

**MINERALOGIE UND ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN ALTPROTEROZOISCHER  
CHEMISCHER SEDIMENTE IN GHANA, WEST-AFRIKA**

von

**Frank Melcher<sup>+</sup>**

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in Wien

am 17. Mai 1993

**Zusammenfassung**

Epigenetische, scherzonengebundene Goldlagerstätten in altproterozoischen Grünschiefergürteln Nord-Ghanas werden häufig von chemischen Sedimenten begleitet. Manganreiche Gesteine (Gondite, manganreiche Phyllite), Cherts und bariumreiche Gesteine führen erhöhte Goldgehalte (Mittelwerte 20 - 30 ppb, Maximalwerte 140 ppb). Aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung (erhöhte Buntmetallgehalte, Seltene Erd-Verteilungsmuster) werden die chemischen Sedimente als hydrothermale Exhalite gedeutet, die mit unterschiedlichen Mengen vulkanogen-detritischen Materials vermischt sind. Die Mineralogie der Mangansilikatgesteine (Gondite) ist komplex und beinhaltet manganreichen Granat, diverse Amphibole, Stilpnomelan, Manganophyllit sowie Rhodonit, Hyalophan, Quarz und diverse Mn-, Fe- und Ti-Oxidphasen. Metamorphosebedingungen von maximal 480° C bei 2 - 3 Kbar Druck werden für die Eburnische Metamorphose (2000 Ma) angenommen.

**Abstract**

Epigenetic, structure-controlled gold deposits in Lower Proterozoic greenstone belts of northern Ghana frequently are located in corridors containing chemical sediments. Manganese-rich rocks (gondites, manganiferous phyllites), cherts and barium-rich rocks carry higher-than-background gold contents averaging 20 to 30 ppb (maximum values of 140 ppb). The chemical sediments are explained as hydrothermal exhalites with admixtures of variable amounts of volcanogenic-detrital material. The complex mineralogy of gondites includes spessartine-rich garnet,

---

<sup>+</sup> Dr. Frank Melcher  
Minnesota Geological Survey  
2642 University Avenue  
St. Paul, Minnesota 55114-1057

various types of amphiboles, stilpnomelane, manganophyllite, rhodonite, hyalophane, quartz, and Mn-, Fe and Ti-oxide and hydroxide phases. Temperature-pressure conditions for the Eburnean tectono-thermal event (2000 Ma) are estimated to 480° C and 2 - 3 Kbar.

### Einleitung

Im Rahmen eines Vergabeprojektes der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, an die Montanuniversität Leoben (Prof. Dr. E.F. Stumpfl, Institut für Geowissenschaften) wurden Goldvorkommen in Grüngesteinsgürteln Nord-Ghanas untersucht. Die Ergebnisse sind in Form eines open file reports und einer erweiterten Zusammenfassung publiziert (MELCHER & STUMPFL, 1992, 1993) und dienen als Basis für eine Dissertation, die 1993 abgeschlossen wurde (MELCHER, 1993).

Dieser Vortrag befaßt sich im wesentlichen mit chemischen Sedimenten, die als weitverbreitete Begleitgesteine der Goldmineralisationen innerhalb der Grüngesteinsgürtel auftreten.

### Die Birimian Supergroup in Ghana

Altproterozoische Gesteine der Birimian Supergroup in Nord-Ghana (Westafrika) sind Träger epigenetischer, an Scherzonen gebundener Goldlagerstätten. Die Birimian Supergroup wird aus grünschiefer- bis amphibolitfaziell metamorphen Vulkaniten, Pyroklastiten, chemischen Sedimenten, klastischen Sedimenten und Granitoiden aufgebaut. Die Entwicklung setzte vor etwa 2100 Ma mit der Extrusion von tholeiitischen Ozeanbodenbasalten in einem extensionalen Regime auf unbekanntem Basement ein. Die Basalte treten in parallelen vulkanischen Gürteln auf, die von mit feinkörnigem pyroklastisch-sedimentärem Material verfüllten Becken voneinander getrennt werden. Von diesen Gürteln wurden der nördliche Teil des Bole-Navrongo Belts (Nangodi Belt) und Teile des Lawra Belts in Nord-Ghana beprobt (Abb. 1). In Übergangszonen zwischen vulkanischen Gürteln und pyroklastisch-sedimentären Becken sind chemische Sedimente weitverbreitet (LEUBE et al., 1990). Während einer kollisionsdominierten Phase extrudierten kalkalkalische Magmen, die von großen Mengen pyroklastischen Materials sowie der Intrusion von kalkalkalischen, metaluminösen Granitoiden begleitet wurden. Lokale Hebungen und Bewegungen entlang von Störungssystemen führten noch im Altproterozoikum zur Ablagerung von klastisch-fluviatilen oder Flachwassersedimenten (Tarkwaian Group), die in Süd-Ghana als Träger von Goldlagerstätten (Paleoplacer) bekannt geworden sind.

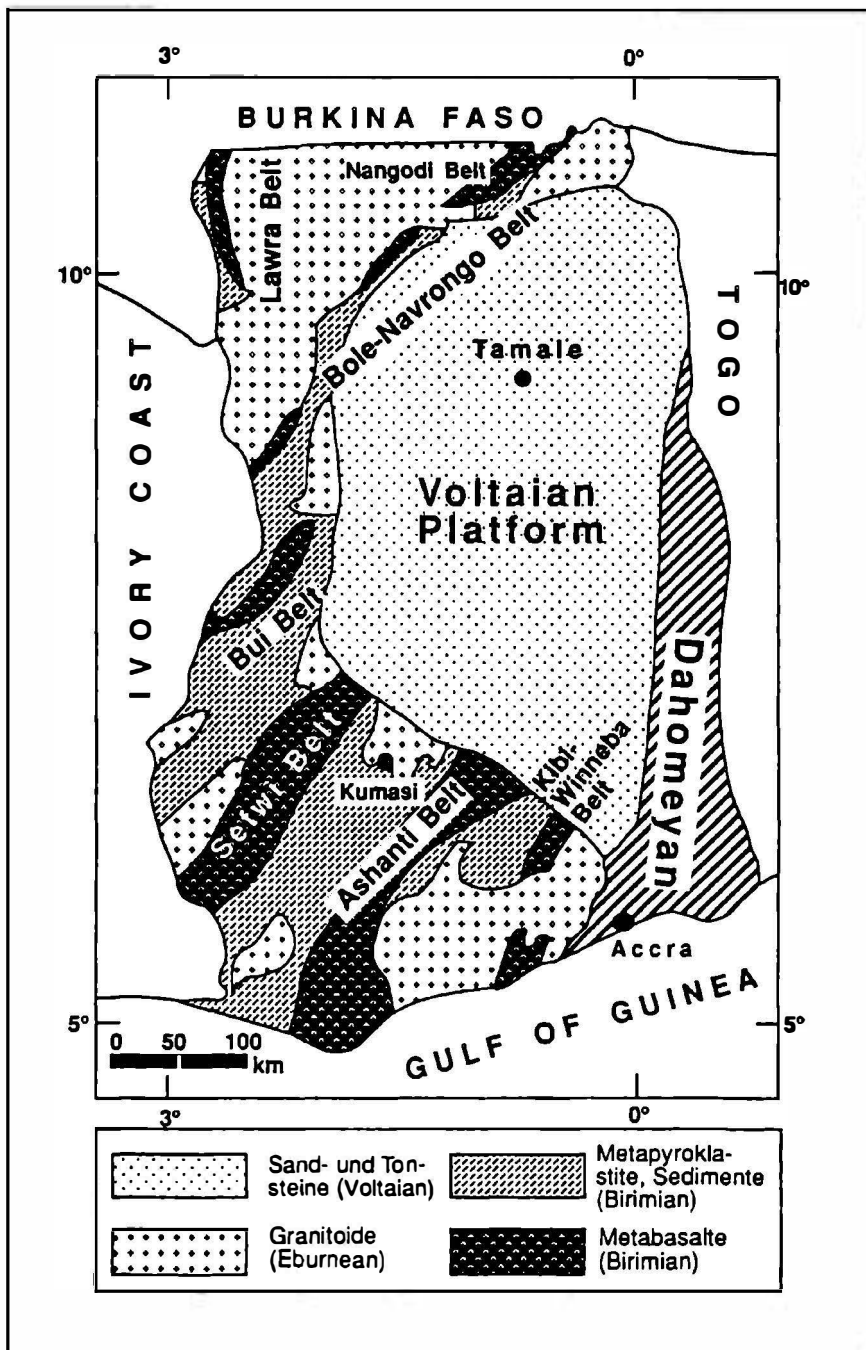


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Ghana.

Die Gesteine der Birimian Supergroup einschließlich des Tarkwaian wurden während der Eburnischen Orogenese (2100 - 2000 Ma) deformiert und metamorphisiert. Große Massen von "basin-type" Granitoiden intrudierten in die pyroklastisch-sedimentären Becken. In von lithologischen Unterschieden vorgeprägten Zonen hohen Strains bildeten sich Scherzonen aus. Die Intrusion von spät- bis post-orogenen, K-reichen Granitoiden beendete die proterozoische Entwicklung in Nord-Ghana.

### Chemische Sedimente

LEUBE & HIRDES (1986) haben als erste die regionale Verbreitung von chemischen Sedimenten in Übergangszonen zwischen vulkanischen Gürteln und sedimentären Becken herausgestellt. Diese Übergangszonen bilden in Nord-Ghana Abfolgen von einigen 10er bis 100er Mächtigkeit. Eine enge Wechsellagerung von Metabasalten, Pyroklastiten und chemischen Sedimenten ist charakteristisch. Als chemische Sedimente werden manganreiche Gesteine, Cherts, oolithische eisenführende Cherts sowie bariumreiche, kohlenstoffhaltige, sulfidführende und/oder karbonathaltige Cherts und Phyllite bezeichnet. In dieser Arbeit werden lediglich die Mangangesteine ausführlicher behandelt.

Im Gegensatz zu den archaischen Gesteinen des westafrikanischen Kratons (Man Shield), fehlen gebänderte Eisenerze im Proterozoikum vollständig. Sie werden im Birimian durch gebänderte Mangangerze vertreten, welche in Karbonat-, Silikat- und Oxidfazies vorliegen. Die in Nord-Ghana auftretenden Mangangesteine sind metamorphe Mangansilikatgesteine (Gondite) mit sekundären Manganhydroxiden und -oxiden sowie manganreiche Phyllite, in denen lediglich sekundäre Manganhydroxide/-oxide auftreten. Mangangesteine sind geschichtet, gebändert oder massig und meist intensiv verfaultet.

### Mineralogie der Mangangesteine

#### A) Manganoxidreiche Phyllite

Wechsellagerungen von gebänderten und verfaulteten manganreichen Phylliten mit manganarmen Phylliten und Cherts werden häufig beobachtet. Mineralbestand: Quarz, Hellglimmer (MnO bis zu 0,6 Gew. %), Chlorit, sekundäre Manganomelan-Mineralen, Pyrolusit, Fe-Hydroxide, Rutil. Diese Gesteine führen variable MnO-Gehalte (10 - 37 Gew. %) und generell hohe, Cu-dominierte Buntmetallgehalte ( $\text{Cu} + \text{Co} + \text{Ni} + \text{Zn} > 0,1 \text{ Gew. \%}$ ).

#### B) Mangansilikatgesteine (Gondite)

Gondite setzen sich im wesentlichen aus Mangangranat (Spessartin) und Quarz zusammen. Verschiedene Mangansilikat- und Oxidphasen, Ba-Silikate sowie Sulfide können hinzutreten.

Granat: Die idiomorphen Körner von durchschnittlich 10 bis 100  $\mu\text{m}$  Durchmesser sind häufig optisch zoniert; die dunkleren Kerne führen Einschlüsse von Sulfiden,

Ilmenit und Graphit. Chemische Zonierungen sind nur selten ausgeprägt. Granatzusammensetzungen schwanken zwischen Spessartin<sub>58-86</sub>, Almandin<sub>1-18</sub>, Andradit<sub>0-11</sub>, Grossular<sub>0-27</sub> und Pyrop<sub>0-5</sub>. Dabei ist eine Zunahme des Mangangehaltes im Granat (bis 35 Gew.% MnO) mit steigenden Buntmetallgehalten im Gesamtgestein festzustellen.

**Rhodonit:** Das einzige identifizierte Pyroxenoidmineral tritt in monomineralischen, geringmächtigen (5 - 8 mm) Lagen auf. Rhodonit enthält beachtliche Mengen an CaO (2,6 - 5,6 Gew.%), FeO (4,1 - 6,8 Gew.%) und MgO (0 - 5,1 Gew.%).

**Hyalophan:** Ba-führender Kalifeldspat (8 - 14 Gew.% BaO) bildet kleine Linsen und Lagen in Ba-reichen Gonditen (bis zu 1 Gew.% Ba im Gesamtgestein). Er ist assoziiert mit Granat, Tiroidit, Mangan-Aktinolith, Manganophyllit und Romanèchit.

**Mangan-Aktinolith:** Stengelige und blättrige Amphibole mit schwach bräunlichem Pleochroismus enthalten 5,7 - 11 Gew.% MnO, < 2,5 Gew.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 8,5 - 10,2 Gew.% CaO und sehr niedrige Ti- und Alkaligehalte.

**Tiroidit:** Nadelige, farblose bis grünlich/gelblich pleochroitische Minerale (typischerweise 150 µm lange, 10 - 20 µm breite Stengel) sind manganführende Cummingtonite mit 12 - 18 Gew.% MnO, 0,6 - 7,6 Gew.% CaO und Mg/Mg + Fe = 0,6 - 0,7. Tiroidit koexistiert gelegentlich mit Mangan-Aktinolith, verdrängt diesen aber üblicherweise.

**Dannemorit:** In Proben aus dem Lawra Belt tritt die eisenreiche Varietät von Mangan-Cummingtonit, Dannemorit, mit Mg/Mg + Fe < 0,5 auf.

**Stilpnomelan:** Bei sehr feinnadeligen, meist alterierten Mineralen mit Alkaligehalten unter 2 Gew.% und 2 bis 37 Gew.% MnO dürfte es sich um manganreiche Stilpnomelane beziehungsweise um Mischglieder einer Stilpnomelan-Parsettensit-Reihe handeln.

**Manganophyllit:** Ähnlich nadelige, bräunliche Minerale enthalten 2 bis 10 Gew.% K<sub>2</sub>O neben 7 - 9 Gew.% MnO und 5 - 6 Gew.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; eine prograde Bildung von Manganophyllit aus Stilpnomelan ist wahrscheinlich.

**Ti-Fe-Mn-Oxide:** In einigen Proben tritt relativ reiner Pyrophanit (45 Gew.% MnO, 51 Gew. % TiO<sub>2</sub>) in geringen Mengen neben Quarz und Stilpnomelan auf. Mn-führender Ilmenit bildet als Einschluß in Granat und als Matrixmineral bis zu 30 µm große Tafeln aus; die MnO-Gehalte liegen bei 2 - 5 Gew.%. Diese Ilmenite sind jedoch in allen Fällen (vor-metamorph) zu Pseudorutil (Fe<sub>2</sub>Ti<sub>3</sub>O<sub>9</sub>) alteriert, einer Phase mit Ti/(Ti + Fe) = 0,62 - 0,65, die gegenüber Ilmenit an Mn abgereichert ist und Fe vorzugsweise in der oxidierten Form enthält.

**Sulfide:** Als Einschlüsse in Mangansilikaten (v.a. in Granat) treten häufig feinkörnige (2 - 20 µm) Sulfidminerale bzw. Verwachsungen von Sulfidmineralen auf (Magnetkies, Kupferkies, Pentlandit, Zinkblende, Bornit, Pyrit, Cobaltit). Die Sulfide

werden als prämetamorphe Bildungen interpretiert, die sich im Zuge hydrothermaler Alteration aus hochtemperierten Lösungen am Meeresboden abgeschieden haben.

Supergene Mangan-Oxide: In den Proben vom Nangodi und Lawra Belt konnten lediglich supergene Manganoxide identifiziert werden. Es handelt sich um Minerale der Manganomelan-Gruppe (i.w. K-führender Kryptomelan und Ba-führender Romanèchit) sowie um Pyrolusit.

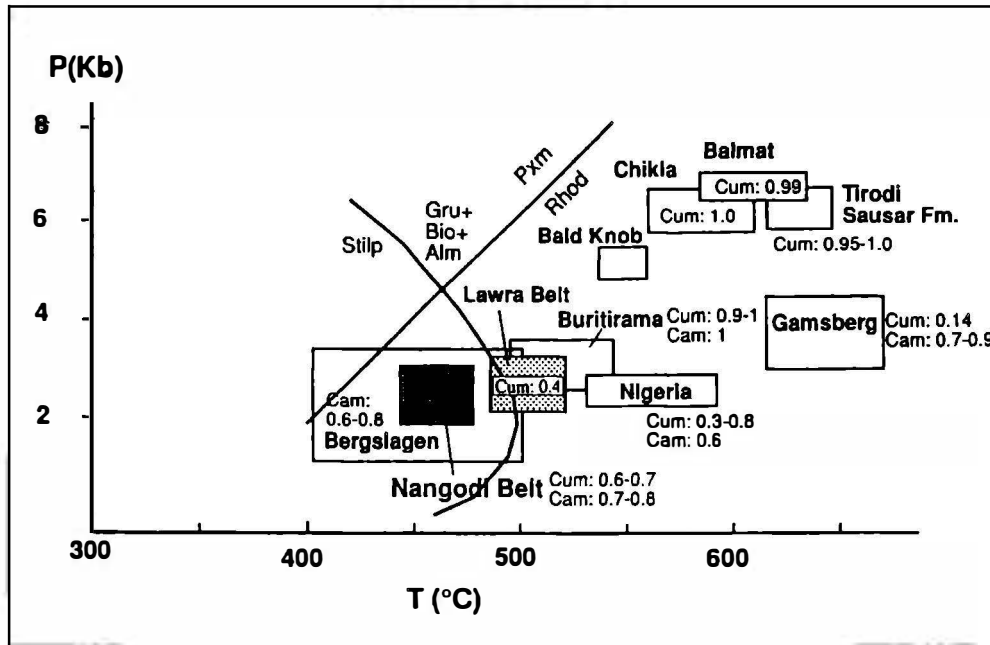


Abb. 2: Abschätzung der P-T-Bedingungen für Mangangesteine Nordghanas (Nangodi Belt, Lawra Belt) anhand der Amphibolchemismen (Angabe der Werte für  $X_{Mg} = Mg/Mg + Fe^{2+}$ ; Cum: Amphibole der Cummingtonit-Reihe, Tirodit, Dannemorit; Cam: Ca-Amphibole, Mn-Aktinolithe) und der Paragenesen. Pyroxmangit (Pxm)-Rhodonit (Rhod)-Reaktion nach MARESCH & MOTTANA (1976). Reaktion Stilpnomelan (Stilp) zu Grunerit (Gru), Biotit (Bio) und Almandin (Alm) nach MIYANO & KLEIN (1989). Die Boxen repräsentieren die Metamorphosebedingungen von typischen spessartinführenden Mangangesteinen (Literaturzitate in MELCHER, 1993).

### Metamorphosebedingungen

Anhand der Mineralparagenesen und Mineralchemismen ist eine Abschätzung des Metamorphosegrades der Mangansilikatgesteine aus Nord-Ghana möglich (Abb. 2). Spessartin ist ab 400° C und 2 Kbar über einen weiten Temperaturbereich stabil

(HSU, 1968). Stilpnomelan wird in gebänderten Eisenerzen bei 430 - 470° C und maximal 5 - 6 Kbar zu Grunerit, Almandin und Biotit abgebaut (MIYANO & KLEIN, 1989). Im Mn-System könnte analog eine Reaktion Mn-Stilpnomelan --> Tirodit + Spessartin + Manganophyllit formuliert werden. Das alleinige Auftreten von Rhodonit als Pyroxenoidphase deutet auf relativ niedrige Drücke hin; die Reaktionskurve von MARESCH & MOTTANA (1976) wird allerdings durch die relativ hohen Ca-, Fe- und Mg-Gehalte im Rhodonit beeinflusst. Im Vergleich mit analogen Vorkommen weltweit deutet die Paragenese von Mangan-Aktinolith mit  $X_{Mg}$  (Mg/Mg + Fe) = 0,7 - 0,8 und Tirodit mit  $X_{Mg}$  = 0,6 - 0,7 auf relativ niedrige Temperaturen hin. Die extrem Fe-armen Tirodite der indischen Vorkommen sind bei Temperaturen zwischen 600 und 650° C und 6 Kbar Druck gebildet worden (z.B. DASGUPTA et al., 1988). Mn-Aktinolith ( $X_{Mg}$  = 1) und Tirodit ( $X_{Mg}$  = 0,9) koexistieren in Buritirama (Brasilien) bei 500 - 550° C, 3 Kbar (PETERS et al., 1977). Die Bildungsbedingungen der Mangansilikatparagenese von Nangodi können mit 450 - 480° C und 2 - 3 Kbar angegeben werden. Aufgrund des Fehlens von Stilpnomelan in den Mangangesteinen und des Auftretens von Staurolith und Granat in pelitischen Nebengesteinen (ROUDAKOV, 1965) spiegeln die Gesteine des Lawra Belts etwas höhere Metamorphosebedingungen wider.

### Geochemie der Mangangesteine

Metamorphe proterozoische Manganerze können, analog zu präkambrischen Bändereisenerzen, genetisch in zwei große Gruppen eingeteilt werden: in solche mit submarin-exhalativem Charakter (vgl. "Algoma-Typ"), die genetisch und räumlich häufig mit massiven Sulfidlagerstätten verbunden sind, und in rein sedimentäre Erze, die sich in flachen ozeanischen Becken in Verbindung mit Schwarzschiefern oder Karbonaten bildeten (vgl. "Superior-Typ"). Um das Bildungsmilieu der metamorphen Mangangesteine Nord-Ghanas sowie ihr mögliches Potential in bezug auf die Prospektion auf massive Sulfidlagerstätten abschätzen zu können, wurden Haupt- und Spurenelemente inklusive Seltenen Erd-Elementen (SEE) analysiert und mit statistischen Methoden ausgewertet.

### Haupt- und Spurenelemente

Mangangesteine in Nord-Ghana enthalten 10 - 40 Gew.% MnO, 2 - 20 Gew.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Mn/Fe = 0,6 - 12; Mittelwert 4,6), 22 - 73 Gew.% SiO<sub>2</sub> sowie geringe Gehalte an MgO, CaO und Alkalien. Die Buntmetallgehalte sind generell hoch ( $\Sigma Cu + Co + Ni + Pb + Zn = 430$  bis 1700 ppm) und meist Co-dominiert (bis zu 900 ppm). Ba (1 - 10.000 ppm) ist sehr variabel. Die W-Gehalte können 100 ppm erreichen. Au variiert zwischen 3 und 100 ppb mit einem Mittelwert von 37 ppb für manganreiche Phyllite und von 10 ppb für Mangansilikatgesteine. Die Gehalte an inkompatiblen Spurenelementen (Zr, Y, Nb) streuen sehr stark; Zr und Y sind in Mangansilikatgesteinen deutlich gegenüber manganreichen Phylliten angereichert.

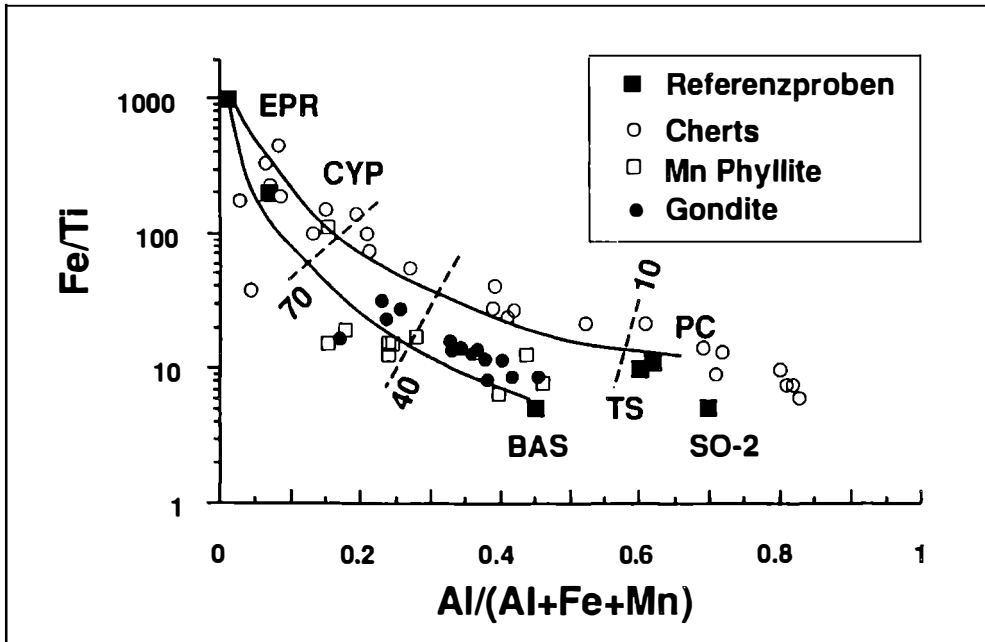


Abb. 3: Mischungsdiagramm nach BOSTRÖM (1973). Die Zahlen 10, 40 und 70 geben die Prozentanteile an hydrothermaler Komponente an. Referenzproben: EPR = East Pacific Rise Sediment; CYP = Cyprus Umber; BAS = Basalt; TS = terrigenes Sediment; PC = pelagischer Ton; SO-2 = siliceous Ooze.

Verschiedene Diskriminationsdiagramme (BONATTI et al., 1972: Fe-Mn-(Co + Cu + Ni); BOSTRÖM, 1973: Fe/Ti vs. Al/(Al+Fe + Mn); CRERAR et al., 1982: Si vs. Al; NICHOLSON, 1990: Co + Ni vs. As + Cu + Mo + Pb + V + Zn; FLOHR & HUEBNER, 1992: U vs. Th) belegen Affinitäten zu hydrothermalen, hydrogenen und pelagischen Sedimenten. Im Fe/Ti vs. Al/(Al+Fe + Mn) Diagramm (Abb. 3) liegen die Mangangesteine auf einer Mischungslinie zwischen ozeanischem Basalt (BAS) und hydrothermale Sediment (EPR) mit schwachem Einfluß von pelagischen Sedimenten. Dabei zeigt sich, daß manganreiche Phyllite (mit generell höheren, Cu-dominierten Buntmetall- und höheren Au-Gehalten) höhere Anteile an hydrothermaler Komponente enthalten als Mangansilikatgesteine. Ausnahmen bilden einige buntmetall- und goldreiche, reine Spessartin-Quarz-Gesteine. Cherts der Birimian Supergroup repräsentieren Mischungen von pelagischem Material mit hydrothermalen Sedimenten.

#### Selten Erd-Elemente (SEE)

Chondrit-normalisierte SEE Verteilungen von Mangangesteinen zeigen eine generelle Anreicherung der leichten SEE (LSEE) gegenüber den schweren SEE (SSEE;  $La_N/Yb_N = 1,6 - 17$ ) bei nahezu konstanten SSEE ( $Gd_N/Yb_N = 1 - 2$ ) (Abb. 4). Positive Ce-Anomalien ( $Ce/Ce^* = 1,3 - 2,8$ ) in einigen manganoxidreichen



Proben weisen auf Adsorption von Ce an Manganoxiden während längerer Akkumulationszeiten hin. Dies ist typisch für rezente Tiefsee-Manganknollen (hydrogen). Negative Ce-Anomalien ( $Ce/Ce^* = 0,3 - 0,6$ ), die in einigen manganreichen Phylliten auftreten, ähneln hydrothermalen Sedimenten, die typischerweise eine Meerwasser-SEE-Verteilung zeigen. Die SEE-Gehalte der Mangansilikatgesteine sind generell niedriger und mit pelagischen Tonen vergleichbar. Fehlende oder schwach positive Ce-Anomalien ( $Ce/Ce^* = 0,9 - 1,25$ ) zeigen geringere Beteiligung von hydrothermalen Lösungen, bzw. längere Verweildauer am Meeresboden an.

Die SEE-Verteilungen der Mangangesteine Nordghanas lassen eine Mischung von hydrothermalen Lösungen mit unterschiedlichen Mengen vulkanogen-detritisches Material vermuten. Sie sind somit vergleichbar mit altproterozoischen Algoma-Typ Bändereisenerzen (z.B. MOREY & BOERBOOM, 1992).

### Statistik, Faktorenanalyse

Über Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten und R-Mode Faktorenanalyse wurde versucht, Elementgruppen zusammenzufassen und auf mögliche Quellen rückzuschließen. Dabei konnte eine "vulkanogen-detritisches" Gruppe (Al, Ti, Sc, Zr, Th, U, SEE, Ba, Y; negatives Ni) von einer "heiß-hydrothermalen" (Rb, Na, Sb, K, Cu, Pb, W; negatives Ca, P), einer "Manganoxid-" (Mn, Nb, Sr, Zn; negatives Si), einer "proximal hydrothermalen" (Zn, Fe, Au; negatives Cr, Mg) und einer "hydrogenen" (V, U; negatives As) Gruppe unterschieden werden.

### Diskussion

#### Genetisches Modell für die Manganerze

Im Vergleich mit fossilen und rezenten Manganakkumulationen weltweit kann für die altproterozoischen Mangansilikat- und Oxidgesteine Nord-Ghanas auf die Beteiligung einer hydrothermalen Komponente geschlossen werden, die durch vulkanogenes und detritisches Material verdünnt wurde.

Relativ geringe Sedimentationsraten bewirkten Adsorption von bestimmten Spurenelementen aus dem Meerwasser an primären Manganmineralen. Die Natur der primären Manganminerale ist unbekannt: Es treten keinerlei Relikte von Mangankarbonat oder primären Manganoxiden auf. Sehr wahrscheinlich wurden - bei dem generell hohen Si-Angebot (hydrothermale Cherts) - unter vorherrschend reduzierenden Bedingungen (Sulfide, Ilmenit und organische Substanz stabil) Mn-Silikat-Gele gebildet. In rhodonit- und aktinolithführenden Gonditen (Ca-reich) könnten auch primäre Karbonate vorgelegen haben.  $Mn^{2+}$  wurde zusammen mit Fe und bestimmten Metallen aus den unterlagernden Basalten durch hydrothermale Fluide herausgelöst und am Meeresboden wieder ausgefällt. Das paläotektonische Environment dieser Prozesse kann aufgrund der Assoziation mit tholeiitischen MORB-Basalten und Pyroklastika in ein extensionales Regime eingeordnet werden, wahrscheinlich in Verbindung mit einem aktiven, aber kleinräumigen Spreading Center. Ein Vergleich mit ophiolithgebundenen Manganlagerstätten (z.B. Apennin: BARRETT, 1981) ist möglich.

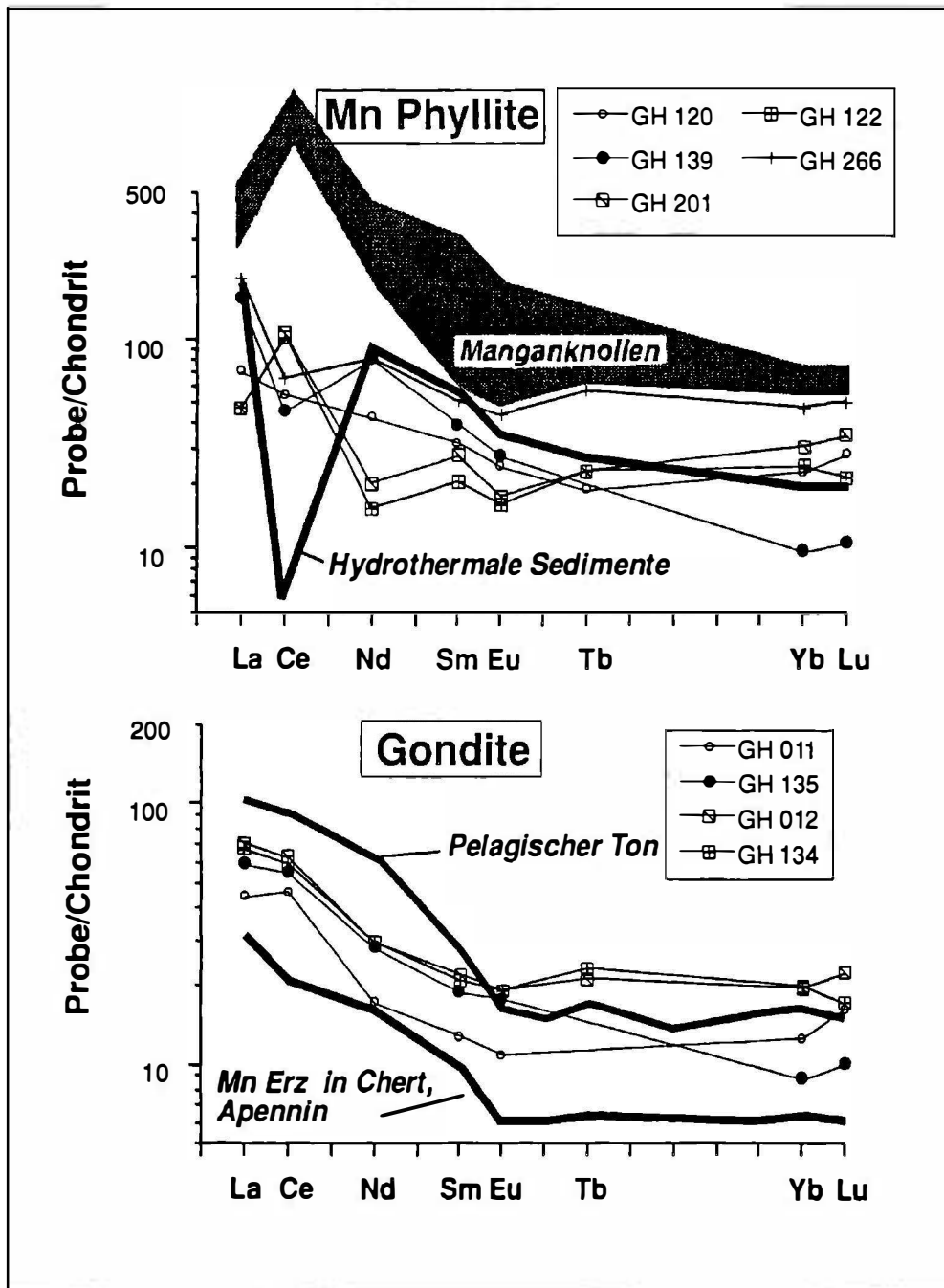


Abb. 4: Chondrit-normalisierte Seltene Erdemnt-Verteilungen in Manganphylliten und Gonditen aus dem Nangodi Belt verglichen mit marinen Gesteinen verschiedener Bildungsmilieus.

Zirkulierende heiße ( $> 300^{\circ}\text{C}$ ), saure, hydrothermale Lösungen traten am Meeresboden an Frakturen aus. Durch Mischung mit Meerwasser (Zufuhr von Na, Mg und  $\text{SO}_4$ ) wurden Fe und Mn wahrscheinlich bereits während des Fluidaufstiegs getrennt: Fe wurde relativ proximal zur hydrothermalen Quelle, z.T. unterhalb des Meeresbodens, in Form von Sulfiden akkumuliert, während Mn länger in Lösung blieb und die Sediment-Wasser-Grenzfläche erreichte. Daher sind proximale Gesteine an Fe, Cu und Au relativ angereichert, während in mehr distalen Manganesteinen Co, das sich adsorptiv an Manganminerale bindet, dominiert. Gleichzeitig sollte sich eine positive Ce-Anomalie ausbilden. Gold wurde in den heißen hydrothermalen Lösungen in Form von Chloridkomplexen transportiert.

#### Weitere Indikatoren für ein submarin-hydrothermales Konzept

In Teilen des Nangodi Belt's wurden in hangenden Abschnitten der Metabasalte nahe den chemischen Sedimenten massive Turmalinite beobachtet. Turmalin (Schörl-Dravit) verdrängt hier das magmatische Gefüge der Basalte. Solche Turmalinite können als hydrothermale Alterationsprodukte in einem aktiven submarin-hydrothermalen System interpretiert werden.

Si-reiche Gesteine (Cherts) sind weitverbreitet. Geologie, Mineralogie und Geochemie deuten bei vielen Vorkommen in Nord-Ghana auf Beteiligung von hydrothermalen Lösungen hin. Die Au-Gehalte sind in solchen Proben stark erhöht (maximal 140 ppb). Sauerstoffisotopendaten von Cherts variieren zwischen 13,5 und 18‰ (SMOW) und sind somit niedriger als Werte von Cherts, die direkt aus altproterozoischem Meerwasser gefällt wurden ( $\sim 21 - 24$  ‰).

Oolithische Cherts enthalten ovale, konzentrische, Fe-reiche Körner von mm Größe, welche heute als Fe-Hydroxide (Goethit, Lepidokrokit) und Oxide (Hämatit) vorliegen. Die chemisch gebildeten Fe-Minerale sind mit hydrothermal zugeführtem Si sowie mit geringen Mengen detritischen Materials vermischt.

Als Zwischenschaltungen in Manganerzen treten häufig Ba-reiche (bis zu 0,7 % Ba), feinkörnige Phyllite auf. Sie enthalten zum Teil vulkanische Fragmente. Die Au-Gehalte sind relativ hoch (17 - 55 ppb). Diese Gesteine bildeten sich in kurzen Perioden erhöhter vulkanischer Aktivität, während sich die Manganerze nur in Zeiten relativer Ruhe abscheiden konnten.

Sulfid-, karbonat- oder graphitführende Gesteine sind in den Übergangszonen zwischen vulkanischen Gürteln und pyroklastisch-sedimentären Becken weitverbreitet. LEUBE & HIRDES (1986) plädieren für eine chemische Herkunft der Komponenten C und S. Graphitführende Gesteine enthalten deutlich erhöhte Au Backgroundgehalte (bis zu 120 ppb; LEUBE et al., 1990).

#### Zusammenhang zwischen chemischen Sedimenten und Goldlagerstätten

Goldführende Quarzgänge sind im Nangodi Belt räumlich gesehen meist an Scherzonen gebunden, die parallel zu Belt/Basin-Grenzen und zur Hauptschieferung verlaufen. Kleinere Vorkommen treten entlang von Störungen auf, die den Belt/

Basin-Kontakt diskordant durchschlagen oder sind an die Dachzonen präkinematischer Granitoide gebunden, welche in chemische Sedimente intrudierten. Die Gänge bildeten sich unter gerichtetem Streiß unter mesothermalen Bedingungen und niedrigen Fluid/Gesteins-Verhältnissen (MELCHER, 1993; MELCHER & STUMPFL, 1994).

Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzgängen weisen auf niedrig saline, CO<sub>2</sub>-hältige, wässrige Fluide hin, die bei Temperaturen von 300 - 350° C und 2 - 3 Kbar Druck eingeschlossen wurden. Sauerstoffisotopenuntersuchungen belegen die unmittelbare Abhängigkeit der Isotopenzusammensetzung des Gangquarzes von der Mineralogie des Nebengesteins und lassen somit auf eine sehr lokale Herkunft der Fluide aus dem unmittelbaren Nebengestein schließen. Die Goldquarzgänge sind meist von sulfidreichen Phylliten begleitet, die neben goldführendem Arsenkies auch Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies, Tetraedrit und Co-hältigen Gersdorffit führen. Auch diese Minerale zeigen die Affinität zu den Metallgehalten in den chemischen Sedimenten, insbesondere in den Mangangesteinen (Au, As, Fe, Cu, Ni, Co, Zn). Die sulfidvererzten Phyllite bildeten sich während einer intensiven hydrothermalen Alteration im Zuge der Deformation in mylonitisierten Gesteinen. Ihre Metallgehalte können zum größten Teil aus chemischen Sedimenten bezogen werden.

### Schlußfolgerungen

Die enge Verknüpfung von goldführenden Quarzgängen mit Übergangszonen zwischen vulkanischen Gürteln und pyroklastisch-sedimentären Becken in Nord-Ghana kann am besten mit einem zweistufigen Modell erklärt werden:

- 1.) Submarine Exhalationen von metallhaltigen Lösungen während der magmatischen Aktivität im Birimian (2100 - 2200 Ma) führten zur Bildung von chemischen Sedimenten mit erhöhten Goldgehalten (20 - 30 ppb). Der Transport des Goldes erfolgte in Chloridkomplexen, die Ausfällung zusammen mit Sulfiden oder Hydroxiden.
- 2.) Hydrothermale, metamorphogene Fluide mobilisierten Metalle aus den chemischen Sedimenten und transportierten sie zu strukturell vorgegebenen Orten (Scherzonen, Störungssysteme). Au wurde in Form reduzierter Sulfidkomplexe transportiert und zuerst in Arsenkies eingebaut, später gelöst und als gediegenes Gold in Quarzgängen angereichert. Diese Prozesse spielten sich während der Eburnischen Metamorphose vor 2100 bis 2000 Ma ab.

### Danksagung

Das Projekt und die Dissertation wurden von Prof. E.F. Stumpfl, Leoben, betreut, wofür ich ihm an dieser Stelle noch einmal herzlich danken möchte. Außerdem möchte ich folgenden Kollegen danken, die zum Gelingen der Arbeit maßgeblich beigetragen haben: Prof. A. Leube (Leoben), Prof. S. Hoernes (Bonn), Dr. R. Tessadri (Innsbruck), Mag. W. Grum (Wien), Dr. O. Thalhammer, Dr. J. Raith, Dr. B. Saini-Eidukat, Dr. H. Huemer, H. Mühlhans (alle Leoben), Dr. G.O. Kesse und den Mitarbeitern des Geological Survey Department of Ghana, sowie Dr. W. Hirdes, Dr. T. Oberthür und Dr. H.O. Angermeier (BGR Hannover).

## Literatur

- BARRETT, T.J. (1981): Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the north Apennines, Italy. - Chem. Geol., 34, 289 - 317.
- BONATTI, E., KRAEMER, T., RYDELL, H. (1972): Classification and genesis of sub-marine iron-manganese deposits. - In: HORN, D. (Ed.) Ferromanganese deposits on the ocean floor, pp. 149 - 165; National Science Foundation, Washington.
- BOSTRÖM, K. (1973): The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. Stockholm. - Contrib. Geol., 27, 149 - 243.
- CRERAR, D.A., NAMSON, J., CHYI, M.S., WILLIAMS, L., FEIGENSON, M.D. (1982): Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. - Econ. Geol., 77, 519 - 540.
- DASGUPTA, H.C., BHATTACHARYA, P.K., CHATTOPADHYAY, G., BANERJEE, H., MAJUMDAR, N., FUKUOKA, M., ROY, S. (1988): Petrology of Mg-Mn amphibole-bearing assemblages in manganese silicate rocks of the Sausar Group, India. - Min. Mag., 52, 105 - 111.
- FLOHR, M.J.K., HUEBNER, J.S. (1992): Mineralogy and geochemistry of two metamorphosed sedimentary manganese deposits, Sierra Nevada, California, USA. - Lithos, 29, 57 - 85.
- HSU, L.C. (1968): Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for garnet equilibria. - J. Petrol., 9, 40 - 63.
- LEUBE, A., HIRDES, W. (1986): The Birimian Supergroup of Ghana - depositional environment, structural development and conceptual model of an early Proterozoic suite. Unveröff. Ber., 260 S., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (BGR Archiv Nr. 99529).
- 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.
- MARESCH, W.V., MOTTANA, A. (1976): The pyroxmangite-rhodonite transformation for the  $MnSiO_3$  composition. - Contrib. Mineral. Petrol., 55, 69 - 79.
- MELCHER, F. (1993): Gold mineralization in Birimian (Lower Proterozoic) greenstone belts of northern Ghana: the significance of chemical sediments. - Unveröff. Diss. Montanuniversität Leoben, 304 S.
- MELCHER, F., STUMPFL, E.F. (1992): Chemical facies and gold mineralization in northern Ghana. - Berichte zur Lagerstätten- und Rohstoffkunde, 13, 233 S., 51 Abb., 23 Tab., 37 S. App., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- MELCHER, F., STUMPFL, E.F. (1993): Chemical facies and gold mineralization in northern Ghana. - Z. Angew. Geol., 39, 43 - 46.
- MELCHER, F., STUMPFL, E.F. (1994): Lower Proterozoic Exhalite Formation in Northern Ghana: Source of Epigenetic Gold-Quartz Vein Mineralization?. - Geol. Jb. (im Druck), Hannover.
- MIYANO, T., KLEIN, C. (1989): Phase equilibria in the system  $K_2O$ -FeO-MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ - $CO_2$  and the stability limit of stilpnomelane in metamorphosed Precambrian iron-formations. - Contrib. Mineral. Petrol., 102, 478 - 491.

- MOREY, G.B., BOERBOOM, T.J. (1992): Rare earth element distribution patterns in early Proterozoic iron-formations of the Penokean orogen, east-central Minnesota. - Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs, 24/7.
- NICHOLSON, K. (1990): Stratiform manganese mineralisation near Inverness, Scotland: a Devonian sublacustrine hot-spring deposit?. - Mineral. Deposita, 25, 126 - 131.
- PETERS, T., VALARELLI, J.V., COUTINHO, J.M.V., SOMMERAUER, J., V.RAUMER, J. (1977): The manganese deposits of Buiritama (Pará, Brazil). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 57, 313 - 327.
- ROUDAKOV, V.M. (1965): Report on the geology and minerals of the north-western part of the Wa field sheet. - Ghana Geol. Survey Dept.; Archive Report No. 50, 95 p., published by Minerals Commission/GTZ Publication Project, Accra, Ghana, 1991.