

„Regional aktive Fluidsysteme während der Kratonisierung im späten Archaikum Simbabwe und Paläoproterozoikum Ghanas“

*Flüssigkeitseinschlüsse als Bindeglied von Petroge-
nese, Tektogenese und der Metallogenese von
Goldlagerstätten*

Habilitationsschrift

zur Erlangung des akademischen Grades

Dr. rer. nat. habil.

vorgelegt der

Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät
(mathematisch-naturwissenschaftlicher Bereich)
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

von

Herrn Dr. rer. nat. Andreas Schmidt Mumm
geb. am: 21.08.1956 in: Göttingen

Gutachter/in:

1. Prof. Dr. G. Borg, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Deutschland
2. Prof. Dr. J. Kramers, Universität Bern, Schweiz
3. Prof. Dr. L. Diamond, Universität Leoben, Österreich

Halle (Saale), 09.05.2000

VORWORT

Gold wird seit mehr als 5 Jahrtausenden von Menschen für Schmuckgegenstände verarbeitet, bildete und bildet einen Grundstein von Währungssystemen, ist wahrscheinlich der Ausgangspunkt der Alchimie und damit der Chemie, und schließlich hat das Verlangen nach dem edlen Metall in sicherlich nicht unerheblichem Maße die Menschheitsgeschichte beeinflusst. Hinweise auf die Bearbeitung des Goldes finden sich gleichermaßen in antiken Manuskripten der Hindus, der Chinesen und der Hebräer; im Kodex des Menes, Regent von Ägypten um 3500 A.C., heißt es dazu „*ein Teil Gold ist vom gleichen Wert wie zwei und ein halbes Teil Silber*“. Der Beginn des Goldabbaus im südlichen Afrika läßt sich historisch nicht eindeutig belegen. Einige Autoren (Boyle, 1979) halten es für durchaus plausibel, daß König Salomons Bergwerke dort, und möglicherweise in Simbabwe lagen. Auch das Gold der Periode der ägyptischen Regentin Hatshepsut (ca. 1600 A.C.) stammt nach Boyle (1979) möglicherweise aus der Manica Region im Osten Simbawwes, in dessen Zentrum die heutige Stadt Mutare liegt.

Mich beschäftigt das Thema „Gold“ seit meiner Diplomarbeit an der Australian National University in Canberra, Australien, im Jahre 1984. Es dauerte dann bis 1990 als ich im Rahmen des Projektes „Metallogenese des Goldes in Afrika“ der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe dieses Thema wieder aufgreifen konnte. Hierbei entstanden meine Arbeiten zur Redwing/Rezende Goldlagerstätte im Mutare Grünsteingürtel, Simbabwe (Schmidt Mumm et al. 1994, 1995), und zu verschiedenen Goldlagerstätten im Ashanti Vulkanitgürtel Ghanas (Schmidt Mumm et al. 1997, 1998). Geologisch sind beide Arbeitsgebiete, abgesehen von lithologisch zuverlässigen Karten, im Sinne moderner Ansätze weitestgehend unbearbeitet und Detailinformationen über Alter der Gesteinseinheiten, Metamorphosegrad, Genese der Magmatite oder strukturenologische Entwicklung, die über das Maß generalisierender Modellvorstellungen hinausgehen, liegen nicht oder nur sehr unvollständig vor. Ein Großteil der hier vorliegenden Bearbeitung bestand daher in der Erschaffung einer Datenbasis, aufbauend auf unterschiedlichen geologischen und geochemischen Ansätzen. Nicht alle Ansätze haben dabei gleichermaßen wertvolle Ergebnisse erbracht, und nicht alle Ergebnisse lassen sich sinnvoll und folgerichtig in das Gesamtbild einfügen. Dennoch wird das Vorhaben hier, zu einem großen Teil erstmalig, in seiner Gesamtheit dargestellt. Im Zentrum der Bearbeitung steht der Versuch, die verschiedenen Prozesse der magmatischen und strukturellen Entwicklung der archaischen Kruste nachzuvollziehen, um einen Rahmen für die Rekonstruktion des Bildungsprozesses mesothermaler Goldlagerstätten zu entwickeln. Als Resümee wird aus den Ergebnissen ein allgemeingültiges Modell für die Bildung mesothermaler Goldlagerstätten abgeleitet.



Der erfolglose und der erfolgreiche Prospektor (aus Peachs, 1983)

ZUSAMMENFASSUNG

Im südöstlichen Simbabwe Kraton wurde ein Krustenbereich, bestehend aus einer typischen archaischen Granit - Grünsteingürtel Assoziation, mit geologischen und geochemischen Methoden bearbeitet. Ziel dieser Arbeiten war, mögliche Verbindungen der petrogenetischen und tektonogenetischen Prozesse der Krustenbildung mit den Mineralisationsprozessen von Scherzonen-gebundenen Goldvorkommen in diesem Gebiet aufzudecken. Das Verbindungsglied dieser unterschiedlichen Prozesse stellt in dieser Bearbeitung die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen dar. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden verglichen mit einer Bearbeitung von Goldlagerstätten im Ashanti Vulkanitgürtel, Ghana. Abschließend wird ein prozeßorientiertes Modell zur Genese Scherzonen-gebundener Goldlagerstätten unter besonderer Berücksichtigung der in allen Fällen beobachteten, erhöhten Gasgehalte (CO_2 , CH_4 , N_2) der mineralisierenden Fluide abgeleitet.

Die monzogranitischen und granodioritischen Granitoide und Gneise der Wedza und Chilimanzi Suiten bilden großvolumige Intrusivkomplexe im südöstlichen Simbabwe Kraton, zwischen dem Mutare-Odzi-Grünsteingürtel und der Nördlichen Randzone des Limpopo Gürtels. Während für die älteren Einheiten dieser Komplexe (Wedza-Suite) eine synkinematische Platznahme anzunehmen ist, intrudierten die jüngeren Chilimanzi-Suite Serien post-kinematisch. Die interne Differenzierung der Hauptelemente beider Suiten folgt einem einfachen Verlauf der magmatischen Entwicklung. Der Vergleich mit älteren tonalitischen Intrusivgesteinen im Mutare Grünsteingürtel legt eine Magmenentwicklung von primitiven tonalitischen hin zu monzogranitischen Zusammensetzungen nahe. Die C1-Chondrit normierten Seltenerdelement (SEE) Muster der älteren, tonalitischen Gesteine verlaufen mit einer leichten konkaven Wölbung von etwa 100-facher Anreicherung der leichten zu nur 10-facher Anreicherung der schweren Elemente. Die SEE-Muster der Wedza Suite verlaufen von 300-400-facher Anreicherung der leichten zu 10-25-facher Anreicherung der schweren Elemente, hervorzuheben ist eine signifikante, negative Eu-Anomalie in den meisten Proben dieser Gesteinsserie. Der Verlauf der SEE-Muster der jüngeren Chilimanzi Suite ist deutlich steiler, von 100-400-facher Anreicherung der schweren zu 2-7-facher Anreicherung der leichten Elemente, eine negative Eu-Anomalie ist nicht oder nur schwach entwickelt. Im Vergleich hierzu verlaufen die SEE-Muster der enderbitischen Intrusivgesteine der Nördlichen Randzone des Limpopo Gürtels, die als zeitliches Äquivalent der Chilimanzi Suite angesehen werden von einer 40-105-fachen Anreicherung der schweren zu einer 2-10-fachen Anreicherung der leichten SEE, mit einer leicht positiven Eu-Anomalie. Gesamtgesteins Sm/Nd-Modellalter (2.90-3.2 Ga) gestatten keine Unterscheidung der Wedza und Chilimanzi Suiten. Die geringe Variation kann auf eine wiederholte Beteiligung juvenilen Mantelmaterials zurückgeführt werden. U/Pb-Multigrain Analysen von Zirkonen ergaben stark diskordante Alter von 2507^{+111}_{-97} Ma und 2585^{+36}_{-33} Ma für die Wedza und 2402^{+12}_{-11} Ma und 2448^{+350}_{-167} Ma für die Chilimanzi Suite. Für die Wedza Suite liegen diese Alter im Bereich der allgemein bekannten oberen Grenzwerte von ca. 2.6Ga. Für die Chilimanzi Suite stehen die „jungen“ Alter jedoch im Widerspruch zum Intrusionsalter des Great Dyke, der ja in eine bereits konsolidierte Kruste intrudiert.

Durch die regionale Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzen metamorpher und migmatitisch/pegmatitischer Bildung während der archaischen tektonothermalen Entwicklung konnten unterschiedliche, regional aktive, und sich teilweise miteinander mischende Fluidsysteme identifiziert werden. Die Untersuchung spät-hydrothormaler Gangmineralisationen erlaubt eine Abgrenzung dieser Fluidsysteme von jüngeren Mineralbildungen. Sowohl die metamorphen als auch die pegmatitisch/migmatitischen Quarze enthalten Flüssigkeitseinschlüsse die auf zwei unterschiedliche Quellen zurückzuführen sind. Die charakteristischen Merkmale dieser beiden Fluide, abgeleitet aus den Temperaturen der eutektischen Schmelze

und den Schmelztemperaturen von Eis und Hydrohalit in wäßrigen sowie den Schmelztemperaturen der Gaseinschlüsse (CO_2 , CH_4 , N_2), sind:

- niedrig-salinare, durch monovalente (Na^+ , K^+) Kationen dominierte wäßrige Lösungen mit unterschiedlichem, oft hohem Gasgehalt. ($\text{CO}_2 \geq \text{CH}_4 \gg \text{N}_2$).
- hoch-salinare, wäßrige Lösungen komplexer Zusammensetzung, meist dominiert durch bivalente Kationen (Mg^{2+} , Ca^{2+}) aber auch Li^+ . Die Gasgehalte dieser Einschlüsse sind gering und variabel.

Diese beiden Fluidtypen konnten in der Regel in allen untersuchten Proben identifiziert werden. Daneben finden sich jedoch auch jeweils Einschlüsse deren Zusammensetzung auf eine Mischung dieser beiden System-Endglieder zu unterschiedlichen Verhältnissen hinweist. Beide Endglieder und ihre Mischungen konnten auch in Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz aus Gold-mineralisierten Scherzonen nachgewiesen werden. Hierbei fällt jedoch auf, daß sich die niedrig-salinaren Zusammensetzungen überwiegend in primären Einschlüssen, die hoch-salinaren Lösungen gehäuft in sekundären Einschlüssen konzentrieren. Ein weiterer gravierender Unterschied der Zusammensetzung von Einschlüssen in metamorphem und migmatitisch/pegmatitischem Quarz und dem aus Gold-mineralisierten Bereichen ist die deutlich Zunahme von Gas-haltigen und reinen Gas (CO_2 , CH_4 , N_2) Einschlüssen innerhalb der Mineralisationen. Dieser Trend wird besonders deutlich in der Redwing / Rezende Lagerstätte (Goldproduktion gesamt: ca. 30t), ist als signifikant zu bewerten in der Pilgrim Lagerstätte (Goldproduktion gesamt ca. <1t) und tritt deutlich zurück in der Mineralisation des P&J Mining Vorkommens (Goldproduktion gesamt ca. <100kg).

Die Ergebnisse der Fluid-Einschluß Untersuchungen im südöstlichen Simbabwe Kraton werden verglichen mit denen aus einigen großen, an Scherzonen gebundenen Goldlagerstätten im paläoproterozoischen Ashanti Vulkanitgürtel in Ghana (z.B. Ashanti Goldfields, Jahresproduktion derzeit ca. 30t Gold). Deutlichstes gemeinsames Merkmal dieser Lagerstätten ist die hohe Anzahl reiner Gaseinschlüsse ($\text{CO}_2 \gg \text{N}_2 > \text{CH}_4$) in Quarzen aus den mineralisierten Scherzonen. Demgegenüber finden sich in den meisten Fällen nur sehr vereinzelt Einschlüsse mit wäßrigen Phasen.

Aufgrund dieses Befundes der charakteristischen Zusammensetzung der in Einschlüssen in den Mineralen der Goldmineralisationen enthaltenen Fluide, ist es naheliegend anzunehmen, daß der Goldanreicherung und der Zunahme Gas-reicher Einschlüsse in den mineralisierten Scherzonen ein gemeinsamer Prozeß zugrunde liegt.

Im abschließenden Kapitel werden aus den Ergebnissen der Einschlußanalysen die Druck- und Temperaturbedingungen der Mineralbildung ermittelt und ein Mineralisationsmodell abgeleitet. Hierbei wird, abweichend von der allgemein üblichen Annahme statischer Mineralisationsbedingungen, ein Modell zugrundegelegt, daß die intensive Variation des Fluiddruckes in aktiven Scherzonen berücksichtigt. Die Ergebnisse demonstrieren, daß die Druckschwankungen während des Mineralisationsprozesses innerhalb der lithostatischen und hydrostatischen Grenzwerte liegen.

Der Mineralisationsprozess der Scherzonen-gebundenen Goldlagerstätten, der eine Konzentration über mehr als fünf Größenordnungen bedeutet, kann in drei Abschnitte unterteilt werden:

- Lösung des Goldes aus dem Muttergestein mit Goldgehalten von ca. 5ppb,
- fokussierte Migration der Lösung zur und entlang der Scherzone,
- quantitative Fällung aus des Goldes unter den physikochemischen Bedingungen der Scherzone.

Ein entscheidender Faktor in diesem Prozeß ist die Migrationsfähigkeit der mineralisierenden Fluide. Diese ist in erster Linie abhängig vom Benetzungswinkel (Θ) zwischen der fluiden Phase und den jeweiligen Mineralkörnern. Pervasive Migration ist demzufolge nur möglich bei Benetzungswinkeln $\Theta < 60^\circ$, wie er für salinare, wäßrige Fluiden anzunehmen ist.

Fluide mit erhöhtem Gasgehalt hingegen sind charakterisiert durch Benetzungswinkel $\Theta > 60^\circ$, wodurch eine pervasive Migration behindert wird. Aufgrund der intensiven Druckschwankungen in aktiven Scherzonen kommt es in den mineralisierenden, salinaren H_2O +Gas-Mischfluiden zu einer Trennung in H_2O -reiche und Gas-reiche Phasen. Während die Migrationsfähigkeit der H_2O -reichen Phase aufgrund ihres geringen Benetzungswinkels erhalten bleibt, wird die durch die Phasentrennung entstandene, Gas-reiche Phase in Porenräumen festgehalten. Das Ergebnis dieses Prozesses sind an Gas-haltigen Einschlüssen reiche Gangminerale, wie sie durch die Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen nachgewiesen wurden.

SUMMARY

A crustal section of the south-eastern Zimbabwe craton, composed of a typical granite-greenstone belt association, was investigated with geological and geochemical methods. The aim of the study was to relate the petrogenetic and tectogenetic processes of crustal formation to the mineralising processes of shear-zone hosted gold deposits in the area. The approach chosen to provide a link between these different processes, is the analysis of fluid inclusions. The results of the study are compared with an investigation carried out on gold deposits in the Ashanti volcanic belt, Ghana. In the conclusion a process-oriented model is derived for the genesis of shear-zone hosted gold deposits, which especially considers the observed increased gas content (CO_2 , CH_4 , N_2) of the mineralising fluids.

The monzogranitic and granodioritic granitoids and gneisses of the Wedza and Chilimanzi suites form large voluminous intrusive complexes in the south-eastern Zimbabwe craton, between the Mutare-Odzi greenstone belt and the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt. For the older units of these complexes (Wedza suite), a syn-kinematic emplacement has to be considered, the younger Chilimanzi suite series intruded post-kinematically. The internal differentiation of the major elements of both suites follow a simple course of magmatic evolution. Comparison with older tonalitic intrusives in the Mutare greenstone belt, suggests a magmatic evolution from primitive tonalitic towards monzogranitic compositions. C1-chondrite normative rare earth element (REE) distributions of older tonalitic rocks decrease from 100x enrichment for the light elements, to only 10x for the heavy elements, with a slight concave bend. REE of the majority of Wedza suite granitoids trend from 300-400x for the light elements to 10-25x C1-chondrite for the heavy elements, a negative Eu-anomaly is well developed in most samples. The slope of the REE distribution of Chilimanzi granitoids is distinctly steeper (100-400x to 2-7x C1-chondrite), and a negative Eu anomaly is only weakly developed. In comparison, REE distributions of the Chilimanzi-equivalent enderbitic intrusives of the Northern Marginal Zone (Limpopo Belt) gently slope from 40-105x to 2-10x C1-chondrite with a positive Eu-anomaly. Whole rock Sm/Nd-model ages (2.9-3.2 Ga) do not allow the distinction of the Wedza and Chilimanzi suite rocks. The small observed variation may indicate minor contribution of juvenile material. U/Pb isotopic multigrain analyses of zircons revealed highly discordant ages of $2507^{+111}_{-.97}$ Ma and $2585^{+36}_{-.33}$ Ma for the Wedza suite and $2402^{+12}_{-.11}$ Ma and $2448^{+350}_{-.167}$ Ma for the Chilimanzi suite. These ages confirm, within the errors, the intrusion age of about 2.6 Ga for the Wedza suite. However, the age of 2.4 Ga for the post-tectonic Chilimanzi suite conflicts with the timing of the Great Dike emplacement into an already consolidated crust.

The regional fluid inclusion analyses in quartz of metamorphic and migmatitic/pegmatitic origins, formed during the Archean tectonothermal evolution, identified different, regionally active and partly mixed fluid systems. Investigation of late-hydrothermal dikes served to delimit these fluid systems from younger mineral forming events. The metamorphic, as well as the migmatitic/pegmatitic, quartz contain fluid inclusions related to two different sources.

The characteristics of these two fluids, derived from temperatures of eutectic melting, from melting of ice and hydrohalite in aqueous inclusions, as well as from the melting temperatures of gaseous (CO_2 , CH_4 , N_2) inclusions, are:

- low-salinity aqueous fluids dominated by monovalent (Na^+ , K^+) cations with variable, often high, gas content ($\text{CO}_2 \geq \text{CH}_4 \gg \text{N}_2$);
- high-salinity aqueous solutions of complex composition, commonly dominated by bivalent cations (Mg^{2+} , Ca^{2+}) but also containing Li^+ . Gas content of these inclusions is low and inconsistent.

Both fluid types were regularly identified in all investigated samples. In addition, inclusions are found with compositions suggesting mixing of these two end-members. Both-end member type fluids and their mixtures were also identified in inclusions in quartz from gold-mineralised shear zones. It is noticeable that low salinity composition predominate in primary inclusions whereas high salinity solutions are more frequent in secondary inclusions. A further marked difference between the composition of inclusions in metamorphic and migmatitic/pegmatitic quartz and those from gold-mineralised zones, is the distinct increase of the frequency of gas containing, and pure gaseous (CO_2 , CH_4 , N_2) inclusions in the mineralisations. This trend is especially distinct in the Redwing / Rezende deposit (total gold production: 30t), is considered significant in the Pilgrim deposit (total gold production: <1t), and is less developed in the mineralisation of the P&J Mining mineralisation (total gold production: <100kg).

The results of the fluid inclusion investigations in the south-eastern Zimbabwe craton are compared to those from several large, shear-zone hosted gold deposits in the Ashanti volcanic belt in Ghana (e.g. Ashanti Goldfields, present annual production c. 30t). The most distinct common element of these deposits is the large number of purely gaseous ($\text{CO}_2 \gg \text{N}_2 > \text{CH}_4$) inclusions in quartz from the mineralised shear zones. In contrast, inclusions containing aqueous phases are found only rarely.

Based on these observations of the characteristic composition of fluid inclusions in minerals of the gold mineralisation, it is assumed that the gold enrichment and increasing frequency of gaseous inclusions in the mineralised shear-zones is based on a common process.

In the final chapter pressures and temperatures of mineral formation are determined, and a general model for the mineralising process is derived based on the results from the inclusion analyses. In contrast to the generally applied assumption of static mineralising conditions, this model includes the aspect of strongly varying fluid pressure in active shear zones. The results imply that fluid pressure variation fluctuates between lithostatic and hydrostatic conditions during the mineralising process.

The mineralising process of shear-zone hosted gold deposits, which implies an enrichment of gold of more than five orders of magnitude, can be subdivided into the steps:

- Leaching of the gold from the source rock at concentrations of c. 5ppb;
- focused migration of the solution into and along the shear zone;
- quantitative precipitation of gold under the physico-chemical conditions of the shear zone.

A key factor in this mineralising process is the ability of the mineralising fluids to undergo pervasive migration. This ability is mainly dependent on the wetting angle (Θ) of the fluid phase and the respective mineral grains. Accordingly, pervasive migration is possible only at wetting angles of $\Theta < 60^\circ$, such as for saline aqueous fluids. In contrast, increased gas content of the fluid results in higher wetting angles, usually of $\Theta > 60^\circ$, inhibiting pervasive migration. The intense pressure fluctuation within the active shear-zone induces unmixing of the mixed saline H_2O plus gas fluids to a water-rich and a gas-rich phase. While the H_2O -rich phase maintains its ability for pervasive migration due to the low wetting angle, the resulting gas-rich phase is trapped in open pore space. The results of this process are gangue minerals, rich in gas-containing inclusions as identified in the fluid inclusion investigations.

DANKSAGUNG

Mein Dank für Beiträge und Hilfe bei der Fertigstellung dieser Arbeit gilt insbesondere:
für die Arbeiten in Simbabwe: Prof. Dr. T. Blenkinsop, Dr. K.G. Chenjerai, D. Chatora,
für zahlreiche anregende und erhellende Diskussionen: Prof. Dr. G. Borg,
für ihren Beitrag zu den analytischen Arbeiten und deren sinnvoller Interpretation: Prof. B. Hansen, Dr. A. Höhndorf, K. Kreißig,
für fachliche und logistische Zusammenarbeit und Unterstützung: Dr. Th. Oberthür, Dipl. Min. U. Vetter,
für hilfreiche technische Unterstützung: S. Schmid, D. Wolter,
für jedweden Rat: Dr. O. Angermeier, M. Palandri, Prof. H. Porada, Prof. P. Wycisk,
für den moralische „Backup“: meine Familie Koruna, Kaspar, Adrian und meine „Zweitfamilie“ in Halle: Vera und Elisa Patzschke,
sowie den Gutachtern.

Wenn diese Arbeit das Zwischenergebnis meiner bisherigen wissenschaftlichen Arbeit ist, so bin ich verpflichtet allen jenen, von denen ich gelernt habe, zu danken. Das erscheint mir unmöglich, gleichzeitig wäre es undankbar dies zu unterlassen. All jenen, die mich auf dem Weg hierher begleitet haben, mich fachlich und menschlich unterstützt haben, mir Türen geöffnet haben und mich von Irrwegen abgehalten haben und auch denen, die mir bei platten Autoreifen, spät nachts im Hinterland von Simbabwe oder bei der Abwehr von Taschendieben auf Marktplätzen in Ghana geholfen haben, sei hiermit auf das herzlichste gedankt.

1	EINLEITUNG	1
2	DER ARCHAISCHE MUTARE-ODZI GRÜNSTEINGÜRTEL IM SÜDÖSTLICHEN SIMBABWE KRATON	5
2.1	Tektonische Entwicklungsmodelle des Simbabwe Kratons	5
2.2	Lithologische Entwicklung und Geochronologie in Simbabwe	8
2.3	Der Mutare - Odzi Grünsteingürtel	12
2.4	Petrogenese	15
2.4.1	<i>Die Granitoide des südlichen Simbabwe Kratons und der NMZ des Limpopo Belt</i>	<i>15</i>
2.4.2	<i>Die SEE Verteilungen der Granitoide</i>	<i>19</i>
2.4.3	<i>Sm/Nd Isotopenverhältnisse</i>	<i>20</i>
2.4.4	<i>U/Pb Datierung von Intrusivgesteinen im Gebiet des südöstlichen Simbabwe Kratons</i>	<i>21</i>
2.4.5	<i>Magmenmodellierung der Granitoide anhand der Hauptelement- und SEE- Verteilung</i>	<i>25</i>
2.4.6	<i>Migmatite und Pegmatite des südlichen Simbabwe Kratons</i>	<i>29</i>
2.5	Tektogenese	32
2.6	Regionale Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen	36
2.6.1	<i>Flüssigkeitseinschlüsse in metamorphen Quarzen</i>	<i>38</i>
2.6.2	<i>Flüssigkeitseinschlüsse in Pegmatiten und Migmatiten</i>	<i>41</i>
2.6.3	<i>Flüssigkeitseinschlüsse in jüngeren Alterations- und Störungssystemen</i>	<i>46</i>
2.7	Metallogenese: regionale Goldmobilisierung und die Bildung von Goldlagerstätten	49
2.7.1	<i>Die Goldlagerstätten Redwing/Rezende, Pilgrim und P&J Mining</i>	<i>52</i>
2.7.2	<i>Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen an der Redwing/Rezende Goldlagerstätte</i>	<i>61</i>
2.7.3	<i>Die Goldvorkommen von Pilgrim und P&J Mining</i>	<i>65</i>
2.8	Abschließende Zusammenfassung zur Entwicklung im südöstlichen Simbabwe Kraton	72
3	DAS PALÄOPROTEROZOIKUM: GOLDMINERALISATION UND KRUSTENBILDUNG IN GHANA, WESTAFRIKA	77
3.1	Einleitung und regionale Geologie	78
3.2	Tektogenese und Metallogenese der epigenetischen Goldlagerstätten des Ashanti Belt	82
3.3	Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in Goldlagerstätten	85
3.4	Interpretation der Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen	89
4	REKONSTRUKTION DER BILDUNGSPROZESSE VON GOLDLAGERSTÄTTEN	92
4.1	Zusammenfassung der Ergebnisse	92
4.2	Interpretation der Daten aus Flüssigkeitseinschluß-Messungen	93
4.2.1	<i>Die Bestimmung der Bildungsbedingungen Scherzonen-gebundener, mesothermalen Goldlagerstätten</i>	<i>97</i>
4.2.2	<i>Sekundäre Veränderungen der Flüssigkeitseinschlüsse</i>	<i>100</i>
4.2.3	<i>Selektive Einschlußbildung</i>	<i>101</i>

4.3	Abschätzungen der Druck- und Temperaturbedingungen der Bildungsprozesse von Goldlagerstätten der Mutare-Odzi Grünsteingürtels und des Ashanti Vulkanitgürtels	104
4.3.1	<i>Die Redwing/Rezende Goldlagerstätte, Mutare Abschnitt</i>	<i>104</i>
4.3.2	<i>Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen von Metamorphose, Pegmatitbildung und Genese der Goldlagerstätten Pilgrim und P&J Mining anhand von Flüssigkeitseinschlußmessungen.....</i>	<i>110</i>
4.4	Die Goldlagerstätten des Ashanti Vulkanitgürtels, Ghana	113
4.4.1	<i>Die Ashanti Goldmineralisation</i>	<i>113</i>
4.4.2	<i>Die Prestea Goldmineralisation</i>	<i>114</i>
4.4.3	<i>Die Konongo Goldmineralisation.....</i>	<i>115</i>
4.4.4	<i>Die Ayanfuri Goldmineralisation</i>	<i>115</i>
4.4.5	<i>Die Abosso-Damang Goldmineralisation.....</i>	<i>115</i>
4.4.6	<i>Zusammenfassende Schlußfolgerungen der Fluid-Einschluß Untersuchungen des Ashanti Vulkanitgürtels.....</i>	<i>116</i>
4.4.7	<i>Abschließende Betrachtung zur Interpretation der Flüssigkeitseinschlüsse in Goldlagerstätten.....</i>	<i>116</i>
5	DIE LAGERSTÄTTENBILDUNG IM RAHMEN REGIONALER FLUIDMOBILISIERUNG UND -MIGRATION	117
5.1	Fluid-Mobilisierung: Die Freisetzung von Fluiden in metamorphen Prozessen .	118
5.1.1	<i>Die mineralisierenden Fluide in mesothermalen Goldlagerstätten.....</i>	<i>120</i>
5.2	Die Laugung des Goldes aus dem “Source Rock” und Fokussierung im Bereich der Scherzone	121
5.3	Die Ablagerung des Goldes aus den mineralisierenden Fluiden	123
5.4	Die Signifikanz hoher CO ₂ -Gehalte mineralisierender Fluide in Goldlagerstätten - das Modell.....	129
6	DISKUSSION DER ERGEBNISSE.....	133
7	LITERATURVERZEICHNIS	136

1 EINLEITUNG

Ausgangspunkt der hier vorliegenden Arbeit bildet die Fragestellung nach der Genese strukturegebundener Goldlagerstätten in archaischen Grünsteingürteln Simbabwe und dem paläoproterozoischen Ashanti Vulkanitgürtel in Ghana. Zur Erarbeitung eines allgemeingültigen Modells für die Lagerstätten-genese zeigte sich bald, daß die geologischen Rahmenbedingungen der Lagerstätten nur unzureichend bekannt sind. Es wurde daher zunächst eine umfassende Aufnahme dieser Rahmenbedingungen für den südöstlichen Simbabwe Kraton durchgeführt, um den Lagerstätten-Bildungsprozess eingliedern zu können in die regionale Petrogenese und Tektogenese.

Die Bildungsprozesse der frühen archaischen Erdkruste sind nach wie vor Thema einer sehr von unterschiedlichen Modellen geprägten Diskussion. An den Polen der Modellvorstellung zur frühen Entwicklung der kontinentalen Kruste finden sich konkrete, aktualistische Analogie zur modernen Plattentektonik, vertreten z.B. durch de Wit (1998) und Modelle, welche die klassischen Merkmale der Plattentektonik in Form von Ophioliten, vulkanischen Inselbögen, Akkretionskeilen etc. in den Granit-Gneis-Grünstein Lithologien der archaischen Kratonkerne nicht wiedererkennen, wie z.B. Hamilton (1998). Diese unterschiedlichen Betrachtungsweisen müssen jedoch nicht unbedingt im Widerspruch zueinander stehen. Sylvester et al. (1997) machen deutlich, daß die heutigen Erscheinungsbilder von Grünsteingürteln das Resultat sehr unterschiedlicher sowohl magmatischer als auch tektonischer Prozesse sind. Die Diversität der ultramafischen und mafischen, magmatischen Gesteinseinheiten in Grünsteingürteln lassen sich, äquivalent zur rezenten Situation, durch plattentektonische und „Mantel Plume“ Prozesse erklären. Erstere führen zur Bildung langgestreckter Grünsteingürtel wie z.B. in der Slave Province, Kanada, mit Magmatiten die möglicherweise archaische Ophiolite darstellen. Grünsteingürtel, die auf „Mantel Plume“ Prozesse zurückzuführen sind, bilden möglicherweise das archaische Äquivalent moderner, suprakrustal abgelagerter Flutbasalte. Dieser Typ findet sich am ehesten im Simbabwe Kraton wieder. Kusky & Vearncombe (1997) unterscheiden drei Typen von Grünsteingürteln anhand strukturegeologischer Merkmale, die sie auf unterschiedliche tektonische Entwicklungsprozesse zurückführen lassen. Grundsätzlich lassen sich alle drei Typen mit der Plattentektonik verwandten Prozessen in Einklang bringen, wenn auch nicht unbedingt unter neotektonischen Maßgaben. Ob Kusky & Vearncombe's (1997) Verallgemeinerung, daß Grünsteingürtel generell Kollisionsorogene darstellen in allen Fällen anwendbar ist mag jedoch bezweifelt werden. Zumindest im Falle des Simbabwe Kratons läßt sich die von ihnen geforderte D1 Überschiebungstektonik nicht immer nachvollziehen.

Die Wärmeproduktion aus radiogenen Zerfallsprozessen in Erdkruste und -Mantel ist während des Archaikums deutlich höher gewesen. Daraus folgt eigentlich zwingend, daß auch die Mantelkonvektion, Grundlage plattentektonischer Prozesse, wesentlich intensiver gewesen ist. Einzeln Konvektionszellen und mit ihnen die entsprechenden Platten waren im Archaikum kleiner. Die „mittelozeanischen“ Rücken, an denen juveniles Magma aufsteigt und so die Wärme aus dem Mantel an die Oberfläche transportiert, müssen in Übereinstimmung mit der geringeren Plattengröße deutlich ausgedehnter gewesen sein, um die höhere Wärmeproduktion zu kompensieren. Grundsätzlich ist davon auszugehen, daß derartige konvektive Krusten-Mantel Prozesse bereits während des Archaikums aktiv gewesen sind. Problematisch bleibt jedoch die Ableitung der Wechselwirkung ozeanischer und kontinentaler (oder kratonaler) Kruste, nicht nur im Simbabwe Kraton.

Sicherlich lassen sich die krustenbildenden Prozesse des Archaikums nicht einfacher nachweisen und darstellen als die der modernen Plattentektonik. Erschwerend kommt hinzu, daß nur etwa 8% der heute aufgeschlossenen kontinentalen Kruste archaischen Alters sind, was

die Frage aufwirft, inwieweit dieser Krustenanteil überhaupt für das Archaikum repräsentativ ist. Das Schwergewicht detaillierter geowissenschaftlicher Bearbeitung der archaischen Areale lag - überwiegend aus ökonomischen Gründen - lange Zeit auf den Grünsteingürteln und ihren Goldlagerstätten. Diese Einheiten machen jedoch in der Regel den weitaus geringeren Anteil aus, in Simbabwe etwa 30%. Dieses etwas einseitige Interesse hat sich gewandelt und in der jüngeren Literatur findet sich eine zunehmende Anzahl an Publikationen auch zu den Granit/Gneis Gebieten (e.g. Rollinson 1989, Rollinson & Blenkinsop 1995, Wyllie et al. 1997, Evans & Hanson 1997, Kramers & Foster 1982, Kramers 1988, Barley et al. 1998, de Wit 1998, de Wit & Hynes 1995, Nägler & Kramers 1998, Kamber et al. 1995, 1992, Wilson et al. 1995). Die vorliegende Arbeit versucht durch petrographische, geochemische und radiometrische Daten einen Beitrag zum Verständnis der Krustenbildungsprozesse im Bereich des südöstlichen Simbabwe Kratons zu leisten.

Eine den archaischen Granit-Grünstein Arealen verwandte Situation findet sich in den paläoproterozoischen Gebieten des westafrikanischen Birimian und der äquivalenten transamazonischen Einheiten Brasiliens. In beiden Gebieten werden die basaltisch/tholeiitischen Vulkanitgürtel als paläoproterozoische Grünsteingürtel-Äquivalente angesehen (Almeida et al. 1981, Teixeira & Figueiredo 1991, Milesi et al. 1991). Anstelle der ausgedehnten Granit/Gneis Areale der archaischen Kratone finden sich in diesen paläoproterozoischen Gebieten jedoch weite Sedimentbecken, die jedoch auch hier zum Teil intensiv von Graniten durchtränkt sind. Bei der Betrachtung dieses regionalen Maßstabes lassen sich also durchaus Parallelen des geologischen Aufbaus aufzeigen. Neben der lithologischen Ähnlichkeit fällt in den paläoproterozoischen Vulkanitgürteln West Afrikas, insbesondere Ghanas, aber auch Brasiliens, eine weitere Gemeinsamkeit mit den archaischen Grünsteingürteln auf: die zum Teil sehr reichen, meist an Scherzonen gebundenen, mesothermalen Goldlagerstätten.

In beiden Fällen, dem Archaikum und dem Paläoproterozoikum steht die Bildung der Goldlagerstätten, wie sich durch radiometrische Altersbestimmungen zeigen läßt, im zeitlichen Zusammenhang mit der Hauptphase der regionalen Deformation und Metamorphose sowie der Platznahme großer Volumina dioritischer bis granodioritisch/monzogranitischer Intrusiva. Die Scherzonen in denen die Mineralisationen auftreten lassen sich dem regionalen Deformationsmuster zuordnen, wobei auffällt, daß meist nicht Scherzonen erster Ordnung sondern eher die zweiter und dritter Ordnung am stärksten mineralisiert sind. Die vererzten Zonen bestehen in der Regel aus einem zentralen Quarzgang, der die Position der Scherzone markiert. Oft ist dieser umgeben von einem Zentimeter bis zehner oder hunderter Meter breiten Bereich der ebenfalls anomal hohe Goldgehalte aufweist, die jedoch nur in wenigen Fällen wirtschaftliche abbauwürdige Konzentrationen erreichen. Die Erzparagenese enthält neben Freigold häufig goldhaltigen Arsenopyrit sowie Pyrit und Pyrrhotit, Chalkopyrit, Bleiglanz und Sphalerit. Untergeordnet kommen noch zahlreiche weitere Erzminerale (z.B. Bornonit, Tetraedit, Boulangerit, Aurostibit), Telluride und Bismuthide sowie Sulfate und Karbonate vor. Die absoluten Goldgehalte schwanken naturgegeben von wenigen ppb bis mehrere hundert Gramm Gold pro Tonne Erz (im Falle von Ashanti in Ausnahmefällen auch bis in den Kilogramm/Tonne-Bereich). Berücksichtigt man die durchschnittlichen Goldgehalte der vorkommenden Nebengesteine in Höhe von etwa 5-7ppb wird ersichtlich, daß zur Bildung der Goldlagerstätten ein sehr effektiver Anreicherungsprozess über bis zu 5 Größenordnungen notwendig ist.

Die Ergebnisse der regionalen Bearbeitung des südöstlichen Simbabwe Kratons stellen den geologischen Rahmen für die Untersuchungen an den mesothermalen Goldlagerstätten Redwing/Rezende, Pilgrim und P&J Mining. Aufgrund der verwandten lithologischen und tektonischen Situation des pläoproterozoischen Ashanti Vulkanitgürtels werden Untersuchungen an den dortigen mesothermalen Goldlagerstätten den Ergebnissen aus dem archaischen süd-

östlichen Simbabwe Kraton und seinen Goldlagerstätten gegenübergestellt. Als Bindeglied zwischen den regionalgeologischen Prozessen und der Bildung der Goldlagerstätten wurde in der vorliegenden Arbeit die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen gewählt, da diese während der gesteinsbildenden und gesteinsumbildenden magmatischen und metamorphen Prozesse mobilisiert und ihre Migration durch tektonische Prozesse gesteuert wird. Fluide bilden weiterhin das Transportmedium des Anreicherungsprozesses in mesothermalen Goldlagerstätten. Flüssigkeitseinschlüsse stellen in vielen Fällen die einzige Möglichkeit dar, Informationen über Druck- und Temperaturbedingungen sowie die chemische Zusammensetzung der die Mineralbildung und -umbildung begleitenden fluiden Phasen zu erhalten. Durch die mikrothermometrischen Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen haben wir Einsicht erhalten in die Bildungsbedingungen von Erzlagerstätten, als prominenteste Beispiele seien hier die „Porphyry-Copper“ Lagerstätten und die hydrothermalen „Lode-Gold-Deposits“ erwähnt, deren Entstehung direkt auf zirkulierende, konvektive oder advective Fluide zurückzuführen ist. Die Herkunft dieser Fluide läßt sich in vielen Fällen durch die Verhältnisse stabiler Isotope rekonstruieren. Vielfach treffen in mineralisierten Scherzonen jedoch Fluide unterschiedlicher Signatur aufeinander (Hagemann & Brown 1996, Veizer et al. 1989), sodaß eine eindeutige Zuordnung nicht möglich ist. de Ronde et al (1997) haben die Charakteristika archaischer Fluidsysteme umfassend dargestellt. Magmatische Fluide in archaischen Pegmatiten sind nach de Ronde et al (1997) charakterisiert durch niedrige Salinitäten bei einer komplexen Zusammensetzung der gelösten Komponenten. Wie bereits Thomas & Spooner (1988) anhand des Tanco Pegmatites (SE Manitoba) zeigen, können in Pegmatiten unterschiedliche Fluidsysteme aufeinandertreffen. Während die primären pegmatitischen Fluide (Salinitäten von etwa 6-8 NaCl Gew.%) nahezu Gas-frei sind, finden sich in allen Bereichen des Tanco Pegmatites auch Fluide metamorphen Ursprungs, die deutlich an Gaskomponenten ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2$) angereichert sind. Die Platznahme des Tanco Pegmatites wird demzufolge begleitet von komplexen Fluid Prozessen mit unterschiedlicher Beteiligung magmatischer und metamorpher Fluide und Mischung derselben zu sehr variablen Proportionen.

Nur wenige regionale Studien existieren über die Charakteristika Grünschiefer- und Amphibolit-fazieller metamorpher Fluide in archaischen Gesteinen. Frimmel et al. (1993) wiesen für die Metamorphose im Witwatersrand, CaCl_2 -reiche, wäßrige Fluide nach. Powell et al. (1991) zeigen, daß im Bereich der Grünschiefer- und Amphibolit-faziellen Metamorphose in Grünsteingürteln niedrig salinare Fluide mit sehr unterschiedlichen CO_2 Anteilen ($x_{\text{CO}_2} = 0,1-0,5$) dominieren. Der Gehalt an volatilen Komponenten ist hierbei stark abhängig von der Art der metamorphen Mineralumbildungsreaktionen. Der Gehalt an volatilen Komponenten wie CO_2 , CH_4 und/oder N_2 nimmt generell mit zunehmendem Metamorphosegrad zu. Im Bereich der Granulit-faziellen Metamorphose wie z.B. der Karnataka Region (Indien) enthalten primäre Flüssigkeitseinschlüsse nur noch maximal 10 Vol.% an wäßriger Phase neben CO_2 , CH_4 und N_2 (Hansen et al. 1984). Eine bedeutende Rolle bei der Betrachtung des archaischen krustalen Fluidflusses spielen, wie bereits Veizer et al. (1989) zeigen, transkrustale Scherzonen-systeme. Diese tektonischen Schwächezonen agieren als „Kanalisationssystem“ sowohl für juvenile Mantelfluide als auch für die in der oberen Kruste mobilen fluiden Phasen.

Über die Zusammensetzung der Fluide in Scherzonen-gebundenen, mesothermalen Goldlagerstätten existiert eine große Menge an publizierter Daten auf die hier im einzelnen nicht eingegangen werden kann. Übersichten zu den verschiedenen Goldprovinzen sind zusammenfassend dargestellt z.B. bei: Roedder 1984, Groves et al. 1987, Ho 1987, Hagemann & Brown 1994, Smith et al. 1984, Wood 1986, Robert & Kelly 1987, Clark et al. 1989, Teixeira et al. (1990) und deRonde et al. 1992 sowie Literaturhinweise darin. Diese Autoren identifizieren als mineralisierende Fluide in mesothermalen Goldlagerstätten des Archaikums eine H_2O -Gas-Mischung niedriger Salinität mit etwa 10 bis 25 Mol% CO_2 , CH_4 und N_2 (de Ronde

et al. 1997, Spooner 1992). Das typische Fluid in diesem Mineralisationstyp enthält etwa 3-6 Gew.% NaCl, die Dichte des CO₂ beträgt ca. 0,3-0,9 gcm⁻³, Homogenisierung der Einschlüsse erfolgt bei etwa 200-400°C und die interpretierten Druckbedingungen liegen bei etwa 0,8 bis 3kbar. Die vorgeschlagenen, möglichen Quellen umfassen metamorphe Devolatilisierung der Grünsteineinheiten, magmatogene Fluide, Granulitisierung in der unteren Kruste, Mantelentgasungen und Tiefenmigration meteorischer Wässer (Colvine et al. 1988, Groves et al. 1989, Kerrich 1990, Spooner 1992). Weitaus weniger bekannt ist hingegen, wie diese durch Metamorphose, Magmatismus, Mantelentgasung oder meteorische Einträge verfügbaren Fluiden mit den mineralisierenden Fluiden mesothermaler Goldlagerstätten in Zusammenhang stehen. Der Ursprung der mineralisierenden Fluide wird nach wie vor kontrovers diskutiert. Letztendlich kann der Zusammenhang zwischen mineralisierendem Fluid und seiner möglichen Herkunft nur durch regionale Studien aufgedeckt werden, deren Ziel die Erfassung aller während der geologischen Entwicklung aktiven Fluidsysteme ist.

Im letzten Teil dieser Arbeit wird aus den geologischen und geochemischen Ergebnissen der Untersuchungen an Goldlagerstätten und -Mineralisationen des südöstlichen Simbabwe Kratons und des Ashanti Vulkanitgürtel ein lagerstätten-genetische Modell entwickelt. Hierzu werden zunächst die Druck- und Temperaturbedingungen der Lagerstättenbildung aus den Daten der Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen rekonstruiert. Dazu kommt ein Interpretationsmodell zur Anwendung, das sich anlehnt an das von Sibson 1987 und Sibson et al. 1988 entwickelte „Fault-Valve“ und „Fault-Pump“ Modell zur Fluid-Hydraulik in aktiven Scherzonen und Störungen, das von Schmidt Mumm et al. 1994, 1995, 1997 für die Mineralisationsprozesse in mesothermalen Goldlagerstätten weiterentwickelt wurde. Der grundsätzliche Unterschied der hier angewandten Vorgehensweise zur Druck- und Temperaturbestimmung aus Flüssigkeitseinschlüssen zur herkömmlichen Methode basiert auf der Annahme, daß alle Einschlüsse, die genetisch dem Mineralbildungsereignis zugeordnet werden können, einen Teil eines Prozesses dokumentieren. Dies steht im Gegensatz zu der sonst üblichen Vorgehensweise, wie sie z.B. von Roedder, E. & Bodnar, R.J. (1980) ausgeführt wird, bei der unter der Annahme der gleichzeitigen Entstehung individueller Gas- (CO₂, CH₄, N₂) und Wasserhaltigen Einschlüssen die speziellen Druck- und Temperaturbedingungen der Bildung einzelner Einschlußpaare bestimmt werden. Es wird demnach eine prozeßorientierte Interpretation einer statischen Momentbetrachtung vorgezogen. Die Konsequenz ist, daß unter Anwendung der hier vorgeschlagenen Vorgehensweise für die Bildungsbedingungen der Goldlagerstätten kein konkreter Wert für Druck und Temperatur angegeben werden kann, sondern daß ein Druck- und Temperaturbereich, innerhalb dessen der Bildungsprozess stattgefunden hat, umrissen wird. Abschließend wird aus den vorliegenden Ergebnissen und den physikalischen und chemischen Eigenschaften der mineralisierenden Fluide ein lagerstätten-genetisches Modell für die Bildung mesothermalen, Scherzonen-gebundener Goldlagerstätten mesothermalen Goldlagerstätten entwickelt.

Ein Großteil der hier verwendeten Daten, insbesondere zum südlichen Simbabwe Kraton und Odzi Grünsteingürtel wird hier zum ersten Mal vorgestellt. Weiterhin wurden umfangreiche Daten aus Publikationen von Schmidt Mumm et al. 1994, 1995, 1997, 1998; Schmidt Mumm (1998) sowie Oberthür et al. (1994, 1997) und Blenkinsop et al. (1994) einbezogen, bei denen Schmidt Mumm maßgeblich als Erst- oder Koautor beteiligt war.

2 DER ARCHAISCHE MUTARE-ODZI GRÜNSTEINGÜRTEL IM SÜDÖSTLICHEN SIMBABWE KRATON

2.1 Tektonische Entwicklungsmodelle des Simbabwe Kratons

Der Simbabwe Kraton bildet eine der für das Archaikum typischen Granit-Gneis-Grünstein Assoziationen (s. Abbildung 2.1). Weite Areale werden eingenommen von ca. 2.72-2.55Ga alten Granit-Gneis Domen, unterbrochen durch langgezogene, meist unregelmäßige, randlich an die Granit-Gneis Dome angeschmiegte Grünsteingürtel. Aufgrund ihrer wirtschaftlichen Bedeutung durch die zahlreichen Goldvorkommen galt das Hauptinteresse der geowissenschaftlichen Bearbeitung lange Zeit den Grünsteingürteln, während die Granit/Gneis Areale wenig beachtet wurden und eine differenzierte Bearbeitung für weite Bereich Simbabwes noch aussteht. Erst in den letzten Jahren gewannen die Granit/Gneis Gebiete zunehmend an

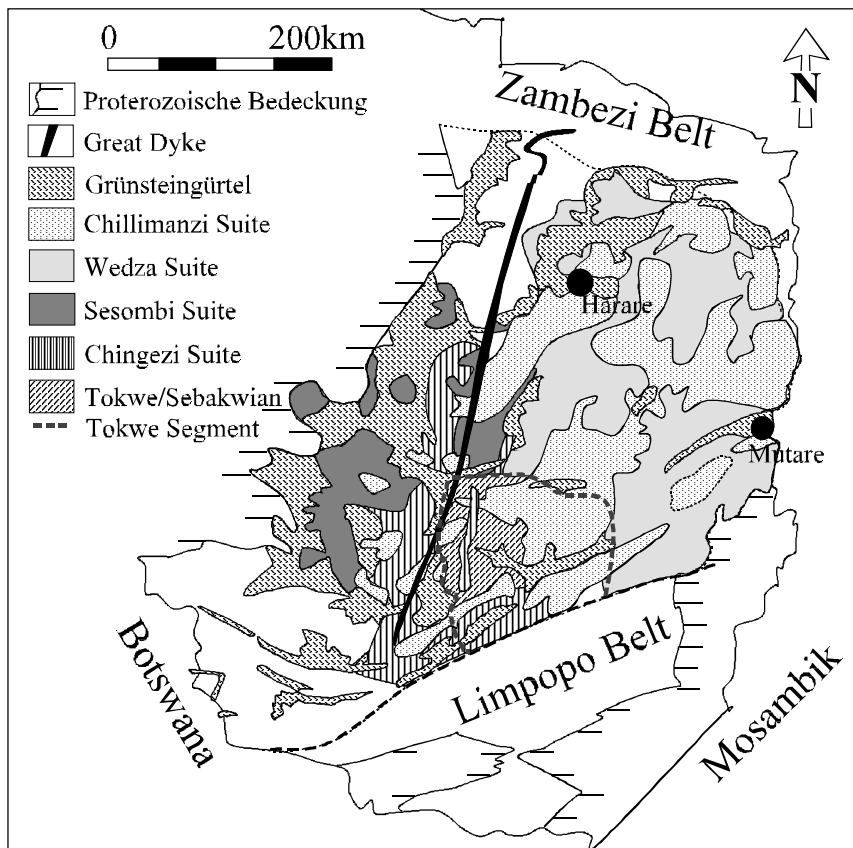


Abbildung 2.1: Granit-Gneiss-Grünsteingürtel Areale in Simbabwe (modifiziert nach Morrison 1985 und Wilson 1981)

Bedeutung. Erhöhte Aufmerksamkeit erhalten diese Areale durch die Diamant Prospektion (1997 standen die gesamten Granit/Gneis Gebiete unter Diamant - Prospektionslizenz (Exclusive Prospecting Order)) aber auch im Rahmen rein geowissenschaftlicher Bearbeitung, angeführt durch die detaillierte Bearbeitung des Limpopo Belt (Barton & van Reenen 1992, 1992a, Barton et al. 1994, van Reenen 1987, Blenkinsop & Mkweli 1992, Treloar & Blenkinsop 1994, Kamber et al 1992, 1995).

Eine der herausragenden frühen Arbeiten über den Simbabwe Kraton *sensu strictu* ist die von McGregor (1951), der die Entstehung des Kratons durch magmatischen Diapirismus und die Aufwölbung von Gneis-Domen und damit einhergehendem Absinken der zwischengelagerten Grünsteingürtel erklärt (s. Abbildung 2.2). Obwohl dieses Modell nach erstem Anschein recht sinnvoll erscheint, da sich die ovalen Domstrukturen, oftmals mit gescherten Kontakten, scheinbar zwischen die Grünsteingürtel einpressen,

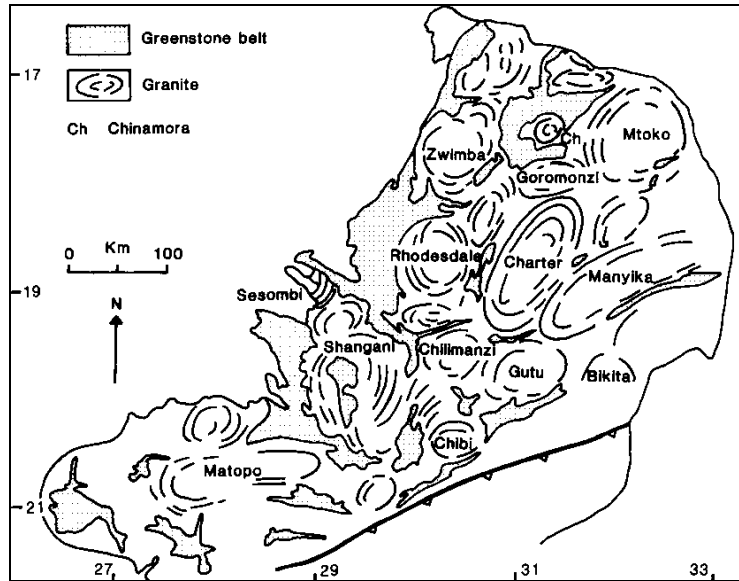


Abbildung 2.2 : McGregors „Gregarian Batholiths“ Interpretation der strukturellen Zusammenhänge von Grünsteingürteln und Granit/Gneis Arealen des Simbabwe Kratons (aus Treloar & Blenkinsop 1994, umgezeichnet nach McGregor 1951)

wie in Abbildung 2.3 für einen vergleichbaren, dem Simbabwe Kraton geologisch ähnlichen Bereich des Yilgarn Blocks, West Australien, sehr eingehend dargestellt, gibt es doch eine Reihe von rheologischen, thermischen und mechanischen Einwänden gegen einen derartigen Prozess (Clemens & Mawer 1992). Neuere Modelle zur Entstehung der Granit/Gneis Gebiet, insbesondere der Platznahme großvolumiger Batholite, gehen von einer Intrusion in Form von Gangscharen und Lopoliten entlang Bruchstrukturen in der oberen Kruste aus. Die detaillierten Untersuchungen des Bindura-Shamva Batholites durch Ramsay (1989) und Jelsma et al. (1993) weisen eine deutliche Komponente subhorizontaler Scherung während der Platznahme des Batholites nach, zeigen aber auch deutliche Strukturen vertikaler Verdrängungsbewegungen im Sinne McGregors.



Abbildung 2.3: Granit/Gneis-Grünsteingürtel Landsat Aufnahme eines Ausschnittes des Yilgarn Blocks, West Australien. Deutlich erkennbar sind die runden Granit/Gneis-Dome (hell) mit den dazwischen liegenden langgestreckten Grünsteingürteln. (aus: Blatt & Tracy, 1995)

Einen neuen tektonischen Denkansatz zur Entstehung des Simbabwe Kratons entwickelten Coward und seine Mitarbeiter (Coward 1976, 1980; Coward et al. 1973, 1976; Coward & James 1974; Coward & Daly 1984). Coward et al. wiesen eine Umbiegung von regionalen, überwiegend sinistralen Scherzonen mit ENE gerichteten Streichrichtungen und subhorizontal ausgebildeten Streckungslinearen nach, die zu ihrem SW Ende hin in NW gerichtete Streichrichtungen mit steil einfallenden Streckungslinearen umbiegen. Hieraus folgerten sie ein kinematisches Modell nach dem die nördlichen Bereiche des Kratons (East Midlands) in WSW-Richtung gegen die südlichen Bereiche verschoben wurden. Die nach NW umbiegenden Scherzonen mit ihren steil einfallenden Streckungslinearen im SW bilden hierbei die Front einer Rampenstruktur, die ENE gerichteten Scherzonen mit subhorizontalen Streckungslinearen die randlichen Grenzen des Terranes.

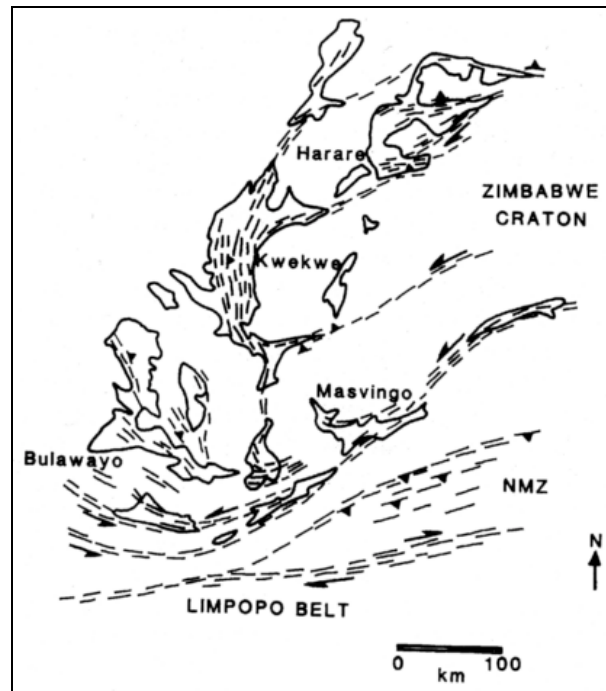


Abbildung 2.4: Strukturgeologische Karte Simbabwes aus Treloar et al. (1992) mit den regionalen Hauptstreichrichtungen der Foliation sowie den wichtigsten Störungszonen.

Coward & Treloar (1990) und Treloar et al.

(1992) sahen diese tektonische Entwicklung als archaisches Analog des von Tapponnier et al. (1986) entwickelten Modells für die Kollision des indischen Subkontinents mit der asiatischen Platte unter Heraushebung Tibets. In einer späteren Revision haben Treloar & Blenkinsop (1994) dieses tektonische Modell unter Berücksichtigung der strukturellen Entwicklung des Limpopo Belt erweitert.

Abbildung 2.5 zeigt diese Neuinterpretation in zwei Stufen. In ihrer abschließenden Schluß-

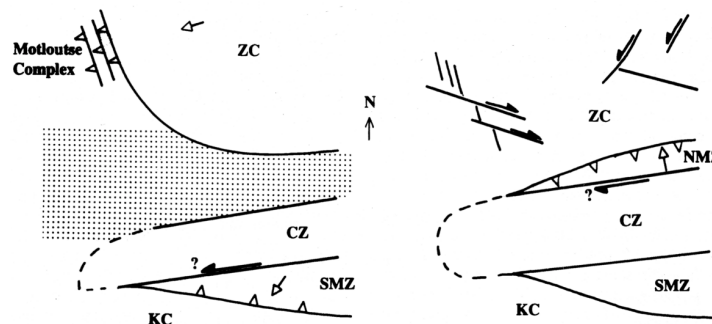


Abbildung 2.5: Schematische Darstellung der tektonischen Entwicklung des Simbabwe Kratons und Limpopo Belts aus Treloar & Blenkinsop (1994). CZ-Central Zone, NMZ-Northern Marginal Zone, SMZ-Southern Marginal Zone, KC-Kapvall Kraton, ZC-Zimbabwe Kraton a) Konvergenz der SMZ und CZ, während zwischen CZ und ZC eine unbekannte, möglicherweise früh-ozeanische Krustenkomponente liegt. In b) ist die nachfolgende Konvergenz des ZC mit den südlichen Limpopo Belt Einheiten entlang der NMZ dargestellt. Dieses in erster Linie NNW-SSO kompressive Ereignis führte u.a. zur Ausbildung NNO streichender sinistraler Scherzonen, deren Bedeutung innerhalb dieser Arbeit weiter unten herausgestellt wird.

folgerung bemerken Treloar & Blenkinsop (1994), daß die Konvergenz des Simbabwe Kratons und der Central Zone des Limpopo Belt um ca. 2.58Ga, bei der die Einheiten der NMZ auf den Simbabwe Kraton aufgeschoben wurden, die Hauptursache der NNW-SSO gerichteten Krustenverkürzung war. Innerhalb des Kratons resultierten aus dieser Konvergenz die steilstehenden Schieferungen mit steil einfallenden Streckungslinearen in den Grünsteingürteln als rheologisch inkompetente Einheiten. Die Konvergenz und Krustenverkürzung führte weiterhin zur Ausbildung der NNE-gerichteten, sinistralen Scherzonen. Bemerkenswert ist in dieser Schlußfolgerung, daß sie bestätigt, daß das NNW-SSO gerichtete kompressive Stressfeld den gesamten Simbabwe Kraton, den Limpopo Belt und den Kapvaal Kraton umfaßte. Im Hinblick auf die ansonsten deutlich kleinräumigeren tektonischen Einheiten anderer Granit-Grünstein Assoziationen entsteht für das südliche Afrika das Bild einer Kontinent-Kontinent Kollision (Simbabwe und Kapvaalkraton) mit einem, wenn auch nicht neotektonischen Modellen folgenden Orogen, dem Limpopo Belt.

2.2 Lithologische Entwicklung und Geochronologie in Simbabwe

Die regionale Korrelation der Gesteinsfolgen der unterschiedlichen Grünsteingürtel Simbabwe's ist nicht immer zweifelsfrei möglich. In erster Linie liegt dies am Fehlen von eindeutigen Zeitmarken, wie z.B. Fossilien. Die bestehende Korrelation basiert daher überwiegend auf unterschiedlichen Verbandsverhältnissen der einzelnen Einheiten, vergleichbaren lithologischen Abfolgen und strukturellen Charakteristika. Die Möglichkeiten der radiometrischen Altersdatierung, insbesondere in den Arbeiten von Taylor et al. 1991 und Wilson et al. 1995, haben in den letzten Jahren immer wieder zu Verfeinerungen der bestehenden Entwicklungsmodelle geführt. Die meisten dieser Datierungen erfolgten durch Rb-Sr Gesamtgesteinsanalyse, Sm-Nd Gesamtgesteins- und Mineral- Isochronen und die Ermittlung von Sm-Nd und Pb/Pb Modellaltern. Die Mehrzahl der Altersbestimmungen wurde an Granitoiden und Gneisen durchgeführt, neuerlich haben Wilson et al. (1995) Zirkone aus felsischen Vulkaniten (Rhyolite, Dazite) der Grünsteinsequenzen mit der SHRIMP (Super-High-Resolution-Ion-Microprobe) Methode anhand ihrer U/Pb Isotopenverhältnisse datiert und damit die zeitliche Einbindung der magmatische Ereignisse bei der Bildung der Grünsteingürtel wesentlich verbessert, eine Zusammenfassung der Ergebnisse ist in Abbildung 2.6 dargestellt.

Diese derzeit am weitesten akzeptierte Fassung der Chronologie der geologischen Entwicklung des Simbabwe Kratons befindet sich in einem Stadium des Umbruchs. Wegen der nur geringen Anzahl zuverlässiger, U/Pb Zirkon Datierungen bewirkt nahezu jedes neue Einzeldatum eine Re-Interpretation. Insbesondere die Genese der Granitoide und ihre Unterteilung in die Sesombi, Wedza und Chilimanzi Suiten wird durch die neuen Daten zunehmend unsicher und es ist die Ansicht des Authors, daß diese Unterteilung in naher Zukunft ihre Signifikanz verlieren wird und man zu einem progressiven, dynamischen Entwicklungsmodell übergehen wird. Die weiter unten aufgeführten Sm/Nd Isotopendaten deuten bereits auf einen gemeinsamen Krusten-Mantel-Separationsprozess dieser drei Granit-Suiten hin.

Die Grünsteineinheiten innerhalb des Simbabwe Kratons werden in vier Zyklen unterteilt (Wilson et al. 1981). Die ältesten Einheiten des Sebakwian (ca. 3.5 Ga) treten nur lokal, beschränkt auf das Tokwe Segment im Süden des Kratons auf (s. Abbildung 2.1). Der nächstjüngere Belingwean Zyklus (Belingwean Supergroup: ca. 2.9 Ga) tritt überwiegend in den basalen Einheiten der Grünsteingürtel des westlichen Teiles des kratonischen Nukleus auf. Das Obere Belingwean ist charakterisiert durch mafische und ultramafische Vulkanite mit eingeschalteten gebänderten Eisensteinen („Banded Iron Formation“ sensu largo oder

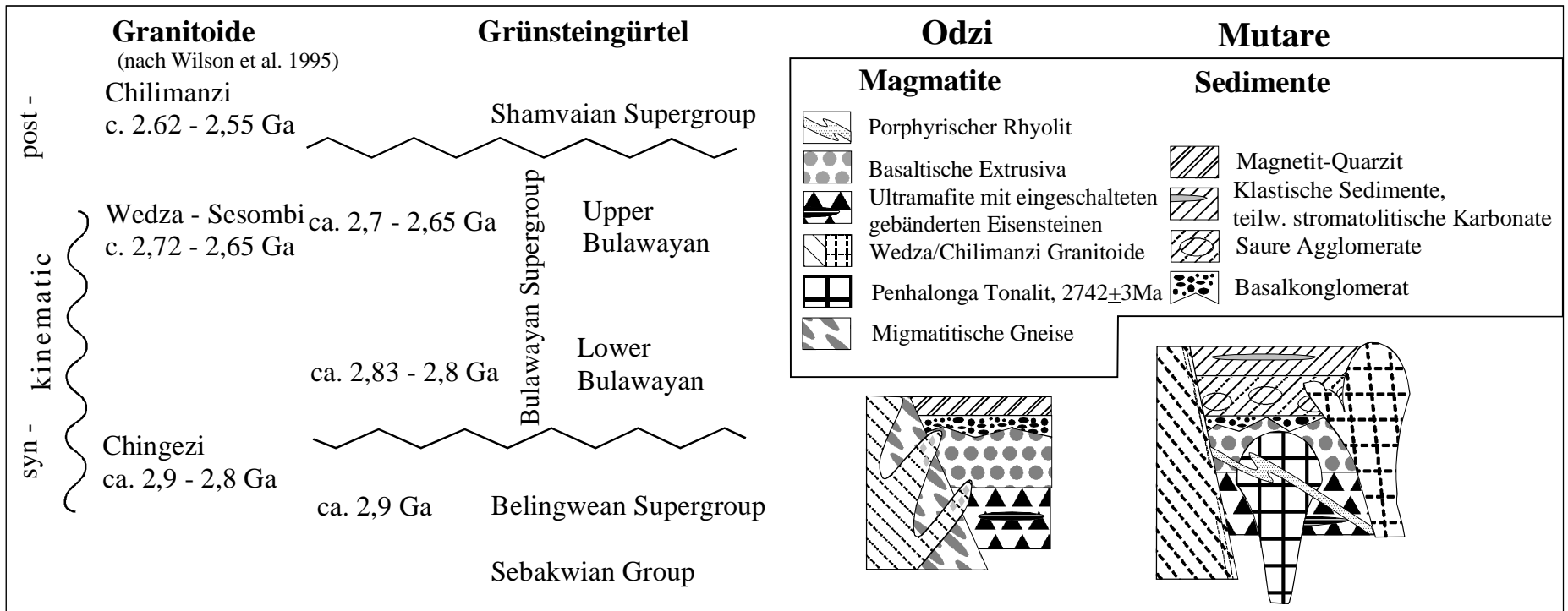


Abbildung 2.6: Verbandsverhältnisse des Mutare-Odzi Grünsteingürtels und die regionale archaische Stratigraphie und Granitoid-Intrusionsfolge. In Anlehnung an die Ergebnisse von Wilson et al. (1995).

BIF). SHRIMP - Datierungen an Zirkonen aus felsischen Vulkaniten des Unteren Belingwean ergaben ein Maximalalter von 2904 ± 9 Ma für diese Einheit (Wilson et al. 1995). Die Grenze des Belingwean zum überlagernden Unteren Bulawayan wird durch die Koodoovale Unconformity markiert. Die diskordant überlagernden Einheiten des Unteren Bulawayan treten nach Wilson et al. (1995) ausschließlich im Bereich des Shangani Batholites und im Südwesten des Belingwe Grünsteingürtels auf. Das Untere Bulawayan besteht überwiegend aus felsischen, dazitischen Gesteinen mit eingeschalteten feinklastischen Sedimenten. In den basalen Abfolgen finden sich polymikte Konglomerate. SHRIMP - Datierungen an Zirkonen aus eingeschalteten felsischen Vulkaniten (Rhyolite, Rhyodazite) ergaben Bildungsalter von 2823 ± 11 Ma bis 2788 ± 10 Ma (Wilson et al. 1995) für diese Einheit.

Die überwiegend sedimentären Gesteinsfolgen des Oberen Bulawayan und des diskordant überlagernden Shamvaian sind im gesamten Bereich des Kraton insgesamt weitflächiger vertreten. Kennzeichnend sind insbesondere chemische Sedimente, gebänderte Eisensteine und teilweise stromatolithische Karbonate. Wilson et al. (1995) datierten Zirkone aus felsischen Vulkaniten des Oberen Bulawayan (vulkanische Breccien, Andesite, Rhyodazite und felsische Tuffe) mit Altern von 2702 ± 6 Ma bis 2683 ± 8 Ma.

Die nächstjüngere Einheit, das Shamvaian überlagert das Obere Bulawayan mit einer leichten erosiven Diskordanz. Es ist geprägt durch überwiegend klastisch-sedimentäre Einheiten mit eingeschalteten felsischen und auch mafischen Magmatiten. Die zeitliche Auflösung der Einheiten des Oberen Bulawayan und des Shamvaian ist aufgrund der schwierigen Korrelation von Schlüsseleinheiten über weite Strecken nach wie vor problematisch. Die Altersangaben für die Shamvaian Einheiten streuen demzufolge sehr weit. Wilson et al. (1995) fassen die derzeit bestehenden Daten von Jelsma (1993), Tsomondo et al. (1992) and Chauvel et al. (1993) zusammen. Obwohl eine eindeutige, kratonweit gültige, lithologische Korrelation nicht möglich ist, zeigt sich dennoch, daß das Obere Bulawayan gekennzeichnet ist durch Alter von 2705 Ma bis 2695 Ma, während für das Shamvaian deutlich jüngere Alter von ca. 2665 Ma bis 2640 Ma ermittelt wurden (Wilson et al. 1995). Für die Korrelation der Grünsteineinheiten, insbesondere des Shamvaian, zeichnet sich ab, daß es sich eher um lithologische, auf vergleichbaren magmatischen und sedimentären Prozessen beruhende Ähnlichkeiten handelt als um eine echte stratigraphische Zuordnungen.

Den Granit-Gneis Arealen Simbabwe wurde erst in den letzten Jahren mehr Aufmerksamkeit geschenkt, hauptsächlich im Rahmen großräumig angelegter Kimberlit Prospektion, die 1997 das gesamte Granit-Gneis Gebiet Simbabwe mit EPOs (Exclusive Prospecting Orders) belegte. Der Kontakt der Grünsteingürtel zu den Granit-Gneis Einheiten ist vielfach diskordant, es lassen sich jedoch auch eindeutige Intrusivkontakte zeigen. Ein konkordanter Überlagerungskontakt der Granite und Gneise durch die Grünsteineinheiten kann im Gebiet des Mutare-Odzi-Grünsteingürtels (MOG) nicht eindeutig gezeigt werden.

Die mit ca. 3.5 Ga ältesten Einheiten des frühen Archaikums wurden im Bereich des Shangani Batholites im Tokwe Segment nachgewiesen (s. Abbildung 2.1). Westlich hiervon liegen die mit 2.9 - 2.8 Ga datierten Intrusivgesteine der Chingezi Suite (Wilson 1981, Martin et al. 1993, Wilson et al. 1995). Weitaus umfangreichere Areale werden durch die Einheiten der Sesombi und Wedza Granitoid Suiten (2.72 - 2.65 Ga) eingenommen. Die Unterscheidung der beiden Granit-Suiten ist nur sehr undeutlich definiert. Die Typ-Lokalität der Sesombi Suite liegt westlichen Teil des Kratons, die der Wedza Suite im östlichen Bereich (Wilson et al. 1995). Regional zeigt sich, daß die Intrusionen der Sesombi Suite mit Altern von ca. 2,7 Ga etwas älter sind als die der Wedza Suite mit ca. 2,65 Ga (Wilson et al. 1995). Beide Einheiten erscheinen als sehr inhomogene Komplexe, bestehend zu einem großen Teil aus granodioritisch-tonalitischem Gneisen mit eingelagerten surprakrustalen Xenolithen (Ser-

pentinite, Eisenformation) von sehr variabler Größe (10er bis 100 Meter). Tonalitisch-trondhjemitische Granitoide treten nur sehr untergeordnet auf, wie weiter unten ausführlicher dargestellt. Die Gneise sind durchzogen von Arealen mit intensiver Migmatisierung und fortschreitender Anatexis, die lokal zur vollständigen Auflösung des gneisischen Gesteinsverbandes führt. Der Übergang zu den intrusiven Granitoiden gestaltet sich meist graduell, echte intrusive Kontakte sind nur selten ausgebildet.

Sowohl die Gneise als auch die Granitoide der Wedza Einheiten zeigen eine deutliche, meist steilstehende, planare Textur die bis hin zu einer gneisischen Foliation entwickelt ist. Diese parallel zur regionalen f_1 -Foliation ausgebildete Textur belegt eine syn-, bzw. prä-tektonische Platznahme der Sesombi und Wedza Granitoide während der NNW-SSO kompressiven Hauptdeformationsphase. Besonders deutlich wird die syn-tektonische Platznahme im Falle echter Intrusivkontakte (s. Abbildung 2.7). Hier ist ein scharfer lithologischer Kontrast zu beobachten, die planare Textur des Intrusivgesteins stimmt in Einfallsrichtung und -Winkel mit der Foliation des Nebengesteins überein, in ihrer Intensität ist sie jedoch weniger deutlich ausgebildet. Bereits der Geländebefund zeigt, daß es sich bei den intrusiven Wedza Granitoiden um anatektische Bildungen handelt. Dieser Befund wird unterstrichen durch die zahlreichen mit diesen Intrusivkörper assoziierten Migmatite und syn-kinematischen Pegmatite.

Die jüngsten im gesamten Gebiet des Simbabwe Kratons auftretenden archaischen Granitoide bilden die Chilimanzi Suite (2.62 -2.55Ga, s. Abbildung 2.7). Ein Vorkommen am Südrand des Mutare-Odzi Grünsteingürtels wurde von Schmidt Mumm et al. (1994) auf 2553 ± 35 Ma datiert (Rb/Sr Gesamtgesteins-Datierung). Die Chilimanzi Granitoide sind im Hinblick auf die NNW-SSE kompressive Hauptdeformation spät- oder post-tektonisch und markieren die Schlußphase der Krustenkonsolidierung des Simbabwe Kratons. Eine Foliation ist bei diesen Granitoiden innerhalb des Simbabwe Kratons nur lokal, meist randlich ausgebildet und folgt in der Regel nicht der durch die NNW-SSE kompressiv angelegten Vorzugsrichtung, sondern verläuft parallel zur Ausrichtung lokaler Scherzonen. Eine Ausnahme dieser post-tektonischen Genese der Chilimanzi



Abbildung 2.7: Intrusiver Kontakt von Chilimanzi-Suite Granitoid (rechter Bereich des Gesteinsblocks) und inhomogenem, gneisisch ausgebildetem Wedza-Suite Nebengestein (linker Bereich des Gesteinsblocks, Hammer als Maßstab).

Granitoide bildet die im Bereich der Northern Marginal Zone (NMZ) des Limpopo Belt granulit-faziell intrudierende Razi-Suite, die aufgrund ihrer petrologischen Eigenschaften und zeitlichen Position der Chilimanzi Suite zugerechnet wird (Rollinson & Blenkinsop, 1995). Razi Granitoide intrudierten syn-tektonisch die Umlali Scherzone, die den tektonischen Kontakt der NMZ zum Simbabwe Kraton darstellt. Damit bedeutet das Intrusionsalter dieser Granitoide ein Mindestalter für die granulit-fazielle Metamorphose der NMZ des Limpopo Belt. Das Alter dieser Suite wurde mit 2627 ± 7 Ma (U-Pb Zirkonalter) bis 2583 ± 50 Ma (Rb-Sr Gesamtgesteins-Alter) bestimmt (Berger et al. 1993, Mkweli et al. 1995). Letzteres entspricht dem Alter von 2574 ± 14 Ma (Hickman, 1974) der Chilimanzi Granitoide im Bereich des südlichen Simbabwe Kratons.

Die Stellung der Chilimanzi-Suite und der verwandten Razi-Suite als Zeugen der Endphase der Konsolidierung des Kratons wird eindringlich demonstriert durch den auch diese Intrusionen durchschlagenden Great Dyke und seiner Ausläufer mit einem Alter von 2460 ± 16 Ma (Rb-Sr Mineralalter, Hamilton, 1977).

Wilson et al. (1995) betrachten die umfangreichen Granitoid-Suiten als plutonische Äquivalente der in den Grünsteingürteln anzutreffenden Vulkanite. Hierbei korreliert die Chingezi-Suite mit dem felsischen Vulkanismus der Belingwean Folge und möglicherweise mit dem Unteren Bulawayan, die Wedza- und Sesombi-Suite mit den felsischen Vulkaniten des Oberen Bulawayan. Obwohl eine generelle chronologische Koinzidenz diese Korrelation zu bestätigen scheint, steht der Nachweis eines direkten magmatischen Zusammenhangs noch aus.

2.3 Der Mutare - Odzi Grünsteingürtel

In der Anfangsphase dieser Studie standen die Untersuchungen an der Redwing/Rezende Goldlagerstätte im Mutare-Odзи Grünsteingürtel im Rahmen des Projektes „Metallogenese des Goldes in Afrika“ der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Schmidt Mumm et al. 1994, 1995). Parallel hierzu wurde von Chenjerai (1995) der östlichen Abschnittes dieses Grünsteingürtels geologisch überarbeitet. Aus diesen Ansätzen wurde deutlich, daß für ein besseres Verständnis der Zusammenhänge der Bildung kratonaler Kruste und der metallogenetischen Prozesse eine weitergehende Bearbeitung insbesondere der umgebenden Granit-Gneis Gebiete erforderlich war.

Der Mutare-Odзи Grünsteingürtel (MOG) reicht als langgestreckter, schmaler, keilförmiger Gürtel von der Grenze Simbabwe und Mosambiks im Osten in west-südwestlicher Richtung in den Simbabwe Kraton hinein. Mit einer Breite von ca. 15km im Osten verjüngt sich der MOG zu seinem SW Ende auf wenige hundert Meter. Die Fortsetzung dieser linearen Struktur bildet das Gutu-Buhera Basement-High, ein Band amphibolitfaziell metamorpher, teilweise migmatitischer Gneise mit häufig auftretenden Xenolithen aus suprakrustalen Grünsteineinheiten von bis zu mehreren hundert Meter Durchmesser. Diese Grundgebirgshochlage erstreckt sich vom SW-Ende des MOG zum NE-Ende des Masvingo Grünsteingürtels. Im Osten setzt sich der Grünsteingürtel nach Mosambik hinein fort, wo er nach etwa 60km durch den annähernd N-S streichenden, proterozoischen (Pan African) Mosambik Belt begrenzt wird.

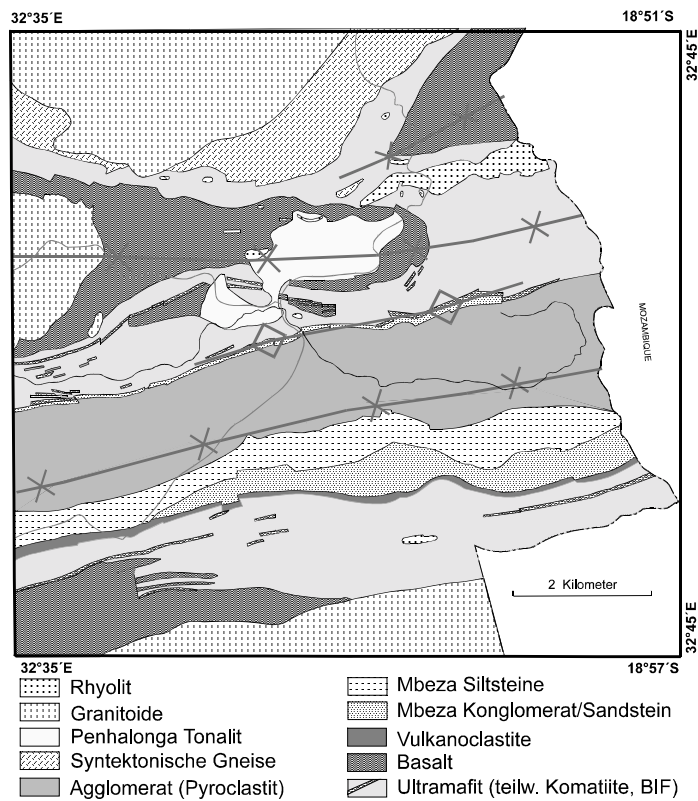


Abbildung 2.8: Geologische Übersichtskarte des Mutare Abschnittes des Mutare-Odзи Grünsteingürtels nach Phaup (1937), Chenjerai (1995) und Schmidt Mumm (1994, 1995)

Im Süden und Norden wird der Mutare-Odzi Grünsteingürtel randlich von intrusiven Granitoiden und teilweise migmatitischen Gneisen begrenzt. Die Geologie des Mutare-Odzi Grünsteingürtels wurde im Detail beschrieben und im Maßstab 1:250 000 kartiert von Phaup (1937) und Swift (1956). Förster et al. (1994) bearbeiteten zusammenfassend die Petrogenese und Tektogenese sowohl des Mutare-Odzi-Grünsteingürtels als auch seiner Fortsetzung in Mosambik. Nachfolgend wurde der östliche Abschnitt bearbeitet von Chenjerai (1995); die Redwing/Rezende Goldlagerstätte im Penhalonga-Tal, ihre Nebengesteine und der strukturelle Aufbau wurden im Detail bearbeitet von Schmidt Mumm et al. (1994, 1995).

Abbildung 2.6 zeigt die lithostratigraphischen Verbandsverhältnisse im Mutare und Odzi Abschnitt des MOG im Vergleich zur regionalen Stratigraphie der Bildungszyklen der archaischen Grünsteingürtel und der Granitoid-Intrusionsfolge des Simbabwe Kratons. Geologische Übersichtskarten des Mutare-Odzi-Grünsteingürtels, basierend auf den Karten von Swift und Phaup sowie den Arbeiten von Chenjerai (1995), Förster et al. (1994) und Schmidt Mumm et al. (1994, 1995) sind in Abbildung 2.8 und Abbildung 2.9 dargestellt. Im östlichen Abschnitt (Mutare-Sektion) besteht der MOG aus einer basalen Folge ultramafischer Gesteine (Serpentinite, Talkschiefer, Komatiite, komatiitische Basalte, gabbroische Lagergänge) (Schmidt Mumm, 1994). In diese Folge eingeschaltet sind langgestreckte Linsen und Bänder von gebänderten Eisensteinen und schmale Linsen klastischer, fein- bis mittelkörniger, mafischer bis ultramafischer Ablagerungen, die eine deutliche Ähnlichkeit der Zusammensetzung mit den umgebenden Magmatiten zeigen. Die Ultramafite werden überlagert von basaltischen Einheiten (überwiegend Fe-reiche Tholeiite). Die lokal ausgebildeten Pillow-Strukturen und in die basaltischen Einheiten eingeschalteten Linsen von Lapilli-Tuffen lassen auf eine Ablagerung in subaquatischem Milieu schließen. Die Ultramafite und Basalte werden intrudiert durch den Penhalonga Granodiorit/Tonalit Komplex, dessen Alter durch Zirkon-Einzelkorn Datierung mit 2742 ± 3 Ma und 2741 ± 3 Ma bestimmt wurde (Schmidt Mumm et al. 1994). Sowohl die Basalte und Ultramafite als auch der Penhalonga Tonalit werden durchschlagen von porphyrischen Rhyolit-Gängen. Rb/Sr Gesamtgesteinsalter von 2801 ± 42 Ma wurden von Manuel (1992) für äquivalente rhyolitische Gänge im Bereich des Manica Grünsteingürtels, der östlichen Fortsetzung des MOG in Mosambik ermittelt.

Die Basalte werden diskordant überlagert von einem polymikten Konglomerat mit Klaster aus Ultramafiten, gebänderten Eisensteinen, gerundeten Quarzen und Basalt. Die Matrix bildet fein- bis mittelkörniges Material, das als Erosionsprodukt der liegenden Einheiten angesprochen wird. Im nördlichen Ausstreichen dieses Konglomerathorizontes findet sich eine etwa 4m mächtige Lage aus gut gerundeten Quarz-Geröllen mit vereinzelt Klaster granitisch/gneisischen Materials. Im Hangenden hierzu folgen mächtige felsische Agglomerate sowie Wechsellagerungen von feinkörnigen Peliten und klastischen Sedimenten.

Lithostratigraphisch lassen sich die basalen ultramafischen und mafischen Gesteine mit dem Oberen Belingwean korrelieren. Das Intrusionsalter des Penhalonga Granodiorites von 2743 ± 3 Ma unterstreicht diese Zuordnung. Die Diskordanz zu den hangenden Einheiten entspricht in dieser Korrelation der Koodoovale Unconformity von Wilson et al. (1995), die das Obere Belingwean vom Unteren Bulawayan trennt. Die überlagernden felsischen Agglomerate und klastischen Sedimente entsprechen lithologisch dem Unteren Bulawayan (Chenjerai, 1995). Das lokale Auftreten von teilweise stromatolitischen Karbonaten in den Hangendeinheiten erlaubt eine Zuordnung dieser jüngsten Einheiten zum Oberen Bulawayan.

Der Metamorphosegrad der Grünstein-Serie liegt im Bereich der mittleren bis oberen Grünschiefer-Fazies, belegt durch die Mineralparagenese Ca-Amphibol+Chlorit+Ca-Plagioklas+Quarz+Epidot in den mafischen und sedimentären Einheiten. In den Mg-reichen, basalen Komatiiten des Grünsteingürtels ist der primäre Olivin umgebildet zu Antigorit und

Talk. Chenjerai (1995) ermittelte Metamorphosebedingungen von 575 - 675°C bei 5-8kbar (Amphibol-Geothermobarometrie) und 530-540°C bei 6-8kbar (Plagioklas - Ca-Amphibol Geothermobarometrie). Dieses Ergebnis liegen etwas höher als die von Förster et al. (1994) anhand von Mineralparagenesen abgeschätzten 450-500°C und 3-4kbar. Förster et al. (1994) schließen aufgrund der betrachten die beobachtete Gruneritbildung in BIFs als Indikator für Metamorphosebedingungen im Übergangsbereich zur Amphibolitfazies.

In der Penhalonga Syncline im nördlichen Teil des Mutare Abschnittes wird die Sequenz intrudiert von Tonaliten/Granodioriten (Penhalonga Tonalit). Dieses Penhalonga Intrusiv wird wiederum durchquert von porphyrischen Rhyolitgängen von mehreren Metern Mächtigkeit. Die gesamte Sequenz wird durchschlagen von Gängen und Lagergängen jüngerer Dolerite (in Abbildung 2.8 nicht gezeigt).

Im westlichen, Odzi Abschnitt des Grünsteingürtels (Abbildung 2.9) liegen die auftretenden Gesteinseinheiten wegen des tieferen Erosionsniveaus in deutlich höherem, amphibolitfaziellen Metamorphosegrad vor. Die Liegendeinheiten bestehen aus ultramafischen Amphiboliten mit eingeschalteten Linsen von gebänderten Eisensteinen. Darüber folgen amphibolitfaziell metamorphe, basaltische Gesteine. In diese basalen Einheiten sind lokal randlich Pegmatite intrudiert. Die hangenden sedimentären Einheiten, die im Mutare Abschnitt noch stark vertreten sind keilen nach Westen hin aus. Im zentralen Bereich des Odzi Abschnittes findet sich lokal, stark verfaltet wiederum eine Konglomeratlage. In die Sequenz einge-

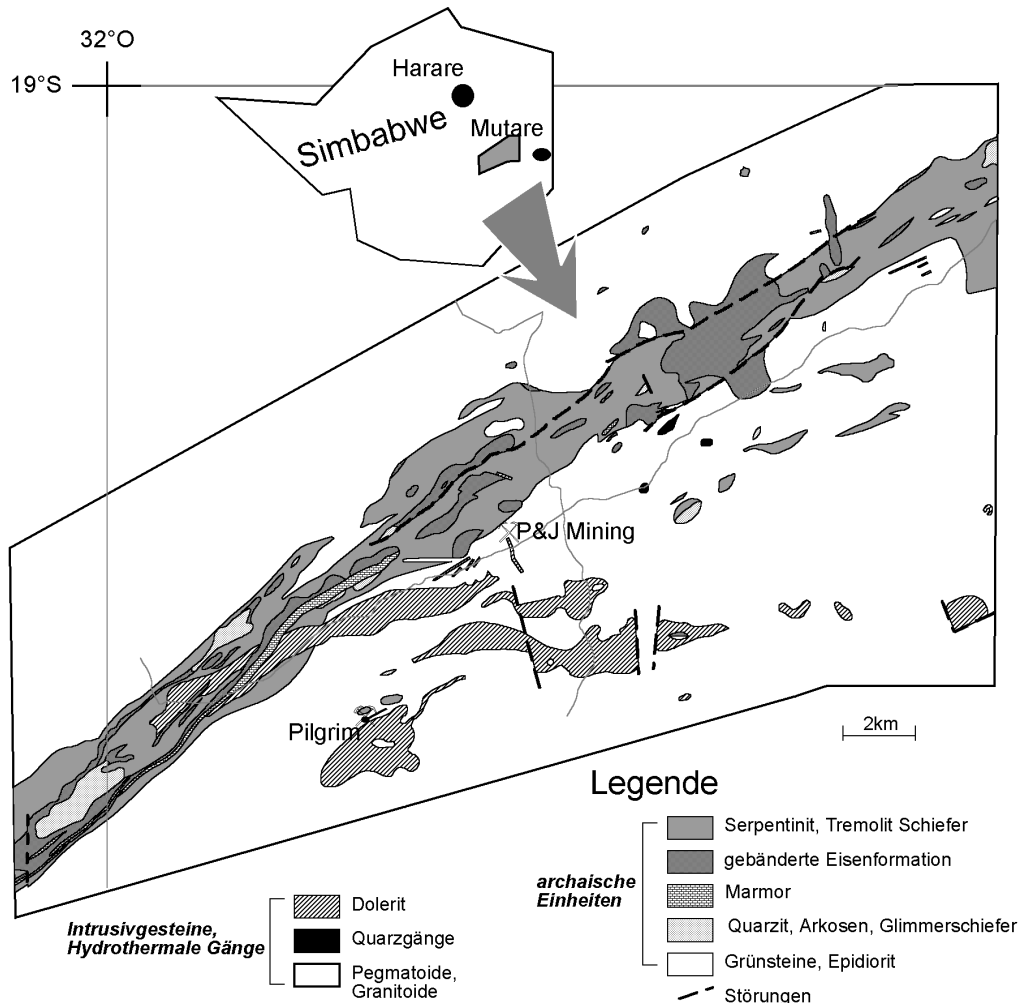


Abbildung 2.9: Geologische Übersichtskarte des Odzi Abschnittes des Mutare-Odzi Grünsteingürtels modifiziert nach Swift (1956) und Chenjerai (1995).

schuppt sind Magnetit-haltige Quarzite und langgestreckte Karbonatlinsen. Die Auflösung der stratigraphischen Abfolge ist erschwert durch die überwiegend tektonischen, gescherten Kontakte und intensiven Verschuppung der Einheiten.

Die stratigraphische Korrelation der Gesteinsfolgen im MOG mit denen anderer Grünsteingürtel des Simbabwe Kratons ist auf lithologischer Basis nur begrenzt möglich. Einen festen Anhaltspunkt gibt das Kristallisationsalter des Penhalonga Intrusivs mit 2742 ± 3 Ma als Mindestalter für die basalen mafischen und basaltischen Einheiten. Dieses Alter kann jedoch keiner der großen Granitsuiten (Chingezi, Wedza, Sesombi, Chilimanzi) eindeutig zugeordnet werden. Es ist daher naheliegend, daß es sich bei dem Penhalonga-Tonalit um ein lokales Intrusionsereignis handelt, das möglicherweise noch im direkten Zusammenhang mit der magmatischen Entwicklung des Grünsteingürtels und der frühen archaischen Kruste steht. Einen Anhaltspunkt für die Altersstellung des Grünsteingürtels zu den Wedza Granitoiden bilden die mit ihnen assoziierten Pegmatite, die im Odzi Abschnitt in die basalen Einheiten des Grünsteingürtels intrudieren. Für den Bereich des Manica Grünsteingürtels, Mosambik, gibt Manuel (1992) ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von $3,39 \pm 0,26$ Ga für vergleichbare granitische Gneise an. Dieses Alter bezeichnet den Zeitpunkt der partiellen Schmelze und Pegmatitbildung dieser Gneise, die demzufolge mindestens dem Belingwean zuzuordnen sind.

Für die entlang des Randes des Mutare Abschnittes des Grünsteingürtels intrudierten Chilimanzi Granitoide wurde ein Alter von 2553 ± 35 Ma (2527 ± 632 Ma) (Rb/Sr Gesamtgesteinsdatierung; Schmidt Mumm et al., 1995) bestimmt. Manuel (1992) ermittelte ein Rb/Sr Errorchone-Gesamtgesteinsalter von $2,53 \pm 0,63$ Ga für äquivalente Gesteine im Bereich des Manica Grünsteingürtels, Mosambik. Die Chilimanzi Granite im Bereich des östlichen MOG sind damit etwas jünger als die im westlichen Bereich des Kratons, deren Alter mit ca. 2600 Ma (Wilson et al, 1995) bzw. 2570 ± 25 Ma (Hickman, 1978) angegeben wird.

Die Stellung des Manica-Mutare-Odзи Grünsteingürtels und der umgebenden archaischen Gneise im Rahmen der Krustenentwicklung des Simbabwe Kratons wird durch die hier dargestellten Ergebnisse weiter geklärt. Insbesondere die Altersdatierungen und Bestimmungen der radiogenen Isotopenverhältnisse (Manuel 1992, Schmidt Mumm 1994, diese Arbeit) ergaben neue Aufschlüsse zur Krustengeneese in diesem Gebiet. Wilson et al. (1995) erkennen für das Gebiet des MOG zwar die Existenz granitischer Gneise die der Chingezi Suite (ca. 2.9-2.8 Ga) zuzuordnen wären an, stellen die Grünstein-Einheiten des MOG jedoch in das Obere Bulawayan, bzw. Shamvaian. Bereits Kramers & Foster (1982) und Foster et al. (1986) schlagen eine Zuordnung des MOG zum Unteren Bulawayan vor und Chenjerai (1995) bestätigt dies durch seine lithofazielle Neugliederung der Einheiten im Mutare Abschnitt des Grünsteingürtels. Das Kristallisationsalter von 2742 ± 3 Ma des Penhalonga Tonalites (Schmidt Mumm et al., 1994), der die mafischen und ultramafischen basalen Einheiten des Grünsteingürtels intrudiert, zeigt, daß diese Einheiten mindestens dem Unteren Bulawayan zuzuordnen sind, möglicherweise aber auch noch älter sind. Lithologisch sind die basalen Einheiten des MOG durchaus mit den mafisch-ultramafischen und BIF-führenden Einheiten des Oberen Belingwean vergleichbar.

2.4 Petrogenese

2.4.1 Die Granitoide des südlichen Simbabwe Kratons und der NMZ des Limpopo Belt

In dem bearbeiteten Krustenabschnitt des südöstlichen Simbabwe Kratons sind der Penhalonga Tonalit, der den Mutare Grünsteingürtel intrudiert und die Wedza und Chilimanzi Granitoide von regionaler Bedeutung. Die Ermittlung ihrer Altersstellung und Petrogenese

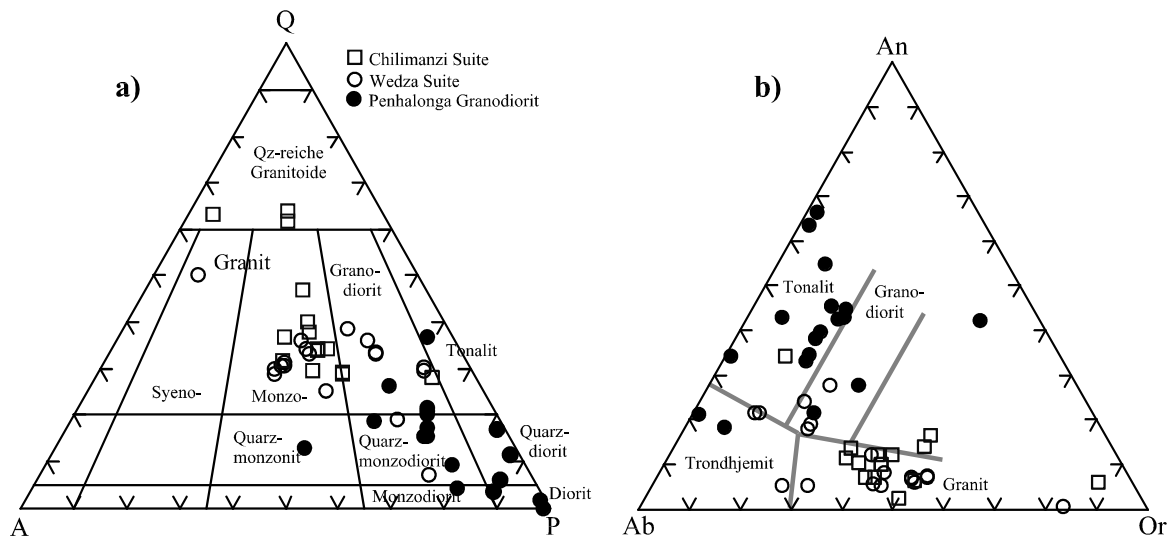


Abbildung 2.10: Die Granitoide im Gebiet des Mutare-Odzi Grünsteingürtels. a) Q-A-P Darstellung der CIPW-normativen Zusammensetzung, b) normative Ab-An-Or Darstellung der Feldspatkomponenten.

sind daher grundlegende Voraussetzung für ein Verständnis der geologischen Entwicklung des Gebietes.

Der die Penhalonga Synklina des MOG intrudierende, tonalitisch/granodioritische „Penhalonga Tonalit“ erhält seine Bedeutung als Wirtsgestein der Redwing/Rezende Goldvererzung (Schmidt Mumm et al., 1994). Untertage erscheint der Penhalonga Tonalit in einer feinkörnigen und einer grobkörnigen Varietät. Die CIPW-normative Darstellung der chemischen Zusammensetzung des Penhalonga Tonalites (s. Abbildung 2.10a) weist diesen als inhomogene, komplexe Intrusion aus plagioklasreichen, tonalitischen, granodioritischen bis Quarz-monzodioritischen Komponenten aus. Die Darstellung der Albit-Anorthit-Orthoklas Zusammensetzung (Abbildung 2.10b) zeigt eine deutliche Anorthit Komponente und nur geringe Orthoklasgehalte der Plagioklase, wie sie für die archaischen Gesteine der Tonalit-Trondhjemit-Granodiorit Gruppe typisch sind. Die Mehrzahl der Proben fällt in den Bereich der Tonalite, in dem in dieser Darstellung auch die Diorite fallen. Petrographisch besteht der Penhalonga Tonalit aus (modale Zusammensetzung) 55 - 65% Plagioklas (An_{10-24}), 15 - 20% Quarz ca. 15% Biotit und 5% K-Feldspat mit akzessorischem Augit, Karbonat, Aktinolit und Magnetit.

Die Darstellung der Ergebnisse der Gesamtgesteinsanalyse in ausgewählten Harker Diagrammen (Abbildung 2.12) zeigt deutlich den primitiven Charakter der Penhalonga Tonalite.

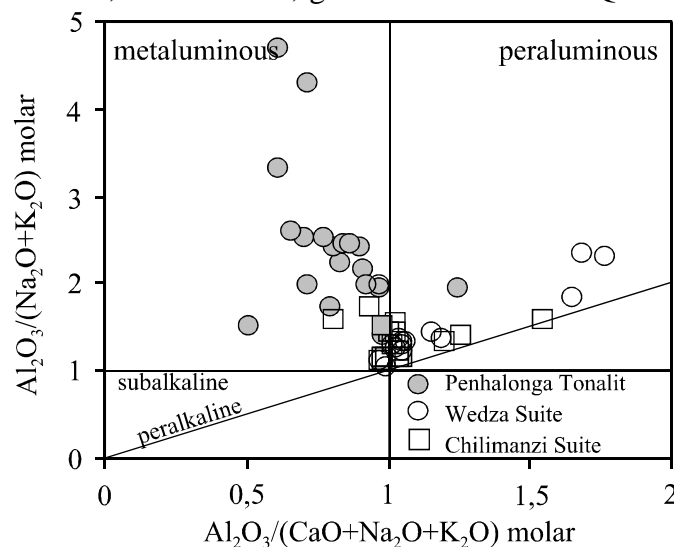


Abbildung 2.11: Aluminium-Sättigung der Granitoide im Maniar & Piccolli (1989) Diagramm der A/CNK und A/NK Verhältnisse. Der Penhalonga Tonalit ist demnach deutlich Aluminium untersättigt, während die Wedza und Chilimanzi Granitoide zumeist Aluminium gesättigt, bzw. sogar deutlich übersättigt sind.

Am ausgeprägtesten wird dies deutlich in der CaO-SiO₂ Darstellung anhand der breiten Streuung des CaO bei niedrigen SiO₂ Gehalten hin zu einer wesentlich geringeren Streuung bei höheren SiO₂ Gehalten. Hieraus läßt sich ein Wechsel von einer opx-cpx-kontrollierten zu einer Plagioklas-kontrollierten Magmenzusammensetzung ableiten, die auch durch die gut ausgebildete negative Korrelation von Fe₂O₃ und SiO₂ nachvollziehbar ist. Im Al₂O₃-SiO₂ Verhältnis ist dieser Trend hingegen weniger deutlich ausgeprägt. In dem von Maniar & Piccoli (1989) vorgeschlagenen Diagramm zur Darstellung der Aluminium Sättigung in Abhängigkeit von den Feldspat-bildenden Element Na, Ca und K (s. Abbildung 2.11) zeigt sich eine deutliche Aluminium Untersättigung der Penhalonga Tonalite.

Die Entstehung des Penhalonga Intrusivkomplexes läßt sich entweder durch partielle Schmelze oder durch fraktionierte Kristallisation eines mafischen Ausgangsmaterials erklären. Die starke Streuung der Zusammensetzung über die Bereiche der Tonalite, Trondhjemite und Granodiorite und die Dominanz der Tonalite ist als Hinweis auf ein partielles Aufschmelzen mafischer Gesteine in der Tiefe anzusehen (s.a. Rollinson & Blenkinsop, 1995). Entlang des Nord- und Südrandes des MOG schließen sich an die Grünsteineinheiten Granitoide und Gneise an. Die Granitoide sind überwiegend monzogranitisch bis granodioritisch und gehören zu der für den östlichen Teil des Simbabwe Kratons typischen Wedza Suite und der weiter verbreiteten, jüngeren Chilimanzi Suite (s. Kapitel 2.2). Der Kontakt der Grünstein Einheiten zu den Wedza Suite Granitoiden ist in der Regel tektonisch und geprägt durch gescherte Gesteine mit gut ausgebildeter Scherfoliation, die parallel zum regionalen Streichen der Schieferung liegt. Der Kontakt zu Granitoiden der Chilimanzi Suite, der auf den Südrandes des MOG im Bereich des Mutare Abschnittes beschränkt ist, ist deutlich intrusiv. Die Granitoide der Wedza und Chilimanzi Suite sind mittelkörnig und von blaß- bis dunkelgrauer Farbe. Im Aufschluß erscheinen die Wedza Granitoide sehr inhomogen mit abwechselnd hellen und dunklen Partien stark variierender Korngröße und sind durchzogen von pegmatitischen Gängen und Schlieren.

Chilimanzi Granitoide sind in dem bearbeiteten Gebiet deutlich homogener und auch gleichkörniger. Im Gelände lassen sich die Granitoid-Typen aufgrund von zwei Kriterien unterscheiden: Granitoide der Wedza Suite weisen stets ein planares Gefüge auf, das nahezu parallel der regionalen, NE-SW streichenden Schieferung verläuft. Granitoide der Chilimanzi Suite weisen hingegen nur lokal ein Planargefüge auf, welches in der Regel lokal ausgebildeten Strukturelementen folgt. Weiterhin enthalten Granitoide des Chilimanzi Typs auffällige, bis zwei Zentimeter große Feldspat Porphyroblasten.

Die Hauptelementverteilung der Wedza und Chilimanzi Granitoide erlaubt keine Unterscheidung der beiden Granitoid-Suiten. Die Streckeisen Darstellung der CIPW normativen Zusammensetzung (Abbildung 2.10a) zeigt, daß beide Suiten überwiegend aus Granodioriten und Monzograniten besteht, wie sie für das späte Archaikum typisch sind. Die Darstellung der CIPW-normativen Albit-Anorthit-Orthoklas Zusammensetzung nach O'Connor ((1965), modifiziert nach Barker, 1979; s. Abbildung 2.10b) zeigt weiterhin die geringe Anorthit Komponente, zurückzuführen auf die niedrigen Ca- Gehalte dieser Gesteinsserien. Bemerkenswert ist das relativ seltene Vorkommen trondhjemitischer, relativ Na-reicher Zusammensetzungen wie sie sonst für archaische Kratone typisch sind (Martin, 1993).

Ein eindeutiger Entwicklungstrend läßt sich auch aus der Ab-An-Or Darstellung für die Wedza und Chilimanzi Granitoid-Suiten nicht ableiten, dennoch wird deutlich, daß die Differentiation beider Suiten auf vergleichbare Prozesse zurückgeführt werden kann. Die Granitoide der Wedza Suite weisen eine deutlich variabelere Zusammensetzung auf, was die Geländebefunde dieser auch auf Aufschlußebene sehr inhomogenen Gesteine bestätigt. Der von der Ab-An-Achse (Abbildung 2.10b) in Richtung des Or-Eckpunktes verlaufende Trend der Wedza Granitoide läßt sich durch eine Plagioklas-Pyroxen Fraktionierung erklären die sich auch in den Harker Diagrammen (Abbildung 2.12) widerspiegelt. Weiterhin wird aus den Harker Diagrammen die Kontrolle der Granitoid-Chemismen durch die Feldspat Anteile anhand der CaO und Al_2O_3 -Verteilungen deutlich. Im Kontrast zu den Penhalonga Tonaliten sind die Wedza- und Sesombi-Suite Granitoide überwiegend, zum Teil deutlich, Aluminium übersättigt (Abbildung 2.11). Eine tektonische Interpretation der Aluminium Sättigung im Sinne von Maniar & Piccoli (1989) ist für die Wedza und Chilimanzi Granitoide nicht sinnvoll, da die A/CNK und A/NK Verhältnisse nicht signifikant sind (A/CNK zwischen 1,05 und 1,15). Die Ab-reichsten und Or-ärmsten Gesteine sind die Penhalonga Tonalite (s. Abbildung 2.10b), deren Or-reichere Proben sich mit den Ab-An-reichen Proben der Wedza Suite überschneiden, ein für den Zeitraum des frühen und mittleren Archaikums typischer Entwicklungstrend (Condie 1981, Ayres & Cerny 1982). Möglicherweise liegt hierin ein Hinweis auf einen genetischen Zusammenhang. Zumindest sollten tonalitische Magmatite, wie die des Penhalonga Intrusivs, als

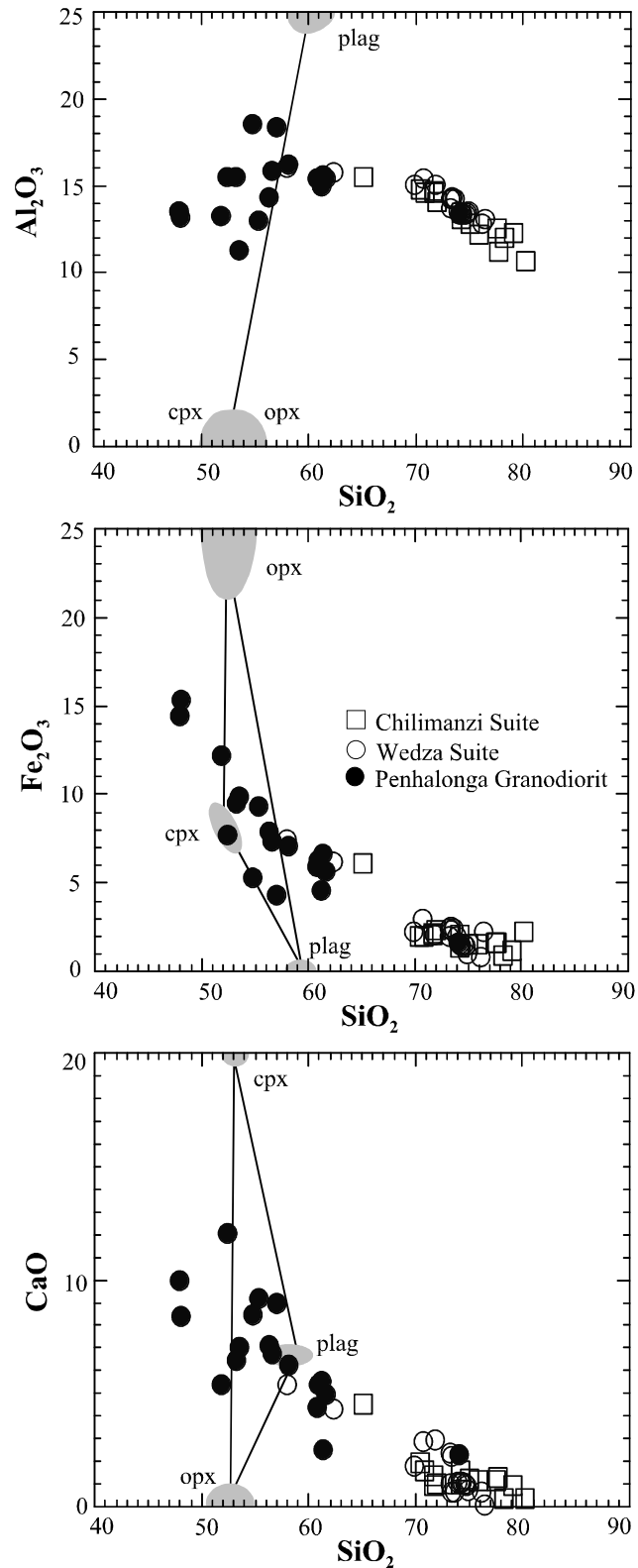


Abbildung 2.12: Ausgewählte Harker Diagramme des Penhalonga Tonalites und der Wedza und Chilimanzi Granitoide im Gebiet des MOG (Position der plag (Plagioklas), opx (Orthopyroxen) und cpx (Clinopyroxen) Zusammensetzungen nach Berger & Rollinson, 1997).

primitive Komponente bei Modellierungen der Bildung der Wedza Granitoide berücksichtigt werden. Bei dieser gemeinsamen Betrachtung entspricht demnach der Übergang vom Penhalonga Tonalit zu den Wedza und Chilimanzi Suiten eher einer fraktionierten Kristallisation.

2.4.2 Die SEE Verteilungen der Granitoide

Die Analyse der Hauptelemente erlaubt eine zuverlässige Abgrenzung des Penhalonga Tonalites von den randlichen Granitoiden des MOG. Die Wedza- und Chilimanzi- Suite lassen sich jedoch anhand der Hauptelementverteilungen nicht unterscheiden. Auch in der Verteilung der Selten-Erd-Elemente (SEE) setzt sich der Penhalonga Tonalit von den anderen Granitoiden ab (s. Abbildung 2.13). Die SEE dieses Tonalites sind nur geringfügig erhöht mit etwa 150-facher Anreicherung der leichten und etwa 8-facher Anreicherung der schweren Elemente gegenüber dem C1-Chondrit. Die SEE-Verteilung belegt somit den eher primitiven Charakter dieses Gesteins. Die relativ schwache Fraktionierung der SEE mit einer leicht konkaven Ausbildung (s. Abbildung 2.13a) weist möglicherweise auf eine geringfügige Beteiligung von Granat und eine Fraktionierung der SEE in diese Phase hin. Das Fehlen einer negativen Eu-Anomalie ist ein weiterer Hinweis auf einen eher primitiven Ursprung dieses Magmatites.

Der generelle Trend der SEE-Verteilungen der Wedza Granitoide unterscheidet sich deutlich von dem des Penhalonga Tonalites. Die gesamte Streubreite der SEE-Anreicherung der Wedza Granitoide im Verhältnis zum C1-Chondrit beträgt 50- bis 400-fach für die leichten und 4,5 bis 25-fach für die schweren Elemente. Die Mehrzahl der Proben ist 300- bis 400-fach angereichert an leichten und 10- bis 25-fach angereichert an schweren SEE. Die breite Streuung der SEE-Anreicherung belegt einen deutlich ausgebildeten Fraktionierungsprozeß. Ein weiteres Merkmal der Mehrzahl der SEE-Verteilungen der Wedza Granitoide ist eine signifikant ausgebildete, negative Eu-Anomalie (s. Abbildung 2.13b). Zwei Proben weisen diese Anomalie nicht auf und diese fallen zudem im Ab-An-Or Diagramm in den Bereich der Or-armen End-

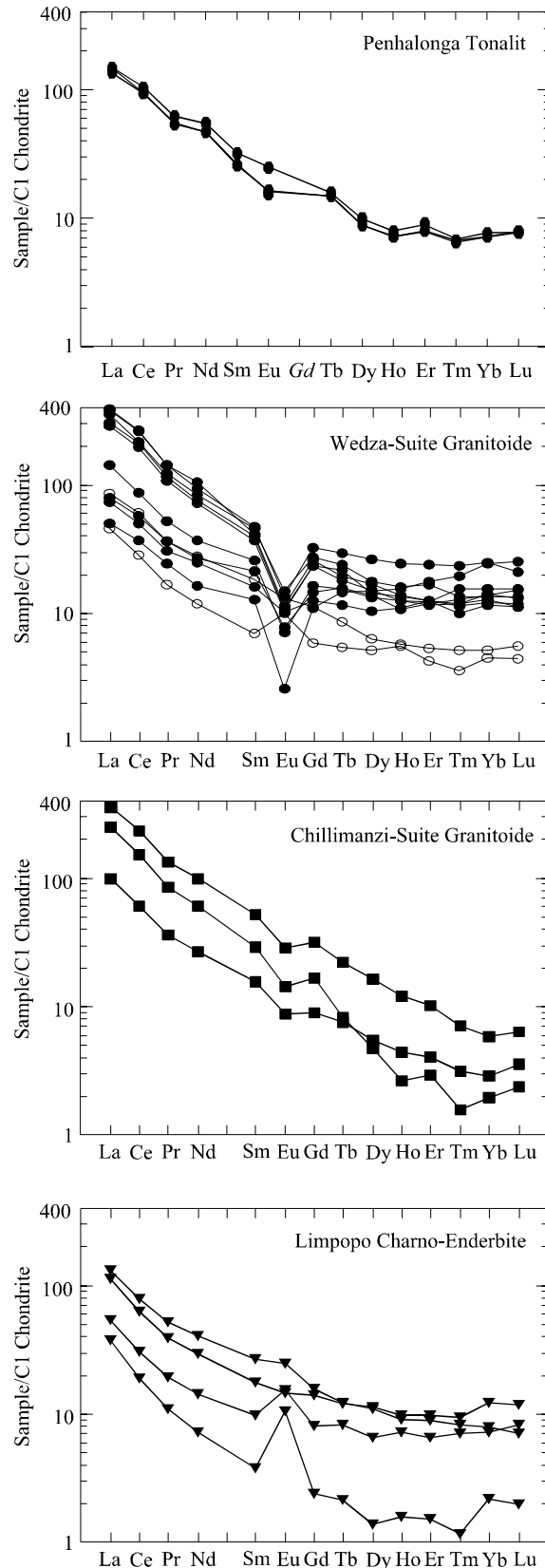


Abbildung 2.13: Verteilung der Chondritnormierten Selten-Erd Gehalte der Granitoide des MOG und Charno-Enderbite des Limpopo Belt.

glieder. In ihrer SEE Charakteristik ähneln sie damit den Penhalonga Tonaliten. Diese Proben können somit als repräsentativ für die „primitiven“ Endglieder der Magmenentwicklung der Wedza Granitoide angesehen werden.

Die SEE-Verteilungen der Chilimanzi Granitoide (s. Abbildung 2.13c) zeigt eine etwas stärkere Fraktionierung der leichten (Anreicherung 100- bis 400-fach C1-Chondrit) und schweren (Anreicherung 1,5- bis 6,5-fach C1-Chondrit) Elemente. Eine negative Eu-Anomalie ist in den Chilimanzi Proben angedeutet aber wesentlich weniger entwickelt als in der Wedza-Granitoid Suite.

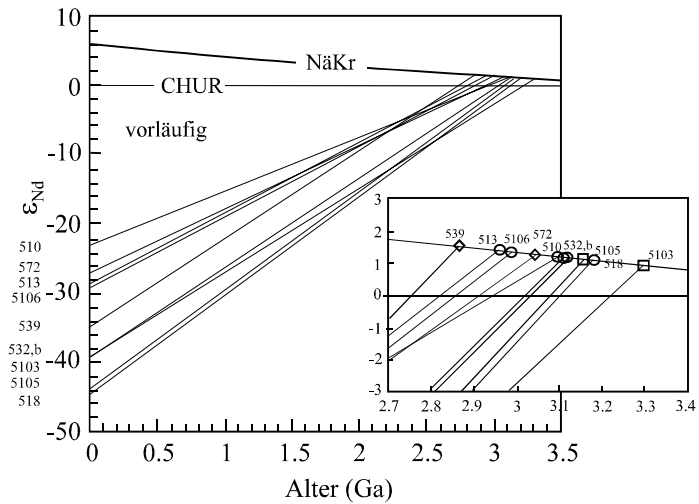


Abbildung 2.14: ϵ_{Nd} der Granitoide basierend auf Nägler & Kramers (1998). Die Entwicklungslinien schneiden die NäKr-Linie innerhalb des Bereiches von 2.87Ga bis 3.30Ga. Razi Granitoide: 2.87-3.05Ga; Wedza Granitoide: 2.96-3.12Ga; Chilimanzi Granitoide: 3.16-3.30Ga.

Zum Vergleich wurden exemplarisch Proben der intrusiven Charno-Enderbite des Granulitfazialen Limpopo Belt hinzugenommen. Ihre SEE-Signatur ist ähnlich flach wie die der Penhalonga Tonalite und weist in den weniger stark SEE-angereicherten Proben eine deutliche positive Eu-Anomalie auf (s. Abbildung 2.13d). Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen von Berger und Rollinson (1997) an den Intrusivgesteinen des Limpopo Belt sind weitestgehend deckungsgleich mit den hier dargestellten Daten. Die positive Eu-Anomalie dieser Gesteine legt einen Eu-Anreicherungsprozeß während der Magmenentwicklung nahe.

2.4.3 Sm/Nd Isotopenverhältnisse

Eine schlüssige Interpretation der Petrogenese der Intrusivgesteine des südlichen Simbabwe Kratons setzt eine möglichst detaillierte Kenntnis der Altersbeziehungen der unterschiedlichen Komplexe voraus. Um über die Magmenherkunft und die Magmenentwicklung weitergehende Aussagen treffen zu können wurden an Proben der Chilimanzi-Suite, sowie der Wedza Granitoide die Verhältnisse der Sm und Nd Isotopien gemessen. Um die genetischen Zusammenhänge möglichst weitgehend abzudecken wurden Proben der charnoenderbitischen Intrusiva der NMZ des Limpopo Belt mit in die Untersuchungen einbezogen (die entsprechenden Probenlokationen sind aus Abbildung 2.15 ersichtlich). Das analytische Vorgehen folgt dem von Berger et al. (1995) beschriebenen Verfahren, die Analysen wurden durchgeführt in Zusammenarbeit mit Fr. K. Kreißig, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Bern, Schweiz, die Ergebnisse sind in Tabelle 2.1 aufgelistet.

Die Samarium Gehalte der Proben schwanken von 1.44ppm bis 11.50ppm, die Neodym Gehalte von 7.44ppm bis 81.5ppm. Die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ Verhältnisse der analysierten Proben reichen von 0.0853 bis 0.1250. Die berechneten DM-Modellalter (DM = Depleted Mantle) von 3.00 bis 3.42Ga erscheinen hoch, die DM-Modellalter der Razi-Granitoid Proben von 3.00 bis 3.22Ga fallen zusammen mit den von Berger et al. (1995) für den Limpopo Belt ermittelten Bereich von 2.87 bis 3.13Ga. Modellalter nach dem Verfahren von Nägler & Kramers (1998) ergeben etwas niedrigere Alter von 2.87 bis 3.30Ga. Die CHUR Alter (CHondritic Uniform Reservoir; De Paolo & Wasserburg, 1976) erstrecken sich von 2.74 bis 3.22Ga und die Extrapolation auf die Nägler & Kramers (1998) Entwicklungskurve ergibt Modellalter von 2.87Ga bis 3.30Ga (s. Abbildung 2.14). Dem Nägler & Kramers (1998) Modell folgend, belegen diese Alter den Zeitraum der Abtrennung der Granitoid Magmen vom Mantel, entsprechend einer Krusten-Mantel Separation.

Auffällig ist, daß die Sm-Nd Modellalter der unterschiedlichen Granitoid Suiten sich weitgehend überlagern (Razi Granitoide: 2.87-3.05Ga; Wedza Granitoide: 2.96-3.12Ga; Chilimanzi Granitoide: 3.16-3.30Ga) was gleichbedeutend ist mit einer gleichzeitigen Bildung der Protolithen der unterschiedlichen Suiten um ca. 2.9 bis 3.3Ga. Folgt man dem allgemeingültigen Bild der Altersabfolge der Granitoide des Simbabwe Kratons mit der Wedza Suite als ältester Einheit und den Razi und Chilimanzi Suiten als in etwa zeitgleichen, jüngeren Einheiten, so ergeben die Sm/Nd-Modellalter sogar ein leicht entgegengesetztes Bild, woraus bereits auf eine komplexe Magmendifferentiation und -Entwicklung, möglicherweise unter erneuter Beteiligung juvenilen Mantelmaterials insbesondere bei der Genese der Chilimanzi Suite, geschlossen werden kann.

2.4.4 U/Pb Datierung von Intrusivgesteinen im Gebiet des südöstlichen Simbabwe Kratons

Tabelle 2.1: Sm-Nd Isotopie-Daten der Intrusivgesteine, Gesamtgesteinsanalysen

Probe		Granitoid-Suite	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2s_m$ ¹⁾ mean	T_{DM} ³⁾	T_{CHUR} ⁴⁾	$T_{\text{NäKr}}$ ²⁾
AZ 5103	a	Chilimanzi	2,67	15,7	0,1025	0,510633	+26	3,42	3,22	3,30
AZ 5105	b	Chilimanzi	4,85	33,7	0,08693	0,510399	+26	3,28	3,09	3,16
AZ 510	c	Wedza	3,16	14,1	0,1357	0,511452	+26	3,28	2,95	3,10
AZ 513	d	Wedza	3,62	18,6	0,1174	0,511163	+26	3,12	2,82	2,96
AZ 518	e	Wedza	11,5	81,5	0,08531	0,510355	+26	3,29	3,10	3,18
AZ 532	f	Wedza	6,18	38,9	0,09589	0,510630	+26	3,23	3,02	3,11
AZ 532b	g	Wedza	7,53	47,5	0,09578	0,510616	+26	3,24	3,03	3,12
AZ 5106	h	Wedza	1,44	7,44	0,1169	0,511132	+29	3,15	2,86	2,99
AZ 539		Razi	9,27	56,9	0,09838	0,510859	+26	3,00	2,74	2,87
AZ 572		Razi	1,68	8,14	0,1250	0,511256	+26	3,22	2,92	3,05

¹⁾ Fehler entsprechen 2σ der jeweiligen Analyse (Fehler bezüglich der letzten beiden Dezimalstellen). Nd Isotopie normalisiert auf $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, (O'Nions et al. 1977)

²⁾ Modellalter nach Nägler & Kramers, 1998

³⁾ Modellalter (Depleted Mantle) nach Goldstein et al., 1984

Für die weitere Eingrenzung des zeitlichen Rahmens der Krustengenese im Bereich des südlichen Simbabwe Kratons wurden U/Pb Isotopenverhältnisse von Zirkonen aus Proben verschiedener Intrusivkomplexe und deren Nebengesteinen bestimmt (Lokalitäten s. Abbildung 2.15). Beprobte wurden:

- Ein intrusiver Granodiorit südwestlich des Odzi Grünsteingürtels, im Gutu-Buhera Basement-High (Probe U12, s.a. Abbildung 2.7). Der Intrusivkontakt zum granodioritisch-

gneisischen Nebengestein ist deutlich ausgebildet und schneidet die Foliation in beliebigem Winkel. Der Granodiorit ist mittelkörnig und enthält in einigen Partien grobkörnige Feldspäte. Nach dem Geländebefund wurde diese Einheit der Chilimanzi Suite zugeordnet.

- Das granodioritisch-gneisische Nebengestein zu U12. Im weiteren Umfeld treten in diesem Gesteinskomplex immer wieder migmatitische Partien auf. Nach dem Geländebefund wurde diese Einheit der Wedza Suite zugeordnet (Probe U11, s.a. Abbildung 2.7).

- Ein Granit-Gneis Komplex im südlichen Anschluß zum Odzi Grünsteingürtel (U15, Mt. Zinowi). Die Einheit ist gekennzeichnet durch sehr starke lithologische Inhomogenität, teilweise lagig. Leukokrate und melanokrate Bereiche werden

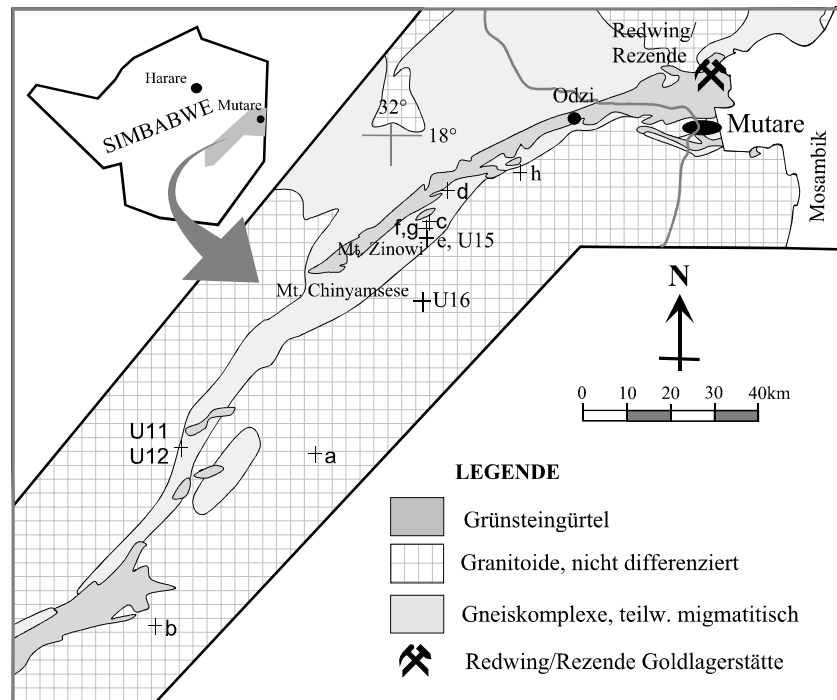


Abbildung 2.15: Übersichtskarte der Probenlokationen der radiometrischen Analysen (Sm/Nd und U/Pb). Lokationsbezeichnungen: a-h Proben der Sm/Nd Analyse, s. a. Tabelle 2.1; U11-U16 Proben der U/Pb Analyse, s.a. Tabelle 2.2. und Abbildung 2.17

lokal durchkreuzt von eingeregelt häufig gangförmigen Amphiboliten. Weite Partien sind bis zu 80% migmatisiert. Aus diesen Bereichen lassen sich pegmatoidale Gänge ableiten, die hier häufig anzutreffen sind. Nach dem Geländebefund wurde diese Einheit der Wedza Suite zugeordnet. Die Probe stammt aus einem Bereich relativ homogener Zusammensetzung.

- Ein grobkörniger, nicht folierter Granodiorit der Chilimanzi Suite ca. 20km südlich des Odzi Grünsteingürtels mit deutlich ausgebildeten, bis zu 2cm großen Feldspat Porphyroblasten (U16, Mt. Chinyamsese).

2.4.4.1 Methodische Vorgehensweise zur U/Pb Isotopenanalyse

Von jeder Probe wurden ca 15 kg frischen Gesteins zunächst gebrochen und dann in der Scheibenschwingmühle kurz (ca. 30 Sekunden) aufgemahlen. Aus dem resultierenden feinkörnigen Material wurde mechanisch die Schwermineralfraktion abgetrennt, aus der dann die Zirkone separiert wurden. Die abgetrennten Zirkone wurden nach Korngrößen fraktioniert, die jeweiligen Kornfraktionen massenspektrometrisch analysiert. Die analytische Vorgehensweise entspricht generell der von Krogh (1973) beschriebenen Methode. Die Analysen wurden durchgeführt in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. B. Hansen am Isotopenlabor des Instituts für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Georg August Universität, Göttingen.

Die Blei-Daten wurden auf initiales Blei und ein Blank korrigiert. Die isotopische Anfangszusammensetzung (initial Pb) wurde entsprechend dem Model von Stacey & Kramers (1975) berechnet. Die Alter wurden ermittelt unter Verwendung der vom I.U.G.S. (Steiger & Jäger, 1977) empfohlenen Zerfallskonstanten des Uran. Fehlerrechnungen und Korrelationen der $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Verhältnisse wurden nach der Vorgehensweise von Ludwig (1980) unter Berücksichtigung der Meßfehler der Isotopenverhältnisse, der Ungenauigkeit des U/Pb Verhältnisses im gemessenen Spike, der Fehlersummierung aufgrund des Spike/Proben Verhältnisses sowie Fehlern aus der Blank und Common Pb Korrektur durchgeführt. Der Fehler der initialen und Blank Verhältnisse von $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ist 1%. Der Korrelationsfaktor für initiales Pb und Blank Pb ist 0.7. Die Fehler-Elypsen in den Konkordia Diagrammen entsprechen 2σ .

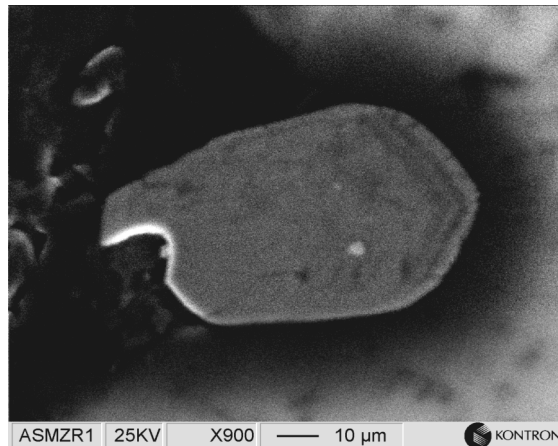


Abbildung 2.16: Raster-Elektronen-Mikroskop Kathodolumineszenz-Aufnahmen der Zirkone (im Dünnschliff). Deutlich erkennbar ist die interne Zonierung und die gerundeten Enden und Kanten.

2.4.4.2 Auswertung und Interpretation

Die Zirkon Gehalte der individuellen Proben sind sehr unterschiedlich. Aus Probe U12 konnten lediglich zwei Fraktionen ($<100\mu\text{m}$ und $>100\mu\text{m}$) gewonnen werden. Die Proben U11 und U15 enthielten ausreichend Material für jeweils vier Fraktionen (<80 , $80-100$, $100-125$, $>125\mu\text{m}$), aus Probe U12 konnte zusätzlich ausreichend Material der Fraktionen $46-63$ und $<45\mu\text{m}$ separiert werden. Die Zirkone sind prismatisch bis kurzprismatisch mit in der Regel gerundeten Enden und Kanten. Sie sind von gelblicher bis hellbrauner Farbe, in der Fraktion $>125\mu\text{m}$ treten auch gehäuft dunkelbraune Körner auf. Die Einzelnen Körner sind intern stark zoniert und häufig randlich zernarbt oder uneben (s. Abbildung 2.16).

Bei der Auswertung der Ergebnisse und Berechnung der Diskordia-Alter wurden für die Proben U11 und U15 die jeweils größte Kornfraktion ($>125\mu\text{m}$) unberücksichtigt gelassen, da diese in ihren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Verhältnissen deutlich von den übrigen Werten abweicht. In Abbildung 2.17 a-d sind die Diskordia Diagramme der vier Proben dargestellt. Die berechneten U/Pb Diskordia Alter (bei 95% Zuverlässigkeit) sind in Tabelle 2.2 aufgelistet.

Auffallend ist der in den meisten Fällen große Fehler der Zirkon-Multigrain Datierungen, der zum einen auf die nur geringe Zirkon Ausbeute zurückzuführen ist (U16 nur zwei Fraktionen), zum anderen jedoch ursächlich auch in einem sekundären Bleiverlust sowie dem intensiven Zonarbau der individuellen Zirkone zu finden ist. Wie in Abbildung 2.17 a-d zu erkennen sind nahezu alle Datensätze sehr stark diskordant weshalb die Schnittpunkte mit der Konkordia sehr stark extrapoliert werden müssen (s. Abbildung 2.17).

Auffallend sind die „jungen“ Alter von 2448^{+350}_{-167} Ma und 2402^{+12}_{-11} Ma der als Chilimanzi klassifizierten Granitoide, aber auch die Alter der gneisischen Wedza Granitoide von 2585^{+36}_{-33} Ma bzw. 2507^{+111}_{-97} Ma. Diese Ergebnisse stehen in starkem Kontrast zu den für diese Einheiten bekannten Altern und erscheinen geologisch widersprüchlich im Hinblick auf das Rb-Sr Mineralalter des Great Dyke von 2460 ± 16 Ma (Hamilton, 1977), der letztlich die bereits konsolidierten Einheiten der Chilimanzi Suite intrudiert. Berücksichtigt man die Fehlergrenzen fallen jedoch bis auf U12 alle Alter in den allgemein akzeptierten Rahmen.

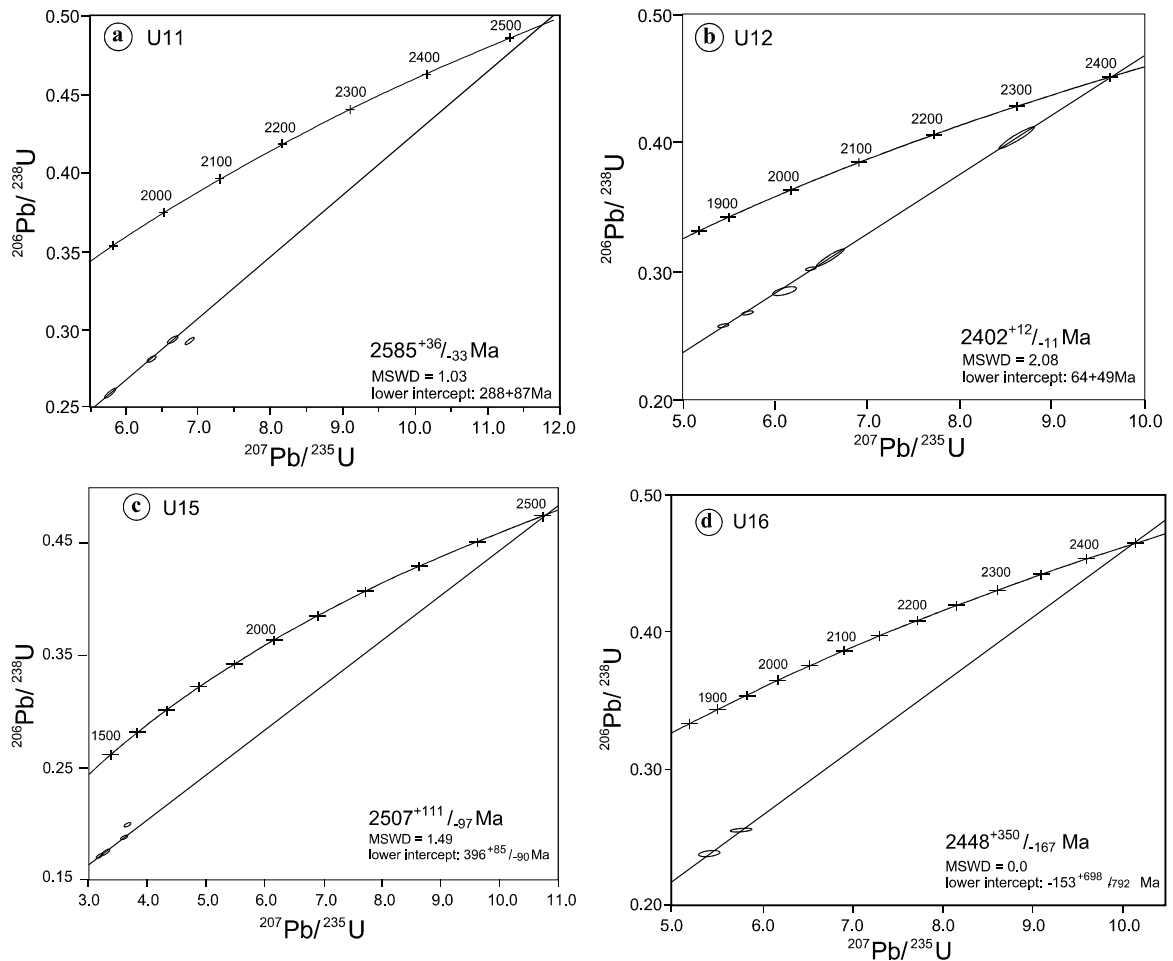


Abbildung 2.17: Diskordia-Diagramme der Zirkon-Multigrain U/Pb-Isotopen Analysen. a) U11: gneisischer Wedza Granodiorit westlich des Odzi Grünsteingürtels. b) U12: Granodiorit, intrusiv in U11, Chilimanzi Suite. c) U15: gneisischer Wedza Granodiorit südlich des Odzi Grünsteingürtels. d) U16: Mittelkörniger Chilimanzi Granodiorit südlich des Odzi Grünsteingürtels. (s.a. Abbildung 2.15 und Tabelle 2.2)

Sollte sich das Alter von 2,4Ga für ein regional bedeutendes petrogenetisches Ereignis weiter manifestieren muß auch bei der Interpretation des Rb-Sr Alters des Great Dyke ein mögliches „jüngeres“ Resetting berücksichtigt werden. Die Auswertung der Sm/Nd Isotopendaten läßt eine Mantelbeteiligung bei der Genese der Chilimanzi Granitoide durchaus möglich erscheinen. Sollten also die Altersstellungen von Great Dyke und Chilimanzi Suite näher zusammenrücken, so ist eine genetische Verbindung der beiden Magmatite durchaus plausibel und als neuer Interpretationsansatz zu berücksichtigen.

Die hier vorgestellten, jungen Kristallisationsalter der Chilimanzi und Wedza Suiten im Osten des Simbabwe Kratons zeigen möglicherweise auch einen sich nach Osten hin verjüngenden, diachronen Trend der Krustenentwicklung an.

Probe	Oberer Schnittpunkt	Unterer Schnittpunkt	MSWD	kritische MSWD
U11	2585 ⁺³⁶ / ₋₃₃ Ma	288 ⁺⁸⁶ / ₋₈₈ Ma	1,03	4,00
U12	2402 ⁺¹² / ₋₁₁ Ma	64 ⁺⁴⁹ / ₋₅₀ Ma	2,08	2,53
U15	2507 ⁺¹¹¹ / ₋₉₇ Ma	396 ⁺⁸⁵ / ₋₉₁ Ma	1,49	4,00
U16	2448 ⁺³⁵⁰ / ₋₁₆₇ Ma	-154 ⁺⁶⁹⁸ / ₋₇₉₂ Ma	0,00	1,00

Tabelle 2.2: Ergebnisse der Zirkon-Multigrain U/Pb Isotopenalter ausgewählter Gesteinseinheiten des südlichen Simbabwe Kratons.

2.4.5 Magmenmodellierung der Granitoide anhand der Hauptelement- und SEE- Verteilung

Die homogenen Sm/Nd Modellalter der Krusten/Mantel-Separation von 3.30-2.87Ga sind ein wichtiges Indiz für einen gemeinsamen Ursprung der Wedza und Sesombi-Suite Granitoide und auch der charno-enderbitischen Intrusivgesteine im Bereich der Northern Marginal Zone des Limpopo Belt. In Übereinstimmung mit der Interpretation von Berger et al. (1995) und dem Modell von Ridley & Kramers (1990) folgend wird angenommen, daß die unterschiedlichen Granitoid Suiten auf einen gemeinsamen Protolith zurückzuführen sind. Der Separationszeitraum dieses Protolithen vom Mantel erstreckt sich nach den vorliegenden Daten von 3.30 - 2.87Ga. Die Sm/Nd Isotopien belegen dann unterschiedliche Equilibrierungsschritte einer progressiven Entwicklung. Dieser Prozeß müßte in diesem Falle jedoch auch die unterschiedlichen Kristallisationsalter der einzelnen Granitoid-Suiten umfassen, was angesichts des Zeitraums von fast 900 Mio. Jahren unwahrscheinlich erscheint. Berger & Rollinson (1997) weisen darauf hin, daß eine derartige Krustengenesen nicht durch einen kontinuierlichen Schmelzprozeß erklärt werden kann, und daß in unterschiedlichem Maße auch Kontaminationen durch Integration von Nebengesteinskomponenten in die Schmelze berücksichtigt werden müssen. Die Modellierung einer magmatischen Genesefolge unter Berücksichtigung von Nebengesteinskontamination ist jedoch in gewisser Weise spekulativ, da eine Quantifizierung dieser Nebengesteinskomponente nicht möglich ist. Bei der hier dargestellten Modellierung, basierend hauptsächlich auf der Hauptelement-Zusammensetzung und den SEE-Gehalten, wird dieser Aspekt daher vernachlässigt.

Die Prozeßmodellierung der untersuchten Granitoid-Suiten muß also folgender, durch Daten belegter Eigenschaften Rechnung tragen:

- der überschneidenden Sm/Nd Modellalter, die eine Separation eines gemeinsamen Protolithen der Wedza-Suite, Chilimanzi-Suite und der Charno-Enderbite der NMZ des Limpopo Belt um 3.30 bis 2.87Ga belegen, sowie der internen Variation der Sm/Nd-Isotopien der unterschiedlichen Suiten.
- der unterschiedlichen Intrusions- oder Kristallisationsalter der Wedza-Suite (ca. 2,72-2,58Ga), der Chilimanzi Suite (ca. 2,62-2,4(?)Ga) und der Razi/Charno-Enderbit-Suite (ca. 2.63Ga).
- der Variation der Hauptelementzusammensetzung und SEE-Charakteristika der einzelnen Suiten sowohl intern als auch untereinander.
- der prä-, syn- oder post-tektonischen Position der Intrusiva im Rahmen der geologischen Entwicklung des Gebietes.

Die ältesten im Arbeitsgebiet vorkommenden Intrusivgesteine sind die Penhalonga Tonalite. Diese sind aufgrund ihrer Hauptelementzusammensetzung als primitive, wenig entwickelte und undifferenzierte Magmatite anzusehen. Auch ihre SEE-Zusammensetzung entspricht mit ihrem relativ flachen Verlauf einer Genese aus primitivem Ursprungsmaterial. Die SEE-Verteilungsmuster der Tonalite können durchaus einer wenig differenzierten, partiellen, equilibrierten Schmelze mit Ursprung im Erdmantel zugeordnet werden (s. z.B. Rollinson, 1993). Das Kristallisationsalter dieses Tonalites von 2.74Ga stellt ihn auch chronologisch in die Nähe der Endphase der Mantelseparation des Protolithen von 2.87Ga. In seiner Hauptelement- und SEE-Zusammensetzung entspricht der Penhalonga Tonalit den primitiveren Anteilen der Wedza Suite. Bei der Magmenmodellierung der Wedza und Chilimanzi Granitoide und der Limpopo Belt Intrusivgesteine werden die Penhalonga Tonalite wegen ihre primitive chemische Signatur als Indikator für die Identifizierung primitiver Komponenten der Wedza Suite verwendet.

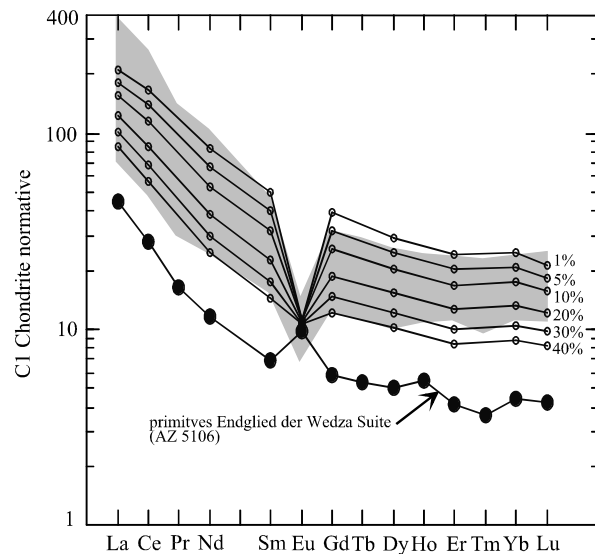


Abbildung 2.18: Chondrit-normierte Darstellung der SEE der „primitivsten“ Probe (AZ5106) der Wedza Granitoide und daraus abgeleitete partielle Schmelzen von 1%, 5%, 10%, 20%, 30% und 40% im Equilibrium mit Plagioklas (65%) Orthopyroxen (5%) und Clinopyroxen (30%). Grau hinterlegt ist der Bereich der SEE Daten der Wedza Granitoide (s. Abbildung 2.13). Verteilungskoeffizienten für andesitisches Ausgangsmaterial nach Rollinson (1993) und Fujikami et al. (1984).

Die Hauptelementverteilungen der Wedza-Suite Granitoide zeigen eine weite Streubreite, verursacht durch eine differenzierte Magmenentwicklung. Die „primitivsten“ Endglieder dieser Entwicklungsreihe sind monzogranitische Gesteine mit hohem Plagioklasanteil und nur geringem Orthoklasgehalt. Die SEE-Gehalte dieser Endglieder sind relativ niedrig und entsprechen näherungsweise denen der Penhalonga Tonalite (s. Abbildung 2.13). Basierend auf der SEE-Verteilung einer Probe dieser primitiven Endglieder (Probe AZ 5106) wurde eine mögliche Magmengengese der Wedza Suite durch partielles Aufschmelzen basaltischer und andesitischer Kruste in mehreren Schritten modelliert.

Im ersten Schritt (s. Abbildung 2.18) wurde ausgehend vom primitiven Endglied der Wedza Suite (Probe AZ 5106), das dem Penhalonga Tonalit sehr ähnlich ist, eine partielle equilibrierte Schmelze abgeleitet und ihre SEE-Verteilung berechnet. Die modellierten SEE-Verteilungen, berechnet für Schmelzanteile von 1%, 5%, 10%, 20% 30% und 40% stimmen weitestgehend mit den für die Wedza-Granitoid Proben bestimmten Verteilungen überein. Diese Modellrechnung soll nicht implizieren, daß bis zu 30% des gesamten Krustenmaterials aufgeschmolzen wurden, sondern belegt vielmehr die uneinheitliche Die Anreicherung von La ist in den Modellrechnungen etwas niedriger als in den realen Proben, was eventuell auf eine höhere Konzentration von Clinopyroxen im Restkristallinat hinweist. Der relativ große Anteil der abgetrennten Schmelzphase resultiert in einer starken Anreicherung von Eu im Plagioklas des Restkristallisates. Diese Modellrechnungen zeigen damit, daß das partielle Aufschmelzen andesitschen Materials, das in seiner Pauschalzusammensetzung etwa einer

prä-existenten, archaischen Kruste entspricht, unter kontinuierlicher Equilibrierung der Schmelze mit einem verbleibenden Kristallinat, einen möglichen Bildungsprozess für die Wedza Suite darstellt. Die starke Variation der SEE-Fraktionierung in eine partielle Schmelze von 1% bis 40% weist auf einen sehr inhomogenen Prozeß.

Im zweiten Schritt der Modellierung wurde die SEE-Verteilung des verbleibenden Restkristallinates aus dem ersten Schritt berechnet (s. Abbildung 2.19). Bei einer Abtrennung von jeweils 0,1%, 5% und 30% Schmelzanteil (equilibrierte Schmelze) verbleibt ein Restkristallinat mit einer deutlichen, durch die Anreicherung im Plagioklas verursachten, positiven Eu-Anomalie. Dieses Restkristallinat sollte in tieferen Stockwerken der Kruste angereichert sein. Zum Vergleich sind in Abbildung 2.19 die SEE-Muster der granulitfaziellen Razi-Suite und Charno-Enderbite des Limpopo Belt dargestellt. Es wird deutlich, daß die SEE-Verteilungen des Restkristallinates nach Abtrennung von 5% bis 30% partieller Schmelze dem Bild der weniger fraktionierten Anteile der charno-enderbitischen Intrusivgesteine des Limpopo Belt nahekommen. Die Charno-Enderbite (in Abbildung 2.19 grau hinterlegt) folgen dann intern einem ähnlichen Differenzierungsprozeß der partiellen equilibrierten Schmelzbildung wie die Wedza Suite. Die deutliche positive Eu-Anomalie, wie sie in „primitiven“, undifferenzierten Proben noch erhalten ist, nimmt hier mit zunehmender Differenzierung des Magmas kontinuierlich ab; anomal negative Werte erreicht sie jedoch nicht mehr. Die SEE-Verteilung der charno-enderbitischen Intrusivgesteine des Limpopo Belt kann demzufolge -unter ausschließlicher Berücksichtigung magmatischer Differentiationsprozesse- durch diese Modellierungsschritte erklärt werden. In diesem Prozeß wurde ein der Wedza-Suite ähnliches Magma von einem Restkristallinat mit Eu-angereichertem Plagioklas abgetrennt. Die interne Differenzierung läßt sich durch die Abtrennung unterschiedlicher Magmenvolumina erklären.

Problematisch erscheint im Gesamtbild der Krustenkonsolidierung in Simbabwe nach wie vor die Stellung der Chilimanzi Granitoide. Wie bereits oben gezeigt, weisen diese Granitoide eine sehr deutliche interne Fraktionierung der SEE auf, haben jedoch im Gegensatz zu den Wedza Granitoiden keine oder nur eine schwach ausgebildete negative Eu-Anomalie. Diese, im Rahmen der Gesamtentwicklung zunächst widersprüchlich erscheinenden Charakteristika sollen durch einen dritten Modellierungsschritt erläutert werden. Die fehlende Eu-Anomalie kann in erster Annäherung ursächlich auf zwei Faktoren zurückgeführt werden: die Sauerstoff-Fugazität war bei der Bildung der Chilimanzi Suite niedriger, wodurch die Eu^{3+} Aktivität herabgesetzt und die Partitionierung von Eu^{3+} in Plagioklas verringert wird, oder Pla-

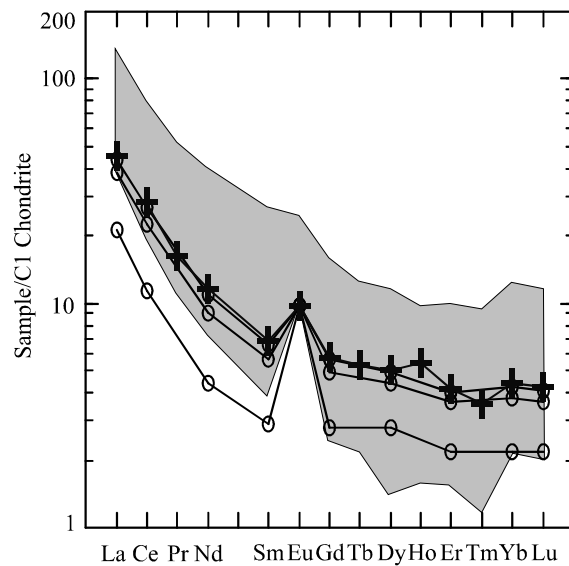


Abbildung 2.19: Chondrit-normierte Darstellung der SEE Verteilung der „primitiven“ Probe der Wedza Granitoide (AZ5106, Kreuzsignatur) und der Verteilung in dem durch partielle Schmelze in Modellierungsschritt 1 erzeugten Restkristallinat (part. Schmelze: 0,65plag + 0,05opx + 0,30cpx) 0,1%, 5% und 30%, Kreissignatur). Im Vergleich dazu die SEE-Verteilung der Charno-Enderbite des Limpopo Belt (grau hinterlegt, s.a. Abbildung 2.13) mit einer SEE Entwicklung mit abnehmender positiver Eu-Anomalie. Verteilungskoeffizienten für andesitische Ausgangsmaterial nach Rollinson (1993) und Fujikami (1984).

gioklas wurde im Restkristallinat nur untergeordnet gebildet und das Eu daher nicht oder nur wenig fraktioniert. Gegen den letzteren Fall eines grundsätzlich unterschiedlichen Fraktionierungsprozesses bei der Magmenbildung spricht die ansonsten sehr große Ähnlichkeit des Gesamtchemismus und der Mineralzusammensetzung und petrographischen Verhältnisse der Wedza und Chilimanzi Suiten.

Ein zweites Charakteristikum der Chilimanzi Suite ist die deutlicher Differenzierung der schweren und leichten SEE. Ursächlich läßt sich dies einerseits auf eine volumenmäßig geringe Schmelzbildung und -Abtrennung zurückführen, andererseits kann dieser Trend auch durch eine interne SEE-Differenzierung durch Beteiligung von Granat im Restkristallinat erzeugt werden. Für eine Beteiligung von Granat bei der Fraktionierung spricht außerdem die

starke interne Differenzierung der schweren SEE (s. Abbildung 2.20), die durch eine unvollständige chemische Equilibrierung der SEE der Schmelze und der Granatphase erzeugt wird. Im Kontrast zur Modellierung der Wedza Suite wurden daher bei der Entwicklungsreihe der Chilimanzi Suite die Fraktionierungskoeffizienten für basaltische Schmelze (Rollinson 1993) verwendet, die in erster Linie die Unterschiede der Partitionierung unter veränderten Sauerstoff-Fugazitäten widerspiegelt. Dies bedeutet nicht, daß es sich bei diesem Prozeß um die Abtrennung einer basaltischen Schmelze gehandelt hat. Zudem wurde bei der Modellierung die Bildung von 5% Granat im Restkristallinat berücksichtigt. Abbildung 2.20 zeigt ausgehend von der primitiven Zusammensetzung des Krustenmaterials, wie schon für die Fraktionierung der Wedza Suite Modellierung angenommen, die SEE-Verteilung, die durch eine zweite Phase partieller, in diesem Falle basaltischer Schmelze eines granulitischen Ausgangsmaterials entstehenden SEE-Verteilungen in der partiellen Schmelze (equilibriertes Restkristallinat von: $0,75\text{plag} + 0,2\text{cpx} + 0,05\text{gnt}$). Zum Vergleich ist die SEE-Verteilung der Chilimanzi-Granitoide dargestellt, die weitestgehend mit der modellierten Zusammensetzung übereinstimmt. Auffällig ist die deutlich geringere Fraktionierung der schweren SEE in der Modellrechnung im Vergleich zu den Chilimanzi Daten. Dies läßt sich erklären durch die nur unzureichend modellierbare SEE-Umverteilung beim Wiederaufschmelzen eines granathaltigen, granulitischen Ausgangsmaterials. Hierbei können die bereits in Granat gebundenen SEE nur unvollständig mit der Schmelzfraction equilibrieren, wodurch ein im Vergleich zur Modellrechnung erratischer Verlauf der SEE-Verteilung, insbesondere der schweren SEE, erzeugt wird.

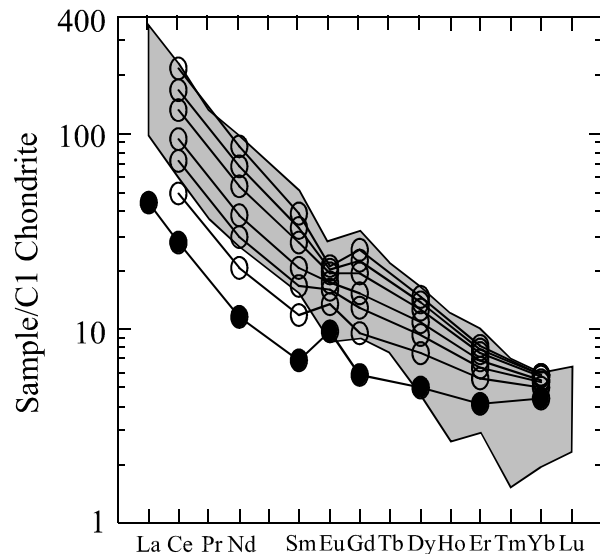


Abbildung 2.20: Modellierung einer partiellen equilibrierten Schmelze (1 - 50%, offene Kreissignatur) aus SEE angereichertem und fraktioniertem, basaltischem Ausgangsmaterial (gefüllte Kreissignatur) entsprechend einem Ausgangsmaterial wie bei der partiellen Schmelze der Wedza Suite. Die partielle Equilibriumschmelze ist berechnet für ein granulitisches Restkristallinat von: $0,75\text{plag} + 0,2\text{cpx} + 0,05\text{gnt}$. Grau hinterlegt ist die SEE-Verteilung der Chilimanzi-Suite Granitoide (s.a. Abbildung 2.13). Verteilungskoeffizienten für basaltisches Ausgangsmaterial nach Rollinson (1993) und Arth (1976)).

Um den Sm/Nd-Modellaltern der Bildung des Protolithen von 2,87-3,30Ga gerecht zu werden, müßte der anhand der SEE-Signaturen modellierte Krustenentwicklungsprozess über den langen Zeitraum von 400Ma kontinuierlich abgelaufen sein. Ein derartiger Prozeß ist mit modernen, plattentektonischen Prozessen nur schwer erklärbar.

Problematisch verbleiben auch die hohen Modellalter von 3.16 - 3.30Ga im Gegensatz zu den niedrigen Kristallisationsaltern von 2.4Ga der Chilimanzi Granitoid-Suite, die eine Konstanz der Sm/Nd Equilibrierung, oder eine Entwicklung vom Zeitpunkt der Krusten-Mantel Separation bis zur Kristallisation über einen Zeitraum von ca. 800Ma implizieren. Die Daten sind jedoch ein deutlicher Hinweis auf einen kontinuierlichen Prozeß, bei dem eine partielle Schmelze sich stets mit dem verbleibenden restitischen Material im Equilibrium befand, wie es durch die o.a. Magmenmodellierung nachvollzogen wurde. Die Sm/Nd-Daten stehen somit im krassen Gegensatz zu einer juvenilen Bildung der Chilimanzi Suite aus Mantelmaterial, schließen aber eine Beteiligung derartigen Materials nicht aus. Die regionale Ausdehnung der Probennahme zeigt, daß es sich um einen sehr ausgedehnten Protolith gehandelt haben muß. Nach den vorliegenden Ergebnissen erstreckte sich die nördliche und nordwestliche Begrenzung dieses Mega-Protolithen entlang der Mutare-Odzi, Masvingo, Mberengwa und Gwanda Grünsteingürtel. Im Westen bildete möglicherweise das ältere „Tokwe Segment“ eine Begrenzung. Im Süden des Gebiets liegt heute der Limpopo Mobile Belt, dessen Position im Archaikum jedoch durch paläoproterozoische Prozesse überlagert wird (Kamber et al. 1995). Die Northern Marginal Zone des Limpopo Belt befand sich aber möglicherweise bereits im Archaikum in der heutigen Position und könnte damit bereits Bestandteil dieses Krustenprotolithen gewesen sein. Im Osten wird die Grenze definiert durch den proterozoischen Mosambik Belt.

Bei einer derartig großen, chemisch und isotopisch equilibrierenden Masse kann die Variation der Sm/Nd Verhältnisse auch auf unterschiedliche Entwicklung z.B. im Zentrum oder in Randlage dieses Mega-Protolithen zurückgeführt werden. Episodische Beteiligung von juvenilem Mantelmaterial ist in der Variationsbreite der Daten nicht auflösbar und soll ausdrücklich nicht ausgeschlossen werden. Ein möglicher Hinweis auf jüngere Mantelbeteiligung ergibt sich aus der Variationsbreite der Sm/Nd Isotopenverhältnisse der Chilimanzi Suite Granitoiden (s. Kapitel 2.4.4).

2.4.6 Migmatite und Pegmatite des südlichen Simbabwe Kratons

Pegmatite und Bereiche intensiver Migmatisierung sind häufig assoziiert mit den Granit-Gneis Komplexen der Wedza Suite. Pegmatiten und Migmatiten sind generell auf erhöhte Fluid-Aktivität bei der Schmelzbildung zurückzuführen. Die Geländearbeiten haben bereits angedeutet, daß die Platznahme der Pegmatite sich mit der Bildung von Goldmineralisationen zeitlich überlagert. Möglicherweise spielen also die im Zusammenhang mit der Pegmatitgenese mobilisierten Fluide auch für die Lagerstättengenese eine Rolle. Für die regionale Aufnahme der, während der unterschiedlichen geologischen Prozesses im Archaikum aktiven Fluidsysteme und speziell der Bildung von Goldmineralisationen, wurde den Pegmatiten und Migmatiten daher besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Die weiter unten aufgeführten Analysen von Flüssigkeitseinschlüssen in pegmatitischen Quarzen sollen weiteren Aufschluß geben über die Zusammenhänge der im Rahmen der Pegmatit- / Migmatit-Bildung, der Metamorphose und der Goldlagerstättenbildung mobilisierten Fluide.

2.4.6.1 *Pegmatit Klassifizierung*

Pegmatite lassen sich nach Cerny (1991) in zwei übergeordnete Gruppen aufteilen:

- Die sehr umfassende Gruppe primitiver Pegmatite, Beryll \pm Columbit-Tantalit \pm Phosphat führende Gänge, komplexe Li-reiche, bei stärkerer Fraktionierung bisweilen Polluzit-führende Pegmatite bilden eine Gruppe. Chemisch lassen sich diese charakterisieren durch Anreicherung von Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb oder Ta, B, P, F und in der Regel niedrigen Selten-Erd-Element Gehalten. Nach Cerny (1991) wird diese Gruppe als LCT-Assoziation (**L**ithium, **C**äsium, **T**antal) bezeichnet. London (1996) und Cerny (1992) zeigen weiterhin, daß die LCT-Pegmatite häufig ein 'Telescoping' des Mineralbestandes enthalten. Die proximalen Pegmatite enthalten demnach lediglich Quarz-Feldspat-Muskovit. Die zunehmend distalen Zonen sind, in Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial, gekennzeichnet durch i) Beryll-Columbit, ii) Beryll-Columbit-Phosphat, iii) Spodumen, Petalit, Amblygonit, iv) Lepidolit, v) Albit-Spodumen und vi) Albit.
- Die zweite Gruppe ist weniger häufig, hat ein deutlich reduziertes Spektrum an Mineralparagenesen und ist oft beschränkt auf das direkte Umfeld des genetisch assoziierten Granits. Die Pegmatite sind oft angereichert mit Nb und Ta, Y, SEE, Ti, Zr, Be, U, Th und F. Nach Cerny (1991) wird diese Gruppe als NYF-Assoziation (**N**iob, **Y**ttrium, **F**luor) bezeichnet.

Ein weiteres Unterscheidungskriterium der beiden Pegmatittypen ist die Assoziation der NYF Gruppe mit Aluminium-untersättigten, subalkalischen bis peralkalischen Graniten, während die LCT-Pegmatite typischerweise mit Aluminium gesättigten Granitoiden assoziiert sind. LCT-Pegmatite stehen zudem überwiegend mit spät-tektonischen oder spät-kinematischen Granitintrusionen im Zusammenhang, während die NYF-Pegmatite deutlich post-kinematische Granitintrusionen begleiten. Diese tektonische Klassifizierung ist jedoch ungenau und für beide Gruppen gibt es zahlreiche Ausnahmen (Cerny 1987, 1990).

Die chemischen Merkmale der beiden Pegmatittypen lassen sich durch ihre unterschiedliche Genese erklären. Die charakterisierenden Elemente der LCT-Assoziation, Li, Rb, Cs, Be, Sn, Nb oder Ta, B, P, F sind leicht durch Fluide zu mobilisieren und führen so zur Liquidus und Solidus Erniedrigung in magmatischen Systemen (London 1986). Es ist daher naheliegend, daß diese Elemente während der prograden Metamorphose in der ersten, Wasser-gesättigten Schmelze angereichert werden. Als Ausgangsmaterial der Schmelzbildung werden zunehmend Einheiten des Grundgebirges mit stark unterschiedlichen Anteilen an suprakrustalen Gesteinen angesehen. Hierbei können einzelne Plutone sehr individuell ausgebildete Element- und Mineralassoziationen hervorbringen. Nach Cerny (1991) dominieren in präkambrischen Einheiten Paragneise oder felsische Orthogneise als Ausgangsgesteine der LCT-Pegmatitbildung. Demzufolge liegt nahe, daß die LCT-Pegmatite in einem relativ frühen Stadium der tektonischen Entwicklung gebildet werden und in diesem Prozeß die leicht mobilisierbaren Elemente in einer Fluid-gesättigten ersten Schmelze konzentrieren.

Im Kontrast hierzu können NYF-Pegmatite stark unterschiedliche Ursprünge haben. Als mögliche Geneseprozesse werden z.B. die Differenzierung aus juvenilem Magma des Mantels oder Wärme-betontes, trockenes Wiederaufschmelzen im Bereich der mittleren bis unteren Erdkruste in Betracht gezogen.

2.4.6.2 *Die Migmatite und Pegmatite des MOG*

Die Granitoid-Gneis Gebiete des südlichen Simbabwe Kratons sind durchsetzt mit Zonen intensiver Migmatit-Bildung. Die unterschiedlichen Stadien der Migmatit-Bildung, von

schmalen Säumen und Schlieren bis hin zu unregelmäßigem, aufgelöstem Gesteinsverband, wo der Migmatitanteil bis zu 80% ausmachen kann, lassen sich alle im Aufschluß wiederfinden. Der Mineralbestand dieser Migmatite ist in der Regel einfach. Kalifeldspat und Albit neben Quarz und variablen Gehalten an Muskovit machen den Hauptmineralbestand aus, wobei Quarz und Kalifeldspat gelegentlich Schrift-Texturen ausbilden. Muskovit bildet Dezimeter-große Pakete, häufig im Randbereich der Migmatite angereichert.

Die untersuchten Pegmatite entstammen dem Odzi Abschnitt des MOG, den randlichen Granit-Gneis Gebieten und dem Masvingo Grünsteingürtel, e.g. die Bikita Pegmatite. Pegmatite

Pegmatit/Migmatit	Mineralbestand	Elementanomalien
Tsungwizi Migmatit	steril: Quarz, Kalifeldspat, Muskovit	Rb
Montezuma Pegmatit	Scheelit, Beryll	Sr, As, Co, Sc, Sr, SEE, Mn, Y,
Nel's Luck Pegmatit	Scheelit, Beryll	Sr, Co, Cr, Ni, Sc, SEE, Zn, Mn, V, Y, Nb, Sn, W
Mt. Kademwa	Beryll, Smaragd	n.d.
Todzi (Bepe Claims) Pegmatit	Beryll, Columbit	Be, Cs, Ba,
Bikita Pegmatit	Tantalit, Beryll, Petalit, Lepidolit, Spodumen, Eukryptit, Amblygonit, Polluzit, <u>+</u> Kassiterit, Albit (distal)	n.d.
Masvingo Pegmatit	n.d.	Sr, Cs, Rb, Ta, Mn, Nb, Sn,

Tabelle 2.3: Der charakteristische Mineralbestand der Pegmatite/Migmatite des Arbeitsgebietes.

kommen in allen Einheiten vor. Sie durchschlagen den Gesteinsverband als steil stehende, foliationsparallele oder querschlagende Gänge aber auch als flach bis subhorizontal einfallende Lagergänge. Ihr Mineralbestand ähnelt bisweilen dem der Migmatite, jedoch sind auch deutlich differenzierte Paragenesen häufig. Auffallend ist, daß die differenzierten Pegmatite meist innerhalb oder in randlicher Position der Grünsteingürtel sitzen, während die primitiveren Pegmatite in den Granit-Gneis Gebieten auftreten. Die Pegmatite sind in der Regel randlich geschert und häufig auch deformiert und boudiniert, was auf eine syn-kinematische Platznahme schließen läßt. Die meisten der Pegmatite sind räumlich assoziiert mit Zonen der Migmatisierung der Wedza Granitoide. In Assoziation mit Chilimanzi Granitoiden konnten keine Pegmatite nachgewiesen werden. Die umfangreichsten Pegmatitkörper sind die in den nordöstlichen Teil des Masvingo Grünsteingürtels intrudierten Pegmatite des Bikita Tinfield, die auf Lithium und Cäsium, enthalten in Petalit, Lepidolit, Spodumen, Eukryptit, Amblygonit und Polluzit, sowie auf Quarz, Feldspat, Beryll und Tantalit abgebaut werden. Die Geologie und Mineralogie ist im Detail beschrieben bei Wilson & Martin (1964). Radiometrische Altersbestimmungen (K/Ar) an Muskovit und Lepidolit ergaben Alter von 2.65 bis 2.6Ga (Herzog 1960, Nicolaysen, 1962).

Im Gebiet des Odzi Abschnittes des MOG tritt Scheelit als häufiges Begleitmineral in den Pegmatiten auf und wurde lokal auch abgebaut. Beryll kommt in einigen stärker differenzierten Pegmatiten vor und kann, wenn die Pegmatite die ultramafischen Einheiten des Grünsteingürtels intrudieren auch als Smaragd in Edelsteinqualität vorliegen, wie z.B. im Kademwa Pegmatit, der derzeit im Rahmen einer Diplomarbeit bearbeitet wird.

Die untersuchten Pegmatite des südlichen Simbabwe Kratons sind nach dem Geländebefund syn-kinematisch intrudiert, was bereits auf eine Zuordnung zu den LCT-Pegmatiten deutet. Entsprechend der Klassifizierung von Cerny (1991) können die untersuchten Pegmatite aufgrund ihrer chemischen Charakteristika und aufgrund ihres Mineralbestandes (Tabelle 2.3) eindeutig der LCT Gruppe zugeordnet werden.

2.5 Tektogenese

Die Kompilierung der Strukturdaten aus dem Arbeitsgebiet im südlichen Simbabwe Kraton belegt die eine NNW-SSO gerichtete, kompressive Deformation, die bereits beschrieben ist von Phaup (1937) und Swift (1956). In neueren Veröffentlichungen wird die strukturelle Entwicklung des Kratons in direktem Zusammenhang mit der Tektogenese des Limpopo Belts im Süden des Simbabwe Kratons interpretiert (Treloar & Blenkinsop 1995, Wilson et al. 1995). Die Tektogenese des Kapvaal Kratons, Limpopo Belts und Simbabwe Kratons im Archaikum durchlief zwei Phasen:

- um ca. 2,68Ga konvergierten der Kapvaal Kraton und die Zentral Zone des Limpopo Belt.
- um ca. 2,58Ga konvergierten Kapvaal Kraton und Zentral Zone mit dem Simbabwe Kraton.

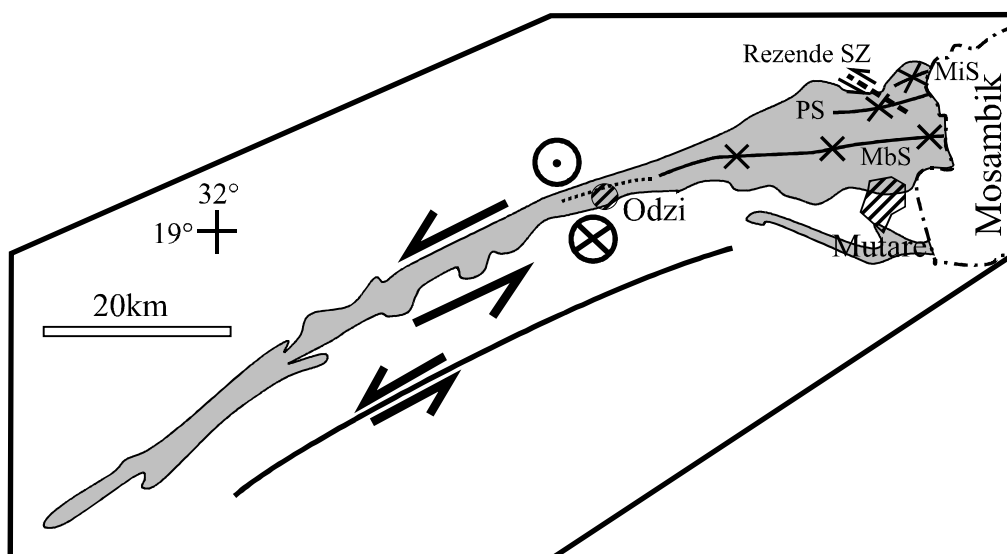


Abbildung 2.21: Strukturgeologische Übersicht des Mutare-Odzi Grünsteingürtels (MOG) nach Chenjerai (1996), Swift (1956), Phaup (1937), Treloar & Blenkinsop (1995) und diese Arbeit. Rezende SZ-Rezende Scherzone, MiS-Meikle Synkline, PS-Penhalonga Synkline, MbS-Mbeza Synkline.

Zeitlich koinzidiert die Hauptdeformationsphase des MOG mit der zweiten Phase dieser Tektogenese um 2.58Ga, der Konvergenz des südlichen Krustenblocks bestehend aus Kapvaal Kraton und Limpopo Belt mit dem nördlich gelegenen Nukleus des Simbabwe Kratons. Regional ausgebildete „Down Dip“ Streckungslineare auf den Scherflächen im Bereich der NMZ zeigen, daß bei der Kollision die nördlichen Einheiten des Limpopo Belt auf den Simbabwe Kraton aufgeschoben wurden. „Strike Slip“ Komponenten sind nur sehr untergeordnet zu beobachten und in der Regel nur von lokaler Bedeutung. Dieses großtektonische Ereignis der Limpopo Kollision, möglicherweise eines der wenigen Beispiele einer archaischen „Orogenese“, hat das strukturelle Bild des südlichen Simbabwe Kratons sehr eindringlich geprägt.

Das strukturgeologische Großbild des Mutare-Odzi Grünsteingürtels wurde von Phaup (1937) und Swift (1956) als weiträumig angelegte ausgestreckte Synklinealstruktur der liegenden ultramafischen und basaltischen Einheiten und der sedimentären Mbeza Einheiten im hangenden interpretiert. Die Arbeiten von Chenjerai (1996), Schmidt Mumm (1994) und Förster et al. (1994) zeigen jedoch, daß der Bau des Grünsteingürtels deutlich komplexer ist. Förster et al. (1994) entwickelten ein differenziertes Model der strukturellen Entwicklung

mit einer initialen Deformation unter Bildung und postulieren eine initiale, flach lagernden f1 Foliation -deren Nachweis jedoch im Gelände nicht möglich ist- sowie zwei darauffolgenden Deformationsphasen (d2 & d3); letztere sind nach Förster et al. (1994) überwiegend in der sedimentären Füllung (Mbeza Serie) als Schieferungen abgebildet.

Dieses Bild konnte jedoch von Chenjerai (1996) nicht nachvollzogen werden. Er unterscheidet für den Mutare Abschnitt drei WNW-ONO streichende, offene, synformale Strukturen: die Meikle Synform im äußersten Norden, südlich davon die Penhalonga Synform und die den Großteil des Gürtels ausmachende Mbeza Synform (s. Abbildung 2.8 u. Abbildung 2.21). Er identifizierte weiterhin die dazwischen liegenden eng verfalteten und zerscherten Antiklinalstrukturen. Die Faltenachsen dieser Strukturen streichen in ONO - WSW Richtungen und fallen im allgemeinen flach ein. Es ergibt sich ein Bild unterschiedlicher Anschnitt-niveaus von *en-echelon* liegenden Syn- und Antiklinalen. Diese initiale Faltung wird nach Chenjerai (1996) gefolgt von drei durch Ausbildung von Scherzonen charakterisierte Deformationsphasen. Während der ersten Phase wurden NNW-SSO gerichtete Störungen wie z.B.

die Gold-Sulfid-mineralisierte Rezende Scherzone angelegt. Die zweite Phase wird dominiert von ONO-WSW gerichteten Scherzonen von regionaler Ausbildung, die sich insbesondere entlang des südlichen Randes und in den südlich hiervon liegenden Gneisen verfolgen lassen. Während der letzten Phase der Deformation wurden überwiegend bruchhafte, überregionale Störungen mit einem O-W streichen ausgebildet. Die

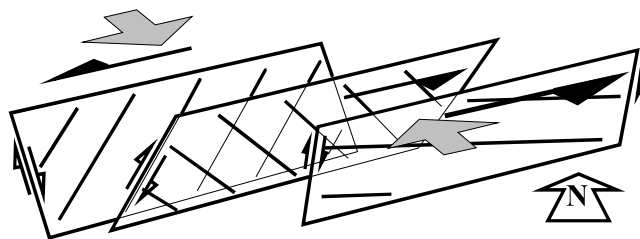


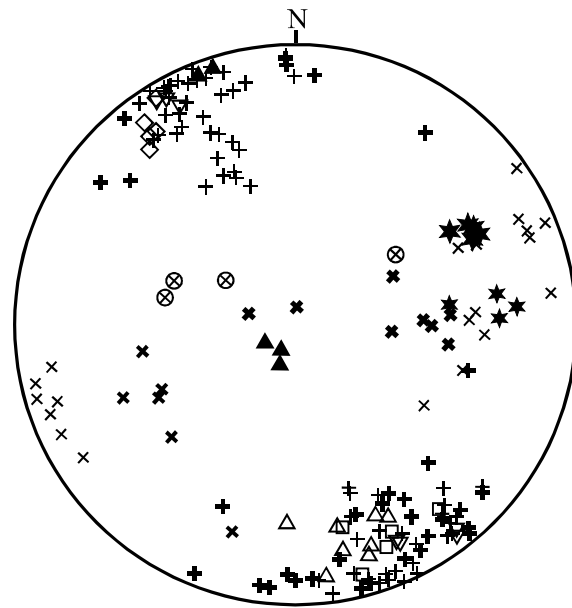
Abbildung 2.22: *Transpressive Deformation im Bereich des Odzi Abschnittes des Grünsteingürtels.*

Deformation im Mutare Abschnitt des Grünsteingürtels folgte demzufolge einem Verlauf einer initial durch Anlegen eines NO- vergenteten Faltenbaus mit engen Antiklinalstrukturen und eher offenen Synklinalen, hin zu einer durch intensive, sinistral laterale Scherung charakterisierten Deformation.

Die erneute Aufnahme von strukturgeologischen Daten im Rahmen der hier vorliegenden Bearbeitung sollte helfen, die strukturelle Entwicklung des Mutare-Odzi Grünsteingürtels und der umgebenden Granit/Gneis Areale in die großregionale tektonische Entwicklung des Simbabwe Kratons und auch des Limpopo Belts einzugliedern.

Im Odzi Abschnitt des MOG und der umgebenden Granit-Gneis Areale ergibt sich ein relativ homogenes Strukturinventar, charakterisiert durch eine regional dominante d1 Deformation mit gut ausgebildeter f1 Foliation (s. Abbildung 2.23). Die systematische Messung der Strukturdaten wurde häufig behindert durch hohe Magnetitanteile in den metamorphen Gesteinen (Eisenformationen, Magnetit-Quarzite), insbesondere im Bereich des Grünsteingürtels. Die Streichrichtung der Foliation liegt im spitzen Winkel zum regionalen Streichen der lithologischen Einheiten des MOG. Die gut ausgebildete Foliation fällt in der Regel steil nach NNW und SSO ein, kann im Bereich der Grünsteingürtel jedoch auch deutlich flacher einfallen. Deutlich entwickelte b1 Mineral-Streckungslineare auf den f1 Schieferungsflächen der Gneise tauchen mit flachem Winkel (0-12°) nach W bis WSW und O bis ONO ab. Auffällig ist, daß die in den Granit-Gneis Gebieten steilstehende Foliation (80-90°) zum MOG hin verflacht und gleichzeitig die Streckungslineare deutlich steiler werden.

Innerhalb des Grünsteingürtels finden sich Streckungslineare und Faltenachsen, die mit etwa 25-65° in überwiegend O bis ONO, aber auch in W bis WSW Richtung abtauchen. Im Bereich des Grünsteingürtels sind überwiegend ENE-abtauchende Faltenachsen entwickelt. Deren Streich- und Abtauchrichtung in den durch die Großkreise der b1 Streckungslineare definierten Bereich fallen (Abbildung 2.23). Die Streuung des Abtauchens der b1 Lineare wird überwiegend auf den Kontrast der rheologischen Eigenschaften zwischen den Grünsteingürtel und Gneis Lithologien zurückgeführt. In der Schmidt-Netz Darstellung von Abbildung 2.23 ist diese Verflachung der Foliation entlang eines S-N Profils aus den Gneisen in den Grünsteingürtel im 4. Quadranten zu erkennen. Entlang des Nordrandes des Grünsteingürtels treten die in südwestlicher Richtung abtauchenden Faltenachsen deutlicher in den Vordergrund und die Foliation fällt zunehmend in südliche Richtungen ein.



- | | |
|--------------------|-------------------------------|
| + f1 Foliation | □ P&J Mining Scherfoliation |
| × b1 Schnittlinear | ★ P&J Mining Minerallineation |
| * b1 Faltenachsen | ◇ Pilgrim Scherfoliation |
| + f2 Foliation | ★ Pilgrim Minerallineation |
| ⊗ b2 Faltenachsen | ▽ Nel's Luck Pegmatit |
| | △ Montezuma Pegmatit |
| | ▲ Bepe Claims Pegmatit |

Lokal ist eine zweite Deformationsphase (d2) anhand einer die f1 Foliation schneidenden f2 Foliation sowie anhand deutlicher b2 Schnittlineare erkennbar. Faltenachsen der d2 Deformation tauchen überwiegend mit 40 bis 60° nach WSW ab, Schieferungsflächen und b1 Schnittlineare liegen innerhalb der Streubreite der Daten der d1 Deformation (s. Abbildung 2.23). Daraus wird geschlossen, daß es sich bei den d2 Strukturelementen nicht um Resultate eine eigenständige Deformationsphase handelt, sondern eher um das Ergebnis einer progressiven, d1 und d2 umfassenden Deformation.

Abbildung 2.23: Strukturgeologisches Inventar des Odzi Abschnittes des MOG und der benachbarten Gneise. Ebenfalls gezeigt sind die strukturgeologischen Daten der P&J Mining und Pilgrim Goldlagerstätten und der Nel's Luck, Montezuma und Bepe Claims Pegmatite.

Der laterale Schersinn, der sich aus rotierten Porphyroblasten, der Deformation von Intraklasten und Xenolithen und dem Versatz lithologischer Einheiten ableiten läßt, ist in ca. 80% der beobachteten Fälle sinistral. Eine zusätzliche vertikale Scherkomponente ist durch den Abtauchwinkel der Minerallineationen auf Foliations- und Scherflächen belegt. In einigen Fällen läßt sich jedoch eine, oftmals spätere, dextrale Scherkomponente erkennen.

Wie aus Abbildung 2.23 ersichtlich ist fallen die Streich- und Fallrichtungen der Störungsflächen der Scherzonen der Pilgrim und P&J Mining Goldmineralisationen mit der regionalen Vorzugsrichtung der f1 Foliation zusammen. Minerallineationen auf diesen Scherflächen haben die gleichen Abtauchrichtungen wie die regionalen b1 Schnittlineare. Diese Beobachtung legt den Schluß nahe, daß die mineralisierten Scherzonen im Rahmen der d1 Deformation angelegt wurden.

Die Streich- und Fallrichtungen von Pegmatitgängen fallen ebenfalls mit der regionalen Vorzugsrichtung der f1 Foliation zusammen. Die zeigt, daß die Pegmatite die Foliationsflächen als Schwächezonen bei der Platznahme nutzten. Die teilweise deutlich randliche Scherung der Pegmatite ist ein weiterer Hinweis auf eine syn- bis spät-kinematische Platznahme der Pegmatite.

Das struktureologische Inventar belegt das regionale Bild eines NNW-SSO gerichteten, kompressiven Stressfeldes, das zu einer durchgehenden f1 Foliation, b1 Minerallineation und Faltung um überwiegend WNW abtauchende Achsen geführt hat. Die Variation des Abtauchens der linearen Strukturelemente ist einerseits auf die unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften der Granite und Gneise und der mafischen Grünsteinkomponenten aber auch auf die struktureologische Rolle des Grünsteingürtels als transkrustale Schwächezone.

Aus den struktureologischen Daten läßt sich ein großregionales, transpressives System mit sinistrallem Schersinn ableiten (s. Abbildung 2.22, s.a. Treloar & Blenkinsop, 1995). Weiterhin ist zu schlußfolgern, daß die laterale Scherkomponente sich stark auf die Granit-Gneis Gebiete konzentrierte, während im MOG eine prägnante, transpressive, vertikale Scherkomponente an Bedeutung hinzugewinnt. Die Tendenz südfallender Scherfoliation an Nordrand und nordfallender Scherfoliation am Südrand des Grünsteingürtels erzeugt ein Bild gebündelter, zur Teufe konvergierender Scherzonen, die nach oben fächerartig auseinanderlaufen.

Während einer späten Phase der Deformation wechselte das Stressfeld lokal und eine dextrale Komponente wurde entwickelt. Faltenachsen dieser Phase tauchen überwiegend nach ONO ab. Möglicherweise bilden diese Strukturelemente ein Relaxationsbewegung des abschwächenden NNW-SSO gerichteten Stressfeldes ab.

Die struktureologischen Charakteristika des südlichen Simbabwe Kratons zeigen eine enge Verbindung zum Deformationsstil der NMZ des Limpopo Belt. In beiden Fällen wird die Deformation beherrscht durch das großregionale NNW-SSO gerichtete, kompressive Stressfeld (s. Abbildung 2.24). Dieses Stressfeld führte zu einer nahezu reinen Dip-Slip Bewegung entlang der Scherzonen der NMZ. Deformation entlang des MOG und des Gutu-Buhera Grundgebirgs-Hochs im Bereich des Kratons hingegen ist durch eine deutliche lateral-sinistrale Scherkomponente bei sehr variabler Ausprägung der vertikalen Komponente gekennzeichnet. Auffällig ist jedoch, daß im Bereich der Granit-Gneis Areale subhorizontale Scherrichtungen vorherrschen, die innerhalb der Grünsteingürtel deutlich steiler sind.

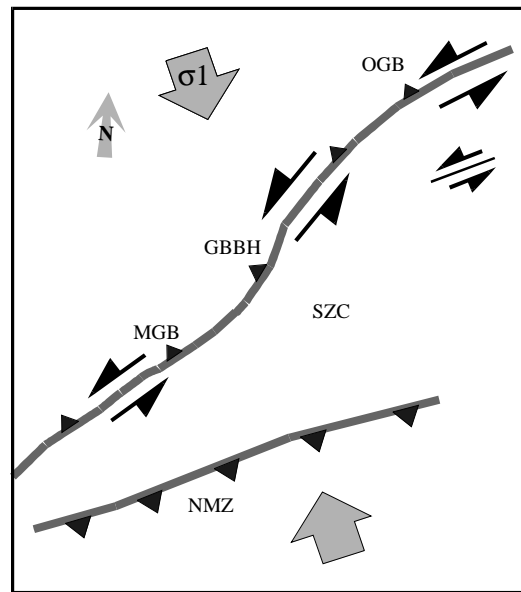


Abbildung 2.24: Tektonischer Aufbau des südlichen Simbabwe Kratons. OGB-Odзи Grünsteingürtel, GBBH-Gutu-Buhera-Basement-Hoch, SZC-Südlicher Simbabwe Kraton, MGB-Masvingo Grünsteingürtel, NMZ-Northern Marginal Zone.

2.6 Regionale Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen

Fluide werden durch Kompaktion und Auspressung von Porenwässern, Freisetzung adhesiv gebundener H₂O-Gruppen, metamorphe Mineralumbildungsreaktionen sowie magmatische Entgasung oder als Mantelemanationen freigesetzt. Durch geodynamische Prozesse werden diese Fluide mobilisiert und können so an anderer Stelle, unter veränderten Druck-, Temperatur- oder chemischen Bedingungen zu Mineralneubildungen führen. Auf diesem Wege können in größerem Umfang Stoffumsetzungen unter kontrollierten Druck und Temperaturbedingungen stattfinden. Zeugen dieser Fluid-Mobilisierung, die bereits bei der Geländearbeit auffallen, sind Quarzadern und Mobilisate, Gesteinsalterationen und auch Migmatisierung und Pegmatite. Die bei diesen Prozessen freigesetzten Fluide werden in Flüssigkeitseinschlüssen eingefangen. Bei der Mobilisierung der Fluide stehen diese in der Regel im chemischen Gleichgewicht mit dem Gestein aus dem sie freigesetzt werden und im physikalischen Gleichgewicht mit den Druck- und Temperaturbedingungen der Umgebung. Werden Fluide in großem Umfang umgesetzt und damit große Stoffmengen mobilisiert, so kommt es unter geeigneten Rahmenbedingungen zur Bildung hydrothermaler Mineralbildungen/Mineralisationen.

Die bei der mikrothermometrischen Analyse der Flüssigkeitseinschlüsse gemessenen Daten ergeben Aufschlüsse sowohl über die chemische Zusammensetzung des jeweiligen Einschlussinhaltes als auch über die Druck und Temperaturbedingungen der Einschlussbildung. Die regionale Erfassung des Fluidinventars in Flüssigkeitseinschlüssen ergibt damit indirekte Informationen über physiko-chemischen Bedingungen der Petrogenese.

Die petrographische Zuordnung der Flüssigkeitseinschlüsse folgt den Vorgehensweisen wie beschrieben in Roedder (1984). Die mikrothermometrischen Messungen wurden durchgeführt auf LINKAM (TH600) und Fluid Inc. Heiz-Kühl Tischen. Die Messprozeduren folgten im allgemeinen den Routinen beschrieben von Roedder (1984) und Goldstein & Reynolds (1994). Bei den Messungen wäßriger Einschlüsse wurde besonders auf die exakte Ermittlung der eutektischen Temperaturen sowie der Schmelztemperaturen von Hydrohalit und Eis geachtet, da hierdurch die bestmögliche Differenzierung unterschiedlicher Fluid-Zusammensetzungen gegeben ist. Hierbei wurden insbesondere die Interpretationsansätze von Zwart & Touret (1994) zur Bestimmung der Verhältnisse mono- und bivalenter Kationen angewandt. Die Interpretation der Clathratschmelzen erfolgte entsprechend der Ansätze von Diamond (1992).

Für die Salinitätsbestimmung höher-salinarer Einschlüsse wurden die experimentellen Ergebnisse von Yanatieva (1946) angewandt. Hieraus läßt sich nicht in jedem Falle ein schlüssiges Bild der quantitativen Bestimmung der gelösten Komponenten ableiten, es lassen sich jedoch zumindest die Salinitäten im Hinblick auf mono- und bivalente Anionen abschätzen. Die Differenzierung von Fluidsystemen geschieht

- anhand der gemessenen eutektischen Temperaturen (T_e) als charakteristischer Wert der gelösten Elektrolyte,
- anhand der aus der Hydrohalit- ($T_{m_{HH}}$) und der Eisschmelze ($T_{m_{ice}}$) abgeleiteten Zusammensetzung der gelösten Komponenten, aufgeschlüsselt nach NaCl und CaCl₂ äquivalenten Gewichtsprozenten sowie der Gesamtsalinität.
- Zusätzlich wird das Auftreten eventuell vorhandener Gasphasen* (CO₂, CH₄, N₂) berücksichtigt, sowohl entsprechend ihrer Zusammensetzung als auch der Häufigkeit gashaltiger

* Entsprechend der englisch definierten Fachterminologie werden die Bezeichnungen „Gasphase“, „Gas-Einschluß“ oder „gashaltig“ hier generell für Phasen mit den Komponenten CO₂, CH₄ und N₂ verwendet. Der

Einschlüsse. Die Zusammensetzung der Gase wird abgeleitet aus den Schmelztemperaturen der Gasphase ($T_{m_{gas}}$) und wurde exemplarisch bestimmte durch Laser-Raman-Spektroskopie.

Laser-Raman-Spektroskopie wurde an einem Dilor Microdil-28 multichannel Laser-Raman Mikro-Spektrometer am Institute for Aardwetenschappen, Vrije Universiteit Amsterdam, Niederlande durchgeführt. Hierbei wurde ein 514 nm Ar-Ionen Laser als Anregungsquelle verwendet. Das Gerät und die Messbedingungen für Flüssigkeitseinschlüsse sind beschrieben in Burke & Lustenhouwer (1987) und Burke (1994). Peakintegrale der unterschiedlichen Komponenten wurden in Mol% umgerechnet nach der Vorgehensweise von Touray et al.

Abkürzung	Erläuterung	Literaturhinweis
Te	eutektische Temperatur oder Temperatur der Beobachtung der ersten Schmelzbildung in wässrigen Einschlüssen. Für die Interpretation gelten folgende Ansätze: Te <-65°C : unbekannte Mischsysteme, möglicherweise Lithium+Brohmhaltig. Schmelzbildung oder Kristallinat-Differenzierung in diesem Temperaturbereich wird auch als Devitrifikation hochkonzentrierter $H_2O-Me^{2+}Cl_2$ -Mischungen interpretiert. Te -65 bis -55°C : $MgCl_2+CaCl_2+NaCl$, KCl - Mischungen. Im Rahmen der hier vorliegenden Untersuchungen ist eine weitere Differenzierung der mono- und bivalenten Kationen nicht möglich. Auch hier können entsprechend niedrige Te Werte als Hinweis auf Devitrifikation hochsalinarer $H_2O-Me^{1+}Cl$ -Mischungen interpretiert werden. Te -35 bis -49,8°C : $CaCl_2$ -haltige Systeme ohne Li oder Br Te -23 bis -21,5°C : $NaCl$ -haltige Lösungen Te -10,6 bis -9°C : KCl -haltige Lösungen Te -5 bis -0°C : sulfatische oder carbonatische Lösungen	Zhang & Weisbrod 1988, Vuillard & Kessis 1960, Kanno & Angell, 1977, Yanatieva 1946
T_{mH}	Mikrothermometrischer Meßwert der letzten Schmelze des Hydrohalit ($NaCl \cdot 2H_2O$). Die Interpretation dieser Meßwerte liefert insbesondere Information für die Abschätzung des Me^{1+}/Me^{2+} Verhältnisses der Lösungen.	Yanatieva 1946, Davis et al. 1990
T_{mEis}	Mikrothermometrischer Meßwert der letzten Schmelze des Eises. Die Interpretation dieses Wertes liefert durch die gemessene Schmelzpunktniedrigung eine Abschätzung der Gesamtsalinität der Lösung.	Bowers & Helgeson, 1983, Bodnar 1993
T_{h_m}	Mikrothermometrischer Meßwert der Homogenisierung wässriger Einschlüsse, in der Regel Homogenisierung der Dampf und flüssigen Phase zur Berechnung der Dichte der Einschlüßinhalte.	
T_{m_{gas}}	Schmelztemperatur von Gasphasen (s. Fußnote Seite 36) (CO_2 , CH_4 , N_2), gemessen wird die Temperatur der letzten Schmelze der festen Phase. Die Interpretation ergibt Hinweise auf die Zusammensetzung der Phase, eine quantitative Analyse ist durch Laser-Raman-Spektroskopie möglich.	
T_{h_{gas}}	Homogenisierungstemperatur von Gasphasen (s. Fußnote Seite 36). Die Interpretation ergibt, zusammen mit der Information über die Zusammensetzung, die Dichte des jeweiligen Einschlusses.	

Tabelle 2.4: Liste und Erläuterung der bei der Beschreibung der mikrothermometrischen Messergebnisse verwandten Abkürzungen.

(1985) unter Verwendung der relativen „Raman Scattering Cross-Sections“, wie ausgeführt von Dubessy et al. (1989). Das Gerät wurde kalibriert mittels synthetischer Gas-Mischungen bekannter Zusammensetzung und Dichte.

Die Erläuterung der mikrothermometrischen Meßwerte und verwendeten Abkürzungen ist in Tabelle 2.4 aufgelistet **.

Die im Mutare Odzi Grünsteingürtel untersuchten, epigenetischen Goldmineralisationen sind zurückzuführen auf Stoffumsetzungen und Anreicherungsprozesse über Fluide Phasen. Die Analyse der Flüssigkeitseinschlüsse bildet daher ein Bindeglied zwischen den metallogenetischen Prozessen der Lagerstättenbildung und unterschiedlichen Devolatiliesierungsprozessen. Die genauere tektonische und hydraulische Charakterisierung dieser Lagerstätten-

Term „wässrig“ wird angewandt für Einschlüsse oder Fluide, die überwiegend H_2O enthalten, zusätzlich jedoch gelöste Komponenten ($NaCl$, $CaCl_2$ etc.) und auch Gaskomponenten enthalten können.

** Die Daten der Einschlüßmessungen sind detailliert dargestellt bei Schmidt Mumm (1998)

bildenden Prozesse wird, aufbauend auf den Analysen der Flüssigkeitseinschlüsse, in Kapitel 4.3 im Detail dargestellt. Durch eine regionale Charakterisierung des Fluidinventars soll verdeutlicht werden, wie die Lagerstätten-bildenden Fluid-hydraulischen Prozesse mit der regionalen Fluidmobilisierung zusammenhängt.

Im Gebiet des Mutare-Odzi-Grünsteingürtels und der umgebenden Granit-Gneis Einheiten wurden zu diesem Zweck metamorphe Quarzadern, Pegmatite und Migmatite als Zeugen der petrogenetischen und metallogenetischen Prozesse beprobt. Die in diesen Proben enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse wurden analysiert um die zum Zeitpunkt der Lagerstättenbildung mobilen fluiden Phasen zu charakterisieren und zu differenzieren. Weiterhin wurden post-tektonische Quarzgänge, die aufgrund des Geländebefundes jünger sind als die Goldmineralisationen, beprobt, um nachfolgende Fluidmobilisationen von den lagerstättenbildenden Prozessen abgrenzen zu können. Die so charakterisierten Fluidsysteme werden im nächsten Kapitel (2.7) mit den in den Goldmineralisationen angetroffenen Fluiden verglichen um die Lagerstätten-bildenden Fluidsysteme differenzieren zu können.

2.6.1 Flüssigkeitseinschlüsse in metamorphen Quarzen

Die chemische Zusammensetzung des im Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose aktiven Fluidsystems wurde durch mikrothermometrische Einschlussanalyse an Proben aus dem Odzi Abschnitt des Grünsteingürtels und den angrenzenden Granit-Gneis Arealen ermittelt. Die Proben entstammen wurzellosen, schieferungsparallelen Quarzadern und -Schlieren aus Grünschiefer- bis Amphibolit-faziellen Gesteinen. Das Wirtsmineral der Einschlüsse ist Quarz.

Der Quarz ist zumeist grobkörnig, monokristallin ausgebildet, jedoch häufig an den Rändern korrodiert, bzw. rekristallisiert. Einschlüsse kommen sowohl als primäre Bildung in isolierten Klustern in den Quarz-Altkörnern, als auch auf sekundären Bruchflächen, die den Altkornverband und das Rekristallinat transgranular durchschneiden, vor. Primäre, wäßrige Einschlüsse, auch innerhalb individueller Kluster, können sehr unterschiedlichen Füllungsgrad haben und enthalten vielfach eine sichtbare Gasphase. In enger Assoziation mit diesen Mischeinschlüssen treten auch reine Gaseinschlüsse auf. Insgesamt entsteht jedoch ein Bild dominiert von durchgängigen Gas/Wasser Anteile und Volumenverhältnisse der Einschlussfüllungen, abweichende Füllungsgrade sind die Ausnahme.

2.6.1.1 Die Zusammensetzung der wäßrigen Phasen

Die Messung der eutektischen Temperaturen der wäßrigen Einschlüsse ergab eine deutliche bimodale Verteilung, hauptsächlich definiert durch die petrographische (primäre oder sekundäre) Beziehung der Einschlüsse zum Wirtsmineral (s. Abbildung 2.25). Eutektische Temperaturen primärer Einschlüsse dominieren den Bereich von $-33,1^{\circ}\text{C}$ bis $-19,2^{\circ}\text{C}$; charakteristisch

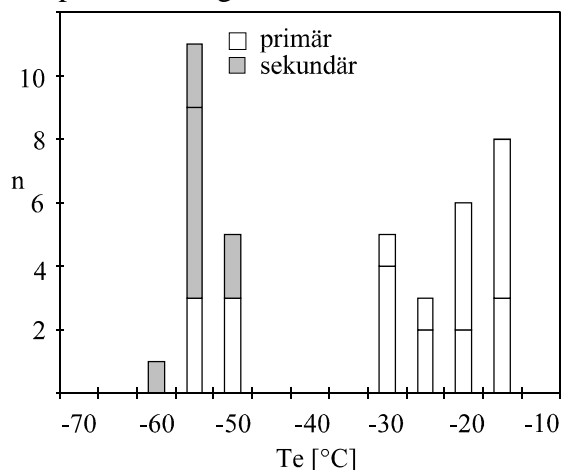


Abbildung 2.25: Eutektische Temperaturen (Temperaturen der ersten Schmelzbildung) wäßriger Einschlüsse in metamorphen Quarzen.

für NaCl-reiche Systeme, jedoch mit einer durch die Verschiebung zu Temperaturen unterhalb von -22°C angedeuteten bivalenten Komponente (MgCl_2 , CaCl_2). Eine zweite Gruppe wäßriger Einschlüsse weist deutlich niedrigere T_e von $-56,8^{\circ}\text{C}$ bis $-53,6^{\circ}\text{C}$ auf. Sekundäre Einschlüsse haben deutlich niedrigere eutektische Temperaturen von $-60,8^{\circ}\text{C}$ bis $-54,6^{\circ}\text{C}$. Diese Temperaturen lassen auf ein Fluid mit erhöhten CaCl_2 - MgCl_2 -Gehalten schließen.

Aus den mikrothermometrisch gemessenen Temperaturen der Hydrohalitschmelze ($T_{m\text{HH}}$) und der letzten Schmelze des Eises ($T_{m\text{ice}}$) werden die $\text{NaCl}/\text{CaCl}_2$ Verhältnisse und Gesamtsalinitäten abgeleitet (Erläuterung, s. Tabelle 2.4). Die Gesamtsalinitäten der Fluide in primären Einschlüssen variiert demgemäß von etwa 5 bis 20 Gew.%. Die Mehrzahl der primären Einschlüsse enthält NaCl-dominierte Lösungen, wie bereits durch die T_e angedeutet, einige Einschlüsse enthalten jedoch eine deutliche CaCl_2 Komponente (s. Abbildung 2.26). Sekundäre Einschlüsse kontrastieren gegenüber den primären deutlich durch ihr höheres $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$ Verhältnis, aber auch durch die in den meisten Fällen höhere Gesamtsalinität. Die Mehrzahl der sekundären Einschlüsse haben $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$ Verhältnisse von ungefähr 8/1 bei Gesamtsalinitäten von 30 bis 33 Gew.%. Eine zweite Gruppe sekundärer Einschlüsse hat deutlich niedrigere $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$ Verhältnisse von nahezu 1/1 bei Gesamtsalinitäten von 15 bis 18 Gew.%.

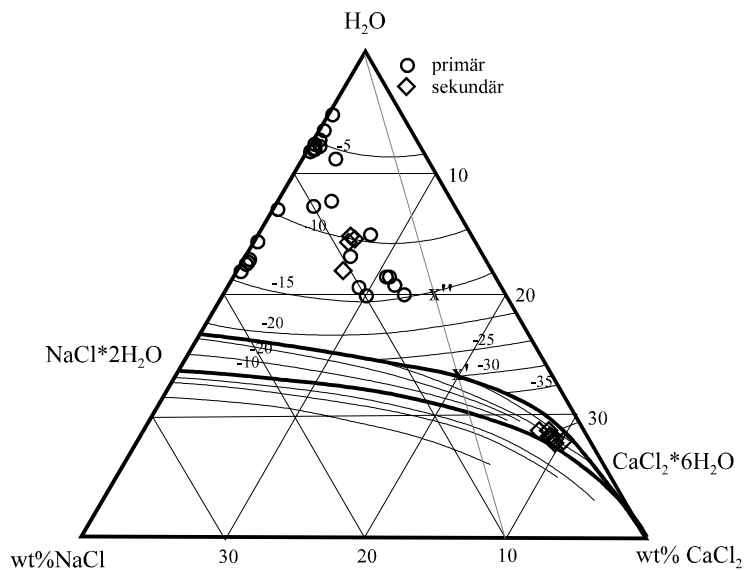


Abbildung 2.26: Die Salinität der wäßrigen Phase von Flüssigkeitseinschlüssen in metamorphen Quarzen. Die $\text{NaCl}/\text{CaCl}_2$ Verhältnisse werden durch Projektion des Meßwertes ($x' = T_{m\text{HH}}$) auf die Ordinate ermittelt, die Gesamtsalinitäten lassen sich an der $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$ -Achse ablesen (x'').

2.6.1.2 Die Zusammensetzung der Gasphasen

Weitere Informationen über die Zusammensetzung der unterschiedlichen Fluidsysteme lassen sich aus der Analyse der gashaltigen Einschlüsse gewinnen. Gashaltige Einschlüsse kommen ausschließlich in primärer petrographischer Beziehung zum Wirtsm Mineral vor. Schon hieraus läßt sich ableiten, daß das jüngere Fluidsystem, dokumentiert in den sekundären Einschlüssen, frei von Gaskomponenten gewesen ist.

Die Gasphasen in den Einschlüssen haben Schmelztemperaturen von $-184,0^{\circ}\text{C}$ bis $-56,6^{\circ}\text{C}$ (s. Abbildung 2.27), wobei für den niedrigen Temperaturbereich, der dem Schmelzbereich reinen Methans entspricht, lediglich zwei Meßwerte ermittelt werden konnten. Die Mehrzahl der Einschlüsse hat Schmelztemperaturen

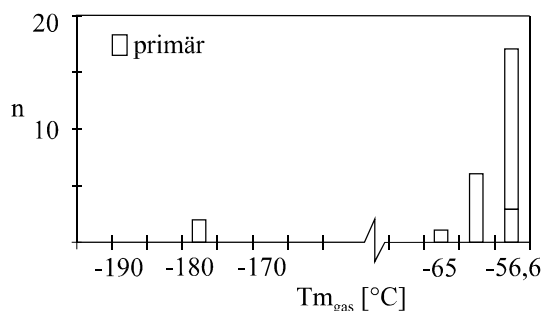


Abbildung 2.27: Schmelztemperaturen der Gasphasen in Flüssigkeitseinschlüssen in metamorphen Quarzen.

von -64°C bis $-56,6^{\circ}\text{C}$, letzteres entspricht dem Schmelzpunkt von reinem CO_2 . Für eine genauere Kenntnis der Gaszusammensetzungen wurden einige repräsentative Einschlüsse mittels Laser-Raman-Spektroskopie quantitative analysiert. Hieraus ergab sich, daß die Einschlüsse mit niedrigen Schmelztemperaturen von -184°C bis -181°C reines Methan enthalten, in einigen dieser Einschlüsse ergaben sich aus der Laser-Raman Analyse Hinweise auf die Gegenwart von höheren Kohlenwasserstoffen (C_2H_6 oder C_3H_8). Einschlüsse mit Schmelztemperaturen von $-66,4^{\circ}\text{C}$ bis $-63,2^{\circ}\text{C}$ enthalten CH_4 - CO_2 Mischungen mit bis zu 95 Moll CH_4 . Einschlüsse mit Schmelztemperaturen von $-56,6^{\circ}\text{C}$ sollten eigentlich reines CO_2 enthalten. Die Laser-Raman Analyse hat jedoch ergeben, daß auch in diesen Einschlüssen geringe Gehalte ($<1\text{Mol}\%$) von CH_4 enthalten sein können.

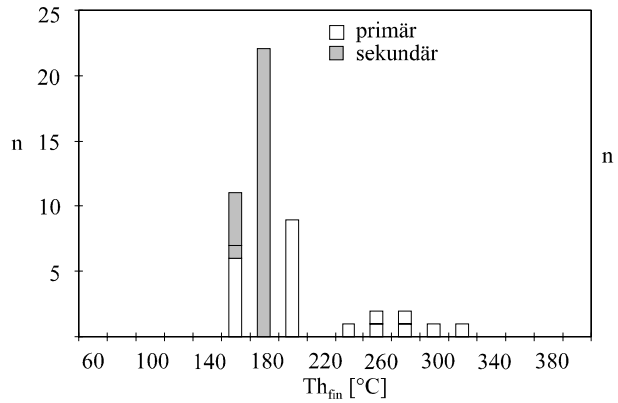


Abbildung 2.28: Homogenisierungstemperaturen wässriger Einschlüsse in metamorphen Quarzen.

In den Homogenisierungstemperaturen der Gaseinschlüsse (s. Abbildung 2.29) spiegeln sich die Ergebnisse der Messung der Schmelztemperaturen wieder. Niedrige Homogenisierungstemperaturen von $-103,4^{\circ}\text{C}$ bis $-60,5^{\circ}\text{C}$ wurden an den Einschlüssen mit niedriger Schmelztemperatur gemessen. CO_2 -reiche Einschlüsse ergaben Homogenisierungstemperaturen von $+14,1^{\circ}\text{C}$ bis $+26,9^{\circ}\text{C}$.

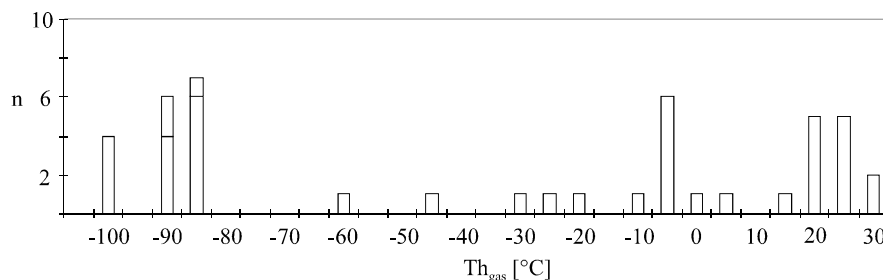


Abbildung 2.29: Homogenisierungstemperaturen der Gasphasen in Flüssigkeitseinschlüssen in metamorphen Quarzen.

2.6.1.3 Interpretation der mikrothermometrischen Analysen-Ergebnisse

In den metamorphen Quarzen sind nach den vorliegenden Ergebnisse zwei deutlich unterscheidbare Fluidgenerationen dokumentiert:

- eine ältere, primäre Phase, die gekennzeichnet ist durch niedrige, NaCl -dominierte Salinitäten von 5 bis maximal 20 Gew.%, zum Teil mit variablen Gasgehalten. Bei der Zusammensetzung der Gase dominiert CO_2 , es treten jedoch auch CH_4 -Einschlüsse, möglicherweise unter geringer Beteiligung von höheren Kohlenwasserstoffen auf.
- eine jüngere Fluidphase, enthalten in sekundären Einschlüssen mit deutlich höheren Gesamtsalinitäten, ist gekennzeichnet durch erhöhte Anteile an gelöstem CaCl_2 . Gaskomponenten konnten in diesen Einschlüssen nicht festgestellt werden.

Die Homogenisierungstemperaturen der wäßrigen und H₂O-CO₂-Elektrolyt Mischeinschlüsse (Abbildung 2.28) sind für die chemische Charakterisierung unterschiedlicher Fluidsysteme nur von zweitrangiger Bedeutung. Sie geben die Gesamtdichten der Einschlüßinhalte wieder, die abhängig sind von Druck, Temperatur und Zusammensetzung zum Zeitpunkt der Einschlüßbildung. Um die tatsächliche Temperatur der Einschlüßbildung bestimmen zu können ist daher die Kenntnis der Zusammensetzung und des Bildungsdruckes erforderlich. Die Zusammensetzung kann in ausreichender Näherung durch die mikrothermometrischen Tieftemperaturmessungen ermittelt werden, für eine Druckabschätzung bedarf es jedoch einer unabhängigen Methode. Eine Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen anhand der Einschlüsse in metamorphen Quarzen ist in Kapitel 4.3 dargestellt.

Die Homogenisierungstemperaturen der beiden Einschlüßgenerationen bilden ein ausgeprägtes Maximum von 140°C bis 200°C. In diesen Bereich fallen die primären und sekundären Einschlüsse, für die sich aus den Tieftemperaturbeobachtungen keine Hinweise auf gelöste Gase ergeben haben. Eine weitere, weniger deutlich ausgebildete Häufung findet sich bei 258°C bis 318°C. Diese wird gebildet von primären Einschlüssen in denen gelöste Gase entweder durch das Ausbilden konkreter Phasen oder durch die Bildung von Klathraten im Tieftemperaturbereich erkennbar ist. Geht man von einer Gassättigung zum Zeitpunkt der Einschlüßbildung aus, so kann angenommen werden, daß die Homogenisierungstemperaturen dieser H₂O-Gas Mischeinschlüsse annähernd die Bildungsbedingungen wiedergeben. Die Darstellung der Eisschmelz- und Homogenisierungstemperaturen (s. Abbildung 2.30) zeigt die Differenzierung der beiden Fluidsysteme, wobei deutlich wird, daß die sekundären Fluide eine tendenziell niedrigere Homogenisierungstemperatur und höhere Salinität, ausgedrückt durch T_{m_{eis}}, haben.

Für die beiden wäßrigen Fluidtypen lassen sich zwei Endglieder, ein NaCl- und ein CaCl₂-dominiertes, ableiten. In Abbildung 2.26 ist zudem ersichtlich, daß einige primäre Einschlüsse auch mit intermediären Salinitäten vorkommen, was auf partielle Mischung der beiden Systeme zurückzuführen ist. Das NaCl-reiche, ältere und in primären Einschlüssen vorkommende System enthält zudem vielfach CO₂-CH₄ Phasen. Aufgrund der petrographischen Position, aber auch aufgrund des Chemismus der Einschlüßinhalte kann dieses System der Fluidmobilisierung während der regionalen Metamorphose zugerechnet werden. Über die Herkunft der CaCl₂-betonten Fluide läßt sich keine weitere Aussage machen.

2.6.2 Flüssigkeitseinschlüsse in Pegmatiten und Migmatiten

Migmatite und Pegmatite kommen im Bereich des MOG und südlichen Simbabwe Kratons zahlreich vor. Die Gneise im Bereich des Odzi Abschnittes des MOG sind durchzogen von Pegmatitgängen und es finden sich immer wieder weite Bereiche mit sehr unterschiedlich intensiver Migmatisierung. Die größten Pegmatitvolumina haben den Masvingo Grünsteingürtel intrudiert und dort zu wirtschaftlichen Lithium und Cäsium Vorkommen geführt. Die

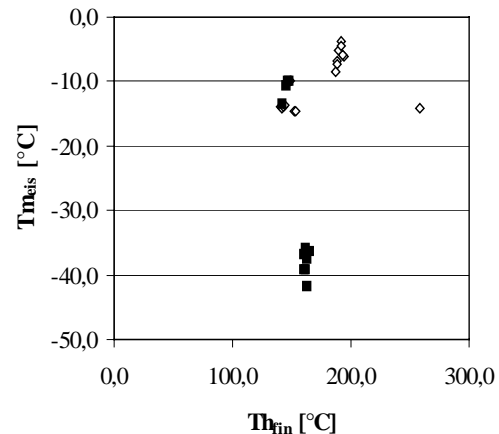


Abbildung 2.30: Eisschmelz- und Homogenisierungstemperaturen primärer (Rauten, ohne Füllung) und sekundärer Einschlüsse (mit Füllung) in metamorphen Quarzen.

untersuchten Proben aus unterschiedlichen Pegmatiten enthalten meist grobe, monokristalline Quarze, teilweise verwachsen mit Glimmermineralen (Muskovit, Lepidolit). Der Quarz ist oft klar mit gerader Auslöschung, in randlichen Bereichen der Pegmatite jedoch häufig geschert und deutlich texturiert.

Einzelne Proben aus den Pegmatiten und Migmatiten enthalten in der Regel zahlreiche Generationen fluider Einschlüsse mit einem sehr variablem Füllungsgrad. Die Analyse dieser Proben ist demgemäß sehr aufwendig. Es kommen sowohl Einschlüsse salinärer Lösungen ohne als auch mit gelösten Gaskomponenten vor, letztere überwiegend in primärer Position zum Wirtsmaterial. Primäre Einschlüsse bilden Kluster oder Kristallflächen-parallele Wachstumszonen, sekundäre Einschlüsse liegen auf intra- oder inter-, selten transgranularen, verheilten Bruchflächen.

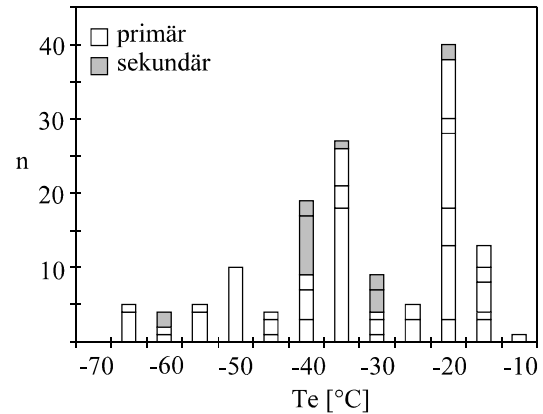


Abbildung 2.31: Eutektische Temperaturen wäßriger Einschlüsse in pegmatitischen und migmatitischen Quarzen.

2.6.2.1 Die Zusammensetzung der wäßrigen Phasen

Die mikrothermometrische Kryometrie ergab eutektische Temperaturen der wäßrigen Einschlüsse in den Quarzen, die über den gesamten Bereich der möglichen Werte streuen. Besonders stark ausgeprägt ist dies bei den primären Einschlüssen (s. Abbildung 2.31).

Die eutektischen Temperaturen zeigen aber auch zwei deutliche Maxima, gebildet überwiegend durch primäre Einschlüsse, in den für NaCl- und CaCl₂-reiche Lösungen signifikanten Temperaturbereichen um -35°C und -20°C. Ein weiteres, weniger deutlich ausgebildetes Maximum ist um -50°C, dem eutektischen Temperaturbereich der CaCl₂-MgCl₂-NaCl-Mischsysteme (Yanatieva 1946) entwickelt. Die Verteilung der eutektischen Temperaturen sekundärer Einschlüsse streut etwas weniger, Häufungen treten in den Bereichen um -40°C und um -30°C auf (s. Abbildung 2.31). Extrem niedrige eutektische Temperaturen bis -68°C sind signifikant für Li-haltige Fluide (Zhang & Weisbrod 1988). Die Streubreite der eutektischen Temperaturen in den Pegmatit- und Migmatitproben ist nicht ungewöhnlich, berücksichtigt man die extremen Variationsbreiten der Zusammensetzung und die starke interne Inhomogenität der Pegmatite. Schlüsselte man die eutektischen Temperaturen nach geologischen Verbandsverhältnissen auf, so läßt sich feststellen, daß die Eutektika primärer Einschlüsse in migmatitischen Quarzen die Häufung im Temperaturbereich um -35°C erzeugen. Eutektika von Einschlüssen im Quarz eines Pegmatites in mafischem Nebengestein häufen sich im Temperaturbereich um -50°C, typisch für CaCl₂ und MgCl₂-reiche Lösungen. Primäre Einschlüsse in Quarz aus Pegmatiten in Gneisen südlich des MOG haben Eutektika vorwiegend um -20°C aber auch um -35°C. Die breiteste Streuung haben die Messergebnisse der Einschlüsse in den Quarzen der massigen Pegmatite von Bikita im Masvingo Grünsteingürtel. Diese Aufschlüsselung legt eine Kontrolle der Fluidzusammensetzung durch das direkte Nebengestein der Pegmatite und Migmatite nahe.

Die Bestimmung der Salinitäten und NaCl/CaCl₂-Verhältnisse (NaCl/Me²⁺Cl₂-Verhältnisse, s.o.) erlaubt eine weitere Differenzierung der Zusammensetzung der unterschiedlichen Lösungen. Abbildung 2.32 zeigt die Darstellung der Hydrohalit- und Eisschmelztemperaturen im H₂O-NaCl-CaCl₂ Phasendiagramm, aufgeschlüsselt nach primären und sekundären Einschlusgenerationen. Es ist zu beachten, daß MgCl₂-CaCl₂-Mischungen hier nicht differenziert werden können und zusammen im Bereich CaCl₂-reicher Lösungen plotten. Wie bereits oben ausgeführt repräsentiert in diesem Diagramm die CaCl₂ Achse bivalente Kationen.

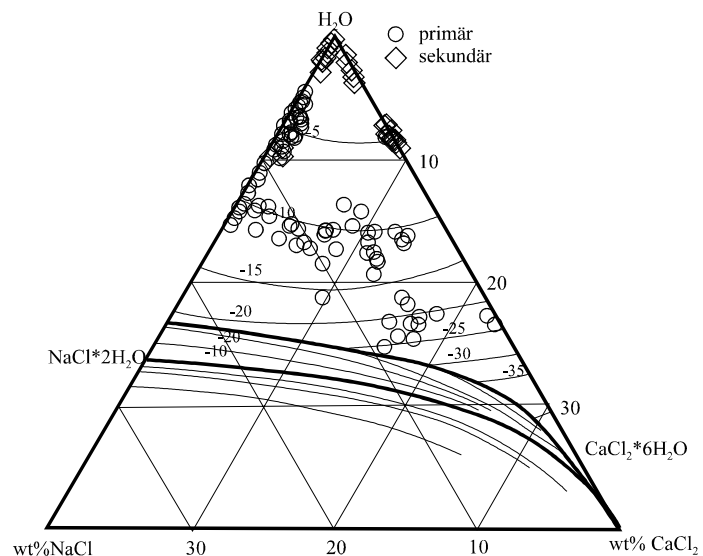


Abbildung 2.32: Salinität und NaCl/CaCl₂ Verhältnis wäßriger Lösungen in Einschlüssen in pegmatitischem und migmatitischem Quarz.

Die Salinitäten primäre Einschlüsse beginnen bei etwa 3 Gew.% und fallen gehäuft in den Bereich NaCl-reicher, relativ niedrig-salinarer Lösungen von 5-10 NaCl-äquivalenten Gew.% (s. Abbildung 2.32). Maximale NaCl-dominierte äquivalente Salinitäten reichen bis etwa 13 Gew.%. Höhere Salinitäten primärer Einschlüsse sind zunehmend CaCl₂ geprägt, wie sich aus den eutektischen- und Hydrohalit-Schmelztemperaturen ergibt. Die entsprechenden Meßwerte bilden einen relativ breiten, durchgängigen Trend hin zu hochsalinaren, CaCl₂-dominierten Fluiden mit 15 bis 20 Gew.% äquivalenten Gesamtsalinitäten. Die höchsten Salinitäten liegen bei 22 bis 25 äquivalenten Gew.% mit einem NaCl/CaCl₂ Verhältnis von 1:4 bis 1:10 (s. Abbildung 2.32). Sekundäre Einschlüsse haben überwiegend sehr niedrige Gesamtsalinitäten (<3 und 7 - 9 äquivalente Gew.%), die für einen Großteil dieser Einschlüsse aufgrund der gemessenen niedrigen eutektischen Temperaturen auf bivalente Kationen (CaCl₂+MgCl₂) zurückzuführen sind.

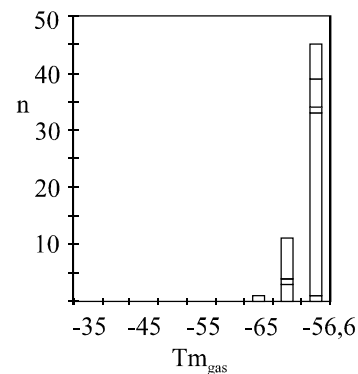


Abbildung 2.33: Schmelztemperaturen der Gasphase in Einschlüssen

Eine Aufschlüsselung der Daten nach geologischen Kriterien zeigt, daß die höchsten Gesamtsalinitäten und auch die höchsten Anteile an bivalenten Kationen in Pegmatit in mafischem Nebengestein auftreten. Im Übergangsbereich zu den höher-salinareren, NaCl-dominierten Fluiden (s. Abbildung 2.32) finden sich Einschlüsse in Pegmatitquarz aller untersuchter Proben. Die NaCl-dominierten Fluide treten ebenfalls in allen untersuchten Proben auf, in gneisischem Nebengestein südlich des OGB überwiegen sie deutlich. Die massigen Pegmatite von Bikita wiederum haben sehr stark schwankende Gesamtsalinitäten und NaCl/CaCl₂ Verhältnisse.

2.6.2.2 Die Zusammensetzung der Gasphasen

Gashaltige Einschlüsse sind in den pegmatitischen und migmatitischen Quarze häufig. Sie kommen sowohl als Mischeinschlüsse von Gas (s. Fußnote Seite 36) und wäßriger Lösung

als auch als reine Gaseinschlüsse ohne erkennbare wäßrige Phase vor. Einschlüsse mit einer optisch erkennbaren separaten Gasphase sind stets primären Ursprungs, in sekundären Positionen finden sich Einschlüsse bei denen eine Klathratbildung während der kryometrischen Messungen auf gelöste Gasen in der wäßrigen Phase hinweist.

Die Schmelztemperaturen der Gasphasen liegen zum größten Teil innerhalb eines schmalen Bereichs von $-56,6^{\circ}\text{C}$ bis $-61,2^{\circ}\text{C}$ und nur wenige Meßwerte von Einschlüssen im Quarz eines Pegmatites südlich des MOG liegen bei -66°C bis -64°C . Demgemäß enthalten die meisten Einschlüssen nahezu reines CO_2 und nur in wenigen Fällen ist mit signifikanten Mengen zusätzlicher Komponenten zu rechnen. Die nachträgliche Laser-Raman-spektroskopische Analyse repräsentativer Einschlüsse bestätigte dieses Ergebnis. In den meisten Einschlüssen konnte außer CO_2 keine weitere Komponente nachgewiesen werden, in Einschlüssen mit erniedrigten Schmelztemperaturen wurden bis zu 11 Mol% CH_4 nachgewiesen. Die Homogenisierungstemperaturen der Gasphasen reichen von -15°C für Einschlüsse mit erhöhten CH_4 -Gehalten bis zur kritischen Temperatur von $31,1^{\circ}\text{C}$ für reines CO_2 (s. Abbildung 2.34).

In sekundären Einschlüssen konnten gelöste Gase nur in wenigen Fällen durch die Beobachtung einer Klathratschmelze nachgewiesen werden.

2.6.2.3 Interpretation der mikrothermometrischen Ergebnisse

Die Zusammensetzung der gelösten Komponenten in wäßrigen Fluiden primärer Einschlüsse in pegmatitischen und migmatitischen Quarzen ist sehr uneinheitlich, sowohl innerhalb einzelner Proben, als auch im Vergleich verschiedener Proben. Dies wird durch die Streubreite der eutektischen Temperaturen deutlich. Aber auch die Gesamtsalinität schwankt innerhalb einzelner Proben sehr stark. Die dominierende Komponente der primären, wäßrigen Einschlüsse ist NaCl in relativ geringen Konzentrationen von 5 bis 10 NaCl äquivalenten Gew.%. Diese Einschlüsse enthalten vielfach zusätzlich gelöstes CO_2 in sehr unterschiedlichen Mengen. Die zweite Gruppe primärer Einschlüsse enthält neben NaCl noch weitere bivalente Kationen (z.B. MgCl_2 , CaCl_2) in stark variierenden Konzentrationen bis zu 25 äquiv. Gew.% Gesamtsalinität. Bei einer Gesamtbetrachtung der wäßrigen Fluid in primären Einschlüssen ergibt sich somit im Hinblick auf die Salinität das Bild einer kontinuierlichen Mischreihe mit:

- einem NaCl-reichen, CO_2 -haltigen,
- einem Gas-freien, (CaCl_2 + MgCl_2)-reichen Endglied.

Sekundäre, jüngere Einschlußgruppen sind stets von geringer Gesamtsalinität ($\ll 10$ Gew.%), die sowohl durch mono-, wie auch durch bivalente Kationen bestimmt ist. Gelöste Gase fehlen in diesen Einschlüssen.

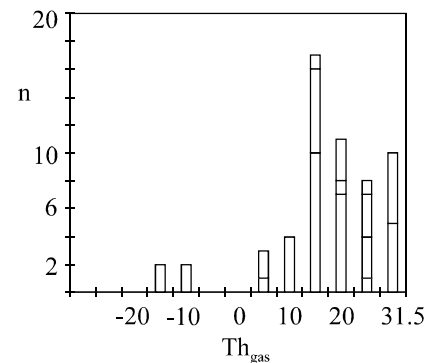


Abbildung 2.34: Homogenisierungstemperatur der Gasphasen

Die Zusammensetzung von Flüssigkeitseinschlüssen in Pegmatiten wurde zusammenfassend dargestellt von Roedder (1984) und London (1986). Danach enthalten LiCsTa-Pegmatite überwiegend niedrigsalinare wäßrige Einschlüsse komplexer Lösungen von alkali- und alkali-Erd-Chloriden, Boraten und Phosphaten, häufig mit Anteilen an gelöstem CO₂ und auch CH₄. Die Zunahme der CH₄-Gehalte in randlichen Bereichen der Pegmatite erklären Thomas & Spooner (1988) und London (1986) durch Wechselwirkungen mit metamorphen Fluiden des Nebengesteins in einem offenen System. Einschlüsse in Fluor-reichen NbYF-Pegmatiten hingegen enthalten hochsalinare Fluide mit unterschiedlichsten Tochtermineralen. Die Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse in den Pegmatiten des südlichen Simbabwe Kratons entsprechen somit denen der LiCsTa-Pegmatite und bestätigen das Bild der geologischen und strukturellen Position der Pegmatite (s. Kap. 2.4.6Kap.).

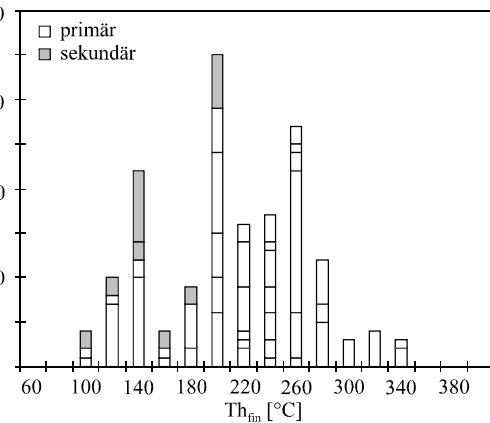


Abbildung 2.35: Homogenisierungstemperaturen wäßriger Einschlüsse in pegmatitischen und migmatitischen Quarzen.

Die Homogenisierungstemperaturen der wäßrigen (H₂O und H₂O+Gas) Einschlüsse ist auch für die Unterscheidung der Fluidsysteme in Einschlüssen in pegmatitischen und migmatitischen Quarzen nur von zweitrangiger Bedeutung. Die Th der primären Einschlüsse bilden drei Häufungen um 140°C, 200°C und 260°C (Abbildung 2.35). Eine Abschätzung der Bildungstemperaturen ist aus diesen Einschlüssen ohne Kenntnis des Bildungsdruckes nicht möglich.

Höhere Homogenisierungstemperaturen um 260°C bis 340°C wurden überwiegend an Einschlüssen mit einer separaten Gasphase gemessen. Unter der Annahme, daß diese Einschlüsse aus einer CO₂-gesättigten Lösung gebildet wurden können diese Temperaturen als Näherung für die Bildungstemperaturen der Einschlüsse gewertet werden.

Anhand der von London (1984) für das LiAlSiO₄-SiO₂-System etablierten Stabilitätsbedingungen fällt die Einschlußbildung damit in den unteren Temperaturbereich der isobaren Abkühlung bis etwa 350°C im Druckbereich von 2.5 bis 3.5kbar. Niedrigere Bildungstemperaturen belegen demnach den weiteren retrograden Abkühlungspfad, bei dem lediglich weiterer Quarz gebildet wurde. Die Homogenisierungstemperaturen sekundärer Einschlüsse häufen sich um 140°C, was bei der Annahme konstanten Bildungsdruckes einer Abkühlung gegenüber den primären Einschlüssen gleichkommt. Die Rekonstruktion der retrograde P-T Entwicklung der Pegmatite basierend auf den Einschlußanalysen ist in Kapitel 4.3 weiter ausgeführt.

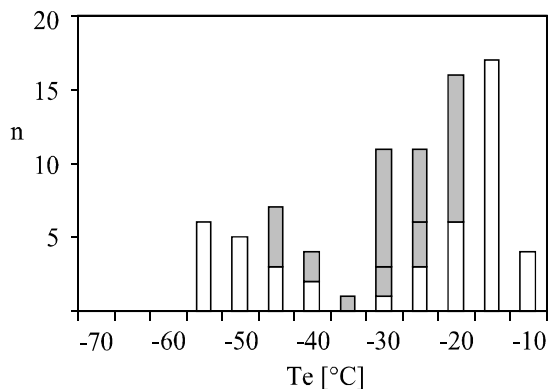


Abbildung 2.36: Eutektische Temperaturen wäßriger Einschlüsse in Quarzen jüngerer Alterations- und Störungssysteme (ohne Signatur: zonierter Einkristall).

2.6.3 Flüssigkeitseinschlüsse in jüngeren Alterations- und Störungssystemen

Neben den metamorphen Quarzadern und -Schlieren und den pegmatitisch/migmatitischen Gängen und Mobilisat-Zonen treten im gesamten Gebiet des südlichen Simbabwe Kratons spät- und post-kinematische Mineralbildungen und Alterationszonen auf. Neben Quarz kommen in diesen Zonen häufig Epidot und ein fleischfarbener Feldspat vor. Vererzungen konnten nicht identifiziert werden, allerdings weisen Wilson & Martin (1964) auf lokale Anreicherungen von Cu und Pb hin. Die Alterationszonen sind assoziiert mit Bruch- und Störungssystemen die sich von wenigen Metern bis zu mehreren Kilometern entlang des Streichens verfolgen lassen. Die Streichrichtung dieser Zonen ist sehr variabel, es dominieren jedoch nordwestliche und untergeordnet NNO Richtungen. Das Entstehungsalter dieser Mineralbildungen ist ungewiß, da sie jedoch die regional ausgebildete Schieferung in regellosem Winkel durchschneiden ist davon auszugehen, daß sie jünger sind als die Hauptdeformationsphase. Das häufige Auftreten dieser Störungen legt nahe, daß ihre Bildung auf ein durchgreifendes, krustales, tektonisches Ereignis zurückzuführen ist.

Die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in diesen jüngeren Elementen ist notwendig um die syn-kinematischen und syn-metamorphen Fluide von jüngeren Systemen abgrenzen zu können. Die Quarze als Wirtsminerale der untersuchten Einschlüsse sind häufig idiomorph und oftmals zonar ausgebildet. Im Dünnschliff erscheinen sie klar und nur wenig rekristallisiert. Die analysierten Einschlüsse stehen alle in primärem Verbandverhältnis zum Wirtsmineral. Sekundäre Einschlüsse sind nur sehr untergeordnet vorhanden und erweisen sich häufig als pseudosekundäre Bildung. Einschlüsse enthalten ausschließlich wäßrige Phasen stark unterschiedlicher Salinität. In einigen Fällen enthalten die primären Einschlüsse ein Tochtermineral, den optischen Eigenschaften zufolge handelt es sich hierbei um NaCl. Gase, in Form separater Phasen oder gelöster Komponenten wurden nicht identifiziert.

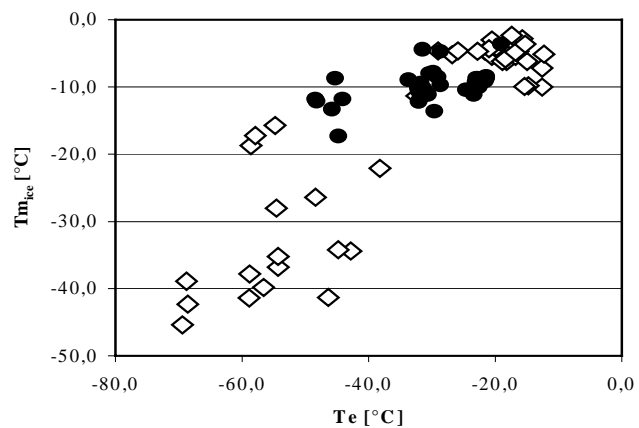


Abbildung 2.37: Korrelationsdiagramm der eutektischen Temperaturen und der Erisschmelztemperaturen (Rauten ohne Schraffur: zonierter Quarz-Einkristall).

2.6.3.1 Die Zusammensetzung der wäßrigen Phasen

Die eutektischen Temperaturen der ausschließlich primären wäßrigen Einschlüsse sind sehr variabel, bilden jedoch Maxima in den Temperaturbereichen von -55°C bis -35°C und -25°C bis -15°C , besonders deutlich wird diese bimodale Verteilung bei den Einschlüssen in einem zonierten Einkristall (s. Abbildung 2.36). Beide Einschlußgruppen in diesem Quarz treten in primären Verbandsverhältnissen gemeinsam in den einzelnen Wachstumszonen des Quarzkristalles auf. Diese bimodale Verteilung der eutektischen Temperaturen auf die Bereiche der NaCl- und CaCl_2 -dominierten Salinitäten in primären Einschlüssen ist ein Indiz für zwei unterschiedliche Fluidsysteme und auch Fluidherkünfte.

Die Gesamtsalinitäten und CaCl_2 -NaCl-Verhältnisse der wäßrigen Einschlußlösungen in den Quarzen aus jüngeren Alterations- und Störungssystemen bilden generell die Verteilungsmuster der eutektischen Temperaturen nach (s. Abbildung 2.38). Die Einschlüsse in dem zo-

nierten Quarz zeigen auch hier eine deutliche bimodale Verteilung mit einer Gruppe die dominiert wird durch NaCl-Salinitäten von 2,5 bis 14 äquivalenten Gew.%, und einer zweiten Gruppe von Einschlüssen, die in den Bereich CaCl₂-dominierter, relativ hoher Salinitäten von bis zu 34 äquivalenten Gew.% fallen. In den intermediären Bereich der Gesamtsalinitäten und NaCl/CaCl₂-Verhältnisse fallen Einschlüsse mittlerer Salinität und Zusammensetzung, diese kommen jedoch in dem zonierten Quarz nicht vor. In Abbildung 2.37 sind die eutektischen Temperaturen der wäßrigen Einschlüsse gegen die Eisschmelztemperaturen aufgetragen. Die Mehrzahl der Einschlüsse bildet eine Gruppe niedrig salinärer, NaCl-dominierter Einschlüsse. Die CaCl₂-dominierten Fluide bilden eine deutlich diffusere Gruppe, die von niedrigen Te und hohen Salinitäten zu höheren Te und niedrigeren Salinitäten verläuft.

Im Kontrast zu dieser bimodalen Verteilung der kryometrischen Daten der wäßrigen Einschlüsse stehen die Homogenisierungstemperaturen (s. Abbildung 2.39). Die untersuchten Einschlüsse bilden ein deutliches Maximum bei 140 bis 180°C, höhere Homogenisierungstemperaturen fehlen vollständig. Ein weiteres, weniger stark ausgebildetes Maximum liegt im Temperaturbereich von 50 bis 80°C und belegt sehr niedrige Homogenisierungs- (und in diesem Falle auch Bildungs-) Temperaturen wäßriger Einschlüsse. Das Maximum bei 60°C steht hier repräsentativ für eine wesentlich größere Gruppe monophaser, wäßriger Einschlüsse, für die –naturegeben- keine Th gemessen werden können. Die Darstellung der Eisschmelztemperaturen und Homogenisierungstemperaturen (

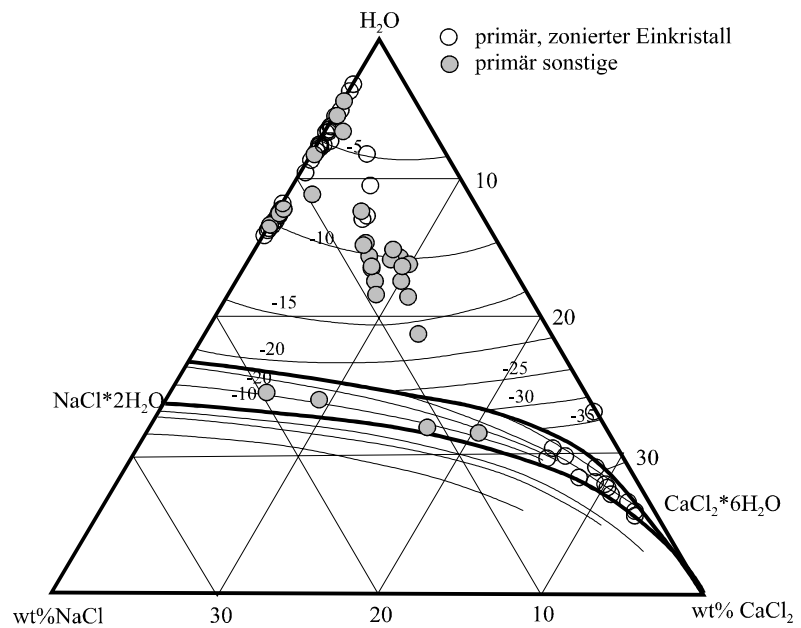


Abbildung 2.38: Gesamtsalinitäten und CaCl₂/NaCl Verhältnisse der wäßrigen Einschlüsse in Quarzen jüngerer Alterations- und Störungssysteme.

Abbildung 2.40) zeigt nun, daß die niedrig-salinären, NaCl-dominierten Fluide ausschließlich das Temperatursegment von 140 bis 180°C belegen, wohingegen die höher-salinären, CaCl₂-betonten Fluide die gesamte Breite der Homogenisierungstemperaturen abdecken.

2.6.3.2 Interpretation der mikrothermometrischen Ergebnisse

Diese hier dargestellten Verteilungen der Gesamtsalinitäten, NaCl-CaCl₂-Verhältnisse und die Verteilung der Homogenisierungstemperaturen sind stellvertretend für zwei Fluidsysteme, die teilweise miteinander vermischt sind. Die beiden Systeme sind:

- ein niedrig-salinares, NaCl-dominiertes, "heißes" Fluid und
- ein hoch-salinares, CaCl₂-betontes, deutlich "kühleres" System.

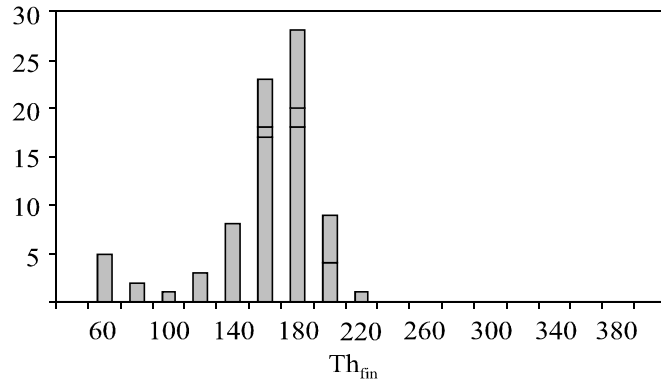


Abbildung 2.39: Homogenisierungstemperaturen wäßriger Einschlüsse in Quarsen jüngerer Alterations- und Störungssysteme.

Zu beachten ist zudem, daß die Einschlüsse dieser beiden Systeme keine gelösten Gase enthalten, eine metamorphe Herkunft erscheint damit weniger wahrscheinlich. Die Interpretation dieser Ergebnisse muß die geologische Position der Mineralbildungen berücksichtigen. Die deutlich bimodalen Verteilungen der eutektischen Temperaturen und Salinitätswerte wurden in einem Einkristall gemessen, der gebildet wurde in einem transkrustalen Störungssystem, daß sich über mehrere Kilometer verfolgen läßt. In dieser Position ist am ehesten eine deutliche Differenzierung der beiden Systeme in die jeweiligen Endglieder zu erwarten. Im Gegensatz hierzu stehen die Mischwerte der übrigen Proben, die aus untergeordneten Störungen von nur wenigen Metern Ausdehnung stammen und durch Wechselwirkung mit dem Nebengestein stärker beeinflusst sind.

Die niedrig-temperierten, CaCl₂-reichen Fluide sind zu interpretieren als deszendente, möglicherweise meteorische Wässer, die entlang tiefgreifender Spaltensysteme in tiefer Krustenbereiche migrierten. Derartige CaCl₂-reiche, hochsalinare Krustenfluide werden auch rezent beschrieben von Fritz & Frappe (1987) für die kontinentale Kruste Kanadas und von Behr et al. (1992) für die kontinentale Kruste Mitteleuropas im Rahmen der Untersuchungen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der BRD. Diese Fluide werden interpretiert als typische kontinental-krustale Fluide.

Die hoch-temperierten, NaCl-dominierten Fluide bilden das Gegenstück aufsteigender Fluide, freigesetzt durch z.B. metamorphe Dehydrierung in der Tiefe. Sie sind damit vergleichbar mit Systemen, wie sie auch in den metamorphen Quarsen der hier vorliegenden Arbeit angetroffen wurden (s. Kap.2.6.1). Sinngem dominieren auch in den Proben aus Störungen von nur geringem Ausmaß die NaCl-betonten Fluide niedriger Salinität (s. Abbildung 2.40).

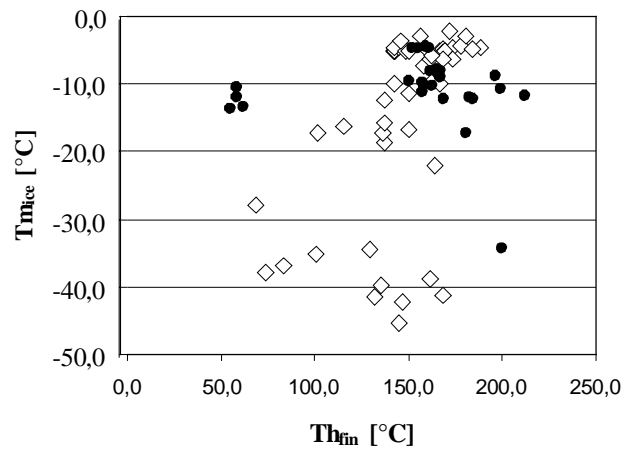


Abbildung 2.40: Darstellung der Eisschmelztemperatur gegen die Homogenisierungstemperatur (Rauten ohne Schraffur: zonierte Quarze).

2.7 Metallogenese: regionale Goldmobilisierung und die Bildung von Goldlagerstätten

Lagerstätte	Typ	Nebengestein	Paragenese	Förderzeit	Produktion (kg)
Mutare Abschnitt					
Rezende	Quarzgang in Scherzone	Tonalit, Grünstein	py, gn, po, cpy, schee	1898-1967 1995-	37784
Redwing	mineralisierter Rhyolit	Tonalit, Grünstein	py, gn, aspy, po, cpy, sph	seit 1909	11200
Penhalonga	Quarzgänge	Talkschiefer	gn, cpy, schee	1889-1984	5937
Old West	Quarzgänge in Kontaktzone	Grünstein, Rhyolit	py, gn, cpy, po	1899-1996	3400
King's Daughter	Quarzgänge	Rhyolit	gn, py, po	1895-1960 1992-	1588
Liverpool	Quarzgänge	Rhyolit	gn, py, po	1890-1935 1992-	1174
Odzi Abschnitt					
Champion	Quarzgang in Scherzone	Tremolitschiefer		bis 1937	632
Quagga	Quarzgänge	Biotitgranit, Granodiorit		1904-1925	309
Day Dawn	Quarzgänge	Biotitschiefer in Granit	gn, py, schee	1929-1942	257
Surrey	Quarzgänge	Granit	gn, cpy, po	1914-1949	205
Pligrim	Scherzone	Granit	gn, py	1909-1996	191
Montezuma	Quarzgang	Tremolitschiefer in Granit	gn, py, cpy	1912-1936	190
P&J Mining (Monte Carlo)	Quarzgänge in Scherzone	Aktinolitschiefer u. Granit	py, gn	1910-1924 1994-	12

Tabelle 2.5: Ausgewählte Goldvorkommen im Mutare-Odzi-Grünsteingürtel. Stand 1984, Produktionszeitraum z.T. mit Unterbrechungen, bearbeitete Lagerstätten hervorgehoben (nach Bartholomew, 1990). Die Vorkommen Rezende, Redwing, Old West und Liverpool sind unter der Bearbeitung der Redwing/Rezende Mine sinnvoll zusammengefaßt. Eine detailliertere Aufschlüsselung findet sich bei Schmidt Mumm et al. 1994.

Die epigenetischen Goldlagerstätten des Mutare - Odzi Grünsteingürtels sind in der Mehrzahl gebunden an Störungen und kleinere Scherzonen, deren Streichen parallel oder im spitzen Winkel zu dem des Grünsteingürtels liegt. Die meisten dieser Vorkommen sind klein und haben in historischer Zeit meist nur wenige Kilogramm Gold produziert. Die herausragenden Ausnahmen (s. Tabelle 2.5), sind im Mutare Abschnitt des Grünsteingürtels die Rezende Mine (bis 1967: ca. 38t), die Redwing Mine (seit 1909: ca. 12t) und die Old West Mine (bis 1984: 3.4t) sowie die King's Daughter und Liverpool Minen (zusammen bis 1960 ca. 3t) die heute unter Lonrho/Independence Mining zur Redwing/Rezende Mine zusammengefaßt sind und eine Jahresproduktion von ca. 1t Gold und etwa gleichviel Silber leisten. Außerhalb des Redwing/Rezende Komplexes, aber auch innerhalb der Penhalonga Syncline liegt die Penhalonga Mine (bis 1984: ca. 5t), deren Erzvorräte jedoch erschöpft sind.

Ungewöhnlich für archaische Goldlagerstätten ist der häufig vorkommende Bleiglanz. Im weltweiten Vergleich führen Goldvorkommen erst im Proterozoikum höhere Anteile an paragenetischen Bleimineralen. In der Redwing Lagerstätte ist Bleiglanz neben Pyrit das wichtigste Sulfidmineral der Quarz-Sulfid Erzgänge und auch Träger des Hauptanteils der jährlichen Produktion von ca. einer Tonne Silber. Insgesamt ist die Goldproduktion des Mutare-

Odzi Grünsteingürtels typisch für die Vorkommen in Simbabwe. So sind im geologischen Führer des Mutare Grünsteingürtels (Phaup 1937) insgesamt 176, im Führer für den Odzi Grünsteingürtel (Swift 1956) weitere 97 Goldvorkommen aufgeführt, von denen einige mehrere kleinere Mineralisationen zusammenfassen. Obgleich die Gesamt-Goldproduktion der Grünsteingürtel in Simbabwe relativ hoch ist und es weltweit nur wenige Grünsteingürtel mit ähnlich

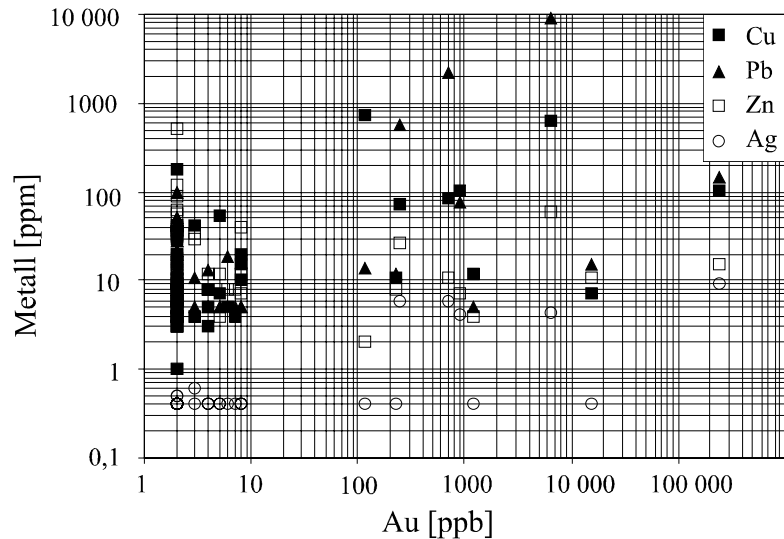


Abbildung 2.41: Die Konzentration unterschiedlicher Metalle im Verhältnis zu Gold. Nachweisgrenzen: Gold: 2ppb, Cu: 1ppm, Pb: 5ppm, Zn: 1ppm, Ag: 0,4ppm.

vielen Goldlagerstätten gibt (das Verhältnis von Goldproduktion zur Größe der Grünsteingürtel ist in Simbabwe höher als in allen vergleichbaren Situationen) ist auffällig, daß es in Simbabwe keine „World Class Deposits“ gibt. Selbst die größten Goldlagerstätten Simbawes, die „Cam And Motor“ (Kadoma District) und die „Globe and Phoenix“ (Kwekwe District) mit einer historischen Produktion von 148t und 124t sind „klein“ im Vergleich zu Lagerstätten wie Porcupine/Timmins (Superior Province, Canada) mit mehr als 1530t oder die „Golden Mile“ (Kalgoorlie, Australien) mit einer Gesamtproduktion von 1150t und Reserven von ca. 120t (Groves & Foster, 1993) oder die paläoproterozoische Ashanti Lagerstätte, Ghana, mit einer Jahresproduktion (1996) von 1 000 000 Unzen (entspr. ca. 30t).

Demgemäß ist derzeit und in dieser Betrachtung einzig die Redwing/Rezende Goldlagerstätte von ökonomischer Signifikanz im MOG. Es wurden jedoch ausdrücklich Vorkommen von sehr unterschiedlicher Größe für die Untersuchungen ausgewählt, um lagerstättenbildende Prozesse über mehrere Größenordnungen verfolgen zu können.

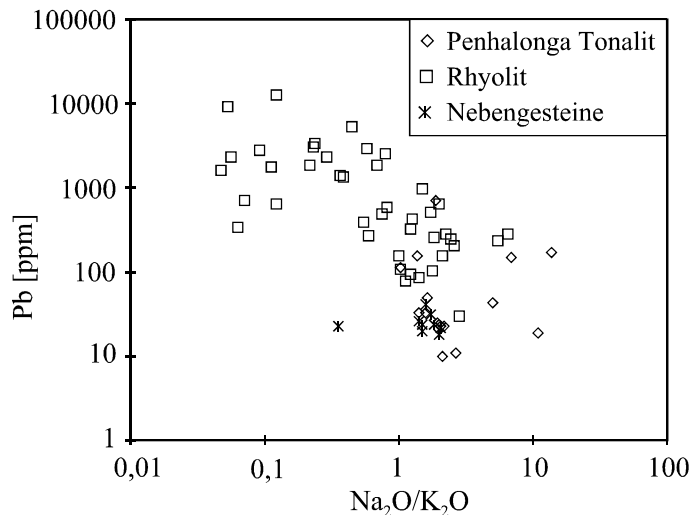


Abbildung 2.42: Variation des Bleigehaltes und des Na_2O/K_2O Verhältnisses in Gesteinen der Redwing Mineralisation sowie unmineralisiertem Nebengestein

Die Goldmineralisationen des Mutare-Odzi-Grünsteingürtels werden generell auf sekundäre Prozesse zurückgeführt (Schmidt Mumm et al. 1994, Chenjerai

1996, Chenjerai et al. 1994, Förster et al. 1994), was insbesondere durch das Fehlen einer lithologischen Kontrolle der Goldanreicherung deutlich wird. Abbildung 2.41 zeigt die Gold- und Metallgehalte von Proben aus Grünstein-Lihotypen, Granitoiden, Gneisen und Pegmati-

ten sowie aus verschiedenen Goldlagerstätten und deren Nebengesteinen. Nach Crocket (1993) sollten die Hintergrundwerte dieser Gesteine bei Werten bis 8ppb liegen (für Grünstein-Lithotypen auch darüber, keine Angaben für Pegmatite). Aus Abbildung 2.41 wird deutlich, daß die Goldgehalte einer großen Anzahl von Proben im Bereich von unterhalb der Nachweisgrenze von 2ppb der INAA (Induced Neutron Activation Analysis) bis etwa 8ppb liegt. Für diese Proben läßt sich aussagen, daß ihre Goldgehalte im Bereich der, oder unterhalb der von Crocket (1993) definierten Werte liegt, möglicherweise definieren einige dieser Werte eine Abreicherungsprozeß. Proben mit Goldgehalten von >2ppb bis 9ppb sind größtenteils aus metamorphen Quarzadern und aus synkinematischen Pegmatiten. Hervorgehoben werden soll in dieser Darstellung auch die relativ gleichmäßige Verteilung der Goldgehalte über den Bereich von 2ppb bis 9ppb und die daran anschließende auffällige Lücke bis zu Gehalten von >100ppb. Den Bereich von ca. 120 bis >1000ppb Goldgehalt decken Proben aus dem Nebengestein von bekannten Verzungen oder aus den mineralisierten Scherzonen ab. Die deutlich höheren Goldgehalte von 6 bis 240 ppm sind in Proben aus der Erzzone der Mineralisationen von Pilgrim und P&J Mining analysiert worden; bei dem Höchstwert von 240 ppm kommen möglicherweise auch supergene Einflüsse der Goldanreicherung zum tragen.

Die Reicherzonen der Redwing/Rezende Mine führen jedoch lokal auch bis zu 400ppm Gold in ungestörten Sulfiderzen. Diese ungleichmäßige Verteilung der Goldgehalte deutet einen nicht linearen Prozeß der Goldanreicherung an. Dieser Anreicherungsprozeß läßt sich anhand der Verteilung der Goldgehalte von Hintergrundgehalten von ≤ 2 bis zu den höchsten Konzentrationen in den Mineralisationen von 240 ppm über mehr als 5 Größenordnungen nachvollziehen.

Eine Korrelation der Goldgehalte mit Cu, Pb, Zn und Ag ist nicht sehr deutlich, lediglich die Bleigehalte nehmen mit einer gewissen Systematik gemeinsam mit den Goldgehalten zu (s. Abbildung 2.41). Hieraus läßt sich auf einen gemeinsamen Anreicherungsprozess des Goldes und des Bleis schließen, wie er bereits von Schmidt Mumm et al. 1994 für die Redwing / Rezende Lagerstätte vorgeschlagen wurde. Für die mineralisierten und unmineralisierten Gesteine im Bereich dieser Lagerstätte ist eine negative Korrelation des Pb-Gehaltes mit den durch den Mineralisationsprozeß modifizierten $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ Verhältnissen

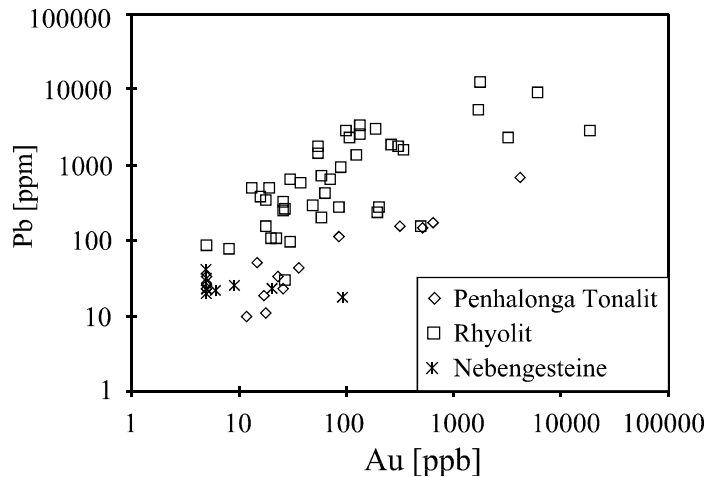


Abbildung 2.43: Variation des Bleigehaltes und des Goldgehaltes in Gesteinen der Redwing Mineralisation sowie unmineralisiertem Nebengestein

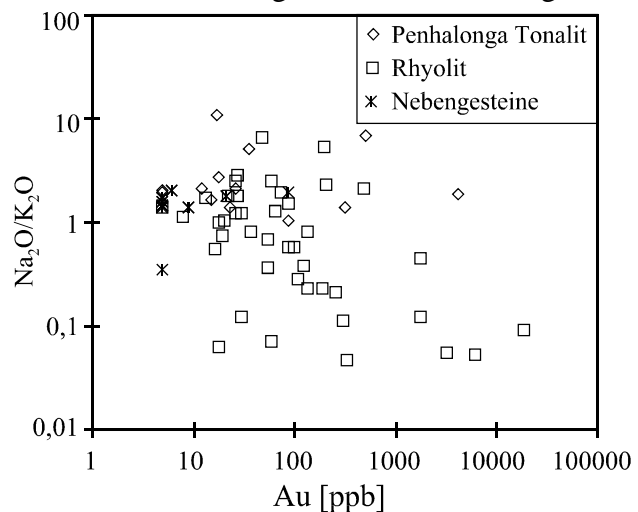


Abbildung 2.44: Variation des $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ Verhältnisses und des Goldgehaltes in Gesteinen der Redwing Mineralisation sowie unmineralisiertem Nebengestein

der Gesteinsproben ersichtlich (s. Abbildung 2.42). Die Variation der $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ Verhältnisse ist in erster Linie auf eine Na-Abreicherung und relative K-Anreicherung im Rahmen der Feldspath-Alteration und Serizitisierung zurückzuführen (zur Alteration der Nebengesteine der Redwing / Rezende Mineralisation s.a. Kapitel 2.7.1.2).

Die Bleigehalte der mineralisierten und unmineralisierten Proben der Redwing / Rezende Lagerstätte korrelieren ebenfalls deutlich mit den Goldgehalten (s. Abbildung 2.43) woraus auf einen gemeinsamen Anreicherungsprozess zu schließen ist. Die durch die Alteration geprägten $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ Verhältnisse zeigen jedoch nur ein sehr undeutliche Korrelation mit den Goldgehalten. Dies wird auf die ausgeprägten Differenzen in der Intensität von Goldanreicherung und Alteration zurückgeführt. Außerdem handelt es sich bei der Alteration um einen durch die Veränderung chemischer Parameter gesteuerten Prozeß, während die Goldanreicherung, wie weiter unten gezeigt wird, vielmehr auf physikalisch Veränderungen zurückzuführen ist. Da hier also unterschiedliche kontrollierende Parameter zugrunde liegen ist auch, wenn überhaupt, nur eine undeutliche Korrelation der beiden Meßgrößen zu erwarten.

a)



b)



Abbildung 2.45: a) Artesanaler Abbau des goldhaltigen Oberflächen-Schotters im Gebiet der ehem. Pilgrim Mine. a) Oberflächenaufschluß des P&J Mining Goldvorkommens

2.7.1 Die Goldlagerstätten Redwing/Rezende, Pilgrim und P&J Mining

Eines der Hauptziele der hier durchgeführten Untersuchungen ist die Zuordnung der Lagerstättenbildung zu den regional signifikanten geologischen Prozessen. Aus diesem Grunde wurden Goldvorkommen sehr unterschiedlicher Größenordnungen ausgewählt, um die Mineralisationsprozesse in unterschiedlichen Maßstäben betrachten zu können. Die untersuchten Lagerstätten decken den Gold-Anreicherungsprozeß wie folgt ab:

Lagerstätte	Gesamtproduktion
Redwing/Rezende	$\leq 30\text{t}$
Pilgrim	$< 1\text{t}$
P&J Mining	$< 100\text{kg}$

Die Pilgrim und P&J Mining sowie die Rezende Mineralisation sind Scherzonen-gebundene „Lode Gold Deposits“ und wie Schmidt Mumm et al. (1994) zeigen steht auch der Mineralisationsprozeß des Redwing Vorkommens in engem Zusammenhang mit der Rezende Scherzone, entsprechendes gilt auch für die Liverpool und King’s Daughter Vorkommen. Scherzonen gebundene Fluid-dynamische Prozesse spielen somit bei allen drei untersuchten Vorkommen eine zentrale Rolle. Alle drei Lagerstätten sind umgeben von einem granodioritsch-tonalitischen, teilweise gneisischen Nebengestein. Im Falle der Redwing/Rezende Lagerstätte ist dies der Penhalonga Tonalit, die Pilgrim und P&J Mining Vorkommen befinden sich im granodioritschen Gneis direkt südlich des Odzi Grünsteingürtels (s. Abbildung 2.46). Allen drei Vorkommen ist jedoch auch die direkte Nähe von Grünsteingürtel Serpentiniten gemeinsam. Der die Redwing/Rezende Mineralisation beherbergende Penhalonga Tonalit ist in die basalen Grünsteinfolgen des Mutare Grünsteingürtels intrudiert. Die Pilgrim Scherzone befindet sich direkt südlich von im Geländeanschnitt mehrere hundert Meter durchmessenden Grünstein-Einscherlingen und die P&J Mining Scherzone liegt etwa 200m südlich des Odzi Grünsteingürtels.

Eine auffällige Gemeinsamkeit der Mineralparagenesen der Goldlagerstätten des Mutare-Odзи Grünsteingürtels ist die Anreicherung von Blei in den sulfidischen Begleitmineralen in Form von Bleiglanz. Ein weiteres häufig auftretendes Begleitmineral der Goldmineralisationen ist Arsenopyrit, eine Korrelation der Arsen und Goldgehalte der mineralisierten Einheiten existiert jedoch nicht.

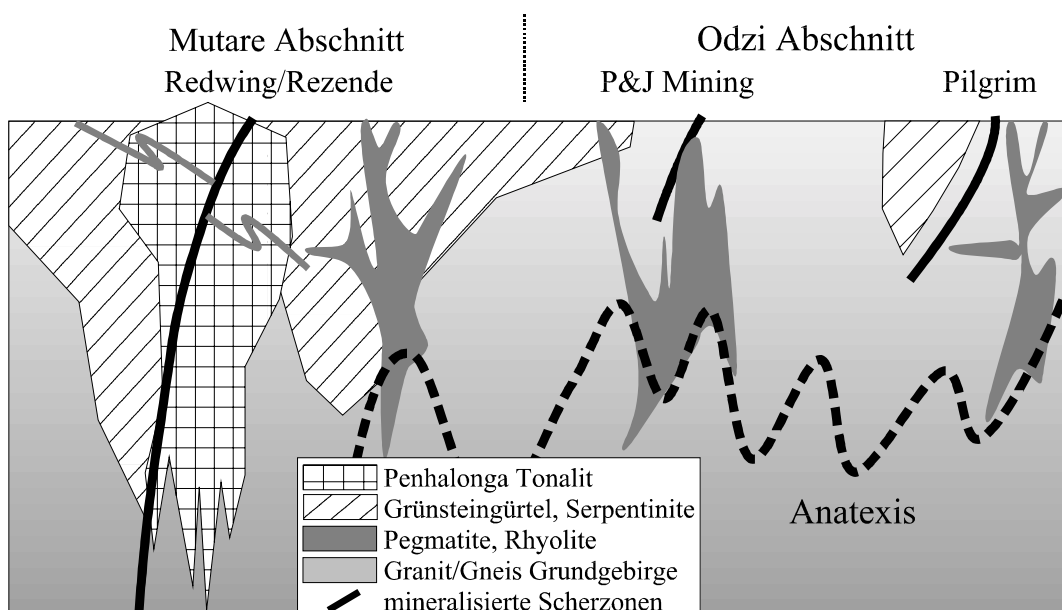


Abbildung 2.46: Schematische Darstellung der geologischen Position der Scherzonen der Redwing/Rezende, Pilgrim und P&J Mining Goldlagerstätten.

2.7.1.1 Strukturgeologische Stellung der Goldmineralisationen der Redwing/Rezende, Pilgrim und P&J Mining Goldlagerstätten

Die strukturgeologische Position der Rezende Scherzone (s. Abbildung 2.21), die als „Host-Struktur“ der Rezende Goldmineralisation von Bedeutung ist, wurde im Detail von Schmidt Mumm et al. (1994) dargestellt. In Abbildung 2.48 sind die strukturellen Kenndaten der Scherzone als Schmidt-Netz Stereoprojektion dargestellt.

Die Haupteinfallrichtung der Scherzone ist NNO, der Fallwinkel beträgt in der Regel 75 bis 85°, es gibt jedoch auch deutlich hiervon abweichende Werte, die auf eine leichte Biegung der Scherflächen hinweisen. Die mit bis zu 65° nach SO bis OSO einfallenden Mineral-Streckungslineare zeigen, daß die Bewegung entlang der Scherzone aus Dip-Slip und Strike-Slip Komponenten zusammengesetzt ist, die Bewegungsrichtung entlang der Rezende Scherzone ist aufschiebend sinistral. Scherflächen, die von der Hauptstörung abzweigen gehen nahezu übergangslos in ebenfalls mineralisierte Dilatationsflächen über (s. Abbildung 2.48), was als Indiz für eine gemeinsame Entstehung der Hauptstörung und der Dilatationsflächen zu deuten ist. Auffällig ist die Position der Streckungslineare im Abstand von ca. 90° von der Position des Großkreisareals auf den die Pole der Dilatationsflächen fallen (s. Abbildung 2.48). Sie definieren damit die Position der Faltenachsen um die die

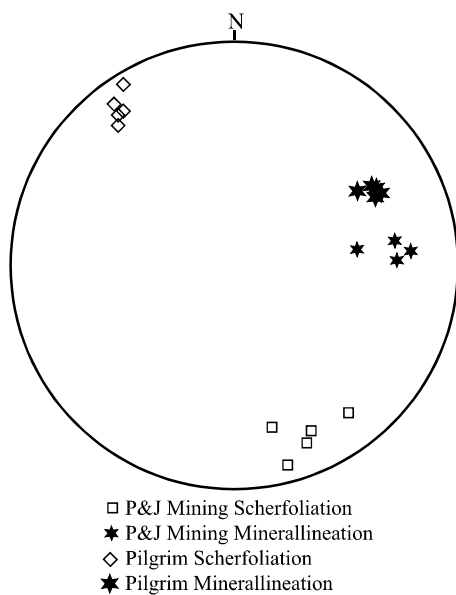


Abbildung 2.47: Stereoprojektion (Schmidt Netz, untere Halbkugel) der Strukturdaten der P&J Mining und Pilgrim Scherzonen-gebundenen Goldlagerstätten.

Deformation einen Bezug zu einer Faltenachsen-parallelen Streckungskomponente bei der Deformation des Nebengesteins beinhaltet. Die Dilatationsflächen selber bilden die subhorizontale, minimale Stresskomponente (σ_3) ab, die somit im Bereich der Rezende Scherzone steil in NO Richtung abtaucht.

Die Pilgrim Goldmine, südlich des Odzi Abschnittes des Grünsteingürtels besteht aus einer bis zu 2m mächtigen Quarzader innerhalb einer Scherzone, die steil (80-90°) nach SE einfällt. Die Quarzader läßt sich etwa 120 im Streichen verfolgen und dünnt dann an beiden Enden stark aus. Am östlichen Ende geht die Quarzader als etwa 20cm breites Band in einen massiven, unmineralisierten, pegmatitischen Quarz-Feldspat-Gang über, der jedoch nach wenigen Metern ausstreicht. Die Goldmineralisation bestehend aus Freigold assoziiert mit Bleiglanz und Pyrit konzentriert sich auf einen ca. 50 bis 70m langen Abschnitt im zentralen Bereich des Quarzganges. Die historische Goldproduktion liegt bei etwa 190kg bei einem durchschnittlichen Goldgehalt des Erzes von 7g/t. Das Nebengestein der Scherzone sind intensiv gescherte, plattige, grani-toide Gneise. Im Abstand von etwa 200 Metern nördlich der mineralisierten Scherzone liegen zwei etwa 80 x 150 - 200m durchmessende Xenolithe aus Grünstein -Material.

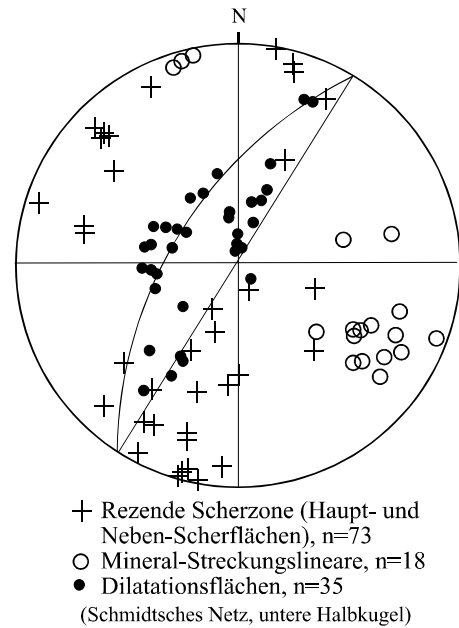


Abbildung 2.48: Stereoprojektion (Schmidt Netz, untere Halbkugel) der Strukturdaten der Rezende Scherzone. Dargestellt sind die Einfallrichtungen und -Winkel der Hauptscherfläche und davon abzweigender Nebenscherflächen, sowie die im Bereich der Scherzone vorkommenden, mineralisierten Dilatationsstrukturen.

Die Scherflächen der Pilgrim Scherzone fallen mit 85 bis 90° steil nach SSO ein, bzw. stehen seiger. Auf den Scherflächen befinden sich deutliche Mineral-Streckungslineare, die mit etwa 30° nach ONO abtauchen (s. Abbildung 2.47). Rotierte Feldspäte im Nebengestein der Scherzone zeigen eine sinistrale Scherbewegung an. Die Bewegungsrichtung entlang der Pilgrim Scherzone ist somit lateral-sinistral mit einer leichten abschiebenden Komponente.

Die P&J Mining Goldmineralisation (ehem. Monte Carlo) liegt nur etwa 200m südlich des Grünsteingürtels. Die Mineralisation, bestehend aus Freigold assoziiert mit Pyrit, befindet sich in einer maximal einen Meter mächtigen Quarzader und schmalen Quarz-Schlieren in gescherten granitoiden Gneisen. Die historische Produktion liegt bei etwa 12kg bei einem durchschnittlichen Goldgehalt des Erzes von etwa 12g/t. Das Vorkommen wurde 1996 als Kleinabbau wieder eröffnet.

Die Scherflächen der P&J Mining Scherzone fallen mit 75° bis 85° steil nach NW-NNW ein. Mineral-Streckungslineare auf den Scherflächen tauchen mit etwa 15 bis 35° nach Osten ab. Rotierte Feldspäte im Nebengestein belegen einen sinistralen Schersinn. Die Bewegungsrichtung entlang der Scherzone wäre somit lateral-sinistral mit einer leichten auf-schiebenden Komponente.

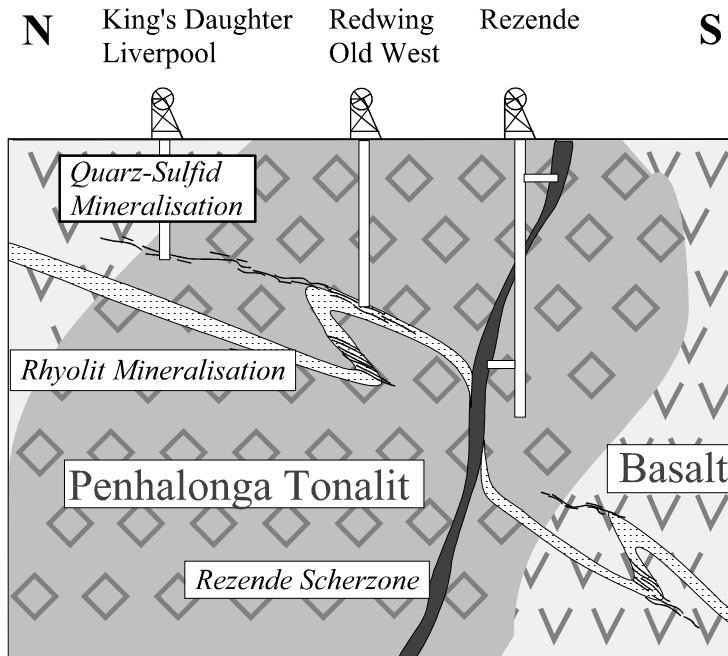


Abbildung 2.49: Schematische Darstellung der Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Goldmine. Typ 1: Rhyolit-Mineralisation, Typ 2: Quarz-Sulfid Mineralisation, Typ 3: Rezende Scherzone. Ebenfalls gezeigt sind die integrierten Abbaue von „Old West“, „King's Daughter“ und „Liverpool“.

Die Au-mineralisierten Scherzonen der Pilgrim und P&J-Mining Lagerstätten fügen sich in das regionale Strukturbild (s. Abbildung 2.23) einer kompressiven Scherung unter Aufschiebung der Hangendeinheiten mit einem sinistralen, lateralen Schersinn ein. Die abschiebende Bewegung der Pilgrim Scherzone entspricht dem für südfallende Scherflächen entwickelten sinistral- transpressiven Deformationssystem (s. Abbildung 2.22).

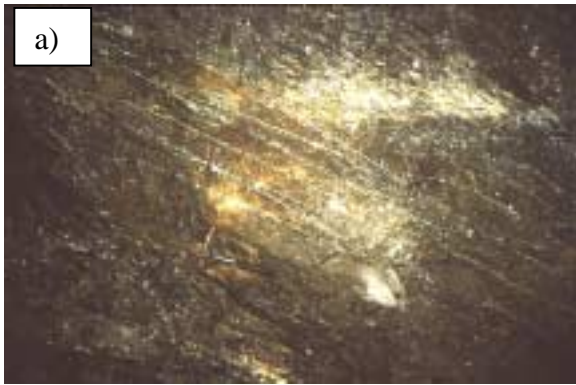


Abbildung 2.50: Die unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Goldmine. a) Mineralisierter, deformierter Rhyolit. b) Quarz-Sulfid Adern. c) Rezende Scherzone.

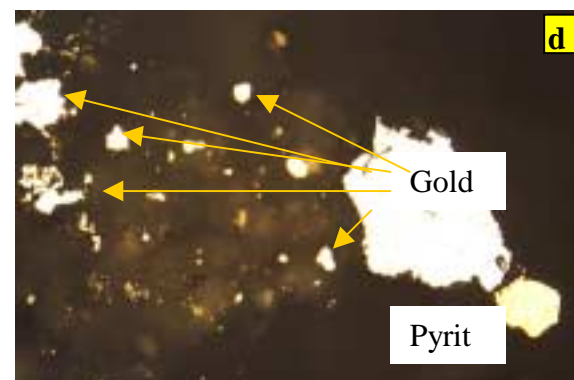
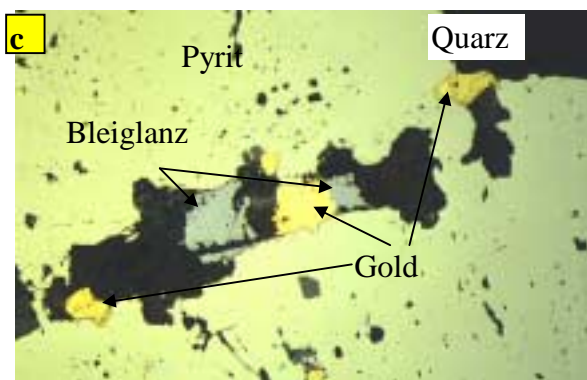
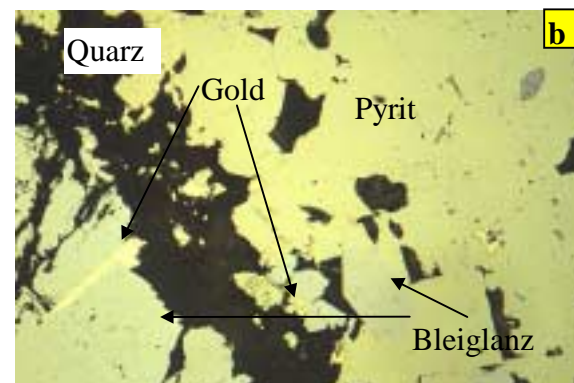
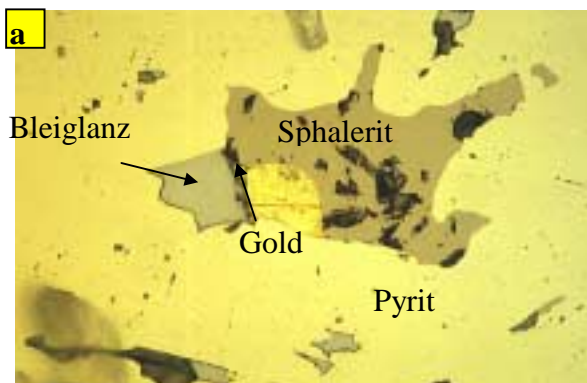


Abbildung 2.51: Auflicht Mikrofotos der Mineralparagenesen der Redwing/Rezende Lagerstätte. a) Polysulfideinschluß (Sphalerit, Bleiglanz) in Pyrit assoziiert mit Gold (mineralisierter Rhyolit). b) Gold in Pyrit assoziiert mit Bleiglanz und Quarz Gangart (Quarz-Sulfid Gang). c) Gold assoziiert mit Bleiglanz in Quarzgang in Pyrit (Rezende Scherzone). d) Freigold (Au) assoziiert mit Pyrit (Py) in Quarz Gangart (Rezende Scherzone). Maßstab (Bildkantenlänge): a): 200µm; b,c,d) 100µm

2.7.1.2 Mineralogie und Geochemie der Redwing/Rezende Goldlagerstätte

Die Metallogenese der Redwing/Rezende Lagerstätte (Independence Mining, Lonrho) wurde im Detail bearbeitet von Schmidt Mumm et al. (1994) und in den regionalgeologischen Kontext gesetzt von Chenjerai (1995) und soll hier nur zusammengefaßt dargestellt werden. Die Lagerstätte liegt zum größten Teil innerhalb des Penhalonga Tonalites (s.o.) innerhalb der nördlichen Flanke der Penhalonga Syncline, Mutare Abschnitt des Grünsteingürtels (s. Abbildung 2.8). Die Mineralisation der Redwing/Rezende Lagerstätte wurde von Schmidt Mumm et al. (1994) in drei Typen untergliedert (s.a. Abbildung 2.49):

- Typ 1** Umfaßt den Erzkörper der eigentlichen Redwing Mine und besteht aus einem unterschiedlich stark gefalteten und gescherten, mit etwa 40° nach Süden einfallenden, porphyrischen Rhyolit. Die Mineralisation ist gebunden an Quarzadern in einer offenen Bruchschieferung oder fein disseminiert in Bereichen intensiver Scherung des Rhyolit.
- Typ 2** Besteht aus subhorizontalen, bis zu 60cm mächtigen, leicht gefalteten Quarz-Sulfid Adern (Quarz + Bleiglanz + Pyrit), die häufig in Umbiegunsbereichen des verfalteten Rhyolites beginnend sich in das tonalitische Nebengestein erstrecken und über mehrere zehner Meter verfolgbar sind.
- Typ 3** Umfaßt die steil (75-90°) NNO-einfallende Rezende Scherzone, in deren Zentrum sich eine bis zu drei Meter mächtigen Quarzader mit einer deutlichen „Crack-Seal“ Textur befindet. Gold tritt meist als Freigold auf oder ist assoziiert mit Pyrit + Bleiglanz + Kupferkies und Sphalerit.

Die Mineralisation des Rhyolit und der Quarz-Sulfid Adern ist gekennzeichnet durch hohe Sulfidgehalte, die in den Quarz-Sulfid Adern bis zu dreißig Zentimetern mächtig als massive Verwachsung von hauptsächlich Bleiglanz, Pyrit und Arsenopyrit ausgebildet sind. Die Erzparagenese besteht aus Pyrit (50-95 Vol.%), Bleiglanz (1-40 Vol.%), Arsenopyrit (0-40 Vol.% in etwa der Hälfte der Proben vorhanden) und akzessorischem Pyrrhotin, Kupferkies, Sphalerit, Gold und seltener Scheelit. Pyrit und Bleiglanz kommen in allen mineralisierten Proben vor. Der Pyrit ist meist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet, während der Bleiglanz xenomorph ist, beide Minerale sind eng miteinander verwachsen und somit zumindest teilweise kogenetisch. Der Bleiglanz enthält hohe Anteile von Silber, jedoch nicht als diskrete, mikroskopische erkennbare Phasen. Arsenopyrit ist oft idiomorph und tritt als Einschlüsse in Pyrit und Bleiglanz auf, hier oft in enger Assoziation mit Gold-Silber Legierungen, oder als diskrete Phase. Gold tritt zumeist als unregelmäßige 10 bis 50µ große Freigold-Körner auf und ist paragenetisch assoziiert an Pyrit und Bleiglanz. Die hell-weißlichgelbe Farbe deutet auf erhöhte Silbergehalte.

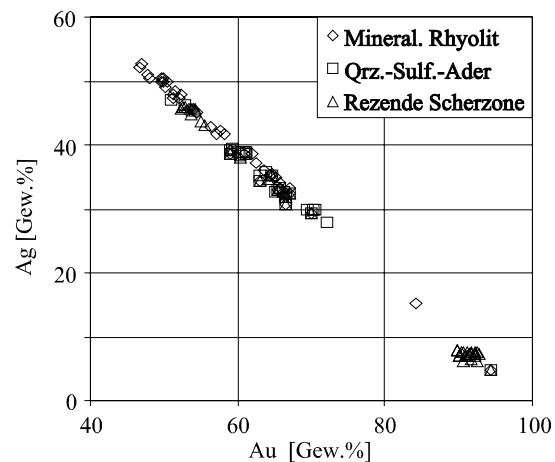


Abbildung 2.52: Gold-Silber Verhältnisse in Goldkörnern der Redwing/Rezende Goldmine. Neben der internen Variation innerhalb der unterschiedlichen Mineralisationstypen ist ein Trend von hohen Ag-Gehalten in den sulfidischen Mineralisationen zu geringeren Ag-Gehalten in der Scherzonen Mineralisation von Rezende erkennbar (nach Schmidt Mumm et al. 1994).

Die Mineralisation in der Rezende Scherzone ist beschränkt auf eine massive, bis zu drei Metern mächtige zentrale Quarzader. Sulfide treten nur untergeordnet auf, sind aber ein Indikator für erhöhte Goldgehalte. Die Erz-Paragenese besteht aus Pyrit (30-98 Vol.%), unregelmäßig auftretender Pyrrhotin (0-70 Vol.%) sowie untergeordnet Bleiglanz (ca. 1Vol.%) und akzessorischer Sphalerit, Kupferkies und selten Buornonit sowie Gold. Der Pyrit ist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet und bildet isolierte Aggregate. Pyrrhotin, Kupferkies und Sphalerit bildet meist unregelmäßige rundliche Einschlüsse in Pyrit. Pyrrhotin tritt auch isoliert auf. Gold bildet meist rundliche Einschlüsse in Pyrit oder tritt als Freigold in verheilten Brüchen in Sulfiden und Quarz auf. Scheelit kommt in der Rezende Mineralisation deutlich häufiger vor als in der Rhyolit und Quarz-Sulfid Gangmineralisation. Akzessorischer Scheelit kommt sehr unregelmäßig verteilt in allen drei Mineralisationstypen vor.

Mikrosonden-Analysen der Goldkörner in den unterschiedlichen Mineralisationstypen ergab eine auffallende Systematik der Silbergehalte in den Goldkörnern (s. Abbildung 2.52). Die höchsten Silbergehalte finden sich in den Goldkörnern des mineralisierten Rhyolites mit maximal 52.5 Gew.% und mindestens 15.1 Gew.%, Gold in der Quarz-Sulfid Mineralisation

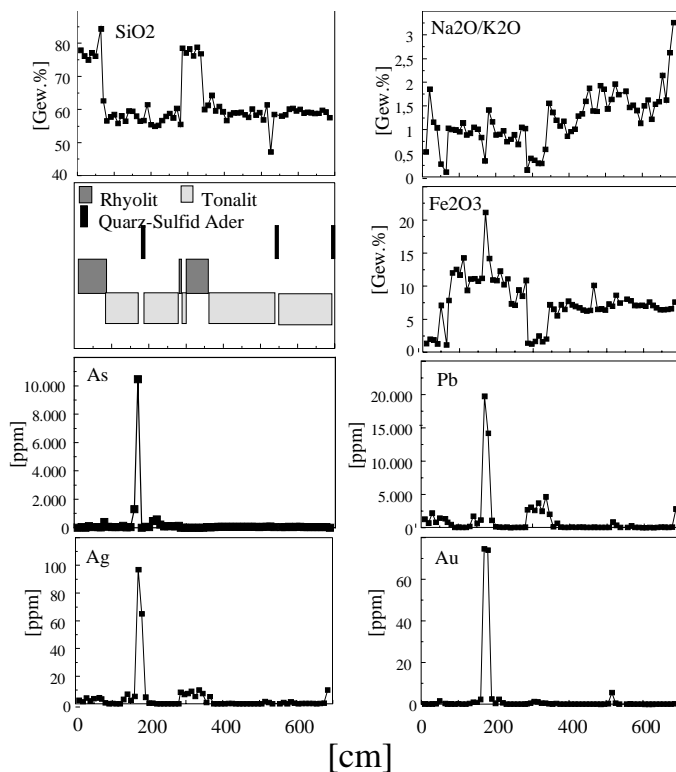


Abbildung 2.53: Verteilung von SiO_2 , Fe_2O_3 [Gew. %] und $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ Verhältnis sowie Gehalte an As, Pb, Ag und Au [ppm] in einem Bohrkern, der mineralisierten Rhyolit, Quarz-Sulfid Adern und tonalitischen Nebengestein durchteuft. Der Kontrast vom Rhyolit zum Tonalit wird deutlich durch den scharfen Wechsel im SiO_2 -Gehalt z.B. bei 90cm. Die höchsten Gold-, As-, Pb- und Ag-Gehalte treten bei 180-200 cm auf, wo die Bohrung eine sulfidreiche (Arsenopyrit + Pyrit + Bleiglanz + Gold) Ader im Tonalit durchteuft (niedriger SiO_2 -Gehalt). Bei 290 bis 320cm wird ein schmales Rhyolitband durchteuft, kenntlich durch erhöhte Pb und Ag-Gehalte, zurückzuführen auf den erhöhten Silbergehalt des Bleiglanzes (nach Schmidt Mumm et al. 1994).

enthält 12.3 bis 46.9 Gew.% Silber. Die Rezende Scherzone hingegen enthält sehr reines Gold mit Silbergehalten von 6.0 bis 21.3Gew.% (Schmidt Mumm et al. 1994). Diese Variation der Au/Ag Verhältnisse in den Goldkörnern in den unterschiedlichen Mineralisationstypen läßt sich auf unterschiedlich der Sauerstoff fugazitäten zurückführen. Krupp & Weiser (1992) haben gezeigt (für $T=200^\circ\text{C}$), daß die Stabilitätsgrenze zwischen Argentit und Ag-Au Legierungen sehr stark von der Sauerstoff fugazität abhängt. Hierbei entspricht eine hohe f_{O_2} niedrigen Ag-Gehalten, eine niedrige f_{O_2} hohen Ag-Gehalten in den Legierungen. Wie weiter unten (Kapitel 2.7.2.2) ausgeführt wird zeigen auch die Flüssigkeitseinschlüsse, daß die Sauerstoff fugazität während der Lagerstättenbildung stark variiert haben muß.

Das Nebengestein der Mineralisierten Einheiten ist meist der Penhalonga Tonalit, jedoch reichen alle Mineralisationstypen auch in das basaltische Gestein des Grünsteingürtels. Die Gold- und Sulfidgehalte der Mineralisation nehmen hier jedoch deutlich ab.

Zur Bestimmung der Alteration des Nebengesteins der mineralisierten Einheiten wurde ein sieben Meter langer Abschnitt eines durchgehenden Bohrkerns in 10cm Abschnitten analysiert. Ausgehend von mineralisiertem Rhyolit durchteuft der Bohrkern einige Quarz-Sulfid Adern und einen weiteren schmalen Rhyolitgang in ansonsten tonalitischem Nebengestein. Bei der analytischen Auflösung von 10cm konnte keine Nebengesteinsalteration festgestellt werden. Vielmehr sind die Kontakte sowohl vom Rhyolit als auch von den Quarz-Sulfid Adern in den Tonalit scharf (s. Abbildung 2.53). Der abrupte Übergang vom Rhyolit in den Tonalit wird besonders deutlich durch den scharfen Wechsel des SiO₂-Gehaltes. Die höchsten Gehalte an As, Pb und Ag (stellvertretend für Arsenopyrit und silberhaltigen Bleiglanz) und auch an Au treten im Bereich einer nur wenige Zentimeter mächtigen Quarz-Sulfid Ader bei 190cm auf. Der scharfe chemische Kontrast der unterschiedlichen Lithologien zeigt, daß eine Alteration des Nebengesteins nur sehr untergeordnet stattgefunden haben kann. Daraus ist zu folgern, daß entweder die mineralisierenden Fluide nicht mit dem Nebengestein in direkten Kontakt getreten sind oder diese bei einem Kontakt mit dem Nebengestein im chemischen Gleichgewicht gestanden haben. Die Analyse der Sauerstoff-Isotopie belegt generell eine isotopische Equilibrierung des Quarzes aus mineralisierten Einheiten und dem direkten Nebengestein was auf ein niedriges Fluid/Gesteins Verhältnis (Schmidt Mumm et al. 1994) zurückzuführen ist.

2.7.1.3 Altersbestimmung der Rezende Mineralisation

Anhand des Bleiglanzes aus den drei unterschiedlichen Mineralisationstypen wurden die ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb und ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb Verhältnisse bestimmt um Alter und Genese der Mineralisation ermitteln zu können. Die methodischen Ungenauigkeit erlauben hierbei nur eine Modellalter-Abschätzung des Bildungsprozesses. Die ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb und ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb von Bleiglanz der unterschiedlichen Redwing/Rezende Mineralisationstypen sind anomal, entsprechend der bereits von Stacy & Kramers (1975), Kramers & Foster (1984) und Taylor et al. (1991) für den Bereich des Simbabwe Kratons festgestellten Systematik.

Die Verhältnisse von ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb reichen von 15.141 bis 15.257 und die des ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb von 14.148 bis 14.245. Die homogenen Verteilung (Standardabweichung: 0.0261 und 0.0252 resp.) belegen, daß das Blei in den drei Mineralisationstypen gleichen Ursprungs ist. Die paragenetischen Vergesellschaftungen des Bleiglanzes mit den übrigen

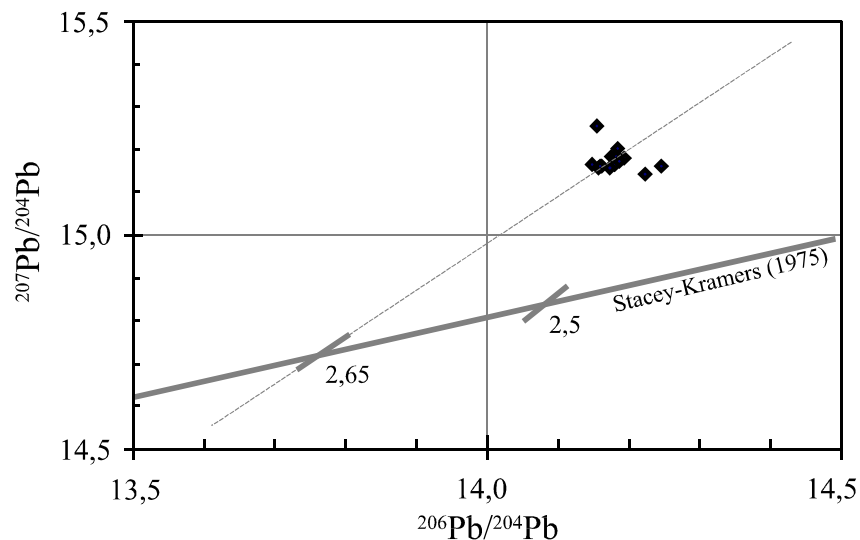


Abbildung 2.54: ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb Verhältnisse von Bleiglanz der Redwing/Rezende Mineralisation

Sulfiden und dem Gold belegt weiterhin, daß auch die Sulfid- und die Goldmineralisation auf den gleichen Bildungsprozeß zurückzuführen sind. Aus den Blei-Isotopenverhältnissen wurde unter Verwendung der Stacey & Kramers (1975) Entwicklungskurve ein Modellalter von 2.65Ga für den Mineralisationsprozeß abgeleitet (Schmidt Mumm et al. 1994).

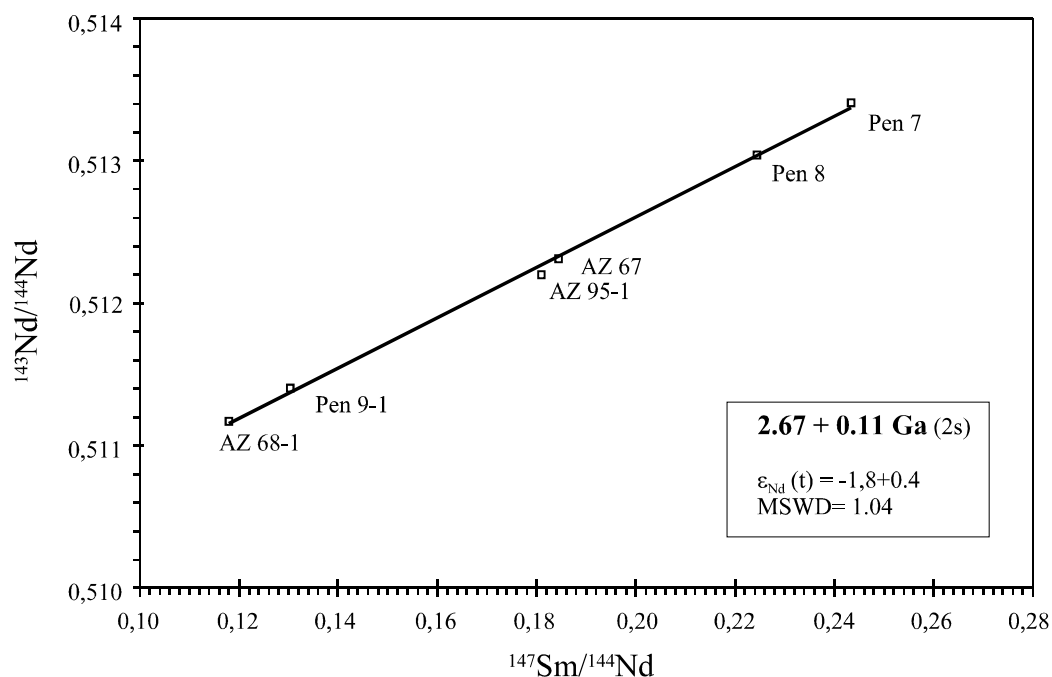


Abbildung 2.55: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Isotopenverhältnisse der Scheelite der Redwing/Rezende Goldmine.

Der in allen drei Mineralisationstypen der Redwing / Rezende Lagerstätte vorkommend Scheelit wurde auf seine Sm und Nd Isotopenverhältnisse analysiert um sein Bildungsalter zu bestimmen (s. Tabelle 2.6). Unter der Annahme, daß Fremd Beimischungen keinen wesentlichen Beitrag zu den SEE Gehalten lieferten oder daß sie mit dem Scheelit bezüglich des Nd im isotopischen Gleichgewicht gestanden haben, kann man das Sm-Nd Isochronenalter als Bildungsalter des Scheelits interpretieren. Da der Scheelit paragenetisch mit den Erzmineralen vergesellschaftet ist, ist das Sm/Nd Alter als Mineralisationsalter anzusehen. Das mit dieser Methode ermittelte Alter von $2,67 \pm 0,11 \text{ Ga}$ (s. Abbildung 2.55) ist aus methodischen Gründen wesentlich präziser als die Pb/Pb Bestimmung. Beide Altersbestimmungen ergeben eine im Rahmen der zu erwartenden methodischen Unsicherheiten sehr gute Übereinstimmung. Der Mineralisationsprozess kann damit auf den Zeitraum von 2.67 bis 2.65 Ga eingeschränkt werden.

Probe Nr.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd} (2.67 Ga)
PEN 7	3,56	8,79	0,243	0,5134	-1,1
PEN 8	1,77	4,74	0,224	0,5130	-1,7
PEN 9-1	7,64	32,26	0,130	0,5114	-1,3
AZ 67	20,3	66,79	0,184	0,5123	-2,2
AZ 68-1	9,12	46,45	0,118	0,5111	-1,6
AZ 95-1	3,01	10	0,181	0,5122	-3,2

Neugebildeter Muskovit in den stark verformten Bereichen des mineralisierten Rhyolites wurde mit der K/Ar Methode (Ahrendt et al. 1987) radiometrisch datiert

Tabelle 2.6: Die Analysendaten der Sm und Nd Gehalte von Scheeliten der Redwing/Rezende Goldmine und ihre Isotopenverhältnisse.

um die Zusammenhänge von Deformation und Mineralisation näher einzugrenzen. Kristallinitätsbestimmungen des Muskovites belegen hierbei nur schwach-metamorphe Bildungsbedingungen. Die radiometrischen Analysen ergaben Mineralalter von 747 ± 16 bis 1115 ± 25 Ma

(Schmidt Mumm et al. 1994) für die $<2\mu\text{m}$ Kornfraktion. Dies wird als späte, thermale Überprägung während der Bildung des Mozambique Belt im Rahmen des Pan African interpretiert und steht demzufolge nicht mit dem Mineralisationsprozess in Zusammenhang.

Die Altersbestimmungen mineralisierter Einheiten und der Mineralparagenesen der Redwing/Rezende Lagerstätte engen den Bildungsprozeß auf den Zeitraum von $2,67\pm 0,11\text{Ga}$ bis $2,65\text{Ga}$ ein. Die Datierung des Umgebungsgesteines der Mineralisation, des Penhalonga Tonalites (s. Kapitel 2.3) ergab ein Alter von $2742\pm 3\text{Ma}$.

2.7.2 Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen an der Redwing/Rezende Goldlagerstätte

Flüssigkeitseinschlüsse in der Quarz-Gangart der Redwing Rezende Goldlagerstätte wurden eingehend von Schmidt Mumm et al. (1994, 1995) untersucht mit dem Ziel die Bildungsbedingungen und -Prozesse zu rekonstruieren. Die Ergebnisse der Untersuchungen an den Pilgrim und P&J Mining Mineralisationen werden hier erstmalig präsentiert.

Die Einschlußanalyse beschränkt sich auf den die Mineralisation begleitenden Quarz. Die untersuchten Quarze zeigen vielfach eine unterschiedlich intensive Rekristallisation des primären Quarzgefüges. In allen Proben konnten jedoch Bereiche ermittelt werden in denen das primäre Quarzgefüge intakt geblieben ist und die Flüssigkeitseinschlüsse enthalten, die dem primären Mineralisationsereignis zuzuordnen sind. Die Proben wurden exemplarisch mittels Kathodolumineszenz untersucht, um weitere Aufschlüsse über die petrographischen Verbandsverhältnisse der Einschlüsse und ihrer Wirtminerale zu erhalten.. Flüssigkeitseinschlüsse die für die weiteren Betrachtungen untersucht wurden entstammen ausschließlich den Primärquarzen.

2.7.2.1 wäßrige Einschlüsse

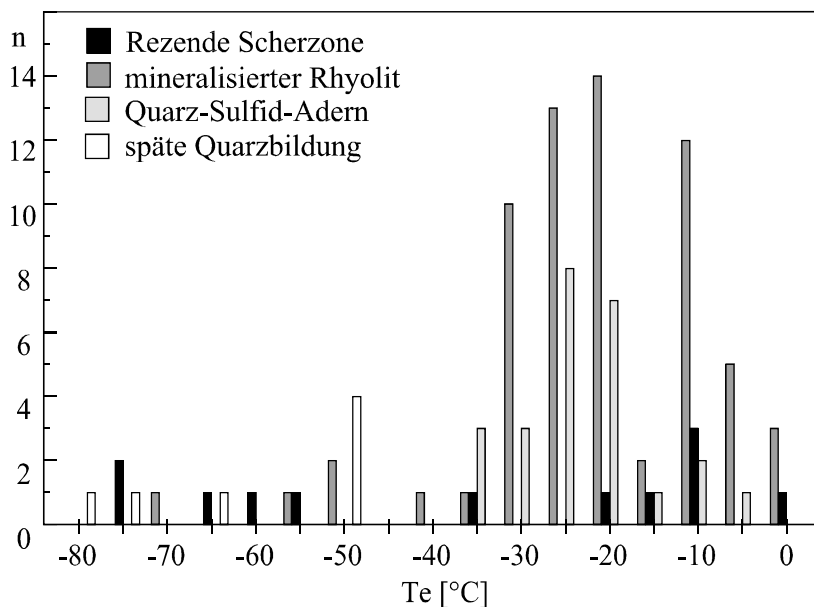


Abbildung 2.56: Eutektische Temperaturen wäßriger Einschlüsse in Quarz der unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Lagerstätte.

Der Quarz der Rezende Scherzonenmineralisation enthält nur sehr wenige wäßrige Einschlüsse. Diese können anhand ihrer eutektischen und Eisschmelztemperaturen in zwei Gruppen primärer, wäßriger Einschlüsse unterteilt werden. Die Eutektika der ersten Gruppe liegen im Temperaturbereich von -76°C bis -37°C , die der zweiten Gruppe bei -22°C bis

-4°C (s. Abbildung 2.56). Die Schmelztemperaturen des Eises als Indikator für die Gesamtsalinität liegen bei den beiden Gruppen bei respektive -47°C bis -33°C und -16°C bis -1,3°C (s. Abbildung 2.57).

Primäre Einschlüsse in Quarz des mineralisierten Rhyolit haben eutektische Temperaturen überwiegend im Bereich von -32°C bis -4°C mit einer Häufung im Bereich des Eutektikums des H₂O-NaCl Systems bei -21°C, (s. Abbildung 2.56). Sekundäre Einschlüsse haben deutlich niedrigere eutektische Temperaturen von bis zu -72°C. Eisschmelztemperaturen primärer Einschlüsse liegen gehäuft im Bereich von -22°C bis +1,2°C, die der sekundären Ein-

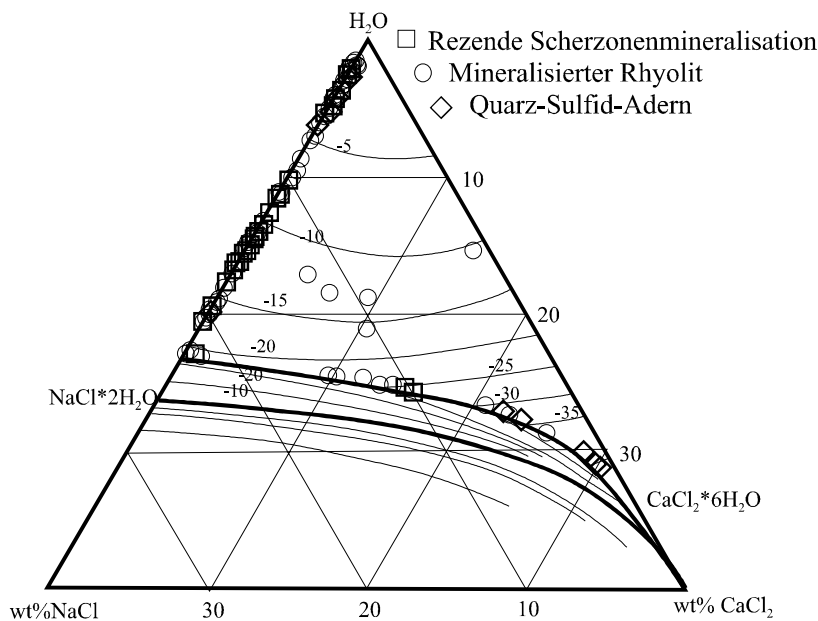


Abbildung 2.57: Eis- und Hydrohalit-schmelztemperaturen wäßriger Einschlüsse in Quarz der unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Lagerstätte.

schlüsse fallen in den Bereich von -32°C bis -44°C (s. Abbildung 2.57)

Wäßrige primäre Einschlüsse in den Quarz-Sulfid-Adern haben eutektische Temperaturen von -34°C bis -3°C und Schmelztemperaturen des Eises von -23°C bis +1,2°C.

Zur weiteren Eingrenzung der mineralisierenden Fluide wurden zusätzlich Einschlüsse in einer späten Quarzbildung, die deutlich jünger ist als das Deformations- und Mineralisationsereignis, analysiert. Diese Quarze enthielten ausschließlich primäre wäßrige Einschlüsse mit eutektischen Temperaturen von -77°C bis -48°C und sehr variablen Eisschmelztemperaturen von -46°C bis -4°C.

Die Homogenisierungstemperaturen der wäßrigen Einschlüsse (s. Abbildung 2.58) dienen in erster Linie der Ermittlung der Bildungstemperatur und -Druckbedingungen des Mineralisationsprozesses (s. Kapitel 4.3). Es wird jedoch schon in der Abbildung 2.58 deutlich, daß die Einschlüsse in der späten Quarzbildung nicht das gleiche Ereignis abbilden, das in den mineralisierten Einheiten dokumentiert ist. Die niedrigen in dieser Quarzgeneration gemessenen Homogenisierungstemperaturen von <50°C bis 82°C verweisen auf einen niedrigtemperierten Prozeß. Einige sekundäre Einschlüsse im Quarz des mineralisierten Rhyolit fallen ebenfalls in diesen Bereich, was darauf hinweist, daß auch diese Fluide zum Teil die mineralisierten Einheiten durchdrungen haben. Hohe Th_{Vap} von >250°C bis 372°C wurden in Einschlüssen gemessen in denen neben Wasser eine Gasphase zu erkennen ist. Diese Einschlüsse sollten den realen Bildungstemperaturen nahekommen.

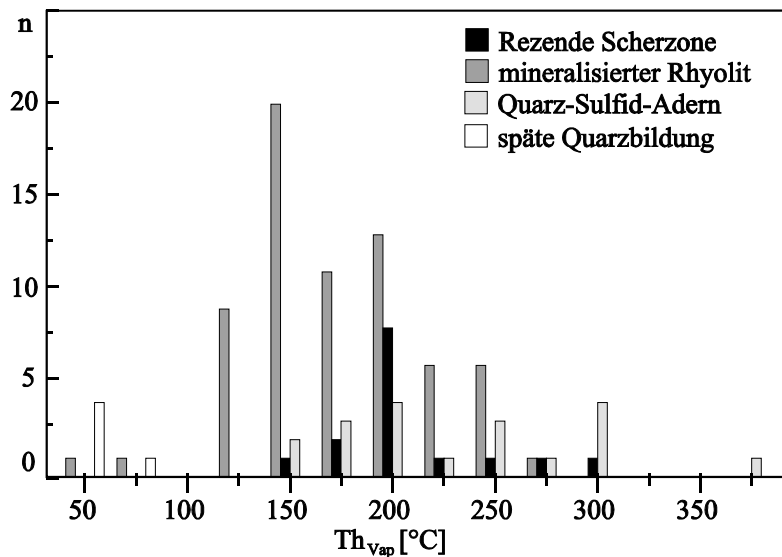


Abbildung 2.58: Homogenisierungstemperaturen wäßriger Einschlüsse in Quarz der unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Lagerstätte.

2.7.2.2 gashaltige Einschlüsse

In allen untersuchten, mineralisierten Einheiten kommen Gaseinschlüsse unterschiedlicher Zusammensetzung deutlich häufiger vor als wäßrige Einschlüsse. Sie treten als primäre Kluster und auf sekundären, intra- und intergranularen Bahnen auf. In den rekristallisierten Quarzen finden sich nur sehr vereinzelt oder gar keine Gaseinschlüsse.

In den primären Quarzen der Rezende Scherzone lassen sich zwei Gas-Einschlußtypen unter-

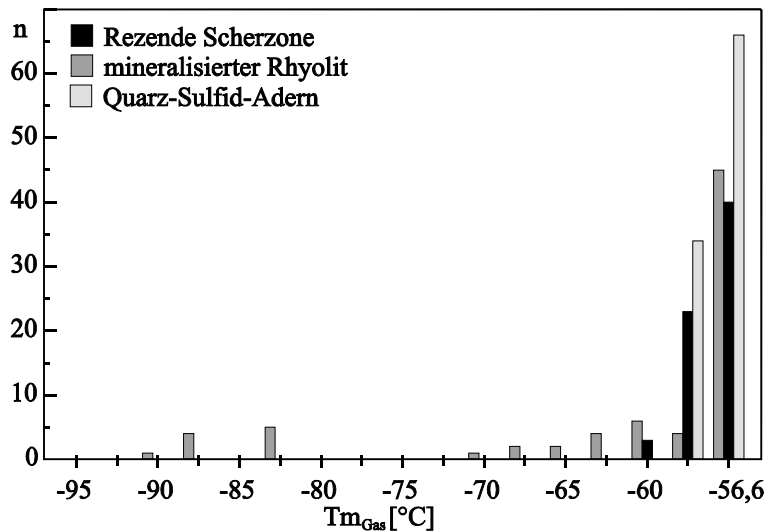


Abbildung 2.59: Schmelztemperaturen von Gaseinschlüssen in Quarz der unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Lagerstätte

scheiden:

- I) primäre Einschlüsse mit Schmelztemperaturen von -61,5°C bis -56,8°C (s. Abbildung 2.59), vielfach in enger petrographischer Assoziation mit wäßrigen Einschlüssen von erhöhter Salinität. Diese Gaseinschlüsse homogenisieren zum Teil bei niedrigen Temperaturen von -57°C bis -22°C (s. Abbildung 2.60)
- II) primäre Einschlüsse mit Schmelztemperaturen von -56,6°C (s. Abbildung 2.59), petrographisch assoziiert mit niedrigrsalinaren wäßrigen Einschlüssen. Homogenisierung dieser Gaseinschlüsse wurde gemessen bei Temperaturen von -12,8°C bis +18,7°C (s. Abbildung 2.60).

Die Raman-spektroskopische Analyse der Gaseinschlüsse aus der Rezende Mineralisation (s. Abbildung 2.61) zeigt, daß die Zusammensetzung der Gasphasen in der Gruppe I) charakterisiert ist durch erhöhte N₂-Gehalte in den ansonsten CO₂-reichen Einschlüssen. Die Gaseinschlüsse der Gruppe II) hingegen enthalten reines CO₂ mit nur gelegentlich identifizierten geringen Gehalten an CH₄.

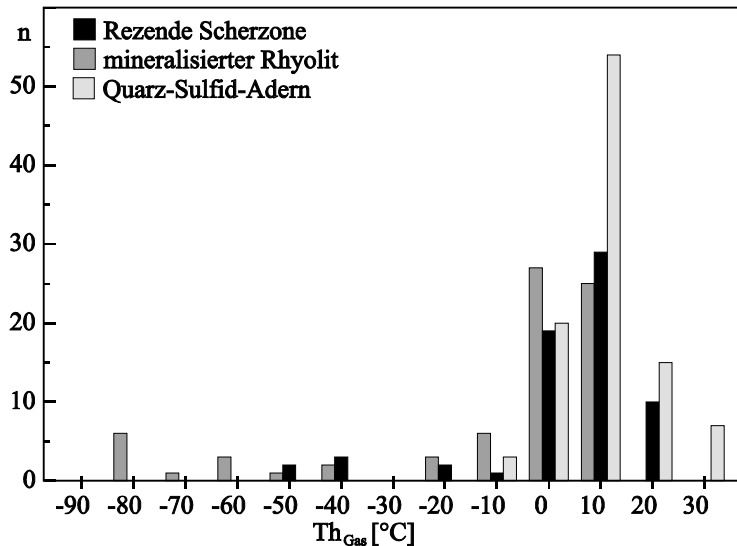


Abbildung 2.60: Homogenisierungstemperaturen von Gaseinschlüssen in Quarz der unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Lagerstätte

Die Schmelztemperaturen der Gaseinschlüsse in mineralisiertem Rhyolit sind sehr variabel und reichen von -92°C bis -56,6°C (s. Abbildung 2.59), was bereits auf Mischungen von CO₂+CH₄ hinweist. Hierbei läßt sich systematisch feststellen, daß Einschlüsse in Proben aus dem Kreuzungsbereich des Rhyolit mit der Rezende Scherzone Schmelztemperaturen überwiegend im Bereich von -57,2°C bis -56,6°C haben. Die Raman-spektroskopischen Analysen bestätigen diesen ersten Befund (s. Abbildung 2.61) und wiesen für diese Einschlüsse Zusammensetzungen von 0 bis 89,5 Mol% CO₂ und 10,5 bis 100Mol% CH₄ nach. Die höchsten CO₂ Gehalte von 99 bis 100Mol% finden sich in Einschlüssen in Proben aus dem Kreuzungsbereich des mineralisierten Rhyolites mit der Rezende Scherzone.

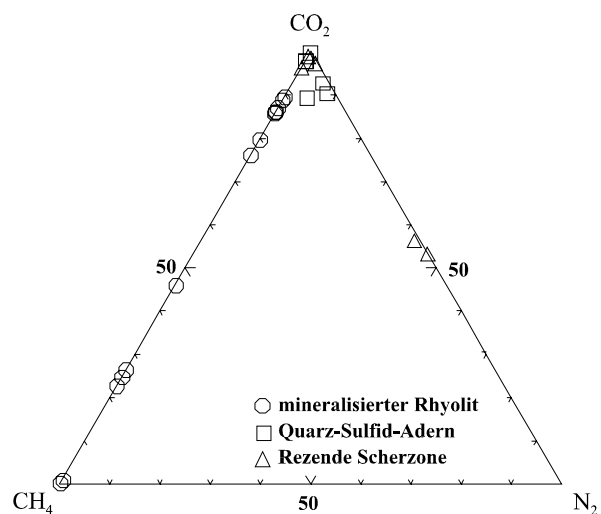


Abbildung 2.61: Ergebnisse der Raman-spektroskopischen Analyse von Gaseinschlüssen in mineralisiertem Quarz der Redwing/Rezende Lagerstätte.

Die Homogenisierungstemperaturen der Gaseinschlüsse in mineralisiertem Rhyolit erstrecken sich von -88,4°C bis +7,6°C (s. Abbildung 2.60).

Der Quarz der Quarz-Sulfid-Adern enthält ebenfalls sehr zahlreiche gashaltige Flüssigkeitseinschlüsse mit Schmelztemperaturen von -58,2°C bis -56,6°C (s. Abbildung 2.59), was ein relative reines CO₂ annehmen läßt. Die Raman-spektroskopischen Analysen zeigen, daß diese Einschlüsse nur maximal 1,1Mol% CH₄ enthalten (s. Abbildung 2.61). Homogenisierungstemperaturen wurden im Temperaturbereich von -12,7°C bis +31,5°C gemessen (s. Abbildung 2.60).

2.7.2.3 Interpretation der Ergebnisse der Einschlußanalyse

Die wäßrigen Einschlüsse der unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Goldlagerstätte zeigen sehr variable Salinitäten, mit einer Signatur, wie sie für gelöstes NaCl und KCl typisch ist. Gleichmaßen lassen sich jedoch anhand der eutektischen Temperaturen auch Fluide mit CaCl₂ bzw. MgCl₂ postulieren. Sehr deutlich tritt ein CaCl₂-dominierter Fluid-Typus in einer postkinematischen Mineralbildung hervor. Weiterhin signifikant für die mineralisierten Einheiten ist ein sehr hoher Gehalt an gasreichen oder ausschließlich Gase enthaltenden Einschlüssen. Dieses gehäufte Vorkommen von gasreichen Einschlüssen in den mineralisierten Einheiten ist ein besonderes Merkmal, das diese von den im Umfeld untersuchten Proben deutlich abhebt. Insbesondere die Mineralisation der Rezende Scherzone zeichnet sich aus durch die nur gering Anzahl wäßriger Einschlüsse und die deutliche Dominanz von Gasen. Hier findet sich auch neben den sonst in allen Verhältnissen vorkommenden CO₂ und CH₄ Komponenten zusätzlich N₂, der durch Laser-Raman-Spektroskopie nachgewiesen wurde.

Die enge Vergesellschaftung von wäßrigen Einschlüssen mit hauptsächlich NaCl-KCl Salinitäten und gasreichen Einschlüssen des Systems CO₂-CH₄ einerseits und das gemeinsame Auftreten von CaCl₂-MgCl₂ haltigen wäßrigen und N₂-haltigen gasreichen Einschlüssen ist ein deutlicher Hinweis auf zwei unterschiedliche Fluid-Quellen.

2.7.3 Die Goldvorkommen von Pilgrim und P&J Mining

2.7.3.1 Kathodolumineszenz-Untersuchungen

In den beiden Goldvorkommen von Pilgrim und P&J Mining wurden Proben aus mineralisierten und unmineralisierten Einheiten genommen. Beide Vorkommen sind räumlich assoziiert mit Pegmatitgängen, im Falle von Pilgrim geht der mineralisierte Quarzgang an seinem östlichen Ende direkt in einen pegmatitischen Gang über. Aus den Geländebefunden und strukturgeologischen Untersuchungen wurde gefolgert, daß die Bildung der Pegmatite und der Gold-Quarzgänge zumindest teilweise zeitlich überlappte. Zur deutlicheren Unterscheidung pegmatitischer Quarze und der mineralisierten Quarze von Pilgrim und P&J Mining wurden daher Quarzproben von Pegmatit, aus dem Vererzungsbereich und

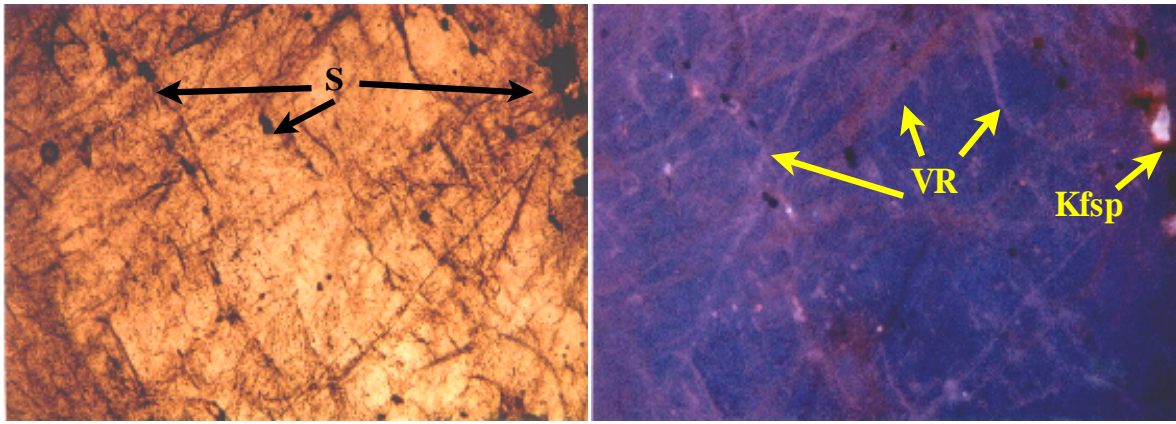


Abbildung 2.62: Durchlicht- (links) und Kathodolumineszenzbild (rechts) des vererzten Quarzes der Pilgrim Lagerstätte. Im Durchlichtbild sichtbar ist die intensive Vernetzung verheilter Risse, die im KL-Bild (VR) deutlich hell luminesziert. Die blaue KL-Farbe ist charakteristisch für die initiale Phase. Opaque Minerale (S) sind stark verwitterte Sulfide und Gold. Kalifeldspath (Kfsp) luminesziert hellblau.

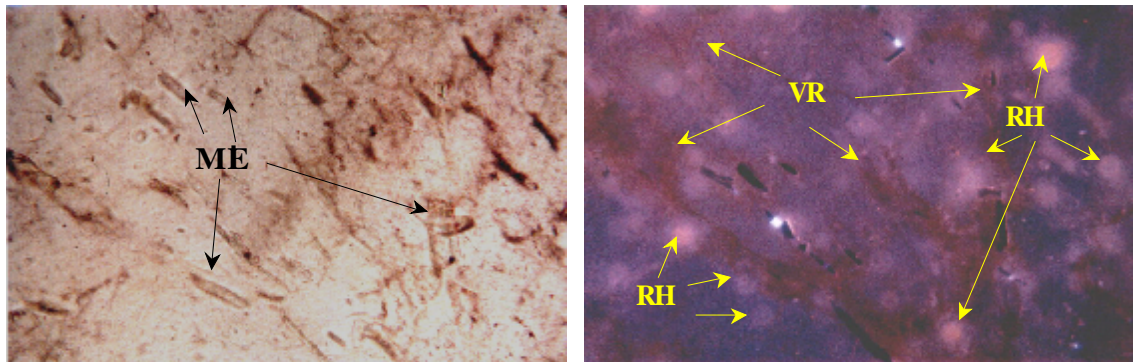


Abbildung 2.63: Durchlicht- (links) und Kathodolumineszenzbild (rechts) eines Quarzes aus dem Kontakt von Scherzone und granitischem Nebengestein der P&J Mining Mineralisation. Deutlich sichtbar im Durchlichtbild sind zahlreiche Mineraleinschlüsse (ME), die jedoch nicht lumineszenzaktiv sind. Ein Netzwerk aus unregelmäßig verheilten Rissen (VR) wird durch seine dunkel-rötlich Lumineszenz deutlich. Einschlüsse kleinster radioaktiver Minerale haben Halos von radiogener Schädigung (RH) im Quarz hinterlassen.

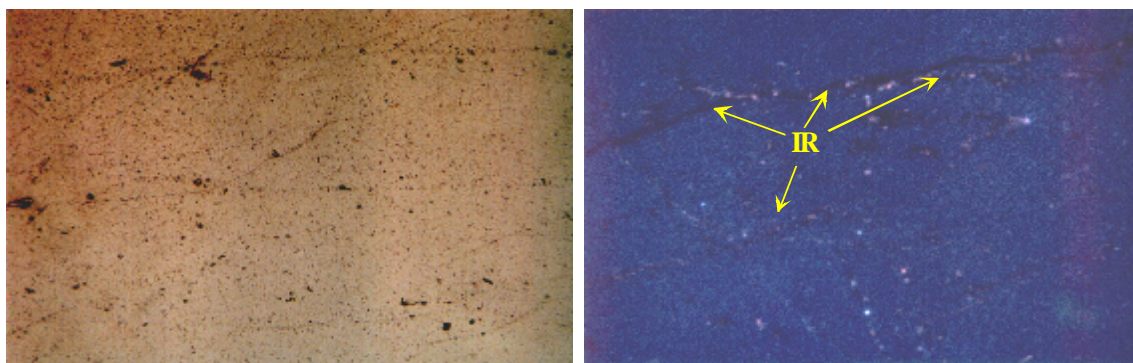


Abbildung 2.64: Der pegmatitische Quarz erscheint im Durchlicht (links) klar und nur von wenigen Rissen durchzogen. Im Kathodolumineszenzbild (rechts) zeigt sich die intensiv blaue Lumineszenz, die im Bereich von Rissen (IR) nicht aktiv ist.

aus dem direkten Nebengestein der Vererzung mit der optischen Kathodolumineszenz (KL) untersucht.

Die Intensität der Lumineszenz der Gold-führenden Quarze ist generell gering. Die initial dunkelblaue Lumineszenzfarbe wechselt kontinuierlich zu dunkel-violetten und schließlich bräunlich-violetten Farbtönen. Während einer kurzen Initialperiode sind feine Rissstrukturen mit einer hellblauen KL sichtbar (Abbildung 2.62). Die Rissflächen sind meist dekoriert mit sekundären Flüssigkeitseinschlüssen. Konzentrische, lumineszierende Halos um kleine opaque Mineraleinschlüsse sind auf radiogene Strahlungsschädigung des Quarzes zurückzuführen. Die Opaqueminerale enthalten demzufolge radioaktive Elemente.

Derartige Halos sind besonders in Proben nahe dem oder aus dem granitischen Nebengestein häufig (Abbildung 2.63). Diese Quarze aus dem Nebengestein zeigen eine initial nur kurzzeitige, kräftig blaue Lumineszenz, die bald übergeht in eine violett bis violett-bräunliche, sehr schwache Lumineszenz. Die Quarze sind durchzogen von einem Netzwerk verheilter Rissstrukturen, die eine deutliche, rötlich-violette Lumineszenz zeigen. Entlang der Rissflächen finden sich zahlreiche sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse.

Die Pegmatite haben eine deutliche blaue Lumineszenzfarbe bei kräftiger Intensität (s. Abbildung 2.64), wie es für Quarze magmatischer Bildung typisch ist. Die blaue Lumineszenz schwächt nach einiger Zeit in ihrer Intensität ab, behält aber ihren Farbton. Der Pegmatitquarz ist durchdrungen von intensiver, Lumineszenz-inaktiver sekundärer Rissbildung. Entlang dieser Risse finden sich multiple Generationen sekundärer Flüssigkeitseinschlüsse.

Anhand der Kathodolumineszenz-Untersuchungen lassen sich die pegmatitischen Quarze und die aus vererzten Gängen und ihrem Nebengestein eindeutig unterscheiden. Die Lumineszenz der Pegmatitquarze ist intensiv blau, die der Au-Quarze ist hingegen nur schwach violett-bräunlich. Weiterhin kann gezeigt werden, daß neben den jeweils bei der Bildung der Quarze gegenwärtigen Fluiden in allen Fällen sekundäre Fluide entlang von Rissen eingedrungen sind. Diese haben in den Gold-führenden Quarzen und denen aus dem direkten Nebengestein der Vererzung zu einer lumineszierenden Alteration des Quarzes geführt. In den pegmatitischen Quarzen hingegen ist die Alteration entlang der Risse Lumineszenz-inaktiv. Insgesamt ergibt sich daraus ein konträres Lumineszenzverhalten der Quarze aus der Vererzungszone und aus Pegmatiten. Aufgrund der teilweise gleichzeitigen Bildung der Pegmatite und der Gold-führenden Quarze kann aus diesem Lumineszenzverhalten der jeweiligen Quarze geschlossen werden, daß die beiden Bildungsprozesse, die Pegmatit-Platznahme auf der einen Seite und die Bildung der Au-Quarze auf der anderen Seite, jeweils begleitet wurden von unterschiedlichen Fluidphasen. Hierbei führten die mit den Pegmatiten verbundenen Fluide in den Alterationen entlang der Risse in Au-Quarzen zu einer Verstärkung der Lumineszenz. Die mit der Au-Quarzbildung zusammenhängenden, mineralisierenden Fluide hingegen erzeugten entlang sekundärer Risse in den Pegmatitquarzen Zonen geringer Lumineszenz. Diese gegenseitigen Fluid-Wechselwirkungen erklären auch die teilweise leichte Au-Anreicherung in pegmatitischen Quarzen (s Kapitel 2.7).

2.7.3.2 Die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen

Ein herausragendes Charakteristikum der beiden Mineralisationen ist die deutliche Zunahme gashaltiger Einschlüsse in mineralisierten Proben im Vergleich zum Nebengestein oder unmineralisierten Proben.

Im Bereich der Pilgrim Mineralisation wurden der Au-führende Quarzgang innerhalb der Scherzone, der östliche, nicht mineralisierte Ausstrich dieses Quarzganges sowie ein steriler,

pegmatitischer Quarzkörper am östlichen Ende der Scherzone beprobt. Wäßrige Einschlüsse kommen in primären und sekundären Verbandsverhältnissen in allen Proben vor. Deutlich ist eine Häufung gashaltiger Einschlüsse in den Gold und Sulfid-führenden Proben.

Proben der P&J Mining Mineralisation entstammen der zentralen Quarzader der mineralisierten Scherzone sowie dem gescherten, granitischen Nebengestein. Die chemische Analyse hat gezeigt, daß alle Proben zwischen 25ppm und 90ppm Gold enthalten, sie wurden demzufolge alle der Erzzone zugerechnet.

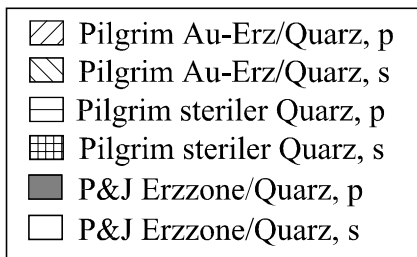
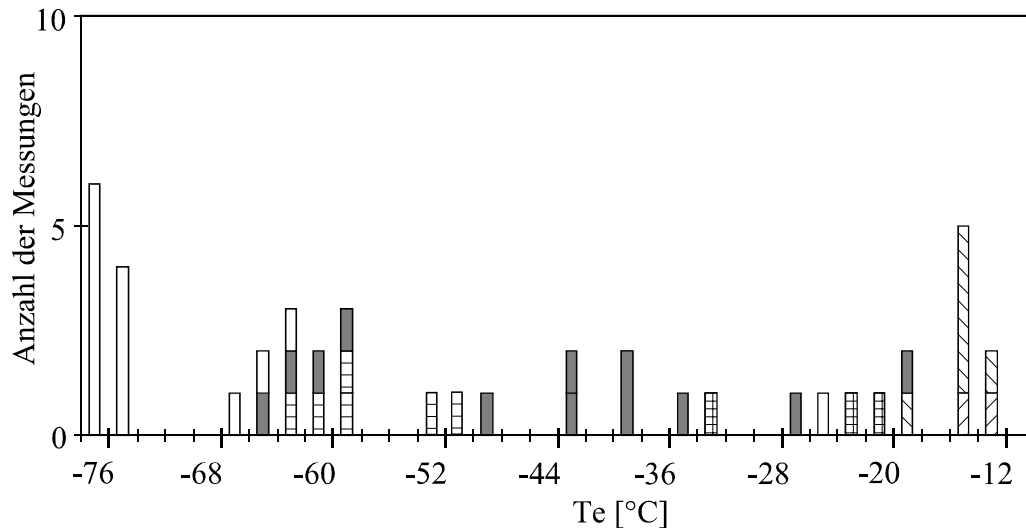


Abbildung 2.65: Eutektische Temperaturen der Eisschmelze wäßriger Einschlüsse in mineralisierten und unmineralisierten Quarzen der Pilgrim und P&J Mining Lagerstätten.

2.7.3.3 Die Zusammensetzung der wäßrigen Phasen

Die eutektischen Temperaturen wäßriger Flüssigkeitseinschlüsse in den Proben der Pilgrim Mineralisation sind in mineralisierten und unmineralisierten Proben deutlich unterschiedlich. Die mineralisierten Proben sind gekennzeichnet durch sehr niedrige T_e , wie sie für das System H_2O-KCl ($-12^\circ C$ bis $-16^\circ C$) und in einigen Fällen für $H_2O-NaCl$ ($-19^\circ C$ bis $-20^\circ C$) charakteristisch sind. Die unmineralisierten Proben zeigen eine wesentlich breitere Streuung der eutektischen Temperaturen von $-21^\circ C$ bis $-64^\circ C$ (s. Abbildung 2.65), charakteristisch für sehr unterschiedliche Fluidzusammensetzung, jedoch mit eindeutig erhöhtem Anteil an bivalenten Kationen. Insbesondere die Häufung im Bereich von $-58^\circ C$ bis $-64^\circ C$ weist auf $CaCl_2-MgCl_2-H_2O$ Lösungen.

Einschlüsse in Quarzen der P&J Mining Mineralisation haben sehr variable eutektische Schmelztemperaturen wobei primäre Einschlüsse eine deutliche Tendenz zu höheren Temperaturen zeigen. Auch hier gibt es jedoch eine deutliche Gruppe von Einschlüssen mit niedrigen ($-58^\circ C$ bis $-64^\circ C$) Eutektika. Sekundäre Einschlüsse haben überwiegend sehr niedrige T_e mit zwei Gruppierungen im Bereich von $-77^\circ C$ bis $-74^\circ C$ und $-66^\circ C$ bis $-62^\circ C$. Auffällig ist,

daß ausschließlich primäre Einschlüsse zusätzlich zur wäßrigen Phase auch Gase enthalten, sekundäre Einschlüsse hingegen sind gasfrei.

Die Messungen der Schmelztemperaturen von Hydrohalit und Eis zur Ermittlung der äquivalent-Salinitäten wäßriger Einschlüsse (s. Abbildung 2.66) der Pilgrim Mineralisation bestätigen weitestgehend das bereits durch die Te angedeutete Bild. Hydrohalitschmelze und erhöhte Salinitäten sind hier nur in einigen wenigen Einschlüssen in unmineralisiertem Quarz zu beobachten. Primäre Einschlüsse in mineralisierten Einheiten sind generell niedrig salinar. Primäre wäßrige Einschlüsse in den Proben der P&J Mining Mineralisation sind überwiegend niedrigsalinar, sekundäre Einschlüsse hingegen haben deutlich höhere Salinitäten, die zudem charakterisiert sind durch deutlich Beteiligung bivalenter Kationen.

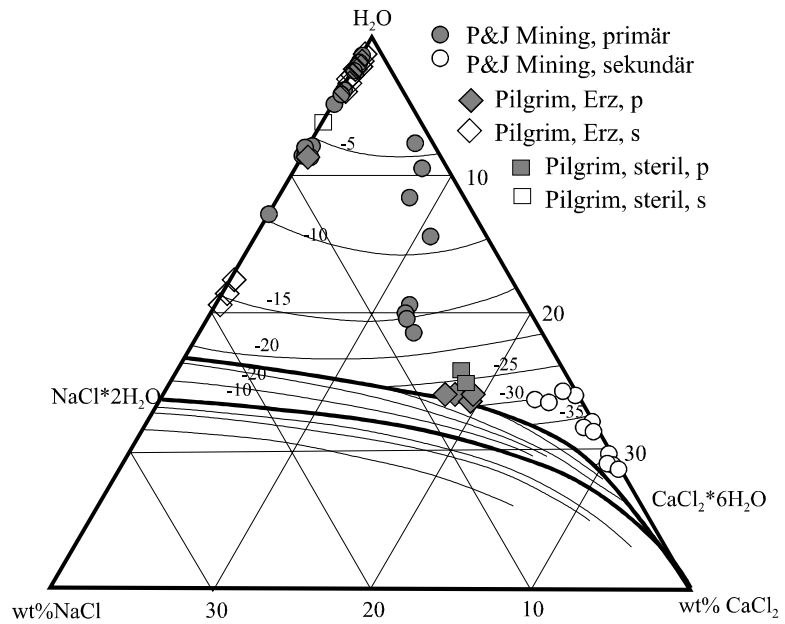


Abbildung 2.66: Die kombinierte NaCl-CaCl₂ äquivalente Salinität wäßriger Einschlüsse in mineralisierten und unmineralisierten Quarzen der Pilgrim und P&J Mining Lagerstätten.

Einige wenige primäre Einschlüsse haben offensichtlich intermediäre Salinitäten und Lösungszusammensetzung, was für eine Mischung der beiden Systeme spricht.

Die Clathratschmelzen in Gas-H₂O-Mischeinschlüssen (s. Abbildung 2.67) spiegeln generell das Salinitätsbild der Eis- und Hydrohalitschmelzen wieder. In der Pilgrim Mineralisation finden sich diese Einschlüsse primär in mineralisierten Quarzen und sekundär in sterilen Quarzen. In der P&J Mining Mineralisation hingegen finden sich Clathratschmelzen ausschließlich in primären Einschlüssen.

2.7.3.4 Die Zusammensetzung der Gasphasen

Einschlüsse, die neben der wäßrigen Phase noch eine Gasphase beinhalten, und Einschlüsse, die ausschließlich Gase enthalten kommen in beiden Gold-Mineralisationen gehäuft in mineralisierten Proben vor.

Die Schmelztemperaturen der Gasphasen, indikativ für deren Zusammensetzung, entsprechen in Einschlüssen der Pilgrim Mineralisation einer CO₂-reichen Phase mit nur geringen Beimengungen anderer Komponenten (N₂+CH₄). Die Schmelztemperaturen der Einschlüsse der P&J Mining Mineralisation weisen deutlich von den für CO₂ charakteristischen -56,6°C ab, was indikativ für CO₂-CH₄-N₂-Mischungen ist. Die Laser-Raman-

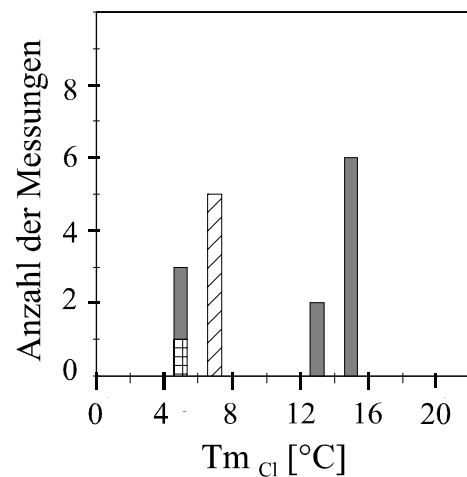


Abbildung 2.67: Clathratschmelztemperaturen wäßriger Einschlüsse in mineralisierten und unmineralisierten Quarzen der Pilgrim und P&J Mining Lagerstätten.

spektroskopischen Analysen repräsentativer Einschlüsse (s. Tabelle 2.7) bestätigen das durch die mikrothermometrische Analyse ermittelte Bild. Demzufolge enthalten die Einschlüsse der Pilgrim Mineralisation 97-98 Mol% CO₂, 2,0-2,5Mol% CH₄ und bis zu 1Mol% N₂. Die Einschlüsse der P&J Mining Mineralisation enthalten 70-97Mol% CO₂ und 3-30Mol% CH₄, N₂ konnte hier nicht nachgewiesen werden.

Mineralisation	CO ₂	CH ₄	N ₂
Pilgrim	97,50	2,50	0,00
Pilgrim	97,00	2,00	1,00
Pilgrim	98,00	2,00	0,00
P&J Mining	95,00	5,00	0,00
P&J Mining	97,00	3,00	0,00
P&J Mining	94,00	6,00	0,00
P&J Mining	87,00	13,00	0,00
P&J Mining	95,00	5,00	0,00
P&J Mining	97,00	3,00	0,00
P&J Mining	70,00	30,00	0,00
P&J Mining	70,00	30,00	0,00

Die Homogenisierungstemperaturen gashaltiger Einschlüsse (s. Abbildung 2.69) der Pilgrim Mineralisation bilden eine deutliche Häufung im Temperaturbereich von +26°C bis +32°C für überwiegend sekundäre Einschlüsse in sterilem Quarz und bei etwas niedrigeren Temperaturen (+18°C bis +30°C) für primäre Einschlüsse in mineralisiertem Quarz.

Tabelle 2.7: Ergebnisse der Laser-Raman-spektroskopischen Analyse gashaltiger Einschlüsse in mineralisierten Quarzen der Pilgrim und P&J Mining Mineralisationen (in Mol %).

Gashaltige Einschlüsse der P&J Mining Mineralisation homogenisieren bei deutlich niedrigeren Temperaturen (-10°C bis +8°C), was in erster Linie auf die erhöhten Anteile an CH₄ zurückzuführen ist.

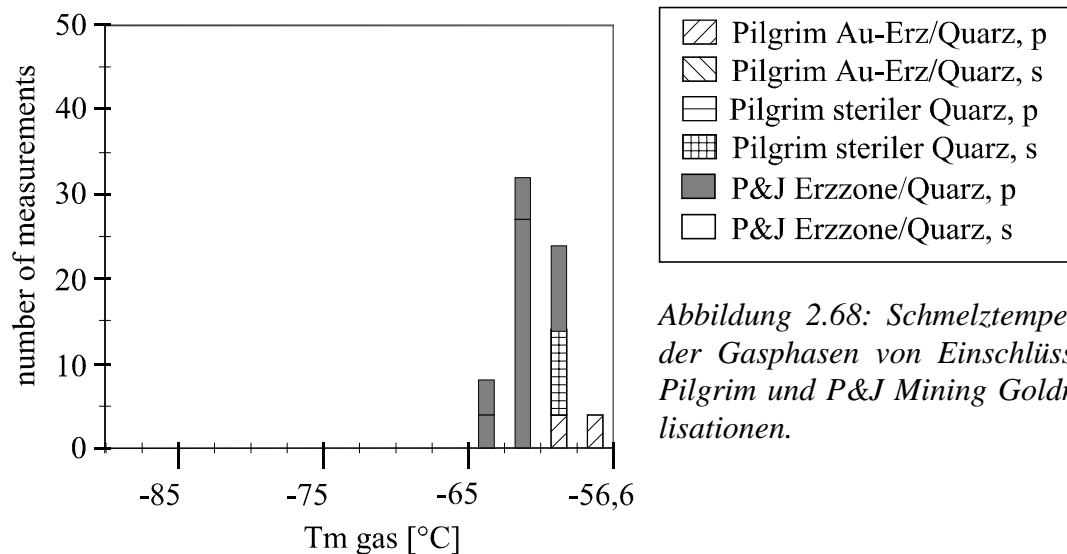


Abbildung 2.68: Schmelztemperaturen der Gasphasen von Einschlüssen der Pilgrim und P&J Mining Goldmineralisationen.

2.7.3.5 Interpretation der Kathodolumineszenz Untersuchungen, sowie der mikrothermometrischen und Laser-Raman-spektroskopischen Ergebnisse

Bereits die Durchlicht- und Kathodolumineszenz-petrographischen Untersuchungen haben angezeigt, daß während der Bildung der Goldlagerstätten von Pilgrim und P&J Mining und der zumindest teilweisen Platznahme von Pegmatiten in unmittelbarer Nähe zwei unterschiedliche Fluidsysteme aktiv waren. Weiterhin konnte bereits durch diese Untersuchungen gezeigt werden, daß die Fluide dieser beiden Systeme in den pegmatitischen und Au-

Mineralisationsquarzen zur Bildung unterschiedlicher Quarztypen und auch zu unterschiedlichen Alterationserscheinungen geführt haben.

Die mikrothermometrischen Analysen weisen ebenfalls zwei durch ihr Pauschalsalinität und ihre NaCl und CaCl₂ äquivalente Zusammensetzung unterscheidbare Fluide nach. In der Mi-

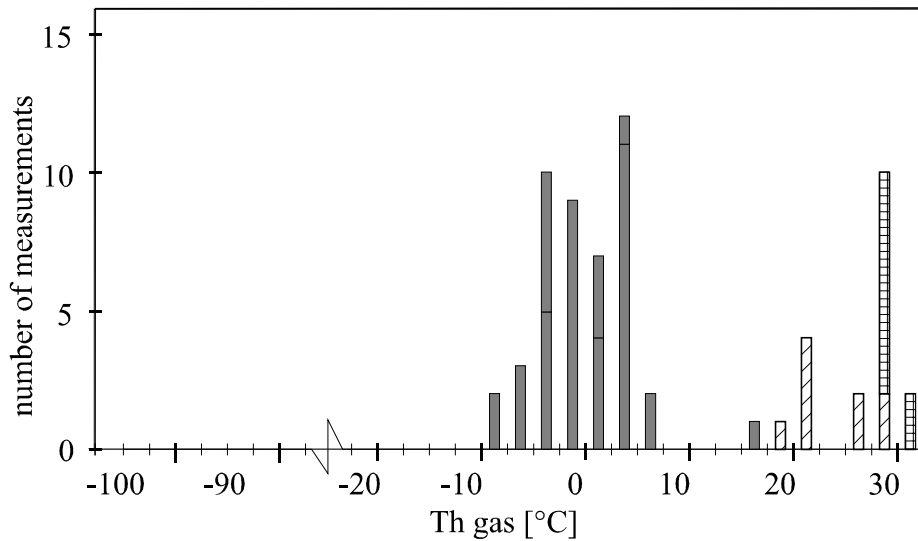
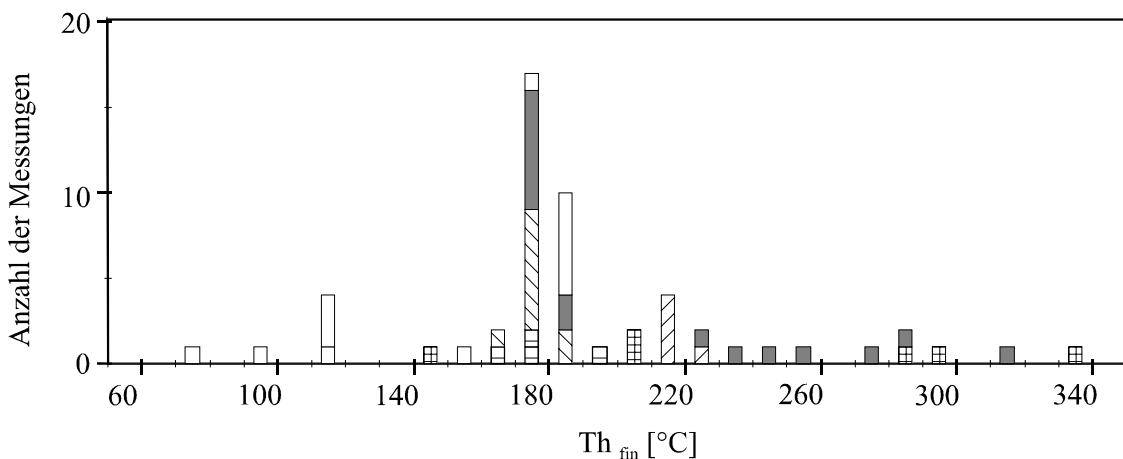


Abbildung 2.69: Homogenisierungstemperaturen der Gasphasen von Einschlüssen der Pilgrim und P&J Mining Goldmineralisationen. Legende s. Abbildung 2.68.

neralisation von Pilgrim findet sich ein niedrig-salinales, NaCl-KCL-dominiertes System mit Salinitäten von 1 bis 3 NaCl äquivalenten Gew. % in den Au-mineralisierten Proben. Kennzeichnend für dieses niedrigsalinare Fluid sind zusätzlich die häufig auftretenden gelösten Gaskomponenten, aber auch assoziierte Einschlüsse mit reinen, wasserfreien Gasphasen. Die Laser-Raman Analyse zeigt, daß es sich bei den Gasen um Mischungen aus CO₂, CH₄ und



- ▨ Pilgrim Au-Erz/Quarz, p
- ▧ Pilgrim Au-Erz/Quarz, s
- ▩ Pilgrim steriler Quarz, p
- Pilgrim steriler Quarz, s
- P&J Erzzone/Quarz, p
- P&J Erzzone/Quarz, s

Abbildung 2.70 : Homogenisierungstemperaturen wäßriger Einschlüsse in mineralisierten und unmineralisierten Quarzen der Pilgrim und P&J Mining Lagerstätten.

untergeordnet N₂ handelt. Insgesamt deutet diese Einschluß-Vergesellschaftung auf eine während der Mineralbildung stattgefundenene Phasentrennung. Das zweite innerhalb der Pil-

grim Mineralisation anzutreffende Fluid ist dominiert durch bivalente ($MgCl_2$, $CaCl_2$) Kationen bei deutlich höherer Gesamtsalinität, die in einigen Fällen 20 äquivalente Gew.% überschreitet. Gelöste Gase konnten in diesen Einschlüssen nur in einigen wenigen Fällen nachgewiesen werden.

Weniger eindeutig stellt sich das Bild der Fluid-Systeme im Falle der P&J Mining Mineralisation dar, dennoch lassen sich auch hier zwei Systeme unterscheiden. Primäre Einschlüsse haben eutektische Temperaturen, die sehr variable Lösungszusammensetzungen andeuten. Sekundäre Einschlüsse hingegen haben vielfach deutlich niedrigere Te, teilweise bis $-76^\circ C$. Wie die Dreiecksdarstellung des Systems $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Abbildung 2.66) zeigt läßt sich diese Variation aber durch Mischung zweier Fluide erklären. Die Endglieder dieser Mischungen entsprechen weitestgehend den im Falle von Pilgrim wesentlich deutlicher hervortretenden Charakteristika der beiden unterschiedlichen Fluid-Systeme. Eine weitere Gemeinsamkeit der Pilgrim und P&J Mining Mineralisationen ist die Vergesellschaftung primärer wäßriger und gashaltiger Einschlüsse, die im Falle der P&J Mining Mineralisation deutlich höhere Gehalte an CH_4 haben.

Die Homogenisierungstemperaturen der wäßrigen Einschlüsse der Goldmineralisationen zeigen ein Maximum bei $170^\circ C$ bis $190^\circ C$ für gasfreie Einschlüsse. Die Maximalen Homogenisierungstemperaturen liegen jedoch wesentlich höher (bis $340^\circ C$, Pilgrim; bis $320^\circ C$, P&J Mining), diese Temperaturen wurden jedoch gemessen an Einschlüssen die neben der wäßrigen noch eine Gasphase enthalten. Wenn man von einer Gassättigung der Fluide ausgeht, wofür zumindest im Falle der Pilgrim Mineralisation deutliche petrographische Hinweise bestehen, so können diese höheren Temperaturen als Bildungstemperaturen angesehen werden. Auf die Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen der Mineralisationsprozesse wird jedoch weiter unten (Kapitel 4.3) näher eingegangen.

2.8 Abschließende Zusammenfassung zur Entwicklung im südöstlichen Simbabwe Kraton

Aufbauend auf den hier vorliegenden Ergebnissen kann die Entwicklung des südwestlichen Simbabwe Kratons, also des Gebietes des Mutare-Odzi Grünsteingürtels und der umgebenden Gneise und Granitoide, nachvollzogen werden.

Die ältesten Spuren geologischer Prozesse, die sich mit den angewandten Methoden nachweisen lassen sind die Isotopenverhältnisse von Sm und Nd. Diese Daten belegen die Abtrennung eines umfangreichen krustalen Protolithen vom Mantel im Zeitraum von 3,2Ga bis ca 2,8Ga - das Ausgangsmaterial für die Wedza Gneise und Granitoide. Dieser ungewöhnlich lange Zeitraum ist jedoch dahingehend zu bewerten, daß ein initial gebildeter Protolith im nachfolgenden immer wieder durch erneute Manteleinträge kontaminiert wurde. Es bestand demzufolge eine zumindest partielle Verbindung zwischen Kruste und Mantel.

In den gleichen Zeitraum fällt die Bildung der basalen ultramafischen und basaltischen Einheiten des Grünsteingürtels in einem subaquatischen Milieu. Letzteres ist belegt durch gebänderte Eisensteine (BIF) und Ausbildung von Pillow-Strukturen in den Basalten. Die ursprünglich regionale Erstreckung dieser Einheiten läßt sich heute nicht mehr erkennen, das Vorkommen von Linsen aus Grünstein-Material mit eingeschalteten BIF-Lagen mag jedoch als Hinweis auf eine regionale Ausbildung dieses Krustentypes gewertet werden. Der Vergleich mit den ca. 3,5Ga alten Gneis Komplexen östlich des Belingwe Grünsteingürtels zeigt, daß die pre-existente Kruste der jüngeren im Bereich des Mutare-Odzi Grünsteingürtels sehr ähnlich war:

„Infolded with the early gneisses are greenstone belt relicts which include amphibolite, ultramafic rocks, quartz schist and banded ironstone.“ (Bickle et al. 1993, S. 43).

Im Gebiet des Mutare-Odzi Grünsteingürtels wurde diese ältere Kruste jedoch vollständig verdrängt, wie die Sm/Nd Isotopenverhältnisse deutlich zeigen. Weitere Zeugen der Vorgeschichte der archaischen Kruste in Simbabwe sind Zirkone aus sedimentären Einheiten des Oberen Bulawayan, dem hier auch die Mbeza Einheiten des Mutare-Odzi Grünsteingürtels zugeordnet werden, aus den im Osten liegenden Belingwe und Buchwa Grünsteingürteln. Kumulative Alter dieser Zirkone liegen bei 3800, 3600, 3460, 3350 und 3200Ma (Dodson et al. 1988, Tsomondo et al. 1992). Diese Daten belegen das Alter der prä-existenten Kruste, die als Abtragungsraum für die Bulawayan Sedimente zur Verfügung stand. Die Zusammensetzung der Sedimente läßt auf ein von mafischen und ultramafischen Gesteinen geprägtes Abtragungsgebiet schließen.

Das Mindestalter der basalen Einheiten des Mutare-Odzi Grünsteingürtels wird bestimmt durch das Intrusionsalter des Penhalonga Tonalites mit 2743 ± 3 Ma. Zumindest zeitlich besteht demzufolge eine gemeinsame Genese der den Grünsteingürtel umgebenden „Wedza“ Gneise und der basalen Gesteinseinheiten des Grünsteingürtels. Weiterhin zeigen die SEE-Verteilungen des Penhalonga Tonalites eine sehr große Ähnlichkeit mit denen der primitiven Endglieder der Wedza Serie. Es ist daher durchaus plausibel, daß der Penhalonga Tonalit komagmatisch mit den Wedza Gesteinen ist und ein primitives Anfangsglied dieser Entwicklungsserie darstellt.

Die weiteren Entwicklungen Wedza Serie läßt sich nicht im Detail nachvollziehen, dennoch ist der Prozeß an sich darstellbar. Sowohl die Sm/Nd Isotopien als auch die SEE-Verteilungen charakterisieren einen intensiven, internen Recyclingprozess. Während dieses Prozesses kam es zu einer progressiven Differenzierung durch wiederholte, equilibrierte partielle Aufschmelze, die belegt ist durch die Ausbildung einer negativen Eu-Anomalie bei zunehmender SEE Anreicherung der Wedza Gesteine. Die letzte Stufe der progressiven magmatischen Entwicklung der Wedza Serie ist dokumentiert in anatektischen Pegmatiten mit einem Bildungsalter von 2.65 bis 2.6Ga (Herzog 1960, Nicolaysen, 1962). Diese anatektischen Pegmatite sind repräsentativ für das Wärmemaximum der regionalen Metamorphose. Das Ausklingen der magmatischen Prozesses der Wedza Serie im Zeitraum von 2585^{+36}_{-33} Ma bzw. 2507^{+111}_{-97} Ma ist festgehalten in den U/Pb Isotopenverhältnissen als Kristallisationsalter von Zirkonen.

Im Bereich des Grünsteingürtels ist dieser Entwicklungszeitraum gekennzeichnet durch intensive tektonische Aktivität und die Ablagerung klastischer Sedimente. Der Beginn dieser Entwicklungsphase ist markiert durch eine deutliche Diskordanz die gefolgt wird von konglomeratischen Schüttungen. Dieses Ereignis ist insofern signifikant, als die erosive Diskordanz und das Einsetzen klastischer Sedimentation eine Heraushebung von Teilen der Kruste und die damit einhergehende Ausbildung eines Erosionsraumes belegen. In der fortschreitenden tektonischen Entwicklung werden nachfolgend spezielle Sedimentationsräume herausgebildet, die gefüllt werden mit den Abtragungsprodukten dieses neuentstandenen Hinterlandes. Eine genauere Bestimmung des Provenanzgebietes der Sedimente liegt für den Mutare-Odzi Grünsteingürtel nicht vor. Die Korrelation mit dem Bulawayan der Belingwe und Buchwa Grünsteingürtel würde auf eine prä-existente, mafisch bis ultramafische Kruste eines Alters von ca. 3,8Ga bis 3,2Ga im Hinterland des Mutare-Odzi Grünsteingürtels hindeuten. Kompressive Deformation führt schließlich zur Ausbildung regionaler sinistral - transpressiver Scherzonensysteme. In diesen Entwicklungszeitraum fällt ebenfalls die Bildung der Goldlagerstätten ($2,67 \pm 0,11$ Ga, Scheelit-Sm/Nd Alter; 2,65Ga Pb/Pb Modellalter) in Scherzonen, die sich kinematisch der Hauptdeformationsphase zuordnen lassen. Die weitere tektonische Entwicklung führt schließlich auch zur Absenkung suprakrustaler Einheiten in Tiefen

groß genug für die Bildung andesitischer Schmelze, die im östlichen Abschnitt des Mutare Grünsteingürtels extrudiert und die andesitischen Agglomerate der Mbeza Folge bilden.

Die NW-SO gerichtete kompressive Deformation, die sich über den gesamten Simbabwe Kraton nachvollziehen läßt, führt zu einer deutlichen Krustenverdickung und auch Krustenstabilisierung. Erst beim Abklingen von Metamorphose und Deformation werden um 2448^{+350}_{-167} Ma bis 2402^{+12}_{-11} Ma die spät- bis post-tektonischen Chilimanzi Granitoide gebildet. Ihre Sm/Nd Isotopenverhältnisse deuten auf eine erneute Beteiligung von Mantelkomponenten. Hierin liegt möglicherweise ein Zusammenhang mit der Bildung des Great Dyke, der einerseits in eine bereits stabilisierte Kruste eindringt, dessen Alter von 2460 ± 16 Ma (Hamilton, 1977) jedoch mit dem der Chilimanzi Serie zusammenfällt.

Gold Mineralisationen sind gebunden an Strukturen, die während der kompressiven Deformation angelegt wurden. Die innige Verwachsung von pegmatitischem und Scherzonen gebundenem Quarz, die sowohl im makroskopischen Geländebefund, als auch im mikroskopischen Bild und den Kathodolumineszenzuntersuchungen deutlich wird, belegt eine zumindest temporär gleichzeitige Entstehung von Pegmatiten und mineralisierten Scherzonen. Regionale, exemplarische Analyse der Goldgehalte unterschiedlichster Gesteinseinheiten zeigt hierbei, daß der Goldanreicherungsprozess nicht linear, sondern exponentiell war. In allen Fällen läßt sich eine strukturelle kontrollierende Komponente der Mineralisation zeigen. Dies wird dahingehend interpretiert, daß ein regional aktives (Fluid)System durch strukturelle Kontrolle in bevorzugte Positionen fokussiert wurde und dort aufgrund veränderter physiko-chemischer Randbedingungen zur Mineralbildung führte. Zu diesem Prozeß wird im Kapitel 5 ein Lagerstätten-Genesemodell vorgeschlagen.

Fluide Phasen lassen sich nicht (mehr) allen diesen Entwicklungsprozessen eindeutig zuweisen, es können jedoch mehrere, in ihrer Zusammensetzung sehr unterschiedliche Fluidsysteme identifiziert werden. Auffallend ist, daß in nahezu allen untersuchten Proben mindestens zwei unterschiedliche Fluide nachweisbar sind.

Proben aus Quarzadern metamorpher Bildung enthalten primäre Einschlüsse deren wäßrige Phase dominiert wird von NaCl und die in der Regel assoziiert oder gemischt sind mit CO₂-CH₄. Das Verhältnis von CO₂ zu CH₄ in diesen Proben erscheint vielfach abhängig von der Beschaffenheit des Nebengesteins. In mafischen/ultramafischen Gesteinen ist der CH₄ Gehalt in der Regel deutlich erhöht, bis hin zu reinen CH₄ Einschlüssen. Granitische und gneisische Nebengesteine enthalten meist Einschlüsse mit überwiegend CO₂ als volatiler Komponente. Auffallend ist die deutliche Zunahme gashaltiger Einschlüsse im Umfeld von Scherzonen und Störungen, insbesondere solchen die Au-mineralisiert sind. Das zweite Fluidsystem, daß in den metamorphogenen Proben nachweisbar ist, tritt überwiegend als sekundäre, also spätere Bildung auf. Die ausschließlich wäßrigen Fluide in diesen Einschlüssen sind meist hochsalinar, wobei die Salinität sehr stark durch bivalente Kationen (Ca²⁺, Mg²⁺) geprägt ist. Volatile Komponenten (CO₂, CH₄) fehlen in diesen Fluiden.

Fluide in Einschlüssen in Quarz pegmatitischer oder migmatitischer Genese sind in erster Linie charakterisiert durch sehr variable Zusammensetzungen der gelösten Komponenten. Die meist moderaten, NaCl-dominierten Salinitäten der wäßrigen Phasen sind bei zunehmender Salinität durch bivalente Kationen gekennzeichnet. Die Einschlüsse ähneln in ihrer Zusammensetzung weitestgehend denen in metamorphen Quarzen. Wie in den metamorphen Quarzen ist ein Zusammenhang zum Nebengestein der Pegmatite und Migmatite zu erkennen. Primäre Einschlußgenerationen enthalten vielfach neben unterschiedlich salinaren wäßrigen Lösung auch CO₂ und/oder CH₄. Sekundäre Einschlüsse sind von sehr komplexer Zusammensetzung, haben jedoch in der Regel niedrigere Salinitäten, wie sie für pegmatitische Systeme charakteristisch sind. Die starke Ähnlichkeit der Zusammensetzung der Fluide in Einschlüssen in metamorphen und in pegmatitisch/migmatitisch gebildeten Quarzen zeigt, daß beide Quarztypen in Gegenwart des gleichen Fluidtyps gebildet wurden.

Fluide in Mineralbildungen gebunden an jüngere Störungssysteme zeigen ebenfalls eine deutliche Bimodalität der Salinität. Aufgrund der geologischen Position der Störungssysteme ist davon auszugehen, daß das bei dieser Mineralbildungsphase beteiligte Fluidsystem von dem in metamorphen und pegmatitisch/migmatitischen Bildungen unabhängig war. Im Kontrast zu den älteren, an Metamorphose, Pegmatite und Migmatite gebundenen Systemen sind die Einschlüsse dieser jüngeren Fluide jedoch bei deutlich niedrigeren Temperaturen gebildet worden. Weiterhin treten volatile Komponenten wie CO_2 oder CH_4 in diesem System nicht auf.

Die geologische Bearbeitung hat bereits gezeigt, daß Metamorphose und Migmatisierung, bzw. Pegmatitbildung sich zeitlich überlagern. Dieser ursprüngliche Befund spiegelt sich auch in Fluid-Einschlußpopulationen wieder. Gashaltige Fluide aus der metamorphen Devolatilisierung finden sich sowohl in den metamorphen Quarzen, als auch in den pegmatitischen und migmatitischen Proben wieder. Auch die Pegmatit-begleitenden, typischerweise niedrig salinaren Fluide komplexer Zusammensetzung lassen sich eindeutig zuordnen. Enigmatisch in ihrer Zuordnung zu einem bestimmten geologischen Ereignis bleiben die hochsalinaren häufig durch bivalente Kationen charakterisierten wäßrigen Fluide. Die in den metamorphen, pegmatitischen und migmatitischen Quarzen identifizierten Fluide sind, aufgrund des zeitlichen Rahmens der Aktivität der entsprechenden Fluidsysteme und ihrer genetischen Bezüge zu den jeweiligen Wirtsmineralen, Systemen zuzuordnen, die zusammenfallen mit der Bildung der Redwing/Rezende, Pilgrim und P&J Mining Gold-Lagerstätten.

Die wäßrigen Einschlüsse der unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/ Rezende Goldlagerstätte zeigen sehr variable Salinitäten, mit einer Signatur, wie sie für gelöstes NaCl und KCl typisch ist. Gleichermäßen lassen sich jedoch anhand der eutektischen Temperaturen auch Fluide mit CaCl_2 bzw. MgCl_2 postulieren. Letztere treten zwar meistens gegenüber den NaCl-KCl reichen Fluiden in den Hintergrund, im Bereich der Rezende und auch der Pilgrim Mineralisation sind sie jedoch deutlich entwickelt. Weiterhin signifikant für die mineralisierten Einheiten ist ein sehr hoher Gehalt an gasreichen oder ausschließlich Gase enthaltenden Einschlüssen. Dieses gehäufte Vorkommen von gasreichen Einschlüssen in den mineralisierten Einheiten ist ein besonderes Merkmal, das die Mineralisationen von den im weiteren Umfeld untersuchten Proben deutlich abhebt. Insbesondere die Mineralisation der Rezende und Pilgrim Scherzonen zeichnet sich aus durch eine nur gering Anzahl wäßriger Einschlüsse und die deutliche Dominanz von Gasen. Hier findet sich auch neben den sonst in allen Verhältnissen vorkommenden CO_2 und CH_4 Komponenten zusätzlich N_2 , der durch Laser-Raman-Spektroskopie nachgewiesen wurde. Die herausragendste Gemeinsamkeit der Einschluß-Zusammensetzung der Redwing/Rezende Mineralisation mit denen der Pilgrim und P&J Mining Vorkommen ist das gehäufte Auftreten gasreicher, überwiegend CO_2+CH_4 - Gemische enthaltenden Fluide. Die enge Vergesellschaftung von wäßrigen Einschlüssen mit hauptsächlich NaCl-KCl Salinitäten und gasreichen Einschlüssen des Systems CO_2-CH_4 einerseits und das gemeinsame Auftreten von $\text{CaCl}_2-\text{MgCl}_2$ haltigen, wäßrigen und N_2 -haltigen gasreichen Einschlüssen ist ein deutlicher Hinweis auf zwei unterschiedliche Fluid-Quellen. Das durch NaCl-KCl+Gase charakterisierte System entspricht dem großregional in metamorphen und pegmatitisch/migmatitischen Quarzen identifizierten, die N_2 -haltigen Fluide deuten möglicherweise auf eine Fluidquelle in einem tieferen Krustenstockwerk hin, mit dem die Scherzonen von Pilgrim und Rezende hydraulisch in Verbindung standen.

Durch den Vergleich der Befunde an Quarz aus dem weiteren Umfeld, dem direkten Nebengestein und den mineralisierten Einheiten der Erzzone wird deutlich, daß die eingeschlossenen Fluide zu den Mineralisationen hin zunehmend gasreicher wurden. Dies kann einerseits bedeuten, daß die Fluide aus denen die Wirtsminerale gebildet wurden zunehmend gasreicher wurden, oder, daß durch einen progressiven Phasenseparationsprozeß im Umfeld der aktiven Scherzonen wiederholt gasreiche und gasarme Fluide nebeneinander existierten. Die

sehr unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften der gasreichen und wasserreichen Phasen führten dann zu einer bevorzugten Bildung von Gaseinschlüssen. Auf diese Mechanismen wird im Kapitel 4.2.3 im Detail eingegangen.

3 DAS PALÄOPROTEROZOIKUM: GOLDMINERALISATION UND KRUSTENBILDUNG IN GHANA, WESTAFRIKA

Das paläoproterozoische Eburnian West Afrikas und das zeitliche Äquivalent, das Transamazonian Südamerikas (insb. Brasiliens) werden häufig verglichen mit den archaischen Granit-Grünstein Arealen. Eine Reihe von grundlegenden Ähnlichkeiten machen diesen Vergleich sinnvoll. So ist das Paläoproterozoikum in West Afrika und Brasilien gekennzeichnet durch langgestreckte, gelegentlich sigmoidale Vulkanitgürtel, die sich über weite Flächen mit überwiegend Granit/Gneis Einheiten und suprakrustalen Gesteinen abwechseln. Die suprakrustalen Einheiten enthalten zum Teil sehr große, den archaischen Eisenformationen ähnliche Vorkommen an gebänderten Eisenerzen (z.B. Itabira, Brasilien), die jedoch hier zunehmend assoziiert sind mit Mangan-reichen Serien oder selbst erhöhte Anteile an Mangan enthalten (z.B. Nsuta, Ghana, s. Gebert, 1989). In den archaischen Gebieten Simbabwe dominieren die 'Algoma'-Typ Eisenformationen, charakterisiert durch wesentlich höhere Anteile an Magnetit im Vergleich zu Hämatit. Dieser BIF Typus wird generell auf vulkanisch-exhalative Prozesse zurückgeführt (Guilbert & Park, 1996). Die Eisenformationen des Paläoproterozoikums hingegen sind überwiegend dem 'Superior'-Typ zuzuordnen, und ihre Genese wird generell in den Zusammenhang mit zunehmendem (z.B. biogenen) Sauerstoffgehalt der Atmosphäre gestellt. Ausgedrückt wird dieser genetische Unterschied auch in der mineralischen Zusammensetzung bei der in den paläoproterozoischen BIFs der Hämatitgehalt vergleichsweise erhöht ist, der Hauptanteil des Eisens ist hier jedoch gebunden an Magnetit-Eisen-Silikaten. Typische Vertreter dieser paläoproterozoischen BIFs sind die brasilianischen Itabirite.

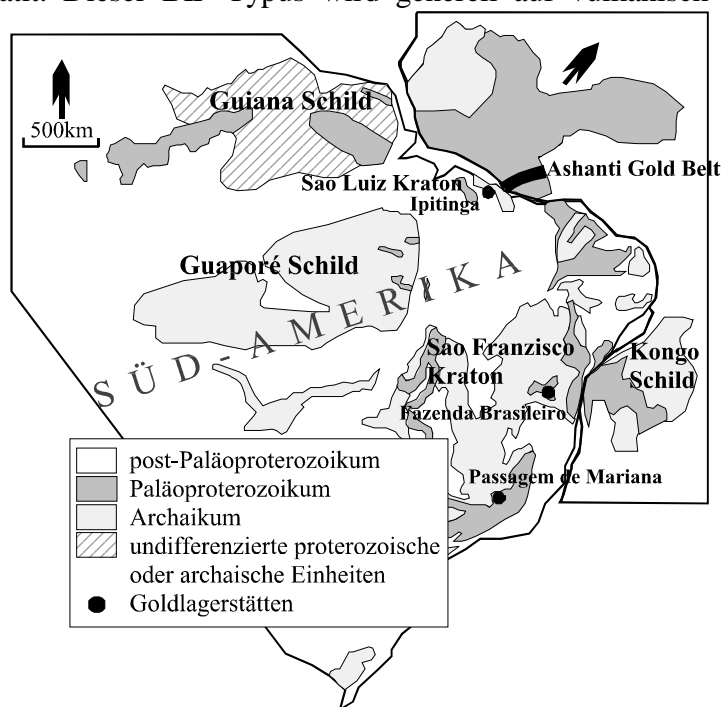


Abbildung 3.1: Rekonstruktion des paläoproterozoischen Superkontinentes der Einheiten von West und Zentral Afrika und dem NO-Südamerika. (nach Schmidt Mumm, 1997)

Die paläoproterozoischen Einheiten sowohl Brasiliens als auch West Afrikas (z.B. Ghana) enthalten zahlreiche epigenetische Goldlagerstätten, deren jeweilige Genese auf vergleichbare Prozesse zurückzuführen ist (Schmidt Mumm, 1997). Diese epigenetischen, überwiegend an Scherzonen gebundenen Goldlagerstätten des Ashanti Gold Belts ähneln weitestgehend vergleichbaren Vorkommen im Archaikum sowohl des südlichen Afrikas als auch z.B. West Australiens. Ähnlich der Situation im Archaikum sind auch im Paläoproterozoikum diese epigenetischen Vorkommen an tholeiitisch-basaltische Vulkanitgürtel gebunden.

Syngenetische Goldvorkommen in den basalen Konglomeraten des Tarkwaian in Ghana werden von Klemd et al. (1993) mit dem Witwatersrand verglichen, es fehlen im Tarkwaian jedoch die für den Witwatersrand typischen, uranhaltigen Minerale und auch Pyrit tritt nur

untergeordnet in diskordanten Gängchen auf. Im Schwerminrealkonzentrat der Tarkwaian Konglomerate findet sich gehäuft detritischer Magnetit.

Die unterschiedlichen epigenetischen Goldlagerstätten des Ashanti Belts werden im Weiteren anhand strukturgeologischer, petrographischer und geochemischer Parameter beschrieben und die Bildungsprozesse rekonstruiert. Als zentrale Untersuchungsmethode für die Rekonstruktion der Fluid-thermalen Mineralisationsprozesse wurde wiederum die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen gewählt um die Zusammensetzung der mineralisierenden fluiden Phasen zu charakterisieren. Die Rekonstruktion der Druck und Temperaturbedingungen der Mineralisationsprozesse der Goldlagerstätten des Ashanti Vulkanitgürtels ist in Kapitel 4.4 ausgeführt.

3.1 Einleitung und regionale Geologie

Weite Bereiche des südlichen Westafrika werden eingenommen von paläoproterozoischen Einheiten, respektive dem Birimian (s. Abbildung 3.2). Im Westen stehen die birimischen Einheiten in einem tektonischen Kontakt mit dem archaischen kratonalen Nukleus des *Man Schildes*, auf den das Birimian während der eburnischen Orogenese (ca. 2,1- 1,9 Ga) aufgeschoben wurde. Im Osten grenzen die paläoproterozoischen Einheiten an den Benin-Nigeria Schild, der im Rahmen der panafrikanischen Orogenese auf diesen bereits konsolidierten, paläoproterozoischen Kraton aufgeschoben wurde.

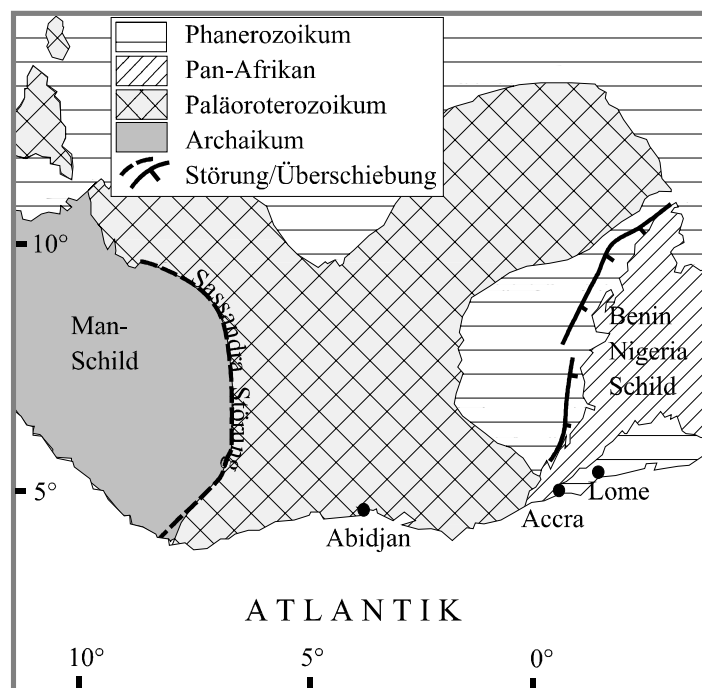


Abbildung 3.2: Regionalgeologische Übersicht des südlichen Westafrika.

Die Geologie Ghanas (s. Abbildung 3.3) wird geprägt

durch die NO-SW streichenden, paläoproterozoischen Vulkanitgürtel und die dazwischen liegenden sedimentären Becken der Birimian Supergroup (ca. 2.2 - 2.1 Ga). Junner (1935, 1940) hat für des Birimian eine stratigraphische Unterteilung in Lower Birimian (Vulkanoklastite, Wacken, Argillite und chemische Sedimente) für die sedimentären Becken und Upper Birimian (Basalte mit eingeschalteten Sedimenteinheiten) für die Vulkanitgürtel definiert. Leube und Hirdes (1986) und Leube et al. (1990) reinterpretierten das Birimian dahingehend, daß sie das von Junner definierte Lower und Upper Birimian als kontemporäre Bildung ansahen. Hierbei bilden die sedimentär-vulkanoklastischen Serien der Sedimentbecken das distale Fazies-Äquivalent der überwiegend basaltischen Vulkanitgürtel.

Die geologische Entwicklung des Paläoproterozoikums im südlichen West Afrika und ihr zeitlicher Rahmen wird durch die umfangreichen Geländearbeiten und zahlreichen Datierungen mit unterschiedlichen Methoden in den Arbeiten von Hirdes et al. (1992), Davis et al. (1994), Oberthür et al. (1994, 1998), Taylor et al. 1992, Boher et al. (1992) und Davis et al.

(1994) beschrieben. Innerhalb der Vulkanitgürtel werden die birimischen Einheiten überlagert von molasseartigen Sedimenten der Tarkwaian Gruppe, die als Erosionsprodukt der birimischen Einheiten interpretiert werden (Leube et al. 1990, Davis et al. 1994). Die Tarkwaian Sedimente sind von Bedeutung durch die in die basalen Einheiten eingeschalteten, teil-

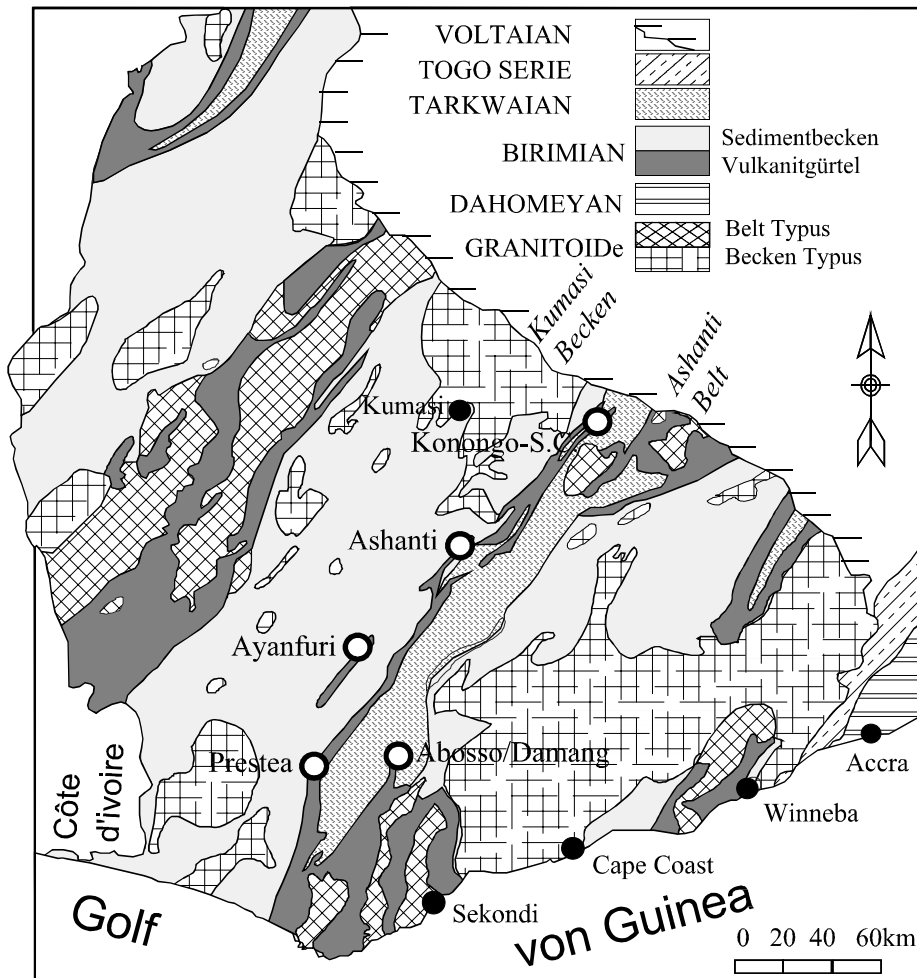


Abbildung 3.3: Geologische Übersichtskarte Ghanas mit den Lokationen der bearbeiteten Goldlagerstätten (nach Schmidt Mumm et al. 1997).

weise goldführenden Konglomerate, die überlagert werden von Quarziten und Phylliten. Beide Einheiten wurden während der eburnischen Orogenese (2.1 - 1.8Ga; Abouchami et al. 1990, Hirdes et al. 1996) verfaltet und der Regionalmetamorphose unterzogen. Der Metamorphosegrad der birimischen Einheiten erreicht regional die obere Grünschiefer Fazies, im Bereich der umfangreichen granitischen Intrusionen wird aber auch die Amphibolit Fazies erreicht (Boher et al. 1992).

Ähnlich wie die Grünsteingürtel des südlichen Simbabwe Kratons, bestehen die basalen, magmatischen Einheiten des Birimian aus mächtigen Folgen tholeiitischer Basalte mit geochemischen Signaturen von Flutbasalten, lokal können Pillow Strukturen ausgebildet sein, was auf eine zumindest teilweise subaquatische Ablagerung schließen lässt. Die unterlagernden Einheiten sind bisher nur wenig, in Form unvollständiger Ophiolite identifiziert. Die tholeiit-basaltischen Einheiten enthalten keine signifikanten klastischen Sedimenteinschlüssen (Abouchami 1990). Die darüberliegenden Schwarzschiefer und Tonsteine belegen ein pelagisches Ablagerungsmilieu. Erst in der weiteren Entwicklung folgen signifikante klastische Einträge, die als Erosionsprodukt der basalen Magmatite angesehen werden (Leube et

al., 1990). Wie Boher et al. (1992) durch umfangreiche Isotopen-geochemische Bearbeitung detritischer Zirkone in diesen Serien zeigen, fehlen in diesen klastischen Einträgen Hinweise auf Beiträge aus archaischen Grundgebirgs-Einheiten. Die Entstehung dieser abysalen Becken fand demzufolge fernab prä-existenter kontinentaler Kruste statt. Die klastischen Sedimente belegen vielmehr eine partielle Heraushebung krustaler Segmente, die erodierten Gebiete bestanden jedoch aus paläoproterozoischen Einheiten. Der „geologische Kontakt“ zu den archaischen Gebieten (Man Schild im Osten, Benin-Nigeria Schild im Westen) entstand somit erst während der nachfolgenden tektonischen Entwicklung, dem Eburnian bzw. Pan-Afrikan.

Der Ashanti Vulkanitgürtel (Ashanti Belt) wird im Westen durch das Kumasi Becken und im Osten durch das Cape Coast Becken begrenzt. Großregional bildet der Ashanti Belt ein langgestrecktes Synklinorium, mit den klastischen Tarkwaian Einheiten im Zentrum. Aufgrund seiner lithologischen Zusammensetzung wird der Ashanti Vulkanitgürtel auch als paläoproterozoischer Grünsteingürtel bezeichnet (z.B. Shackleton, 1995). Der Ashanti Belt bestehen aus mächtigen Folgen tholeiitischer Magmatite mit eingeschalteten Karbonaten und schlecht sortierten, klastischen Sedimenten. Kissenlaven, Tonsteine und chemische Sedimente mögen auch hier als Hinweis auf ein pelagisches Ablagerungsmilieu gewertet werden. Der in Teilen des Vulkanitgürtels nebeneinander vorkommende tholeiitische und kalk-alkalische Vulkanismus wird von Milesi et al. 1992 mit einer späten Riftphase in konsolidierter, komplex aufgebauter Kruste oder als Produkt eines 'Back-Arc' Vulkanismus diskutiert. Aufgrund der im Vergleich zu den tholeiitischen Vulkaniten deutlich jüngeren Stellung der kalk-alkalischen Komponente, die als Gänge in den obersten Einheiten des Birimian auftreten, ist jedoch eine Entstehung im Rahmen einer späten Riftphase naheliegender.

Die birimischen Einheiten der Sedimentbecken und Vulkanitgürtel wurden intrudiert von prä-, syn- und post-kinematischen Granitoiden. Während die frühen Granite eine eher trondhjemitische Signatur tragen, tendieren die spät- und post-tektonischen Intrusiva zu kalk-alkalischen Zusammensetzungen. Im Sinne von Chappel & White (1974) wären die Granitoide als *I-Type* zu klassifizieren. Ob einer derartige, auf plattentektonischen Konzepten beruhende Klassifizierung zulässig oder sinnvoll ist bleibt jedoch zu zeigen. Ihre geologische Position läßt sie eher als *S-Type mit primitiver Sr_{int}-Signatur, abgeleitet aus wenig maturen, vulkanogenen Klastiten* erscheinen.

Für die Vulkanite des Ashanti Belts wurde von Taylor et al. 1992 ein Sm/Nd Whole Rock Minimumalter von 2166 ± 66 Ma ermittelt. Die Kristallisationsalter (U/Pb Zirkon und Zirkon-Einzelkorn Analysen) der Granitoide in den Sedimentbecken und Vulkanitgürteln überlagern sich größtenteils und zeigen nur eine geringe zeitliche Trennung der Intrusionsereignisse. Die den Vulkanitgürtel intrudierenden komagmatischen Granitoide ergaben durch Zirkon-Mineralfraktionen und -Einzelkorn U/Pb Isotopenbestimmungen Alter von 2172 ± 2 Ma (Hirdes et al 1992) und 2097 ± 2 Ma (Oberthür et al. 1998), letzteres von 2097 ± 22 Ma wurde an einem post-tektonischen, das Tarkwaian intrudierenden Granitoid im Ashanti Belt bestimmt und belegt das Ende der Bildungsperiode der Magmatite im Ashanti Belt. Granite welche die Beckensequenzen intrudieren ergaben Kristallisationsalter von 2116 ± 2 - 2087 ± 1 Ma (Hirdes et al. 1992). Neuere Arbeiten von Oberthür et al. (1998) zeigen ein Intrusionsereignis in Beckenrandlage im Zeitraum von $2106 \pm 1,5$ - $2103 \pm 1,7$ Ma an. Detritische Zirkone in den Birimischen Sedimenten im Gebiet der Ashanti Goldlagerstätte und dem Kumasi Becken (Davis et al. 1994) ergaben ein Zirkon-Einzelkorn U/Pb Alter von jeweils 2154 ± 2 Ma und 2135 ± 5 Ma, die als Mindestalter der Sedimentablagerung angesehen werden. Die U/Pb Alter metamorph/hydrothermal gebildeten Titanites von 2105 ± 5 - 2086 ± 4 Ma (Oberthür et al. 1998) fallen zusammen mit den Zirkon-Einzelkorn Alter eines alterierten Granitoids nahe

der Ashanti Mineralisation von $2106_{\pm 2}$ - $2104_{\pm 2}$ Ma (Oberthür et al. 1998) und werden von Oberthür et al. (1998) als Indikator für den Zeitraum der Goldmineralisation angesehen.

Boher et al. (1992) stellen in ihrer Untersuchung des gesamten westafrikanischen Kratons anhand von U-Pb Altersbestimmungen und der Isotopenverhältnisse von Sm-Nd und Rb-Sr sehr umfassend den Krustenentwicklungsprozeß des Birimian dar. Die Genese des Protolithen kann anhand der Sm-Nd Isotopien auf ein T_{DM} von 2,48 - 2,05Ga begrenzt werden. Hierbei entfallen die älteren Werte (2,39 - 2,48 Ga) auf Intrusiva aus der Nähe archaischer Krustensegmente in Guinea, was als Indiz für eine partielle Assimilation älteren Krustengesteins in die Granitmagmen zu interpretieren ist. Diese Abhängigkeit ist jedoch nicht systematisch. Die Kristallisationsalter sowohl der Granitoide und Gneise, bestimmt durch U-Pb Isotopenverhältnisse (Zirkon-Einzelkorn und SHRIMP Datierungen) und in Einzelfällen Rb-Sr Gesamtgesteindatierungen bedecken den Zeitraum von $2186_{\pm 16}$ Ma bis $2098_{\pm 11}$ Ma, vergleichbar zu den Daten von Taylor et al. (1992), Hirdes et al. (1996, 1992) und Oberthür et al. (1994, 1998).

Der Krustenbildungsprozeß, von der Abtrennung des Protolithen vom Erdmantel bis zur Platznahme post-tektonischer Granitoide kann nach diesen Ergebnissen auf einen Zeitraum von etwa 100 - 200 Ma eingegrenzt werden. Hierbei nahmen die Intrusionsprozesse der unterschiedlichen Granitoide einen Zeitraum von etwa 100Ma ein. Die teilweise Überschneidung der Sm-Nd T_{DM} mit den Kristallisationsaltern der Granitoide kann als Hinweis auf eine Beteiligung von juvenilem Mantelmaterial angesehen werden. Die geodynamische Entwicklung des Gebietes wird von Boher et al. (1992) wie folgt dargestellt:

- Ausgelöst durch einen Mantel-Plume werden durch die Produktion großer Mengen tholeiitischen Magmas in einem ozeanischen Becken Plateaus gebildet und von abyssalen Sedimenten bedeckt.
- Nachfolgend wird diese Sequenz überlagert von mächtigen Basaltfolgen, was schließlich Subduktion initialisiert und lokal durch Aufschmelzen prä-existenter Kruste zunächst zu K-reichen, später kalk-alkalischen Intrusionen (Granodiorite, Granite, selten Leukogranite) und lokalem, komagmatischem Vulkanismus führt.
- Die Plateaus kollidieren mit den archaischen Kontinentkernen, Magmatite und Sedimente werden im Rahmen der eburnischen Tektogenese deformiert.

Entlang der westlichen Grenze des Ashanti Belt befinden sich mehrere wirtschaftlich signifikante Goldlagerstätten wie z.B. Ashanti, Prestea, Konongo (hier: Konongo-Southern Cross), Ayanfuri (s. Abbildung 3.3). Lediglich die Abooso-Damang Lagerstätte liegt innerhalb einer Antiklinalstruktur in birimischen und Tarkwaian Einheiten am östlichen Schenkel der Ashanti Belt Synkline. Das Alter der Mineralisation läßt sich durch Datierungen der Ashanti Goldmineralisation an akzessorischem Bleiglanz aus den mineralisierten Quarzadern eingrenzen. Die hierfür ermittelten Pb/Pb Modellalter nach Stacey & Kramers (1975) von 2122 bis 1940 Ma (Oberthür et al. 1994) zeigen ein zeitliches Zusammenfallen der Mineralisation mit der regionalen Metamorphose und Platznahme von Granitoiden während der eburnischen Orogenese. Muskovite aus dem Bereich der Ashanti Mineralisation ergaben K-Ar Alter von $1867_{\pm 42}$ und $1893_{\pm 43}$ Ma, die als Schließungsalter des Muskovit während der retrograden Abkühlung anzusehen sind.

Die gesamt-Goldproduktion des Ashanti Belt läßt sich nur schätzen, liegt aber sicherlich deutlich oberhalb von 1500t (Oberthür et al. 1997).

Junner (1935) zitiert aus einem Reisebericht (Astley, 1745) den Venezianer Cada Most, mit „... the gold coinages of Portugal, Spain and Italy in the 14th and 15th century were entirely derived from supplies from West Africa.“

Eine weitere Quelle berichtet aus dem 14. Jahrhundert über "... das Gold, welches die alten Königs- und Kaiserreiche berühmt gemacht hat, und deren Erbin die Republik Mali ist. Man erinnere sich insbesondere an König Moussa Kankan, der im XIV. Jahrhundert zu einer Pilgerfahrt nach Mekka ungefähr acht Tonnen Gold mitnahm. Dieses Gold wurde so freizügig verteilt, daß es den Metallhandel von Kairo und Mekka zum Zusammenbruch brachte." (Trauré et al., 1978, freie Übersetzung des Autors*).

Die historische Bedeutung des Goldbergbaus in West Afrika, insbesondere auch für Europa, ist aus diesen Zitaten zu erahnen.

3.2 Tektogenese und Metallogene der epigenetischen Goldlagerstätten des Ashanti Belt

Die Goldlagerstätten des Ashanti Belt wurden im Rahmen des Projektes der technischen Zusammenarbeit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, „Metallogene des Goldes in Afrika“ eingehend bearbeitet mit dem Ziel die Mineralisationsprozesse zu rekonstruieren und damit Aussagen über Alter und mineralogische Zusammensetzung der Mineralisation und die physiko-chemischen (P-T-x) Rahmenbedingungen des Bildungsprozesses erstellen zu können. Für die Ausführungen im Rahmen dieser Arbeit soll zunächst die (mögliche) Zusammensetzung der mineralisierenden Fluide im Vordergrund stehen. Da der Mineralisationsprozess im Rahmen der regionalen Tektogenese betrachtet werden muß, soll dieser Rahmen vorab beschrieben werden. Ein Großteil der hier dargestellten Ergebnisse wurde bereits in Oberthür et al. 1994 & 1997, Blenkinsop et al. 1994 und Schmidt Mumm et al. 1997 veröffentlicht.

Strukturgeologische Untersuchungen im Bereich der Ashanti Lagerstätte zeigen, daß die birimischen Einheiten in einer progressiven Deformation während der eburnischen tektonothermalen Entwicklung deformiert wurden (Eisenlohr 1989, Taylor et al. 1992). Bereits Eisenlohr und Hirdes (1992) zeigten, daß die Einheiten des Birimian und die überlagernden Einheiten des Tarkwaian gemeinsam verfaltet wurden. Eine regional deutlich entwickelte S1 Schieferung, die steil nach Nordwesten einfällt, ist das dominierende Strukturelement, das in allen Aufschlüssen des Birimian und Tarkwaian erkennbar ist (s. Abbildung 3.4). Die überwiegend sedimentären Einheiten mit deutlicher Schichtung sind offen bis eng um nach Nordosten abtauchende b1 Achsen verfaltet. Die d1 Falten sind zylindrisch und können vom Zentimeter bis mehrere Zehner Meter umfassenden Maßstab verfolgt werden. Die kinematische Analyse der Strukturdaten ergibt eine NW-SO gerichtete Kompression (σ_1) mit einer subvertikal ausgerichteten Extension (σ_3) (Blenkinsop et al. 1994). Lokal läßt sich eine weitere Faltung und/oder Schieferung (d2) erkennen, welche die in D1 entwickelten Strukturen offen verfaltet. Die Intensität dieser d2 Deformation variiert sehr stark, sie muß jedoch aufgrund ihrer regionalen Ausbildung als signifikante Deformationsphase gewertet werden. Die mit d2 verbundene offenständige Schieferung ist vielfach nur schwach ausgebildet, häufig lassen sich aber s1/s2 Schnittlineare identifizieren. Faltenachsen dieser d2 Deformation tauchen im allgemeinen nach Südosten und nur gelegentlich in östliche oder nordwestliche Richtungen ab.

* Originalzitat (Trauré et al., 1978): „... l'or qui rendit célèbres et enviés les anciens royaumes ou empires dont la République du Mali est maintenant l'héritière, et ceci, dès la plus haute antiquité. On se rappelle, en particulier, la fameux roi Moussa Kankan qui, au XIVème siècle, partit en pèlerinage à la Mecque avec un stock d'or estimé à 8 tonnes. Cet or fut distribué avec un telle libéralité qu'il fit fléchir le cours du métal chez les marchands du Caire et de la Mecque“

Mineralisierte Quarzadern liegen parallel zur Schichtung (s0), parallel zur s1 Schieferung und in den Achsenflächen von Falten und cuspaten Strukturelementen, sowie in gescherten Schenkeln enger F1 Falten. Einige Quarzadern treten querschlägig zu allen Strukturelementen ohne ausgebildete Vorzugsrichtung auf, diese sind jedoch nicht mineralisiert. Scherzonen liegen meist in Positionen koplanoarer Schichtung (s0) und Schieferung (s1) im Bereich der Faltenachsenflächen geschertter Faltschenkel. Die Parallelität von Scherzonen und s1 Schieferung belegt, daß die Scherung sich in den Schwäche-zonen entlang der Faltenachsenflächen entwickelte. In der Ashanti Goldmineralisation fallen die Scherzonenflächen in der Regel steil nach Nordwesten oder Südosten ein, mit einer leichten Biegung um in nordöstliche Richtung abtauchende Achsen. Die strukturelle Kontrolle der Scherzonen-gebundenen Mineralisationen wird besonders deutlich durch die Parallelität von Reicherzonen mit dem regional ausgebildeten Abtauchen der b1 Faltenachsen (s. Abbildung 3.4). Dieser Zusammenhang wurde bereits von Eisenlohr (1989) und Eisenlohr und Hirdes (1992) beschrieben und durch die Strainanalysen der mineralisierten Ashanti Scherzonen von Blenkinsop et al. (1994) weiter untermauert.

Die epigenetischen Goldmineralisationen des Ashanti Belt lassen sich in drei Typen differenzieren (Schmidt Mumm et al. 1997):

- i- goldführende, bis zu 30m mächtige Quarzadern in meist steil einfallenden Scherzonen in den birimischen Sedimentfolgen (z.B. Ashanti, Prestea). Die Scherzonen, die z.B. im Falle von Ashanti zur Tiefe hin konvergieren sind meist in Bereichen angelegt, in denen der sedimentäre Lagenbau mit der s1 Schieferung koplanoar zusammenfällt und sind leicht um NE abtauchende Achsen verbogen. Reicherzonen folgen den Abtauchrichtungen dieser Achsen. Die mineralisierten Quarzadern sind häufig ummantelt von Arsenopyrit-reichen Sulfiderzonen (z.B. Ashanti, Prestea). Das stark gescherte Nebengestein ist häufig Graphit-führend. Die Scherzone von Prestea schneidet sowohl birimische als auch tarkwaian Einheiten (Junner, 1935).
- ii- disseminierte Sulfide (Pyrit, Arsenopyrit) und sekundäre Quarz-Stockworks in alterierten (karbonatisierten) Granitoiden (z.B. Ayanfuri). Gold in diesem Mineralisationstyp ist fein disseminiert im alterierten granitischen Gestein und tritt paragenetisch mit Sulfiden auf. Die den Granit durchziehenden, bis zu 5cm dicken Quarzadern liegen meist subhorizontal oder steil einfallend. Die direkte Nähe der Ayanfuri Lagerstätte zu einer ebenfalls mineralisierten Scherzone legt einen Zusammenhang des Mineralisationsprozeß mit der Scherzonenbildung nahe.

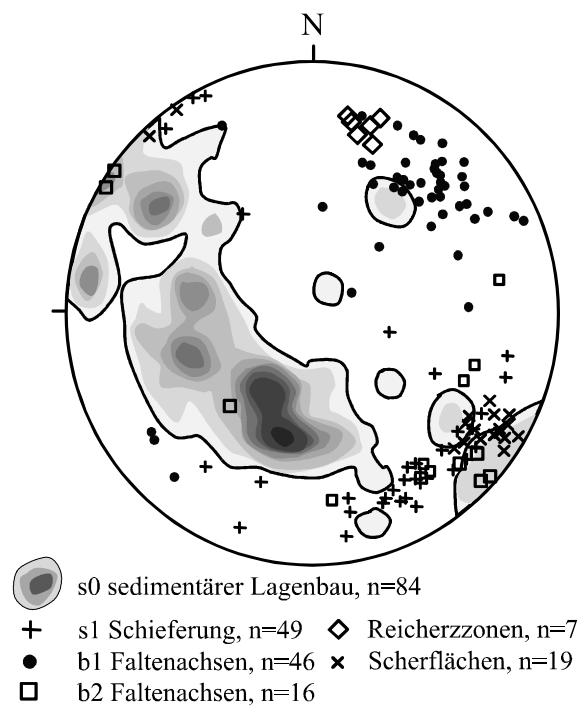


Abbildung 3.4: Stereografische Projektion (Schmidt Netz, untere Halbkugel) der strukturellen Daten aus dem Gebiet der Ashanti Goldmine. Der sedimentäre Lagenbau definiert einen Großkreis an dessen südöstlichen Ende die Schichtflächen mit den Schieferungsflächen (s1) zusammenfallen. Scherflächen der verzerrten Scherzone der Ashanti Mineralisation fallen ebenfalls in diesen Bereich. Das regional nordöstliche Abtauchen der b1 Faltenachsen ist annähernd parallel zum Abtauchen von Reicherzonen der Ashanti Mineralisation.

- iii- Quarz-Stockwork und disseminierte, goldhaltige Sulfide in antiklinaler Position in verfalteten, birimischen, vulkanosedimentären Serien, Tarkwaian Sedimenten und spät-tektonischen Doleriten (z.B. Abosso-Damang). Die Mineralisation wird begleitet von einer metasomatischen K-SiO₂-Fe Alteration und ist teilweise in post-d1 Strukturen angelegt (Marston et al. 1992).

Die Lagerstätte von Konongo gehört ebenfalls in die Gruppe der Scherzonen gebundenen Mineralisationen. Der Unterschied zu Ashanti und Prestea liegt in der wesentlich deutlicher ausgebildeten D2 Deformation im Bereiche dieser Lagerstätte. Die in d1 angelegte Scherzone von Konongo wurde während der d2 Deformation in offene Falten gelegt. Die Gold-Sulfid Mineralisation wurde bei diesem Prozeß lokal quantitativ umgelagert. Gold findet sich hier sowohl in d1-schieferungsparallelen Strukturen als auch in durch d2 angelegten, teilweise schieferungsparallelen Störungszonen (Schmidt Mumm et al. 1997).

Die geologischen, geochemischen und mineralogischen Ergebnisse der umfangreichen Untersuchungen von Hirdes & Leube (1989), Leube et al. (1990), Eisenlohr (1989), Milesi et al. (1989, 1991, 1992), Blenkinsop et al. (1994), Oberthür et al. (1991, 1994, 1996, 1997) und Schmidt Mumm (1997) belegen eine epigenetische Entstehung dieser Goldvorkommen, wobei natürlich die klastisch-sedimentären Seifenlagerstätten des Tarkwaian ausgenommen sind.

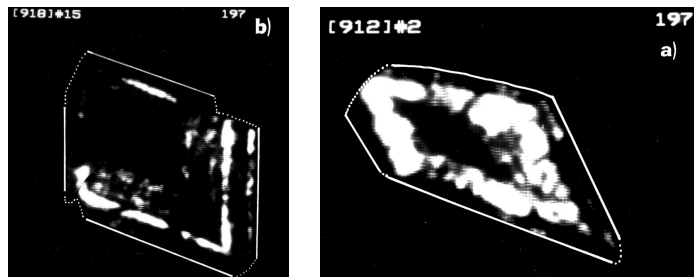


Abbildung 3.5: SIMS-Aufnahmen der Verteilung des Goldes im Arsenopyrit. Deutlich sichtbar sind die erhöhten Goldgehalte in einer Wachstumszone des Arsenopyrit Kristalls. Bildkantenlänge=130µm, 250µm. Fotos: Oberthür, BGR

Auffallend ist die Häufung der Lagerstätten entlang des Westrandes des Ashanti Belt. Aus regionalgeologischer Sicht läßt sich eine langgezogene Scherzone von transkrustalem Ausmaß interpretieren. Die absoluten Bewegungsbeträge lassen sich jedoch nicht ermitteln. Deutlich ist jedoch, daß es sich hierbei nicht um eine transkrustale Suturzone im engen Sinne handelt, sondern lediglich um eine großregionale Schwächezone.

Die Vererzungen der Ashanti, Prestea und Konongo Mineralisationen enthalten zwei goldhaltige Erztypen:

- Freigold mit erhöhten Silbergehalten (Fineness: 730 bis 954, Oberthür et al. 1997), assoziiert mit Cu-, Pb- und Sb-Sulfiden in den Quarzadern der Scherzonen und
- Sulfiderze, in denen das Gold assoziiert ist mit Arsenopyrit, Pyrit und Pyrrhotin. Der Großteil des Goldes ist hier refraktorisch an den Arsenopyrit gebunden.

In den Mineralisationen von Ayanfuri und Abosso-Damang tritt Gold in der Regel als Freigold assoziiert mit Pyrit und nur untergeordnetem Arsenopyrit auf. Von Abosso-Damang ist auch goldhaltiger Pyrit bekannt.

Die Goldführung des Arsenopyrit wurde von Oberthür et al. (1996, 1997) mittels „Secondary Ion Mass Spectrometry“ (SIMS) näher untersucht. Der mittlere Goldgehalt des Arsenopyrit reicht von 67 bis 314ppm. Die SIMS -Untersuchungen zeigten weiterhin, daß das Gold nicht gleichmäßig im Arsenopyrit verteilt ist sondern sich deutlich zonar in Wachstumszonen anordnet. In der Regel enthält der Arsenopyrit einen Au-armen Kern, gefolgt von feinen Wachstumszonen mit sehr unterschiedlichen Goldgehalten (s. Abbildung 3.5). Die äußeren Bereiche des Arsenopyrit erscheint wiederum Au-arm, in einigen Fällen bildet metallisches Gold eine äußere Umhüllung. Durch die SIMS Analysen wird weiterhin sichtbar, daß der goldführende Arsenopyrit im Verlaufe des Mineralisationsprozesses auch wieder angelöst und umgelagert wurde. Der zonare Aufbau der Arsenopyritkörner zeigt deutlich, daß die Goldanreicherung kein kontinuierlicher, sondern ein zyklischer Prozeß mit wechselnden Ablagerungsbedingungen gewesen sein muß.

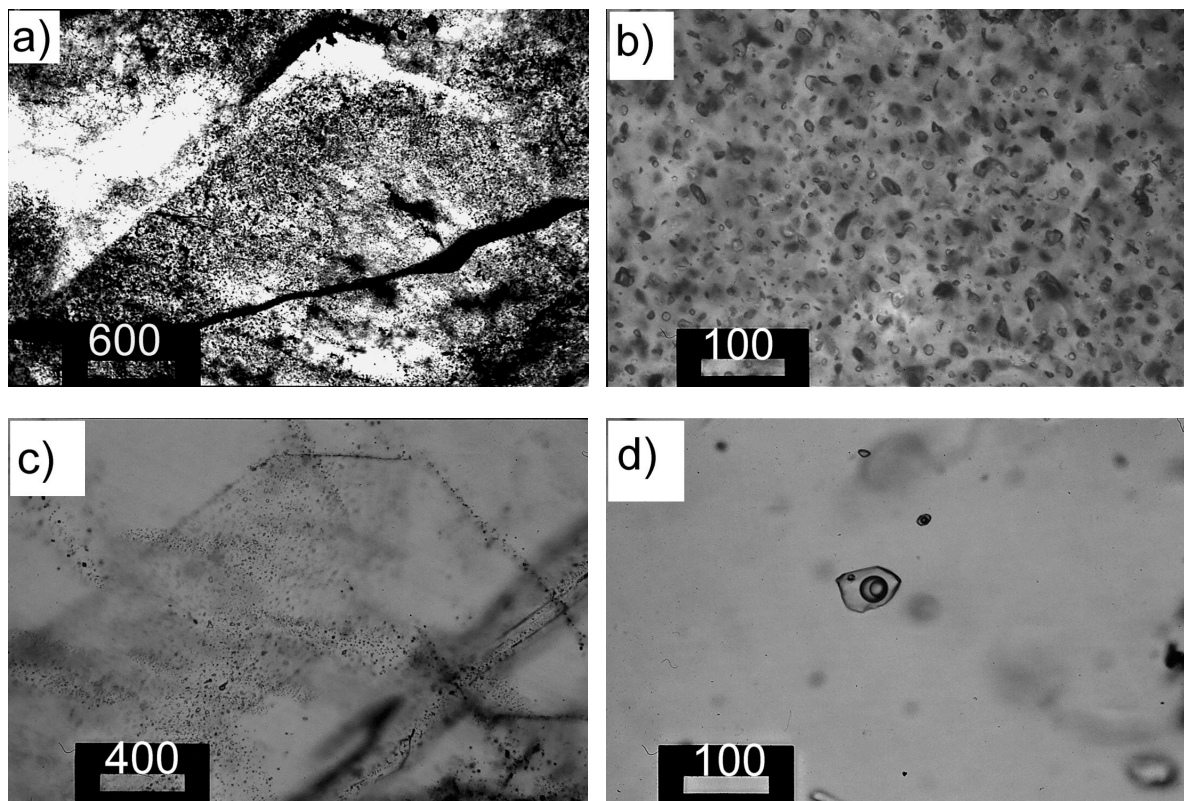


Abbildung 3.6: a) Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz-Altkörnern der Ashanti Goldlagerstätte. Deutlich erkennbar sind die Quarz Kristallflächen, die den Erhalt der primären Kristallstruktur belegen. b) Ein Merkmal der Ashanti Mineralisation sind die sehr zahlreichen, CO₂-reiche Gase enthaltenden Einschlüsse. c) Quarz der Aboosso-Damang Mineralisation. Erkennbar sind Kristallflächen dekoriert mit primären CO₂-Einschlüssen sowie pseudosekundäre Einschlußbahnen. d) H₂O-CO₂-Mischeinschluß in Quarz der Ayanfuri Mineralisation. Deutlich erkennbar sind die wässrige, sowie die flüssige und die dampfförmige Gasphase, die überwiegend aus CO₂ besteht. Maßstab: Angaben in µm.

3.3 Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in Goldlagerstätten

Die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in Gangmineralen, assoziiert mit den Goldlagerstätten des Ashanti Belt dient in erster Linie der chemischen Charakterisierung der minerali-

sierenden Fluide. Die Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen des Mineralisationsprozesses wird in Kapitel 4.4 ausgeführt. Von den Lagerstätten Ashanti, Konongo, Prestea, Ayanfuri und Abosso-Damang (s. Abbildung 3.3) wurden Proben aus mineralisierten Gangquarzen und s1- sowie s2-foliationsparallelen Quarzgängen, aber auch aus jüngeren, der post-Mineralisationsphase zuzuordnenden Quarzgängen entnommen und die darin enthaltenen Einschlüsse mikrothermometrisch und Raman-spektroskopisch analysiert.

Die primären Quarze sind mit unterschiedlicher Intensität randlich oder auch durchgreifend rekristallisiert, es finden sich jedoch in allen Proben monokristalline Altkörner. Besonders stark ausgebildet ist die Rekristallisation in den Proben der Konongo Lagerstätte, aber auch in Prestea und Ashanti ist sie noch deutlich. Quarze aus dem Ayanfuri Granit und der Abosso-Damang Mineralisation sind zum Teil idiomorph und ohne undulöse Auslöschung. Bei der Interpretation, insbesondere der P-T-Abschätzungen der Lagerstättenbildung (Kapitel 4.4) wurden ausschließlich Ergebnisse von Einschlüssen in den Altkörnern verwendet.

In allen Proben konnten primäre Einschlüsse (*sensu* Roedder 1984) in Quarz identifiziert werden, die Mehrzahl der untersuchten Proben enthält zudem mehrere Generationen sekundärer Einschlüsse, die sich vielfach jedoch in ihren mikrothermometrischen Kenndaten nicht von primären Einschlüssen unterscheiden. Auffallend ist in allen Proben der hohe Anteil an Gas-reichen oder reinen Gaseinschlüssen. Besonders deutlich tritt dies hervor in den Quarzen von Ashanti, Prestea, Konongo und Abosso-Damang, wo Gas-reiche Einschlüsse mehr als 90% des gesamten Einschlußbestandes ausmachen.

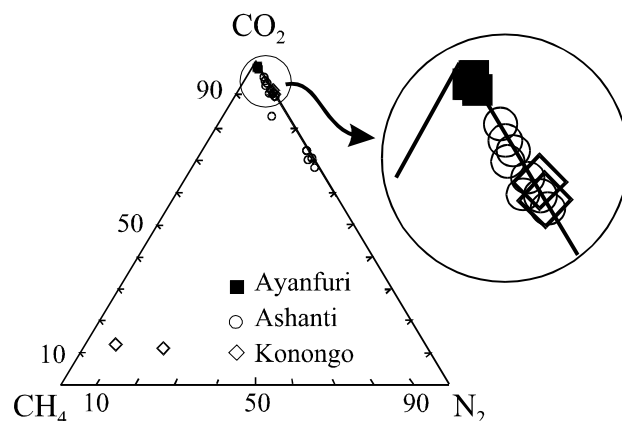


Abbildung 3.7: Ergebnisse der Raman-spektroskopischen Analyse Gas-reicher Einschlüsse der Goldlagerstätten des Ashanti Belt (Angaben in Mol.%).

Abweichend von den Einschlußtypen in den Quarzen von Ashanti, Prestea, Konongo und Abosso-Damang dominieren in der Mineralisation von Ayanfuri gemischte (Gas-wäßrig) Einschlüsse. Die ältesten Quarze in Ayanfuri (Quarz-Anwachsäume an magmatischen Quarzen) enthalten überwiegend Gas-freie, wäßrige Lösungen. In den mineralisierten Quarzadern und -gängen der Mineralisation finden sich ältere H₂O-CO₂-Mischeinschlüsse, in den jüngsten Quarzphasen finden sich überwiegend reine Gaseinschlüsse. Diese altersabhängige Variation der Zusammensetzung der Einschlußinhalte unterscheidet die Ayanfuri Lagerstätte deutlich von den anderen untersuchten Mineralisationen.

Die Zusammensetzung der Gasphasen in den Einschlüssen wurde mittels mikrothermometrischer Messung der Schmelztemperaturen und anschließender Raman-spektroskopischer Analyse bestimmt. Abbildung 3.8 zeigt die gemessenen Schmelztemperaturen, die überwiegend im Temperaturbereich von -56,6°C bis -59°C liegen. Hieraus läßt sich ein sehr CO₂-reiches Fluid, jedoch mit Beimengungen anderer Gase erkennen. In einigen wenigen Einschlüssen in einem mineralisierten, D2 zuzuordnenden Quarzgang der Konongo Mine wurden Schmelztemperaturen im Temperaturbereich von -180°C bis -130°C gemessen, die auf erhöhte CH₄-Gehalte hinweisen. Es handelt sich hierbei jedoch nicht um Einschlüsse des primären Mineralisations-Fluid, sondern um ein späteres, das Gold umlagerndes Ereignis.

Die Raman-spektroskopische Analyse der Einschlüsse (Abbildung 3.7) bestätigt generell das Bild CO₂-reicher Inhalte. Bei den Beimengungen anderer Gase handelt es sich überwiegend um N₂, der in Gehalten bis zu 32 Mol.% neben CO₂ in den Einschlüssen enthalten sein kann. Die hohen N₂-Gehalte finden sich überwiegend in spät-kinematischen Quarzen oder sekundären Einschlüssen. CH₄ konnte nur in wenigen Einschlüssen bei Gehalten von bis zu 1 Mol.% nachgewiesen werden. Lediglich die Einschlüsse in dem spät-kinematischen Quarzgang der Konongo Mine enthalten höhere (bis zu 81 Mol.%) CH₄-Gehalte.

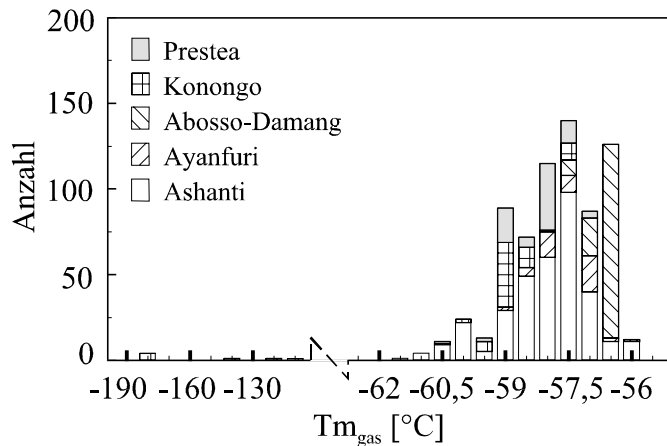


Abbildung 3.8: Häufigkeitsverteilung der Schmelztemperaturen Gas-reicher Einschlüsse der Goldlagerstätten des Ashanti Belt.

Die Homogenisierungstemperaturen der CO₂-reichen Einschlüsse erstrecken sich von -51°C bis +28°C, was auf sehr variable Dichten der Einschlußinhalte schließen läßt (s. Abbildung 3.9). Die Mehrheit der Einschlüsse homogenisiert im Temperaturbereich von -31°C bis +12°C, jedoch mit deutlicher, von der jeweiligen Mineralisation abhängiger Variation. CH₄-reiche Einschlüsse homogenisieren erwartungsgemäß bei Temperaturen von -133°C bis -96°C.

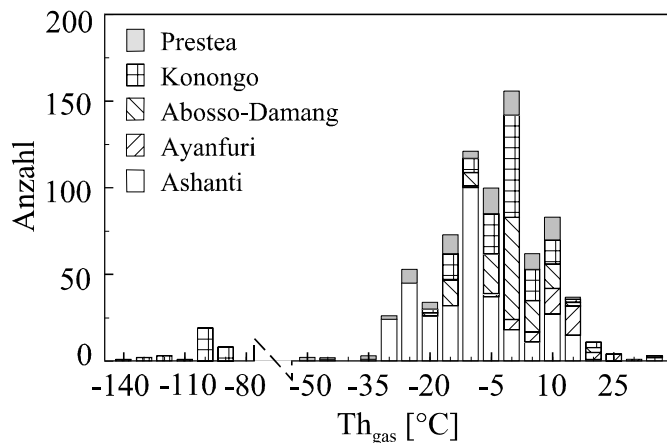


Abbildung 3.9: Häufigkeitsverteilung der Homogenisierungstemperaturen der Gas-reichen Einschlüsse der Goldlagerstätten des Ashanti Belt.

Primäre wäßrige Einschlüsse sind in den Quarzen der Lagerstätten Ashanti, Konongo, Prestea und Abosso-Damang wie bereits eingangs erwähnt ausgesprochen selten. Im Gegensatz zu den meist gleichförmigen, Negativkristallform annehmenden Gaseinschlüssen sind die wäßrigen Einschlüsse meist unregelmäßig geformt. Häufig liegen sie Einschlüsse auf intragranularen Bahnen, was auf einen sekundären Bildungsmechanismus hinweist. Diese Einschlüsse werden demzufolge als pseudosekundär *sensu* Roedder (1984) klassifiziert, was sie in einen engen Bezug zum Mineralisationsprozeß stellt.

Wegen der Seltenheit dieser Einschlüsse sind die wäßrigen fluiden Phasen nur sehr eingeschränkt charakterisierbar. Die eutektischen Temperaturen (s. Abbildung 3.10) von Einschlüssen in den Quarzen aus der Ashanti Mineralisation fallen gehäuft in den Temperaturbereich von -43°C bis -56°C, was auf ein CaCl₂+MgCl₂+NaCl -haltiges Fluid hinweist. Die Beteiligung von NaCl ist zudem durch einige Te im Temperaturbereich von -20°C bis -14°C belegt. Nur drei wäßrige Einschlüsse wurden in den Proben von Abosso-Damang identifiziert. Sie haben zudem sehr weit streuende Te, weswegen von einer weiteren Interpretation der Daten abgesehen wird.

Die analysierten wäßrigen Einschlüsse der Konongo Lagerstätte sind alle sekundär und belegen damit nicht den primären Mineralisationsprozess. Der Umlagerungsprozeß, der durch diese Einschlüsse belegt wird fand unter Beteiligung eines CaCl_2 -reichen Fluids statt, einige Einschlüsse mit sehr niedrigen T_e sind möglicherweise ein Hinweis auf Li-reiche Fluide, wie sie im Zusammenhang mit

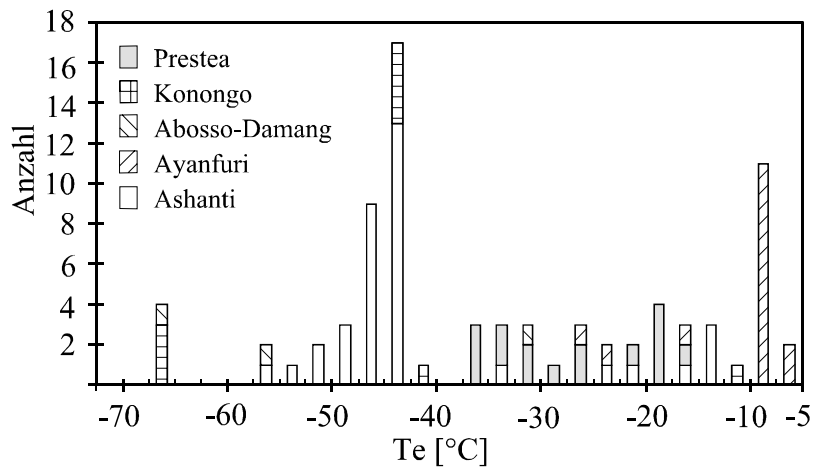


Abbildung 3.10: Häufigkeitsverteilung der eutektischen Schmelztemperaturen wäßriger Einschlüsse der Goldlagerstätten im Ashanti Belt.

magmatischer Aktivität bekannt sind. Die eutektischen Temperaturen der wäßrigen Einschlüsse von Prestea streuen von -16°C bis -37°C , ein Bereich der am ehesten für $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ -reiche Fluide charakteristisch ist. Die breite Streuung verhindert jedoch auch hier eine weitere Interpretation.

Die zahlreichen wäßrigen Einschlüsse der Ayanfuri Mineralisation erlauben eine wesentlich

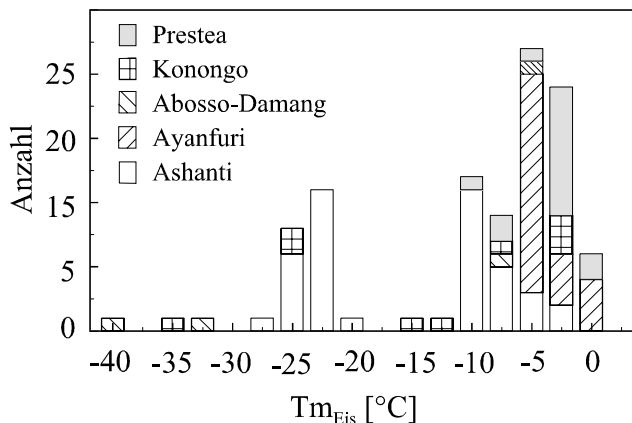


Abbildung 3.12: Häufigkeitsverteilung der Schmelztemperaturen der Eisphase in wäßrigen Einschlüssen der Goldlagerstätten im Ashanti Belt.

besser belegte Aussage über die Zusammensetzung der wäßrigen Lösungen. Die meisten eutektischen Temperaturen sind in diesem Falle sehr hoch ($-6,2^\circ\text{C}$ bis $-9,4^\circ\text{C}$) und belegen ein K-reiches Fluid. Einige wenige Einschlüsse haben T_e von bis zu -26°C , was als zusätzli-

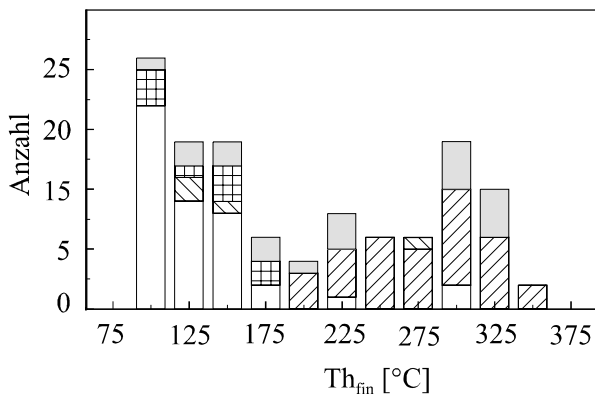


Abbildung 3.11: Häufigkeitsverteilung der Homogenisierungstemperaturen wäßriger Einschlüsse in Quarzen der Goldlagerstätten des Ashanti Belt. (Signaturen s. Abbildung 3.12).

che Beteiligung von NaCl zu interpretieren ist.

Die mikrothermometrisch gemessenen Schmelztemperaturen des Eises erlauben Aussagen über die Salinität der eingeschlossenen Lösungen. Die Salinitäten der Einschlüsse in Quarzen von Ashanti zeigen eine bimodale Verteilung, möglicherweise ein Hinweis auf zwei unterschiedliche Einschlußgenerationen oder Bildungsmechanismen. Einige Einschlüsse aus Konongo und Aboisso-Damang zeigen ebenfalls relativ hohe Salinitäten. Die Mehrzahl der wäßrigen Einschlüsse in den übrigen Mineralisationen ist von nur geringer bis mäßiger Salinität bei Eisschmelzen von -12°C bis 0°C entsprechend <15 NaCl äquivalenten Gew.%.

3.4 Interpretation der Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen

Insgesamt entsprechen die Zusammensetzungen der eingeschlossenen Lösungen den CO_2 -haltigen, mäßig salinaren Fluiden, wie sie auch in anderen mesothermalen Goldlagerstätten weltweit angetroffen werden (e.g. Hagemann & Brown 1996, Groves et al. 1991, Groves & Foster 1993, Ho 1987). Auffällig ist die starke Dominanz CO_2 -reicher Einschlüsse in den Scherzonen-gebundenen Lagerstätten von Ashanti, Konongo, Prestea und Aboisso-Damang. Die Einschlüsse in den Proben von Ayanfuri entsprechen am ehesten den für mesothermale Goldlagerstätten typischen Mineralisationsfluiden. Die Interpretation dieses Befundes wurde bereits dargestellt in Schmidt Mumm et al. (1997) und eingehend diskutiert in Schmidt Mumm et al. (1998). Eine eindeutige Klärung der Bildung dieser Einschlüsse, der Herkunft der CO_2 -reichen Fluiden und ihr Zusammenhang mit den Goldmineralisationen steht jedoch noch aus. In Kapitel 5 wird auf die Bedeutung der speziellen Fluidzusammensetzung und ihre Interpretation näher eingegangen.

Klemd et al. (1993) untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzen der goldführenden basalen Konglomerate des Tarkwaian und bestätigen für diese ein vergleichbares Bild mit Fluiden dominiert durch Gase (CO_2 : 54-100 Mol.%, N_2 : 0-45 Mol.%, CH_4 : a. 1 Mol.%) mit sehr hohen Dichten von bis zu 1.07 gcm^{-3} . Diese Einschlüsse werden von Klemd et al. (1993) den primären Bildungsprozessen der Goldmineralisationen im Provenanzgebiet zugeordnet. Akande & Kinnard (1990) beschreiben ähnliche Fluid-Zusammensetzungen für die Goldmineralisation von Bin Yauri in Nigeria. Vial et al. (1988) demonstrieren, daß die Einschlüsse in der Mineralisation der Passagem Mine (Brasilien) CO_2 -reiche, hochdichte ($<1.16 \text{ gcm}^{-3}$) Fluiden enthalten und Teixeira et al. (1990) beschreiben eine deutliche Dominanz von CO_2 -reichen Fluiden (Dichte $<0,93 \text{ gcm}^{-3}$) in Einschlüssen der Fazenda Brasileiro (Bahia, Brasilien) Goldmineralisation. Die deutliche CO_2 -Dominanz ist damit nicht beschränkt auf die Lagerstätten des Ashanti Vulkanitgürtels sondern findet sich auch an anderen Lokalitäten. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf einen umfassend gültigen Bildungsprozess.

Drei Bildungsmechanismen sind für die CO_2 -reichen Einschlüsse denkbar:

- primäre Einschlußbildung aus einem CO_2 -reichen Fluid,
- primäre Bildung von CO_2 - H_2O Einschlüssen, denen während eines sekundären Prozesses das H_2O entzogen wurde. Bakker & Jansen (1990) und Hollister (1990) zeigen, daß durch einen starken Druckgradienten zwischen Einschlußinnerem und der Umgebung eine bevorzugte Diffusion von H_2O aus den Einschlüssen während einer retrograden Re-Equilibration erreicht werden kann. Johnson & Hollister (1995) demonstrieren die Bildung CO_2 -reicher Einschlüsse als Resultat von „grain-boundary migration“ oder dynamischer Rekristallisation unter Subkornbildung in Quarzen bei der duktilen Deformation.

- primäre Einschlußbildung aus einer CO₂-reichen Phase als Resultat der Entmischung eines komplexen H₂O-CO₂-Mischfluids, und anschließendes Entweichen der H₂O-Phase aus dem System. Nach Watson & Brenan (1987) ist eine derartige bevorzugte Bildung Gas-reicher Einschlüsse aufgrund des unterschiedlichen Benetzungswinkels CO₂-reicher und H₂O-reicher Fluid-Phasen denkbar.

Schmidt Mumm et al. (1997, 1998) diskutieren diese Möglichkeiten des Zusammenhangs der Gas-reichen Einschlußinhalte mit der Mineralisation. Die dort vorgeschlagene Interpretation ist die eines CO₂-reichen Fluids ($x_{\text{CO}_2} \geq 0,8$) als Lagerstätten-bildendes Medium. Leider fehlen für eine weitere Verifizierung dieses Modells wichtige Grundlagendaten zu den physikalischen und chemischen Eigenschaften eines solchen Fluids, insbesondere im Hinblick auf die Löslichkeit von Gold. Dennoch, nach den geltenden Annahmen der Methode der Flüssigkeitseinschluß-Analyse muß diese Möglichkeit berücksichtigt werden.

Eine primären Bildung von CO₂-H₂O Mischeinschlüssen, wie sie für andere Lagerstätten typisch ist, und anschließende Extraktion des H₂O-Anteils während einer dynamischen Rekristallisation oder re-Equilibrierung des Quarze und der darin enthaltenen Einschlüsse sollte sich petrographisch nachvollziehen lassen. Rekristallisation ist jedoch nur in der Konongo Lagerstätte durchgreifend, was auf die retrograde Überprägung während der hier lokal intensiven d₂-Deformationsphase zurückgeführt wird. In den Lagerstätten Ashanti und Prestea ist die Rekristallisation beschränkt auf Korngrenzen und in nahezu allen Proben sind Altkörner mit primären Einschlüssen erhalten (s. Abbildung 3.6 a&b). Es ist zudem fraglich ob der Prozeß der „grain-boundary migration“ zu einer quantitativen Austreibung des gesamten H₂O-Anteils aller Einschlüsse führen kann und insbesondere, warum dieser Prozeß in der Ayanfuri Mineralisation, in der sich überwiegend H₂O-CO₂ Einschlüsse finden, nicht zu dem gleichen Ergebnis geführt hat. Als Lösung erscheint diese Möglichkeit zumindest unbefriedigend.

Die dritte Möglichkeit einer selektiven Einschlußbildung, bei der nur die CO₂-reiche Phase, nicht aber die H₂O-reiche Phase in Einschlüssen fixiert wird wirft die Frage auf, warum dieser Prozeß gerade im Falle der Goldlagerstätten des Ashanti Belt zum Tragen kommt (wiederum mit Ausnahme der Ayanfuri Mineralisation) und nicht andernorts.

Voraussetzung dieser selektiven Einschlußbildung ist die bevorzugte Benetzung der Kristall-Wachstumsflächen mit der CO₂-reichen Phase, oder eine selektive Fixierung dieser Phase in Porenräumen nach einer Phasentrennung. Nach Watson & Brenan (1987) haben die beiden Fluidphasen sehr unterschiedliche Benetzungseigenschaften, die es der wäßrigen Phase gestatten würde durch inter-granulare kapillare Permeabilitäten zu entweichen. Die CO₂-reiche Phase sollte hingegen wegen des höheren Benetzungswinkels (>60°) in den Poren zurückgehalten werden. Dieser „mechanische“ Trennungsprozeß von H₂O und CO₂ könnte also zur Anreicherung von CO₂ innerhalb der Scherzone führen. Für dieses Szenario fehlt jedoch eine Erklärung über den Verbleib der H₂O-Restfluide. Wie das Beispiel von Ayanfuri und zahlreichen anderen Goldlagerstätten zeigt, sind die wäßrigen Fluidanteile ja nicht von der Möglichkeit der Einschlußbildung auszuschließen.

In einer Diskussion wurde die Fragestellung nach der Bedeutung der Gas-reichen Fluid von Klemd (1998) aufgegriffen und postuliert, daß die deutliche Dominanz Gas-reicher Einschlüsse auf sekundäre Rekristallisationsprozesse zurückzuführen ist. Wie bereits oben ausgeführt kann dieser Prozeß den Befund aus den Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen jedoch nicht befriedigend erklären. In den abschließenden Ausführungen (Kapitel 5.4) wird auf die bevorzugte Bildung Gas-reicher Einschlüsse im Detail eingegangen.

Die Herkunft der untersuchten Fluide setzt aufgrund der Ergebnissen der Einschlußuntersuchungen eine CO₂-reiche Quelle voraus. Derartige Fluide werden bei metamorphen Um-

wandlungen karbonathaltiger Gesteine aber auch bei magmatischen Prozessen freigesetzt. Oberthür et al. (1997) haben im Ashanti Vulkanitgürtel umfangreiche Untersuchungen der stabilen Isotopensysteme der Erze, ihrer Begleitminerale sowie des Nebengesteins durchgeführt um Hinweise auf den Ursprung der mineralisierenden Fluide zu gewinnen. Die $\delta^{13}\text{C}$ Verhältnisse von Karbonaten und die $\delta^{34}\text{S}$ Werte von sulfidischen Erzmineralen entsprechen metamorphogenen Fluiden oder Fluiden die mit metamorphen Austauschreaktionen im Gleichgewicht standen. Die $\delta^{34}\text{S}$ Werte belegen hierbei eine Beteiligung organischer Prozesse, was ein weiterer Hinweis auf einen Ursprung der Fluide in der Metamorphose der sedimentären Einheiten des Birimian ist. $\delta^{18}\text{O}$ von Quarzen und Karbonate und δD von darin enthaltenen wäßrigen Flüssigkeitseinschlüssen lassen eine Herleitung der Fluide sowohl aus metamorphen als auch aus magmatischen Quellen zu. Der magmatische Anteil der Fluide wird von Oberthür et al. (1997) dem regional verbreiteten Magmatismus der 'Basin Type Granitoide' (2116-2088Ma), der mit der Lagerstättenbildung (2120-2070Ma) einhergeht, zugeschrieben. Die CO_2 Anteile der mineralisierenden Fluide werden aufgrund ihrer Isotopie metamorphen Devolatilisierungsprozessen zugeschrieben. Die regionale Homogenität der stabilen Isotopenverhältnisse verweist weiterhin auf einen großregionalen Prozeß, der in lokalen Fluidsystemen zur Goldmineralisation geführt hat.

4 REKONSTRUKTION DER BILDUNGSPROZESSE VON GOLDLAGERSTÄTTEN

4.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

In den vorausgehenden Kapiteln wurden zunächst geologische, petrogenetische, tektonische und geochemische Aspekte der archaischen Einheiten des südöstlichen Simbabwe Kratons dargestellt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen erlauben, eine detaillierte Rekonstruktion der Krustenbildungsprozesse der kontinentalen Kruste in diesem Gebiet, angefangen von der frühen magmatischen Entwicklung eines primitiven Protolithen um 3,2Ga bis hin zur tektonischen Entwicklung im Rahmen der kompressiven Deformation in deren Ausklang um 2,45Ga die post-tektonischen Granite intrudierten. Diese Untersuchungen bilden eine Grundvoraussetzung für das Verständnis der geologischen Entwicklung in dem betrachteten Arbeitsgebiet, das bisher nur sehr wenig im Detail untersucht worden ist.

Die Ergebnisse dieser Bearbeitung dienen letztendlich einer Rekonstruktion der lagerstätten-genetischen Prozesse, die zur Bildung Scherzonen-gebundener Goldlagerstätten führten. Als Bindeglied zwischen den regionalen geologischen Prozesse und der lokalen Lagerstättenbildung stehen hier die Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen. Diese Vorgehensweise begründet sich in der Annahme, daß die lagerstättenbildenden Fluide herzuleiten sind aus Fluiden die durch regionale Prozesse mobilisiert wurden. Diese fluiden Phasen sind einerseits an tektonischen und petrogenetischen Vorgängen beteiligt und bilden andererseits das Medium der Mobilisation, des Transportes und letztendlich der Ablagerung des Goldes.

Die übergreifende Gemeinsamkeit der untersuchten Lagerstätten liegt in der Zusammensetzung der in Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz aus den vererzten Bereichen enthaltenen Fluide. Einschlüsse enthalten in den meisten Fällen überwiegend $\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2$ und vielfach nur untergeordnet wäßrige Phasen. Weiterhin wurde gezeigt, daß diese Gas-reichen Fluide ausschließlich innerhalb der mineralisierten Bereiche zu finden sind, während im Nebengestein der Mineralisation die Gasgehalte abnehmen. In Quarzen metamorpher, migmatitischer oder pegmatitischer Herkunft, deren Bildung zeitlich mit der Lagerstättenengese zusammenfällt, finden sich die zu diesem Zeitpunkt regional aktiven Fluide. Diese sind zusammengesetzt aus einer wäßrigen Phase unterschiedlicher Salinität und einer darin gelösten Gasphase. Basierend auf diesem Befund wird angenommen, daß die innerhalb der Mineralisationen identifizierten, Gas-reichen Fluide abzuleiten sind aus den während der Regionalmetamorphose mobilisierten, unterschiedlich salinaren $\text{H}_2\text{O} + \text{Gas}$ Mischungen. Der Prozeß der Entwicklung von metamorphen Mischfluiden hin zu den Gas-reichen Fluiden in den Goldmineralisationen ist dieser Annahme zufolge gleichbedeutend mit dem Prozeß, der Lagerstättenbildung, bei dem die Goldkonzentrationen von wenigen ppb im Ausgangsgestein über bis zu vier Größenordnungen im Bereich von 10er ppm und darüber angereichert wurden. Kontrolliert wurde dieser Mineralisationsprozess, durch eine strukturelle Fokussierung der lagerstättenbildenden Fluide.

Im Folgenden werden, nach einer methodischen Einführung, zunächst aus den Ergebnissen der Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen die Druck- und Temperaturbedingungen der Lagerstättenbildung der Vorkommen in Simbabwe und Ghana ermittelt. Hierzu wird ein Interpretationsmodell, wie es bereits von Schmidt Mumm et al. (1994, 1995 und 1997) vorgeschlagen wurde, angewendet. Abschließend wird, unter spezieller Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung der mineralisierenden Fluide und ihrer spezifischen physikalischen Eigenschaften, ein genetisches Modell für den Bildungsprozeß Scherzonen-gebundener Goldlagerstätten abgeleitet.

4.2 Interpretation der Daten aus Flüssigkeitseinschluß-Messungen

Flüssigkeitseinschlüsse bieten die einzigartige Möglichkeit Druck und Temperatur einer Mineralbildung (genauer der Einschlußbildung) bestimmen zu können. Bei der Anwendung der Flüssigkeitseinschluß-Analyse zur Bestimmung von Druck und Temperatur der Mineralbildung sind jedoch einige methodische Einschränkungen zu berücksichtigen. Grundsätzlich gilt:

Homogenisierungstemperaturen sind bis auf wenige Ausnahmen nicht die Bildungstemperaturen.

Unter Normalbedingungen (25°C, 1atm.) liegt ein wäßriger Einschluß zweiphasig, in der flüssigen und der dampfförmigen, Phase vor. Diesen Zustand beschreibt die Dampfdruckkurve die in Abbildung 4.1 dargestellt ist, bei der Wasser und Wasserdampf nebeneinander koexistieren. Bei der mikrothermometrischen Messung wird der Einschluß unter dem Mikroskop erhitzt bis er homogenisiert und so die heterogene flüssige und dampfförmige Phase zu einer Phase werden. Die Druck- Temperaturbedingungen hierfür sind dann erreicht, wenn

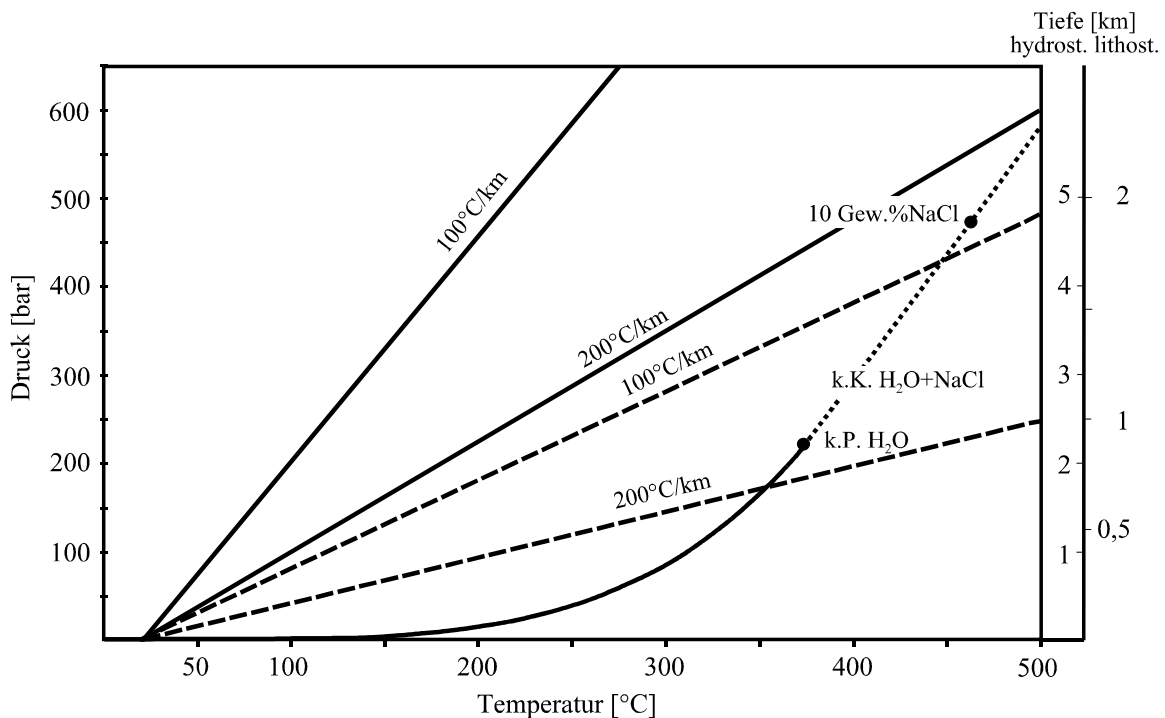


Abbildung 4.1: Dampfdruckkurve von H_2O im Druck-Temperatur Feld (durchgezogene Kurve), und die Extrapolation der kritischen Kurve von $H_2O+NaCl$ Lösungen (k.K. $H_2O+NaCl$) ausgehend vom kritischen Punkt des H_2O Systems (k.P. H_2O) entlang derer die Homogenisierungstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen definiert sind. Ebenfalls gezeigt sind einige geothermische Gradienten unter hydrostatischen (gestrichelt) und lithostatischen (durchgezogen) Bedingungen, sowie die dem Druck entsprechenden Tiefen unter jeweils hydrostatischen (Dichte= $1,0g/cm^3$) und lithostatischen (Dichte= $2,5g/cm^3$) Bedingungen an der rechten Diagramm achse. Erläuterung siehe Text.

der Dampfdruck dem Gesamtdruck oder bei einem geschlossenen Einschluß, dem Innendruck des Einschlusses entspricht. In einem offenen System (z.B. Kochtopf) entspricht dies dem Siedepunkt, bei dem ebenfalls der Dampfdruck gleich dem Umgebungsdruck ist.

Abbildung 4.1 zeigt die univariante Dampfdruckkurve des Wassers im Druck - Temperaturfeld, deren Endpunkt durch den kritischen Punkt bei 220bar und 374°C markiert ist. Der Grund, warum Homogenisierungstemperaturen und Bildungstemperaturen in der Regel nicht übereinstimmen, liegt in dem für die meisten geologisch relevanten Bedingungen hohen Druckgradienten von ca. 250 bar/km (bei einer angenommenen Gesteinsdichte von ca. 2,5g/cm³). Bei einem kritischen Druck von H₂O von 220bar und einer kritischen Temperatur von 374°C (s. Abbildung 4.1) müßten die Bildungsbedingungen demzufolge jenseits eines hydrostatischen Gradienten von 200°C/km liegen, Bedingungen wie sie in geologischen Systemen nur äußerst selten anzutreffen sind. Eine Ausnahme bilden z.B. Geothermalfelder mit aktiven Geisern, bei denen es oberflächennah zum „Aufkochen“ von Fluiden kommen kann. Die Extrapolation der kritischen Kurve des Systems NaCl-H₂O zu höheren Salinitäten (s. Abbildung 4.1) zeigt, daß es nur bei sehr hohen Salinitäten der wäßrigen Phase zu einer Einschlußbildung im P-T Bereich der Dampfdruckkurve kommen kann.

Dennoch lassen sich die Druck- und Temperaturbedingungen der Mineralbildung unter günstigen Umständen durch Flüssigkeitseinschluß-Analyse rekonstruieren. Insbesondere Mischeinschlüsse aus Gas (CO₂, CH₄, N₂, H₂S) und wäßriger Phase können mit ihrer Homogenisierungstemperatur die ursprünglichen Bildungsbedingungen anzeigen. Schwierig ist hierbei jedoch häufig der petrographisch zu führende Nachweis der Einschlußbildung unter Sättigungsbedingungen

Die Einschränkungen der Rekonstruktion der Druck und Temperaturbedingungen der Einschlußbildung durch die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen liegt darin, daß durch die mikrothermometrische

Messung der Homogenisierungstemperatur lediglich der Phasenübergang *Dampf + Flüssigkeit* ↔ *Flüssigkeit*, bzw. *Dampf + Flüssigkeit* ↔ *Dampf* ermittelt werden kann. In Abbildung 4.2 ist der Verlauf, den ein Einschluß vom Zeitpunkt seiner Bildung bis zur Homogenisierung auf dem Heiz-Kühltisch nimmt in einem P-T Diagramm dargestellt. Da bei Flüssigkeitseinschlüssen zunächst von einer Volumenkonstanz ausgegangen wird, kann dieser Parameter bei der Betrachtung außer Acht gelassen werden. Die Bildung erfolgt unter den Bedingungen von Druck (P) P_O und Temperatur (T) T_O. Durch die Heraushebung und Abkühlung der Gesteinseinheiten während der retrograden Entwicklung werden Druck und Temperatur entlang dem retrograden P-T-Pfad erniedrigt. In diesem Beispiel ist die retrograde Entwicklung „gegen den Uhrzeigersinn“ entsprechend einer initialen Dekompression gefolgt von Abkühlung. Der Einschluß, der sich als natürlicher Autoklav verhält, nimmt einen anderen P-T Verlauf entsprechend dem retrograden Pfad (FI) in Abbildung 4.2. Da sein Vo-

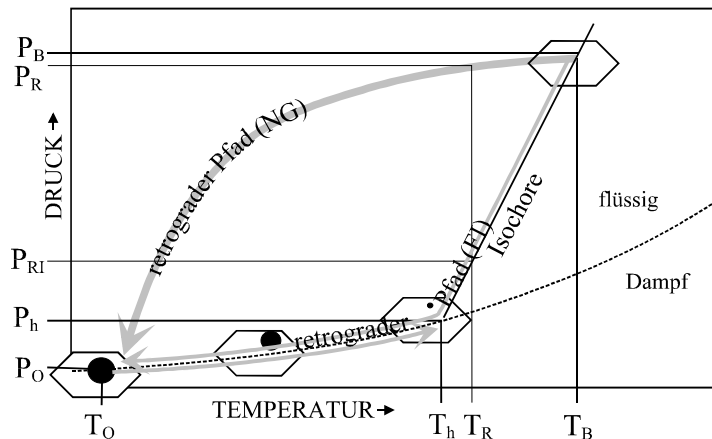


Abbildung 4.2: Schematische Darstellung des Druck-Temperatur-Pfades den ein Flüssigkeitseinschluß von der Bildung bis zur Messung der Homogenisierungstemperatur durchläuft. Der retrograde P-T Pfad des Nebengesteins (NG) bis zu Oberflächenbedingungen weicht hierbei deutlich von dem des Einschlußinhaltes ab (FI). Druck (P)- und Temperatur-(T) Werte: P_B, T_B: Einschlußbildung; P_R, T_R: retrograde P-T Verlauf des Nebengesteins und P_{RI} Innendruck des Einschlusses bei P_R-T_R; P_O, T_O: Oberflächenbedingungen; P_h, T_h: Homogenisierungsbedingungen.

lumen fixiert ist sinkt der Einschlößinnendruck relativ zum Außendruck. Bei einem Druck von P_R und einer Temperatur von T_R des Nebengesteins beträgt der Innendruck des Einschlusses folglich nur noch P_{RI} . Bei der Interpretation von Flüssigkeitseinschlüssen muß daher eine mögliche re-Equilibrierung des Einschlusses, verursacht durch diese Druckdifferenz berücksichtigt werden. Im Falle einer retrograden P-T Entwicklung „gegen den Uhrzeigersinn“ wie im Beispiel von Abbildung 4.2 kann es zum Kollabieren des Einschlusses kommen, es werden „Necking Down“ oder „Necking Off“ Texturen ausgebildet (s.a. Abbildung 4.8). Unterschreitet die Umgebungstemperatur den Wert T_h bildet sich im Einschluß eine Dampfphase entsprechend dem Dampfdruck der Flüssigkeit (P_h). Bei weiterem Abkühlen folgt der Einschlößinhalt dem Verlauf der Phasengrenze von Dampf und Flüssigkeit bis zum Punkt P_O - T_O , den Oberflächenbedingungen.

Die mikrothermometrische Messung kann durch Aufheizen der Probe diesen Pfad von T_O bis T_h nachvollziehen. Da die Phasengrenze univariant ist, kann entlang der Grenze durch Temperaturmessung der jeweilige Druck errechnet werden. Mit der Homogenisierung des Einschlößinhaltes am Punkt P_h - T_h verläßt der Einschluß jedoch die Zweiphasengrenze entlang seiner individuellen Isochore. Da keine weiteren Phasenübergänge zu beobachten sind, ist eine weitere Bestimmung von Druck und/oder Temperatur mit dieser Methode nicht möglich. Wie aus dem Beispiel in Abbildung 4.2 ersichtlich ist weichen die P-T Bedingungen der Einschlößhomogenisierung in der Regel erheblich von den realen Bildungsbedingungen ab. Denkbare Ausnahme ist eine Einschlößbildung bei P-T-Bedingungen, die mit dem Verlauf der Phasengrenze zusammenfällt, wie es z.B. bei Porphyry-Copper Lagerstätten vielfach der Fall ist.

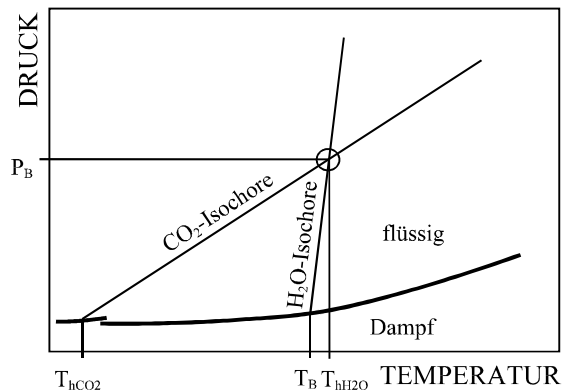


Abbildung 4.3: Darstellung des Isochorenschnittes von CO_2 und H_2O Flüssigkeitseinschlüssen. Isochoren von Gaseinschlüssen (CO_2 , CH_4 , N_2) fallen in der Regel flacher ein als die wässriger Einschlüsse.

Die methodischen Einschränkungen bei der Ermittlung von Bildungsdruck und Bildungstemperatur anhand von Flüssigkeitseinschlößmessungen lassen sich unter günstigen Bedingungen umgehen.

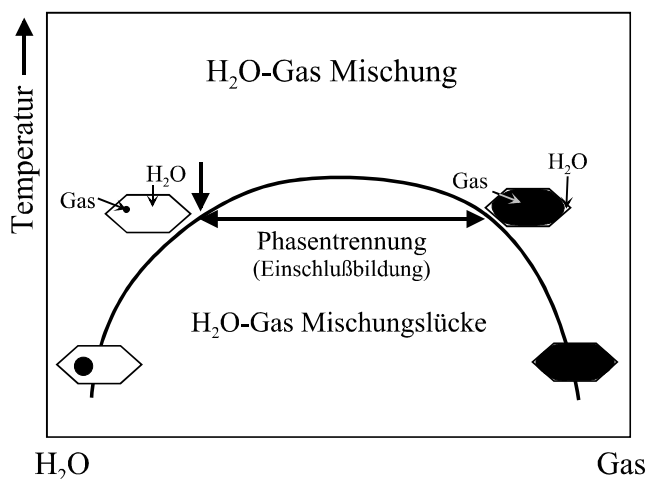


Abbildung 4.4: Einschlößbildung im System H_2O -Gas unter Sättigungsbedingungen, Erläuterung siehe Text.

Roedder & Bodnar (1980) zeigen, daß der Druck und die Temperatur der Einschlößbildung anhand des Schnittpunktes der Isochoren kogenetisch gebildeter, z.B. Gas- und H_2O -Einschlüsse ermittelt werden kann (s. Abbildung 4.3). Wichtige Voraussetzung für diese Abschätzung ist die Sicherstellung der kogenetischen Bildung der beiden Einschlößtypen. Ist diese Voraussetzung gegeben könne die Bedingungen der Einschlößbildungen in der Tat sehr genau bestimmt werden. Kogenetische Bildung läßt sich zeigen z.B. durch pe-

trographische Zusammenhänge zweier Einschlüsse, z.B. in der gleichen Wachstumszone eines Kristalls. Dieser Ansatz geht davon aus, daß kogenetische Einschlüsse unter identischen Druck- und Temperaturbedingungen gebildet wurden. Demzufolge sollte der (einzige) Schnittpunkt der Isochoren der jeweiligen Einschlüsse den Bildungsbedingungen entsprechen. Gemessen werden die Homogenisierungstemperaturen der Gas- und H₂O-Einschlüsse und die Isochoren werden berechnet. Der Schnittpunkt der Isochoren, und damit die P-T Bedingungen der Einschlußbildung, läßt sich mit ausreichender Genauigkeit graphisch ermitteln (s. Abbildung 4.3). In der Anwendung ist diese hier beschriebene Vorgehensweise vielfach problematisch, da eine kogenetische Bildung nur selten mit Sicherheit nachgewiesen werden kann.

Ein weiterer Ansatz für die Bestimmung der Bildungstemperaturen ist durch die Auswertung gemischter Gas+H₂O Einschlüsse gegeben. Für diesen Fall läßt sich zeigen, daß die Homogenisierungstemperatur eines solchen gemischten Einschlusses unter der Annahme der Bildung unter Sättigungsbedingungen der Bildungstemperatur entspricht. Die Systeme H₂O+Gas, wobei die geologisch relevanten Gase in der Regel CO₂, CH₄ oder N₂ sind, weisen alle eine signifikante Mischungslücke auf, die speziell im System H₂O+CO₂ innerhalb geologisch relevanter P-T Bedingungen liegt. Im Falle einer Druck- oder Temperatur-induzierten Phasentrennung entwickelt sich aus einem derartigen homogenen Mischfluid ein heterogenes Fluid bestehend aus einer H₂O-reichen, Gas-armen und einer H₂O-armen und Gas-reichen Phase (vergleichbar in etwa mit dem Aufschäumen einer Sektflasche beim Öffnen, s. Abbildung 4.4). Beide Phasen sind als gesättigt im Hinblick auf H₂O und das jeweilige Gas zu betrachten. Aus diesem heterogenen Fluid können Einschlüsse beider Phasen gebildet werden. Der Gas-reiche Einschluß enthält unter Normalbedingungen eine große „Gasblase“ und eine geringvolumige wäßrige Phase entlang der Einschlußwand. Der H₂O-reiche Einschluß enthält überwiegend wäßrige Phase und eine kleinvolumige Gasblase. Durch Erwärmen während der mikrothermometrischen Messung auf dem Heiz-Kühl-Tisch können beide Einschlüsse wieder individuell homogenisiert werden. Hierbei ist jedoch die Homogenisierung der nur geringen, an der Einschlußwand verteilten, wäßrigen Phase des Gas-reichen Einschlusses aufgrund der optischen Auflösung nur schlecht beobachtbar. Wesentlich genauer läßt sich die Homogenisierungstemperatur des H₂O-reichen Einschlusses ermit-

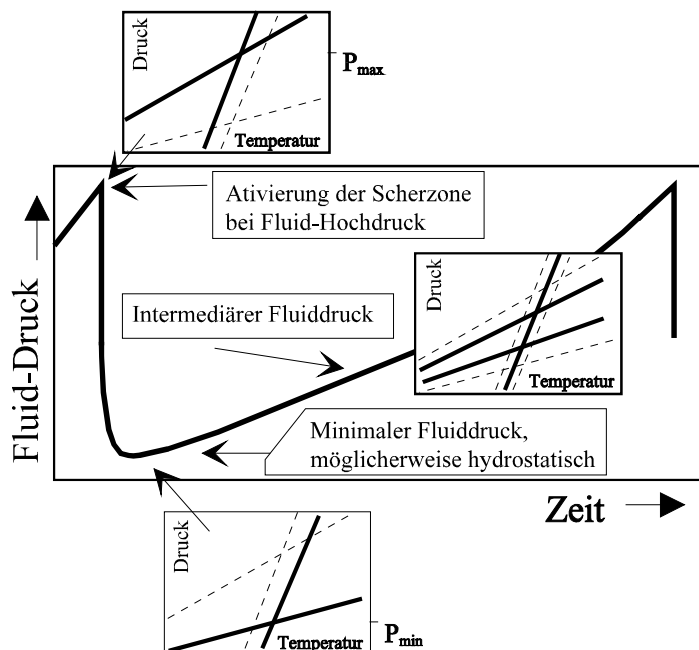


Abbildung 4.5: Verlauf des Fluid-Druckes innerhalb einer aktiven Scherzone während eines seismischen Zyklus. Die kleinen Druck-Temperatur Diagramme zeigen die Isochoren von Einschlüssen, die während der jeweiligen Phasen des Zyklus gebildet werden (modifiziert aus Schmidt Mumm et al., 1997).

eln. Diese Homogenisierungstemperatur gibt exakt den Sättigungszustand, also die Druck und Temperaturbedingungen zum Zeitpunkt der Phasentrennung wieder. Derartige Ein-

schlüsse eignen sich somit hervorragend zur Bestimmung der Bildungstemperaturen. Aus entsprechenden experimentellen Arbeiten kann anhand der Bildungstemperatur auch der Bildungsdruck ermittelt werden. Dieser ist jedoch in diesem Falle sehr stark abhängig von der Salinität der wäßrigen Phase weshalb die Druckbestimmung mit einem großen Fehler behaftet ist.

4.2.1 Die Bestimmung der Bildungsbedingungen Scherzonen-gebundener, mesothermaler Goldlagerstätten

Für die Ermittlung der Bildungsbedingungen der Goldlagerstätten des Mutare-Odzi Grünsteingürtels und des Ashanti Vulkanitgürtels haben Schmidt Mumm et al. (1994, 1997) daher eine etwas weitergehende, prozessorientierte Interpretation der Ergebnisse der Einschlußanalyse angewandt. Grundlage dieser Interpretation ist die Annahme, daß die Einschlüsse in ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften den Mineralisationsprozeß in seiner Gesamtheit widerspiegeln. Ein einzelner Einschluß dokumentiert lediglich einen zeitlich begrenzten „Schnappschuß“ eines beliebigen Zeitpunktes während des Mineralisationsprozesses. Bei einer ausreichenden Anzahl von Einschlußdaten sollte jedoch der gesamte Prozeß, soweit möglich, repräsentiert sein. Können aus diesen Daten Druck- und Temperaturbedingungen ermittelt werden ist daher die Abschätzung der maximalen und minimalen Druck- und Temperatur- Grenzwerte des Bildungsprozesses möglich. Innerhalb dieser Grenzwerte, die durch Flüssigkeitseinschlüsse belegt sind, hat sich der Mineralisationsprozeß abgespielt. Die hierdurch ermittelten Druck- und Temperaturbedingungen stellen somit keine ‘realen’ Bedingungen dar, sondern entsprechen Modellbedingungen, vergleichbar z.B. den Pb/Pb Modellaltern, die letztendlich ja auch von einem Entwicklungsmodell ausgehen, um das Alter eines geologischen Ereignisses zu bestimmen.

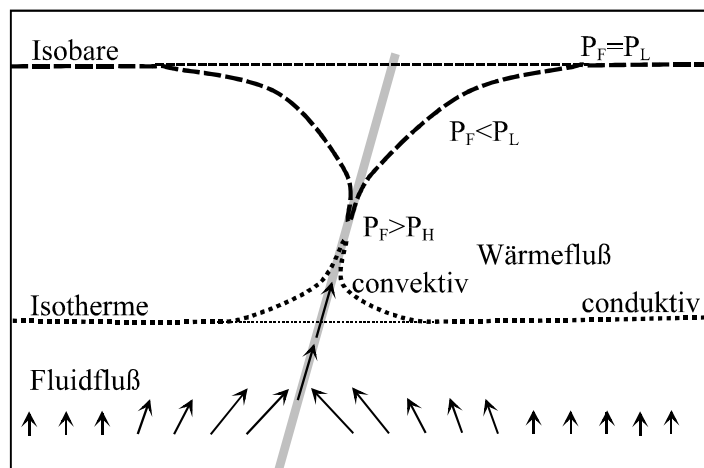


Abbildung 4.6: Verlauf der Isobaren und Isothermen im Bereich einer Scherzone (grau) und die daraus resultierende Ausrichtung des Fluidflusses senkrecht zur Isobare. P_F -Fluiddruck, P_L -lithostatischer Druck, P_H -hydrostatischer Druck.

Besondere Voraussetzungen für die Ermittlung der PT-Bedingungen der Bildung von Einschlüssen ergibt sich für die Mineralisationsprozesse in aktiven Scherzonen. Nach Sibson (1987) und Sibson et al. (1988) ist der Fluiddruck im Bereich aktiver Scherzonen und Störungen starken Schwankungen unterworfen. Boullier et al. (1994) haben gezeigt, daß und wie diese Druckvariation in Flüssigkeitseinschlüssen dokumentiert wird. Abbildung 4.5 zeigt schematisch den Verlauf des Fluiddruckes innerhalb einer Scherzone während eines seismischen Ereignisses. Bis zur Auslösung der Bewegung baut sich innerhalb der Scherzone ein hoher Fluiddruck auf, der möglicherweise kurzfristig lithostatische Werte erreichen kann und es kommt zur Aktivierung der Scherzone bei Fluid-Hochdruck. Im Moment der Aktivierung fällt der Druck dramatisch ab, da sich im Bereich der Scherzone Wegsamkeiten (und damit Volumina) öffnen.

Die Öffnung vertikaler Wegsamkeiten und der damit einhergehenden hydraulischen Verbindung, führt innerhalb der Scherzone, unter der Voraussetzung der Verfügbarkeit ausreichender Fluidmengen, zu einem Druckgradienten, der lithostatische Werte deutlich übersteigen kann. Der Fluiddruck (P_{fl}) am Kopf dieser Wegsamkeiten innerhalb der Scherzone läßt sich errechnen aus:

$$P_{fl}=g*[\rho_r*D_2-\rho_f(D_2-D_1)] \quad \text{mit: } D_1- \text{Kopftiefe der Wegsamkeiten}$$

$$D_2- \text{Maximale Tiefe des Fluid-Ursprungs}$$

$$\rho_{r,f}- \text{Dichte von Gestein (r) und Fluid (f)}$$

$$g- \text{Erdbeschleunigung (9.81ms}^{-2}\text{)}$$

unter der Annahme, daß Fluide an der Basis der Scherzone maximal unter lithostatischem Druck stehen errechnet sich ein Fluid-Überdruck am Kopf der Bruchfront von:

$$P_{xs}=g*[\rho_r*(D_2-D_1)-\rho_f*(D_2-D_1)]=g*(D_2-D_1)*(\rho_r-\rho_f) \quad (3)$$

Bei einer Dichte von $\rho_r=2.6\text{g/cm}^3$ für Gestein und $\rho_f=0.9\text{g/cm}^3$ für das Fluid ist der Fluid-Überdruck $P_{xs}=g*(D_2-D_1)*1.7$ oder 167 bar pro km vertikale hydraulische Verbindung. Die geologischen Konsequenzen eines derartigen Fluid-Überdrucks bestehen in der Ausbreitung von Bruchflächen, dem Aufreißen von Dilatationsflächen senkrecht zu σ_3 bis hin zu einer intensiven Brekzierung. Kontrolliert wird die Intensität dieser Mechanismen letztendlich durch die zur Verfügung stehende Fluidmenge.

Nach dieser Phase der seismischen Aktivität fällt der Fluiddruck innerhalb der Scherzone auf das Minimum der hydrostatischen Bedingungen. Durch Mineralfällungen und wieder ansteigenden, kompressiven Druck nimmt in der Folge der Fluiddruck innerhalb der Scherzone wieder zu, bis der überhöhte Druck und die steigende Scherspannung zum nächsten seismischen Ereignis führen. Die kleinen P-T Diagramme in Abbildung 4.5 zeigen die Isochoren möglicher, während der einzelnen Phasen gebildeter Gas- und wäßriger Einschlüsse. Aus den zum Schnitt gebrachten jeweiligen Maximum- und Minimum-Isochoren ergeben sich folglich vier Eckpunkte eines P-T Feldes (s. a. Abbildung 4.7).

Durch diese zyklischen Schwankungen des Fluiddruckes bildet sich in der Umgebung der Scherzone eine erniedrigter Fluiddruck aus, die Isobaren fallen also zur Scherzone hin ab, wie in Abbildung 4.6 dargestellt. Die ebenfalls in Abbildung 4.6 dargestellte, senkrecht zu den Isobaren ausgerichtete Flußrichtung der Fluide führt zu einem auf die Scherzone gerichteter Fluidzufluß. Der erhöhte Zufluß von Fluiden in den Bereich der Scherzone und der aufwärts gerichtete Fluidfluß innerhalb der Scherzone führt zu einer nach oben gerichteten Verzerrung der Isothermen.

Nicht alle der in Abbildung 4.7 dargestellten Schnittpunkte sind gleichermaßen geologisch sinnvoll interpretierbar. **Punkt P1**, der Schnittpunkt der H₂O-Isochore höchster und der Gas-Isochore niedrigster Dichte repräsentiert den theoretisch geringsten Druck und die niedrigste Temperatur. Zum Zeitpunkt des niedrigsten Druckes sollte jedoch aufgrund der starken Druckdifferenz zur Umgebung und innerhalb der Scherzone der höchste Fluidzufluß zu erwarten sein und entsprechend eine Erhöhung der Temperatur resultieren. Der Zeitpunkt der niedrigsten Temperatur wiederum entspricht dem Zustand des geringsten advektiven Fluidflusses, der seismischen „Ruhephase“ vor der Aktivierung. Während dieser Phase ist jedoch der Fluiddruck erhöht. Wie auch aus Abbildung 4.5 ersichtlich ist der **Punkt P1** also im Fluid-dynamischen Model nicht realisiert. Er soll daher und aufgrund der vorausgegangen Folgerungen bei den weiteren P-T Ermittlungen des Bildungsprozesses nicht berücksichtigt werden.

In **Punkt P2** kommen die Isochoren der jeweils höchsten Dichten der Gas- und wäßrigen Fluidphasen zum Schnitt, entsprechend dem Zustand niedriger Temperatur und gleichzeitig des höchsten, lithostatischen Druckes. Im Fluid-dynamischen Modell ist dies der Zeitpunkt kurz vor dem seismischen Ereignis. Die Temperaturdifferenz von P2 zu den Schnittpunkten P3 und P4, welche die höher temperierten Zustände repräsentieren ergibt ein Maß für die Intensität des advektiven Fluidzuflusses im Bereich der Scherzone. Eine starker Temperaturunterschied von P2 zu P3&P4 sollte als Hinweis auf ascendierende Tiefenfluide gewertet werden, während eine geringe Temperaturdifferenz auf überwiegend lateral migrierende Fluid schließen läßt. Im Hinblick auf die Einschlußbildung während des Wachstums des Wirtsminerals entstehen bei diesen Hoch-

druck/Niedrigtemperatur-Bedingungen jedoch nur wenige Einschlüsse, da die Löslichkeit des Quarzes als Wirtsmaterial generell bei zunehmendem Druck steigt und eine Quarz-Neubildung und damit die Möglichkeit der Einschlußbildung eher unwahrscheinlich ist. Die Interpretation dieses Punktes sollte dies berücksichtigen.

Der **Punkt P3**, repräsentativ für den niedrigsten, möglicherweise hydrostatischen Druck bei erhöhter Temperatur repräsentiert die Niedrigdruck-Phase des Fluid-dynamischen Scherzonenmodells am Ende des seismischen Ereignisses, wenn die durch die Scherbewegung entstandenen vertikalen hydraulischen Verbindungen am größten sind. Aufgrund des advektiven Fluidzuflusses kommt es zu einer Temperaturerhöhung innerhalb der Scherzone.

In **Punkt P4** schneiden sich die Isochoren der höchsten Dichte von Gaseinschlüssen mit der niedrigsten Dichte wäßriger Einschlüsse, was an sich einen Widerspruch beinhaltet. In einem durch Druckschwankungen charakterisierten dynamischen System sollte dieser Punkt ohne Signifikanz, also ein Artefakt sein. Wichtig ist dieser Schnittpunkt bei der Betrachtung von Systemen die temperaturkontrolliert sind.

Im Fluid-dynamischen Scherzonen Modell (s. Abbildung 4.5) ist der durch P4 repräsentierte Zustand daher in der Regel zu vernachlässigen, da kurz vor oder bei der Auslösung des seismischen Ereignisses als Druck-Maximum der advektive Fluidfluß aus tieferen Bereichen der Scherzone eingeschränkt und die Temperatur damit ihr Minimum erreicht. Da zudem die Quarz-Neubildung und damit die Möglichkeit der Einschlußbildung bei hohem Druck sehr gering ist, ist anzunehmen, daß die maximalen Druckbedingungen eher geringer sind als die durch P4 angezeigten

Entsprechend der Abhängigkeit der Löslichkeit des Quarzes vom Druck sollte die intensivste Quarz-Neubildung während des Druckabfalls während und nach dem seismischen Ereignis stattfinden. Folglich wird diese Abschnitt des Zyklus auch in Einschlüssen intensiver dokumentiert als z.B. die Hochdruckphase kurz vor dem seismischen Ereignis.

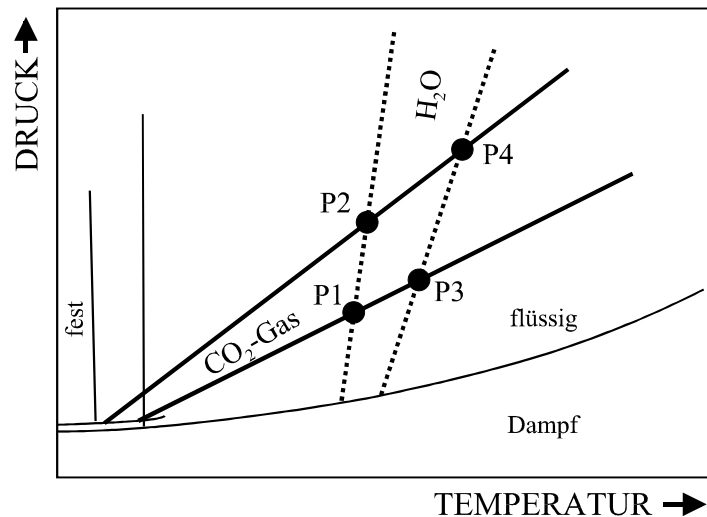


Abbildung 4.7: Die Schnittpunkte der Maximum- und Minimum Isochoren von H₂O- und CO₂-Einschlüssen im Fluid-dynamischen Scherzonenmodell.

Entsprechend dem Fluid-dynamischen Mineralisationsmodell sollten die P-T-Bedingungen des Mineralisationsprozesses durch den Schnittpunkte P2 und P3 am besten repräsentiert sein. Hierbei entspricht P3 dem Druck-Minimum und Temperatur-Maximum, das Druck-Maximum und Temperatur-Minimum sollte etwa bei P2 liegen.

4.2.2 Sekundäre Veränderungen der Flüssigkeitseinschlüsse

Eine allen P-T Bestimmungen anhaftende Unsicherheit liegt in der Möglichkeit einer re-Equilibration der Datenquelle (hier der Flüssigkeitseinschlüsse) während der retrograden P-T-x Entwicklung, bei der die volumetrischen Eigenschaften der Einschlüsse nachträglich verändert werden. Im Falle von Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen kann diese Unsicherheit durch eingehende petrographische Bearbeitung und die Selektion geeigneter Einschlüsse zumindest eingeschränkt werden.

Wie aus Abbildung 4.8 ersichtlich werden hierbei die Gaseinschlüsse (CO_2 , CH_4 , N_2) mit relativ flach einfallenden Isochoren bei einem retrograden P-T Verlauf initial isobarer Abkühlung nur wenig re-equilibriert, da die Steigung ihrer Isochoren nahezu mit dem initialen retrograden Pfad zusammenfallen. Bei einer initial isothermen Dekompression hingegen werden diese Einschlüsse starken Differenzen des Innen- und Außendruckes unterworfen, was zur volumetrischen re-Equilibration führt. Gaseinschlüsse können demzufolge eher als Druckindikatoren angesehen werden.

Analog gilt für wäßrige Einschlüsse mit deutlich steiler einfallenden Isochoren (s. Abbildung 4.8), daß sie tendenziell einen initialen retrograden P-T Pfad isothermer Dekompression „unbeschadeter“ überstehen als eine isobare Abkühlung. Im Gegensatz zu den Gaseinschlüssen ist die re-Equilibration wäßriger Einschlüsse bei einer initialen isobaren Abkühlung deutlicher ausgebildet. Wäßrige Einschlüsse sind daher bevorzugte Temperaturindikatoren.

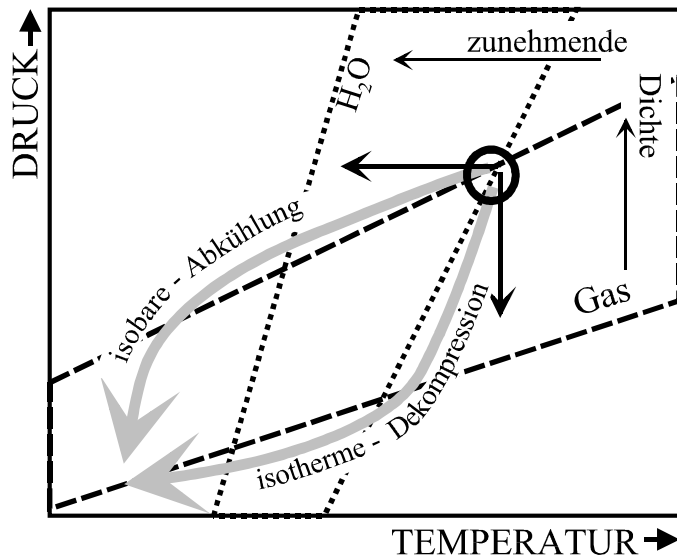
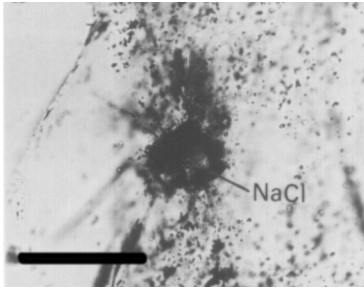


Abbildung 4.8: Retrograde re-Equilibration unter initial isobarer Abkühlung und initial isothermer Dekompression und die jeweilige Angleichung der Einschlusddichten von Gas- und wäßrigen Einschlüssen. Der Kreis deutet die Bildungsbedingungen des Einschlusses, bzw. des Wirtsminerales an, die hiervon ausgehenden Pfeile zeigen die Verschiebung der Isochoren durch die re-Equilibration an. Dünne schwarze Pfeile zeigen die Variation der Einschlusddichten an. Demzufolge führt z.B. eine initial isotherme Dekompression bei der re-Equilibration von Gaseinschlüssen zu einer Verringerung der Einschlusddichte.

a)



b)

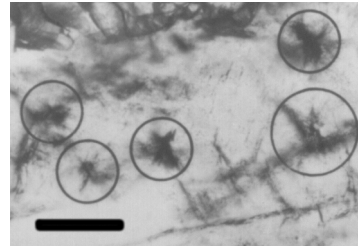


Abbildung 4.9: Dekrepatationsmuster von Flüssigkeitseinschlüssen entstanden durch starke Differenz von Innendruck < Außendruck während der retrograden Entwicklung. (Maßstab: a) 10µm, b) 20µm; aus: Schmidt Mumm, 1989)

Die Intensität retrograder re-Equilibrierung ist vielfach nur ungenau abschätzbar und muß aus dem petrographischen Gesamtbild der Flüssigkeitseinschlüsse ermittelt werden. Dekrepatationsstrukturen (s. Abbildung 4.9) zeigen hierbei starke Differenzen von Innen- und Außendruck der Einschlüsse an. Hierdurch kann es zum Aufbrechen oder auch zum „Implodieren“ des Einschlusses kommen.

‘Necking down’ und ‘Necking off’ sind ebenfalls zurückzuführen auf Veränderungen des Verhältnisses von Innendruck zu Außendruck. Beim ‘Necking down’ wird der Einschluß zunächst partiell eingeeengt (Abbildung 4.10 (a ⇒ b)) und beim ‘Necking off’ werden unter veränderten P-T Bedingungen Teile des Einschlusses abgetrennt (Abbildung 4.10 (b ⇒ c)). Die ursprünglichen Bildungsbedingungen lassen sich aus derartigen Einschlüssen nicht mehr rekonstruieren.

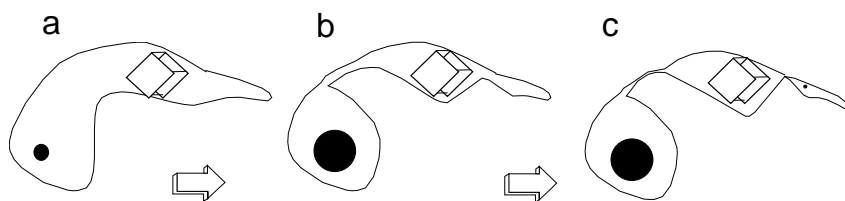


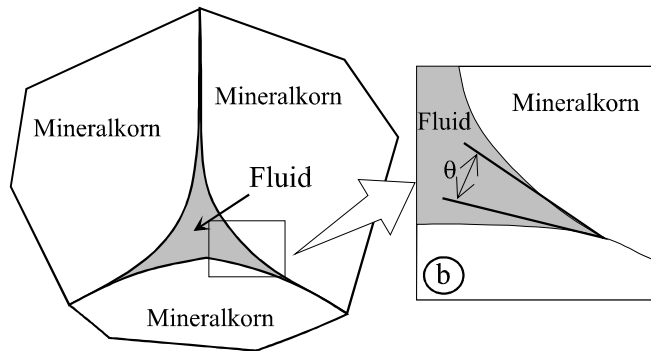
Abbildung 4.10: ‘Necking Down’ (a ⇒ b) und ‘Necking Off’ (b ⇒ c) eines Flüssigkeitseinschlusses unter veränderlichen Druck- und Temperaturbedingungen.

4.2.3 Selektive Einschlußbildung

Die Bildung von primäre Flüssigkeitseinschlüssen ist direkt gekoppelt an das Wachstum des jeweiligen Wirtsminerals. Bei diesem Prozeß spielt die jeweilige Oberflächenspannung der unterschiedlichen Fluide eine entscheidende Rolle. Die Geometrie der Grenzflächen zwischen Fluid und Wirtsmineral wurden eingehend untersucht von Watson & Brenan 1987, Laporte & Watson 1991, Holness 1992 & 1993 und Gibert et al. 1998. Für den Gleichgewichtszustand bei erhöhten Druck und Temperaturen ist davon auszugehen, daß die Grenzflächenenergie zwischen Fluid und fester Phase ein Minimum anstrebt. Dieser Gleichgewichtszustand wird beschrieben durch den Benetzungswinkel (θ) zwischen Fluid und Mineralkörnern und den Verlauf der Grenzfläche von Mineralkorn und Fluid. Abbildung 4.11 zeigt das Verhältnis der Grenzfläche von Fluid und Mineralkorn und die daraus folgende Ableitung des Benetzungswinkels. Für die Migrationsfähigkeit eines Fluids in einem Gesteinsverband sind zwei Fälle zu unterscheiden:

1) Benetzungswinkel $0^\circ < \theta < 60^\circ$ wobei das Fluid ein (durchgängiges) Netzwerk entlang Korngrenzen und Mikrorissen benetzt.

2) Benetzungswinkel $\theta > 60^\circ$ wobei das Fluid an der Benetzung behindert wird und sich in Porenräumen konzentriert.



Hierbei ist nicht die eigentliche Form des Porenraumes oder Porenkanals ausschlaggebend, sondern in erster Linie die oberflächenenergetischen Zustände. Bei

Benetzungswinkeln von $\theta < 60^\circ$ ist die gesamt-Oberflächenenergie im Bereich einer benetzten Kornoberfläche kleiner als die der „trockenen“ Oberfläche und der Porenkanal bleibt offen. Bei Benetzungswinkeln von $\theta > 60^\circ$ wiederum hat die unbenetzte Oberfläche die geringere Energie, wodurch es bevorzugt zur Schließung des Porenkanales kommt. Zur Verdeutlichung der unterschiedlichen Benetzungswinkel in einem Porenraum oder Porenkanal sind in Abbildung 4.12 die Fluid-Mineralgrenzflächen für $\theta = 30^\circ$, 60° und 90° dargestellt. Das Resultat dieses Grenzwert-Verhaltens bei Benetzungswinkeln größer oder kleiner als 60° ist, daß im Falle von $\theta < 60^\circ$ ein im Porenraum vorhandenes Fluid nicht nur durchgängig miteinander verbunden ist, sondern auch dazu tendiert, sich ohne einen Fluid-Überdruck in Fluid-freie Bereiche auszudehnen. Im Gegensatz hierzu werden Fluide mit $\theta > 60^\circ$ in diskreten Porenräumen zurückgehalten. Watson & Brenan (1987) und Holness (1982) haben die Benetzungswinkel unterschiedlicher Mischungen von $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ bei erhöhten Temperaturen von 800 bis 1150°C und Drucken von 1-15kbar experimentell ermittelt. Obwohl diese experimentellen Bedingungen nicht den hier betrachteten Bildungsbedingungen mesothermaler Goldlagerstätten entsprechen, lassen sich die Ergebnisse doch grundlegend übertragen. Folgende Eigenschaften sind für CO_2 und H_2O Fluide allgemeingültig anwendbar (s.a. Abbildung 4.13):

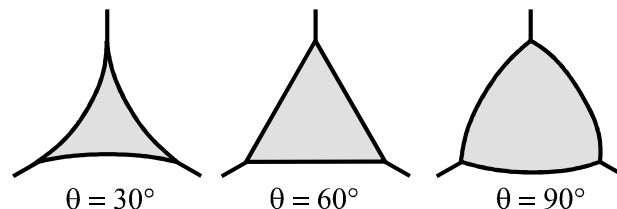


Abbildung 4.12: Querschnitt einer Fluid-Wegsamkeit bei unterschiedlichen Benetzungswinkeln. (modifiziert nach Watson & Brenan, 1987)

- θ steigt im Mischsystem $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ bei erhöhten Temperaturen von ca. 57° für reines H_2O bis ca. 95° für reines CO_2 .

- Der Zusatz von NaCl und anderen Elektrolyten bewirkt generell eine Verringerung des Benetzungswinkels.

Diese veränderlichen Fluid-Eigenschaften haben einen signifikanten Einfluß auf die Fluid-Migration und auch die selektive Fixierung einzelner Fluid-Komponenten in Flüssigkeitseinschlüssen. Für den Fall der Bildung mesothermaler, Scherzonen-gebundener Goldlagerstätten spielt besonders die Variation des Fluiddruckes innerhalb und im Umfeld der mineralisierten Scherzone eine wichtige Rolle. In Abbildung 4.14 ist schematisch der Prozeß der Bildung eines CO_2 -reichen Flüssigkeitseinschlusses aus einer Lösung aus $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ dargestellt.

Das Ausgangsfluid soll bei diesem Modell weitestgehend dem regional angetroffenen, metamorphen $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{Salz}$ -Mischfluid entsprechen (s. Kapitel 4.1), welches relativ frei in offenen Porenkanälen bewegen kann (s. Abbildung 4.14a). Voraussetzung für diese „freie Migration“ ist ein Benetzungswinkel von $\theta < 60^\circ$. Entsprechend der Darstellung in Abbildung 4.4 kommt es bei einer Druck-, oder auch Temperaturerniedrigung zu einer Trennung in CO_2 -reiche und $\text{H}_2\text{O}+\text{Salz}$ -reiche Phase. Hierbei ist davon auszugehen, daß die CO_2 -reiche Phase einen Benetzungswinkel von $\theta > 60^\circ$, die $\text{H}_2\text{O}+\text{Salz}$ -Phase ein $\theta < 60^\circ$ erreicht. Das Resultat ist eine Konzentration der CO_2 -reichen Phase in den Porenräumen, während die H_2O -reiche Phase sich

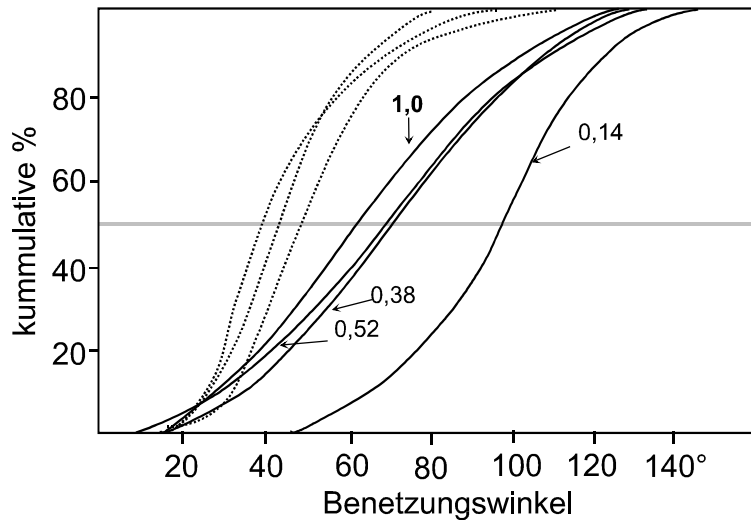


Abbildung 4.13: Abhängigkeit des Benetzungswinkels in Quarzkorngefügen von der Fluid-Zusammensetzung (in kumulativen % der Messungen, wegen der optischen Bestimmungsmethode entspricht der 50% Median dem wahren Benetzungswinkel). Durchgezogene Linien: $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ Gemische, Bezifferung entspricht $x_{\text{H}_2\text{O}}$ der Mischung. Gestrichelte Linien: $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ Lösungen mit 0,12 bis 0,5 Gew.% NaCl. (nach Watson & Brenan 1987)

in den Porenkanälen ausbreitet (s. Abbildung 4.14b). Wird die wäßrige Phase weiter verdrängt gelangt die CO_2 -reiche Phase zunehmend in Kontakt mit den Mineralkörnern. Als Folge verschließen sich die Porenkanäle unter Anstreben einer möglichst geringen Oberflächenenergie (s. Abbildung 4.14c) und es entsteht ein CO_2 -reicher Flüssigkeitseinschluß.

Die deutlich Zunahme der Häufigkeit Gas-reicher Einschlüsse innerhalb und im Umfeld der mineralisierten Scherzonen ist ein Hinweis auf einen derartigen Prozeß im Rahmen der Fluid-Migration und (Gold-) Lagerstättenbildung. Die Separation in eine Gas-reiche und eine H_2O -reiche Phase mit stark kontrastierenden Benetzungswinkeln hat darüber hinaus starken Einfluß auf die

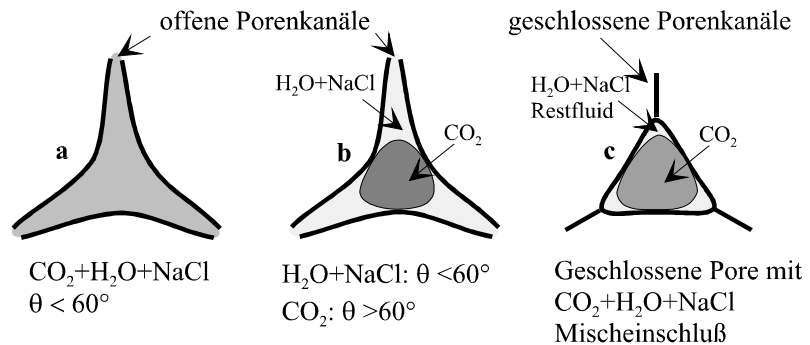


Abbildung 4.14: Bildung CO_2 -reicher Flüssigkeitseinschlüsse aus $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ Mischungen durch Phasentrennung. Erläuterung siehe Text.

Migrationsfähigkeit der Fluide. Auf diese Eigenschaften und ihre Signifikanz für Mineralisationsprozess von Goldlagerstätten wird in den Kapiteln 5.2 bis 5.4 näher eingegangen.

4.3 Abschätzungen der Druck- und Temperaturbedingungen der Bildungsprozesse von Goldlagerstätten der Mutare-Odzi Grünsteingürtels und des Ashanti Vulkanitgürtels

Zentrales Thema dieser Arbeit ist die Rekonstruktion der Bildungsprozesse mesothermaler Goldlagerstätten vor dem Hintergrund der tektonischen und petrogenetischen Entwicklung. Im vorausgehenden Kapitel wurden die Möglichkeiten und Einschränkungen der Abschätzung der Druck und Temperaturbedingungen der Bildung dieser Lagerstätten durch die Interpretation von Flüssigkeitseinschluß-Analysen dargestellt. Im folgenden Kapitel werden die Bildungsbedingungen der Goldvorkommen von Pligrim, P&J Mining und Redwing/Rezende in Simbabwe sowie Ashanti, Prestea, Konongo, Ayanfuri und Abooso-Damang im Ashanti Vulkanitgürtel, Ghana, ausgeführt. In Kapitel 5 wird aus den Ergebnissen ein allgemeingültiges Modell für die Genese Scherzonen-gebundener Goldlagerstätten abgeleitet.

Im Rahmen der Auswertung der Daten der Goldlagerstätten des Mutare-Odzi-Grünsteingürtels und des Ashanti Vulkanitgürtels wurden neben Durchlicht-petrographischen Untersuchungen zusätzlich Kathodolumineszenzstudien des Quarzes durchgeführt, um re-Equilibrierungserscheinungen erkennen, und die beeinträchtigten Einschlüsse aus der Auswertung ausschließen zu können. Für die Lagerstätten des Ashanti Vulkanitgürtels ist zudem eine Überprägung durch weitere tektonothermale Ereignisse auszuschließen, da die eburnischen Einheiten keiner weiteren Metamorphose unterlegen haben, wie sich anhand von ungestörten, den Ausklang des eburnischen Ereignisses dokumentierenden K/Ar Datierungen (Höhndorf et al., 1993) zeigen läßt. Lediglich im Falle der Konongo Lagerstätte sind die primär gebildeten Einschlüsse nicht erhalten, die Ergebnisse spiegeln daher die P-T-x Bedingungen der späteren D2-Deformation wider.

4.3.1 Die Redwing/Rezende Goldlagerstätte, Mutare Abschnitt

In Anlehnung an die in Kapitel 4.2 ausgeführten Vorgehensweisen zur Bestimmung der Mineral-Bildungsbedingungen im Fluid-dynamischen Modell, wurden für die Goldlagerstätten des Mutare-Odzi Grünsteingürtels die Temperatur und der Druckbedingungen der Lagerstätten-genese anhand der Ergebnisse der Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen ermittelt. Die Isochoren der Gaseinschlüsse wurden berechnet nach Holloway (1981), die der wäßrigen Einschlüsse nach Zhang & Frantz (1987) unter Verwendung des FLINCOR Programmes von Brown (1989).

Wie in Kapitel 2.7.1 ausgeführt treten in der Redwing/Rezende Lagerstätte drei Mineralisationstypen auf: die Scherzonen-gebundene Mineralisation der Rezende Scherzone, der in gescherten Bereichen mineralisierte Rhyolit und die Quarz-Sulfid-Adern. Diese drei Mineralisationstypen werden bei der Druck-Temperaturabschätzung zunächst getrennt betrachtet.

Für die Mineralisation in der Rezende Scherzone (s. Abbildung 4.15) sind aufgrund des Befundes der Einschlußanalyse zwei konkurrierende Fluidsysteme anzunehmen:

- System I) ist dominiert durch relativ hochsalinare, wäßrige Phasen und Gaskomponenten mit erhöhten N₂-Anteilen. Aufgrund dieser chemischen Charakteristika wird angenommen, daß es sich hierbei um ein externes Fluid handelt, das aus Bereichen metamorpher Devolatilisierung in größerer Teufe entstammt.
- System II) ist charakterisiert durch niedrig salinare wäßrige Phasen assoziiert mit nahezu reinen CO₂ Einschlüssen. Hierbei handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um intraformationale Fluide, die aus dem unmittelbaren Nebengestein bezogen wurden.

Diese beiden chemisch sehr unterschiedlichen Fluidsysteme bilden -auch unabhängig vom Interpretationsmodell- sehr unterschiedliche Druck- und Temperatur- Bildungsbedingungen ab.

Entsprechend dem oben ausgeführten Fluid-dynamischen Scherzonen-Modell liegt der Schnittpunkt der hochdichten Einschlüsse ($P2_I$ in Abbildung 4.15) für das N_2 reiche System und die damit zusammen auftretenden hochsalinaren wäßrigen Phasen bei 2,1kbar bis 2,3kbar und 210°C bis 240°C und die Schnittpunkte der niedrigdichten Einschlüsse ($P3_I$ in Abbildung 4.15) bei 1,9kbar bis 2kbar und 290°C bis 310°C .

Im Vergleich hierzu liegen die Schnittpunkte hochdichter Einschlüsse ($P2_{II}$ Abbildung 4.15) der CO_2 -reichen Gasphase und niedrigsalinaren wäßrigen Phase bei 200°C bis 280°C ($P2'_{II}$) und 1,6kbar bis 2,kbar und die niedrigdichter Einschlüsse ($P3_{II}$ Abbildung 4.15) bei etwa 300°C bis 400°C und 1,2kbar bis 1,6kbar. Letzterer Temperaturwert liegt etwa 25°C oberhalb des durch CO_2 - H_2O -Mischeinschlüsse angezeigten Wertes für die Bildung unter Sätti-

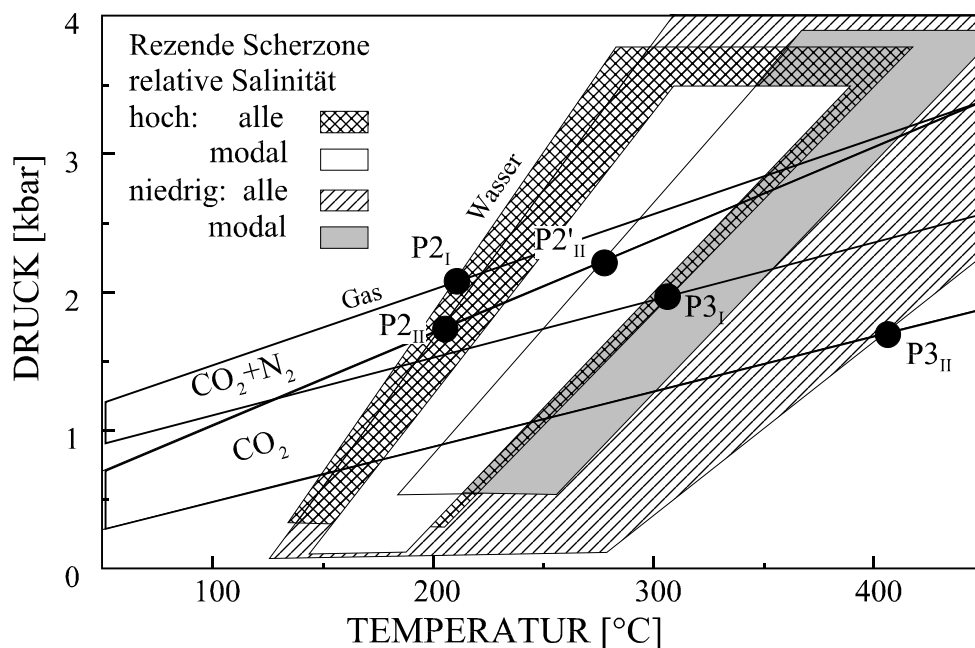


Abbildung 4.15: Darstellung der Isochoren wäßriger und Gas-reicher Flüssigkeitseinschlüsse der Mineralisation der Rezende Scherzone. Wie in Kapitel 2.7.2 dargestellt sind die CO_2+N_2 Gaseinschlüsse assoziiert mit hochsalinaren, die CO_2 Einschlüsse mit niedrigsalinaren wäßrigen Einschlüssen. Deutlich wird eine starke Temperaturabhängigkeit der Position der $P2$ und $P3$ Schnittpunkte, (modifiziert aus Schmidt Mumm et al., 1994).

gungsbedingungen.

Für die Abschätzung der Bildungsbedingungen der Mineralisation des gescherten Rhyolites werden ausschließlich primäre, niedrig salinare wäßrige Einschlüsse verwendet. Die Einschlüsse höherer Salinität sind, wie bereits in Kapitel 2.7.2 dargestellt, einem jüngeren Mineralbildungs- und Fluid-Ereignis zuzuordnen. Eine Komplikation ergibt sich aus der starken Variation der Zusammensetzung Dichte der Gaseinschlüsse im System CO_2+CH_4 +Kohlenstoff. Hierbei zeigt sich, daß Einschlüsse, die neben den Gaskomponenten auch Kohlenstoff in Form von graphitischen Tochtermineralen oder entlang der Einschluswandungen feinverteilter Graphit enthalten systematisch niedrigere Dichten haben. Dies läßt sich erklären durch die Reaktion:



Das sich bei dieser Reaktion das molare Gesamtvolumen des Einschlußinhaltes verringert bilden diese Einschlüsse volumetrisch nicht mehr die Bildungsbedingungen ab. Da die Reaktion in der Regel nicht quantitativ abläuft können die initialen Bedingungen auch nicht rückgerechnet werden.

Dieses graphitische Material wurde auch durch Raman-spektroskopische Messungen identifiziert, in einigen Fällen konnte in den entsprechenden Einschlüssen die Reaktion sogar

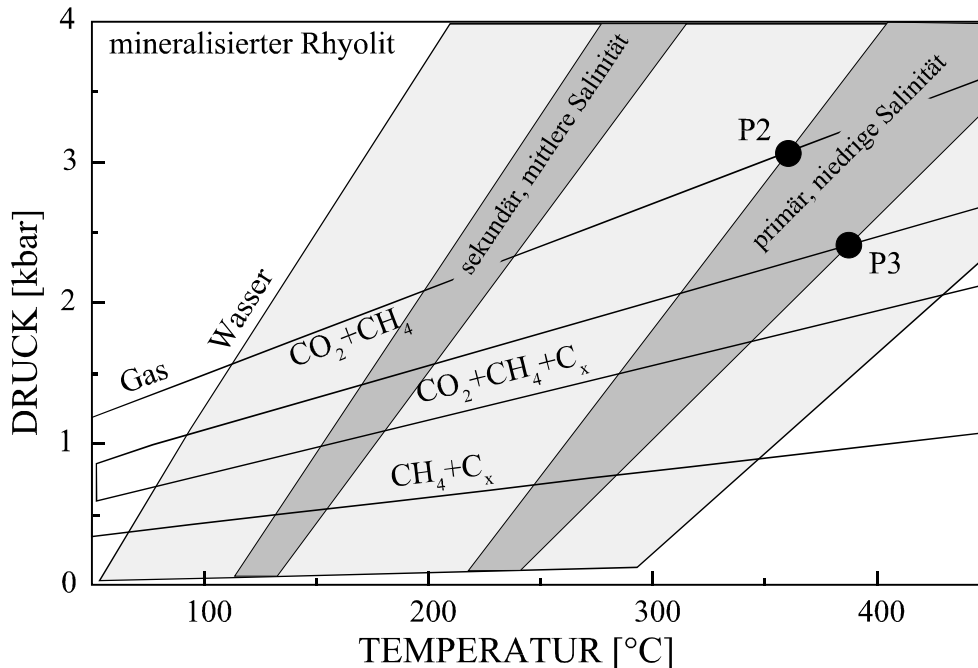


Abbildung 4.16: Darstellung der Isochoren wässriger und Gas-reicher Flüssigkeitseinschlüsse des mineralisierten Rhyolites. Die hellgrau unterlegte Fläche umfaßt alle Isochoren wässriger Einschlüsse. Der Übergang von niedrig salinaren zu höher salinaren Einschlüssen erscheint in diesem System graduell, nicht alle Einschlüsse lassen sich petrographisch eindeutig zuordnen. P2 und P3 sind die Modell Bildungsbedingungen der Mineralisation entsprechend dem Fluid-dynamischen Scherzonen Modell (modifiziert aus Schmidt Mumm et al., 1994).

durch den Laserstrahl der Raman-Sonde ausgelöst werden. Für die Druck- und Temperaturabschätzung der Mineralbildung im Rhyolit wurden daher ausschließlich Einschlüsse verwendet, in denen kein Kohlenstoff identifiziert werden konnte.

Zum Schnitt kommen demgemäß die Isochoren der niedrigsalinaren wässrigen Einschlüsse sowie der CO₂+CH₄ Gas Mischeinschlüsse. Daraus folgern Modellbedingungen der Mineralbildung von <360°C und 3,1kbar (P2 in Abbildung 4.16) bis ca. 380°C und 2,4kbar (P3 in Abbildung 4.16). Die P3 Abschätzung dieses Systems wird erschwert durch die o.g. Bildung von Kohlenstoff aus den eingeschlossenen Fluiden, für die zudem nicht geklärt ist, ob sie bereits während des Mineralisationsereignisses erfolgte, oder erst zu einem deutlich späteren Zeitpunkt.

In den Proben der Quarz-Sulfid-Adern finden sich zwei unterschiedliche Typen primärer wässriger Einschlüsse, zu unterscheiden durch die Variation der eingeschlossenen Fluide. Von der Zusammensetzung her lassen sich die hochsalinaren Einschlüsse mit der späten

Fluidphase die in jüngeren Quarzgängen dokumentiert ist korrelieren, allerdings sind die gemessenen Homogenisierungstemperaturen der Einschlüsse in diesen späten Mineralbildungen deutlich niedriger. Möglich wäre auch ein Zusammenhang mit den in der Rezende Mineralisation identifizierten, hochsalinaren wäßrigen Einschlüssen, jedoch fehlen in der Quarz-Sulfid-Gangmineralisation die begleitenden N₂-reichen Einschlüsse.

Die identifizierten Gaseinschlüsse enthalten nahezu ausschließlich CO₂, zusätzliches CH₄ ist nur in Spuren nachzuweisen.

Für die Ermittlung der Druck- und Temperatur- Bildungsbedingungen des Mineralisations-

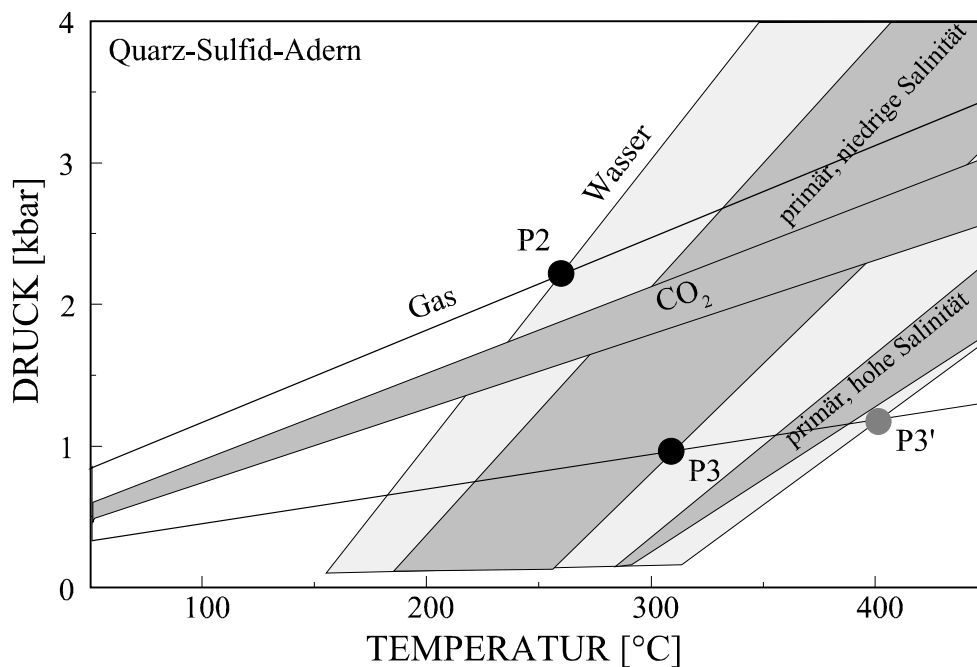


Abbildung 4.17: Darstellung der Isochoren wäßriger und Gas-reicher Flüssigkeitseinschlüsse der Quarz-Sulfid-Adern. Gasreiche Einschlüsse enthalten überwiegend CO₂ mit nur geringen CH₄-Anteilen (modifiziert aus Schmidt Mumm et al., 1994).

types geben daher nur die primären, niedrigsalinaren Einschlüsse verlässliche Werte. Der Schnittpunkt der Isochoren hochdichter Gas- und Wassereinschlüsse (P2 in Abbildung 4.17) ergibt für die Hochdruckphase des Fluid-dynamischen Modells einen Druck von 2,2kbar bei 250°C. Für den post-seismischen Zustand niedrigen Druckes und erhöhter Temperatur ergeben sich aus dem Schnitt der Isochoren niedrigdichter Gaseinschlüsse und niedrigdichter wäßriger Einschlüsse (P3 in Abbildung 4.17) Druckbedingungen von 0,9kbar bei Temperaturen von 310°C. Ein Schnitt mit den niedrigdichten Isochoren der höher salinaren Einschlüsse ergibt für P3' Bedingungen von 1,1kbar und 400°C.

Die Ergebnisse der Druck und Temperaturabschätzung der Mineralisationsbedingungen nach dem Fluid-dynamischen Modell sind in Abbildung 4.18 zusammengefaßt dargestellt. An der rechten Ordinate sind zusätzlich die dem Druck entsprechenden Teufen für hydrostatische und lithostatische Bedingungen aufgezeigt. Für die lithostatische Auflast wurde eine Dichte von 2,6g/cm³ und für die hydrostatische Auflast von 0,9g/cm³ angenommen. Es ergibt sich aus den hier ermittelten Werten ein sehr differenziertes Bild der Druck- und Temperaturbedingungen der Mineralisation.

Die Abschätzungen anhand der Proben aus dem mineralisierten Rhyolit ergeben die höchsten Druck und Temperaturbedingungen bei den insgesamt geringsten Schwankungen. Es ist zu

folgern, daß die Mineralisation des Rhyolites unter überwiegend lithostatischer Auflast von 2,4kbar bis 3,1kbar in einer Tiefe von ca. 8 bis 12km bei 360°C bis 380°C erfolgte. Hydrostatische Druckbedingungen wurden hier nicht erreicht, oder sind durch nachfolgende re-Equilibrierungsprozesse nicht mehr nachvollziehbar. Geologisch erscheint dieses Ergebnis durchaus sinnvoll, da die Mineralisation des Rhyolites syn-kinematisch während der Deformation erfolgte. Gleichzeitig war während dieses Prozesses die offene Permeabilität innerhalb des Rhyolites niedrig und damit die hydraulische Verbindung zu oberflächennahen, hydrostatischen Bedingungen nicht gegeben.

Die Mineralisation der Quarz-Sulfid-Adern nimmt eine intermediäre Position ein. Die ermittelten Druckbedingungen schwanken von <1kbar bis 2,2kbar zwischen hydrostatischen

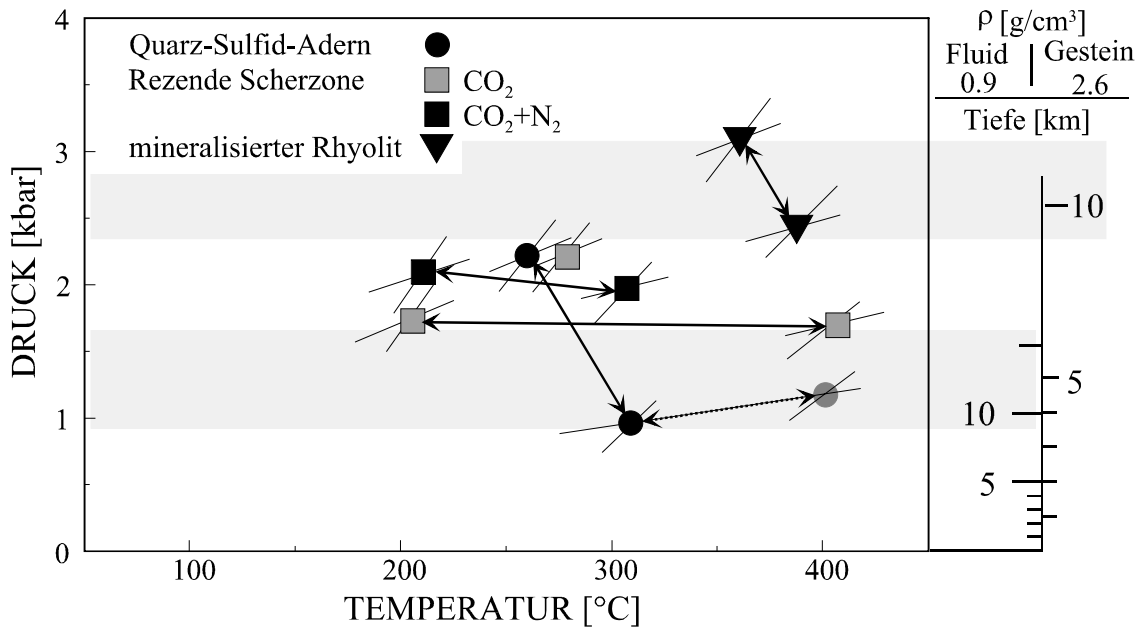


Abbildung 4.18: Darstellung der Druck- und Temperaturabschätzungen der unterschiedlichen Mineralisationstypen der Redwing/Rezende Lagerstätte (in Anlehnung an Schmidt Mumm et al. 1994). Ebenfalls gezeigt sind an der rechten Ordinate die Teufen entsprechend hydrostatischen und lithostatischen Auflasten.

und den teufenäquivalenten lithostatischen Werten. Damit ist die Quarz-Sulfid-Mineralisation die einzige in der echte hydrostatische Bedingungen dokumentiert sind. Die Temperaturen der Mineralbildung lagen bei 250°C bis 310°C. Unter Einbeziehung der höhersalinaren, und höhertemperierten Fluide sind jedoch Bildungstemperaturen bis 400°C möglich.

Die ermittelten Modell-Bildungsbedingungen der Rezende Mineralisation unterscheiden sich deutlich von den übrigen Mineralisationstypen. Auffällig ist eine starke Temperaturbetonung und nur sehr geringe Druckdifferenzen. Eine derartige Verteilung ist mit dem Fluid-dynamischen Scherzonenmodell nur bedingt kompatibel. Hierfür kann es zwei Ursachen geben:

- die gewählten Isochoren und ihre Schnittpunkte repräsentieren nicht den Mineralisations-prozeß,
- die entsprechenden Einschlüsse wurden durch re-Equilibrierungsprozesse nachträglich dahingehend verändert, daß ihre primären volumetrischen Eigenschaften ausgelöscht wurden.

Die Auswahl der Isochoren erfolgte unter der Annahme, daß der Mineralisationsprozeß ein abgeschlossenes Ereignis darstellt, dessen interne Variationsbreite durch die Isochoren repräsentiert wird. Nicht berücksichtigt ist die Möglichkeit, daß Fluidaktivität innerhalb der Scherzone diesen Zeitraum überdauert und eine spätere Abkühlungsphase, während der es durchaus noch zu Mineralumlagerungen kommen kann, ebenfalls in den Flüssigkeitseinschlüssen dokumentiert ist. Dieses würde die durch die P-T-Abschätzung ermittelte Temperaturvariation erklären. Durch eine volumetrische re-Equilibrierung der Einschlüsse nach ihrer Bildung würde ein ganz ähnliches Bild erzeugt werden. Wie in Abbildung 4.8 dargestellt werden wäßrige Einschlüsse im Verlauf einer retrograden isobaren Abkühlung zu höheren Dichten hin verändert. Dieser Prozeß läßt sich jedoch nicht mehr durch Daten belegen oder quantitativ nachvollziehen.

In Abbildung 4.19 ist ein Ansatz dargestellt, der versucht die re-Equilibrierung statistisch auszugleichen. Für die $P3''_{I+II}$ Isochorenschnittpunkte wurden die jeweils geringsten Dichten der wäßrigen und gashaltigen Einschlußgruppen beibehalten unter der Annahme, daß der retrograde, isobare re-Equilibrierungsprozeß die Dichten ausschließlich zu höheren Werten

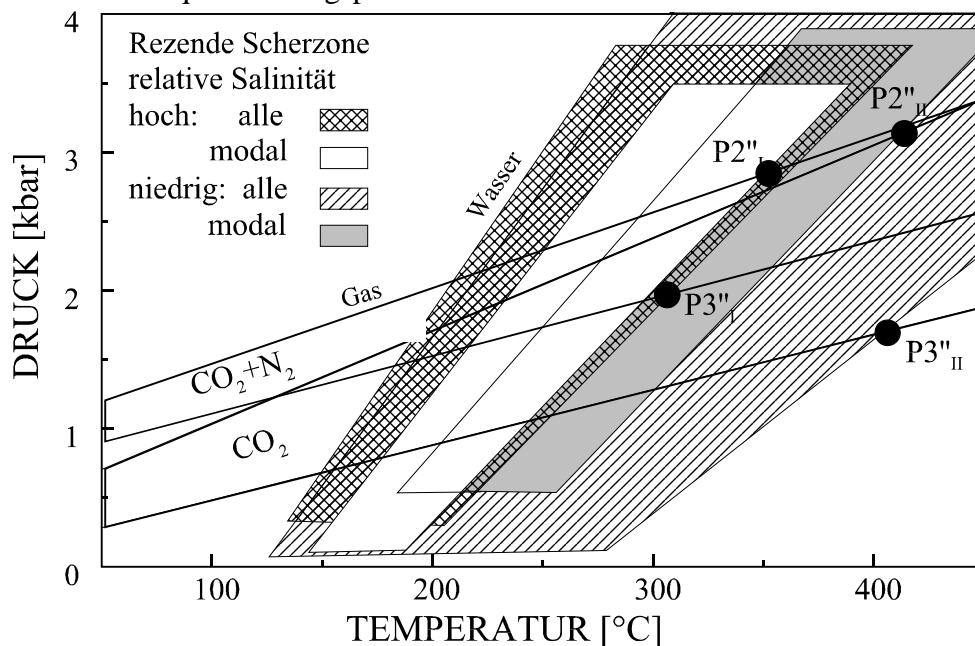


Abbildung 4.19: Darstellung der Isochoren Gas- und Wasser-reicher Einschlüsse in Proben der Rezende Mineralisation. Abweichend von der ursprünglichen Darstellung (Abbildung 4.15) ist hier versucht worden eine retrograde re-Equilibrierung statistisch auszugleichen. Weitere Erläuterung siehe Text.

verschoben hat. Diese Isochoren sollten daher ein Mindestmaß für die tatsächlichen Mineralisationsbedingungen darstellen. Für die $P2''_{I+II}$ Isochorenschnittpunkte wurden, abweichend vom Vorgehen in Abbildung 4.8, die oberen Werte der Bereiche in denen die modalen Maxima der Homogenisierungstemperaturen liegen gewählt (vergl. auch Kapitel 2.7.2). Diese Auswahl erfolgt in der Annahme, daß der re-Equilibrierungsprozeß

Es ergeben sich folgende Bildungsbedingungen:

Für das System hochsalinärer wäßriger Einschlüsse und N_2 -reicher Gaseinschlüsse lagen die Bildungsbedingungen bei 300°C und $1,9\text{kbar}$ für die Niedrigdruckphase ($P3''_I$ in Abbildung 4.19) und 350°C und $2,7\text{kbar}$ für die Hochdruckphase ($P2''_I$ in Abbildung 4.19).

Für das System niedrigsalinärer wäßriger Einschlüsse und CO₂-reicher Gaseinschlüsse erfolgte die Einschlußbildung entsprechend bei Bedingungen von 400°C und 1,5kbar (P3''II in Abbildung 4.19) und 410°C und 3kbar P2''II in Abbildung 4.19).

Der Vergleich mit den in Abbildung 4.18 dargestellten Ergebnissen zeigt eine gute Übereinstimmung dieser Werte mit denen der übrigen Mineralisationstypen.

4.3.2 Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen von Metamorphose, Pegmatitbildung und Genese der Goldlagerstätten Pilgrim und P&J Mining anhand von Flüssigkeitseinschlußmessungen

Die Abschätzung der Druck und Temperaturbedingungen der Einschlußbildung in Quarzen der Pegmatite, metamorpher Adern und der Goldmineralisationen wurde nur exemplarisch durchgeführt. In die Betrachtung einbezogen wurden zudem die Ergebnisse der Untersuchungen an den Pegmatiten im Masvingo Grünsteingürtel (einschließlich des Bikita Pegmatites) sowie metamorpher Quarzadern aus der Gut-Buhera Grundgebirgs-Hochlage. Für die Berechnung der Isochoren wurden ausschließlich Daten primäre Einschlüsse verwendet.

Zur Vereinfachung und besseren Übersichtlichkeit sind in diesem Falle für die P-T Abschätzungen nur die Maximalwerte berücksichtigt. Es handelt sich somit um Abschätzungen der lithostatischen Druckbedingungen bei einer Temperatur, die am wenigsten durch advektiven Zufluß von Fluiden gestört ist und damit am ehesten der des Nebengesteins entspricht. Im Fluid-dynamischen Scherzonenmodell (Abbildung 4.7) ist dieser Zustand durch den **Punkt P2** repräsentiert.

Für eine Abschätzung der Bildungsbedingungen metamorpher Quarzadern, die in den meisten Fällen als wurzellose Segregate des direkten Nebengesteins zu erklären sind, kommt dieser Interpretationsansatz ohnehin den tatsächlichen Metamorphose-Bedingungen am nächsten. Etwas Problematischer erscheint diese Anwendung auf die P-T Bildungsbedingungen der Platznahme der Pegmatite, da hierfür einerseits eine erhöhte Temperatur und andererseits ein Druck, der unterhalb der lithostatischen Werte liegt zu realistisch ist.

4.3.2.1 Druck- und Temperaturbedingungen Einschlußbildung in metamorphen Quarzen

Die Abschätzung der Einschluß-Bildungsbedingungen metamorpher Quarze im Odzi Grünsteingürtel (s. Abbildung 4.20) ergeben Temperaturen von ca. 300°C bei Drucken von ca. 1,9kbar. Die Geländeuntersuchungen zeigen hingegen, daß die metamorphe Fazies der entsprechenden Nebengesteine der Quarzadern eine maximale Metamorphose bei mindestens unteren Amphibolit-faziellen Bedingungen durchlaufen haben. Demzufolge geben die Abschätzungen basierend auf den Flüssigkeitseinschlußdaten entweder zu niedrige Bedingungen wieder oder die Bildung der Einschlüsse fällt nicht mit dem Höchstpunkt der Metamorphose zusammen.

Die Abschätzung der Bildungsbedingungen von Einschlüssen aus der Gut-Buhera Grundgebirgs-Hochlage ergeben insgesamt höhere Temperaturen von ca. 415°C und etwas höhere Druckbedingungen von ca. 2,1kbar. Diese deutlich höheren Temperaturen entsprechen eher dem aus dem Nebengestein ersichtlichen Bild Amphibolit-fazieller Metamorphosebedingungen. Auch hier ist jedoch davon auszugehen, daß die Flüssigkeitseinschlüsse nicht die Bedingungen der Peak-Metamorphose wiedergeben.

Die Druck- und Temperaturabschätzungen der Einschlußbildung in metamorphen Quarzen ergibt im Vergleich zu den petrographisch indizierten Metamorphose-Maximalbedingungen zu niedrige Werte, insbesondere im Hinblick auf die Bildungstemperatur. Tendenziell werden für die Gutu-Buhera Grundgebirgs-Hochlage höhere Temperaturen als für den Bereich des Odzi Grünsteingürtels angezeigt. Dies stimmt zumindest tendenziell mit dem Geländebefund einer Zunahme der Metamorphosebedingungen vom Odzi Grünsteingürtel zum Gutu-Buhera Abschnitt überein. Die Absolutwerte sind jedoch für beide Fälle durchgehend zu niedrig. Dies kann erklärt werden durch eine Einschlußbildung unter retrograden Metamorphosebedingungen.

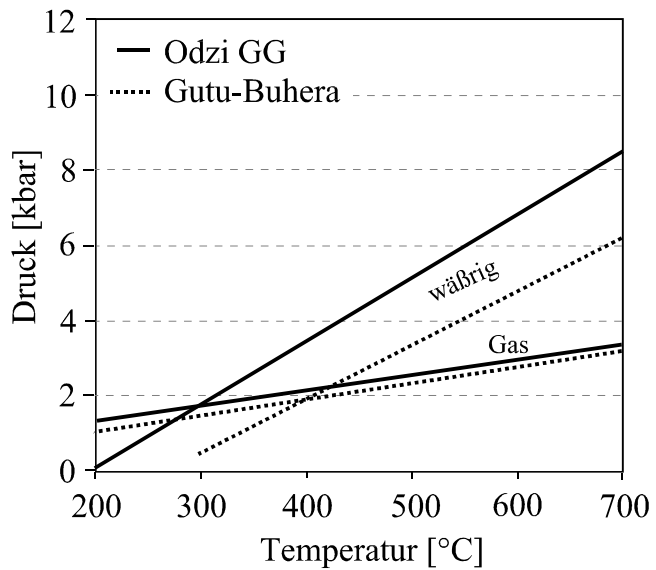


Abbildung 4.20: Druck und Temperaturabschätzung der Bildung metamorpher Quarzadern im Odzi Grünsteingürtel und Gutu-Buhera Grundgebirgs-Hoch.

4.3.2.2 Druck- und Temperaturbedingungen der Einschlußbildung in pegmatitischen Quarzen

Die Abschätzung der Flüssigkeitseinschluß-Bildungsbedingungen der Pegmatite des Odzi Grünsteingürtels und des Masvingo Grünsteingürtels bezieht sich gleichermaßen auf den Modellfall lithostatischer, thermisch equilibrierter Bedingungen (Punkt **P2** in Abbildung 4.7).

Der Schnittpunkt der in Abbildung 4.21 dargestellten Isochen der entsprechenden Einschlüsse ergibt für die im Odzi Grünsteingürtel untersuchten Pegmatite Bildungstemperaturen von ca. 315°C bei einem Druck von ca. 2kbar für beide Vorkommen. Die Isochen der unterschiedlich zusammengesetzten Gaseinschlüsse beider Vorkommen kreuzen sich zudem im Bereich des Schnittpunktes mit der Isochore der wäßrigen Einschlüsse, was die Gültigkeit dieses P-T Wertes weiter unterstreicht. Ebenfalls dargestellt ist für den Odzi Pegmatit der Bereich der Homogenisierungstemperaturen gemischter Einschlüsse mit CO₂ und wäßriger Lösung. Diese Temperaturen stellen, nimmt man Gassättigung der wäßrigen Lösung zum Zeitpunkt der Einschlußbildung an, die Bildungstemperaturen dar. Es zeigt sich, daß die höchste Homogenisierungstemperatur dieser Ein-

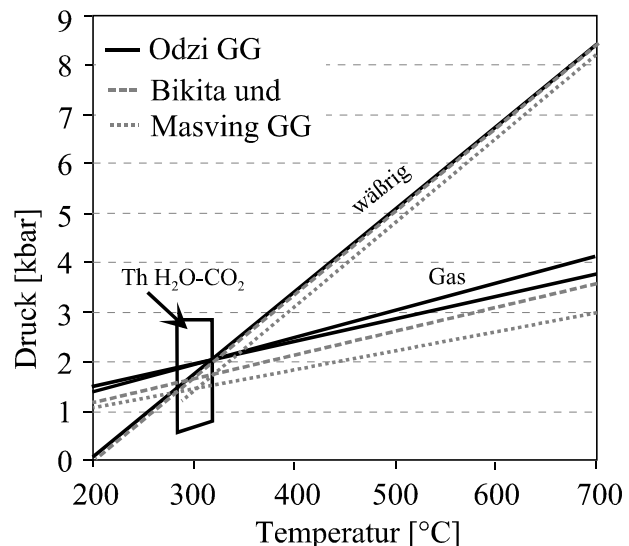
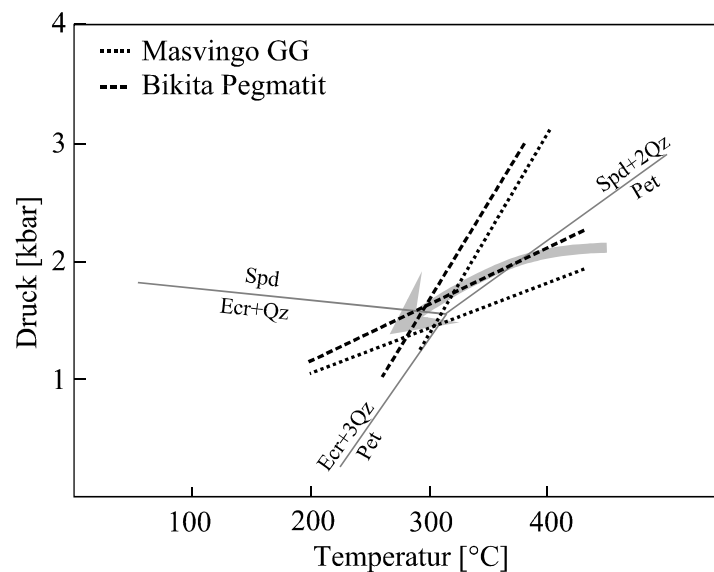


Abbildung 4.21: Druck und Temperaturabschätzung der Bildungsbedingungen von Pegmatiten der Odzi und Masvingo Grünsteingürtel, einschließlich des Bikita Pegmatites.

schlüsse zusammenfällt mit dem Schnittpunkt der Isochoren von wäßrigen und Gaseinschlüssen der Pegmatite. Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Einschluß-Bildungsbedingungen der Pegmatite des Odzi Grünsteingürtels durch die mikrothermometrischen Analysen sehr deutlich wiedergegeben werden.

Aus dem Masvingo Grünsteingürtel wurden zwei Pegmatitvorkommen analysiert. Zum einen der massive Bikita Pegmatit, zum anderen ein etwa 1m mächtiger Pegmatitgang, der steilstehend und unregelmäßig den Schicht- und Schieferungsverband durchschlägt. Primäre wäßrige und Gas-reiche Einschlüsse sind in beiden zahlreich anzutreffen. Für die Einschlußbildung in diesen beiden Pegmatiten wurden entsprechend 1,7kbar und 1,5kbar bei Temperaturen von ca. 290°C und 300°C durch Isochorenschnitt ermittelt. Für die primäre Pegmatitbildung erscheinen die Werte, insbesondere die Temperaturen deutlich zu niedrig. Der Vergleich mit den Stabilitätsbedingungen von für Bikita typischen Mineralen (s. Abbildung 4.22) sowie dem durch London (1984) ermittelten retrograden Entwicklungspfad zeigt, daß die P-T Rekonstruktion anhand von Flüssigkeitseinschlüssen durchaus realistisch ist. Die (Li-reichen) Minerale Spodumen und Eukryptit sind beide „gesteinsbildend“ im Bikita Pegmatit und nach Martin (1964) einer späten Mineralbildung oder retrograden Mineralumbildung zuzuordnen. Entsprechend bilden die Isochorenschnittpunkte diesen Phasenzustand wieder. Die Phasengrenzen der stark Druck-kontrollierten Paragenese Quarz-Spodumen-Eukryptit fällt direkt zusammen mit dem Schnittpunkt der Bikita Isochoren (Abbildung 4.22).



Insgesamt ergibt sich eine gute Übereinstimmung der Bildungsbedingungen von Flüssigkeitseinschlüssen mit denen ihrer Wirtsminerale bei den untersuchten Pegmatiten.

Abbildung 4.22: Rekonstruktion der Fluid-Einschluß-Bildungsbedingungen der Pegmatite des Masvingo Grünsteingürtels und Bikita. Schnittpunkte der Isochoren (gestrichelte Linien) entsprechen den Bildungsbedingungen der Flüssigkeitseinschlüsse. (Phasengrenzen und Mineralisationspfad nach London (1984)).

4.3.2.3 Die Einschluß-Bildungsbedingungen der Pilgrim und P&J Mining Goldlagerstätten.

Für die Abschätzung der P-T Bedingungen des Gold-Mineralisationsprozesses in den Pilgrim und P&J Mining Lagerstätten wurden die Isochoren der hochdichten Gaseinschlüsse mit denen wäßriger Einschlüsse ohne gelöste Gaskomponente zum Schnitt gebracht. In beiden Fällen handelt es sich um primäre Einschlüsse. Die hieraus resultierenden Druck und Temperaturwerte entsprechend dem Modellpunkt P2 in Abbildung 4.7. Für Pilgrim ergibt sich ein Bildungsdruck von ca. 1,2kbar bei einer Temperatur von 250°C und entsprechend für die P&J Mining Mineralisation ein Druck von 1,8kbar bei 280°C (s. Abbildung 4.23).

Petrographisch läßt sich jedoch zeigen, daß die Gold-Mineralisation assoziiert ist mit Gasreichen Fluiden, die sowohl in reinen Gaseinschlüssen als auch in gemischten Einschlüssen mit Gas und wäßriger Lösung dokumentiert sind. In Abbildung 4.23 sind daher auch die Temperaturbereiche der Homogenisierung dieser Einschlüsse eingetragen, die unter der Annahme der Gas-sättigung als Bildungstemperaturen anzusehen sind. Anhand dieser Darstellung wird deutlich, daß die möglichen Bildungsbedingungen der P&J Mining und Pilgrim Goldmineralisationen deutlich über die durch Isochorenschnitt ermittelten hinausgehen. Für die P&J Mining Mineralisation beträgt die maximale Bildungstemperatur somit ca. 330°C bei 1,8kbar und für die Pilgrim Mineralisation entsprechend 360°C und 1,7kbar.

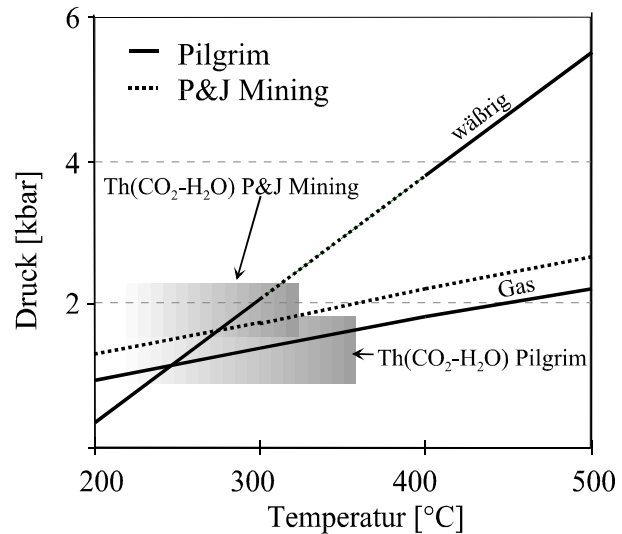


Abbildung 4.23: Druck und Temperaturabschätzung der Bildung der Pilgrim und P&J Mining Goldlagerstätten.

4.4 Die Goldlagerstätten des Ashanti Vulkanitgürtels, Ghana

Die Bildungsbedingungen der Goldlagerstätten Ashanti, Konongo, Prestea, Ayanfuri und Abooso Damang wurden von Schmidt Mumm et al. (1997) anhand der Ergebnisse der Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen ermittelt (s. Abbildung 4.24).

Durch diese Auswertung wird deutlich, daß die Bildungsbedingungen für die einzelnen Lagerstätten sehr unterschiedlich waren. Entsprechend dem oben beschriebenen Modell variieren die für die individuellen Lagerstätten ermittelten Temperaturen und Druck erheblich.

4.4.1 Die Ashanti Goldmineralisation

In einer früheren Untersuchung der Flüssigkeitseinschlüsse der Ashanti Lagerstätte von Schwartz (1992) wurde bereits die deutliche Dominanz Gas-reicher Einschlüsse dargestellt. Oberthür et al. (1994) konnten zeigen, daß die Gaseinschlüsse primären Ursprungs sind und Schmidt Mumm et al. (1997) postulieren, daß die CO₂-reichen Gaseinschlüsse das Lagerstätten bildende Fluid darstellen.

Die Isochoren der Gaseinschlüsse und der wenigen wäßrigen Einschlüsse der Ashanti Mineralisation bedecken ein breites P-T Feld (s. Abbildung 4.24). Die Ableitung der Druck und Temperaturbedingungen der Einschlußbildung und damit des Mineralisationsprozesses aufgrund der Einschlußdaten ist daher mit einer großen Unsicherheit behaftet. Als obere Temperaturgrenze wurde für die Mineralisationsbedingungen der Biotit-Isograd gewählt, da die Isochorenschnitte unrealistisch hohe P-T Bedingungen ergeben. Entsprechend dem oben dargestellten Fluid-dynamischen Mineralisationsmodell lag das Druck- Minimum des Bildungsprozesses der Ashanti Mineralisation bei ca. 2,8kbar. Die korrespondierende Temperatur, entsprechend dem Schnittpunkt niedrigdichter Gaseinschluß-Isochoren mit dem Biotit-Isograd liegen bei etwa 430°C. Das Druck - Maximum, abgeleitet aus dem Schnittpunkt der Isochoren hochdichter Gaseinschlüsse mit dem Biotit-Isograd liegt bei etwa 5,4kbar und ca.

440°C. P-T-Bedingungen ermittelt nach dem reinen Isochorenschnittverfahren ergäben Bildungstemperaturen von 520°C und Drucken bei etwa 6kbar. Diese Vorgehensweise ist für die Ermittlung verlässlicher Druck- und Temperaturdaten unbefriedigend, die vorliegenden Daten erlauben jedoch keine genauere Bestimmung.

Die ermittelten maximalen Drucke und Temperaturen sind immerhin in guter Übereinstimmung mit den durch Schwartz (1992) und Manu (1993) vorgeschlagenen Bildungsbedingungen. Nimmt man für das Druckmaximum lithostatische Bedingungen und für das Druckminimum hydrostatische Auflastbedingungen an, ergibt sich eine Bildungstiefe von 21, bzw. 29km (Gesteinsdichte: 2.6g/cm^3 , Fluidichte: 1g/cm^3).

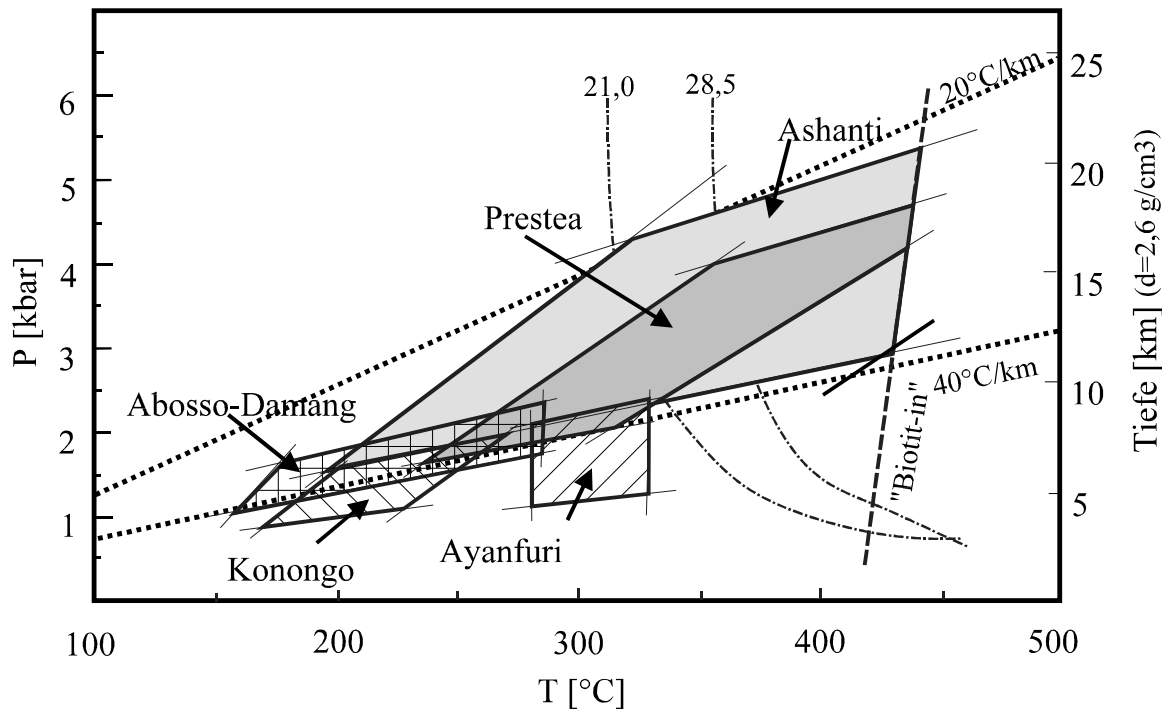


Abbildung 4.24: Druck-Temperaturabschätzungen der Bildungsbedingungen der Goldlagerstätten des Ashanti Belt. Dargestellt sind die Felder, aufgespannt durch die Isochoren maximaler und minimaler Dichte der Gas-reichen und wäßrigen Einschlüsse der jeweiligen Lagerstätten. Ebenfalls gezeigt sind lithobarische geothermische Gradienten von 20 bzw. 40°C/km sowie die Solvi für $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ Lösungen mit 6 Gew.-% NaCl (bezogen auf H_2O) und 21,0 und 28,5 Gew. % CO_2 . An der rechten Ordinate ist die dem Druck entsprechende Tiefe unter Annahme einer Gesteinsdichte von 2.6g/cm^3 aufgetragen. Bei einer Dichte von 1g/cm^3 für hydrostatische Bedingungen entspricht 1 kbar einer hydrostatischen Säule von etwa 10km. (modifiziert nach Schmidt Mumm et al., 1998).

4.4.2 Die Prestea Goldmineralisation

Für die Nebengesteine der Prestea Lagerstätte wurden von Mumin & Fleet (1995) metamorphe Bedingungen von $<400^\circ\text{C}$ und für die Mineralisation $280\text{-}390^\circ\text{C}$, basierend auf Arsenopyrit, Kohlenstoff-Isotopie und Fluid-Einschlußanalyse ermittelt. Manu (1993) leitete von Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen Bildungsbedingungen von 317°C ab und Hammond & Shimazaki (1994) ermittelten Temperaturen von 450°C durch Arsenopyrit-Thermometrie und Drucke von 1.0 bis 2.2kbar durch Flüssigkeitseinschluß-Messungen.

Die Bildungsbedingungen nach dem Fluid-dynamischen Modell (Schmidt Mumm et al. 1997) ergaben Maximalbedingungen von 355°C und 4.0kbar durch den P2 Isochorenschnittpunkt und Temperaturen über 430°C durch den Schnitt der Isochoren hochdichter Gaseinschlüsse mit dem Biotit-Isograd. Der P3 Schnittpunkt liegt bei 325°C und 2kbar. Analog zur Ashanti Lagerstätte wurde für Prestea die maximalen P-T-Bedingungen durch den Schnitt der Isochore niedrigdichter Gaseinschlüsse mit dem Biotit Isograd gewählt, da der Isochorenschnittpunkt (P4) unrealistisch hohe P-T-Bedingungen von 5.2kbar und 490°C ergibt. Die Homogenisierungstemperaturen gemischter Gas-Wasser Einschlüsse von 290-325°C stimmen sehr gut mit den Maximalbedingungen (P2) des Isochorenschnittes zusammen. Sie können jedoch nur unter der Annahme von Gas-Wasser Sättigungsbedingungen als Bildungstemperaturen interpretiert werden.

Die aus den Druckdaten abgeleitete Bildungstiefe liegt bei 16 bzw. 20km (Gesteinsdichte: 2.6g/cm⁻³, Fluidichte: 1g/cm⁻³). Ähnlich wie bei der Ashanti Mineralisation lagen die Minimum Fluiddrucke in Prestea oberhalb der reinen hydrostatischen Werte.

4.4.3 Die Konongo Goldmineralisation

Die Abschätzung der primären Bildungsbedingungen der Konongo Mineralisation sind durch die sekundäre D2-Überprägung weitestgehend verzerrt oder völlig ausgelöscht. Die aus den Flüssigkeitseinschlüssen abgeleiteten P-T Bedingungen liegen bei etwa 150 - 260°C und <1.7kbar. Diese Daten spiegeln jedoch nach dem vorliegenden Befund eher die Bedingungen der D2-Überprägung wider.

4.4.4 Die Ayanfuri Goldmineralisation

Die Proben der Ayanfuri Mineralisation enthalten zahlreiche gemischte CO₂-H₂O Einschlüsse. Zudem ist das Nebengestein durch das Mineralisations-Fluid intensiv karbonatisiert worden. Es kann daher für diese Mineralisation von einer CO₂-Sättigung des mineralisierenden Fluids ausgegangen werden. Die Homogenisierungstemperaturen der gemischten Gas-Wasser Einschlüsse liegen im Bereich von 278°C in älteren Quarzbildungen und bei 335°C in den mineralisierten Quarzgängen (s. Abbildung 4.24). Aufgrund der Annahme der CO₂-H₂O-Sättigung können diese Temperaturen als Bildungsbedingung für die Mineralisation angesehen werden. Die durch den Schnitt der Isochoren reiner Gaseinschlüsse mit den Sättigungsbedingungen von 335°C ermittelten Bildungsdrucke liegen bei 1kbar bis 2.2kbar, entsprechend 10 und 7km Tiefe (Gesteinsdichte: 2.6g/cm⁻³, Fluidichte: 1g/cm⁻³).

4.4.5 Die Abosso-Damang Goldmineralisation

In den Proben der Abosso-Damang Mineralisation wurden lediglich 4 wäßrige Einschlüsse identifiziert. Die Abschätzung der Druck-Temperatur Bedingungen der Mineralbildung ist daher nur undeutlich statistisch belegt. Die Maximale Bildungstemperatur ist durch die Homogenisierungstemperatur eines H₂O-CO₂-Mischeinschlusses von 278°C gegeben. Die Isochoren reiner Gaseinschlüsse schneiden die Sättigungskurve dieses Einschlusses bei 2.2kbar. Die Minimum-Bildungsbedingungen, abgeleitet aus dem Isochorenschnitt wäßriger und Gaseinschlüsse betragen ca. 1kbar und 153°C.

4.4.6 Zusammenfassende Schlußfolgerungen der Fluid-Einschluß Untersuchungen des Ashanti Vulkanitgürtels

Die Zusammensetzung der in Einschlüssen enthaltenen Fluide der Mineralisationen des Ashanti Vulkanitgürtels ist stark dominiert von volatilen Komponenten, vornehmlich $\text{CO}_2 \gg \text{N}_2 > \text{CH}_4$. Wäßrige oder Wasser enthaltende Einschlüsse treten demgegenüber stark in den Hintergrund. Die mikrothermometrischen und Raman-spektroskopischen Analysen der Einschlüsse erlauben, im Zusammenhang mit mineralparagenetischen Erwägungen eine Abschätzung der P-T-Bildungsbedingungen der Einschlüsse und damit folgerichtig auch der Mineralisation. Die Zusammensetzung der mineralisierenden Fluide hingegen kann aus diesen Ergebnissen nicht direkt abgeleitet werden. Für eine Darstellung der Mineralbildung aus Gas-reichen ($x_{\text{Gas}} > 0,8$) Fluiden fehlen die experimentellen Grundlagen, wie Daten zu den Löslichkeitseigenschaften derartiger Fluide und Informationen über selektives Einschlußverhalten von Gas- H_2O -Mischungen.

4.4.7 Abschließende Betrachtung zur Interpretation der Flüssigkeitseinschlüsse in Goldlagerstätten

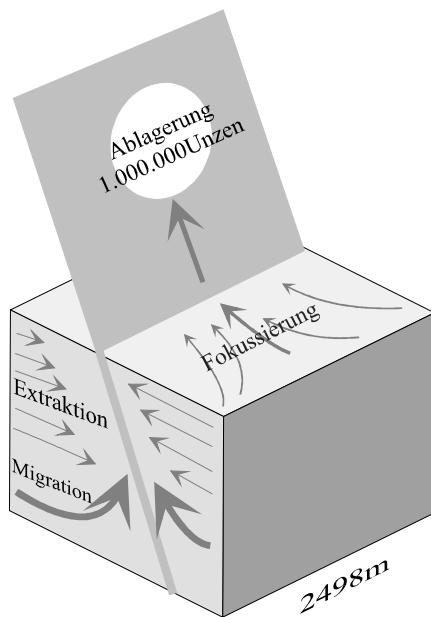
Auffallendstes Merkmal der untersuchten Goldlagerstätten sowohl des südöstlichen Simbabwe Kratons und besonders deutlich bei den Lagerstätten des Ashanti Vulkanitgürtels ist die Häufigkeit Gas-gefüllter ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2$) Einschlüsse in Proben aus den vererzten Bereichen. Diese Befund wurde bereits dargestellt in Schmidt Mumm et al. (1994, 1995) und im Hinblick auf die Konsequenzen für die Lagerstättenbildung diskutiert in Schmidt Mumm et al. (1997, 1998). Diese Diskussion soll im folgenden Kapitel erneut aufgegriffen und vertieft werden. Bei der abschließenden Darstellung des Mineralisationsmodells finden insbesondere die Arbeiten von Gibert et al. (1998) zur Bedeutung der Unmischbarkeit im System H_2O - NaCl - CO_2 Eingang.

Die in den untersuchten Proben wesentlich selteneren Einschlüsse mit wäßrigen Inhalten spiegeln generell die chemischen Charakteristika der Fluide wieder, die sich in regionalem Maßstab in etwa zeitgleich entstandenen metamorphen, migmatitischen oder pegmatitischen Quarzen finden. Da beide Einschlußtypen nach dem petrographischen Befund gemeinsam entstanden sind, enthalten auch beide Informationen über den Prozeß, der zu ihrer Bildung führte, wenn auch jeweils über einen anderen Abschnitt dieses Prozesses. Die Anwendung des in Kapitel 4.2 dargestellten Fluid-dynamischen Modells bei der Druck und Temperatur Interpretation der Einschlußbildung zeigt sehr eingehend, daß der Bildungsprozess der Mineralisation gekennzeichnet ist durch intensive Druckschwankungen. Diese liegen im Bereich der entsprechenden lithostatischen und hydrostatischen Tiefenäquivalente.

Aus den Einschluß-Zusammensetzungen, insbesondere in den Lagerstätten des Ashanti Vulkanitgürtels, wäre für die mineralisierenden Fluide eine Zusammensetzung abzuleiten die sehr deutlich dominiert ist durch Gasphasen ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2 \gg \text{H}_2\text{O}$). Die chemischen und physikalischen Eigenschaften derartiger Fluide entsprechen nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht denen, eines möglichen Gold-Lagerstätten bildenden Mediums. In den folgenden Ausführungen wird ein Modell vorgestellt, das sowohl die Fluid-dynamischen und hydraulischen Aspekte aktiver Scherzonen, als auch die physikalischen und chemischen Eigenschaften der involvierten Fluide berücksichtigt.

5 DIE LAGERSTÄTTENBILDUNG IM RAHMEN REGIONALER FLUIDMOBILISIERUNG UND -MIGRATION

Aus den Ergebnissen der Geländeuntersuchungen und geochemischen Analysen sowohl in Simbabwe als auch in Ghana läßt sich direkt zeigen, daß die Metallogenese eng verknüpft ist mit der tektonischen Entwicklung und den metamorphen, gesteinsbildenden und gesteinsumbildenden Prozessen. Fluid, freigesetzt durch metamorphe Devolatilisierung in tieferen Krustenstockwerken bei unterschiedlichen Druck- und Temperaturbedingungen führten zur Bildung von Goldlagerstätten in Scherzonen. Position und Ausbildung dieser Scherzonen sind abhängig vom Stil der Deformation und den rheologischen Eigenschaften der betroffenen Gesteinseinheiten. Vereinfacht läßt sich der Prozeß der Bildung mesothermaler, Scherzonengebundener Goldlagerstätten -unabhängig vom angewandten Lagerstättenmodell- in drei



„Bauanleitung“ für eine Goldlagerstätte

Abbildung 5.25: Die Bildung einer „Million-Ounce“ Goldlagerstätte: Die Ausgangskonzentration von Gold im „Source Rock“ betrage 7ppb*, die durch die Extraktion auf 2ppb reduziert werden, d.h. es werden 5ppb Gold durch Fluide extrahiert. 200 Tonnen Gestein ergeben somit 1 Gramm Gold, 6×10^9 Tonnen Gestein ergeben 3×10^7 Gramm Gold oder etwa 1 000 000 Unzen. 6×10^9 Tonnen Gestein entsprechen etwa $15\,600\,000\,000\text{m}^3$ (Gesteinsdichte: 2.6g/cm^3) oder einem Würfel von etwa 2498m Kantenlänge. Die Löslichkeit von Gold als $[\text{Au}(\text{HS})_2]$ Komplex beträgt etwa $0.01\text{ g/kg Lösungsmittel}$ (Seward 1989). Die Menge von 5ppb Gold (oder 0.005g/t) kann somit von $0.5\text{kg Lösungsmittel}$ aufgenommen werden.

Abschnitte unterteilen:

- Extraktion des Goldes (und begleitender Elemente) aus dem „Source Rock“ durch penetrativ migrierende Fluide im Bereich von ppb (parts per billion oder Milligramm pro Tonne) Gehalten.
- Migration der goldhaltigen Fluide durch die Gesteinseinheiten, und Fokussierung des Fluidflusses in die und entlang der Scherzone.
- Ablagerung der gelösten Elemente und damit Ausbildung der Mineralisation, entsprechend einer Anreicherung auf ppm (parts per million oder „Gramm pro Tonne“) Gehalte.

Für das hier vorgestellte Modell und im Folgenden wird von einer Gold-Komplexierung durch Bisulfid Liganden ausgegangen. Die Bedeutung der Komplexierung durch Chlorid Liganden wird für die Bildung mesothermaler Lagerstätten, im Kontrast zu epithermalen Goldlagerstätten, als sekundär angesehen (Henley 1993).

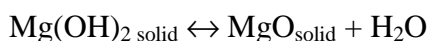
* Goldgehalte nach Crocket (1993) - peridotische Komatiite: 0,49-13,5ppb; komatiitische Basalte: 1,0 - 36ppb; tholeiitische Basalte: 1,3 - 37ppb

Die Größe und Ausbildung der resultierenden Lagerstätte ist letztendlich abhängig von Umfang und Dauer der Aktivität des mineralisierenden Fluidsystems, sowie von der Effizienz der einzelnen Schritte und bedeutet eine Konzentration des Goldes über mindestens drei Größenordnungen von ppb zu ppm Gehalten. Zur Verdeutlichung dieses Prozesses sei am Beispiel der Bildung einer "Million-Ounce Goldlagerstätte" dargestellt (s. Abbildung 5.25). Diese Größenordnung wurde gewählt, da derzeit ein Vorkommen mit einer Million Unzen nachgewiesener Goldreserven als im industriellen Maßstab abbauwürdig angesehen wird.

Abschätzungen über den Umfang der Lagerstätten-bildenden Fluidsysteme ergaben z.B. für den gesamten Timmins (Porcupine) Camp, Kanada, basierende auf der begleitenden Quarzmenge ein Fluidvolumen von 65km^3 (Kerrick 1986). Diese Menge könnte bei einer Entwässerung von konservativ angesetzten 5 Vol.% aus einem Gesteinsvolumen von 1300km^3 , entsprechend einem Würfel mit einer Kantenlänge von nur knapp 11km, erzeugt werden. Etwas großzügigere Abschätzungen von Phillips (1987) für die Goldmineralisationen von Kalgoorlie zeigen, daß die metamorphe Entwässerung von $100\text{-}300\text{km}^3$ Gesteinen der Grünsteingürtel ausreichen für die Bildung der Golden Mile Goldlagerstätte. Die relative Größe der Lagerstätten-bildenden Fluidsysteme bewegt sich somit räumlich im Bereich von nur wenigen bis hin zu zehner Kilometern im Bezug zu Lagerstätten von ca. 30t bis 1500t Gold (Timmins/Porcupine). Der Schlüsselprozeß der Goldlagerstättenbildung liegt in der Effizienz des Fluidprozesses im Hinblick auf die Mobilisierung, Migration und Fokussierung der mineralisierenden Fluide und der chemischen Bedingungen der quantitativen Umlagerung des Goldes.

5.1 Fluid-Mobilisierung: Die Freisetzung von Fluiden in metamorphen Prozessen

Ein Großteil der metamorphen Mineralumbildungsreaktionen ist direkt abhängig vom Partialdruck einer fluiden Phase. Im Falle von hydratisierten Mineralen ist dies H_2O , bei Karbonaten spielt der CO_2 -Partialdruck eine ähnlich wichtige Rolle. Ein Beispiel für eine Dehydrierungs-Reaktion sei die Umwandlung von Brucit in Magnesium-Oxyd unter Freisetzung von H_2O :

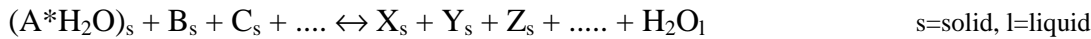


Die Umwandlung von Dolomit und Quarz zu Talk und Calcit hingegen ist sowohl vom H_2O als auch vom CO_2 Partialdruck abhängig:



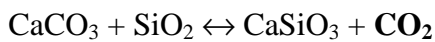
Diese Reaktion wird unter konstantem gesamt-Fluiddruck und konstanter Temperatur bei hohen CO_2 -Partialdrücken unterdrückt, bei hohen H_2O -Partialdrücken jedoch zur intensiven Talkbildung führen (sehr hohe CO_2 -Partialdrucke führen hierbei direkt zur Bildung von Tremolit anstelle von Talk).

Bei der prograden Metamorphose dominieren Mineralreaktionen, bei denen volatile Phasen freigesetzt werden. Für den Ablauf der Reaktionen wird in der Regel von Fluiddrücken unter lithostatischen Bedingungen ausgegangen ($P_f = P_{\text{lith.}}$):



Die meisten dieser Dehydrierungsreaktionen sind endotherm und absorbieren somit Energie. Abbildung 5.26 zeigt die Abschätzung der Fluidmenge, die bei der prograden Metamorphose von mafischen und pelitischen Gesteinen freigesetzt wird, in Abhängigkeit von der Tiefe, für geothermische Gradienten von 30 und 50°C/km. Demnach werden während der Grünschiefer Metamorphose etwa 6-8 Gew.% H₂O, entsprechend 60-80 Litern (Dichte=1g/cm³) pro Tonne Gestein (oder pro 0,4m³ bei einer Dichte von 2,5g/cm³) bei Mineralumbildungen freigesetzt. Natürlich ist dies nur eine grobe Abschätzung, da die tatsächliche Fluidmenge von der jeweiligen spezifischen Gesteinszusammensetzung und dem wahren geothermischen Gradienten abhängig ist.

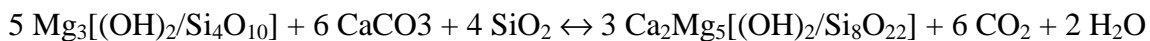
Zusätzlich zu den wäßrigen Fluiden die bei der Metamorphose von Silikatmineralen freigesetzt werden, entstehen bei der Umwandlung der Karbonate große Mengen an freiem CO₂, z.B. bei den prograden Reaktionen:



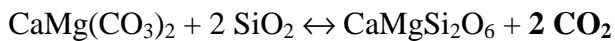
Calcit + Quarz ↔ Wollastonit



Dolomit + Quarz ↔ Talk + Calcit



Talk + Calcit + Quarz ↔ Tremolit



Dolomit + Quarz ↔ Diopsid

Der Stoffumsatz dieser Reaktionen, wenn sie quantitativ abliefen, hätte in einem offenen System eine Reduktion des Volumens von bis zu 30 Vol.% zur Folge. In vielen Fällen ist jedoch davon auszugehen, daß die Metamorphose der Karbonate nicht quantitativ zur Mineralneubildung führt, wofür das Vorkommen von stabilen Mineralparagenesen mit Karbonaten auch in hochmetamorphen Gesteinen ein deutlicher Hinweis ist. Dies ist sowohl auf die geringe Reaktionsrate dieser Umwandlungen, aber auch auf die stark reduzierte Diffusion der Reaktionskomponenten in den karbonatischen Gesteinen zurückzuführen. Die Volumenreduktion durch die Umbildung von Karbonaten ist dennoch ein wichtiger Prozeß für die Bildung von Permeabilitäten auch bei erhöhten metamorphen Bedingungen.

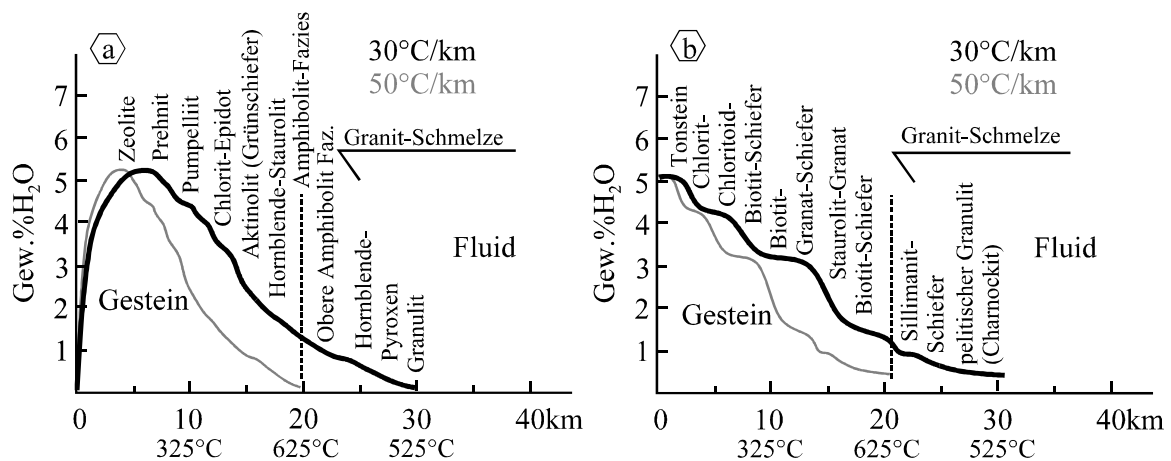


Abbildung 5.26: Abschätzung der bei der prograden Metamorphose von Basalt (a) und Peliten (b) freigesetzten Fluide in Abhängigkeit von der Versenkungstiefe für einen geothermischen Gradienten von 30°C/km (schwarze Linie) nach den Gleichgewichtsdaten von Bailey et al. (1964), Billings & Wilson (1964), modifiziert nach Fyfe et al. (1978). Zum Vergleich ist der Verlauf des 50°C/km (graue Linie) eingezeichnet, die Mineralreaktionen und entsprechenden Temperaturen verschieben sich hierfür zu geringeren Tiefen.

Während der metamorphen Mineral-Umbildungsprozesse werden demzufolge aus dem Mineralgefüge quantitativ Fluide separiert, die zudem mit einer sehr großen inneren Oberfläche des Gesteins in Kontakt stehen. In karbonathaltigen Gesteinen entsteht durch die Umwandlung des Karbonat in Talk und/oder Tremolit und/oder Diopsid und die damit verbundene Volumenreduktion eine interne, Fluid-gefüllte Porosität, die im Rahmen tektonische Beanspruchung und Ausbildung von Schieferung zu einer erhöhten Permeabilität führt. In einem geschlossenen System, in dem die frei werdenden Fluide nicht entweichen können, stellt sich ein Gleichgewicht ein zwischen Fluiddruck, Porosität und Mineralumsetzung ein. Bei der Betrachtung metamorpher Reaktionen wird in der Regel von einem lithostatischen Fluiddruck ausgegangen. Erst bei einer Öffnung des Systems und Fluidabfluß ($P_{\text{Fluid}} \ll P_{\text{lithost.}}$) kommt es zum Kollaps des Porenraums. Voraussetzung hierfür ist jedoch eine zumindest temporäre hydraulische Verbindung (Permeabilität) zu Bereichen mit niedrigerem Fluiddruck. Eine Möglichkeit eine derartige temporäre hydraulische Verbindung herzustellen ist über Brüche und Störungen, in deren Umfeld sich, wie in Kapitel 4.2 dargestellt, durch das periodische Öffnen während seismischer Ereignisse, ein Niedrigdruckgebiet ausbildet.

5.1.1 Die mineralisierenden Fluide in mesothermalen Goldlagerstätten

Erhöhte CO₂-Gehalte, häufig in Kombination mit niedrigsalinaren, wässrigen Lösungen, wie sie bei der Grünschiefer- bis Amphibolit-faziellen Metamorphose von karbonathaltigen mafischen und ultramafischen Gesteinen freigesetzt werden, sind aus den Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in metamorphen Quarzen der Grünsteingürtel und in den mineralisierenden Fluiden mesothermalen Goldmineralisationen von zahlreichen Lagerstätten bekannt (s. Kapitel 2.7.2.3, 2.8, und: Roedder 1984, Groves et al. 1987, Ho 1987, Roedder 1984, Schmidt Mumm, 1994, Hagemann & Brown 1994 sowie Literaturhinweise darin). Derartige Fluide können für mesothermale Goldlagerstätten als typisch angesehen werden. Bei den Untersuchungen der an den Goldmineralisationen beteiligten Fluiden finden sich vielfach petrographische Hinweise auf eine Phasentrennung oder Siedeprozesse innerhalb des CO₂-H₂O-Salz Systems. Erkennbar wird diese Phasentrennung durch eine enge Verge-

sellschaftung Gas-reicher und Wasser-reicher Flüssigkeitseinschlüsse. Das gehäufte Auftreten CO₂-reicher Fluide ist somit ein prägnantes Merkmal der Goldlagerstätten, die Signifikanz der Zusammensetzung dieser Fluide aus CO₂+H₂O und unterschiedlichen Gehalten an gelösten Elektrolyten für die Lagerstättenbildung ist in seiner Gesamtheit jedoch bisher noch nicht eingehend betrachtet worden.

Wie aus den in Kapiteln 2.6 ausgeführten, regionalen Untersuchungen im südlichen Simbabwe Kraton ersichtlich ist, nimmt in den mineralisierten Einheiten die Anzahl CO₂-reicher und gemischter CO₂-H₂O Einschlüsse deutlich zu. In den Lagerstätten des Ashanti Gold Belt (Kapitel 3.4) machen diese Gas-reichen Einschlüsse sogar mehr als 95% des Gesamtbestandes aus. Im regionalen Umfeld, wie die Untersuchungen im südöstlichen Simbabwe Kraton zeigen, finden sich jedoch keine Fluide mit derartig hohen Gasgehalten. Die regional mobilisierten metamorphen Fluiden bestehen jedoch aus Mischungen von CO₂+H₂O+Elektrolyte. Aus diesem Befund wird gefolgert, daß die Zunahme der Häufigkeit der CO₂-reichen Einschlüsse im Umfeld von und innerhalb der Goldlagerstätten einerseits zurückzuführen ist auf erhöhte CO₂-Gehalte in den mineralisierenden Fluiden und andererseits auf eine wirksame Phasentrennung in eine CO₂-reiche, H₂O-arme und eine CO₂-arme und H₂O-reiche Phase. Diese Phasentrennung erscheint im direkten Umfeld der Lagerstätten zunehmend quantitativ und führt letztendlich zu nahezu Wasser-freien CO₂ (+N₂+CH₄) Fluiden, wie z.B. im Falle von Ashanti.

5.2 Die Laugung des Goldes aus dem "Source Rock" und Fokussierung im Bereich der Scherzone

Die Laugung des Goldes aus dem Muttergestein ist durch die detaillierten Löslichkeitsuntersuchungen von Seward (1973, 1984, 1989, 1993) eingehend beschrieben und verstanden. Für die Modellierung wird angenommen, daß Gold durch Komplexbildung als Schwefelverbindungen wie [Au(HS)₂] bei Konzentrationen von 0.01g/kg(Lösungsmittel) gelöst werden kann. Daraus folgt, daß 0,5kg Lösungsmittel eine Menge von 5ppb ($\hat{=}$ 0,005g/t) Gold aus dem Muttergestein extrahieren können. Eine Größenordnung die innerhalb der Streubreite der durchschnittlichen Konzentration von Gold in archaischen Grünsteineinheiten liegt (Crocket 1994) und die mit den durch metamorphe Devolatilisierung freigesetzten Fluiden, die im Grünschiefer-faziellen Bereich etwa 5 bis 6 Gew.% ($\hat{=}$ 50-60kg/t) ausmachen können, mehr als kompatibel ist. Der für die Lösung von 5ppb Gold aus einer Tonne Gestein benötigten Fluidmenge von ca. 0.5kg steht, wie aus Abbildung 5.26 ersichtlich, eine Fluidproduktion von 50 bis 60 kg während der Grünschiefer-Metamorphose gegenüber, das mehr als 100-fache der benötigten Menge. Dies sollte selbst dann, wenn die Löslichkeit des Goldes wesentlich geringer ist als die angesetzten 0.01g/kg(Lösungsmittel) mehr als ausreichend sein sollte.

Problematisch ist in diesem Prozeß der Mechanismus, der dem Lösungsmittel erlaubt quantitativ mit dem Muttergestein in Kontakt zu kommen um das Gold aus dem dichten metamorphen Gestein herauszulösen. Um dies zu ermöglichen muß das Lösungsmittel das Gestein pervasiv durchdringen können um eine möglichst große innere Oberfläche zu erreichen. Die pervasive Durchdringung des Gesteins ist jedoch durch die geringe Permeabilität metamorpher Gesteine von ca. 10⁻⁶ bis 10⁻⁹ Darcy [cm³/(sec*cm²)] stark behindert (s. Abbildung 5.27). Niedrige Benetzungswinkel, niedrige Oberflächenspannung und niedrige Viskosität sind die Voraussetzungen dafür, daß das Lösungsmittel die gering-permeablen, metamorphen Gesteine quantitativ durchdringen kann. In Kapitel 4.2.3 wurde bereits dargestellt, unter welchen Randbedingungen diese intraformationale, pervasive Migration möglich ist. Der limitierende Faktor für die erfolgreiche Migration liegt im Benetzungswinkel des Fluids mit den

Mineralkörnern. Übersteigt dieser Winkel die kritische Größe von 60° ist eine Migration nur noch entlang offener Permeabilitäten, nicht jedoch entlang Korngrenzen und Mikrorissen möglich. Da der Benetzungswinkel, wie in Abbildung 4.13, Kapitel 4.2.3 gezeigt, stark abhängig ist vom Gehalt an gelöstem CO_2 und anderen Gaskomponenten, bildet der Gasgehalt der Lösung einen limitierenden und kontrollierenden Faktor für die Migration der Fluide. Hohe Gasgehalte wirken sich hindernd auf die Migration aus, während Fluide mit niedrigeren Gasgehalten relativ frei beweglich sind.

Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß die sehr niedrige Permeabilität der metamorphen Gestein von 10^{-9} Darcy ein Wert ist, der an Gesteinsproben ermittelt wurde, bei denen die metamorphen Reaktionen bereits abgelaufen waren. Bei diesen Proben ist davon auszugehen, daß die freigesetzten Fluide bereits ausgetrieben und der innere Porenraum durch Mineralum- oder Neubildung wieder verschlossen ist. Die reale Porosität und damit auch die Permeabilität während der metamorphen Reaktionen sollte demzufolge insbesondere bei karbonathaltigen Gesteinen deutlich höher liegen.

Aus den bisherigen Betrachtungen wird daher gefolgert, daß die bei den metamorphen Mineralumbildungsprozessen freigesetzten Fluide mit einem Großteil der inneren Oberfläche des Mineralgefüges in Kontakt geraten und somit die Möglichkeit besteht, die geringen vorhandenen Goldgehalte aufzunehmen. Die freigesetzte Fluidmenge ist bei weitem ausreichend, die dem Modell entsprechende Goldmenge zu lösen. Eher ist anzunehmen, daß nicht die gesamte Fluidmenge zur Lagerstättenbildung beiträgt.

Der zweite Schritt der Fluidmigration beinhaltet die Fokussierung des relativ großen Volumens an mineralisierender Lösung mit einer Goldkonzentration von $\leq 0.01 \text{ g/kg}_{\text{Lösungsmittel}}$ in den Bereich der Scherzone. Immerhin werden aus den für das Modell abgeleiteten $6 \cdot 10^9$ Tonnen Gestein in der Größenordnung von 240 bis 360 Millionen Kilogramm (entspr. 4 bis 6 Gew.%) Fluide bei der Grünschiefer-Metamorphose freigesetzt (in etwa die Abflußmenge des Rheins in 2 bis 3 Minuten). Diese Menge muß für die Lagerstättenbildung zumindest teilweise in die zu mineralisierende Scherzone fokussiert werden.

Die Ausrichtung, und damit die Fokussierung des Fluidflusses wird in erster Linie kontrolliert durch zwei Parameter: die Permeabilität des Gesteins und den Druckgradienten.

Fluid-Fokussierung läßt sich beschreiben durch die Gleichung der hydraulischen Verbindung. Bei zunehmender Permeabilität und gleichbleibendem Fluid-Durchfluß reduziert sich der durchflossene Querschnitt, gleichbedeutend einer Fokussierung des Fluids auf einen eingegengten Bereich (s. Abbildung 5.28):

$$k = (Q/A)\eta(dp/ds)^{-1}$$

mit: Q- offene Permeabilität
A- Durchflußfläche

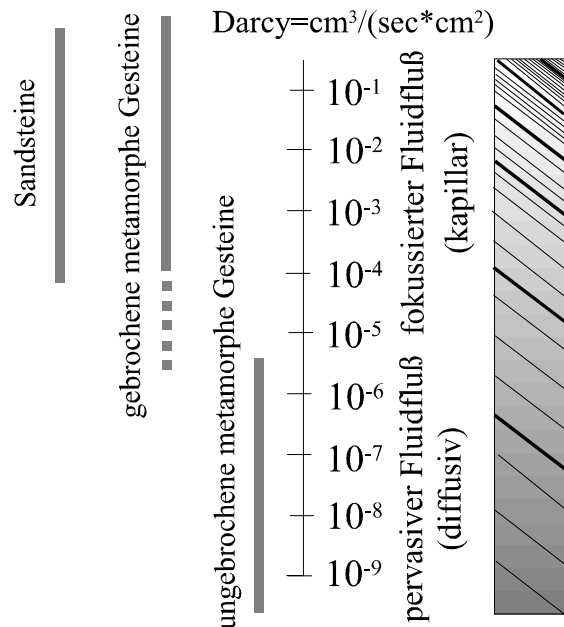


Abbildung 5.27: Darcy Permeabilitäten krustaler und suprakrustaler Gesteine (nach Freeze & Cherry, 1979)

η viskositätsabhängige Konstante

dp/ds - Druckgradient

Dieser Ansatz setzt voraus, daß im Umfeld der Scherzone ein Druckgradient besteht und daß die Permeabilität zur Scherzone hin zunimmt. Diese Erhöhung der Permeabilität kann erreicht werden durch zunehmende Scherung und Bruchbildung im Nebengestein der Scherzone. Ein weiterer Mechanismus zur Ausbildung erhöhter Permeabilitäten im Bereich von Scherzonen läßt sich aus der beobachteten Zunahme der Häufigkeit Gas-reicher Einschlüsse innerhalb und im direkten Umfeld der mineralisierenden Scherzonen. Wie bereits in Kapitel 4.2 gezeigt, kann diese Zunahme erklärt werden durch einen Prozeß wiederholter Phasentrennung im System Gas-H₂O und anschließende selektive Einschlußbildung.

Das unterschiedliche Benetzungsverhalten CO₂-reicher und CO₂-armer

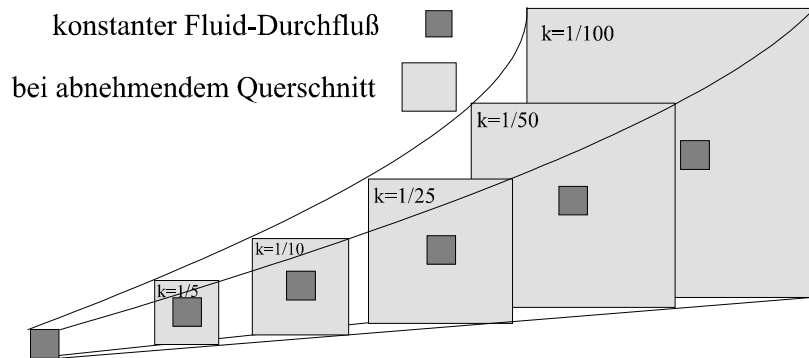


Abbildung 5.28: Fluid-Fokussierung durch Reduktion der Durchstromfläche bei gleichzeitiger Erhöhung der Permeabilität.

Fluide ist hierbei ein die Permeabilität beeinflussender Faktor. Wie oben gezeigt ist der Benetzungswinkel CO₂-reicher Fluide in der Regel größer als der für die Migration entlang von Porenkanälen und Korngrenzen vorauszusetzenden $\theta < 60^\circ$. Gasreiche Phasen werden demzufolge im Porenraum fixiert, während wasserreiche Phasen aufgrund ihres niedrigen Benetzungswinkels relativ frei migrieren können. Bei der quantitativen Abtrennung Gas-reicher Phasen belegen diese weite Bereiche des offenen Porenraumes, werden jedoch umhüllt von der wässrigen Phase, wie in Abbildung 4.14 dargestellt. Als Resultat dieses Prozesses verbleibt ein mit Gas-reichem Fluid gefüllter Porenraum, der unter der Voraussetzung der Interkonnektivität einer erhöhten Permeabilität entspricht.

Die Fokussierung der mineralisierenden Fluide ist also ein Vorgang, der initiiert wird durch die zyklischen, tektonischen Bewegungsabläufe im Bereich einer Scherzone und der damit verbundenen regionalen Erniedrigung des Fluiddruckes innerhalb und im Umfeld der Scherzone aufgrund hydraulischer Verbindung zu höheren Krustenstockwerken. Die Beteiligung von Gas+H₂O-Fluiden bei diesem Prozeß führt zu einer weiteren Erhöhung der Gesteinspermeabilität im Bereich der Scherzone als Folge der Phasentrennung und selektiven Fixierung der Gas-reichen Phase im offenen Porenraum. Wie in Abbildung 5.28 gezeigt kommt die Erhöhung der Permeabilität bei gleichzeitiger Verringerung der Durchstromfläche einer Fokussierung gleich. In der Kombination dieser Faktoren liegt der Schlüsselfaktor für die Fluid-Fokussierung, die für die Bildung von Scherzonen-gebundenen Goldlagerstätten notwendig ist.

5.3 Die Ablagerung des Goldes aus den mineralisierenden Fluiden

Der dritte Faktor des Bildungsprozesses von Goldlagerstätten liegt in der Effizienz der Umlagerung des Goldes. Es gilt also ein Fluid zu identifizieren, das einerseits als Lösungsmittel chemisch und physikalisch in der Lage ist nahezu quantitativ die geringen ppb-Goldgehalte des Ursprungsgesteins, möglicherweise sogar selektiv auszulösen, andererseits das gelöste

Gold unter entsprechenden Bedingungen quantitativ abzulagern. Weiterhin muß dieses Fluid die chemischen Charakteristika der für die Goldlagerstätten identifizierten mineralisierenden Fluide tragen: Salinitäten von in der Regel 5 - 10 NaCl äquivalenten Gew.% und erhöhten Gehalten an CO₂ und/oder CH₄ bzw. N₂. Die Stabilitätsbedingungen der Begleitminerale ergeben Aufschluß über die pH- und f_{O_2} -Bedingungen der Bildung. Die häufigsten pH und f_{O_2} -indikativen Begleitminerale sind Pyrit und Pyrrhotit (FeS und FeS₂), in den Nebengesteinen finden sich jedoch häufig auch Muskovit, Kalifeldspath und Quarz.

Die Abhängigkeit der Goldlöslichkeit von der Temperatur ist unter Berücksichtigung unterschiedlicher Puffersysteme in Abbildung 5.29 dargestellt. Die höchste Löslichkeit wird im System PK-SS, also bei einer H₂S-Aktivität von 0,01 und in Anwesenheit eines Sulfat-Sulfid Puffers erreicht (Kurve PK-SS, Abbildung 5.29). Es ist jedoch auch erkennbar, daß in diesem System die Au-Löslichkeit bei ca. 250°C ihr Maximum erreicht und bei höheren Temperaturen wieder abfällt. Dieser Effekt wird noch deutlicher im KMQ-pH, SS-Redox gepufferten System. Im Gegensatz dazu steigt die Löslichkeit in Anwesenheit eines Pyrit-Pyrrhotit Redox-Puffers und einer H₂S-Aktivität von 0,01 bis zu Temperaturen von 350°C an (Kurve PK-PP, Abbildung 5.29). Auch im Pyrit-Pyrrhotit gepufferten System erzeugt eine pH Pufferung durch Pyrit-Pyrrhotit ein Erniedrigung der Löslichkeit bei höheren Temperaturen (Kurve KMQ-PP, Abbildung 5.29). Im Puffersystem KMQ-PPM liegen die Au-Löslichkeiten in Abhängigkeit von der Temperatur insgesamt niedriger, sind jedoch bei höheren Temperaturen relativ stabil. Grundsätzlich ist diese Temperaturabhängigkeit der Stabilität des Au(HS)⁻ -Komplexes, auf den letztendlich die Löslichkeiten zurückzuführen sind, auf die unterschied-

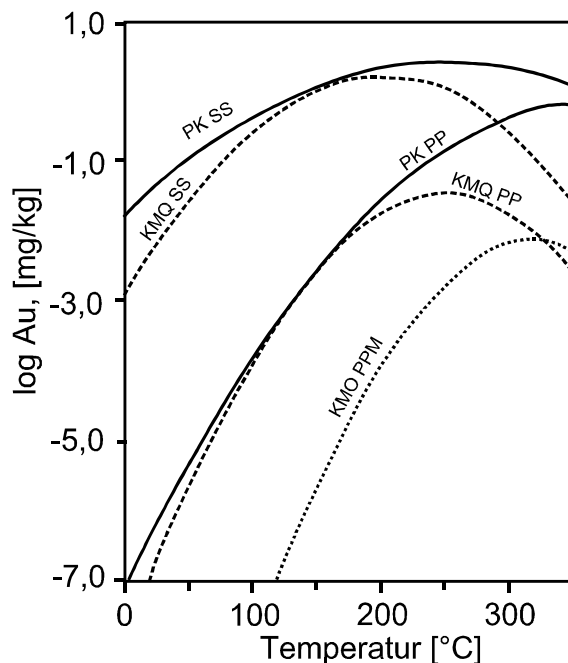


Abbildung 5.29: Temperaturabhängigkeit der Au-Löslichkeit als Au(HS)⁻ -Komplex bei unterschiedlichen Pufferbedingungen.

pH Puffer: PK- pK_{H_2S} , $\Sigma a_S=0,01$
KMQ-K-Feldspath+Muskovit+Quartz
bei $a_{K^+}=0,01$

Redox Puffer: SS= Sulfat+Sulfid,
PP=Pyrit+Pyrrhotit,
PPM=Pyrit+Pyrrhotit+Magnetit.

$\Sigma a_S=0,01$ außer für KMQ-PPM wo a_S durch die PPM-Paragenese fixiert ist.
(nach: Shenberger & Barnes, 1989)

lichen Redox- und pH-Pufferkapazitäten der jeweiligen Systeme zurückzuführen. Temperaturerniedrigung stellt also einen indirekten Mechanismus dar, durch den Gold aus der Lösung ausgefällt werden kann. Wie aus Abbildung 5.29 ersichtlich ist, verringert sich die Löslichkeit jedoch selbst bei Temperaturvariationen von 100°C nur um Bruchteile einer Größenordnung.

Aus Abbildung 5.29 wird auch ersichtlich, daß bei einer isothermalen (z.B. 300°C) Veränderung des pH-Puffersystems, z.B. bei einem Wechsel vom H₂S-Puffer (PK) zum K-Feldspath+Muskovit+Quartz -Puffer (KMQ) die Löslichkeit des Goldes um ca. eine Größenordnung verringert wird. Auch die isothermale Veränderung des Redox-Puffers, z.B. Vom

Sulfat-Sulfid-System (SS) zum Pyrit-Pyrrhotit System (SS) verursacht eine deutlich Verringerung der Löslichkeit. Am stärksten wirkt sich die gleichzeitige (isothermale) Verringerung von pH- und Redox-Puffer auf die Löslichkeit des Goldes aus, wie zum Beispiel bei einem Wechsel vom PK-SS-Puffersystem zum KMQ-PP-Puffersystem. Auslösender Faktor für die Fällung ist somit die (temperaturabhängige) pH- und Redox-Pufferkapazität des Systems, ein Prozeß, der in der Lagerstättenkunde allgemein als „Chemical Trapping“ bekannt ist.

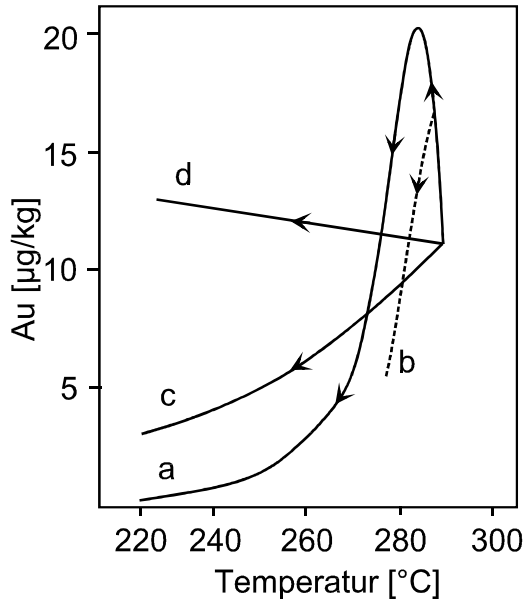


Abbildung 5.30: Goldlöslichkeit während des adiabatischen Siedens. Kurve 'a' bezeichnet ein einfaches adiabatisches Sieden und anschließende Abkühlung. Kurve 'b' bezeichnet die Entwicklung eines adiabatischen Siedens bis 288°C gefolgt von einer Abtrennung der Dampfphase und erneutem Sieden der Lösung. Kurve 'c' bezeichnet den Verlauf bei konduktiver Abkühlung. 'd' - Gleichgewichtskonzentration des Goldes. Das Durchschreiten dieser Kurve führt zur Fällung des Goldes. (nach Seward, 1989)

In Abbildung 5.30 ist die Entwicklung der Goldlöslichkeit während des adiabatischen Siedens (isoenthalpisch, geschlossenes System), hier am Beispiel der CO₂- und Gold-reichen Fluide des Ohaaki-Broadlands Geothermal-Fluids (Seward 1989). Beim adiabatischen Sieden (Kurve 'a') steigt die Löslichkeit in diesem Fluid zunächst an bis auf 20,1µg/kg_{Lösung} um dann sehr stark abzufallen. Ab ca. 277°C, beim Durchqueren der Gleichgewichtskonzentration ('d'), wird Gold ausgefällt und bis zu einer Temperatur von ca. 240°C ist nahezu das gesamte Gold ausgefällt. Ein den natürlichen Zuständen eher angemessener Verlauf dieses Prozesses ist durch Kurve 'b' gegeben, bei dem in einer schrittweisen Entwicklung eine initial separierte Dampfphase vom Restfluid abgetrennt wird das sich im Folgenden weiter unter adiabatischem Sieden entwickelt. Bei einer rein konduktiven Abkühlung hingegen (Kurve 'c') ist der Fällungsprozeß weniger effizient. Hauptursache dieser Goldfällung während des adiabatischen Siedens ist die Fraktionierung der volatilen Komponenten der Fluidmischung, hier CO₂ und H₂S, aber auch CH₄ und N₂ (Naden & Sheperd, 1989) in die Dampfphase und die damit verbundenen pH und *f*O₂ Verschiebungen innerhalb des Lösungsmittels. Wie bereits in Kapitel 4.2.3 ist der Prozeß des Siedens, also der Separation von Dampfphase und flüssiger Phase, ein für die mineralisierten Scherzonen durch die Fluid-Einschlußuntersuchungen belegter Prozeß.

In den beiden vorangegangenen Absätzen wurde die Abhängigkeit der Goldlöslichkeit von der Temperatur dargestellt. Die Ergebnisse dieser Arbeiten verweisen jedoch grundlegend auf die mit der Temperatur- (und Druck) -Veränderung einhergehenden Einflüsse auf die Löslichkeit volatiler Komponenten und damit einhergehende Verschiebungen des pH und *f*O₂.

Sowohl der pH als auch die Sauerstoffugazität werden wie gezeigt kontrolliert durch die Pufferwirkung der begleitenden Mineralparagenesen, insbesondere Sulfid+Sulfat, K-Feldspath+Muskovit+Quarz und Pyrit+Pyrrhotit. In vielen hydrothermalen Systemen ist jedoch die Pufferung der Fluideigenschaften durch Nebengesteins Mineralparagenesen nur

verzögert. Im Falle der spontanen Phasentrennungen werden pH und f_{O_2} der fluiden Phasen daher in erster Linie durch Fluid-interne Equilibrierung und nicht durch die wesentlich langsamer ablaufenden Fluid-Gesteins Wechselwirkungen beeinflusst. Während der Phasentrennung werden die fluiden Phasen in erster Linie durch die Partitionierung der unterschiedlichen Komponenten in die neu entstehenden Phasen kontrolliert. Die wichtigsten Reaktionen hierbei sind nach Drummond & Ohmoto (1985):

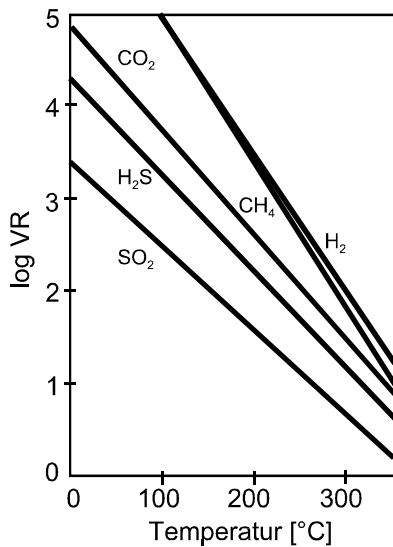
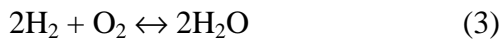
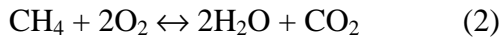
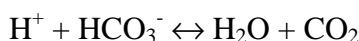


Abbildung 5.31: Temperaturabhängigkeit der Fraktionierung volatiler Phasen in Dampfphase und flüssige Phase (nach Drummond & Ohmoto, 1985).

$VR = m^V/m$, wobei m^V und m die molale Konzentration der volatilen Komponente in der jeweiligen Dampf- und flüssigen Phase ist. Sowohl für die Kohlenstoffverbindungen (CO_2 , CH_4) als auch für die Schwefelverbindungen (SO_2 , H_2S) ist ersichtlich, daß die jeweilige reduzierte Verbindung (CH_4 , H_2S) stärker in die Dampfphase fraktioniert. Daraus folgt eine Erhöhung der Sauerstoff fugazität in der flüssigen Phase.

Zu unterscheiden sind bei einer näheren Betrachtung zunächst geschlossene und offene Systeme. In geschlossenen Systemen verbleiben die abgetrennte volatile Phase und die flüssige Phase im Gleichgewichtsverhältnis zueinander, während im offenen System die volatile Phase dem System entzogen wird. Offene Systeme sind also ständig wechselnden Konzentrations- und Redox-Bedingungen unterworfen. Natürliche Systeme kommen wohl dem offenen System näher. In geschlossenen Systemen hingegen ist insbesondere die Auswirkung des Siedens auf das Redox Verhalten weniger stark ausgeprägt. Aufgrund der geringeren Löslichkeit von H_2S , CH_4 und H_2 werden diese im Vergleich zu den Oxiden (SO_2 , CO_2) in der volatilen Phase angereichert und somit die Sauerstoff fugazität in der flüssigen Phase während des Siedens tendenziell erhöht (s. Abbildung 5.31). Außerdem ist die Fraktionierung der Kohlenstoffverbindungen (CO_2 , CH_4) über weite Temperaturbereiche stärker als die der Schwefelverbindungen (H_2S , SO_2) was zu einer relativen Anreicherung der Schwefelkomponenten führt, letztendlich die Voraussetzung für die Fällung von Sulfiden.

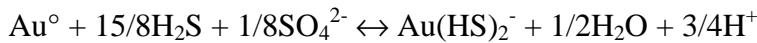
Im Equilibrium Zustand wird die Sauerstoff fugazität generell kontrolliert von der dominierenden Verbindung, während die übrigen Komponenten sich den so vorgegebenen Zuständen angleichen. Aus kinetischer Sicht hat die relativ spontan ablaufende Reaktion (1) (Ohmoto & Lasaga, 1982) größeren Einfluß auf den Redox Zustand der Lösung als die Reaktionen (2) und (3). Beim Sieden in stark reduzierten Systemen wird die Sauerstoff fugazität des Fluids wegen der intensive Fraktionierung von H_2 in die volatile Phase initial sehr stark ansteigen, anschließend jedoch durch den zunehmenden Einfluß der Sulfat-Sulfid Pufferung kontrolliert. Eine starke Veränderung der Fluidzusammensetzung während des Siedens verursacht auch die Reaktion der H^+ -Ionen im Zusammenhang mit der Entmischung der Gaskomponenten, wie zum Beispiel CO_2 und H_2S nach:





Wie wirken sich diese Veränderung der chemischen Parameter auf die Löslichkeit des Goldes aus?

Gold ist unter den vorgegebenen Rahmenbedingungen als Bisulfid-Komplex gelöst (Seward 1994, Benning & Seward 1994, Seward 1989, Drummond & Ohmoto 1985). Wie Drummond & Ohmoto (1985) zeigen, steigt die Löslichkeit der Metalle, die als Bisulfid-Komplexe in Lösung sind, innerhalb des pH Bereichs in dem H_2S stabiler ist als HS^- , generell mit abnehmender Protonenkonzentration (zunehmendem pH Wert) an (s.a. Abbildung 5.32). Für Gold, gelöst als Bisulfid-Komplex gilt entsprechend:



In Lösung befindliches Gold wird nun als Folge der Verringerung der Konzentration an Protonen und H_2S ausgefällt. Wegen des unterschiedlichen Partialdruckes von H_2S und dem pH-kontrollierenden und die Lösung dominierenden CO_2 erfolgt die Goldfällung bevorzugt in offenen Systemen, bei denen die abgetrennten, volatilen Phasen von der Lösung separiert

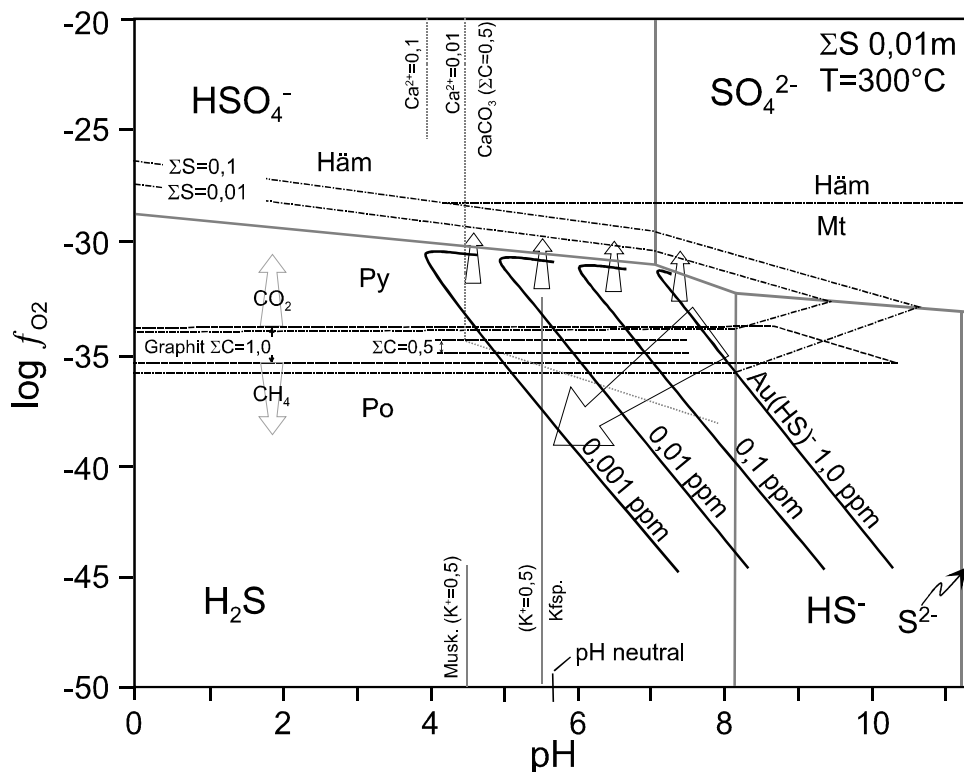


Abbildung 5.32: $\log f_{\text{O}_2}$ - pH Darstellung der Stabilität von Fe-Sulfiden und -Oxiden (Häm-Hämatit, Mt-Magnetit, Py-Pyrit, Po-Pyrrhotit), Schwefelverbindungen (H_2S , HS^- , HSO_4^- , SO_4^{2-}), Graphit, Calcit, Muskovit (Musk) und Kalifeldspath (Kfsp.). Ebenfalls gezeigt ist die Löslichkeit von Gold als $(\text{HS})^-$ Komplex in Abhängigkeit von pH und f_{O_2} . Pfeile deuten die Richtung abnehmender Au-Löslichkeit, die ein Fluid zur Gold-Fällung durchlaufen muß. Weitere Erläuterung s. Text. (nach: Schmidt Mumm et al., 1994)

werden.

Abbildung 5.32 zeigt die Abhängigkeit der Gold-Löslichkeit als $\text{Au}(\text{HS})^-$ Komplex von pH und Sauerstoff fugazität in einer pH- f_{O_2} Darstellung bei konstanter Temperatur von 300°C .

Die verschiedenen Phasengrenzen wurden aus Literaturdaten berechnet, die in Tabelle 5.1 zusammengefaßt sind.

Die Pfeile in Abbildung 5.32 zeigen die Richtungen verringerter Goldlöslichkeit, also den Trend, den das Lösungsmittel durchlaufen muß um Gold auszufällen. Die effizienteste Fällung wird erreicht durch eine Erhöhung der Sauerstoffugazität im Bereich der Übergänge von H_2S zu HSO_4^- (kleine leere Pfeile). Schon geringe Veränderungen der Sauerstoffugazität führen in diesem Grenzbereich zur quantitativen Fällung des Goldes. In der Regel sollte dieser Vorgang begleitet werden durch die Bildung von Sulfatmineralen oder Magnetit, bei entsprechend erhöhten ΣS -Gehalten kann die Erhöhung der Sauerstoffugazität über die H_2S - HSO_4^- Grenze hinaus jedoch auch ohne Ausbildung indikativer Mineralphasen erfolgen. Pyrit und Pyrrhotit bilden in diesem Fall die Begleitminerale. Für viele Goldmineralisationen, insbesondere in den Fällen, wo ein Sieden der mineralisierenden Fluide anzunehmen ist, ist dies der wichtigste Fällungsprozeß.

Im Stabilitätsbereich von H_2S - HS^- wird Gold sowohl bei Erniedrigung des pH als auch der

Tabelle 5.1: In Abbildung 5.32 verwendete logK Werte:

	logK		Ref.
	250°C	300°C	
$H_2S(aq) + \frac{1}{2}O_2(g) \leftrightarrow H_2O(l) + \frac{1}{2}S_2(g)$	15.30	13.60	1
$H_2S(aq) \leftrightarrow H^+ + HS^-$	-7.59	-8.12	2
$2FeS + S_2(g) \leftrightarrow 2FeS_2$	13.46	10.91	3,8
$2FeS + S_2(g) \leftrightarrow 2FeS_2$	13.46	10.91	3
$H_2S(aq) + 2O_2(g) \leftrightarrow SO_4^{2-} + 2H^+$	57.10	48.55	1
$HSO_4^- \leftrightarrow SO_4^{2-} + H^+$	-5.41	-7.06	1,7
$HS^- \leftrightarrow H^+ + S^{2-}$	-10.39		4,7
$HS^- + 2O_2(g) \leftrightarrow SO_4^{2-} + H^+$	64.4	56.61	1
$2Fe_3O_4 + \frac{1}{2}O_2(g) \leftrightarrow 3Fe_2O_3$	16.44	14.35	1
$3FeS_2 + 2O_2(g) \leftrightarrow Fe_3O_4 + 2S_2(g)$	35.81	33.93	1
$H^+ + HSO_4^- \leftrightarrow H_2S(aq) + 2O_2(g)$	-62.51	-55.61	1
$C(x) + O_2(g) + H_2O(l) \leftrightarrow H_2CO_3(aq)$	37.41	34.13	5
$H_2CO_3(aq) \leftrightarrow CO_2(g) + H_2O(l)$	1.98	1.83	1
$H_2CO_3(aq) \leftrightarrow H^+ + HCO_3^-$	-7.73	-8.86	1,7
$C(x) + O_2(g) \leftrightarrow CO_2(g)$	39.39	35.96	5
$CO_3^{2-} + H^+ \leftrightarrow HCO_3^-$	11.24	11.83	6
$H_2CO_3(aq) + H_2O(l) \leftrightarrow CH_4(aq) + 2O_2(g)$	-77.52	-69.74	5
$CaCO_3(x) \leftrightarrow Ca^{2+} + CO_3^{2-}$	12.72	14.10	1
$H_2O(g) \leftrightarrow H_2(g) + \frac{1}{2}O_2(g)$	-21.9	-19.8	1
$H_2O(l) \leftrightarrow H^+ + OH^-$	-11.20	-11.30	9
$KAlSi_3O_8 + 2H^+ \leftrightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+$	9.0	8.4	7
$Au + H_2S(aq) + HS^- \leftrightarrow Au(HS)^{-2} + \frac{1}{2}H_2(g)$	-1.56	-1.35 (+0.3)	10

Literaturhinweise: 1) Helgeson (1969), 2) Ellis & Giggenbach (1971), 3) Schneeberg (1973), 4) zu hoch nach Ellis & Giggenbach (1971), 5) Ohmoto (1972), 6) Barnes et al. (1966), 7) Crear & Barnes (1976), 8) Scott & Barnes (1971), 9) Olofsson & Hepler (1975), 10) Shenberger & Barnes (1989)

Sauerstoffugazität aus der Lösung ausgeschieden (großer leerer Pfeil). Eine Verringerung von pH und f_{O_2} von etwa einer Größenordnung führt zu einer Abnahme der Löslichkeit um ebenfalls eine Größenordnung und somit zur Fällung von ca. 90% des gelösten Goldes. Von Bedeutung ist dieser Prozeß in erster Linie für Lagerstätten, bei denen eine Goldfällung ausgelöst wird durch chemische Reaktion des mineralisierenden Fluids mit dem Nebengestein. Dieser Prozeß ist in der Lagerstättenkunde allgemein als „Chemical Trapping“ bekannt.

5.4 Die Signifikanz hoher CO₂ -Gehalte mineralisierender Fluide in Goldlagerstätten - das Modell

Die Abschätzungen der Bildungsbedingungen der untersuchten Goldlagerstätten zeigen, daß sowohl Druck als auch Temperatur sehr starken Variationen unterliegen. Dies wurde dahingehend interpretiert, daß die Lagerstättenbildung nicht unter statisch fixierten, sondern unter deutlich schwankenden Rahmenbedingungen stattfand. Die Anwendung eines Fluid-dynamischen Modells, basierend auf den Arbeiten von Sibson (1987) und Sibson et al. (1988) und weiterentwickelt von Schmidt Mumm et al. (1994, 1995, 1997) wurde dargestellt, daß diese Druck und Temperaturschwankungen zurückzuführen sind auf die zyklische seismische Aktivierung der mineralisierten Scherzonen und daraus folgende, vertikale hydraulische Konnektivität der Permeabilität innerhalb der Scherzone. Diese vertikale hydraulische Verbindung führt zu Fluid-Überdrücken innerhalb der Scherzone, die wiederum die seismische Aktivität verstärken und Bildung von Bruchzonen propagieren.

Der wichtigste Teilaspekt der Ergebnisse der Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse liegt einerseits in der Identifikation von CO₂-CH₄-N₂-reichen Gasphasen als dominierende Einschlusshalte im Bereich der Mineralisationen, und andererseits in der anteilmäßigen Abnahme der Gasgehalte in den Einschlüssen aber auch der Abnahme der absoluten Anzahl gashaltiger Einschlüsse im Verhältnis zur Entfernung von der jeweiligen Mineralisationen. In metamorphen Quarzadern und auch in pegmatitischen Quarzen, die beide zeitlich genetisch mit der Lagerstättenbildung zusammenhängen, finden sich schließlich überwiegend unterschiedlich saline Gas-H₂O-Mischeinschlüsse, die das regional aktive Fluidsystem repräsentieren.

Ausgehend von diesen Ergebnissen wurde ein genetisches Modell für Scherzonen-gebundene Goldlagerstätten entwickelt, das im Wesentlichen auf folgenden Prozessen beruht:

- Metamorphe Devolatilisierungsprozesse stellen in ausreichendem Maße Fluide für den Mineralisationsprozess zur Verfügung. Diese Fluide stehen bei ihrer Freisetzung mit einer sehr großen inneren Oberfläche des Gesteins in Kontakt und können so die niedrigen Goldgehalte von wenigen ppb quantitativ aus dem Muttergestein auslösen. Entsprechend ihrem metamorphen Ursprung bestehen diese Fluide aus in der Regel niedrigrsalinaren wäßrigen Lösungen unterschiedlicher Kationen-Zusammensetzung mit erhöhten Gehalten an volatilen Komponenten (CO₂+CH₄+N₂).
- Innerhalb von Scherzonen fluktuiert der Fluiddruck parallel zur episodischen seismischen Aktivität. Im Rahmen der seismischen Zyklen werden hydraulische Verbindungen zu höheren Krustenstockwerken hergestellt. Durch diese Verbindung wird im Bereich der Scherzone ein regional wirksamer Bereich erniedrigten Fluiddruckes ausgebildet. Fluide, die im Rahmen der Metamorphose freigesetzt werden, migrieren, dem regionalen Druckgradienten folgend, in Richtung auf die Scherzone.
- Das Migrationsverhalten der Fluide wird kontrolliert durch den von Salinität und Gasgehalt abhängigen Benetzungswinkel (Θ) von Fluid und Mineralkörnern. Wenn $\Theta > 60^\circ$ ist die Migration behindert, bei $\Theta < 60^\circ$ ist die Migration entlang von Korngrenzen möglich. Die in den Fluid-Einschlüssen in Goldmineralisationen angetroffenen Fluide, die an CO₂ und anderen Gaskomponenten stark angereichert sind, haben in der Regel Benetzungswinkel von mehr als 60° .
- Die in den Einschlüssen in den Mineralisationen angetroffenen Fluide sind daher das Ergebnis von (adiabatischen) Siedeprozessen, die durch die starken Druckschwankungen innerhalb der Scherzone verursacht werden. Durch das Sieden werden die chemischen Ei-

genschaften (pH , f_{O_2}) der mineralisierenden Fluide verändert, was letztendlich zur Fällung des gelösten Goldes führt.

Der Scherzonen-interne Fluid-hydraulische Prozeß ist in Abbildung 5.33 in vier Abschnitten (A-D) zusammengefaßt. Gemeinsam betrachtet werden für jeden Abschnitt 1) der Spannungszustand der Scherzone, dargestellt anhand der Mohrschen Spannungskreise, 2) der Fluiddruck innerhalb der Scherzone entsprechend dem Fluid-dynamischen Scherzonen Modell, 3) die Phasenzustände eines H_2O - CO_2 -Mischfluids anhand eines schematischen P / CO_2 - H_2O Phasendiagramms, 4) das Verhalten der fluiden Phasen im Kornverband.

ABSCHNITT A) bezeichnet die Situation innerhalb der Scherzone vor deren Aktivierung, also die prä-seismische Phase. Das Differential der beiden Stresskomponenten σ_3 und σ_1 (s. A1) ist noch nicht ausreichend um die Scherung zu ermöglichen. Dieser Zustand kann erreicht werden entweder durch Erniedrigung der minimalen Spannungskomponente (σ_3), eine Erhöhung der Haupt-Spannungskomponente (σ_1) oder die Erhöhung des Fluiddruckes. Der Fluiddruck (s. A2) befindet sich im Bereich unterhalb des kritischen Wertes, der eine Scherbewegung auslösen würde. Die im Porenraum und anderen Wegsamkeiten enthaltenen Fluide stehen unter erhöhtem Druck, was eine Lösung von Gaskomponenten in der wäßrigen Phase zuläßt. Es liegt ein zumindest teilweise homogenes Fluid vor (A3), das den Porenraum und Mikrokanäle entlang Korngrenzen über ausgedehnte Bereiche zusammenhängend füllt (A4). Zunehmender Gasgehalte des Fluids (s. Abschnitt D) und der damit verbundene ansteigende Benetzungswinkel erschwert die freie Migration der Fluide innerhalb der Scherzone.

ABSCHNITT B) stellt den Zeitpunkt der Auslösung der Scherbewegung dar. Im Mohrschen Spannungsdiagramm (B1) schneidet die Hüllkurve der Scherfestigkeit (τ_f) den durch erhöhten Fluiddruck herabgesetzten Spannungskreis von σ_1 und σ_3 . Der kritische Wert der Scherfestigkeit wird so überschritten und es kommt zur Scherbewegung und seismischen Aktivität im Bereich der Scherzone. Der Fluiddruck (B2) fällt zu diesem Zeitpunkt drastisch ab, da durch die Scherbewegung neue Wegsamkeiten geschaffen werden, in die sich das Fluid ausdehnt. Dies ist der Zeitraum intensiven adiabatischen Siedens, der Trennung H_2O -reicher und Gas-reicher Phasen (B3). Im Porenraum und den Mikro-Wegsamkeiten werden die unterschiedlichen fluiden Phasen entsprechend ihrem Benetzungswinkel separiert (B4). Hierbei werden Gas-reiche Phasen ($\Theta > 60^\circ$) in den Kornzwischenräumen konzentriert, während wäßrige Phasen ($\Theta < 60^\circ$) entlang der Korngrenzen und auf Mikrorissen beweglich bleiben. Die wäßrigen Phasen können frei migrieren, was z.B. zu intensiven Nebengesteinsalterationen führen kann. Bereits bei dieser initialen Druckabnahme kommt es durch die ansteigende Sauerstoff fugazität im Fluid zur Abscheidung von Gold.

ABSCHNITT C) bezeichnet den Zeitraum nach dem seismischen Ereignis, bei dem die Gesteinsspannungen zu einem Großteil gelöst wurden, was in einer Erniedrigung der Hauptspannungskomponente (σ_3'' , C1) führte. Entsprechend dem regionalen Stressfeld wird σ_3 wieder kontinuierlich ansteigen. Nach Durchschreiten eines Minimums steigt auch der Fluiddruck innerhalb der sich durch Kompression und Mineralabscheidung wieder schließenden Wegsamkeiten in der Scherzone (C2). Die während der Phasentrennung des letzten Abschnittes entstandenen Gas-reichen und H_2O -reichen Fluide stehen aufgrund der selektiven Abwanderung der wäßrigen Komponente nicht mehr im Sättigungsgleichgewicht, auch ist das weiträumig in der Scherzone verteilte Fluid deutlich inhomogener. Die kontinuierlich Erhöhung des Gesamtdruckes führt damit zur Ausbildung sehr unterschiedlicher Phasenverhältnisse und Fluidzusammensetzungen. Im Porenraum (C4) innerhalb der Scherzone wird weiterhin Gold abgelagert, im Nebengestein werden während dieser Phase wegen der ernied-

rigten Temperatur auch Sulfide gebildet. Diese Mineralbildungen tragen zum hydraulischen Verschießen (insbesondere in Bereichen mit erhöhten Gasgehalten in den Fluiden) bei.

ABSCHNITT D) ist gleichbedeutend mit ABSCHNITT A und beschreibt den Zeitraum des erneuten Anstiegs der Haupt-Stresskomponenten (D1). Der Fluiddruck ist jedoch weiterhin deutlich niedriger als der entsprechende lithostatische Druck (D2). Die im Porenraum und entlang der Korngrenzen verbliebenen, sehr heterogenen CO₂-H₂O-Fluidgemische geraten unter zunehmenden Gesamtdruck, wodurch eine zunehmende Lösung der Gaskomponente in der wäßrigen Phase erreicht wird. Wegen der in ABSCHNITT C entstandenen, sehr variablen Mengenverhältnisse der unterschiedlichen Phasen resultieren sehr unterschiedliche Fluidzusammensetzungen (D3). Die selektive Extraktion der wäßrigen Anteile während ABSCHNITT B&C führt zu einer generellen Erhöhung der gelösten Gasanteile bis zur Sättigungskonzentration. Der weitere Zustrom von Gas-untersättigten Fluiden aus dem Nebengestein kann im Porenraum der Scherzone verbliebene, Gas-reiche Residualfluide aufnehmen.

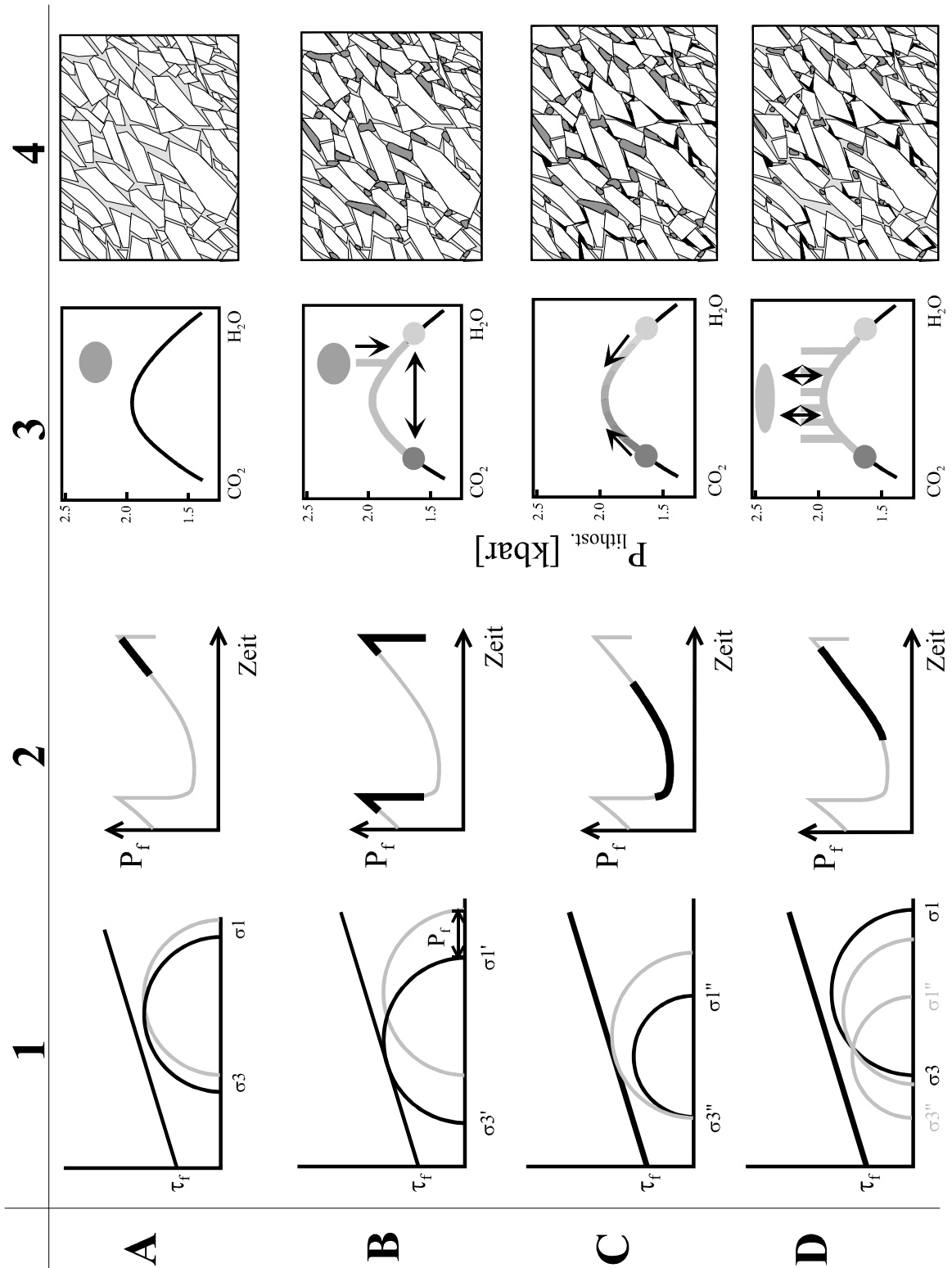


Abbildung 5.33: Scherzonen- Goldmineralisationsmodell unter Beteiligung von $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -Mischfluiden. 1) Mohrsche Spannungskreise zur Stressentwicklung in der Scherzone, 2) zeitliche Entwicklung des Fluiddruckes, 3) $\text{P}/\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ Darstellung der Phasenverhältnisse des Fluids, 4) schematische Darstellung der Fluidphasen im Mineralkornverband. Weitere Erläuterungen siehe Text.

6 DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Das Ziel dieser Arbeit war, Verbindungen herzustellen zwischen den tektonischen und gesteinsbildenden Prozessen der archaischen Kratonisierung auf der einen Seite und der Genese von Scherzonen-gebundenen Goldmineralisationen auf der anderen Seite. Die regionalen strukturgeologischen und geochemischen Untersuchungen im südöstlichen Simbabwe Kraton haben eine Reihe grundlegend neuer und dringend benötigter Erkenntnisse über die Entstehung dieses Krustensegmentes erbracht.

Die Entwicklung der Wedza und Chilimanzi Granitoide läßt sich durch die geochemischen und radiometrischen Analysen als kontinuierlicher Prozeß partieller Schmelzbildung und Fraktionierung unter wiederholter Beteiligung juvenilen Mantelmaterials rekonstruieren. Initiiert wurde dieser Krustenbildungsprozeß durch die Separation eines krustalen Protolithen um 2,9 bis 3,2Ga wie durch die Sm/Nd Isotopenverhältnisse und Modellierung der DM-Alter nach Nägler & Kramers (1998) gezeigt wird. Die Verteilung der Hauptelement und SEE der Wedza und Chilimanzi Granitoide läßt sich durch Modellierung partieller equilibrierter Schmelze eines dem Penhalonga Tonalit ähnlichen Ausgangsmaterials nachvollziehen. Unverständlich erscheinen im regionalen Zusammenhang die Ergebnisse der U/Pb Altersbestimmungen der Wedza und Chilimanzi Suiten von jeweils 2585 bis 2507Ma und 2448 bis 2402Ma. Diese Einheiten wären damit im südöstlichen Teil des Kratons deutlich jünger als im Westen, wo Wilson et al (1981, 1995) die Intrusionsalter der Wedza Suite und ihr westliches Äquivalent, die Sesombi Suite mit ca. 2,72 bis 2,65Ga und die Chilimanzi Suite in diesen Gebieten von 2,62 bis 2,55Ga angibt. Die hier präsentierten Daten stehen weiterhin im Konflikt mit dem Rb-Sr Mineralalter des Great Dyke von 2460 ± 16 Ma (Hamilton, 1977), der im westlichen Bereich des Simbabwe Kratons in Chilimanzi Granitoide intrudiert. Eine mögliche Erklärung für diese Diskrepanz läge in der Annahme einer von West nach Ost verjüngenden, diachronen Entwicklung beider Suiten. Dem stehen jedoch die Ergebnisse der Rb/Sr Gesamtgesteinsalter eines Chilimanzi Granitoids südlich des Mutare Grünsteingürtels von 2553 ± 35 Ma (Schmidt Mumm et al., 1995) entgegen. Eine Klärung dieser Fragestellung kann letztendlich nur durch detaillierte geologische Bearbeitung verbunden mit umfangreichen, möglichst an einzelnen Zirkonen durchgeführte Datierungen erreicht werden, wie sie z.B. von Barley (1999) und Wijbrans et al. (1999) für den Pilbara Block, West Australien, durchgeführt wurden. Barley (1999) konnte durch dieses Vorgehen zeigen, daß sich die Intrusionsgeschichte der archaischen Granitoide des Pilbara Blocks über einen Zeitraum von ≈ 360 Ma erstreckte. Wendet man diesen Zeitraum auf die Einheiten des Simbabwe Kratons an, liegen die „jung“ erscheinenden Daten des südwestlichen Kratons durchaus noch im Bereich des Möglichen und Akzeptierbaren.

Eine weiterer Ansatz zur Interpretation der „jungen“ Intrusionsalter liegt in möglichen Fehlerquellen in der methodischen Vorgehensweise. Die analysierten Zirkone sind teilweise zoniert und/oder enthalten Kerne eines früheren Wachstumsstadiums. Ältere Kerne sollten tendenziell die Ergebnisse zu alt erscheinen lassen, und können somit als Fehlerquelle ausgeschlossen werden. Die Zonierung kann jedoch ein Hinweis sein auf temporären Bleiverlust während der Zirkonbildung. Insbesondere der Verlust von Blei aus den Zirkonen nach ihrer Bildung, z.B. durch hydrothermale Überprägung, kann die Isotopenverhältnisse zu scheinbar „jüngeren“ Altern verschieben. Die zum Teil stark diskordanten U/Pb Verhältnisse können ein Hinweis auf einen derartigen Prozeß sein. Auch in diesem Falle bedarf es für eine weitere Klärung der Altersposition der untersuchten Granitoid Suiten detaillierter geologischer Bearbeitung in Kombination mit höher auflösenden Datierungsmethoden.

Die Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung des untersuchten Krustensegmentes muß im Zusammenhang mit der Konvergenz des Kapvaalkratons und des Simbabwe Kratons un-

ter Heraushebung weiter Bereiche des Limpopo Belts in einem NNW-SSO gerichteten, kompressiven Stressfeld gesehen werden. Dieses Ereignis ist in den untersuchten Einheiten abgebildet in einer regional ausgebildeten, ONO-WSW streichenden Schieferung. Mineral-Streckungslineare dieser Deformationsphase liegen in den Granit-Gneis Gebieten überwiegend subhorizontal, tauchen aber innerhalb des Mutare-Odzi Grünsteingürtels deutlich steiler ($<12^\circ$) nach W bis WSW bzw. O bis ONO ab. Großregional läßt sich daraus ein sinistral-transpressives Deformationssystem ableiten. Die vertikalen Bewegungen beschränkten sich hierbei überwiegend auf die Einheiten des Grünsteingürtels als regionale rheologische Schwächezone. Die Intrusion der Wedza und Chilimanzi Granitoide erfolgte sowohl syn- als auch post-tektonisch. Ihre Platznahme muß daher im direkten Zusammenhang mit der tektonischen Entwicklung gesehen werden. Die Hauptphase der kompressiven Deformation im südöstlichen Simbabwe Kraton fällt nach den hier vorliegenden Daten in den Zeitraum der Platznahme der Wedza Suite (2585 bis 2507Ma). Die Chilimanzi Suite definiert das Ende dieser Kompressionsphase um 2448 bis 2402Ma.

Die regionale Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen hat in erster Linie ein sehr deutliches, homogenes Bild, dominiert von zwei unterschiedlichen Fluidsystemen erbracht. Diese beiden Systeme enthalten:

- niedrig-salinare, durch monovalente (Na^+ , K^+) Kationen dominierte wäßrige Lösungen mit unterschiedlichem, oft hohem Gasgehalt. ($\text{CO}_2 \geq \text{CH}_4 \gg \text{N}_2$).
- hoch-salinare, wäßrige Lösungen komplexer Zusammensetzung, meist dominiert durch bivalente Kationen (Mg^{2+} , Ca^{2+}) aber auch Li^+ . Die Gasgehalte dieser Einschlüsse sind meist gering und variabel.

In den meisten Proben sind diese beiden Systeme nicht eindeutig getrennt. Vielmehr sind diese Systeme als Endglieder einer Mischungsreihe anzusehen. Damit wird deutlich, daß beide Systeme zumindest zeitweise koexistiert haben. Aufgrund der genetischen Position (primär/sekundär) der jeweiligen Einschlüsse der unterschiedlichen Fluide und auch aufgrund ihrer chemischen Charakterisierung werden diese Fluid zum einen der metamorphen Devolatilisierung und zum anderen der Genese der Granitoide und die daran gekoppelte Bildung von Migmatiten und Pegmatiten zugeordnet.

Einschlüsse in Quarzproben aus Goldmineralisationen des Odzi-Mutare Grünsteingürtels enthalten ebenfalls Fluide beider Systeme. Ein herausragender Unterschied zu den Proben aus metamorphen und pegmatitisch/migmatitischen Quarzen ist jedoch die signifikante Zunahme gashaltiger und Gas-reicher Einschlüsse innerhalb der Mineralisationen und in ihrem Nebengestein. Besonders deutlich wird die Zunahme der Gas-reichen Einschlüsse in den Scherzonen-gebundenen Goldmineralisationen des Ashanti Vulkanitgürtels. Hier enthalten Proben aus den mineralisierten Bereiche oftmals nahezu ausschließlich Gaseinschlüsse ohne erkennbare wäßrige Phase. Aus diesem Befund drängt sich die Frage nach der Signifikanz der hohen Gasgehalte in Proben aus Goldlagerstätten auf.

Die Auswertung der Flüssigkeitseinschluß-Daten aus den Goldlagerstätten zeigt, daß die Dichten der Einschlußinhalte sehr stark variieren. Unter Anwendung eines Fluid-dynamischen Modells der hydraulischen Aktivierung von Scherzonen werden diese Dichteveränderungen als Indiz für Druckschwankungen während des Mineralisationsprozesses interpretiert. Für die untersuchten Lagerstätten lassen sich danach Schwankungen des Fluiddruckes zwischen lithostatischen und hydrostatischen Werten ableiten. Diese Werte werden als Grenzen einer zyklischen, hydraulischen vertikalen Öffnung und Schließung der Scherzone als Fluid-Wegsamkeit angesehen. Die Konsequenz dieser Druckschwankung für den Mineralisationsprozeß liegen zum einen in dem hierdurch entstehenden regionalen Fluid-Druckminimum im Bereich der Scherzone, zum anderen in der durch die zyklische Drucker-

niedrigung erzwungene Phasentrennung in salinaren H_2O-CO_2 Mischfluiden. Als Folge dieser Entmischung werden die wäßrige und die gasreiche Phase aufgrund ihres unterschiedlichen Benetzungsverhalten im Folgenden von einander getrennt. Gasreiche Fluide, mit einem Benetzungswinkel von $\Theta > 60^\circ$ verbleiben in offenen Porenräumen, wäßrige Phasen mit Benetzungswinkeln von $\Theta < 60^\circ$ hingegen können bevorzugt entlang von Korngrenzen, Mikrorissen und -Poren migrieren. Nach Abwandern der wäßrigen Phasen schließen sich die Wegsamkeiten aufgrund der niedrigen Oberflächenenergiezustände der wasserfreien Grenzflächen. Die gasreichen Phasen verbleiben in den geschlossenen Porenräumen als Flüssigkeitseinschlüsse.

Das hier dargestellte lagerstättengenetische Modell versucht einige der für diesen Lagerstättentypus weitverbreitete Eigenschaften, insbesondere die erhöhten Gasgehalte der Flüssigkeitseinschlüsse, in einen schlüssigen Zusammenhang zu stellen. Das dieses Modell nicht für die Bildungsprozesse aller mesothermalen Goldlagerstätten gleichermaßen anwendbar ist wird demonstriert durch die abweichende Zusammensetzung der Einschlusshalte in dem Vorkommen von Ayanfuri, Ghana. Dort treten neben den reinen Gaseinschlüssen auch gehäuft Einschlüsse mit salinaren Mischungen aus wäßriger und Gas-reicher Phase auf. Für diesen Fall ist also das hier vorgeschlagene Modell nicht anwendbar. Diese Lagerstätte unterscheidet sich jedoch auch dadurch, daß diese Mineralisation nicht direkt an eine aktive Scherzone gebunden ist, sondern vielmehr als sekundäre Imprägnation einer kontrastierenden Lithologie anzusehen ist. Möglicherweise kamen bei der Bildung dieser Lagerstätte also nicht so sehr die Schwankungen des Fluiddruckes als Auslöser der Goldfällung zum Tragen, sondern vielmehr der chemische Kontrast von Fluid und Gestein.

Die unterschiedlichen Schritte des Mineralisationsprozesses, nämlich die Lösung feinverteilter Goldes aus dem Muttergestein, der Transport in gelöster Form zum Ort der Ablagerung und schließlich der Fällungsprozeß in der aktiven Scherzone ist auch mit den chemischen Rahmenbedingungen mehr als kompatibel. Für die Lösung und den Transport des Goldes hat der Gasgehalt des Lösungsmittels nur eine zweitrangige Bedeutung, da anzunehmen ist, daß die Mineralisationsfluide weitestgehend mit dem Nebengestein im chemischen Gleichgewicht stehen. Für den Fällungsprozeß hingegen spielen die mit der Phasentrennung verbundenen Erhöhung der Sauerstoff fugazität und zweitrangig auch die Erniedrigung des pH eine signifikante, fällungsauslösende Rolle.

Wie lassen sich die aus dieser Bearbeitung gewonnenen Erkenntnisse für eine Optimierung der Prospektion und Exploration auf Goldlagerstätten umsetzen? Die Erkundung und Erschließung von Minerallagerstätten trifft in zunehmendem Maße auf die Grenzen der direkten Nachweisbarkeit durch geochemische und geophysikalische Methoden. In zunehmendem Maße werden heute Prospektionsziele definiert, die sich aufgrund fehlender Aufschlüsse (z.B. Olympic Dam, Australien) oder aufgrund sedimentärer Überdeckung (z.B. Silobela, Simbabwe) dem direkten Zugriff entziehen. In diesen Situationen gewinnt die Anwendung konzeptioneller geologischer Modelle zunehmend an Bedeutung. Die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in Kombination mit regionalgeologischen Untersuchungen kann in diesem Zusammenhang eine hilfreiche Komponente zur Identifizierung von Scherzonensystemen als Träger mesothermalen Goldmineralisationen darstellen.

7 LITERATURVERZEICHNIS

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarede, F. (1990) A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.*, **95**, 17605 - 17626
- Ahrendt, H., Hunzicker, J.C., Weber, K. (1978) K/Ar Altersbestimmungen an schwach metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. *Z. deutsch. geol. Gesellsch.*, **129**, 229-247
- Akande, S., Kinnard, J. (1990) Nature and origin of ore forming fluids in the Nigerian mineral belts. *CIFEG, Occasional publ.*, **22**, 369—372
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., De Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (1981) Brazilian Structural Provinces: An introduction. *Earth Sci. Rev.* **17**, 1-29
- Arth, N.T. (1976) Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, **4**, 41-47
- Astley (1745) *Voyages and Travels*, 572-579
- Ayres, L.D, Cerny, P. (1982) Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian shield. *Can. Mineral.*, **20**, 439
- Bailey, E.H., Irwin, W.P., & Jones, D.L. (1964) Franciscan and related rocks. *Calif. Dept. Mines Geol., Bull.* **183**
- Barker, F. (1979) Trondhjemit: Definition, environment and hypotheses of origin. In: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks* (ed. F. Barker), pp. 1-12, Elsevier
- Barley, M.E., (1999) Growth and recycling of Archean continental crust in the Pilbara Craton. *J. Conf. Abs., EUG 10*, **4**, 142
- Barley, M.E., Krapez, B., Groves, D.I., Kerrich, R. (1998) The late Archean Bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. *Precamb. Res.*, **91**, 65-90
- Barnes, H.L., Helgeson, H.C., Ellis, A.J., (1966) Ionization Constants in Aqueous Solutions, in: *Handbook of Physical Constants*, rev.ed.: *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **97**, 410-413
- Bartholomew, D.S. (1990) Gold deposits of Zimbabwe. *Zimbabwe Geol. Surv. Min. Resources Ser.*, **23**, 75pp
- Barton, J.M., van Reenen, D.D. (1992) When was the Limpopo orogeny? *Precambrian Res.*, **55**, 7-16
- Barton, J.M., van Reenen, D.D. (1992a) Isotopic and REE characteristics of the intrusive charnoenderbites geographically associated with the Matok pluton, Limpopo Belt, southern Africa. *Precambrian Res.*, **55**, 429-450
- Barton, J.M., Holzer, L., Kamber, B., Doig, R., Kramers, J.D. & Nyfeler, D. (1994) Discrete metamorphic events in the Limpopo belt, southern Africa: implications for the application of P-T paths in complex metamorphic terrains. *Geology*, **22**, 1035-1038
- Behr, H.-J., Hein, U.F., Schmidt Mumm, A. (1992) Tectonic Brines and their effect on geological processes. *Neues Jahrbuch der Mineralogie., Abhandlungen*, **165**, 1, 101-102
- Benning, L.G., Seward, T.M. (1994) The solubility of gold as AuHS^o in high temperature hydrosulphide solutions. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beihefte zum Europ. J. Mineral.*, **6**, 24
- Berger, M., Kamber, B., Mkweli, S., Blenkinsop, T.G., Kramers, J.D. (1993) New Zircon U-Pb data on the Northern Marginal zone, Limpopo belt, Zimbabwe. *Terra Abstracts, Supplement No. 1 to Terra Nova*, **5**, 313

- Berger, M., Kramers, J., Nagler, Th.F., (1995) Geochemistry and geochronology of charnokite and enderbites in the Northern Marginal zone of the Limpopo Belt, Southern Africa, and genetic models. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, **75**, 17-42
- Berger, M., Rollinson, H., (1997) Isotopic and geochemical evidence for crustal-mantle interaction during late Archean crustal growth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 4809-4829
- Bickle, M.J., Orpen, J.L., Nisbet, E.G., Martin, A. (1993) Structure and metamorphism in the Belingwe greenstone belt and adjacent granite-gneiss terrain: the tectonic evolution of an Archean craton. In: M.J. Bickle & E.G. Nisbet (eds.) „The Geology of the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe“, *Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ.*, **2**, 39-68
- Billings, M.P. & Wilson, J.R. (1964) Chemical analyses of rocks and rock-minerals from New Hampshire. N.H., Dep. Resour. Econ. Dev. Mineral. Resour. Surv. **XIX**
- Blatt, H., Tracy, R.J. (1995) *Petrology. Igneous, sedimentary and metamorphic*. Freeman and Company, New York, p.10
- Blenkinsop, T.G., Schmidt Mumm, A., Kumi, R., Sangmor, S. (1994) Structural Geology of the Ashanti Gold Mine. *Geol. Jahrbuch*, **D100**, 131-153
- Bodnar, R.J. (1993) Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 683-684
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F., Arndt, N. (1992) Crustal growth in West Africa at 2.1Ga. *J. Geophys. Res.*, **97**, B1, 345-369.
- Boullier, A.-M., Charoy, B., Pollard, P.J. (1994) Fluctuation in porosity and fluid pressure during hydrothermal events: textural evidence in the Emuford District, Australia. *J. Structural Geol.*, **16**, 1417-1429
- Bowers, T.S. & Helgeson, H.C. (1983) Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 1247-1275
- Boyle, R.W. (1979) The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Canada. Bull.* **280**, 584pp
- Brown, P.E. (1989) FLINCOR - Isochore calculation of fluid inclusion observations, *Wisc. Ware, Univ. Wisconsin*
- Burke, E.A.J. (1994) Raman microspectrometry of fluid inclusions: the daily practice. In: B. De Vivo & M.L. Frezzotti (eds.), *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Short Course of the IMA Working Group "Inclusions in minerals", Pontignano/Siena 1-4 Sept. 1994, Fluids Research Laboratory, Dept. Geol. Sci., Virginia Tech, Blacksburg, VA, USA, 25-44
- Burke, E.A.J., Lustenhouwer, W.J., (1987) The application of a multichannel laser Raman microprobe (Microdil-28[®]) to the analysis of fluid inclusions. *Chem. Geol.* **61**, 11-17
- Cerny, P. (1987) Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: late orogenic to anorogenic affiliations. *GSA-MSA Annu. Mtg.*, Phoenix, Abstract volume **19**, 616
- Cerny, P., (1990) Distribution, affiliation and derivation of rare-element pegmatites in the Canadian Shield. *Geol. Rundschau*, **79**, 183-226
- Cerny, P. (1991) Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies) *Precambrian Res.*, **51**, 429-468
- Cerny, P. (1992) Rare-element granitic pegmatites. Part II: regional to global environments and petrogenesis. *Geosci. Can.*, **18**, 68-81
- Chappel, B.W., White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, **8**, 173-174
- Chauvel, G., Dupre, B., Arndt, N.T. (1993) Pb and Nd isotopic correlation in Belingwe komatiites and basalts. In: Bickle, M.J. & Nisbet, E.G. (eds.) *The Geology of the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe*. *Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ.*, **2**, 167-174

- Chenjerai, K.G., Schmidt Mumm, A., Blenkinsop, T.G., Chatora, D. (1995) Tectonic setting and regional exploration significance of the Mutare Greenstone Belt, Zimbabwe: Redwing gold deposit. In: Tom G. Blenkinsop & Paul L. Trump (eds.) Sub Saharan Economic Geology, Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ. 3, A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 213-224
- Chenjerai, K.G. (1995) The Mutare greenstone belt, Zimbabwe: Geology, geochemistry and gold mineralisation. Dissertation, Cuvillier Verlag, Göttingen, 181pp
- Clark, M.E., Archibald, N.J., Hodgson, C.J. (1986) The structural and metamorphic setting of the Victory gold mine, Kambalda, Western Australia. . In: A.J. Macdonald (ed.) Proceedings Gold '86, 243-254, Konsult International, Toronto
- Clemens, J.C., Mawer, C.K. (1992) Granite magma transport by fracture propagation. Tectonophysics, **204**, 339-360
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M., Troop, D.G. (1988) Archean lode gold deposits in Ontario. Can. J. Earth. Sci., **24**, 1302-1320
- Condie, K.C. (1981) Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archean granites. Geol. Soc. Austr. Spec. Publ., **7**, 469
- Coward, M.P. (1976) Archean deformation patterns in southern Africa. Philosophical Transactions Royal Soc. London, **A283**, 313-331
- Coward, M.P. (1980) Shear zones in the Precambrian crust of southern Africa. J. Structural Geol., **2**, 19-27
- Coward, M.P., Daly, M.P. (1984) Crustal lineaments and shear zones in Africa: their relationship to plate movement. Precambrian Res. **24**, 27-45
- Coward, M.P., James, P.R. (1974) The deformation patterns of two Archean greenstone belts in Rhodesia and Botswana. Precambrian Res., **1**, 235-258
- Coward, M.P., Teloar, P.J. (1990) Tibetan models for Archean tectonics in southern Africa. In: Barton, J.M. (ed.) The Limpopo Belt: a field workshop on Granulites and deep crustal tectonics. Dept. of Geol., Rand Afrikaans University, 35-38
- Coward, M.P., Graham, R.H., James, P.R., Wakefield, J. (1973) A structural interpretation of the northern margin of the Limpopo orogenic belt, southern Africa. Philosophical Transactions Royal Soc. London, **A273**, 487-491
- Coward, M.P., James, P.R., Wright, L.I. (1976) Northern margin of the Limpopo mobile belt, southern Africa. Geol. Soc. Amer. Bull., **87**, 601-611
- Crear, D.A., Barnes, H.L., (1976) Ore Solution Chemistry V. Solubilities of Chalcopyrite and Chalcocite Assemblages in Hydrothermal Solution at 200° to 350°C. Econ. Geol. **71**, 772-794
- Crocket, J.H., (1993) Distribution of gold in the earth's crust. In: R.P. Foster (ed.), „Gold metallogeny and exploration“. Chapman & Hall, London, 1-36
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, E., Nunoo, E.A. (1994) U/Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing sediments in Ghana, West Africa. Precamb. Res. **67**, 89-107
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K. & Spencer, R.J. (1990) Melting behaviour of fluid inclusions in laboratory grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. Geochim. Cosmochim Acta, **54**, 591-601
- de Paolo, D.J., Wasserburg, G.J., (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophys. Res. Let., **3**, 249-252
- de Ronde, C.E.J., Channer, D.M.DeR, Spooner, E.T.C. (1997) Greenstone-Belt externalites: heat flow, magmas, strain and fluids: Archean fluids In: M. de Wit, L.D. Ashwal (eds.), Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **35**, 309-336
- de Ronde, C.E.J., Spooner, E.T.C., de Wit, M.J., Bray, C.J. (1992) Shear zone related Au-quartz vein deposits in the Barberton greenstone belt, South Africa: Field and petrographic characteristics, fluid properties and light stable isotopes. Econ. Geol., **87**, 366-402

- de Wit, M.J. (1998) On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Research*, **91**, 181-226
- de Wit, M.J., Hynes, A., (1995) The onset of interaction between hydrosphere and oceanic crust, and the origin of the first continental lithosphere. In: M.P. Coward & A.C. Ries (eds.) *Early Precambrian Processes*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **95**, 1-9
- Diamond, L.W. (1992) Stability of CO₂ - clathrate - hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 19-41
- Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S., Wilson, J.F. (1988) A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *J. Geol. Soc. Londondn*, **145**, 977-983
- Drummond, S.E., Ohmoto, H. (1985) Chemical evolution and chemical deposition in boiling hydrothermal Systems. *Econ. Geol.* **80**, 126-147
- Dubessy, J., Poty, B., Ramboz, C., (1989) Advances in C-O-H-N-S fluid geo-chemistry based on micro-Raman spectrometric analyses on fluid inclusions. *Eur. J. Mineral.* **1**, 517-534.
- Eisenlohr, B.N. (1989) The structural geology of the Birimian and Tarkwaian rocks in Ghana: BGR rep. No. 106 448, 66pp
- Eisenlohr, B.N., Hirdes, W. (1992) The structural development of the early Proterozoic Birimian and Tarkwaian rocks of southwest Ghana, West Africa. *J. African Earth Sci.* **14**, 313—325
- Ellis, A.J., Giggenbach, W., (1971) Hydrogen Sulphide Ionization and Sulphur Hydrolysis in High Temperature Solution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 247-260
- Evans, O.C., Hanson, G.N. (1997) Intermediate and felsic magmatism, Late- to post-kinematic Archean granitoids of the S.W. Superior Province: derivation through direct mantle melting. In: M. de Wit, L.D. Ashwal (eds.), *Greenstone Belts*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **35**, 280-295
- Förster, H., Koenemann, F.H., Knittel, U., Manuel, I., Oles, D., Fretzen, T., Knaak, M. (1994) Manica-Mutare-Odzi Greenstone Belt Simbabwe-Mosambik. *Berichte zur Lagerstätten- und Rohstoffforschung, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Teil A & B*, 278pp
- Foster, R.P. Mann, A.G., Stowe, C.W., Wilson, J.F. (1986) Archean gold mineralisation in Zimbabwe. In: Anhaeusser, C.R., Maske, S. (eds.) *Mineral Deposits of Southern Sfrica*. Vol. 1, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 43-112
- Freeze, R.S., Cherry, J.A. (1979) *Groundwater*. Prentice Hall, Great Britain, 604pp
- Frimmel, H.E., le Roex, A.P., Knight, J., Minter, W.E.L. (1993) A case study of the post-depositional alteration of the Witwatersrand Basal reef gold placer. *Econ. Geol.*, **88**, 249-265
- Fritz, P., Frappe, S.K., (1987) Saline water and gases in crystalline rocks. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, **33**, 1-259
- Fujikami, H., Tatsumoto, M., Aoki, K. (1984) Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmass. *Proceed. of the fourteenth lunar and planetary science conference, Part 2, J. Geophys. Res.*, **89**, Suppl. B662-B672
- Fyfe, W.S. (1998) Energy flow and geosphere interactions, Archean to the present - the foundation of the global resource base. *Precambrian Research*, **91**, 5-13
- Fyfe, W.S., Price, N.J. & Thompson, A.B. (1978) *Fluids in the Earth's crust*, Elsevier, Amsterdam, 383pp
- Gebert, H. (1989) *Schichtgebundene Manganlagerstätten*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 237pp

- Gehrig, M. (1980) Phasengleichgewichte und pVT-Daten ternärer Mischungen aus Wasser, Kohlendioxid und Natriumchlorid bis 3 kbar und 550°C. Hochschulverlag, Freiburg, 151pp
- Gibert, F., Guillaume, D., Laporte, D. (1998) Importance of fluid immiscibility in the H₂O-NaCl-CO₂ system and selective CO₂ entrapment in granulites: experimental phase diagram at 5-7 kbar, 900°C and wetting textures. *Eur. J. Mineral.*, **10**, 1109-1123
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J. (1994) Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPN Short Course*, **31**, 199pp
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., (1984) A Sm-Nd study of atmospheric dust and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Let.*, **70**, 221-236
- Groves, D.I., Barley, M.E., Cassidy, K.F., Hagemann, S.G., Ho, S.E., Hronsky, J.M.A., Mikucki, E.J., Mueller, A.G., McNaughton, N.J., Perring, C.S., Ridley, J.R. (1991) Archean lode-gold deposits: the products of crustal scale hydrothermal systems. in „Proceedings of Brazil Gold '91, An International Symposium on the Geology of Gold“, E.A. Ladeira, ed., Belo Horizonte (1991) Balkema, Rotterdam, 299-306
- Groves, D.I., Barley, M.E., Ho, S.E. (1989) Nature, genesis and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. In: Keays, R.R., Ramsay, W.R.H., Groves, D.I. (eds.) *The geology of gold deposits: the perspective in 1988*. *Econ. Geol. Monogr.*, **6**, 71-85
- Groves, D.I., Foster, R.P. (1993) Archean lode gold deposits. In: R.P. Foster (ed.) „Gold Metallogeny and Exploration“, Chapman & Hall, London, 63-103
- Guilbert, J.M.; Park, C.F. (1996) *The Geology of Ore Deposits*, Freeman & Co., New York, 985pp
- Hagemann S.G., Brown P.E. (1996) Geobarometry in Archean lode-gold deposits. *Europ. J. Mineral.* **8**, 937-960
- Hamilton, P.J. (1977) Sr isotope and trace element studies of the Great Dyke and Bushveld mafic phase, and their relationship to early Proterozoic magma genesis in southern Africa. *J. Petrol.*, **18**, 24-52
- Hamilton, W.B. (1998) Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, **91**, 143-179
- Hammond, N.Q, Shimazaki, H., (1994) Geology and geochemical aspects of ore formation at the Prestea mesothermal vein gold deposit in the Birimian system of Ghana. *Int. Geol. Rev.*, **36**, 15-31
- Hansen, E.C., Newton, R.C., Janardhan, A.S. (1984) Fluid inclusions in rocks from the amphibolite facies gneiss to charnockite progression in southern Karnataka, India: In: A. Kröner, G.N. Hansen, A.M. Goodwin (eds.) „Archean Geochemistry“, 162-180, Springer Verlag, Berlin
- Harker, A., (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London
- Hein U.F., Behr H.J. (1991) Synorogenic ore deposition in the Variscan external belt of Europe: A tectonic brine model. In: *Source, Transport and Deposition of Metals* (M Pagel and JL Leroy eds.) Balkem, Rotterdam, 57-60
- Helgeson, H.C., (1969) Thermodynamics of Hydrothermal Systems at elevated Temperatures and Pressures. *Amer. J. Sci.*, **267**, 729-804.
- Hendel, E.M., Hollister, L.S. (1981) An empirical solvus for CO₂-H₂O-2.6 wt.% salt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 225-228
- Henley, R.W. (1993) Epithermal gold deposits in volcanic terranes. In: R.P. Foster (ed.), „Gold metallogeny and exploration“. Chapman & Hall, London, 133-164
- Herzog, L.F. (1960) Rb-Sr analyses and age determinations of certain lepidolites, including and international inter-laboratory comparison suite. *Am. J. Sci.*, **258**, 191-208

- Hickman, M.H. (1978) Isotope evidence for crustal reworking in the Rhodesian Archean craton, southern Africa. *Geology*, **6**, 214-216
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtké, G., Konan, G. (1996) Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Cote d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy'. *Precambrian Res.*, **80**, 173 - 191
- Hirdes, W., Davis, D.W., Eisenlohr, B.N. (1992) Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precamb. Res.* **56**, 89--97
- Ho, S.E. 1987. Fluid inclusions: Their potential as an exploration tool for Archean gold deposits. *Nedlands Univ. Western Australia Geology Dept. Univ. Ext. Publ.* **11**, 239-264
- Hollister, L.S. (1990) Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. *J. Structural Geol.*, **12**, 895-901
- Holloway, J.R. (1981) Composition and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: L.S. Hollister & M.L. Crawford (eds.) *MAC short course in fluid inclusions*. Mineral. Assoc. Canada, **6**, 13-88
- Holness MB (1992) Equilibrium dihedral angles in the system CO₂-H₂O-NaCl at 800°C and 1-1.5kbar: the effects of pressure and fluid composition on the permeability of quartzites. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **114**, 171-184
- Holness, MB (1993) Temperature and pressure dependence of quartz -aqueous fluid dihedral angles: the control of adsorbed H₂O on the permeability of quartzites. *Earth Planet. Sci. Letters*, **117**, 363-377
- Jelsma, H.A., (1993) Granites and greenstones in northern Zimbabwe: tectono-thermal evolution and source regions. PhD thesis, Free University of Amsterdam, The Netherlands
- Jelsma, H.A., van der Keek, P.A., Vinyu, M.L. (1993) Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (Zimbabwe): progressive deformation around ballooning diapirs. *J. Structural Geol.*, **15**, 163-176
- Johnsons, 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 CO₂ fluid inclusions during grain boundary migration. *J. Metam. Geol.*, **13**, 239-249
- Junner, N.R. (1932) The geology of the Obuasi goldfield: *Gold Coast Geol. Surv. Memoir*, **2**, 43pp
- Junner, N.R. (1935) Gold in the Gold Coast: *Gold Coast Geol. Surv. Memoir*, **4**, 67p
- Junner, N.R. (1940) Geology of the Gold Coast and Western Togo land, *Gold Coast Geol. Surv., Bull.*, **11**, 40p
- Kanno, H., Angell, C.A., (1977) Homogeneous nucleation and glass formation in aqueous alkali-halide solutions at high pressures. *Jour. Phys. Chem.*, **81**, 2639-2643
- Kamber, B., Blenkinsop, T.G., Rollinson, H.R., Kramers, J.D., Berger, M. (1992) Dating of an important tectono-thermal event in the Northern Marginal Zone of the Limpopo Mobile Belt, Zimbabwe: first results. *North Limpopo field guide and Abstracts Volume*, *Geol. Soc. Zimbabwe*, 39pp
- Kamber, B.S., Kramers, J.D., Napier, R., Cliff, R.A. & Rollinson, H.R. (1995) The Triangle Shearzone, Zimbabwe, revisited: new data document an important event at 2.0Ga in the Limpopo Belt. *Prec. Res.*, **70**, 191-213
- Kerrick, R. (1986) Archean lode gold deposits of Canada: Part II. Characteristics of the hydrothermal system and models of origin. *Econ. Geol. Res. Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Inf. Circ.*, **183**, 34pp
- Kerrick, R. (1990) Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses. In: F. Robert, P.a. Shenahan, S.B. Green (eds.) *Proceedings of the NUNA workshop: Greenstone gold and crustal evolution*. *Geol. Assoc. Canada, Val d'Or, Québec 1990*, 13-31

- Klemd, R. (1998) Comment on the paper by Schmidt Mumm et al.: High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: A new category of ore forming fluids? *Mineral. Dep.*, **33**, 318-321
- Kramers, J.D., Foster, R.P. (1982) A reappraisal of lead isotopic investigations of gold deposits in Zimbabwe. In: Foster, R.P. (ed.) *Gold '82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Proc. Symp. Gold '82, Balkema, Rotterdam, 569-582
- Kramers, J. (1988) An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation. *Precambrian Research*, **38**, 281-295
- Krogh, T.E. (1973) A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 485 - 494
- Krupp, R.E., Weiser, T. (1992) On the stability of gold-silver alloys in the weathering environment. *Mineral. Depos.*, **27**, 268-275
- Kusky, T.M., Vearncombe, J.R. (1997) Structural aspects, Greenstone belts: rock components, sources, provenances and structures. In: M. de Wit, L.D. Ashwal (eds.), *Greenstone Belts*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **35**, 91-124
- Laporte, D., Watson, E.B. (1991) Direct observation of near-equilibrium pore geometry in synthetic quartzites at 600°-800°C and 2-10.5kbar. *J. Geol.*, **99**, 87-88
- Leube, A., Hirdes, W. (1986) The Birimian Supergroup of Ghana - depositional environment, structural development and conceptual model of an early Proterozoic suite. *BGR, Hannover, Rep.*, 99 529, 260pp
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., Kesse, G.O. (1990) The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research*, **46**, 139--165
- London, D. (1996) Granitic pegmatites. *Transactions Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **87**, 315-319
- London, D. (1986) The magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. *Am. Mineral.* **71**, 376-395
- London, D. (1984) Experimental phase equilibria in the system LiAlSiO₄-SiO₂-H₂O: A petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *Amer. Mineral.*, **69**, 995-1004
- Ludwig, K.R. (1980) Calculations of uncertainties of U-Pb isotopic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**, 82-92
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. America*, **101**, 635 - 643
- Manu, J. (1993) Gold deposits of Birimian greenstone belts in Ghana: hydrothermal alteration and thermodynamics. *Braunschweiger Geol. Paläontol. Dissertationen*, **17**, 166pp
- Marston, R.J., Woolrich, P., Kwesie, J. (1992) Closely associated stockwork and palaeoplacer gold mineralisation in the early Proterozoic Tarkwaian system of Abooso, SW Ghana. In: Peters, J.W., Kesse, G.O., Acquah, P.C. (eds.) *Regional trends in African geology*. *Geol. Soc. Africa, Proc. 9th internat. geol. conference, Accra, Ghana*: 243—273
- Martin, H. (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust - comparison with modern processes. *Lithos*, **30**, 373-338
- Milesi, J.P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., Vinchon, Ch. (1991) The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. *Mineral. Deposita*, **26**, 228-238
- Milesi, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.-L., Dommaget, A., Marcoux, E. (1992) Early Proterozoic deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precamb. Res.* **58**, 305-344

- Mkweli, S., Kamber, B., Berger, M., (1995) A westward continuation of the Zimbabwe Craton-Northern Marginal Zone tectonic break and new age constraints on the timing of the thrusting. *Geol. Soc. London, J.*, **152**, 77-83
- Morrison, E.R. (1985) Zimbabwe Geological Map 1:1 000 000. Zimbabwe Geological Survey, Harare
- Mumin, A.H., Fleet, M.E. (1995) Evolution of gold mineralisation in the Ashanti gold belt, Ghana: evidence from carbonate compositions and parageneses. *Mineral. Petrol.*, **55**, 265-280
- Naden, J., Shepherd, T.J. (1989) Role of methane and carbon dioxide in gold deposition. *Nature*, **342**, 793-795
- Nägler & Kramers (1998) Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and uncertainties of both. *Precamb. Res.* **91**, 233-252
- Nicolaysen, L.O. (1962) Stratigraphic interpretation of age measurements in Southern Africa. *Geol. Soc. Am., Buddington vol.*, 569-598
- Oberthür, T., Amanor, J.A., Gypong, W., Vetter, U., Schwartz, M.O. & Weiser, T. (1991) Gold mineralization in the Ashanti Mine, Obuasi, Ghana: preliminary mineralogical and geochemical data. In: E.A. Ladeira (ed.) „Brazil gold '91, Balkema, Rotterdam, 533-537
- Oberthür, T., Schmidt Mumm, A., Vetter, U., Simon, K. & Amanor, J.A. (1996) Gold mineralization in the Ashanti Belt of Ghana: Genetic constraints of the stable isotope geochemistry. *Econ. Geol.* **91**, 289-301
- Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D.W., Amanor, J.A. (1998) Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Res.* **89**, 129-143
- Oberthür, T., Vetter, U., Schmidt Mumm, A., Weiser, T., Amanor, J.A., Gyapong, W.A., Kumi, R., Blenkinsop, T.G. (1994) The Ashanti gold mine at Obuasi in Ghana: mineralogical, geochemical, stable isotope and fluid inclusion studies on the metallogenesis of the deposit. *Geol. Jb.*, **D100**, 31--130
- Oberthür, T., Weiser, T., Vetter, U., Schmidt Mumm, A., Chryssoulis, S., Davis, D.W. & Amanor, J.A. (1997) Gold mineralization in the Ashanti belt of Ghana: Stable isotope composition of host rocks and ores, the distribution of gold and time constraints. In: H. Papunen (ed.) „Mineral Research and Exploration Where do they meet?“ Proceed. fourth bienn. SGA Meeting, Turku, Finland, Balkema, Rotterdam, 257-260
- Oberthür, T., Weiser, T., Chryssoulis, S. & Amanor, J.A. (1997) Mineralogical siting and distribution of gold in quartz vein and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana. *Mineral. Deposita*, **32**, 2-15
- O'Connor, J.T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based upon feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **525-B**, 79-84
- Ohmoto, H., (1972) Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits. *Econ. Geol.*, **67**, 551-578
- Ohmoto, H., Lasaga, A. (1982) Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1727-1745
- Olofsson, G., Hepler, L.C., (1975) Thermodynamics of Ionization of Water over Wide Ranges of Temperature and Pressure. *J. Solution Chemistry*, **4**, 127-143
- O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., Evensen, N.M., (1977) Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Let.*, **34**, 13-22
- Peachs, B., (1983) *Gold*, Macmillan Australia, Melbourne, 192 pp.
- Phaup, A.E. (1937) The geology of the Umtali gold belt. *Southern Rhodesia Geol. Surv. Bull.*, **32**, 167pp
- Pohl, D., Carlson, C. (1992) A plate tectonic re-interpretation of the 2.2-2.0Ga Birimian Province, Tarkwaian system and metallogenesis in West Africa. In: Peters, J.W., Kesse, G.O.,

- Acquah, P.C. (eds.) Regional trends in African geology. Geol. Soc. Africa, Proc. 9th internat. geol. conference, Accra, Ghana: 278-381
- Powell, R., Will, T.M., Phillips, G.N. (1991) Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *J. Metamorph. Geol.*, **9**, 141-150
- Ramsay, J.G. (1989) Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe, *J. Structural Geol.*, **11**, 191-209
- Ridley, J.R. (1993) The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust: With reference to vein- and lode-style gold deposits. *Ore Geol. Rev.* **8**, 23-37
- Ridley, J.R. & Kramers, J.D. (1990) The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layer within Archean continents. *Can. J. Earth Sci.*, **27**, 219-228
- Robert, F., Kelly, W.C. (1987) Ore-forming fluids in Archean gold bearing quartz veins at Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Econ. Geol.*, **82**, 1464-1482
- Roedder, E. (1984) Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, vol. 12, Mineral Soc. Amer. **12**, 644pp
- Roedder, E. (1984) Fluid inclusion evidence bearing on the environments of gold deposition. In: R.P.Foster (ed) *Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Geological Society of Zimbabwe, Special Publications., **1**, 129-164
- Roedder, E. & Bodnar, R.J. (1980) Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **8**, 263--301
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, London, 352pp
- Rollinson, HR, (1989) Garnet-orthopyroxene thermobarometry of granulites from the Northern Marginal Zone of the Limpopo belt, Zimbabwe. In: Daily JS, Cliff, RA, Yardley, BW (Eds) *Evolution of metamorphic belts*. Blackwell Sci. Publ. Oxford, **43**, 331-335
- Rollinson, H.R., Blenkinsop, T. (1995) The magmatic, tectonic and metamorphic evolution of the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt in Zimbabwe, *J. Geol. Soc. London*, **152**, 66-75
- Schmidt Mumm, A. (1989) Die Entwicklung der Fluid-Systeme während der oberproterozoischen Damara Orogenese am Südrand des Damara Orogens, Namibia. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **41**, 93pp
- Schmidt Mumm, A., Chenjerai, K.G., Blenkinsop, T., Oberthür, T., Vetter, U., Chatora, D. (1994) The Redwing gold deposit, Mutare greenstone belt, Zimbabwe: geology, mineralogy, geochemistry and fluid inclusion studies. *Geol. Jahrbuch, Spec. Vol.*, **D100**, 423-475
- Schmidt Mumm, A., Chenjerai, K.G., Blenkinsop, T.G., Oberthür, T., Chatora, D. (1995) Metallogenesis of the Redwing gold mine, Mutare greenstone belt, Zimbabwe. In: Tom G. Blenkinsop & Paul L. Trump (eds.) *Sub Saharan Economic Geology*. Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ. **3**, A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 187-212
- Schmidt Mumm, A., Oberthür, T., Vetter, U., Blenkinsop, T. (1997) High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralizations in the Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita*. **32**, 107-118
- Schmidt Mumm, A. (1997) CO₂-rich mineralizing fluids in gold deposits of Ghana and Brazil: an Eburnean - Transamazonian gold province? in „Spurenelemente in Lagerstätten“, *Schriftenreihe der GDMB Gesellschaft für Bergbau, Metallurgie, Rohstoff- und Umwelttechnik*, Heft 80, 105-117
- Schmidt Mumm, A. (1998) Fluid inclusion analysis and metallogenesis of gold deposits in regional geological investigations, *Freiberger Forschungshefte*, **C 475**, 121-135
- Schmidt Mumm, A., Oberthür, T., Vetter, U., Blenkinsop, T.G. (1998) High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: A new category of ore forming fluids? - a reply, *Mineralium Deposita*, **33**, 320-322

- Schneeberg, E.P., (1973) Sulfur Fugacity Measurements with the Electrochemical Cell Ag/AgI/Ag₂+xS, fS₂. *Econ. Geol.*, **68**, 507-517
- Schwartz, M.O., Oberthür, T., Amanor, J., Gyapong, E.A. (1992) Fluid inclusion re-equilibration and P-T-x constraints on fluid evolution in the Ashanti gold deposit, Ghana. *Eur. J. Mineral.*, **4**, 1017-1034
- Scott, S.D., Barnes, H.L., (1971) Sphalerite Geothermometry and Geobarometry. *Econ. Geol.*, **66**, 653-669
- Seward, T.M. (1973) Thio complexes of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **37**, 379-399
- Seward, T.M. (1984) The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: R.P.Foster (ed) *Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Geological Society of Zimbabwe, Special Publications, **1**, 165-183
- Seward, T.M. (1989) The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: boiling and conductive cooling as examples. in „The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988“, R.R. Keays, W.R.H. Ramsay, D.I. Groves, eds., *Econ. Geol. Monogr.*, **6**, 398-404
- Seward, T.M. (1994) Gold geochemistry in hydrothermal fluids. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beihefte zum Europ. J. Mineral.*, **6**, 264
- Seward, T.M. (1993) The hydrothermal geochemistry of gold. In: R.P. Foster (edt.), „Gold metallogeny and exploration“. Chapman & Hall, London, 37-64
- Shackleton, R.M. (1987) Tectonic evolution of greenstone belts. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds.) *Early Precambrian Processes*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **95**, 53-65
- Shenberger, D.M., Barnes, H.L. (1989) Solubility of gold in sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 269-278
- Sibson, R.H. (1987) Earthquake rupturing as mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, **15**. 701-704
- Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H. (1988) High angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, **16**. 551-555
- Smith, T.J., Cloke, P.L., Kesler, S.E. (1984) Geochemistry of fluid inclusions from the McIntyre-Hollinger gold deposit, Timmins, Ontario, Canada. *Econ. Geol.*, **79**, 1265-1285
- Spooner, E.T.C. (1992) Magmatic sulphide/volatiel interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epithermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids. *Ore Geol Rev.*, **7**, 359-379
- Stacey, J.S., Kramers, J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**. 207-221
- Steiger, R.H., Jäger, E. (1977) Subcomission on geochronology: Convention on the use of decay-constatns in geo- and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362
- Swift, W.H., (1956) The Geology of the Odzi Gold Belt. *South. Rhodesian Geol. Surv. Bull.* **45**, 44pp
- Sylvester, P.J., Harper, G.D., Byerly, G.R., Thurston, P.C. (1997) Volcanic aspects, Greenstone belts: rock components, sources, provenances and structures. In: M. de Wit, L.D. Ashwal (eds.), *Greenstone Belts*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **35**, 55-90
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R. (1986) On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds.) *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **19**, 115-157
- Taylor, P.N., Kramers, J.D., Moorbath, S., Wilson, J.F., Orpen, J.L., Martin, A. (1991) Pb/Pb, Sm-Nd and Rb-Sr geochronology in the Archean craton of Zimbabwe. *Chemical Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **87**, 175-196

- Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W. (1992) Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Prec. Res.* **56**, 97—113
- Teixeira, W., Figueiredo, M.C.H. (1991) An outline of early Proterozoic crustal evolution in the Sao Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.* **53**, 1-22
- Teixeira, J.B.G., Kishida, A., Marimon, M.P.C., Xavier, R.P., McReath, I. (1990) The Fazenda Brasileiro gold deposit: geology, hydrothermal alteration, and fluid inclusion studies. *Econ. Geol.* **85**. 990--1009
- Thomas, A.V., Spooner, E.T.C. (1988) Fluid inclusions in the system H₂O-CH₄-NaCl-CO₂ from metasomatic tourmaline within the border unit of the Tanco zoned pegmatite, S.E. Manitoba. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1065-1075
- Touray, J.-C., Bény, C., Dubessy, J., Guilhaumou, N., (1985) Microcharacterization of fluid inclusions in minerals by Raman microprobe. *Scanning Electron Microscopy*, **1985/1**, 103-118.
- Touret, JLR (1995) Brines in Granulites: the other fluid, *Bol. Soc. Espanola Mineral.* **18-1**, 250-251
- Trauré H., Méloux, J., Bassot, J.P. (1978) Plan Mineral de la Republique du Mali, BRGM & Dir. Nat. de la Geol. Mineral. Du Mali, p. 15
- Treloar, P.J., Blenkinsop, T.G., (1995) Archean deformation patterns in Zimbabwe: true indicators of Tibetan style deformation or not? In: M.P. Coward & A.C. Ries: Early Precambrian Processes, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **95**, 87-108
- Treloar, P.J., Coward, M.P., Harris, N.B.W. (1992) Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Simbabwe craton and Limpopo Belt. *Precambrian Res.*, **55**, 571-587
- Tsomondo, J.M., Wilson, J.F., Blenkinsop, T.G. (1992) Reassessment of the structure and stratigraphy of the early Archean Selukwe nappe, Zimbabwe. In: Glover, J.E. & Ho, S.E. (eds.) *The Archean: Terranes, Processes and Metallogeny*. Geol. Dept. (Key Centre) & University Extension, The University of Western Australia, **22**, 123-135
- Van den Kerkhof, A.M., Touret, J.L.R., Maijer, C., Jansen, J.B.H., (1991) Retrograde methane-dominated fluid inclusions from high temperature granulites of Rogaland, southwestern Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2533-2544
- van Reenen, D.D., Barton, J.M., Roering, C., Smit, C.A., van Schalkwyk, J.F. (1987) Deep crustal response to crustal collision: the Limpopo belt of southern Africa. *Geology*, **15**, 11-14.
- Veizer, J, Hoefs, J., Ridler, R.H., Jensen, L.S., Lowe, D.R. (1989) Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archean hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim Acta*, **53**, 859-871
- Vial, D.S., Fusikawa, R., Castro, E.P.G., Vieira, M.M.H. (1988) The sulfide-tourmaline-quartz-vein gold deposit of Passagem de Mariana, Minas Gerais, Brazil. *Bicentennial Gold 88*, Melbourne, May 1988, Abstract volume: 30--35
- Vuillard, G. & Kessis, J. J. (1960) Equilibres solide-liquide et transformation vitreuse dans le systhme eau-chlorure de lithium. *Bull. Soc. Chimique de France*, 2063-2067.
- Watson, E.B. & Brenan, J.M. (1987) Fluids in the lithosphere, I: Experimentally determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host rock physical properties and fluid inclusion formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **85**, 497-515
- Wijbrans, J.R., White, S.H., Kloppenburg, A, Zegers, T.E., Nelson, D.R. (1999) Timing tectonothermal processes in the early earth crust: a combined ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U/Pb study of basement gneisses and associated supracrustal rocks from the eastern Pilbara Craton, W. Australia. *J. Conf. Abs., EUG 10*, **4**, 142
- Wilson, J.F. (1981) The granite-gneiss-greenstone terrain shield, Zimbabwe. In: D.R. Hunter (ed.) *Precambrian of the shouthern hemisphere*, Elsevier, Amsterdam, 454-488

- Wilson, J.F., Martin, H.J., (1964) The Geology of the country around Fort Victoria. Southern Rhodesia Geol. Surv. Bull., **58**, 147pp
- Wilson, J.F., Nesbitt, R.W., Fanning, M. (1995) Zircon geochronology of Archean felsic sequences in the Zimbabwe craton: a revision of greenstone stratigraphy and a model for crustal growth. In: M.P. Coward & A.C. Ries: Early Precambrian Processes, Geol. Soc. London Spec. Publ., **95**, 109-126
- Wood, P.C., Burrows, D.R., Thomas, A.V., Spooner, E.T.C., (1986) The Hollinger-McIntyre Au-quartz vein system, Timmins, Ontario, Canada: geologic characteristics, fluid properties, and light stable isotope geochemistry. In: A.J. Macdonald (ed.) Proceedings Gold '86, 56-80, Konsult International, Toronto
- Wyllie, P.J., Wolf, M.B., van der Laan, S.R. (1997) Intermediate and felsic magmatism, Conditions of formation of Tonalites and Trondhjemites: Magmatic sources and products. In: M. de Wit, L.D. Ashwal (eds.), Greenstone Belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **35**, 256-266
- Yanatieva, O.K. (1946) Polytherms of solution of salt in the tropic systems $\text{CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ and $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$.- Zurnal Prikladnoj Chimi., **19**, 709-722
- Zhang, Y.G., Frantz, J.D. (1987) Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system $\text{NaCl-KCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ using synthetic fluid inclusions. Chem. Geol., **64**, 335-350
- Zhang, Y.G. & Weisbrod, A. (1988) Experimental investigations of PVTx and immiscibility in the System $\text{H}_2\text{O-LiCl}$, using the synthetic fluid inclusion technique. Chem. Geol. **70**, 166
- Zwart, E.W., Touret, J.L.R. (1994) Melting behaviour and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: applications within the system $\text{H}_2\text{O-CaCl}_2\text{-NaCl}$. Europ. J. Mineral., **6**, 773-786

LEBENS LAUF

Name, Titel: Andreas Schmidt Mumm, Dr. rer. nat.
Geburtsdatum, -ort: 21. August 1956, Göttingen, Bundesrepublik Deutschland
Staatsangehörigkeit: deutsch
Familienstand: verheiratet, zwei Kinder

Akademische Laufbahn

- 1984-1988** Durchführung der Dissertation am Geologisch Paläontologischen Institut und Museum der Georg August Universität Göttingen.
Thema der Dissertation: „Die Entwicklung der Fluid-Systeme während der oberproterozoischen Damara-Orogenese am Südrand des Damara-Orogens, Namibia“
- 1982-1983** Auslandsstudium an der Australian National University, Canberra, Australien, Abschluß mit dem „Graduate Diploma in Science“ im Mai 1983.
Thema der Kartierung: „Die Geologie eines Gebietes nordöstlich von Rockley, NSW, Australien“
Thema des Forschungsprojektes: „Die Lösungsmiteleigenschaften des Systems H₂O-CO₂ bei erhöhten Drucken und Temperaturen im Hinblick auf das „hard-soft“-Verhalten bei der Komplexbildung insbesondere in der IB Gruppe“.
- 1980-1982** Studium der Geologie/Paläontologie am Geologisch Paläontologischen Institut und Museum der Georg August Universität Göttingen
- 1978-1980** Studium der Chemie an der Chemischen Fakultät der Georg August Universität Göttingen

Berufliche Tätigkeit

- 1994-1999** Wissenschaftlicher Mitarbeiter der Arbeitsgruppe Petrologie und Lagerstättenkunde des Instituts für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg.
- Seit 1993** Beratender Geologe der BEB Erdöl Erdgas GmbH.
- 1990-1994** Wissenschaftlicher Mitarbeiter der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe im TZ-Projekt „Metallogenese des Goldes in Afrika“.
- 1989-1990** Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Georg August Universität Göttingen. Paläofluidanalyse im Rahmen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms (KTB). Entwicklung eines Instruments zur thermo-akustischen Emissionsspektrometrie.
- 1986-1987** Beratender Explorationsgeologe der SAARBERG Interplan GmbH in Sambia
- 1984** Beratender Geologe der PREUSSAG AG - Metall bei der Goldexploration im Böhmischem Massiv

Schulbildung

- 1976** Allgemeine Hochschulreife

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß die vorliegende Habilitationsschrift selbständig und ohne fremde Hilfe verfaßt wurde. Andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel wurden nicht verwendet und die Veröffentlichungen entnommenen, wörtlichen oder inhaltlichen Zitate wurden als solche gekennzeichnet.

Ein früheres Habilitationsgesuch wurde an keiner deutschen Universität angestrebt.

Dr. Andreas Schmidt Mumm

Halle (Saale), Dienstag, 09.05.2000