

Probe	Lokalität	südl. Breite	östl. Länge	Ansprache	Bemerkungen	Nebengestein	XRF	INAA
4/8#5	zw. Neuras M. und Kobos Gr.	23°27'33.6"	17°02'15.6"	Granitgneis	grau, grobkörnig, deutlich foliiert/geschert		-	-
4/8#6	zw. Neuras M. und Kobos Gr.	23°27'03.8"	17°02'08.2"	Quarzader	glasig, boudiniert, Lithons, +Chlorit	maf. Gang	-	+
5/8#1	westl. von Neuras M.	23°27'12.0"	17°01'19.8"	Quarzader	glasig/milchig, sek. Hämatit/Limonit nach Sulfiden (<5cm)		-	+
5/8#2	SW von Neuras M.	23°27'54.7"	17°00'33.2"	Pyroxen-Hornblendit	dunkelgrau, hbl (<1,5cm) in mittelkörniger Matrix, epidotisiert, kaum deformiert		+	+
5/8#3	SW von Neuras M.	23°27'54.6"	17°01'00.3"	qp. PG	grau, grob- bis feinkörnig, + Quarzader mit sek. Hämatit (<2cm)		-	+
6/8#1	südl. von SMGM	23°24'46.3"	17°04'36.0"	PG	grau, porphyrisch, Feldspäte (<5cm), kaum deformiert		-	-
7/8#1	SE von Neuras M.	23°27'28.4"	17°03'19.6"	Quarzader	glasig/grau(-rauchig), diskontinuierlich, deformiert		-	+
7/8#2	SE von Neuras M.	23°27'31.7"	17°03'22.5"	Granitgneis	dunkelgrau, grobkörnig, deutlich foliiert/geschert, Quarzschlieren		-	-
7/8#3	SE von Neuras M.	23°27'37.1"	17°03'24.5"	Dunit	schwarz, serpentiniert, magnetisch, rundliche Pyroxene (<8mm), kaum deformiert		+	+
8/8#1	SMGM Traverse	23°23'38.3"	17°04'59.4"	maf. Gang	graubraun/grünlich, mittelkörnig bis dicht, deutlich foliiert		+	+
8/8#2	SMGM Traverse	23°23'38.3"	17°04'59.4"	Mylonit	graubraun, Quarzaugen (<0,5cm) in dichter Matrix		+	+
8/8#3	SMGM Traverse	23°23'38.3"	17°04'59.4"	PG	grau, porphyrisch, Feldspäte (<4cm), stark geschert		+	+
8/8#4	SMGM Traverse	23°23'38.3"	17°04'59.4"	PG	grau, porphyrisch, Feldspäte (<2cm), stark geschert		+	+
GV1	GVM, 2. Sohle, West	23°22'46.9"	17°02'26.7"	maf. Gang	grau, dicht, deutliche Scherfoliation, imprägniert mit Magnetit (<1mm)		+	+
GV3	GVM, 2. Sohle, West	23°22'46.9"	17°02'26.7"	Marienhof Schiefer	grau, mittelkörnig, mylonitisiert, imprägniert mit Magnetit (<0,5mm)		+	+
GV4	GVM, 2. Sohle, Ost	23°22'46.9"	17°02'26.7"	PG	grau/rötlich, mylonitisiert, Schiefer-Lithons, Sulfidimpr. (<2mm), Bornit, Malachit		-	+
GV5	GVM, 2. Sohle, Ost	23°22'46.9"	17°02'26.7"	Derberz	Magnetitlage, <5cm, +sek. Hämatit/Limonit, glasiger Aderquarz		-	+
GV6	GVM, 2. Sohle, Schacht	23°22'46.9"	17°02'26.7"	Quarzader	glasig, boudiniert, 20cm mächtig, +sek. Hämatit/Limonit		-	+
GV7	GVM, 1. Sohle, Ost	23°22'46.9"	17°02'26.7"	Quarzader	glasig/milchig, boudiniert, Schiefer-Lithons, Chalkopyrit, Bornit, Malachit		-	+
GV8	östl. von GVM	23°22'45.6"	17°02'52.5"	Derberz	graubraun/rötlich, grobkörnig, deutliche Scherfoliation und Impr. mit sek. Fe-Oxiden		-	+
SMCMU1	SMCM	untertage		Derberz	mylonitisch, Chalkopyrit, Bornit, Apatit		-	+
SMCMU2	SMCM	untertage		Quarzader	glasig		-	+
31/8#1	Schurf E von Blank's M.	23°22'29.2"	17°01'18.9"	Quarzader	glasig, sacharoidal rekr., boudiniert, schiefrige -Lithons, Hohlräume (mit Fe-Oxiden)	qp. PG	-	+
31/8#2	Schurf E von Blank's M.	23°22'29.2"	17°01'18.9"	Quarzader	kaum Quarz, Fe-Oxide nach Sulfiden (<0,5cm), rekr., schiefrige Lithons	qp. PG	-	+
31/8#3	Schurf E von Blank's M.	23°22'29.2"	17°01'18.9"	Quarzader	glasig, schiefrige Lithons, +sek. Hämatit/Limonit	qp. PG	-	+
31/8#4	Schurf S von Blank's M.	23°22'29.9"	17°00'58.9"	Mylonit	dunkelgrau, kataklastisch zerbr. Feldspäte (<3cm) in dunkler Scherfoliation	PG	+	-
31/8#5	nördl. Übersch.	23°21'35.5"	17°02'18.8"	kiesiger Marienhof Sst	grau/rötlich, grobkörnig, mäßig foliiert, boudiniert, gefaltet	Marienhof Sandstein	-	-
31/8#6	nördl. Übersch.	23°21'35.5"	17°02'18.8"	Marienhof Quarzit	beige, dicht, engständig foliiert, Muskovit- und Biotit-Lagen		-	-
31/8#7	SMGM	23°23'41.0"	17°04'57.4"	Mylonit	dunkelgrau/braun, Quarzaugen (<0,5cm) in dunkler Scherfoliation	PG	+	+
BMH	Blank's Mine Halde	23°22'28.5"	17°00'58.5"	Quarzader	glasig/milchig, qp. PG-Lithons, sek. Hämatit/Limonit (<2cm)		-	+
NH2	Neuras Mine Halde	23°26'55.1"	17°02'08.8"	Quarzader	milchig/glasig, Pyrit, Chalkopyrit, sek. Fe-Oxide		-	+
RGM	Wohler Mine Halde	23°21'49.9"	17°05'05.1"	Derberz	glasiger Aderquarz, Goldnuggets in Quarz,+sek.Hämatit/Limonit, Malachit		-	-
RP - 1	ENE von SMGM	23°23'19.3"	17°05'26.4"	Quarzader	milchig, schiefrige Lithons bzw. Muskovit-Aggregate	qp. PG	-	-
RP - 1B	ENE von SMGM	23°23'19.3"	17°05'26.4"	Muskovit-Aggregat	Muskovit (<1,5cm), in Mitte von Quarzader	Quarzader RP-1	-	-
RP - 2	ENE von SMGM	23°23'19.3"	17°05'26.4"	Biotitit	dunkelbraun, Biotit (1,5cm), foliiert	qp. PG	-	-
RP - 2B	ENE von SMGM	23°23'19.3"	17°05'26.4"	Quarzader	glasig, boudiniert, Lage (<2cm) von sek. Fe-Oxiden am Kontakt		-	-
RP-3	SMCM	untertage		maf. Gang	schwarz, feinkörnig, stark geschert		-	-
RP - 4	SMGM	23°23'38.6"	17°04'59.0"	maf. Gang	graubraun/grünlich, mittelkörnig bis dicht, deutlich foliiert	PG	-	-
RP - 5	SMGM	23°23'39.9"	17°04'58.1"	Mylonit	dunkelgrau/braun, Quarzaugen (<0,5cm) in dunkler Scherfoliation	PG	-	-
RP - 6	SMGM	23°23'40.5"	17°04'57.5"	Mylonit	dunkelgrau/braun, Quarzaugen (<0,5cm) in dunkler Scherfoliation	PG	-	-
RP - 7	SMGM	23°23'41.1"	17°04'56.5"	Mylonit	dunkelgrau/braun, Quarzaugen (<0,3cm) in dunkler Scherfoliation	PG	-	-

RP - 7B	SMGM	23°23'41.1''	17°04'56.5''	Quarzader	glasig, sek. Fe-Oxide (<1cm)	Mylonit RP-7	-	-
RP - 8	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.9''	17°02'57.0''	Marienhof Sandstein	grau, mittelkörnig, mylonitisiert, Muskovit (<1mm)		-	-
RP - 9	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.9''	17°02'57.0''	Marienhof Sandstein	grau, mittelkörnig, mylonitisiert, Muskovit (<3mm), Runzelschieferung		-	-
RP - 10	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.9''	17°02'57.0''	Muskovit-Aggregat	Muskovit (<1cm), Klufffüllung	Marienhof Sandstein	-	-
RP - 11	Schürfgr. 50 m E von GVM	23°22'47.2''	17°02'27.4''	Mylonit	grau, Quarzaugen (<1cm) in dunkler Scherfoliation, Imprägnation mit Magnetit (<1mm)	PG	-	-
RP - 12	Gamsberg	23°19'54.9''	16°16'23.8''	Quarzader	glasig, stark geklüftet, Klüfte mit Muskovit (<1cm)		-	-
RP - 13	nördlich Göllschau	23°09'04.1''	16°42'40.2''	Quarzader	milchig, Karbonate, Drusen, auf Fiederbruch	Chuos Fm. (Damara)	-	-
RP - 14	Gaub Valley	23°28'51.2''	16°11'02.0''	Quarzader	glasig, sek. Fe-Oxide (<5cm), Spekularit		-	-
RP - 15	Gaub Valley	23°28'51.2''	16°11'02.0''	Quarzader	milchig, mit Pegmatit ass., +Turmalin, Karbonat		-	-
RP - 16	Gaub Valley	23°29'07.9''	16°10'42.0''	Quarzader	glasig, sacharoidal rekr., (+Malachit), verfaltet, +Muskovit auf Klüften	sed. Gaub Valley Fm.	-	-
RP - 17	Areb Scherzone	23°31'10.5''	16°25'09.1''	Mylonit	grau, engständige Scherfoliation, Biotitharnische, Runzelschieferung		-	-
RP 18	Areb Scherzone	23°31'10.5''	16°25'09.1''	Mylonit	graubraun, engständige Scherfoliation, feine Lamination (1mm), Runzelschieferung		-	-
RP - 20	Wohler Mine	23°21'49.8''	17°05'06.4''	Mylonit	graurot, mittelkörnig, leichte Runzelschieferung		-	-
RP - 21	Schürfgr. E von GVM	23°22'44.9''	17°02'57.0''	Marienhof Sandstein	grau, grobkörnig, mylonitisiert, Runzelschieferung		-	-
RP - 22	GVM	23°22'46.9''	17°02'26.7''	Quarzader	glasig, sek. Hämatit/Limonit (<1cm), Malachit	Mylonit	-	-
RP - 23	Blank's Mine	23°22'29.8''	17°00'58.9''	Mylonit	dunkelgrau, kataklastisch zerbr. Feldspäte (<3cm) in dunkler Scherfoliation		-	-
RP - 24	südl. von Blank's M.	23°22'58.1''	17°01'09.9''	Mylonit	grau, mittelkörnig, sek. Hämatit/Limonit, Malachit		-	-
RP - 24B	südl. von Blank's M.	23°22'58.1''	17°01'09.9''	Mylonit	beige/grünlich, grobkörnig, sacharoidal rekr., sek. Hämatit/Limonit, Malachit		-	-
RP - 25	Neuras	23°26'55.3''	17°02'10.6''	Mylonit	grau, engständige Scherfoliation (ca. 1mm),		-	-
RP - 26	Neuras	23°26'57.5''	17°02'15.6''	maf. Gang	dunkelgrau, mylonitisiert, Plagioklas (<3mm) in dichter Matrix		-	-
RP - 27	Neuras	23°26'56.1''	17°02'13.8''	maf. Gang	dunkelgrau, dicht, mylonitisiert, phyllitisch		-	-
RP - 28	Neuras	23°26'54.6''	17°02'10.3''	maf. Gang	graubraun, mittelkörnig, mylonitisiert		-	-
RP - 29	südl. des Oanob	23°20'18.8''	17°04'26.3''	Rhyolit	hellgrau/rötlich, dicht, Ader von Magnetit/Hämatit (<2cm)		+	-

## Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof. Reiner Klemd für die Initiation und hervorragende Betreuung dieser Arbeit und seine unermüdliche Unterstützung.

Prof. Helga de Wall danke ich für die Übernahme des Zweitgutachtens.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft garantierte die Finanzierung des Projektes durch ein Stipendium im Rahmen des Graduiertenkollegs „Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika“ der Universität Würzburg.

Ohne die Einsatzbereitschaft, Geländeeinführung und viele zusätzliche Informationen von Dr. Thomas Becker (Geological Survey of Namibia) wäre die Durchführung des Projektes kaum möglich gewesen. Als sehr hilfreich und äußerst angenehm erwies sich auch die gemeinsame Geländearbeit und Diskussion mit Helmuth Garoëb auch in Bezug auf ungeologische Fragestellungen und Problematiken. K.H. Hoffmann, B. Rösener und V. Petzel waren eine große Hilfe bei der Beschaffung von Archiv und Kartenmaterial. Das Ministry of Mines and Energy, Windhoek, Namibia stellte freundlicherweise Fahrzeug und Treibstoff. Der Geological Survey of Namibia gewährte großzügigen Zugang und Benutzung der Labors für Gesteinsaufbereitung.

Eine Fülle von Informationen ergab sich aus Gesprächen mit Konny Siebeck, Tim Smalley und Prof. Klaus Weber.

Am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg verhalf mir die Geräteeinweisung und das Vertauen von Dr. Ulrich Schüssler zum selbstständigen Arbeiten mit der Mikrosonde an Gesteins- und Mineralpräparaten, die von Peter Späthe in großartiger Qualität hergestellt wurden. Frau Baur ermöglichte eine reibungslose Durchführung von RF-Analytik, Photometrie, AAS-Analytik und Glühverlust-Bestimmung. Frau Kirchner half in vielen administrativen Belangen.

Ich profitier(t)e wesentlich von Diskussionen mit Dr. Thomas Wagner, Dr. Armin Zeh und Dr. Torsten Graupner.

Dr. Wolfgang Küstner verdanke ich die Herstellung der Glimmerpräparate und die Bestimmung der Illit-Kristallinitäten in den Labors der Abteilung Isotopengeologie des Geowissenschaftlichen Zentrums der Universität Göttingen. Dr. Klaus Wemmer bestimmte die K/Ar-Isotopie der Glimmerpräparate und versorgte mich mit essenziellen Informationen und Hinweisen für deren Interpretation.

Jochen steuerte mannigfaltige Anregungen und Nahrung bei. Dank gebührt auch Till, Peter, Leo, Reiner und Altan.

In Windhoek genoss ich die Tage bei Karl und Frieda Steiner, deren Unterstützung und Ratschläge.

Weiterhin danke ich Julia, Crisse, Jürgen, Kristina, Tanja, Willy sowie Ulli und Tanja.

Eine wichtige Unterstützung waren auch meine Eltern und meine Schwester.