

## 1. Einleitung

### 1.1. Geologischer Rahmen

Der panafrikanische Kaokogürtel im Nordwesten Namibias gehört, ebenso wie der Damaragürtel und der Garipegürtel in Zentral- bzw. Südwestnamibia, zum spät-neoproterozoischen Orogensystem des westlichen Gondwana. Die geodynamische Entwicklung dieser Orogene im südwestlichen Afrika wird als ein Ergebnis der plattentektonischen Konvergenzen und Divergenzen alter Kratone, dem Kongo- und Kalahari-Kraton in Afrika sowie dem Sao-Francisco- und Rio-de-la-Plata-Kraton in Südamerika, gesehen (z.B. Hartnady et al., 1985; Stanistreet et al., 1991; Trompette, 1994; Porada, 1979, 1985; Unrug, 1997; Frimmel & Frank, 1998). In früheren Arbeiten (z.B. Miller, 1983a; Stanistreet et al., 1991) wurden die Damara-, Kaoko- und Garipegürtel als ein einziges Orogensystem, das Damara-Orogen, mit einem zentralen Ast, einem nördlichen Küstenast und einem südlichen Küstenast betrachtet. Neuere Arbeiten (z.B. Gresse, 1994; Frimmel & Frank, 1998; Dürr et al., 1996; Dingeldey, 1997; Jung et al., 1998a,b; Seth, 1999) zeigen, daß jeder der panafrikanischen Gürtel Namibias, trotz vieler Gemeinsamkeiten, seine eigene Geschichte hat. So werden verschiedene Theorien über die Entwicklung der Sedimentationsräume sowie Art und Zeitraum der verschiedenen Extensions- und Kollisionsprozesse und deren Auswirkungen aufgestellt und diskutiert.

#### 1.1.1. Damaragürtel

Der Damaragürtel in Zentralnamibia ist ein SW-NE-streichendes Orogen zwischen dem Kongo- und Kalahari-Kraton (Abb. 1.1). Miller (1983b) unterteilt den Damaragürtel in sieben etwa parallel verlaufende tektono-stratigraphische Zonen (siehe auch Abb. 1.1): (i) die nördliche Plattform auf dem Kongo-Kraton, (ii) die nördliche Zone, (iii) die zentrale Zone, (iv) die Okahandja-Lineament-Zone, (v) die südliche Zone, (vi) die südliche Randzone und (vii) das südliche Vorland auf dem Kalahari-Kraton. Dabei werden die Okahandja-Lineament-Zone und die südliche Zone von Martin (1965), Martin & Porada (1977), P.A. Kukla et al. (1988), C. Kukla et al. (1991) u.a. auch als Khomas-Trog bezeichnet. Dieser Trog wurde hauptsächlich mit turbiditischen Sedimenten der Kuiseb-Formation verfüllt. Die panafrikanischen Ablagerungen der südlichen Zone des Damara-Orogens werden als Damara-Sequenz bezeichnet und in drei lithostratigraphische Gruppen unterteilt (SACS, 1980; Martin, 1983): die Nosib-Gruppe, die Swakop-Gruppe und die Nama-Gruppe. Die lithostratigraphische Unterteilung der zentralen Zone erfolgte ebenfalls von Martin (1983; basierend auf SACS, 1980) und wurde später von Lehtonen et al. (1996) modifiziert (Tabelle 1.1). Die nördliche Zone wurde von Hoffmann & Prave (1996) stratigraphisch unterteilt, wobei auch dies auf der Basis älterer Arbeiten (SACS, 1980; Martin, 1983) erfolgte. Zur vergleichenden stratigraphischen Gliederung des Damaragürtels siehe auch Hoffmann (1989).

Wichtige Leithorizonte bei der stratigraphischen Gliederung sind Diamiktit-Horizonte, wie z.B. in der Chuos-Formation (Tabelle 1.1, Symbol  $\diamond$ ). Diese Horizonte werden von den meisten Autoren als glazigene (z.B. Gevers, 1931; Henry et al., 1986; Hoffmann, 1989) oder glaziomarine Bildungen (z.B. Martin & Porada, 1977) gesehen. Diamiktit-Horizonte treten weitverbreitet im Damaragürtel (z.B. Henry et al., 1986; Badenhorst, 1988; Hoffmann, 1989;

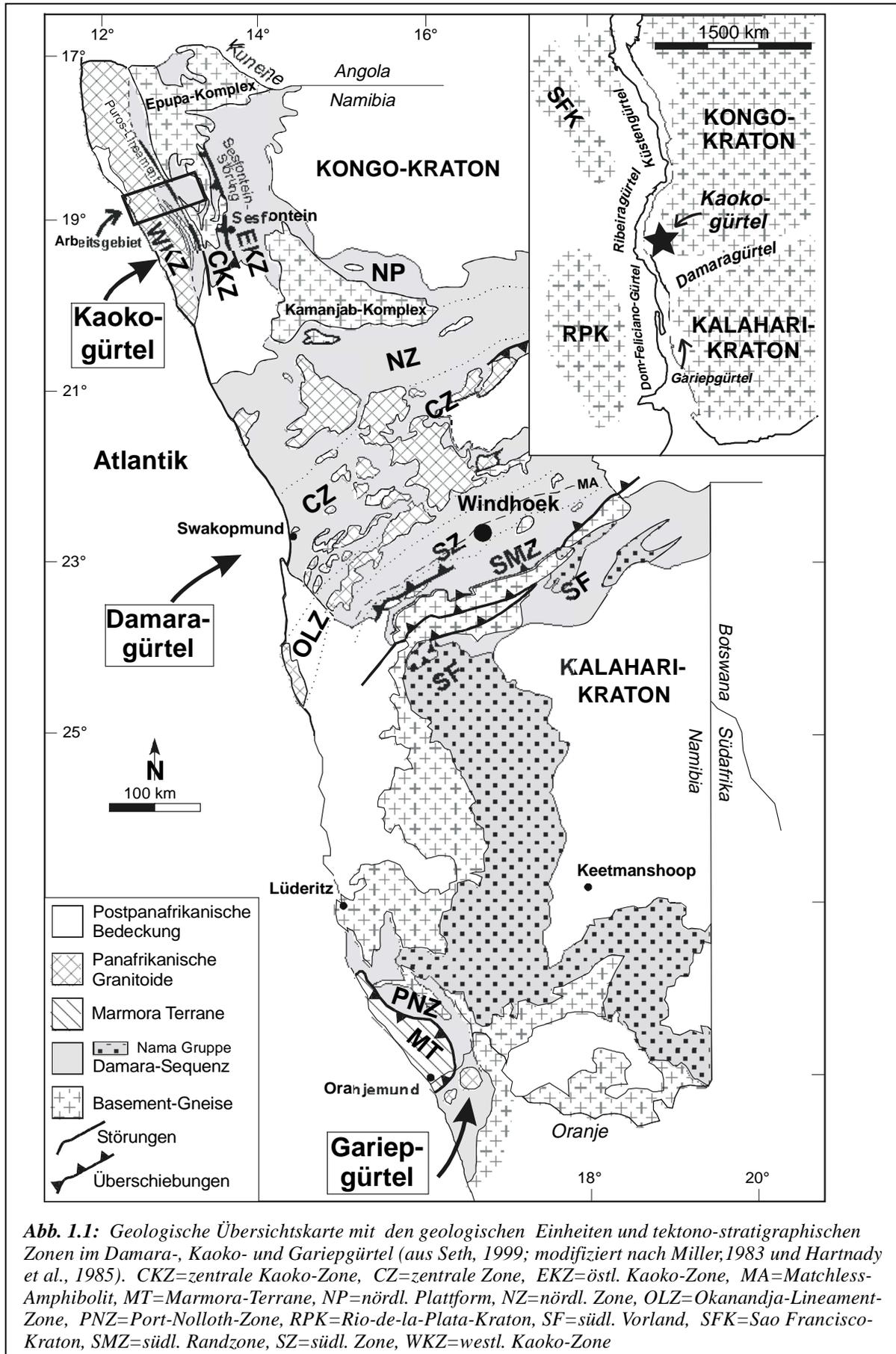
Hoffmann & Prave, 1996), aber auch im Garipegürtel (z.B. Hoffmann, 1989; Gresse, 1994; Frimmel et al., 1996b) und im Kaokogürtel (z.B. Hoffmann & Prave, 1996; Dingeldey, 1997) auf.

Eine wichtige lithologische Einheit in der südlichen Damara-Zone stellt der ca. 350 km lange, SW-NE streichende Matchless-Amphibolit dar (Abb.1.1). Er besteht aus metamorph überprägten Pillow-Laven, basaltischen Breccien und Gabbro-Linsen mit eingelagerten Marmoren und Graphitschiefern (z.B. Häußinger, 1990; Kukla & Stanistreet, 1991). Geochemische Untersuchungen (z.B. Finnemore, 1978; Klemd et al., 1989; P.Kukla, 1992) zeigen für den Matchless-Amphibolit eine MORB-Signatur an.

Für die geodynamische Entwicklung des Damaragürtels existieren in der Literatur verschiedene Modelle. Die einen beinhalten die Existenz von ozeanischer Lithosphäre und deren Subduktion (z.B. Hartnady, 1978; Barnes & Sawyer, 1980; Downing & Coward, 1981; Coward, 1983; Porada, 1985) andere favorisieren eine kontinentale Entwicklung ohne Beteiligung von ozeanischer Lithosphäre (z.B. Martin & Porada, 1977; Kröner, 1980, 1982; Schmidt & Wedepol, 1983). Neuere Arbeiten gehen von der Existenz eines schmalen Ozeanbeckens, der Khomas-See, aus (z.B. Hoffmann, 1990; Kukla & Stanistreet, 1991; P.Kukla, 1992), das während der Kollision von Kongo- und Kalahari-Kraton geschlossen wurde. Eine kurze, übersichtliche Zusammenfassung der Entwicklungsgeschichte des Damaragürtels gibt Miller (1979, 1991).

Untersuchungen zur Metamorphoseentwicklung wurden über viele Jahre hinweg von verschiedenen Autoren durchgeführt. Erste Arbeiten stammen von Hoffer & Puhon (1975), Hoffer (1975, 1977, 1978, 1983), Puhon (1977, 1983), Hoernes & Hoffer (1979, 1985), Barnes & Sawyer (1980), Sawyer (1981), Kasch (1979, 1980, 1981, 1983a,b,c), Hartmann et al. (1983). Neuere Untersuchungen liegen z.B. von P.A. Kukla et al. (1990), Klemd & Okrusch (1990), C. Kukla et al. (1991), Masberg et al.(1992), Bühn et al. (1994), Masberg (1996), Jung et al. (1998a,b), Jung & Mezger (1999) vor. Diese Arbeiten zeigen eine komplexe mehrphasige Metamorphoseentwicklung im Damaragürtel auf.

Zwischen 650-620 Ma fand eine erste, früh-panafrikanische, mittel- bis hochgradige Regionalmetamorphose im zentralen Damaragürtel statt (z.B. Kröner et al., 1978; Kröner, 1982). Ein weiteres, zweites, metamorphes Ereignis erfolgte nach Hawkesworth et al. (1986) bei ca. 570 - 550 Ma. In der nördlichen Damara-Zone wurden von diesen Autoren Metapelite auf  $548 \pm 56$  Ma datiert, was von ihnen als Isotopen-Homogenisierung während einer Regionalmetamorphose, verbunden mit großräumigen Granitintrusionen, gesehen wird. Die regionalmetamorphe Hauptphase ist von einer Barrow-typen Metamorphose (MT/MP) in der südlichen Damara-Zone, der Okahandja-Lineament-Zone und in Teilen der zentralen Damara-Zone sowie einer HT/LP-Metamorphose in der zentralen Damara-Zone gekennzeichnet. Für die Barrow-type Metamorphose werden Reaktions-Isograde ausgehalten (erstmalig von Hoffer, 1977; später modifiziert und weiterentwickelt von anderen Autoren). Es werden Metamorphosebedingungen der oberen Grünschieferfazies (530 - 590°C, 4 - 9 kbar) bis oberen Amphibolitfazies (680 - 700°C, 4.5 - 5.5 kbar) mit Migmatitbildung erreicht. Die zentrale Damara-Zone ist gekennzeichnet durch HT/LP-Bedingungen bis zur Granulitfazies (ca. 720°C, 3 - 5 kbar) und Migmatitisierung (siehe obige



Autoren, z.B. Bühn et al. 1994, Masberg et al. 1992; Masberg, 1996). Granulitfazielle Metamorphosebedingungen werden auch südlich des Okahandja-Lineamentes am Nordrand der südlichen Damara-Zone erreicht (Jung et al., 1998a).

Das regionalmetamorphe Hauptereignis findet im Khomas-Trog etwa zwischen 526 - 513 Ma statt (C. Kukla et al., 1991; Bühn et al., 1994). Nach Jung & Mezger (1999) gibt es bei 522 - 508 Ma einen thermalen Regionalmetamorphosepeak im zentralen Damara-Orogen, der zu einer in-situ-Migmatitisierung von Metasedimenten führt.

Von Hawkesworth et al. (1986) wird der Zeitraum zwischen 550 - 500 Ma einem dritten tektono-thermalen Ereignis zugeordnet, während Kröner (1982) ein solches drittes Ereignis mit zwei magmatischen Episoden in den Zeitraum 520 - 510 und 485 - 445 Ma einstuft (siehe auch Ahrendt et al., 1978).

Auch wenn die altersmäßige Einstufung der regionalmetamorphen Ereignisse bei den einzelnen Autoren z.T. recht unterschiedlich ist, wird doch deutlich, daß die polymetamorphe Entwicklung des Damaragürtels sehr komplex ist und von mindestens drei temperaturbetonten Metamorphoseereignissen, verbunden mit Granitoidintrusionen, geprägt ist.

### 1.1.2. Garipegürtel

Der Garipegürtel ist ein etwa N-S streichendes Orogen im Südwesten Namibias und an der Nordwestküste Südafrikas (Abb.1.1). Er ist in zwei Hauptzonen unterteilt, in die parautochthone Port-Nolloth-Zone im Osten und das allochthone, vorwiegend mafische Marmora-Terrane im Westen (Frimmel et al. 1996a; Frimmel & Frank, 1998). Beide Zonen sind durch die Schakalsberge-Störung getrennt. Entlang dieser Störung wurde das Marmora-Terrane, während der Kollision des Rio-de-la-Plata-Kratons mit dem Kalahari-Kraton, in Richtung Südosten auf die Port-Nolloth-Zone aufgeschoben (Frimmel et al., 1996a).

Das Marmora-Terrane läßt sich in drei tektono-stratigraphische Komplexe unterteilen (Frimmel & Hartnady, 1992): den Schakalsberge-Komplex, den Oranjemund-Komplex und den Chameis-Komplex. Der Schakalsberge-Komplex soll Relikte von Ozeaninseln oder einen aseismischen Rücken, bedeckt von Riff-Dolomiten, repräsentieren. Die vorwiegend klastischen Gesteine des Oranjemund-Komplexes sind Turbidite und wurden am Hang der Inseln (bzw. des Rückens) abgelagert. Der Chameis-Komplex stellt einen Akkretionskeil dar, der Relikte von Mittelozeanischen Rückenbasalten und Ozeaninselbasalten enthält. Das Marmora-Terrane repräsentiert damit den Ablagerungsraum des Proto-Südatlantik-Beckens, des Adamastor-Ozeanbeckens (Hartnady et al., 1985; Frimmel et al., 1996b). Dabei sind die Mittelozeanischen Rückenbasalte nach Frimmel et al. (1996a) der Beweis für ozeanisches Krustenmaterial.

Die Port-Nolloth-Zone besteht nach von Veh (1993) aus Metasedimenten und Metavulkaniten der Garipeg-Gruppe. Die untere Garipeg-Gruppe (Stinkfontein-Untergruppe) besteht aus Feldspat-Quarziten, intermediären und sauren Vulkaniten, kalkhaltigen Feldspat-Quarziten, Phylliten sowie Kalksteinen und wurde während eines kontinentalen Rifting, verbunden mit Grabenbildung, abgelagert. Die obere Garipeg-Gruppe (Hilda- und Holgat-Untergruppe, Numees-Formation), bestehend aus Marmoren, Metapeliten, Quarziten, Diamiktiten, BIF, turbiditischen Metaarkosen und Metagrauwacken, wurde an einem passiven Kontinentalrand im Schelfbereich

sowie als Tiefseesediment abgelagert. Zur Sedimentationsgeschichte siehe auch Jasper et al. (1992/93).

Nach Jasper et al. (1992/93), Frimmel & Hartnady (1992) sowie Frimmel (1995) ist der Gariep-gürtel durch eine unterschiedliche polyphase Metamorphoseentwicklung im Marmora-Terrane und in der Port-Nolloth-Zone gekennzeichnet. Nach Frimmel & Hartnady (1992) und Frimmel (1995) gibt es im Marmora-Terrane drei Metamorphoseereignisse: eine hydrothermale Ozeanbodenmetamorphose M 1 bei sehr niedrigen Drücken bis hin zu amphibolitfaziellen Temperaturen, eine zweite Metamorphose M 2 bei etwa den gleichen Temperaturen und etwas höheren Drücken als die M1 und eine niedriggradige M 3-Metamorphose mit nur lokaler Verbreitung. Die Port-Nolloth-Zone erfuhr nach Frimmel (1995) und Jasper et al. (1992/93) eine Barrow-type Metamorphose unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies bis unteren Amphibolitfazies.

### 1.1.3. Kaokogürtel

Der Kaokogürtel ist ein N-S streichendes Orogen an der Nordwestküste Namibias (Abb. 1.1) und wurde früher als nördlicher Küstenast des Damara-Orogens angesehen (z.B. Ahrendt et al., 1983a,b; Miller et al., 1983; Coward, 1983). Nach Miller (1983b) wurde die Bezeichnung „Kaoko belt“ von Hoffmann (1983) eingeführt. Aufgrund von strukturellen, stratigraphischen und geochronologischen Kriterien sehen Kröner & Correia (1980) die nördliche Fortsetzung des Kaokogürtels in Südafrika. Nördlich von Mocimboa/Angola verläßt der Faltegürtel den heutigen Kontinent (Martin & Porada, 1977b). Eine westliche-nordwestliche Fortsetzung des Kaokogürtels stellt der Ribeiragürtel (Abb. 1.1) in Brasilien dar (Torquato, 1977; Porada, 1979). Parallelitäten hinsichtlich Zeit und Art von magmatischen und metamorphen Ereignissen in diesen beiden Gürteln (Machado et al., 1996; Seth & Kröner, 1999; Franz et al., 1999; Seth, 1999) stützen diese Theorie.

Je nach Autor wird der Kaokogürtel in unterschiedliche Zonen gegliedert. Bereits Guj (1970) unterteilt das Gebiet nach strukturellen und stratigraphischen Gesichtspunkten in eine östliche und eine westliche Domäne. Ahrendt et al. (1983a) unterscheiden einen niedrigmetamorphen „Mio- oder Exogeosynklinal“-Abschnitt im Osten von einer mittel- bis hochgradig metamorphen „Eugeosynklinal“-Sequenz im Westen. Die Einheiten beider Autoren werden durch die Sesfontein-Störung (Abb. 1.1 - 1.3) voneinander getrennt. Diese Störung (Guj, 1970) ist eine NNW-SSE-verlaufende, flach nach Westen einfallende Struktur, entlang welcher der westliche Teil des Kaokogürtels auf den östlichen aufgeschoben wurde.

Miller (1983b) unterteilt den Kaokogürtel in drei tektono-stratigraphische Zonen (Abb.1.1): eine östliche Kaoko-Zone (östlich der Sesfontein-Störung) sowie eine zentrale und eine westliche Kaoko-Zone (westlich der Sesfontein-Störung). Die Zone östlich der Sesfontein-Störung (die östliche Domäne von Guj, 1970; das östliche Kaokoveld von Hedberg, 1979) besteht hauptsächlich aus niedriggradig überprägten Karbonaten der Otavi- und Mulden-Gruppe und wurde von Hoffmann & Prave (1996) lithostratigraphisch unterteilt (Tabelle 1.1) und als Otavi-Vorland-Faltengürtel bezeichnet. Die Zonen westlich der Sesfontein-Störung wurden von Guj

## Damaragürtel (nördliche Zone)

Martin (1983, based on SACS, 1980) Hoffmann and Prave (1996)

Damarara Sequence	Mulden Group	Owambo Formation	Damarara Sequence	Mulden Group	Kombat Formation		
		Kombat Formation			Tschudi Formation		
		Tschudi Formation					
	Otavi Group	Tsumeb Subgroup	Hüttenberg Formation	Damarara Sequence	Tsumeb Subgroup	Hüttenberg Formation	
			Elandshoek Formation			Elandshoek Formation	
			Maieberg Formation			Maieberg Formation	
			Chuos Formation $\diamond$			Ghaub Formation $\diamond$	
		Abenab Subgroup	Auros Formation		Abenab Subgroup	Auros Formation	
			Gauss Formation			Gauss Formation	
			Berg Aukas Formation			Berg Aukas Formation	
		Nosib Group	Varianto Formation		Nosib Group	Nosib Group	Varianto Formation $\diamond$
			Naaupoort Formation				Nabis Formation
Nabis Formation							

## Damaragürtel (zentrale Zone)

Martin (1983, based on SACS, 1980) Lehtonen et al. (1996)

Damarara Sequence	Swakop Group	Kuiseb Formation	Damarara Sequence	Swakop Group	Kuiseb Formation
		Karibib Formation			Karibib Formation
		Chuos Formation $\diamond$			Chuos Formation $\diamond$
	Ugab Subgroup	Rössing Formation	Rössing Formation	Ugab Subgroup	Rössing Formation
	Nosib Group	Khan Formation	Nosib Group	Nosib Group	Khan Formation
		Etusis Formation			Etusis Formation

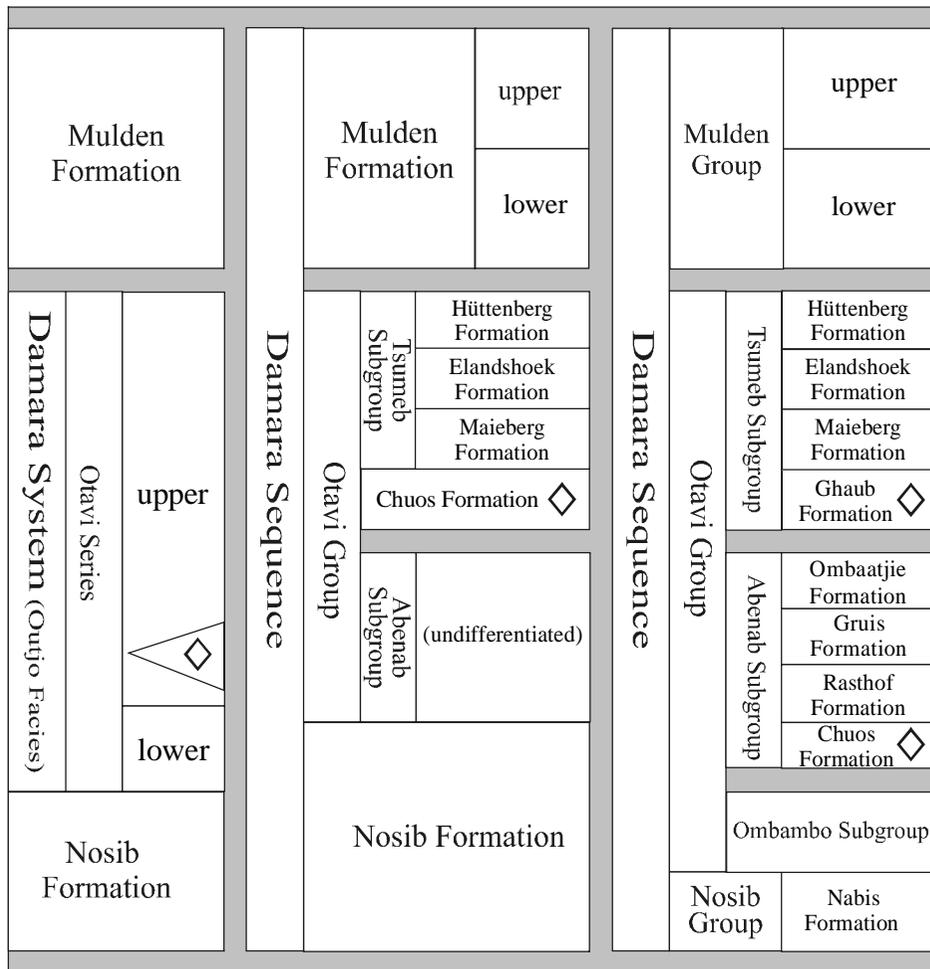
**Table 1.1:** Lithostratigraphie des Damaragürtels (zentrale und nördliche Zone) sowie des Kaokogürtels (östlich und westlich der Sesfontein-Störung), zusammengestellt von Seih (1999).  
 $\diamond$  = Diamkitt-Horizonte.

## Kaokogürtel (östlich der Sesfontein-Störung)

Guj (1970)

Hedberg (1979)

Hoffmann and Prave (1996)

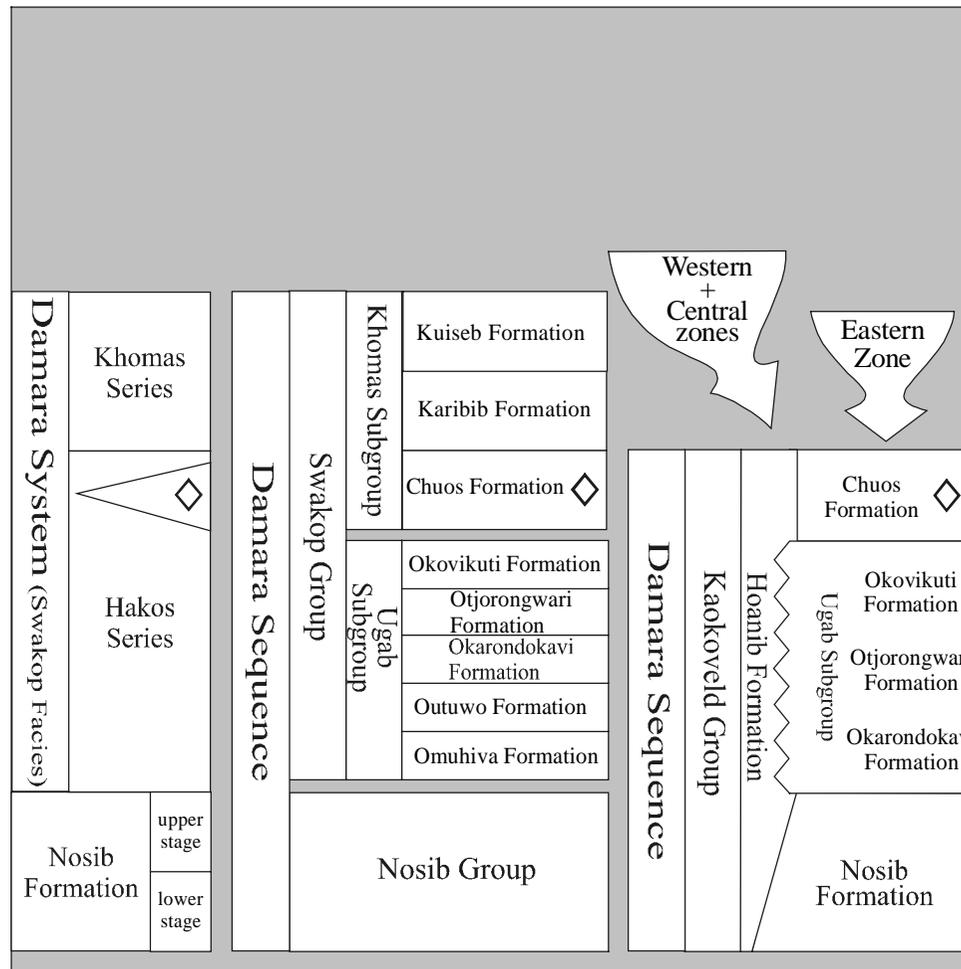


## Kaokogürtel (westlich der Sesfontein-Störung)

Guj (1970)

Henry et al. (1992/93, based on SACS, 1980 and Miller and Grote, 1988)

Dingeldey (1997)



Fortsetzung von Tabelle 1.1

(1970), Henry et al. (1992/93), Dürr et al. (1996) und Dingeldey (1997) stratigraphisch unterteilt (Tabelle 1.1). Nach Miller (1983b) wurde die zentrale Kaoko-Zone nach Südosten entlang der Sesfontein-Störung auf die östliche Kaoko-Zone aufgeschoben.

Ursprünglich wurden die Gesteine westlich der Sesfontein-Störung als archaisches Basement angesehen (Rabie et al., 1949; in Martin, 1965). Guj (1970) war dagegen der Meinung, daß alle Gesteine westlich der Sesfontein-Störung panafrikanischen Alters sind und zur spät-neoproterozoischen Nosib-Formation sowie zum Damara-System gehören. Der Großteil der Nosib-Gesteine von Guj (1970) wurde später von Miller & Grote (1988) als mesoproterozoische Metasedimente eingestuft.

Untersuchungen von Dingeldey & Dürr (1994), Dingeldey et al. (1994, 1995), Dürr & Dingeldey (1995), Dürr et al. (1996), Dingeldey (1997) sowie Franz et al. (1999) konzentrierten sich auf das Gebiet westlich der Sesfontein-Störung. Dieses Gebiet, von früheren Autoren (s.o.) in zwei Zonen gegliedert, wird nun aufgrund von Struktur- und Fazieskriterien in eine östliche, zentrale und westliche Kaoko-Zone gegliedert. Dabei stufen die Autoren (z.B. in Dingeldey et al., 1994, 1995; Dürr et al., 1996; Dürr & Dingeldey, 1996a,b) die Augengneise, Migmatite und Metasedimente (z.B. Kalksilikatgneise) der westlichen Kaoko-Zone aufgrund petrographischer Ergebnisse fast ausschließlich als präpanafrikanisches Grundgebirge ein. Nach Dingeldey et al. (1995) treten im Kaokogürtel keine panafrikanischen Migmatite auf (im Gegensatz zu Miller, 1983b; Miller 1979 u.a.). Nach geochronologischen Ergebnissen von Seth et al. (1996, 1997) muß diese Zone jedoch als panafrikanisch eingestuft werden, was auch Dingeldey (1997) übernahm.

Einen wichtigen Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Kaokogürtels liefern die geochronologischen Arbeiten (konventionelle U-Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten, U-Pb- und Pb-Pb-Einzelzirkon-Datierungen, Einzelzirkon-Datierungen mit der SHRIMP) von Seth et al. (1996, 1997, 1998), Franz et al. (1999) und Seth (1999). Diese Arbeiten beziehen sich auf das Gebiet des Hoanib-Tales zwischen der Sesfontein-Störung und der Atlantikküste (Abb.1.3). Im östlichen Kaokogürtel, östliches Hoanib-Tal, sind präpanafrikanische Basement-Gneise aufgeschlossen: ein spät-archaisches Terrane mit einem Alter von ca. 2.6 Ga, in das vor ca. 2.0 Ga paläoproterozoische Granitoide intrudierten. Dort wurden von Seth et al. (1996) mit den 2.6 Ga alten, spät-archaischen Gneisen erstmals die bisher ältesten Gesteine Namibias datiert. Im zentralen Teil des Kaokogürtels sind 2.0 - 1.9 Ga und 1.5 Ga alte präpanafrikanische Gneise und panafrikanische Metasedimente und Metavulkanite eng miteinander verfaltet. Der westliche Kaokogürtel besteht bis zur Küste aus panafrikanischen Metasedimenten mit unterschiedlichem Aufschmelzungsgrad sowie Metagranitoiden und Granitoiden. Dort treten zwei diskrete magmatische Ereignisse auf: eine frühmagmatische Aktivität, vertreten durch S-Typ-Granitoide, fand zwischen 656 und 649 Ma statt; ein zweites Ereignis trat vor 580 - 552 Ma auf, wobei größere Mengen krustaler Schmelzen intrudierten (Seth & Kröner, 1999; Seth, 1999). Dabei reflektiert zumindest das jüngere Ereignis auch eine Hochtemperaturmetamorphose, was neben Geländebefunden durch ein Monazitalter von  $558 \pm 4$  Ma in einem ca. 650 Ma alten Metagranitoid gestützt wird (Seth & Kröner, 1999; Seth, 1999). Franz et al. (1999) datierten Orthogneise auf 554 - 557 Ma und interpretieren dieses Alter als Zeitpunkt einer granulitfaziellen Überprägung der Gesteine. Ein Metapelit an der Atlantikküste erbrachte ein Zirkonalter

von  $645 \pm 3.5$  Ma, was von Franz et al. (1999) als ein frühes panafrikanisches granulitfazielles Ereignis angesehen wird. Im westlichen Kaokogürtel treten untergeordnet auch präpanafrikanische Gesteine auf (Seth, 1999), deren Verbreitung noch unklar ist.

Auf die Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel wird in Kapitel 1.2. näher eingegangen.

Die Großstruktur des Kaokogürtels westlich der Sesfontein-Störung wird von Dürr et al. (1996) als halbe „pop-up“- oder Blumenstruktur interpretiert, die sich während der D 2-Hauptdeformation herausbildete. Während D 2 herrschte ein Transpressionsregime, wobei eine etwa N-S-streichende, sinistrale Seitenverschiebung im Westen ostwärts in eine top-nach-ESE-Überschiebungsrichtung übergeht (z.B. Dürr et al., 1996). Im Kaokogürtel werden vier panafrikanische Deformationsereignisse unterschieden (z.B. Dingeldey, 1997; Ghildiyal, 1999): eine reliktsch erhaltene duktile Deformation D 1, eine duktile Hauptdeformation D 2 (synkinematisch zum Peak der Metamorphose, z.B. Dürr et al., 1996), eine duktile bis spröde Deformation D 3 und eine späte Spröddeformation D 4.

Neben der Sesfontein-Störung ist das NNW-SSE-streichende Puros-Lineament (Abb.1.1-1.3) eine weitere markante Struktur im Kaokogürtel. Während das Lineament in der jüngeren Literatur keine Beachtung findet, ist es in Arbeiten Ende der 70er bzw. in den 80er Jahren von Bedeutung (z.B. Miller, 1979; Miller & Grote, 1988). Nach Miller (1979) verläuft das Puros-Lineament von östlich des Mudorib-Flusses, Richtung Norden durch Puros, über Orupembe bis zum Kunene und ist mit dem Okahandja-Lineament im zentralen Damara-Orogen vergleichbar. Das Puros-Lineament markiert nach Miller (1979):

- einen deutlichen Wechsel zwischen einem tieferen stratigraphischen Niveau (Basement-Komplex, Nosib-Gruppe, Ugab-Untergruppe) im Osten und einem höheren stratigraphischen Niveau (Kuiseb-Formation) im Westen,
- die östliche Grenze von zwischengelagerten Vulkaniten,
- einen Gürtel intensiver Zerschering, die zur Bildung mylonitischer und kataklastischer Gneise führt (Guj, 1970, S.72),
- die Grenze zwischen einer östlichen Niedrigtemperatur- Hochdruck-Metamorphosezone und einer westlichen Hochtemperatur-Mitteldruck-Metamorphosezone.

Weiterhin ist die Zone westlich des Puros-Lineamentes von großräumigen Granitintrusionen gekennzeichnet. Seth (1999) sieht im zentralen Kaokogürtel, in der Region des Puros-Lineamentes, eine Struktur, entlang derer während der panafrikanischen Hauptdeformation (vor ca. 560 Ma) möglicherweise metamorphe Einheiten aus einer nordwestlicher gelegenen Region in den westlichen Kaokogürtel transportiert wurden.

Die geodynamische Entwicklung des Kaokogürtels, besonders die Frage, ob basaltische ozeanische Kruste in der Genese des Kaokogürtels eine Rolle spielt, sowie die Beziehung zu den benachbarten Orogenen werden in der Literatur sehr unterschiedlich diskutiert. Nach Martin & Porada (1977b) kam es zwischen Kaokogürtel und dem zentralen Damara-Orogen zu einer panafrikanischen riftbezogenen Bildung eines Ozeanarmes mit späterer Subduktion während der folgenden Orogenese. Miller et al. (1983) gehen dagegen von der Existenz eines Tiefseeozeans aus. Porada (1979) schlägt für die Bildung des Kaokogürtels ein kontinentales Kollisions-Modell

vor, bei dem der Küstenast des Damara-Orogens nach Westen unter den südamerikanischen Ribeiragürtel subduziert wird. Ein differenzierteres Modell schlagen Ahrendt et al. (1983a) vor. Das beinhaltet ein ozeanisches Becken im Westen, die Sesfontein-Störung als Rift-Begrenzung, ein kontinentales Riftgebiet (in Form des sogenannten Sesfontein-Grabens östl. der Sesfontein-Störung) und den Kongo-Kraton als stabile Plattform im Osten. Demgegenüber sehen Dürr & Dingeldey (1996b) keinen Beweis für die Existenz von ozeanischer Kruste. Sie schlagen ein Modell mit mehreren N-S-verlaufenden, schmalen Becken vor, die sich durch Krustenverdünnung kontinentaler Kruste gebildet haben. Geochemische Signaturen panafrikanischer Metabasite (Dingeldey, 1997) dokumentieren gemäß dem Autor ein kontinentales Umfeld für die östliche Kaoko-Zone und Intraplattenvulkanismus mit ozeanischer Komponente für Metabasite der zentralen und westlichen Kaoko-Zone. Das stützt nach Dingeldey (1997) die Interpretation des Kaokogürtels als eher schmales intrakontinentales Becken mit geringen Anteilen ozeanischer Kruste. Ähnlichkeiten mit Metavulkaniten des Marmora-Terranes im Garipegürtel legen nach Dingeldey (1997) nahe, daß die Generierung des basischen Magmatismus unter Einbeziehung eines Mantelplumes erfolgte.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß heute eine intrakontinentale Entstehung für den Ribeiragürtel, den nördlichen Teil des Dom-Feliciano-Gürtels (Abb.1.1) sowie den Kaokogürtel angenommen wird. Im Gegensatz dazu sollen südlicher und mittlerer Dom-Feliciano-Gürtel und der Garipegürtel ozeanischen Ursprungs sein (Zusammenfassung in Trompette, 1994).

#### **1.1.4. Zeitlicher Überblick über panafrikanische Ereignisse im Damara-, Kaoko- und Garipegürtel**

Eine Zusammenfassung und Diskussion der Ereignisse in den panafrikanischen Gürteln Namibias, wie sie bis 1983 bekannt waren, geben Hawkesworth & Marlow (1983), Miller (1983b) sowie weitere Arbeiten in Miller (1983a). Einen sehr guten Überblick über die Geologie und Geochronologie der Damara-, Kaoko- und Garipegürtel sowie vergleichende Betrachtungen gibt Seth (1999). Die panafrikanischen Ereignisse lassen sich grob in vier Zeiträume einteilen.

##### **Zeitraum 780 - 740 Ma**

Die Ablagerung der vulkano-sedimentären Damara-Sequenz begann bei etwa 760 Ma, begleitet von lang andauernder extensionsbezogener Magmenaktivität (Hoffmann et al., 1996). Im Damara-Gürtel, südwestlich des Kamanjab-Komplexes (Abb. 1.1) intrudierte bei  $756 \pm 2$  Ma ein Syenit in die untere Nosib-Gruppe (Hoffmann et al., 1996). Ältere Arbeiten zeigen Granit-Intrusionsalter von  $766 \pm 78$  und  $764 \pm 60$  Ma sowie Diorit-Intrusionsalter von  $749 \pm 34$ ,  $750 \pm 18$  und  $756 \pm 35$  Ma (Kröner, 1982). Ein Aschetuff der unteren und ein Rhyolith der oberen Naauwpoort-Formation (oberes Nosib), südwestlich des Kamanjab-Komplexes, wurden auf  $746 \pm 2$  und  $747 \pm 2$  Ma datiert (Hoffmann et al., 1996), ebenso eine Naauwpoort-Lava aus den Summas Mountains mit  $750 \pm 65$  und  $728 \pm 40$  Ma (Miller & Burger, 1983a).

Im Garipegürtel begann die Ablagerung der vulkano-sedimentären Garipeg-Gruppe bereits vor ca. 780 Ma (Frimmel et al., 1996b). Zirkondatierungen von Rhyolithen im Garipegürtel ergaben Alter von  $741 \pm 6$  Ma (Frimmel et al., 1996b). All diese Magmatitalter werden von den Autoren mit einem beginnenden Riftstadium korreliert (z.B. Kröner, 1982; Miller, 1983b; Frimmel et al.,

1996a). Solche Rhyolithe, Aschetuffe o.ä. wurden bisher noch nicht aus dem Kaokogürtel beschrieben.

### **Zeitraum 670 - 630 Ma**

Während dieses Zeitraumes intrudierten mächtige Granitoide in die präpanafrikanischen und die bis dahin abgelagerten panafrikanischen Gesteine. Im Damaragürtel gehören zu diesen Granitoiden u.a. der Palmental Granodiorit bei  $651 \pm 20$  Ma (Kröner, 1982), der Goanikontes Alaskit bei  $633 \pm 39$  Ma (Downing & Coward, 1981) und der Stinkbank-Granit bei  $601 \pm 79$  Ma (Marlow, 1983). Metasedimente der Swakop-Gruppe (zentrale Zone des Damaragürtels) ergaben ein Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von  $665 \pm 35$  Ma (Kröner et al., 1978), das von den Autoren als ein Resultat von Isotopen-Homogenisierung während einer früh-panafrikanischen Regionalmetamorphose interpretiert wird.

Die Daten von Seth et al. (1998) und Seth (1999) zeigen, daß zu diesem Zeitpunkt, bei  $656 \pm 8$  Ma, auch im Kaokogürtel Granitoidintrusionen auftraten. Daß dieses thermische Ereignis möglicherweise mit einem metamorphen Ereignis gekoppelt ist, zeigt die Arbeit von Franz et al. (1999). Zirkone eines Granat-Gneises aus der Küstenregion des Kaokogürtels ergaben ein Alter von  $645.0 \pm 3.5$  Ma, das die Autoren als ein früh-panafrikanisches granulitfazielles Metamorphoseereignis interpretieren.

### **Zeitraum 590 - 540 Ma**

Dieser Zeitraum ist der ereignisreichste in den panafrikanischen Orogenen Namibias, gekennzeichnet durch vielfältige magmatische und metamorphe Aktivitäten. In die Zeit zwischen ca. 590 - 540 Ma fällt z.B. die Intrusion der mächtigen Salem Granit-Suite im zentralen und nördlichen Damaragürtel (z.B. Miller & Burger, 1983b, Steven et al., 1992/93).

Intrusionen saurer Granitoide sind in diesem Zeitraum auch aus dem südlichen Kaokogürtel bekannt, z.B. Syenitintrusionen bei  $573 \pm 33$  Ma (Kröner, 1982) und Granitintrusionen im Huab bei  $570 \pm 20$  (Miller & Burger aus Miller, 1983). Seth et al. (1998) und Seth (1999) datierten im westlichen Kaokogürtel syn- bis spätektonische Granitoide, die hochgradige Metamorphosebedingungen anzeigen, auf 580 bis 550 Ma. In diesem Zeitraum fand eine grünschieferfazielle bis granulitfazielle Metamorphose im Kaokogürtel statt (Ahrendt et. al., 1983b; Dingeldey, 1997; Seth, 1999; Franz et al., 1999).

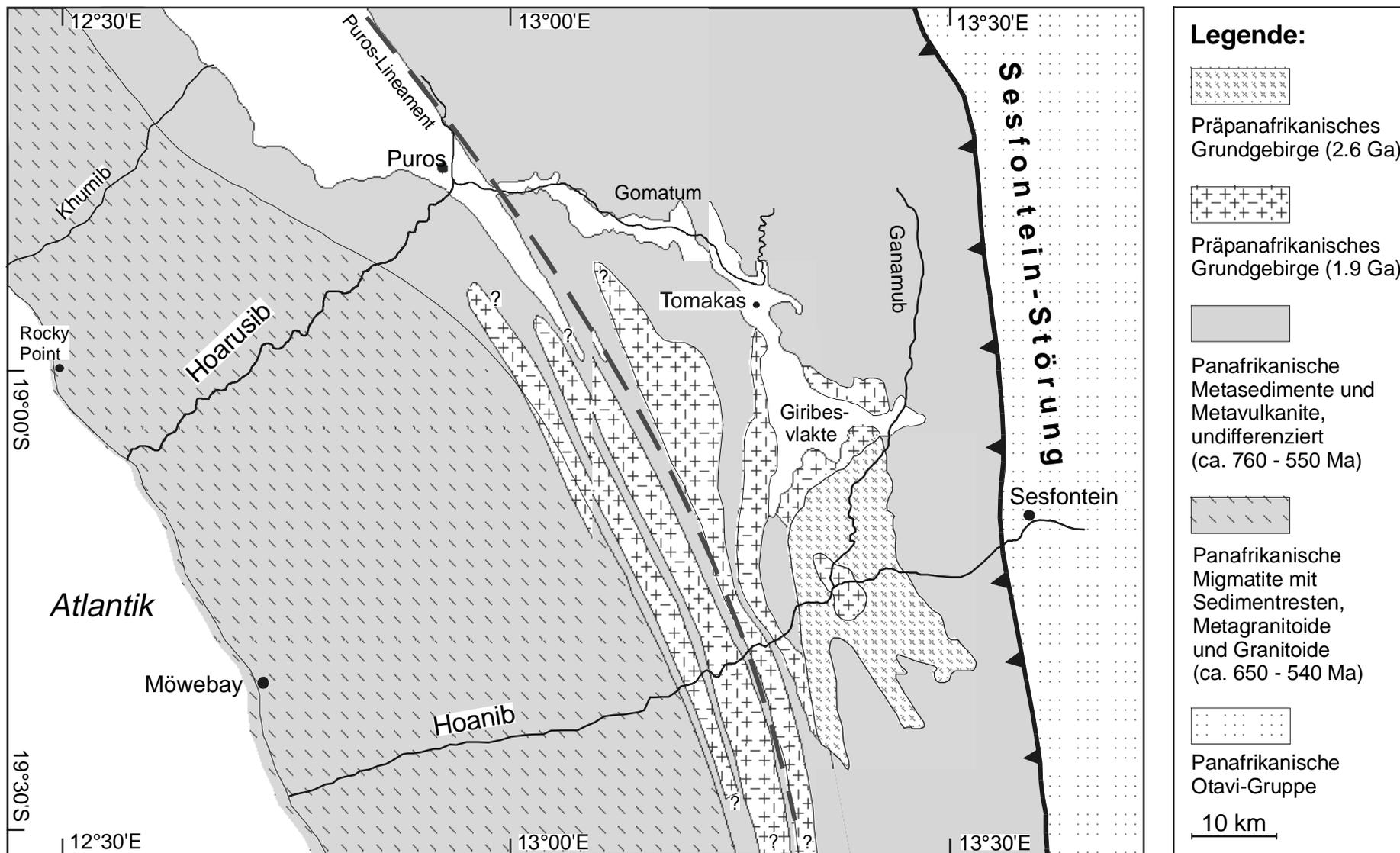
Auch im Garipegürtel wurden ähnliche Alter beobachtet. Metamorphe Amphibole wurden auf  $546 \pm 10$  Ma datiert (Reid et al., 1991) und von den Autoren als Peak einer grünschieferfaziellen Regionalmetamorphose interpretiert. In der nördlichen Zone des Damaragürtels wurden Metapelite auf  $548 \pm 56$  Ma datiert (Hawkesworth et al., 1983), was von den Autoren als Alter der Isotopen-Homogenisierung während einer Regionalmetamorphose gesehen wird. Zusammenfassend ist zu sagen, daß der *Höhepunkt* dieser Regionalmetamorphose im Kaoko-, nördlichen Damara- und Garipegürtel ca. zwischen 560 und 546 Ma liegt und es zeitgleich zur Platznahme großräumiger Granitoide kam.

### **Zeitraum 530 - 460 Ma**

Aufgrund von Datierungen an einem postmetamorphen, postkinematischen Granit legen Franz et al. (1999) das Ende der panafrikanischen Metamorphose im Kaokogürtel bei 554 Ma fest.



Abb. 1.2: Satellitenbild des Karasgebietes; Hoanib- und Garamara-Hoanab-Region



**Abb. 1.3:** Geologische Übersichtskarte des Kaokogürtels mit den Hoanib- und Gomatum-/Hoarusib-Traversen, erstellt in Zusammenarbeit mit B. Seth, basierend auf Feldarbeiten sowie Miller & Grote (1988). Die Verbindung der geologischen Einheiten zwischen den Profilen im zentralen und westlichen Kaokogürtel ist unklar und wurde auf Grundlage von Satellitenbildern rekonstruiert.

Danach wurden nur noch Abkühlungsereignisse datiert (Ahrendt et al., 1983b). Im zentralen und südlichen Damaragürtel zeigt sich jedoch ein anderes Bild.

Monazit-Alter von 527 - 515 Ma aus dem südlichen Damaragürtel reflektieren nach C. Kukla et al. (1991) und C. Kukla (1993) den Temperaturpeak einer Regionalmetamorphose im Damara-Orogen. Nach Jung & Mezger (1999) gibt es bei ca. 522 - 508 Ma einen thermalen Regionalmetamorphosepeak im zentralen Damara-Orogen, der zu einer in-situ-Migmatitisierung von Metasedimenten führte. Es gibt also Hinweise darauf, daß es im zentralen und südlichen Damara-Orogen eine weitere Hochtemperaturmetamorphose mit peak- und postmetamorphen Granitintrusionen gibt. Der Baukwab-Granit aus dem zentralen Damaragürtel gehört dabei zu den peakmetamorphen Synkollisions-Graniten und intrudierte bei ca. 525 Ma (Jung et al., 1998b). Dem folgen die Postkollisions-Granite von Albrechtstal und Oetmoed, die nach dem Metamorphosehöhepunkt bei ca. 485 bzw. 495 Ma intrudierten (Jung et al., 1998b). Den Abschluß der Granitintrusionen während der Damara-Orogenese bilden dann postmetamorphe pegmatitische Granitoide bei 509 - 508 Ma (Briqueu et al. in Oliver, 1994) und posttektonische Alaskite bei etwa 495 Ma und 458 Ma (Kröner & Hawkesworth, 1977; Hawkesworth et al., 1983). Nach Kröner et al. (1978) sind diese Alaskitintrusionen verantwortlich für eine späte Reequilibrierung von Metasedimenten in der zentralen Damara-Zone.

Nach Tack et al. (1995) weisen Ar-Ar-Datierungen an Biotiten und Hornblenden von 461 - 465 Ma auf eine schnelle spätorogene Abkühlung hin, die mit einem regionalen Uplift zusammenfällt. Ebenso werden Abkühlungsalter von 530 - 528 Ma, ca. 499 Ma und 442 Ma im Kaokogürtel als Anzeichen für einen regionalen Uplift in dieser Region interpretiert (Ahrendt et al. 1983a).

Im Garipegürtel zeigt, nach Jasper et al. (1992/93), die Intrusion des Kubos-Plutons bei ca. 520 Ma das Ende der tektono-sedimentären Entwicklung in diesem Gebiet an.

## 1.2. Panafrikanische Metamorphose im Kaokogürtel - Kenntnisstand

Arbeiten zur Metamorphoseentwicklung panafrikanischer Gesteine im Kaokogürtel gibt es bisher nur wenige. Meist wird nur eine prograde Metamorphose von der oberen Grünschieferfazies in östlichen Kaokogürtel bis zur Granulitfazies im westlichen Kaokogürtel erwähnt (Ahrendt et al., 1983b; Dingeldey, 1996; Dürr & Dingeldey, 1996a,b). Nur wenige Arbeiten beschäftigen sich ausführlicher mit der Metamorphoseentwicklung. Auf diese soll im folgenden näher eingegangen werden.

Die ersten Untersuchungen zur Metamorphose im Kaokogürtel wurden von Guj (1970) durchgeführt. Er zeigt anhand kritischer Mineralparagenesen eine prograde Metamorphoseentwicklung von Osten nach Westen mit einzelnen Metamorphosezonen auf. Allerdings hält er in seiner Arbeit keine präpanafrikanischen Grundgebirgseinheiten aus und ordnete alle Gesteine und metamorphen Ereignisse als panafrikanisch ein.

So gibt es nach Guj (1970) eine früh-panafrikanische amphibolitfazielle „*Nosib-Metamorphose M 1*“ mit Migmatisierungserscheinungen. Diese erfaßte die von ihm in das Nosib eingestuften Gesteine der Andib-Ganamub-Decke und erfolgte vor der Ablagerung der Damara-Sedimente der Hakos-Serie (Tabelle 1.1). Zeitlich wird die M 1 zwischen 700 - 600 Ma eingeordnet und mit der Katanga-Episode ( $620 \pm 40$  Ma) parallelisiert (Guj 1970, S. 141).

Die eigentliche panafrikanische „*Damara-Metamorphose M 2*“ hat einen Barrow-typen Charakter und erfaßt die gesamten Damara-Sedimente und die Einheiten des „Nosib terrains“. Diese Damara-Metamorphose M 2 erfolgte zwischen 550 - 450 Ma (Guj 1970, S. 3 und 141).

Für dieses jüngere Ereignis hielt er folgende prograde Metamorphosezonen aus (Guj 1970, S. 96ff.; westlich der Sesfontein-Störung von E nach W):

a) grünschieferfazielle Gesteine:

- Zone D: Chlorit-Muskovit-Schiefer (chl + mu ± ep/zo ± bi ± ab + q),
- Zone E: Biotit-Schiefer und Gneise (bi + chl + mu + prograder ep/zo ± ab + q),
- Zone F: retrograder Nosib-Paragneis (bi + retrograder ep) und Migmatite des früheren metamorphen M 1-Ereignisses,
- Zone G: Granat-Biotit-Schiefer (Niedrigtemperatur-Granat + bi ± chl + ep/zo ± ab + q),

b) amphibolitfazielle Gesteine:

- Zone H: Hornblende-Oligoklas-Gneise (hbl + og + bi + mu ± chl + ep/zo + ksp + q),
- Zone I: Granat-Gneise (Hochtemperatur-Granat + bi + mu + ksp + og + q)
- Zone J: Sillimanit-Zone mit Gneisen und Migmatiten, unterteilt durch die Front der Damara Migmatite (± sill ± g + bi + ksp ± mu + pl + q),
- Staurolith, Disthen oder Cordierit wurden nicht beobachtet,

c) Übergang amphibolitfazielle - granulitfazielle Gesteine/ Granulitisierung:

Innerhalb einzelner Zonen werden, im Kern von Antiformen, granulitische Gneise (q + ksp + og ± bi ± hbl ± g) ausgehalten. Weiterhin beschreibt Guj (1970) Metabasite (hbl + cpx + pl + q ± ksp ± bi, kein opx) innerhalb der Nosib-Granulite. Aufgrund des Fehlens von Orthopyroxen können diese jedoch nicht in die Granulitfazies eingestuft werden. Erst im Westen, in der Sillimanit-Zone J, wird von Guj (1970) das gelegentliche Auftreten von Orthopyroxen in Metabasiten erwähnt.

Untersuchungen von Seth et al. (1996, 1998), Seth (1999) und Franz et al. (1999) haben jedoch gezeigt, daß es sich bei den Gesteinen des „Nosib-Terrains“/der „Andib-Ganamub-Decke“ um Orthogneise (von Guj, 1970 als Paragneise angesprochen) des präpanafrikanischen Grundgebirges handelt, die bereits eine präpanafrikanische Metamorphose erlebt haben. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß auch präpanafrikanische Paragneise, wie in Dingeldey (1997) erwähnt, existieren; ein mögliches Beispiel dafür ist der Granat-Gneis (Probe GK 98-02) von Lokalität BK 16 im zentralen Kaokogürtel/ mittleren Hoanib.

Miller (1979) erwähnt, daß das Puros-Lineament (Abb. 1.2) im westlichen Kaokogürtel die Grenze zwischen einer gneisfreien Zone mit Niedrigtemperatur-Mitteldruck-Metamorphose (von Miller, 1979 irrtümlich als Hochdruck interpretiert) im Osten und einer Zone mit Hochtemperatur-Mitteldruck-Metamorphose im Westen bildet. In der östlichen Zone nimmt die Temperatur in Richtung Lineament zu und mittlere Drücke werden durch das Auftreten von Disthen angezeigt (Disthen: 12 km nordöstlich von Puros; in Kuiseb-Schiefern im Hoarusib-Tal 25 km südöstlich(?) von Okumutati; an der östl. Flanke des Marienfluß-Tales ca. 10 km östl. des Lineamentes). In der westlichen Zone sind großräumig Granitoide in die Gesteine der Kuiseb-Formation intrudiert und in den Metasedimenten ist Sillimanit das stabile Alumosilikat.

Mitte der 90er Jahre wurden von Dingeldey et al. (1994, 1995, 1996) und Dürr et al. (1996, S. 502) ebenfalls kritische Mineralparagenesen mit ansteigendem Metamorphosegrad von der Sesfontein-Störung im Osten bis zur Atlantikküste im Westen ausgehalten. Der Metamorphosepeak wurde als prä- bis synkinematisch zur Hauptdeformation D2 eingestuft. Die kritischen Mineralparagenesen sowie die ermittelten Peakmetamorphosebedingungen in der östlichen, zentralen und westlichen Kaoko-Zone sind in Tabelle 1.2 zusammengestellt. Nach Dingeldey (1996) treten keine Migmatite der panafrikanischen Damara-Orogenese auf. Auch wurden in den erwähnten Arbeiten die Augengneise, Migmatite und Kalksilikate der westlichen Kaoko-Zone fast ausschließlich dem präpanafrikanischen Grundgebirge zugerechnet. Die Arbeiten von Seth et al. (1996, 1998), Franz et al. (1999), Seth & Kröner (1999) und Seth (1999) zeigen jedoch, daß diese Gesteine zu den panafrikanischen Metamorphiten gehören.

Die bisher umfassendsten Untersuchungen zur Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel wurden von Dingeldey (1997) im Rahmen seiner Doktorarbeit durchgeführt. Er unterteilt den Kaokogürtel westlich der Sesfontein-Störung in drei tektono-metamorphe Zonen: die östliche Kaoko-Zone, die zentrale Kaoko-Zone und die westliche Kaoko-Zone. In diesen Zonen wurden kritische Mineralparagenesen für Metapelite, Metabasite, Silikatmarmore und Kalksilikate ausgehalten (Tabelle 1.2). Basierend auf z.T. noch erhaltenen prograden Metamorphosemerkmalen, kritischen peakmetamorphen und retrograden Mineralparagenesen, in Verbindung mit Gefügemerkmalen und der ermittelten Deformationsgeschichte, wurden von Dingeldey (1997) P-T-D-Pfade für die östliche, zentrale und westliche Kaoko-Zone herausgearbeitet. Diese bildeten eine Grundlage für alle weiteren Arbeiten (z.B. Franz et al., 1999; Ghildiyal, 1999).

**Tabelle 1.2** : Übersicht über die peakmetamorphen Mineralparagenesen nach Dingeldey (1997)

	östliche Kaoko-Zone	zentrale Kaoko-Zone, östl. Teil	zentrale Kaoko-Zone, zentr. Teil	zentrale Kaoko-Zone, westl. Teil	Grenze zentr./westl. Kaoko-Zone	westliche Kaoko-Zone
Fazies	obere Grünschieferfazies / untere Amphibolitfazies	Amphibolitfazies	Amphibolitfazies	obere Amphibolitfazies	Granulitfazies	Granulitfazies
Metapelite	q - ph - bi - ab ± ksp ± chl ± ep, g - chl - mu - q	q - pl - bi - mu - g - ilm ± ky ± st	q - pl <sub>Kem</sub> - bi - mu - g <sub>Kem</sub> - sill	mu-“aus“, q - pl - bi - g - sill ± ksp	q - pl - bi - g - cd - sill ± ksp	westl. Teil: q - pl - g - sill - perth. ksp
Metabasite	pl - hbl - chl - bi - q ± ep ± tit ± g		pl - hbl - bi ± g ± tit ± ilm ± q			pl - hbl ± cpx, pl - cpx - opx
Silikatmarmore	dol - q ± mu, cc - dol - q ± phl, cc - q ± phl ± ksp, cc - q - tr cc - tr		cc - tr - di - sc - phl - ksp - pl - tit, cc - q - di - sc - phl - ksp - tit			cc - phl - ehem. fo
Kalksilikate			pl - g - cpx ± hbl			cpx - opx - pl - hbl
PT-Abschätzung	490 - 550 °C 7 - 9 kbar	560 - 640 °C 7 - 9 kbar	590 - 670 °C 4.5 - 6 kbar	590 - 660 °C 4 - 6 kbar; ± 625 °C ± 8.3 kbar; zwei metam. Ereignisse?		östl. Teil: 755 - 820 °C 7 - 10 kbar, westl. Teil: 790 - 860 °C 6 - 8.5 kbar

Nach Dürr et al. (1996) ist die metamorphe Entwicklung des Kaokogürtels durch *ein* metamorphes Ereignis während der panafrikanischen Orogenese charakterisiert, welches sowohl die präpanafrikanischen als auch die panafrikanischen Gesteine erfaßte. Aber bereits in Dingeldey (1997, S. 152ff.) wird darauf hingewiesen, daß es in der westlichen Kaoko-Zone möglicherweise zwei panafrikanische Metamorphoseereignisse gibt.

Von Franz et al. (1999) wurden erstmals zwei panafrikanische metamorphe Ereignisse für den westlichen Kaokogürtel datiert:

- ein erstes granulitfazielles Ereignis bei 645 Ma (Zirkon-Alter *eines* granulitfaziellen Metapelites an der Atlantikküste) und
- ein zweites granulitfazielles Ereignis bei 554 - 557 Ma (Zirkon- und Monazit-Alter an Orthogneisen).
- Das Ende der panafrikanischen Metamorphose bei ca. 554 Ma ergibt sich durch das Monazit-Alter eines postmetamorphen, postkinematischen Granites.

Seth (1999) datierte zwei panafrikanische magmatische Ereignisse von 656 Ma und 580 - 552 Ma (Zirkon-Alter an Metagranitoiden und Granitoiden). Letzteres ist u.a. nach Geländebefund mit einem metamorphen Ereignis korreliert, was durch Monazit-Alter von 558 Ma (in einem 650 Ma alten Metagranodiorit) und 539 Ma (in einem Basement-Gneis) bestätigt wird. Die Arbeit von Franz et al. (1999) unterstützt die Möglichkeit, daß das erste magmatische Ereignis ebenfalls mit einem hochgradigen metamorphen Ereignis in Verbindung steht.

Ahrendt et al. (1983a) ermittelten K-Ar-Alter von 529 - 504 Ma an Muskoviten und Biotiten aus Metasedimenten des Hoanib- und Gomatum-Profiles. Diese Daten werden von den Autoren als Abkühlalter eines bei ca. 550 Ma stattgefundenen regionalmetamorphen Ereignisses interpretiert. K-Ar-Alter an Hellglimmern von Metasedimenten des östlichen Hoanib-Profiles und östlich der Sesfontein-Störung ergaben zwei Altersgruppen:

- eine Gruppe um 490 Ma, die ebenfalls als Abkühlalter des Metamorphosepeaks bei 550 Ma gesehen wird,
- eine Gruppe um 460 Ma, die ein eigenes regionalmetamorphes Ereignis repräsentieren soll.

Aus bisherigen Veröffentlichungen gibt es keinerlei Hinweise auf ein solches Metamorphoseereignis. Dieses 460 Ma-Alter wird von Dingeldey et al. (1994) als Ergebnis einer möglichen Rücksetzung des K-Ar-Systems durch retrograde Überprägung interpretiert.

### 1.3. Ziel der Arbeit

Trotz des bisher erreichten Untersuchungsstandes zur Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel (Guj, 1970; Dingeldey, 1997; Seth et al. 1998; Franz et al. 1999; Seth, 1999) gibt es noch größere Lücken auf diesem Gebiet. Aufbauend auf den bisherigen Arbeiten soll sich auf die Metamorphoseentwicklung konzentriert werden und erstmals auch eine moderne phasenpetrologische Bearbeitung der Metamorphite im Kaokogürtel erfolgen.

Für die vorliegende Arbeit ergeben sich drei Aufgabenkomplexe:

**1.** Für die Metamorphoseentwicklung ist zu klären:

- Welche Mineralparagenesen treten in den Metasedimenten auf?
- Lassen sich auf dieser Grundlage einzelne Metamorphose-Zonen aushalten?
- Wie ist deren räumliche Verbreitung?
- Ist das Auftreten kritischer Mineralparagenesen von den Metamorphosebedingungen oder dem Stoffbestand des Ausgangsgesteine abhängig?
- Unter welchen Druck- und Temperaturbedingungen wurden sie gebildet?
- Wie läßt sich die Druck-Temperatur-Entwicklung in die Deformationsgeschichte einbinden?
- Gibt es Hinweise für eine polymetamorphe panafrikanische Entwicklung im Kaokogürtel?

**2.** Methodisch soll erstmals auch eine moderne phasenpetrologische Bearbeitung der Metamorphite erfolgen. Dabei sollen folgende Methoden zur Anwendung kommen:

- Berechnung von P-T-Pseudoschnitten für den konkreten Chemismus einzelner Metamorphite,
- Anwendung von T-X-Schnitten,
- Rekonstruktion prograder P-T-Pfad-Segmente aus Mineralwachstumszonierungen,
- thermodynamische Berechnungen für unabhängige Endgliederreaktionen.

Ein Vorteil dieser Methoden ist, daß sie den konkreten Stoffbestand eines Gesteines in die Untersuchungen einbeziehen und es möglich ist, die Stabilisierung von Mineralparagenesen in Abhängigkeit vom Gesteins- oder Mineralchemismus zu rekonstruieren. Weiterhin ist es möglich, unter Einbeziehung von prograden Mineralwachstumszonierungen, peakmetamorph gebildeten Mineralparagenesen und retrograden Mineralneubildungen P-T-Pfade zu rekonstruieren, die ein Gestein während seiner Entwicklung durchlaufen hat.

**3.** Im Rahmen der regionalgeologischen Problemstellung ist von Interesse:

- Wie setzen sich die geologischen Einheiten des Hoanib-Profiles Richtung Norden fort?
- Welche Unterschiede oder Gemeinsamkeiten gibt es bei der Verbreitung der Metasedimente, die für die Metamorphoseentwicklung von besonderem Interesse sind?

Zur Lösung dieser Fragestellungen soll eine Traverse quer durch den Kaokogürtel, nördlich des Hoanib, untersucht werden. Dafür bietet sich ein Profil vom östlichen Gomatum-Tal über Puros, den Hoarusib entlang bis zur Atlantikküste (Abb. 1.2 und 1.3) als besonders erfolgversprechend an. Die Untersuchung der Metasedimente konzentriert sich auf Metapelite, da diese besonders sensibel auf Druck-Temperatur-Veränderungen reagieren und aufgrund ihres Stoffbestandes markante fazieskritische Mineralparagenesen ausbilden können, die eine Rekonstruktion der P-T-Entwicklung zulassen.

## **1.4. Das Untersuchungsgebiet - ein Profil durch den Kaokogürtel**

### **1.4.1. Lage des Untersuchungsgebietes**

Das Arbeitsgebiet (Abb. 1.3 und 1.4) liegt im Nordwesten Namibias zwischen 12°30' - 13°30' östlicher Länge und 18°45' - 19°05' südlicher Breite. Es ist ein ca. 100 km langes E-W-Profil quer durch den Kaokogürtel entlang des Gomatum- und des Hoarusib-Tales. Dabei wurde das Hoarusib-Tal im Rahmen dieser Arbeit erstmals vollständig befahren und beprobt. Die Traverse beginnt bei Lokalität BK 39 (Koordinaten der Aufschlußpunkte im Anhang B) bei einer Höhe von 700 m über NN. Das Gomatum-Tal liegt etwa 400 - 500 m über NN, umgeben von 700 - 1000 m hohen Bergen. Zur Küste hin wird das Gelände flacher und fällt von etwa 280 m über NN bei Puros bis auf Meeresniveau an der Atlantikküste ab. Dabei verläuft die weitere Traverse das Hoarusib-Tal flußabwärts, mit 500 - 50 m hohen Erhebungen in der Umgebung. Die Küstenregion wird bis ca. 20 km landeinwärts großflächig von Dünen der Namib-Wüste bedeckt.

Dieses Profil wurde ausgewählt, weil es alle wichtigen tektono-metamorphen und stratigraphischen Einheiten des Kaokogürtel westlich der Sesfontein-Störung erfaßt. Weiterhin ist von Bedeutung, daß es ca. 50 km nördlich des Hoanib-Tales liegt. Da im Hoanib schon umfangreiche Kartierungsarbeiten, strukturgeologische, geochronologische und sedimentologische Arbeiten sowie Untersuchungen zur Metamorphoseentwicklung durchgeführt wurden (z.B. Guj, 1970; Ahrendt et al., 1983; Dingeldey et al., 1994; Dürr et al., 1996; Dingeldey, 1997; Seth et al. 1998, Franz et al., 1999; Seth, 1999), ist es von Interesse, die Fortsetzung des Kaokogürtels Richtung Norden zu untersuchen. Im Gomatum-Tal laufen z.Zt. intensive strukturgeologische Untersuchungen (B. Goscombe und C.W. Paschier, pers. Mitt.) und das Gomatum-Hoarusib-Profil wurde von Ghildiyal (1999) im Rahmen einer Doktorarbeit strukturgeologisch und petrographisch untersucht. Die vorliegende Arbeit konzentriert sich auf die Metamorphoseentwicklung im Kaokogürtel anhand von Probenmaterial aus dem Gomatum-Hoarusib-Profil, mit den in Kapitel 1.3. genannten Zielen.

### **1.4.2. Geologie des Untersuchungsgebietes**

Die geologische Karte des Arbeitsgebietes (Abb.1.3 und 1.4) wurde auf Grundlage eigener Feldarbeiten (drei Geländekampagnen) und der Altersdaten von Seth (1999) erarbeitet. Die geologische Übersichtskarte in Abb. 1.3. wurde in Zusammenarbeit mit B. Seth erstellt. Die Karten von Guj (1970) sowie Miller & Grote (1988) bildeten die Grundkarten für die Feldarbeiten.

Während entlang des Hoanib-Profiles (östlicher und mittlerer Hoanib, Abb. 1.3) großräumig präpanafrikanische Grundgebirgseinheiten aufgeschlossen sind, wird die 50 km nördlich gelegene Gomatum-Hoarusib-Region von Gesteinen einer panafrikanischen vulkano-sedimentären Abfolge, der Damara-Sequenz, sowie von panafrikanischen Granitoiden dominiert. Nur im östlichen Gomatum-Tal sind Gneise des präpanafrikanischen Grundgebirges aufgeschlossen (Abb. 1.3 und 1.4). Daraus wird geschlossen, daß im Gomatum-Hoarusib-Profil ein höheres Krustenniveau als im Hoanib-Gebiet angeschnitten ist. Der Verlauf der einzelnen geologischen Einheiten zwischen den Profilen ist unklar. Besonders die Fortsetzung der präpanafrikanischen Gesteine im zentralen

Kaokogürtel in Richtung Norden ist noch ungeklärt. Das Gelände ist schwer zugänglich und geologische Karten (z.B. Guj, 1970; Miller & Grote, 1988, Dingeldey, 1997; Ghildiyal, 1999) wurden in dieser Region z.T. nach Satellitenbildern oder auf der Grundlage vorheriger Karten vervollständigt.

Eine petrographische Beschreibung der einzelnen lithologischen Einheiten sowie eine Darstellung des Deformationsregimes im Gomatum-Hoarusib-Profil erfolgt ausführlich in Ghildiyal (1999), daher soll das Profil im folgenden nur kurz vorgestellt werden. Eine sehr schematische Übersicht des Profiles gibt Abb. 1.4. Die lithostratigraphische Gliederung des Kaokogürtels in der Literatur ist sehr kontrovers (z.B. Guj, 1970; Kröner & Correia, 1980; Ahrendt et al. 1983a,b; Miller & Grote, 1988; Henry et al., 1992/93; Dürr & Dingeldey, 1996b; Dingeldey, 1997; Franz et al., 1999; Ghildiyal, 1999; siehe auch Tabelle 1.1). Es ist nicht Aufgabe der vorliegenden Arbeit, in diese Diskussion einzugreifen, da keine detaillierten sedimentologischen und lithostratigraphischen Untersuchungen durchgeführt wurden. Die Einstufung der Metasedimente in den folgenden Kapiteln orientiert sich an Henry et al. (1992/93, basierend auf SACS, 1980 und Miller & Grote, 1988; Tabelle 1.1).

### **Östlicher Kaokogürtel: Ganamub-Tal bis östliches Gomatum-Tal (Abb. 1.4)**

Den östlichsten Punkt im Untersuchungsgebiet stellt Aufschluß BK 39 dar. Hier ist ein Profil aufgeschlossen, dessen Gesteine für das Gebiet zwischen Ganamub und östlichem Gomatum charakteristisch sind. Im Liegenden stehen Augengneise und Amphibolite des präpanafrikanischen Grundgebirges an. Zirkonalter der Gneise ergaben  $1964.7 \pm 1.3$  Ma (Seth et al., 1998; Seth, 1999), die als Intrusionsalter des Protolithes angesehen werden. Die Augengneise werden diskordant von metamorphen Basiskonglomeraten überlagert, gefolgt von Metaarkosen und Metasandsteinen, die in die Nosib-Guppe eingestuft werden.

Auch bei Pkt. 505 und 492 sind im Liegenden präpanafrikanische Gneise aufgeschlossen, auf denen geringmächtige Metakonglomerate, Metaarkosen und Metasandsteine des Nosib, gefolgt von karbonatischen Metasedimenten der Ugab-Untergruppe, auflagern. Bei diesen Aufschlüssen ist u.a. die Diskordanz zwischen der alten präpanafrikanischen Schieferung und der panafrikanischen Schichtung erkennbar.

Bei Aufschlußpunkt BK 39 werden die Nosib-Gesteine von Metasedimenten der Ugab-Untergruppe überlagert. Diese bestehen aus wechselnden Lagen (mm- bis dm-Bereich) von kalkhaltigen Metapeliten, mergeligen Metapeliten, Metasandsteinen und Metaarkosen. Das typische Merkmal für die Ugab-Gesteine sind jedoch die blaugrauen Metakarbonate mit stark wechselnden Mächtigkeiten von wenigen Millimetern bis mehreren Metern. Die Grenze zu den darüber liegenden Gesteinen der Chuos-Formation ist diffus. Diese Gesteinsabfolge ist gekennzeichnet durch gering deformierte Diamiktite (mit karbonatischen, granitischen und quarzitischen „dropstones“) und wechselnde Lagen von Metapeliten, Metaarkosen, braungrauen Metakarbonaten sowie eingeschalteten BIF-Lagen (Probe GK 96-36). Außer den Gesteinen der BIF, die nur bei Pkt. BK 39 beobachtet wurden, treten im östlichen Kaokogürtel die erwähnten Metasedimente in wechselnden Lagen, mit Mächtigkeiten von wenigen Millimetern bis mehreren zehner Metern, auf und sind



stark ostvergent verfaultet. Im Gebiet östlich von Tomakas dominieren Metasandsteine und Metaarkosen des Nosib. An einigen Punkten (BK 39, Pkt. 406, Pkt. 501) sind kohlige Metasedimente aufgeschlossen, die heute als graphithaltige Schiefer (GK 96-06B), granatführende Graphitschiefer (GK 97-123), Graphitschiefer (GK 96-34, GK 96-37, GK 96-38, GK 96-39, GK 97-122B) oder Marmore mit Graphitlagen (GK 96-31, GK 96-33) vorliegen.

Die Gesteine östlich von Tomakas sind die nördlichen Äquivalente der von Dingeldey (1997) beschriebenen Metasedimente der östlichen Kaoko-Zone.

### **Mittlerer Kaokogürtel: mittleres und westliches Gomatum-Tal (Abb. 1.4)**

Im mittleren Gomatum-Tal (nordwestlich von Tomakas) sind großräumig sehr monotone meta-sedimentäre Gesteinsserien aufgeschlossen. Dabei handelt es sich vorrangig um sandig-kalkige, kalkig-mergelige und semipelitisch-pelitische Wechsellagen im mm- bis cm-Bereich mit wechselnden Anteilen an Quarz, Feldspat, Karbonat und Glimmer. Pelitische Lagen sind selten und nur von geringer Mächtigkeit. Zwischen den Metasedimenten treten basische Metavulkanite auf, die eine Ausdehnung von mehr als 100 m erreichen können (z.B. „Amphibolit-Berg“ bei 13°05,90 E; 18°46,55 S).

Ab Pkt. 218 nehmen die Karbonatmächtigkeiten in westlicher Richtung deutlich zu, die Karbonatpakete erreichen bis zu 50 m. Meist handelt es sich dabei um blaugraue metamorphe Karbonate mit mm-breiten Quarzlagen (deren Oberfläche von den Einheimischen sehr anschaulich als „Elefantenhaut“ bezeichnet wird). Im mittleren und westlichen Gomatum-Tal sind reine Metakarbonate zwischengeschaltet, die als weiße oder rosafarbene Marmore auftreten (z.B. Pkt. 411). Die Karbonathorizonte stellen wichtige Leithorizonte dar, da die Gesteinsserien im gesamten Gomatum-Tal mehrfach deformiert und stark verfaultet sind.

Die Gesteine im mittleren und westlichen Gomatum-Tal sind nicht mit Sicherheit stratigraphisch zuzuordnen. Nach Geländebefund werden sie in die Ugab-Untergruppe eingestuft (mächtige Metakarbonate, Metakalkmergel, Metaarkosen, Metasandsteine, Metabasite). Die Sequenz entspricht den von Dingeldey (1997) beschriebenen und als Hoanib-Formation der Kaokoveld-Gruppe eingestuften Gesteinsserien der zentralen Kaoko-Zone und stellt deren nördliche Fortsetzung dar.

### **Puros-Lineament**

Der zentrale Kaokogürtel wird im Westen durch das Puros-Lineament begrenzt (Abb. 1.2 und 1.3). Westlich davon beginnt der westliche Kaokogürtel. In Dingeldey (1997) und Ghildiyal (1999) ist das Puros-Lineament nicht erwähnt, sie legen die Grenze zwischen der zentralen und westlichen Kaoko-Zone in das Hoarusib-Tal ca. 17 km südwestlich von Puros.

Das NNW-SSE-streichende Puros-Lineament ist nach Miller (1979) mit dem Okahandja-Lineament im zentralen Damara-Orogen zu vergleichen und stellt eine bedeutende geologische Struktur dar (siehe Kapitel 1.1.3.). Nach Guj (1970) ist diese Struktur eine Zone intensiver Zerschneidung. Nach Dürr & Dingeldey (1996a,b) existiert in dieser Region eine ca. 20 km breite Zone intensiver sinistraler Blattverschiebung.

Im Gelände ist das Puros-Lineament auf den ersten Blick als eine deutliche geomorphologische Struktur erkennbar (Satellitenbild Abb. 1.2). Aber es ist auch:

- eine lithologische Grenze zwischen Metasedimenten der unteren bis mittleren Damara-Sequenz im Osten und Metaturbiditen der oberen Damara-Sequenz im Westen,
- die östliche Begrenzung von vulkano-sedimentären Ablagerungen mit sauren Vulkaniten des Nosib,
- eine Grenze zwischen zwei Metamorphosetypen (siehe Kapitel 2. und 5.),
- eine Grenze zwischen verschiedenen, von Ghildiyal (1999) beschriebenen Deformationsstrukturen,
- eine Zone intensiver Zerschering mit Mylonitisierung (Pkt. 492a) und Kataklyse (Pkt. 161).

Dabei ist Puros-Lineament eher eine mehrere Kilometer breite Zone als eine schmale, scharf begrenzte Struktur.

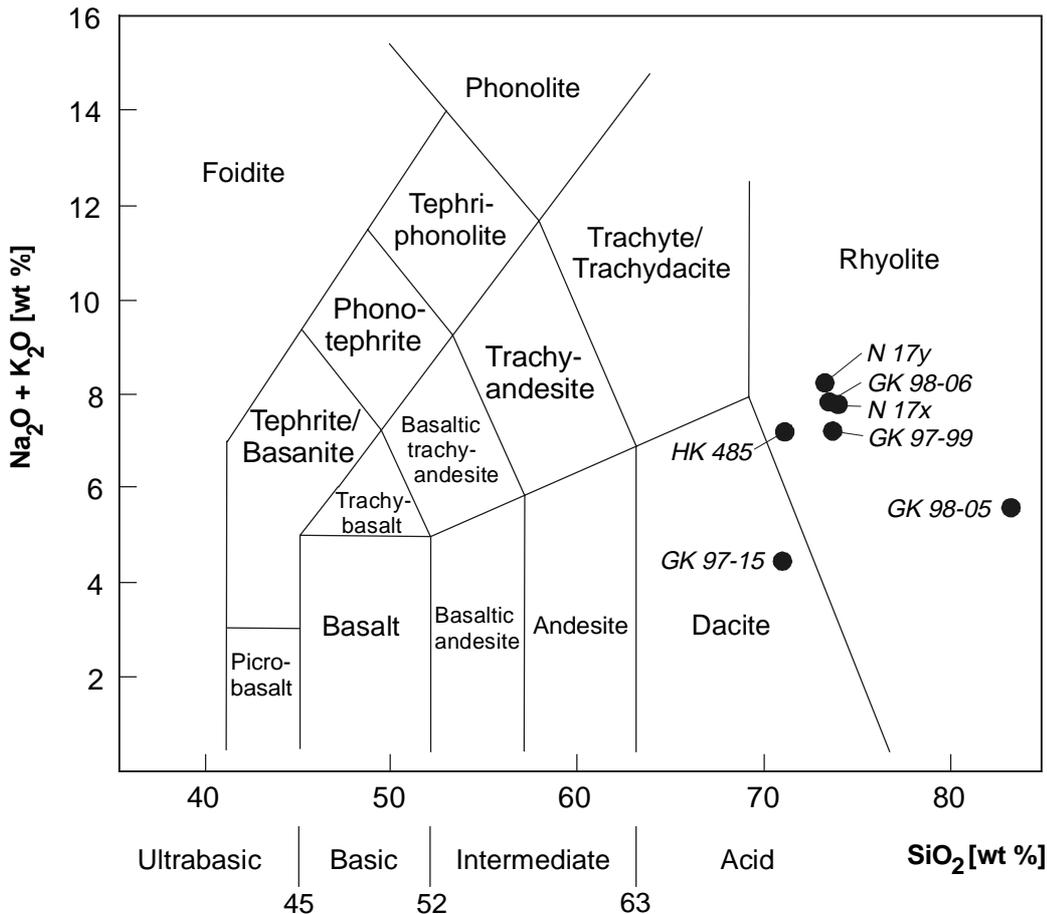
### **Westlicher Kaokogürtel: Hoarusib-Tal bis Atlantikküste (Abb. 1.4)**

Der westliche Kaokogürtel besteht hauptsächlich aus einer vulkano-sedimentären Abfolge von sauren Metavulkaniten, Metaturbiditen sowie Metagranitoiden und Granitoiden.

Zwischen dem Puros-Lineament und Pkt. 500a treten stark verfaltete saure Metavulkanite mit eingeschalteten Metasedimenten auf. Im Westen werden sie bei den Punkten 500a/486 durch eine Scherzone begrenzt. Bei den Metasedimenten handelt es sich um Metagrauwacken und Metapelite/-semipelite mit Migmatitisierungserscheinungen sowie um Metakarbonate und Kalkmergel, die den Gesteinen der Khan-Formation (Tabelle 1.1) im zentralen Damara-Orogen ähneln (Geländebefahrung Swakop-Kahn-Region 1998). Die Metavulkanite erstrecken sich über mehrere Quadratkilometer südöstlich des oberen Hoarusib-Tales. Es handelt sich einerseits um saure Metavulkanite, andererseits bimodale Metavulkanite mit wechselnden sauren und basischeren Vulkanitlagen im cm-Bereich (bei Pkt. 215). Sie umfassen metamorph überprägte Quarz-Rhyolithe, Feldspat-Rhyolithe (Pkt. 500a, 492a), Dazite (Pkt. 415, 500a), Tuffe und Ignimbrite (Pkt. 215 helle und dunkle Tufflagen, Pkt. N17 Ignimbrite), siehe Abb. 1.6 a)-d). Den magmatischen Charakter der Gesteine und ihre Klassifikation zeigen Abb. 1.5 und 1.6 e)-f). Es ist anzunehmen, daß der Ablagerungsraum dieser vulkano-sedimentären Serie flach marin bis subaerisch war, und die Gesteine später stark deformiert wurden.

Saure Metavulkanite sind im Kaokogürtel bisher noch nicht beschrieben worden. Dingeldey (1997) erwähnt Relikte von reinen Orthoquarziten in der Hoanib-Formation, die von ihm als auskeilende Äquivalente des Nosib interpretiert werden.

Die im vorherigen Absatz beschriebenen Gesteine werden als Äquivalente der sauren Metavulkanite im zentralen Damara-Orogen und Garipegürtel gesehen. Im zentralen Damara-Orogen treten Aschetuffe und Rhyolithe der oberen Naauwpoort-Formation (Nosib-Gruppe) mit einem Alter von ca. 746 Ma (Hoffmann et al., 1996) und im Garipegürtel Rhyolithe der unteren Garipeg-Gruppe mit einem Alter von ca. 741 Ma (Frimmel et al., 1996b) auf. Die sauren Metavulkanite des Kaokogürtels werden in Analogieschluß in das Nosib mit ähnlichen Altern eingestuft und als extensionsbezogene Magmatite eines frühen Riftstadiums angesehen.



**Abb. 1.5:** Klassifikation der Vulkanite im TAS-Diagramm nach Le Maitre et al. (1989). Dargestellt sind die sauren Metavulkanite im westlichen Kaokogürtel (Probennummern kursiv).

Im mittleren und westlichen Hoarusib dominieren Migmatite mit Resten von nicht aufgeschmolzenen Sedimentresten, Metagranitoide und Granitoide. Aufgrund ihres Stoffbestandes sind mächtige Kalksilikat- (Pkt. N52, 488) und Marmor-Lagen (Pkt. 489) erhalten. Bei den anderen Metasedimenten handelt es sich um turbiditische Metagrauwacken, Metapelite und Metasemipelite, die der Kuiseb-Formation zugerechnet werden (siehe auch Seth, 1999). Weiterhin treten Metabasite auf. In Abhängigkeit vom Stoffbestand und Wassergehalt der einzelnen Metasedimente wurden die Gesteine im oberen Hoarusib Richtung Atlantikküste immer mehr aufgeschmolzen. Das beginnt mit kleinen Segregationsschmelzen, über die Bildung von migmatitischen Schlieren, Migmatiten mit Sedimentschollen oder -schlieren, Anatexiten bis hin zu S-typ-Graniten (siehe auch Seth, 1999).

Im Hoarusib treten die gleichen Gesteinstypen, mit den gleichen Aufschmelzungserscheinungen wie im Hoanib auf, nur sind im Hoarusib häufiger Metasedimentreste (Kalksilikatgesteine und Marmore) erhalten. In Analogie zum Hoanib handelt es sich bei den stark deformierten Metagranitoiden um Gesteine mit einem Intrusionsalter von ca. 650 Ma (Seth, 1999). Die syn- bis posttektonischen Granitoide haben ein Intrusionsalter von 580 - 540 Ma und sind aus panafrikanischen Metasedimenten oder einer Mischung von ehemaligen Sedimenten und anderen Krustenkomponenten entstanden (siehe auch Seth & Kröner, 1999; Seth, 1999).

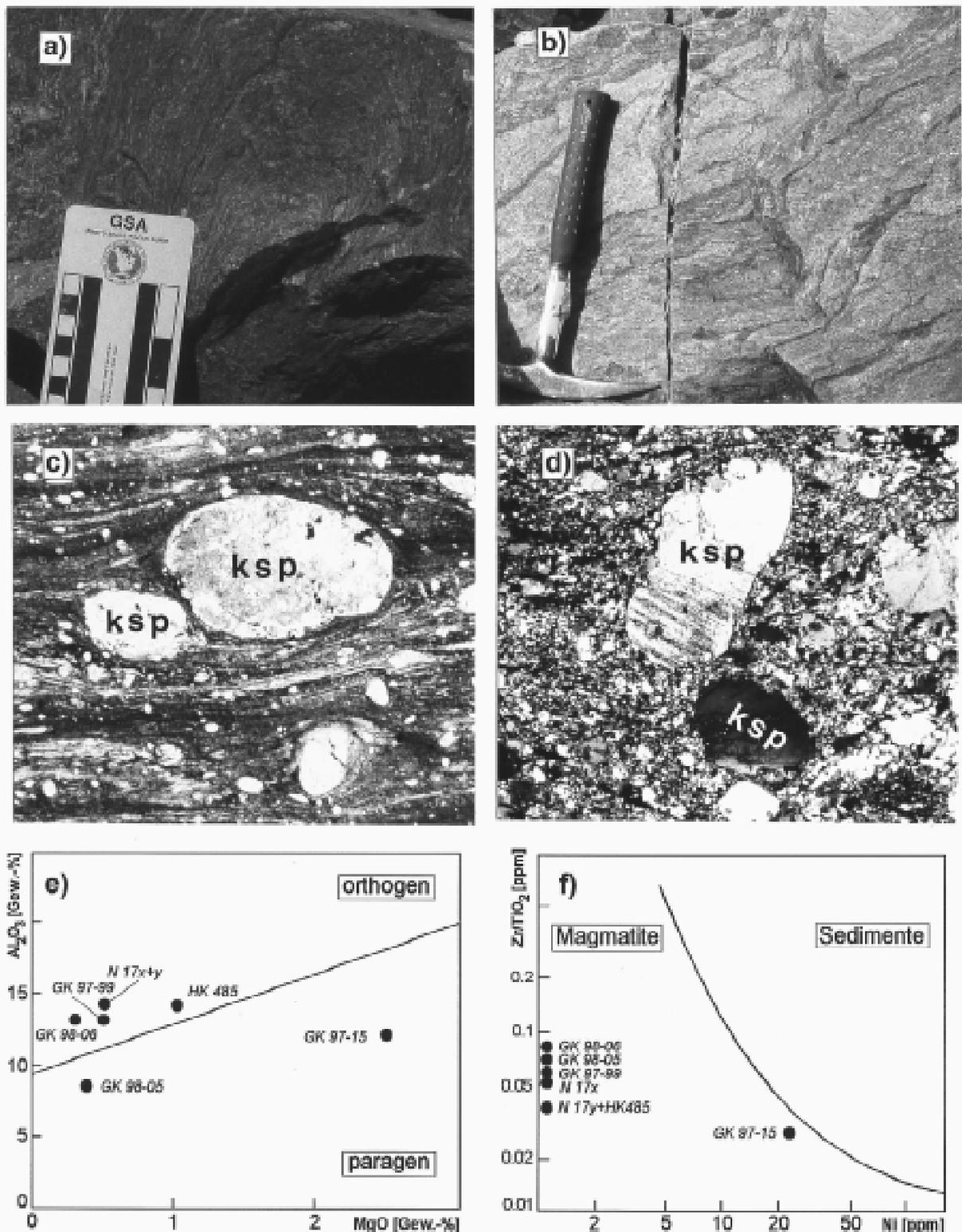


Abb. 1.6: Saure Metavulkanite des westlichen Kaokogürtels. a) Metaglimbrite von Pkt. N17. b) Metarhyolith von Pkt. 492a. c) Dünnschliffphoto Probe N 17y von Pkt. N17. Bildbreite 5 mm, PPL. d) Dünnschliffphoto Probe GK 98-06 von Pkt. 492a. Bildbreite 4 mm, XPL. e) Diagramm  $Al_2O_3$  vs. MgO nach Thelin (1983) zur Unterscheidung von Ortho- und Paragesteinen. f) Diagramm  $Zr/TiO_2$  vs. Ni nach Imeokparia & Emofurieta (1991). Die Diagramme e) + f) belegen den magmatischen Charakter der untersuchten Gesteine, die Probe GK 97-15 ist wahrscheinlich durch geringe Sedimentanteile kontaminiert.

Im westlichen Hoanib-Tal sind migmatitische Gneise aufgeschlossen, die von Seth (1999) als präpanafrikanisches Grundgebirge interpretiert werden. Das läßt vermuten, daß auch im westlichen Hoarusib-Tal präpanafrikanische Gesteine auftreten können. Möglicherweise unterlagern sie die panafrikanischen Gesteine oder sind migmatitisiert und nicht mehr von den umgebenden Gesteinen unterscheidbar. Aufschluß darüber können jedoch nur Altersdatierungen geben.

Die in den vorherigen Abschnitten beschriebenen sedimentären und vulkanischen Gesteine des Kaokogürtels liegen aufgrund der metamorphen Überprägung während der panafrikanischen Orogenese als Metamorphite vor (Abb. 1.4). Im Gebiet zwischen Sesfontein-Störung und Puros-Lineament treten unterschiedliche Glimmerschiefer, Quarzite, Marmore, Kalksilikatgneise, Graphitschiefer und Amphibolite auf. Das obere Hoarusib-Tal wird von Gneisen, migmatitischen Gneisen, Marmoren, Kalksilikatgneisen, sauren Metavulkaniten und Amphiboliten geprägt. Im mittleren und westlichen Hoarusib dominieren migmatitische Gneise, Migmatite, Anatexite sowie Metagranitoide und Granitoide. Nur untergeordnet treten dort Marmore, Amphibolite und Kalksilikatgneise auf.