

6. Zusammenfassung der Ergebnisse und Diskussion

6.1. Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde eine Traverse quer durch den Kaokogürtel untersucht. Dabei handelt es sich um ein Profil, das etwa 50 km nördlich des Hoanib-Profiles im Kaokogürtel liegt und sich vom östlichen Gomatum-Tal über Puros, den Hoarusib entlang bis zur Atlantikküste erstreckt (Abb. 1.2 - 1.4).

Die Geländearbeiten erbrachten, daß im Gomatum-Hoarusib-Profil vorwiegend panafrikanische Gesteine aufgeschlossen sind. Nur im östlichen Teil stehen präpanafrikanische Basement-Gneise an, welche ein Zirkon-Alter von 1.96 Ga aufweisen (Probe BK 39; Seth, 1999). Die panafrikanischen Gesteine bestehen aus einer vulkano-sedimentären Abfolge der Damara-Sequenz mit Sandsteinen, Arkosen, Grauwacken, Karbonaten, Semipeliten, Peliten, Gesteinen der BIF, sauren und basischen Vulkaniten sowie aus Granitoiden, die ebenso wie die Basamenteinheiten metamorph überprägt sind. Das Auftreten der panafrikanischen Metagranitoide und Granitoide ist auf den westlichen Kaokogürtel, westlich des Puros-Lineamentes (eine mehrere Kilometer breite Struktur im zentralen Kaokogürtel) beschränkt (Abb. 1.2 bis 1.4). Die sauren Metavulkanite südöstlich des oberen Hoarusib-Tales werden als ein Äquivalent der sauren Metavulkanite im Zentralen Damara-Orogen und Garipegürtel gesehen, die ein Alter von ca. 746 Ma (Hoffmann et al., 1996) bzw. ca. 741 Ma (Frimmel et al., 1996b) aufweisen. Hinweise auf die älteste panafrikanische magmatische Aktivität im Kaokogürtel wurden von Seth (1999) gefunden. Von ihr wurde im Hoanib-Tal ein konkordanter magmatischer Zirkon auf 727 ± 9 Ma datiert. Bei diesem Zirkon handelt es sich um einen ererbten Xenokristen in einem panafrikanischen Granitoid (Probe BK 425a), der aus frühpanafrikanischen sauren Vulkaniten stammen könnte. Der Beginn der vulkano-sedimentären Ablagerungen könnte damit etwa bei 730 Ma liegen.

Im westlichen Kaokogürtel können zwei magmatische Ereignisse ausgehalten werden:

1. Granitoidintrusionen vor ca. 650 Ma; diese Granitoide wurden vor etwa 558 Ma durch ein hochgradiges metamorphes Ereignis überprägt (siehe Seth, 1999; Seth & Kröner, 1999),
2. syn- bis posttektonische Granitoidintrusionen vor 580 - 530 Ma (Seth et al., 1998; Seth, 1999; Seth & Kröner, 1999, Franz et al., 1999).

Da theoretisch bis zu einem Zeitraum vor etwa 580 Ma (älteste syntektonische Granitoidintrusion der panafrikanischen Orogenese) Sedimente abgelagert werden konnten, läßt sich der Ablagerungszeitraum der panafrikanischen vulkano-sedimentären Damara-Sequenz im Kaokogürtel grob auf einen Zeitraum vor 730 Ma bis 580 Ma eingrenzen. Diese Aussage würde sich durch Altersdatierungen der sauren Metavulkanite und der in allen stratigraphischen Niveaus vorhandenen Metabasite konkretisieren lassen.

Ein Vergleich des Hoanib-Profiles mit dem Gomatum-Hoarusib-Profil zeigt, daß das gesamte Gebiet dieselbe tektono-metamorphe Entwicklungsgeschichte besitzt, im Gomatum-Hoarusib-Profil jedoch ein etwas höheres Krustenniveau aufgeschlossen ist. Da im Gomatum-Hoarusib-Profil viel weiträumiger panafrikanische Metasedimente aufgeschlossen sind, liegt eine günstigere Aufschluß- und Probenahmesituation für Untersuchungen zur metamorphen Entwicklung pan-

afrikanischer Metasedimente (z.B. Metapelite) vor als im Hoanib-Profil, welches zu großen Teilen von präpanafrikanischen Gesteinen beherrscht wird (Kapitel 1.).

In der vorliegenden Arbeit wurden Metapelite entlang des Gomatum-Hoarusib-Profiles untersucht. In diesen konnten fazieskritische Mineralparagenesen beobachtet werden, die es ermöglichten, erstmals Metamorphosezonen für Metapelite mit aufsteigender Metamorphose von E nach W auszuhalten (Kapitel 2. und 5., Abb. 2.1; Gruner, 1999; Gruner et al., 1999):

- eine Granat-Zone $(g + bi + chl + mu \pm pg + pl + q)$,
- eine Staurolith-Zone $(st + g + bi \pm chl + mu + pl + q)$,
- eine Disthen-Zone $(ky + st + g + bi + mu + pl + q)$,
- eine Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone $(ky + fibr./sill \pm g + bi + mu + pl + q)$,
- eine Sillimanit-Muskovit-Zone $(sill + mu + g + pl + q)$,
- eine Sillimanit-Kalifeldspat-Zone $(sill + g + bi + ksp + pl + q)$,
- eine Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone $(g + cd + sill + bi + ksp + pl + q)$.

Die Ausbildung der fazieskritischen Mineralparagenesen erfolgte im gesamten Kaokogürtel syn- bis postkinematisch zur Hauptdeformation. Im Kaokogürtel werden 4 Deformationsphasen ausgehalten, wobei die duktile Deformationsphase D 2 die Hauptdeformation repräsentiert (z.B. Dingeldey, 1997). Im östlichen und zentralen Kaokogürtel sind außerdem häufig Relikte der ersten Deformationsphase D 1 (gegenüber der Hauptschieferung verlegte Interngefüge in Granat und Staurolith), die Anlage einer die Hauptdeformation überprägende Crenulations-Schieferung im Ergebnis der dritten Deformationsphase D 3 sowie Texturen einer Spröddeformation D 4 zu beobachten.

In der vorliegenden Arbeit wurde ein breites Spektrum von Methoden angewendet, um die P-T-Bedingungen zu rekonstruieren, die die panafrikanischen Metapelite des Kaokogürtels während ihrer tektono-metamorphen Entwicklung durchlaufen haben. Das reicht von der Anwendung klassischer Geothermobarometer über thermodynamische Berechnungen von Mineralendgliederreaktionen, der Anwendung von petrogenetischen Netzen und T-X-Schnitten bis hin zur Berechnung von P-T-Pseudoschnitten für den konkreten Gesteinschemismus einzelner Metapelite und der Verwendung der Gibbs-Methode. Besonders die Berechnung von P-T-Pseudoschnitten erlaubte es - in Verbindung mit einer prograden Wachstumzonierung in Granat, den beobachteten reliktschen prograden und den peakmetamorphen Mineralparagenesen sowie den retrograden Mineralneubildungen - detaillierte P-T-Pfade oder -Pfadsegmente der metamorphen Entwicklung zu rekonstruieren (Metamorphoseentwicklung in Kapitel 5.).

Für die unterschiedlichen Metamorphosezonen wurden folgende peakmetamorphe Bedingungen ermittelt:

- Granat-Zone: 500 ± 30 °C, 9 ± 1 kbar,
- Staurolith-Zone: 580 ± 30 °C, 7 - 8 kbar,
- Disthen-Zone: 590 ± 30 °C, 6.5 - 8 kbar,
- Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone: 650 ± 20 °C, 9 ± 1.5 kbar,
- Sillimanit-Kalifeldspat-Zone: 690 ± 40 °C, 4.5 ± 1 kbar,
- Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone: 750 ± 30 °C, 4.0 - 5.5 kbar.

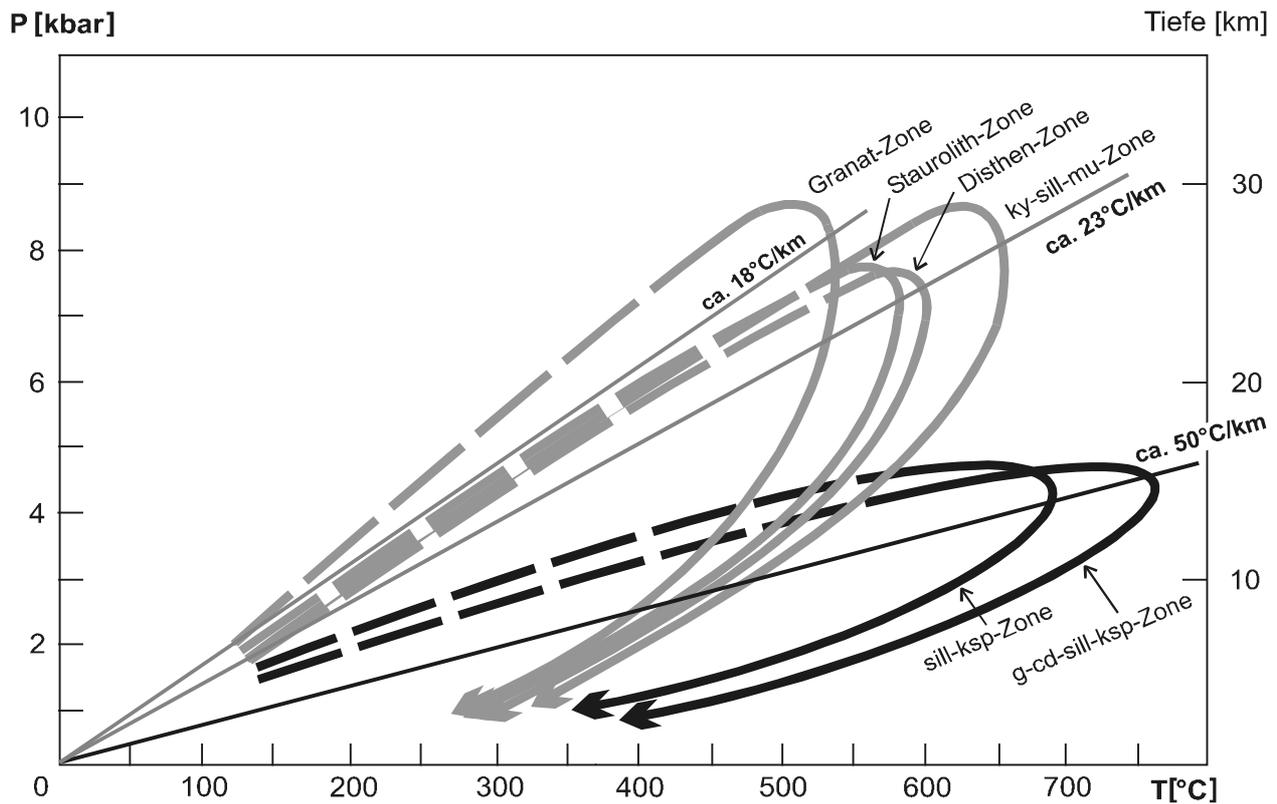


Abb. 6.1: Zusammenfassung der für die einzelnen Metamorphosezonen des Kaokogürtels ermittelten P-T-Pfade. Dabei wird deutlich, daß im Kaokogürtel zwei unterschiedliche Metamorphosetypen auftreten: eine klassische Barrow-type Metamorphose mit einem geothermischen Gradienten zwischen 18 und 23°C/km und eine Buchan-type Metamorphose mit einem geothermischen Gradienten von ca. 50°C/km.

Die für die jeweiligen Metamorphosezonen rekonstruierten P-T-Pfade sind in Abb. 6.1 zusammengefaßt. Dabei wird deutlich, daß im Kaokogürtel zwei unterschiedliche Metamorphosetypen auftreten (siehe auch Abb. 6.3):

1. Im östlichen und mittleren Kaokogürtel: eine grünschieferfazielle bis amphibolitfazielle temperaturbetonte Mitteldruck-Metamorphose vom Barrow-Typ mit einem geothermischen Gradienten um 20 °C/km.
2. Im westlichen Kaokogürtel: eine Hochtemperatur-/Niedrigdruck-Metamorphose vom Buchan-Typ mit einem geothermischen Gradienten von ca. 50 °C/km.

Die Grenze zwischen beiden Metamorphose-Typen fällt mit dem einige Kilometer breiten Puros-Lineament im zentralen Kaokogürtel zusammen (Abb. 6.3).

6.2. Diskussion

Neue Ergebnisse zur panafrikanischen Metamorphoseentwicklung und geodynamische Zwänge

Aus den im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Ergebnissen ergibt sich gegenüber bisherigen Arbeiten eine neue Situation hinsichtlich der Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel. Das Gebiet östlich des Puros-Lineamentes ist durch eine Barrow-type Metamorphoseentwicklung ge-

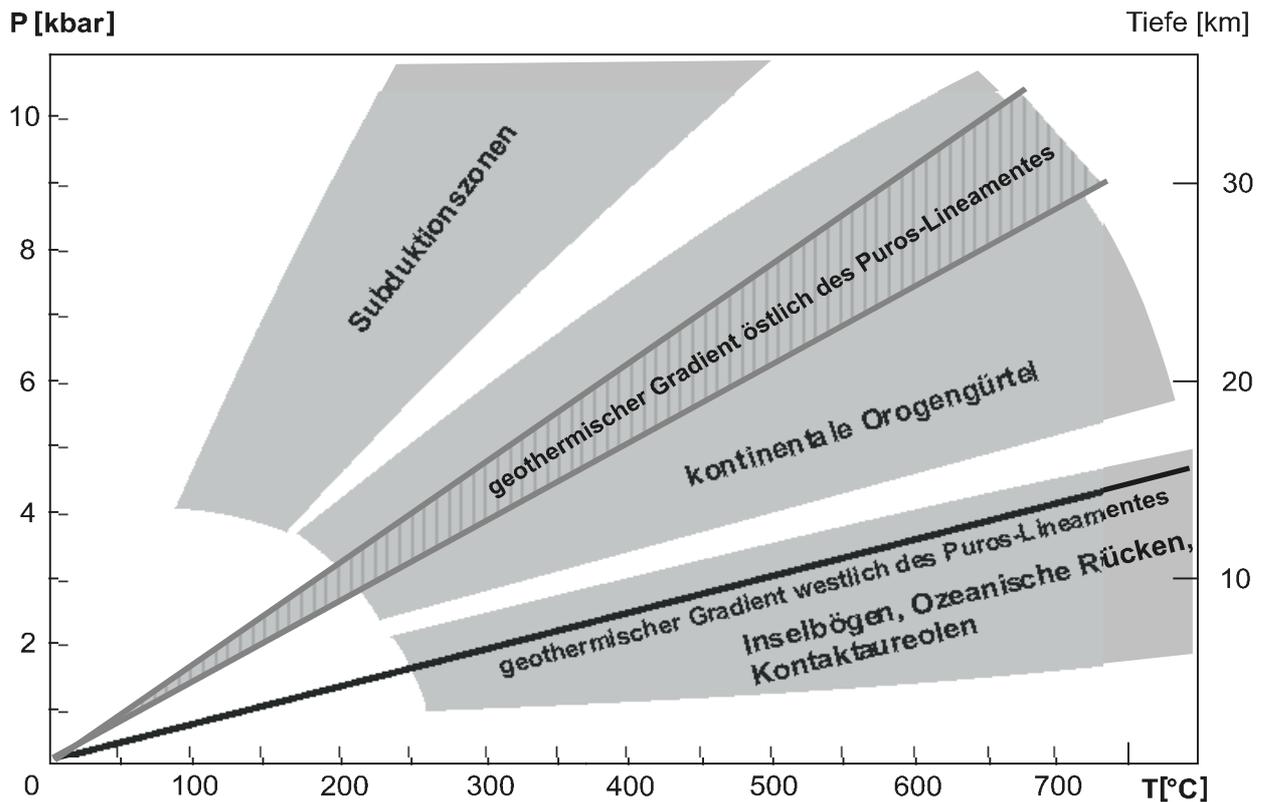


Abb. 6.2: Geotektonisches Umfeld für Metamorphoseprozesse in der Erdkruste (nach Spear, 1993) mit den für den Kaokogürtel ermittelten geothermischen Gradienten der beiden Metamorphosetypen. Metamorphose bei mittleren P-T-Bedingungen ist typisch für Orogengürtel, entstanden durch Kontinent-Kontinent-Kollision. Niedrigdruck-Hochtemperatur-Metamorphose tritt in Regionen mit hohem Wärmefluß wie Inselbögen, Ozeanischen Rücken oder Kontaktaureolen auf.

kennzeichnet, das Gebiet westlich des Puros-Lineamentes durch eine Buchan-type (Abb. 6.3). Die z.B. von Dingeldey (1997) und darauf basierend von Ghildiyal (1999, z.B. S. 21, 53, 59) nach damaliger Kenntnis vorgenommene Unterteilung des Kaokogürtels in eine östliche, zentrale und westliche Kaokozone, getrennt durch tektono-metamorphe Grenzen, muß hinsichtlich der metamorphen Grenzen im Kaokogürtel modifiziert werden.

Aus Abb. 6.2 ist ersichtlich, daß die Metamorphoseentwicklung im östlichen und mittleren Kaokogürtel charakteristisch für Orogengürtel, entstanden durch Kontinent-Kontinent-Kollision, und die Metamorphoseentwicklung im westlichen Kaokogürtel typisch für Regionen mit einem hohen Wärmefluß wie Inselbögen, Ozeanische Rücken und Kontaktaureolen ist.

Das macht es erforderlich, eine Zuordnung des *westlichen* Kaokogürtels zu einem der genannten geotektonischen Umfeldler vorzunehmen. Die von Dingeldey (1997) untersuchten Metabasite aus dem westlichen Kaokogürtel erlauben keine eindeutige Zuordnung in ein geotektonisches Umfeld, es treten sowohl Inselbogenbasalte als auch Mittelozeanische Rückenbasalte und Intraplattenbasalte auf. Da keine Altersdaten für diese Metabasite vorliegen, ist es auch nicht möglich, diese als früh-panafrikanisch (ca. 650 Ma) und/oder spät-panafrikanisch (ca. 580 - 540 Ma) einzustufen.

Die geotektonische Ablagerungsposition der im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Metasedimente des westlichen Kaokogürtels liegt im Bereich eines kontinentalen Inselbogens an konvergierenden Plattengrenzen (Kapitel 3.). Das schließt für den westlichen Kaokogürtel das geotektonische Umfeld eines Ozeanischen Rückens für den Metamorphoseprozeß weitestgehend aus.

Der westliche Kaokogürtel ist u.a. durch das großräumige Auftreten von Granitoiden charakterisiert. Im Rahmen von mantelgesteuerten Prozessen kam es zu einer Erhöhung des Wärmeflusses und in diesem Zusammenhang auch zu Granitoidintrusionen. Es ist demzufolge möglich, daß die Hochtemperatur-Niedrigdruck-Mineralparagenesen des westlichen Kaokogürtels das Ergebnis eines länger anhaltenden hohen Wärmeflusses sind und daß frühere, auf höhere Drucke hinweisende Mineralparagenesen, nicht mehr erhalten sind. In den untersuchten Proben aus dem westlichen Kaokogürtel gibt es jedoch Hinweise darauf, daß bereits prograde eine Niedrigdruck-Entwicklung stattgefunden hat: in der sill-ksp-Zone wurden prograde Sillimaniteinschlüsse in Granat und in der g-cd-sill-ksp-Zone prograde Cordierit- und Sillimaniteinschlüsse in Granat beobachtet (Kapitel 5.6. und 5.7.). Kontaktaureolen um einzelne Granitoidintrusionen konnten nicht beobachtet werden.

Es wird daher angenommen, daß die Metamorphoseprozesse im westlichen Kaokogürtel im geotektonischen Umfeld eines Inselbogens stattfanden.

Vor ungefähr 590 - 560 Ma fand die Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen dem Kongo-Kraton sowie dem Rio-de-la-Plata- und Sao-Francisco-Kraton statt und führte im Rahmen der „Pan African - Brasiliano“-Orogenese zur Bildung des Kaokogürtels und seiner westlichen Fortsetzung des Ribeiragürtels in Brasilien (siehe z.B. Porada, 1979; Trompette, 1994; Dürr & Dingeldey, 1996b; Dalziel, 1991). Das führte im Kaokogürtel zu einem Transpressionsregime, wobei eine etwa NNW-SSE-streichende sinistrale Seitenverschiebung im zentralen Kaokogürtel ostwärts in eine top-nach-ESE-Überschiebung auf die Sesfontein-Störung übergeht (Dürr et al., 1996; Dingeldey, 1997; Franz et al., 1999; Abb. 6.3). Dieses „strain partitioning“ innerhalb des transpressiven Regimes verläuft entlang einer breiten Scherzone im zentralen Kaokogürtel (Dürr & Dingeldey, 1996a,b), die in ihrem Verlauf und ihrer Ausdehnung mit dem Puros-Lineament zusammenfällt. Dieses geotektonische Regime bedeutet für den westlichen Kaokogürtel, daß alle Prozesse die vor mehr als ca. 580 Ma stattfanden, ihren Ursprung weiter nordwestlich der heutigen Position haben; wieweit weiter nordwestlich kann nicht eingeschätzt werden.

Ergebnis der beschriebenen geotektonischen Prozesse war ein Kompressionsregime mit Barrow-typer Metamorphose im östlichen und mittleren Kaokogürtel und ein eher extensionsbezogenes Regime mit einer Buchan-typen Metamorphose im westlichen Kaokogürtel. Letzteres bildet auch einen günstigen Rahmen für die großräumigen Granitoidintrusionen, die auf den westlichen Kaokogürtel beschränkt sind. Der Zeitraum der gesamten panafrikanischen Metamorphoseentwicklung läßt sich etwa auf 580 - 550 Ma Jahre eingrenzen. Der älteste syntektonische Granitoid des jüngeren panafrikanischen magmatischen Ereignisses wurde von Seth (1999) auf 580 ± 3 Ma datiert; während postkinematische Granitoide auf 554 ± 7 Ma und 552 ± 3 Ma (Franz et al., 1999 bzw. Seth, 1999) datiert wurden. Der Metamorphosehöhepunkt fällt wahrscheinlich in einen Zeitraum vor 560 - 550 Ma.

Gibt es im Kaokogürtel eine polymetamorphe panafrikanische Entwicklung?

Die im Rahmen dieser Arbeit herausgearbeitete Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel wird dem jüngeren panafrikanischen Metamorphoseereignis mit einem *Metamorphosehöhepunkt* vor 560 - 550 Ma zugeordnet. Das ergibt sich aus dem Geländebefund und den von Seth (1999) und Franz et al. (1999) durchgeführten Altersdatierungen. Im westlichen Kaokogürtel ist zu beobachten, wie die Metasedimente mit zunehmendem Metamorphosegrad aufzuschmelzen beginnen und *gleichzeitig* syn- bis posttektonische oberkrustale Granitoidschmelzen (mit S-Typ-Anteilen) intrudieren. Diese Granitoide liefern ein Alter von 580 - 552 Ma (Seth & Kröner, 1999; Seth, 1999).

Außerdem fällt die Bildung der peakmetamorphen Mineralparagenesen mit der Hauptdeformation D 2 der panafrikanischen Orogenese (siehe z.B. Dingeldey, 1997) zusammen; jüngere Deformationszyklen existieren nicht. Seth (1999) datierte die panafrikanische Überprägung eines mesoproterozoischen und eines früh-panafrikanischen Metagranitoids auf 558.3 ± 4 Ma bzw. 539.3 ± 7 Ma (Monazit-Alter). Franz et al. (1999) datierten die granulitfazielle peakmetamorphe Überprägung im westlichen Kaokogürtel auf 560 - 550 Ma (Zirkon-Alter von 558.6 ± 7 Ma und Monazit-Alter von 553.6 ± 1 Ma). In Verbindung mit den strukturellen Merkmalen im Kaokogürtel ist das jüngere panafrikanische tektono-metamorphe und magmatische Ereignis sehr gut belegt. Es muß allerdings bemerkt werden, daß sich die Altersdaten alle auf den westlichen Kaokogürtel beziehen. Im zentralen und östlichen Kaokogürtel treten keine Metagranitoide auf und es liegen bisher keine Zirkon-, Monazit- oder Granat-Altersdatierungen an Metasedimenten zur zeitlichen Einordnung der metamorphen Überprägung vor.

Im westlichen Kaokogürtel gibt es neben dem jüngeren panafrikanischen magmatischen Ereignis noch ein älteres magmatisches Ereignis vor 649 - 656 Ma (Seth, 1999; Seth & Kröner, 1999). Aufgrund von Zirkon-Altersdatierungen an einem granulitfaziellen Metapelit von der Atlantikküste bei Möwebay folgern Franz et al. (1999), daß dieses magmatische Ereignis ebenfalls mit einem hochgradigen metamorphen Ereignis gekoppelt ist.

Im Gelände ließen sich jedoch keinerlei Hinweise auf ein früh-panafrikanisches metamorphes Ereignis erkennen; auch die Dünnschliffuntersuchungen erbrachten keinen Hinweis auf ein älteres Metamorphoseereignis. Möglicherweise wurden die Metasedimente während der jüngeren hochgradigen Metamorphose im westlichen Kaokogürtel so stark überprägt, daß alle älteren Gefüge- und Elementsignaturen in Mineralen vollständig ausgelöscht wurden. Nur weitere Zirkon- oder Monazit-Altersdatierungen an Metasedimenten könnten ggf. die notwendigen Erkenntnisse zur Klärung dieser Problemstellung erbringen. Falls das vermutete früh-panafrikanische Metamorphoseereignis nicht nur auf den westlichen Kaokogürtel beschränkt ist, sind möglicherweise weitere Untersuchungen an den niedriggradigeren grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metasedimenten im mittleren und östlichen Kaokogürtel erfolgversprechend. Auch könnten in evtl. vorhandenen Metasedimentlinsen in den früh-panafrikanischen Metagranitoiden Signaturen einer früh-panafrikanischen Metamorphose erhalten sein. Solche Metasediment-Relikte wurden bisher bei Geländeuntersuchungen nicht beobachtet.

Die Konsequenzen, die sich aus der Existenz von zwei panafrikanischen magmato-metamorphen Ereignissen innerhalb von 100 Ma Jahren ergeben würden, werden in Franz et al. (1999) diskutiert. Berücksichtigt man die geodynamische Situation im Kaokogürtel, muß ein früh-panafrikanisches magmato-metamorphes Ereignis in einem weiter nordwestlich gelegenen Gebiet stattgefunden haben. Darauf wird in einem der späteren Abschnitte noch eingegangen.

Vergleich mit dem Damara- und Ribeiragürtel

Damaragürtel

Der Kaokogürtel zeigt in seiner Metamorphoseentwicklung viele Parallelen zum SW-NE verlaufenden Damara-Orogen in Zentralnamibia. Die Metamorphoseentwicklung im Damaragürtel ist in Kapitel 1.1.1. kurz zusammengefaßt. Zur Untergliederung des Damaragürtels siehe Abb. 1.1.

Vor ca. 650 - 620 Ma fand im zentralen Damaragürtel eine erste, früh-panafrikanische, mittel- bis hochgradige Regionalmetamorphose statt (z.B. Kröner et al., 1978; Kröner, 1982). Diese fällt zeitlich mit dem von Franz et al. (1999) ausgehaltenen granulitfaziellen Metamorphoseereignis im westlichen Kaokogürtel vor ca. 645 Ma zusammen.

Ein weiteres panafrikanisches regionalmetamorphes Ereignis läßt sich im Damaragürtel etwa zwischen 570 - 550 Ma aushalten (z.B. Hawkesworth et al., 1986), das jedoch auf die nördliche Damara-Zone beschränkt ist. Dieses Ereignis fällt zeitlich mit dem jüngeren panafrikanischen Metamorphosegeschehen im Kaokogürtel zusammen, das hier etwa vor 580 - 550 Ma stattfand (z.B. Seth, 1999; Franz et al., 1999). In der zentralen und südlichen Damara-Zone des Damara-Orogens fand das regionalmetamorphe Hauptereignis etwas später, vor 526 - 508 Ma statt (z.B. C. Kukla et al., 1991; Bühn et al., 1994; Jung & Mezger, 1999). Dabei ist die regionalmetamorphe Hauptphase von einer Barrow-typen (grünschiefer- bis amphibolitfaziellen, MT/MP) Metamorphose in der südlichen Damara-Zone und einer Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose bis zur Granulitfazies mit Migmatitbildung in der zentralen Damara-Zone gekennzeichnet. Die Grenze zwischen beiden bildet die 25 - 40 km breite Okahandja-Lineament-Zone (Miller, 1979). Hier zeigen sich deutliche Parallelen zum Kaokogürtel, wo ebenfalls eine Barrow-type und eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose, getrennt durch das mehrere Kilometer breite Puros-Lineament, vorliegt. Diese Metamorphoseentwicklung fand im Kaokogürtel jedoch bereits vor ca. 580 - 550 Ma statt - deutlich früher als im Damaragürtel. Nach Miller (1979) gibt es viele Parallelen zwischen dem Puros-Lineament im Kaokogürtel und der Okahandja-Lineament-Zone im Damaragürtel, wobei er eine unterschiedliche synorogene geodynamische Entwicklung für das Puros-Lineament postuliert (siehe Miller, 1979, S. 360).

Vergleicht man die Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel und im Damaragürtel genauer, zeigt sich folgendes: Die Barrow-type Metamorphose in der südlichen Damara-Zone zeigt zum Druckhöhepunkt Disthen-Staurolith-Stabilitäten bei Drucken um 6 kbar und einen Temperaturpeak zwischen 570 und 640 °C (z.B. Bühn et al., 1994; Dombrowski, 1998); die Barrow-type Metamorphose im östlichen und mittleren Kaokogürtel hat ihren Druckhöhepunkt zwischen 6.5 und 10 kbar und ihren Temperaturhöhepunkt zwischen 500 und 660 °C. Damit ist die Barrow-type Metamorphose im Kaokogürtel etwas druckbetonter. Die Hochtemperatur-Niedrigdruck-

Metamorphose in der zentralen Damara-Zone erreichte ihren Höhepunkt bei 4.5 - 6 kbar und 720 - 750 °C (z.B. Masberg, 1996; Jung et al., 1995; Jung et al., 1998a), die im westlichen Kaokogürtel bei 3.5 - 5.5 kbar und 690 - 750 °C. Jung et al. (1998a) rekonstruierten außerdem für die Migmatite von Davetsaub in der zentralen Damara-Zone eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-Entwicklung in entgegengesetzter Uhrzeigerrichtung, was von den Autoren als ein lokales Phänomen im Zusammenhang mit Magmenintrusionen angesehen wird. Eine solche Metamorphose-entwicklung kann im Kaokogürtel nicht beobachtet werden.

Ribeiragürtel

Wie bereits in einem der vorherigen Absätze erwähnt, müssen aufgrund der geodynamischen Situation im Kaokogürtel alle Ereignisse im heutigen westlichen Kaokogürtel, die älter als 580 Ma sind, weiter nordwestlich stattgefunden haben. Die westlich-nordwestliche Fortsetzung des Kaokogürtels bildet der heutige Ribeiragürtel in E-Brasilien (Abb. 1.1), genauer der zentrale Teil des Ribeiragürtels; der südliche Ribeiragürtel stellt die Fortsetzung des zentralen Damara-Orogens dar (z.B. Machado et al., 1996). Daher ist es sinnvoll, den westlichen Kaokogürtel mit dem zentralen Ribeiragürtel zu vergleichen (Tabelle 6.1). Dabei entspricht der „Brasiliano“-Orogenzyklus im heutigen Südamerika dem panafrikanischen Orogenzyklus im südlichen Afrika und umfaßt etwa einen Zeitraum vor 750 bis 450 Ma (z.B. Machado et al., 1996).

Bereits Porada (1979, S. 252, 253) sieht viele Parallelen zwischen den vulkano-sedimentären Ablagerungssequenzen im Kaokogürtel und denen im Ribeiragürtel. So werden z.B. sowohl im westlichen Kaokogürtel als auch im Ribeiragürtel früh-panafrikanische/„brasiliano“ saure Metavulkanite (Rhyolite, Dazite) beobachtet (Porada, 1979; eigene Geländearbeiten im Kaokogürtel). Aus der Mantiqueira Provinz im südlichen Brasilien (diese beinhaltet auch den Ribeiragürtel) wurden saure Metavulkanite mit U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen auf 750 - 700 Ma datiert (Babinski et al., 1996). Bemerkenswert ist außerdem, daß der Ribeiragürtel, ebenso wie der westliche Kaokogürtel, durch großräumige Granitoidintrusionen geprägt ist.

Vor ca. 600 Ma begann im Ribeiragürtel der „Pan African-Brasiliano tectonic cycle“ (z.B. Babinski et al., 1996). Dabei wurden zwischen 590 und 565 Ma alle geotektonischen Einheiten des Ribeiragürtels durch intensive tektono-metamorphe Ereignisse überprägt. Im Zuge dessen kam es zu partiellem Schmelzen, großräumigen Granitoidintrusionen und einer Aufarbeitung alter archaischer und paläoproterozoischer Gneis-Terranes im Zusammenhang mit Überschiebungen und Scherbewegungen (z.B. Babinski et al., 1996; Machado et al., 1996). Zu genau der gleichen Entwicklung kam es in diesem Zeitraum im Kaokogürtel, wenn auch in unterschiedlicher Ausprägung in den Gebieten östlich und westlich des Puros-Lineamentes.

Innerhalb des „Pan African-Brasiliano tectonic cycle“ lassen sich im Ribeiragürtel ebenso wie im westlichen Kaokogürtel zwei panafrikanische *magmatische und metamorphe* (?) Ereignisse aushalten (Abb. 6.3, Tabelle 6.1):

1. Ein älteres Ereignis fand vor mehr als 600 Ma statt. Im Ribeiragürtel wurde ein migmatitischer Granit auf ein Zirkon-Alter von 655 ± 2 Ma (Pb-Pb) bzw. 645 ± 12 Ma (U-Pb) datiert (Ebert et al., 1996). Im westlichen Kaokogürtel gab es ein älteres panafrikanisches

magmatisches Ereignis vor 649 - 656 Ma (U-Pb-Zirkon-Alter; Seth et al., 1998; Seth, 1999; Seth & Kröner, 1999). Nach Franz et al. (1999) war dieses magmatische Ereignis im westlichen Kaokogürtel zeitlich mit einem 645 ± 3.5 Ma alten granulitfaziellen metamorphen Ereignis gekoppelt.

Im Ribeiragürtel gab es nach Machado et al. (1996) vor 611 - 604 Ma ein metamorphes Ereignis „of unknown significance“, und Ebert et al. (1996) datierten die duktile Überprägung eines Monzogranites auf 615 - 610 Ma. Damit gibt es im Ribeiragürtel keinen zeitlichen Zusammenhang zwischen dem magmatischen und einem möglichen metamorphen Ereignis. Nach Schmitt et al. (1998) kam es während der „Pan African-Brasiliano“-Deformation und Metamorphose im SE des Ribeiragürtels (dem Kongo-Kraton am nächsten) nur zu einem deutlich jüngeren Metamorphoseereignis (siehe nächster Absatz).

2. Sowohl im Kaokogürtel als auch im Ribeiragürtel gab es ein jüngeres panafrikanisches/ „brasiliano“ magmatisches Ereignis, das mit einem amphibolitfaziellen bis granulitfaziellen metamorphen Ereignis gekoppelt ist. Die Intrusion großräumiger Granitoide erfolgte im Ribeiragürtel vor ca. 590 - 530 Ma. Ebert et al. (1996) datierten einen frühkinematischen Monzogranit auf 595 ± 12 Ma; Machado et al. (1996) einen syntektonischen S-typ Granit, der während der D 2-Hauptdeformation intrudierte, auf 579 ± 6 Ma sowie postkinematische Granite auf 535 - 527 Ma. Die Granitoidintrusionen im westlichen Kaokogürtel erfolgten etwa im selben Zeitraum vor 580 - 552 Ma. Syntektonische Granitoide zeigen ein Intrusionsalter zwischen 580 - 564 Ma (Seth et al., 1998; Seth, 1999) und spät- bis posttektonische Granitoide von 553.6 ± 1.4 Ma (Franz et al., 1999) bzw. 555 ± 32 Ma bis 551.9 ± 3.2 Ma (Seth, 1999). Das metamorphe Ereignis im Ribeiragürtel fand vor ca. 580 - 563 statt, was anhand von Monazit-Altern an Paragneisen bestimmt wurde (Machado et al., 1996). Signifikant ältere Metamorphoseereignisse sind nach Machado et al. (1996) immer noch Gegenstand von Spekulationen. Es gibt im Ribeiragürtel jedoch noch ein jüngeres metamorphes Ereignis, was mit einer weiteren Episode von Überschiebung und Scherereignissen verbunden ist (Machado et al., 1996; Schmitt et al., 1998); dieses wurde von den Autoren auf 535 - 520 Ma bzw. 520 - 500 Ma datiert (Zirkon- und Monazit-Alter).

Das hochgradige Metamorphoseereignis im westlichen Kaokogürtel lag zwischen 560 - 550 Ma (Franz et al., 1999; Seth, 1999). Dabei ist die Metamorphoseentwicklung im Zeitraum vor ca. 580 - 550 Ma im westlichen Kaokogürtel ebenso wie im Ribeiragürtel durch eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose und peakmetamorphe Mineralparagenesen von Granat + Cordierit + Sillimanit + Kalifeldspat + Biotit oder Granat + Sillimanit + Kalifeldspat sowie partielle Schmelzbildung gekennzeichnet.

Für einen Zeitraum zwischen etwa 750 Ma und 550 Ma zeigen der westliche Kaokogürtel und der Ribeiragürtel eine sehr ähnliche Entwicklung hinsichtlich der Ablagerungsgeschichte der vulkanosedimentären Sequenzen, des zeitlichen Ablaufes geodynamischer Prozesse sowie der magmatischen und metamorphen Entwicklung. Erst später, vor 535 - 500 Ma sind im Ribeiragürtel Ereignisse nachweisbar, die aus dem westlichen Kaokogürtel bisher noch nicht bekannt sind. Das legt eine gemeinsame panafrikanische/„brasiliano“ Entwicklung für den Ribeiragürtel und den westlichen Kaokogürtel, beginnend in früh-panafrikanischer Zeit bis vor ca. 550 Ma, nahe. Ein Problem stellen bei dieser Einschätzung die unterschiedlichen strukturellen Befunde im Kaoko-

Ribeiragürtel

- ▶ magmatisches Ereignis vor ca. 655 Ma
- ▶ Hochtemperatur-Scherereignis vor ca. 655 Ma
- ▶ metamorphes Ereignis "of unknown significance" vor 615 - 604 Ma
- ▶ kein älteres "Pan-African-Brasiliano"-Deformations- und Metamorphoseereignis

- ▶ magmatisches Ereignis vor 590 - 530 Ma
- ▶ granulitfazielles metamorphes Hauptereignis vor 580 - 563 Ma
- ▶ ein weiteres granulitfazielles metamorphes Ereignis vor 535 - 500 Ma

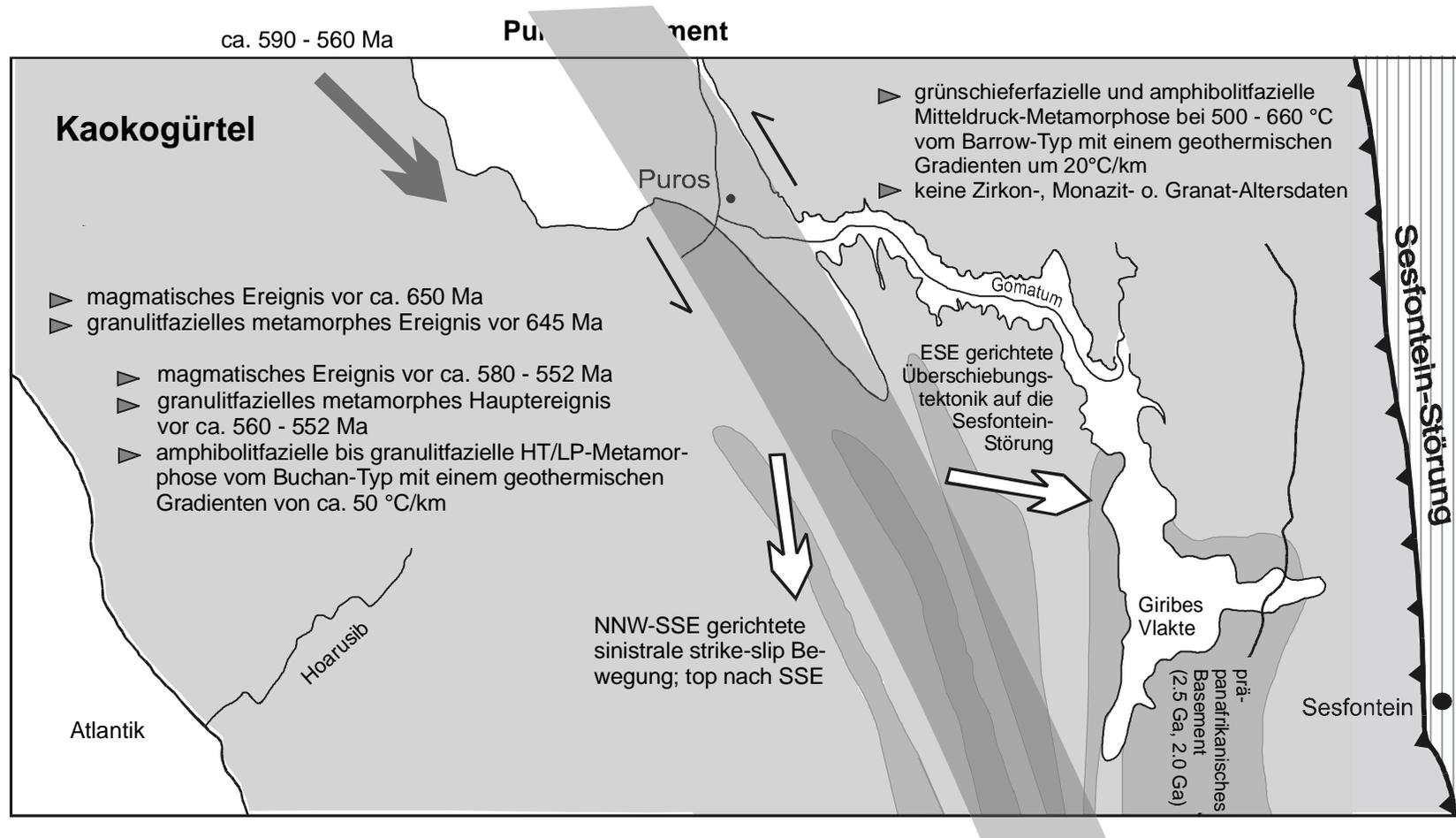


Abb. 6.3: Schematische Zusammenfassung der strukturellen Situation sowie der magmatischen und metamorphen Ereignisse im Kaokogürtel und Ribeiragürtel. Der Ribeiragürtel im heutigen Brasilien bildet die westliche Fortsetzung des Kaokogürtels (Porada, 1979 und Machado et al., 1996). In dieser Abbildung sind Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sowie verschiedener anderer Autoren zusammengefasst. Erläuterungen und Autorenverzeichnis im Text und in Tabelle 6.1.

gürtel und im Ribeiragürtel dar. Während der Kaokogürtel durch ein Transpressionsregime mit sinistralen strike-slip-Bewegungen entlang von Scherzonen und einem Überschiebungsregime Richtung ESE charakterisiert ist (z.B. Dürr et al., 1996; Dingeldey, 1997; Franz et al., 1999), ist

Tabelle 6.1: Vergleich des westlichen Kaokogürtels in NW Namibia mit dem Ribeiragürtel in Brasilien (siehe dazu auch Abb. 6.3 und die Erläuterungen im Text).

Ribeiragürtel	Kaokogürtel westlich des Puros-Lineamentes
„brasiliano“ tektono-metamorpher Zyklus	panafrikanischer tektono-metamorpher Zyklus
extensionsbezogene saure Metavulkanite 750 - 700 Ma (Babinski et al., 1996)	extensionsbezogene saure Metavulkanite, wahrscheinlich um 750 - 740 Ma alt, nur westlich des Puros-Lineamentes
sehr ähnliche vulkano-sedimentäre Ablagerungssequenzen im Ribeira- und Kaokogürtel (Porada, 1979)	
Beginn des „Pan African-Brasiliano tectonic cycle“ vor ca. 600 Ma (z.B. Babinski et al., 1996)	Kontinent-Kontinent-Kollision zw. Kongo-Kraton und Sao Francisco-Kraton, Beginn vor ca. 590 Ma
tektono-metamorphes Hauptereignis zwischen 590 - 565 Ma mit intensiver Überprägung aller geotektonischer Einheiten (z.B. Babinski et al., 1996; Machado et al., 1996)	tektono-metamorphes Hauptereignis zwischen 590 - 550 Ma (Altersdaten z.B. von Seth, 1999 und Franz et al., 1999)
amphibolitfazielle bis granulitfazielle Gneise und Mig-matite (z.B. Bernasconi, 1987; Machado et al., 1996)	amphibolitfazielle bis granulitfazielle Gneise und Migmatite
Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose, Paragneise mit Granat + Cordierit + Sillimanit + Kalifeldspat + Biotit- und Granat + Sillimanit + Kalifeldspat-Paragenesen (Machado et al., 1996)	Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose vom Buchan-typ in der Sillimanit-Kalifeldspat-Zone und der Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone
großräumige Granitoidintrusionen im gesamten Ribeiragürtel	großräumige Granitoidintrusionen nur im westlichen Kaokogürtel, westlich des Puros-Lineamentes
magmatisches Ereignis vor ca. 650 Ma: migmatitischer Granit 655 ± 2 Ma/ 645 ± 12 Ma (Ebert et al., 1996)	magmatisches Ereignis vor 656 - 649 Ma (Seth et al., 1998; Seth, 1999; Seth & Kröner, 1999)
magmatisches Ereignis vor 590 - 530 Ma: - frühkinematischer Monzogranit 595 ± 12 Ma, - syntektonischer (zur Hauptdeformation D 2) Granit 579 ± 9 Ma, - postkinematische Granite 535 - 527 Ma (Ebert et al., 1996; Machado et al., 1996)	magmatisches Ereignis vor 590 - 552 Ma: - frühkinematischer Granit 580 ± 3 Ma, - syntektonische Granite 579.7 ± 4 Ma, 576.0 ± 6 Ma, - syn- bis spätektonische Granite 567.2 ± 3 Ma; 565 ± 13 Ma, 563.8 ± 3 Ma - spät - bis posttektonische Granite 555 ± 32 Ma, 551.9 ± 3.2 Ma; 551 ± 11 Ma (alle Daten aus Seth, 1999) - posttektonischer Granit 553.6 ± 1.4 Ma (Franz et al., 1999)
- Hochtemperatur-Scherereignis vor ca. 655 Ma (Ebert et al., 1996), - kein älteres „Pan African-Brasiliano“-Deformations- und Metamorphoseereignis (Schmitt et al., 1998), - 615 - 604 metamorphes Ereignis (?) (Machado et al., 1996; Ebert et al., 1996)	- granulitfazielles metamorphes Ereignis vor 645 ± 3 Ma (Franz et al., 1999) - bisher keine weiteren Entsprechungen im Kaokogürtel
amphibolit- bis granulitfazielles metamorphes Ereignis vor 580 - 563 Ma (Machado et al., 1996)	amphibolit- bis granulitfazielles metamorphes Er- eignis vor 560 - 550 Ma (Seth, 1999; Franz et al., 1999)
W-NW gerichtete Überschiebung in Richtung Sao Francisco-Kraton, gefolgt von dextraler Blattver- schiebung entlang von Scherzonen, Beginn vor ca. 589 Ma (z.B. Machado et al., 1996), Transpressionsregime, Ausbildung von Scherzonen während gleichzeitiger strike-slip Bewegung (Ebert et al., 1996)	Transpressionsregime mit „strain partitioning“ entlang einer Scherzone im zentralen Kaokogürtel in eine NNW-SSE streichende sinistrale Seitenver- schiebung und eine ESE gerichtete Überschiebung auf die Sesfontein-Störung (Dürr et al., 1996; Dingeldey, 1997; Franz et al., 1999)

der Ribeiragürtel durch ein Transpressionsregime mit dextralen Scherbewegungen und einem Überschiebungsregime Richtung W-NW auf den Sao Francisco-Kraton gekennzeichnet (z.B. Ebert et al., 1996; Machado et al., 1996).

Subduktionsbezogene Hochdruck-Metamorphite treten im Kaokogürtel nicht auf. Das Auftreten solcher Gesteine ist aus panafrikanischen Orogenen bisher nur sehr vereinzelt beschrieben. Nach Ménot & Seddoh (1985) sowie Attoh (1997) sind die Eklogite im panafrikanischen Dahomeyide-Orogen (S-Togo) Relikte einer frühen panafrikanischen tektono-metamorphen Entwicklung vor mehr als 610 Ma. Caby (1994) beschreibt coesitführende und eklogitfazielle Metasedimente aus dem panafrikanischen Trans-Sahara-Gürtel in Mali. Castaing et al. (1993) untersuchten den „South Pan-African“-Gürtel Westafrikas in Ghana, Togo und Benin und konnten dort sowohl früh-panafrikanische (830 - 640 Ma) eklogitführende Hochdruck-Einheiten als auch spät-panafrikanische (630 - 565 Ma) Cordierit-Sillimanit-führende Mittel- bis Niederdruck-Einheiten aushalten. Wenn also überhaupt subduktionsbezogene Hochdruckgesteine in panafrikanischen Orogengürteln auftreten, scheinen diese früh-panafrikanisch in einem Zeitraum zwischen 830 Ma und >> 610 Ma gebildet worden zu sein.

Demgegenüber sind viele der panafrikanischen Orogene im heutigen Afrika und östlichen Südamerika durch großräumige Magmenintrusionen und eine HT/LP-Metamorphose gekennzeichnet. Beispiele dafür sind:

- der Dom-Feliciano-Gürtel in Südbrasilien/Uruguay (z.B. Chemale et al., 1995),
- der Ribeiragürtel an der Ostküste Brasiliens (z.B. Machado et al., 1996; Schmitt et al., 1998),
- das zentrale Damara-Orogen in Zentralnamibia (z.B. Ahrendt et al., 1978; Steven et al., 1992/92; Bühn et al., 1994; Jung et al., 1999),
- die Borborema-Provinz in NE Brasilien (Neves et al., 2000) und
- der „South Pan-African“-Gürtel Westafrikas (in Ghana, Togo und Benin) (z.B. Castaing et al., 1993).

Das weist auf hohe thermische Gradienten in all diesen panafrikanischen Orogengürteln hin. Das magmato-metamorphe Hochtemperatur-Niederdruck-Ereignis und die großräumigen Granitoidintrusionen fanden aber meist spät-panafrikanisch in einem Zeitraum vor etwa 590 bis 500 Ma statt. Einen Überblick über die geodynamische Entwicklung hin zum Superkontinent Gondwana über einen Zeitraum vor 1200 Ma bis 500 Ma einschließlich der dabei entstandenen panafrikanischen Orogengürtel gibt Unrug (1996, 1997).

6.3. Geodynamische Entwicklung

Eine geodynamische Interpretation der tektono-metamorphen und zeitlichen Entwicklung im Kaokogürtel steht und fällt mit der Rolle und dem Charakter des Puros-Lineamentes im zentralen Kaokogürtel während der panafrikanischen Orogenese. Obwohl das Puros-Lineament in der geologischen Karte 1 : 1 000 000 von Namibia (Miller & Schalk, 1980) und der geologischen Karte des Damara-Orogens 1 : 500 000 (Miller & Grote, 1988) verzeichnet ist, gibt es bisher nur eine Arbeit von Miller (1979), in der näher auf das Puros-Lineament eingegangen wird. Die genaue Ausdehnung, Lage, Tiefenerstreckung und der Charakter des Lineamentes sind noch weitgehend ungeklärt. Derzeit laufen Untersuchungen der Universität Mainz in Zusammenarbeit mit dem Geological Survey of Namibia, um diese Struktur genauer zu charakterisieren. Sie wird

zur Zeit als eine NNW-SSE streichende, mehrere Kilometer breite Zone intensiver Zerschering interpretiert, die steil einfällt und im Kaokogürtel zwei unterschiedliche tektono-metamorphe Regionen sowie ein Granitoidareal im Westen von einem granitoidfreien Areal im Osten trennt. Das Puros-Lineament fällt mit der z.B. von Dürr & Dingeldey (1996a,b) ausgehaltenen Scherzone im zentralen Kaokogürtel zusammen, die durch intensive sinistrale Blattverschiebung charakterisiert ist. Nach diesen Autoren ist der Kaokogürtel durch ein Transpressionsregime gekennzeichnet, in dessen Ergebnis es entlang dieser breiten Scherzone zu einem „strain partitioning“ in eine NNW-SSE gerichtete sinistrale strike-slip Bewegung im zentralen Kaokogürtel und eine ESE gerichtete Überschiebungstektonik auf die Sesfontein-Störung im östlichen Kaokogürtel kam.

Im folgenden werden zwei Modelle zur panafrikanischen geodynamischen Entwicklung des Kaokogürtels vorgestellt, die zu der herausgearbeiteten Metamorphoseentwicklung geführt haben können.

Modell 1: Transport entlang des Puros-Lineamentes über große Distanz

Vor ca. 750 Ma begann die panafrikanische und „brasiliano“ Sedimentationsgeschichte. Das panafrikanische Sedimentationsbecken wird z.B. von Dingeldey (1997) als riftbezogenes intra-kontinentales Becken begrenzter Breite ohne Ozeanbodenbildung oder mit nur geringen Ozeanbodenanteilen charakterisiert. Die vulkano-sedimentären Abfolgen des westlichen Kaokogürtels sind gemeinsam mit den Sequenzen des heutigen Ribeiragürtels viel weiter nordwestlich abgelagert worden als die des östlichen Kaokogürtels. Auf eine gemeinsame Geschichte weisen viele Parallelen zwischen dem Ribeiragürtel und dem westlichen Kaokogürtel hin (Tabelle 6.1). Auch die ca. 645 Ma alten panafrikanischen Granitoidintrusionen und die vermutete hochgradige Metamorphose des westlichen Kaokogürtels hat weiter im Nordwesten stattgefunden. Über das geotektonische Umfeld dieser nordwestlich gelegenen Region gibt es keine näheren Erkenntnisse, außer, daß früh-panafrikanisch ein extensionsbezogenes Regime mit einem hohen Wärme fluß geherrscht haben muß (riftbezogene saure Vulkanite, Granitoidintrusionen, evtl. granulitfazielle Metamorphose). Das Modell 1 würde nahelegen, daß der westliche Kaokogürtel gemeinsam mit dem Ribeiragürtel während früh-panafrikanischer Zeit (750 - 590 Ma) weit entfernt vom östlichen Kaokogürtel lagen und ein exotisches „Terrane“ darstellte, das in keinem Bezug zum östlichen Kaokogürtel stand.

Als Ergebnis der Kontinent-Kontinent-Kollision vor etwa 590 - 560 Ma kam es im Kaokogürtel zu einem Transpressionsregime (z.B. Dürr & Dingeldey, 1996a,b); die Sequenzen des westlichen Kaokogürtels wurden entlang des Puros-Lineamentes über eine größere Entfernung (mehrere hundert Kilometer?) nach SSE transportiert und mit den Sequenzen des östlichen Kaokogürtels verschweißt. Im Ergebnis dessen kam es:

1. im östlichen Kaokogürtel zu einem Kompressionsregime mit Krustenverdickung durch eine ESE-gerichtete Überschiebungstektonik, was zu einer Barrow-typen Metamorphoseentwicklung führte; und
2. im westlichen Kaokogürtel zu einem eher extensionsbezogenen Regime ohne bedeutende Krustenverdickung, was die Platznahme großräumiger Granitoidintrusionen begünstigte und insgesamt zu einer Buchan-typen Metamorphose führte.

Modell 2: Transport entlang des Puros-Lineamentes über geringere Distanz

Im Rahmen eines Extensionsregimes begann vor ca. 750 Ma die panafrikanische Sedimentationsgeschichte mit der Beckenbildung und der Ablagerung der panafrikanischen vulkano-sedimentären Sequenzen. Die Ablagerungsbereiche des Ribeiragürtels und des westlichen Kaokogürtels lagen unweit der des östlichen Kaokogürtels. Das Extensionsregime, das für die Beckenbildung verantwortlich ist, ermöglichte vor ca. 650 Ma die Platznahme von Granitoidintrusionen, was im Rahmen eines regional erhöhten Wärmeregimes zu einer granulitfaziellen Metamorphose der umgebenden Metasedimente geführt haben könnte. Währenddessen dauerte die Ablagerung panafrikanischer vulkano-sedimentärer Einheiten an der Erdoberfläche an.

Vor 590 - 560 Ma kam es dann zur Kontinent-Kontinent-Kollision, die im Kaokogürtel zu einem Transpressionsregime mit einem „strain partitioning“ entlang des Puros-Lineamentes führte. Dabei wurden die panafrikanischen vulkano-sedimentären Ablagerungen des Ribeiragürtels und des westlichen Kaokogürtels Richtung SSE über eine geringere Entfernung neben die des östlichen Kaokogürtels transportiert. Das Transpressionsregime im Kaokogürtel führte im westlichen Teil zu einem Extensionsregime, das die Intrusion großräumiger Granitoide begünstigte und zu einer Buchan-typen Metamorphose der Metasedimente führte. Im Rahmen dieser Prozesse wurden auch die älteren panafrikanischen Granitoide und die vermuteten älteren Granulite synkinematisch überprägt und eingearbeitet. Im östlichen Kaokogürtel führte die Transpressionstektonik zu einem Kompressionsregime mit einer ESE gerichteten Überschiebung auf die Sesfontein-Störung und zu einer Barrow-typen Metamorphoseentwicklung.

Die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten P-T-Pfade der Metamorphoseentwicklung lassen gewisse Rückschlüsse auf die Exhumierungsgeschichte des Kaokogürtels zu. Sie legen nahe, daß eine allmähliche Heraushebung unter Temperaturabnahme vorlag. Eine isothermale Dekompressionsgeschichte oder eine isobare Abkühlung kann aufgrund der vorliegenden Daten im gesamten Kaokogürtel ausgeschlossen werden.

Das Puros-Lineament war noch über den Deformations- und Metamorphosehöhepunkt hinaus aktiv, was sich daran zeigt, daß die Scherzonen im zentralen Kaokogürtel auch späte kataklastische Deformationsstrukturen/-merkmale aufweisen.