

3 SÍNTESE DA GEOLOGIA DA REGIÃO NW DA NAMÍBIA

Este capítulo apresenta um síntese da geologia da região noroeste da Namíbia com seu embasamento cristalino composto predominantemente por metassedimentos neoproterozoicos da Faixa Kaoko deformados e intrudidos por granitos durante amalgamação do supercontinente de Gondwana. As rochas e a evolução tectônica desta faixa orogênica é tratado na seção 3.1 enquanto o magmatismo Paraná-Etendeka associado a quebra eocretácea do Gondwana é discutido na seção 3.2.

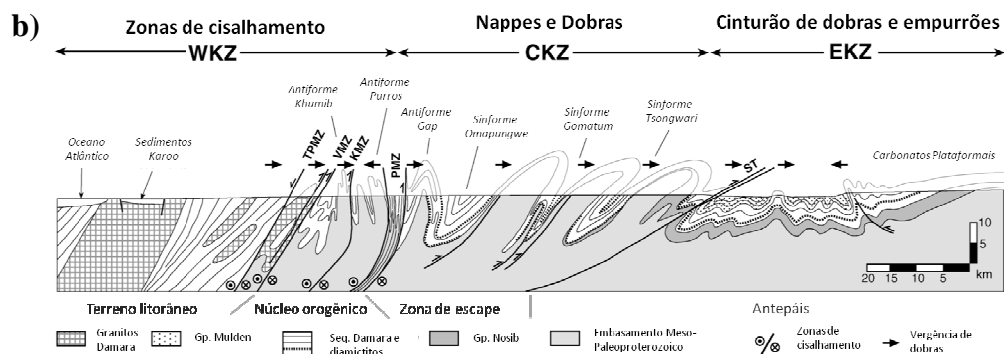
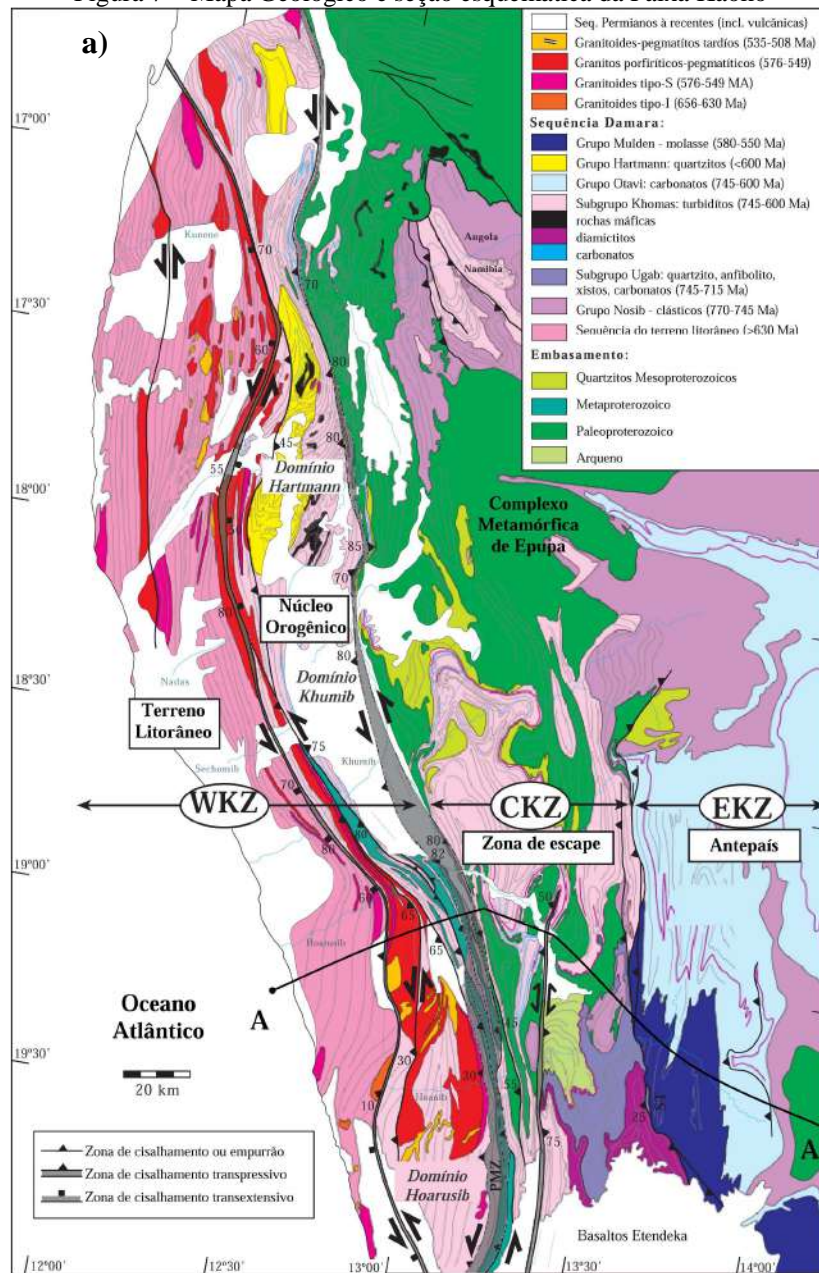
3.1 Embasamento cristalino: A Faixa Kaoko

No âmbito do Gondwana Ocidental a Namíbia situa-se no limite de dois crátons, o Kalahari no Sul e o cráton do Angola ao norte. A colisão neoproterozoica destes dois crátons resultou na formação da faixa móvel do Damara (stricto sensu). Esta faixa móvel faz parte do Sistema Orogênico Pan-Africano que também inclui as faixas dobradas do Kaoko (norte) e Gariiep (sul), que são resultantes da colisão entre os crátons do Rio de la Plata e Angola-Congo e do Rio de la Plata e Kalahari respetivamente.

O embasamento cristalino da área de estudo situa-se na Faixa Kaoko, definida com uma faixa transpressiva neoproterozoica que se formou durante a amalgamação neoproterozoica-cambriana do Gondwana Ocidental (Miller, 1983; Dürr & Dingeldey, 1996; Goscombe et al., 2003a, 2003b; Goscombe & Gray, 2008; Konopásek et al., 2005). Outros, Chemale et al., (1994) e Trompette & Carozzi (1994), correlacionarem a Faixa Kaoko com as Faixas Dom Feliciano e Ribeira, no continente Sul-Americano.

A Faixa Kaoko tem mais que 600 quilômetros de extensão, e consiste de rochas de embasamento arqueano a mesoproterozoico, sobreposto pelos metassedimentos neoproterozoicos da Sequência Damara, retrabalhados durante a Orógenia Damara. Miller (1983) dividiu a Faixa Kaoko em cinco zonas tectônicas de estilo deformacional e metamórfico contrastantes, sendo três zonas paralelas limitadas por zonas de cisalhamento de orientação NNW: a zona ocidental (*Western Kaoko Zone - WKZ*), a zona de escape (*Central Kaoko Zone - CKZ*), e o antepaís do orógeno (*Eastern Kaoko Zone - EKZ*), e duas zonas no extremo sul (Zona Ugab) e norte (Zona Cunene) da faixa - Figura 7.

Figura 7 – Mapa Geológico e seção esquemática da Faixa Kaoko



Legenda: a) Mapa Geológico, e (b) seção esquemática A-A' da Faixa Kaoko mostrando a relação entre terrenos. Nota: Zonas de cisalhamento: TPMZ - Three Palms Mylonite Zone; PMZ - Purros Mylonite Zone; HMZ - Hartmann Mylonite Zone; VMZ (e/w) - Village Mylonite Zone (east/west); KMZ - Khumib Mylonite Zone; AMZ - Ahub Mylonite Zone; ST - Sesfontein Thrust; OMZ - Ogden Mylonite Zone.

Fonte: a) Modificado de Goscombe & Gray (2008), b) Modificado de Goscombe et al (2003 a,b)

As três zonas na porção central da Faixa Kaoko estão cortadas e separadas por zonas de cisalhamento importantes. A identificação de novas zonas de cisalhamento e um melhor conhecimento da sua evolução térmica e tectônica levou o Goscombe et al., (2003a, 2003b) a propor uma subdivisão da WKZ, com o núcleo orogênico ao leste e a terreno litorâneo (*Coastal Terrane*) ao oeste da *Three Palms Mylonite Zone (TPMZ)* - Figura 7.

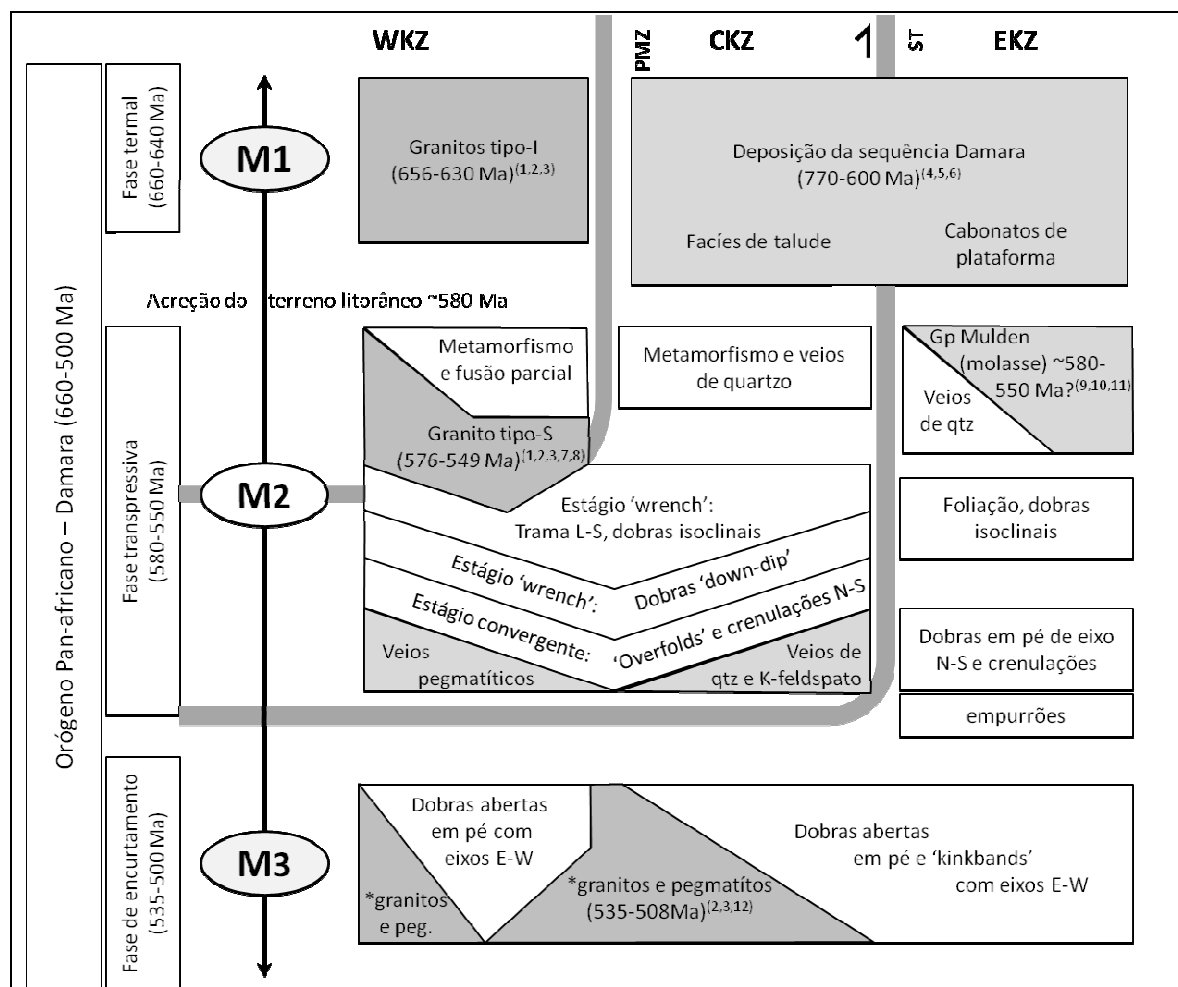
A evolução tectônica da Faixa Kaoko foi revisada por Goscombe et al. (2003a, 2003b, 2005a, 2005b) e Goscombe & Gray (2007), com a definição de três eventos tectono-metamórficos (M1, M2 e M3), Figura 8. A fase termal (M1) ocorreu entre 660-640 Ma, sendo essencialmente restrito ao terreno litorâneo da zona ocidental da faixa Kaoko, onde ocorrem gnaisses e meta-granitos de fácies anfíbolito superior. Os meta-granitos mostram afinidades geoquímicas com granitos de arco e tem idades entre 656-630 Ma (Goscombe & Gray, 2007; Goscombe et al., 2005a; 2005b; Masberg et al., 2005).

O terreno litorâneo é considerado um terreno exótico com uma evolução tectônica independente do resto da faixa Kaoko antes de sua acreção à margem do Cráton de Angola por volta de 580 Ma (Goscombe & Gray, 2007). A fase transpressiva (M2) começou com esta colisão do terreno litorâneo, associado a intrusão de granitos tipo-S na WKZ com idades entre 576-549 Ma (Seth et al., 1998; Franz et al., 1999; Kröner et al., 2004; Goscombe et al., 2005b, Goscombe & Gray 2007). Na zona de escape (CKZ) ocorrem veios hidrotermais de quartzo-K-feldspato-calcita e muscovita associados a esta primeira fase de metamorfismo (Goscombe et al., 2003a). Todos os veios, leucosomas e lentes graníticas sofreram boudinagem e recristalização dinâmica durante o desenvolvimento da trama 'L-S' penetrativa durante a fase transpressiva (M2) - (Goscombe et al., 2003a). Esta primeira foliação (S1) se desenvolveu subparalela ao acamamento com lineação de estiramento indicando transporte tectônico sub-horizontal para SSE. A deformação durante a fase transpressiva (M2) evoluiu de transpressão dominada por transcorrência (estágio 'wrench') com *strain* de constrição, para transpressiva com convergência de alto ângulo no estágio convergente, com *strain* de achatamento e transporte tectônico na direção do antepaís (Goscombe et al., 2003a).

A foliação S1 sofreu transposição durante o estágio convergente devido ao desenvolvimento de uma foliação milonítica associada às zonas de cisalhamento que ocorreram na margem oeste da zona de escape (CKZ) e na zona ocidental (WKZ). A foliação milonítica se formou de maneira contínua durante a transpressão progressiva, sendo dobrada e transposta pelas zonas de cisalhamento, se tornando mais inclinada, até subvertical, no núcleo orogênico do WKZ. A deformação transpressiva resultou em múltiplas gerações de dobras e o desenvolvimento de lineações de estiramento progressivamente mais inclinadas. O

encurtamento E-W do estágio convergente da M2 resultou na formação de dobras fechadas a isoclinais e inclinadas na CKZ, com vergência para leste, enquanto que na antepaís (EKZ), dobras quilométricas, assimétricas e inclinadas com eixos orientados NNW e empurrões dúctil-rúpteis foram desenvolvidas. Clivagem de crenulação com orientação variável formou-se localmente, paralela aos planos axiais dessas dobras com eixos N-S (Goscombe et al., 2003a).

Figura 8 – Eventos tectono-metamórficos da Faixa Kaoko



Legenda: Eventos tectono-metamórficos da Faixa Kaoko durante entre 660-500 Ma, PMZ - *Purros Mylonite Zone*, ST- *Sesfontein Thrust*,

Nota: 1) Seth et al., 1998; 2) Goscombe et al., 2005b, 3) Goscombe & Gray 2007; 4) Miller, 1983; 5) Prave, 1996; 6) Hoffman et al., 1996; 7) Franz et al., 1999; 8) Kröner et al., 2004; 9) Clauer & Kröner, 1979; 10) Hoffman et al., 2004; 11) Gray et al., 2006; 12) Seth et al., 2000.

Fonte: Modificado de Goscombe et al. (2003b).

A fase de encurtamento N-S (M3) ocorreu entre 530-505 Ma (Goscombe et al., 2005b) e resultou no desenvolvimento de dobras abertas a fechadas com eixos E-W e ESE-WNW. Esta fase é considerada contemporânea ao final da colisão do cráton de Kalahari com a

margem sul do cráton de Angola que resultou na deformação e metamorfismo na faixa Damara (Miller, 1983; Jung et al., 2000, Goscombe et al., 2005a, 2005b, Gray et al., 2008). Esta deformação é bem representada na forma de dobras quilométricas no extremo sul (Zona Ugab) e norte (Zona Cunene) da Faixa Kaoko. Nas demais zonas tectônicas (WKZ, CKZ e EKZ) houve a reativação rúptil de zonas de cisalhamento e a intrusão de pegmatitos com idades entre 535-508 Ma (Seth et al., 2000, Goscombe et al., 2005a, 2005b, Goscombe & Gray, 2007).

3.2 Magmatismo Paraná-Etendeka e a Quebra Eocretácea do Gondwana

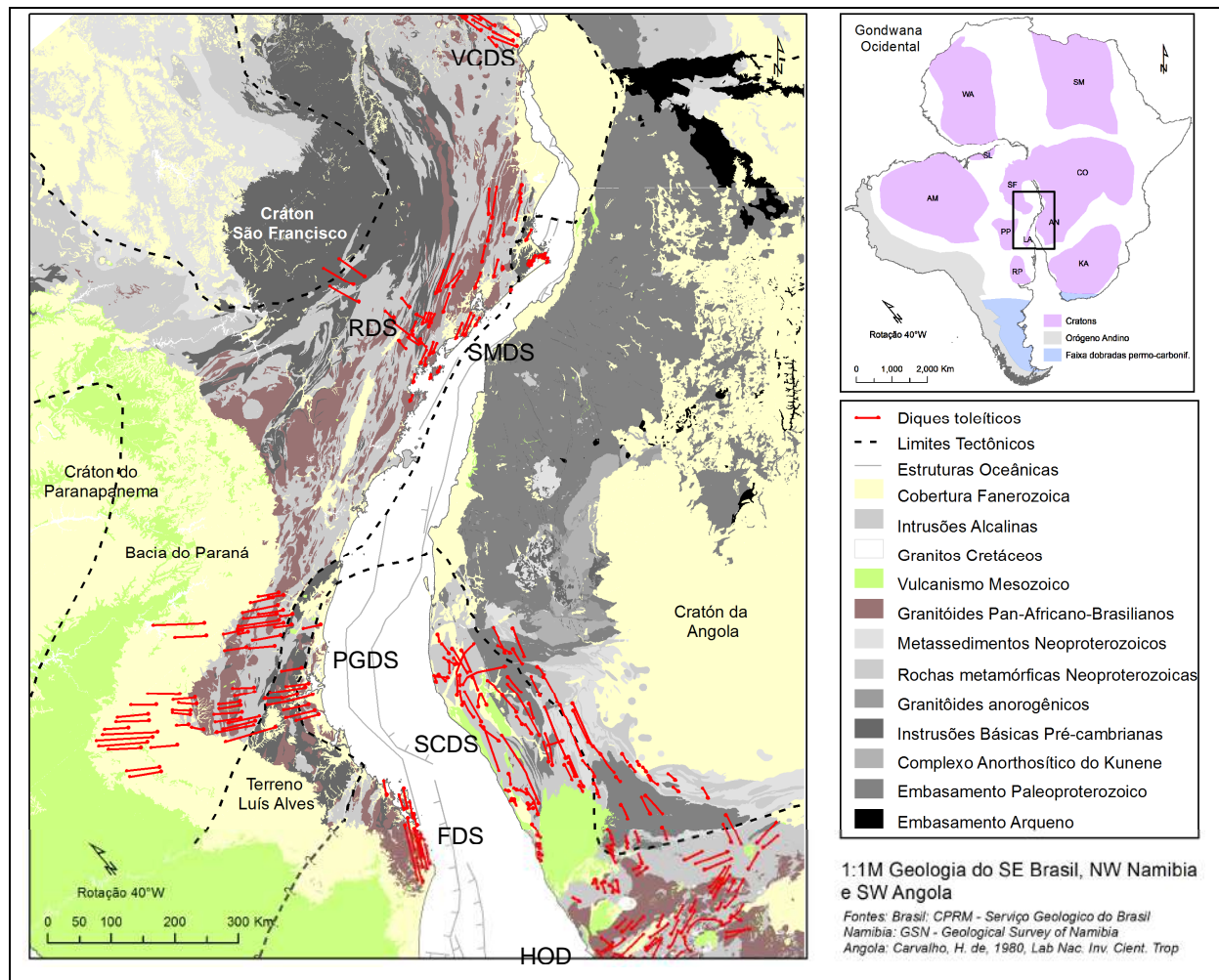
Vários autores consideram que a quebra do Gondwana Ocidental no Eocretáceo foi controlada pelas estruturas formadas durante o Ciclo orogênico Pan-Africano (Clemson et al., 1997; Gladchenko et al., 1998; Trumbull et al., 2007; Valente et al., 2007; Almeida et al., 2013). Um evento precursor desta quebra e posterior abertura do Atlântico Sul é o magmatismo da Província Ígnea do Paraná-Etendeka. Este volumoso magmatismo toleítico é considerado por vários autores (e.g. Hawkesworth et al., 1999; Valente, 2007; Thompson et al., 2011) como resultado da interação da cabeça da pluma mantélica de Tristão da Cunha que atingiu a base da litosfera continental na região noroeste da Namíbia a cerca de 133 Ma (Jerram et al., 1999; Ryberg et al., 2015).

No Brasil este magmatismo é caracterizado pelos basaltos da Formação Serra Geral (134-132 Ma - Renne et al., 1992), associados a vulcânicas ácidas, e cinco enxames de diques toleíticos. Dois destes exames são paralelos à costa; Serra do Mar (SMDS) e Florianópolis (FDS), e três são oblíquos à costa; Vitória-Colatina (VCDS), Resende (RDS), Ponta Grossa-Guapiara (PGDS) - Almeida et al., 2013 (Figura 9). O FDS é considerado como um correlato do Exame de diques da Costa do Esqueleto (SCDS), com datações que apontam para uma idade do Eocretáceo (139-119 Ma - Raposo et al., 1998; Tomazzoli & Lima, 2006; Florisbal et al., 2014).

Na Namíbia o magmatismo desta idade é caracterizado pela extrusão volumosa de basaltos e vulcânicas ácidas de Etendeka entre ca. 136-130 Ma (Renne et al., 1996; Dodd et al., 2015), pelos complexos ígneos do Damaraland com idades reportados entre ca. 132-123 Ma (Allsopp et al., 1984; Milner et al., 1995; Renne et al., 1996; Wigand et al., 2004) e pela intrusão de diques toleíticos entre ca. 126-132 Ma (Renne et al., 1996; Ewart et al., 1984).

Estes diques frequentemente são orientados subparalelos às estruturas pan-africanas, possuindo orientação NNW-SSE na Faixa Kaoko e orientação ENE-WSW na Faixa Damara, (Figura 9, modificado de Almeida et al. 2014). O exame de diques de *Henties-Bay* (HOD) de orientação NE, foi identificado e caracterizado por Trumbull et al. (2004), enquanto que o exame de diques subparalelo à Costa do Esqueleto (SCDS) esta aqui sendo caracterizado pela primeira vez.

Figura 9 – Reconstrução tectônica de parte do Gondwana Ocidental



Legenda: Reconstrução de parte do Gondwana Ocidental antes de sua quebra; com justaposição da geologia do SW do Brasil, NW da Namíbia e SW da Angola.

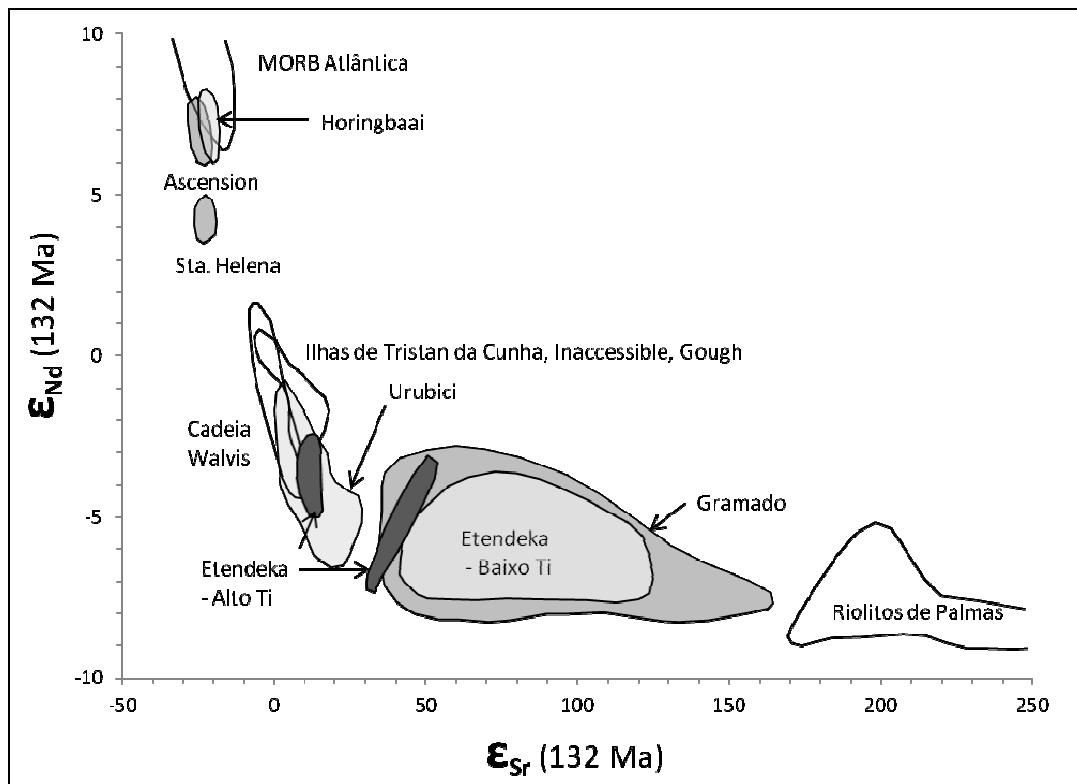
Nota: Enxames de diques - Florianópolis (FDS); Ponta Grossa-Guapiara (PGDS); Resende (RDS); Serra do Mar (SMDS); Vitória-Colatina (VCDS); Henties Bay-Outjo (HOD) e Skeleton Coast (SCDS).

Fonte: Modificado de Almeida et al. (2014).

Estudos anteriores já sugeriram correlações entre as rochas ígneas de Província Paraná-Etendeka, não apenas nos continentes, mas também com as rochas vulcânicas presentes nas bacias marginais (Sibuet et al., 1984; Fontana, 1987; Stica et al., 2014). Ewart et

al. (1998) comparou os isótopos de Nd-Sr dos basaltos da Etendeka e Paraná (Gramado e Urubici), os diques doleríticos (Horingbaai), e o Complexo ígneo de Messum com os basaltos da Cadeia Walvis, os basaltos da dorsal meso-atlântica (MORB Atlântica) e os basaltos das ilhas oceânicas (TIG - Ilhas da Tristan da Cunha, Inaccessible e Gough), do Atlântico Sul. Esta comparação mostra uma afinidade entre os doleritos do Horingbaai com os basaltos da dorsal mesoatlântica (MORB), e uma afinidade geoquímica entre os basaltos de alto Ti-Zr ($\text{TiO}_2 > 2,5\%$; $\text{Zr} > 250$; HTZ) de Etendeka e Paraná (Khumib-Urubici), e os basaltos da Cadeia Walvis - Figura 10.

Figura 10 – Isótopos de Nd-Sr dos basaltos (e vulcânicas acidas) da Paraná-Etendeka



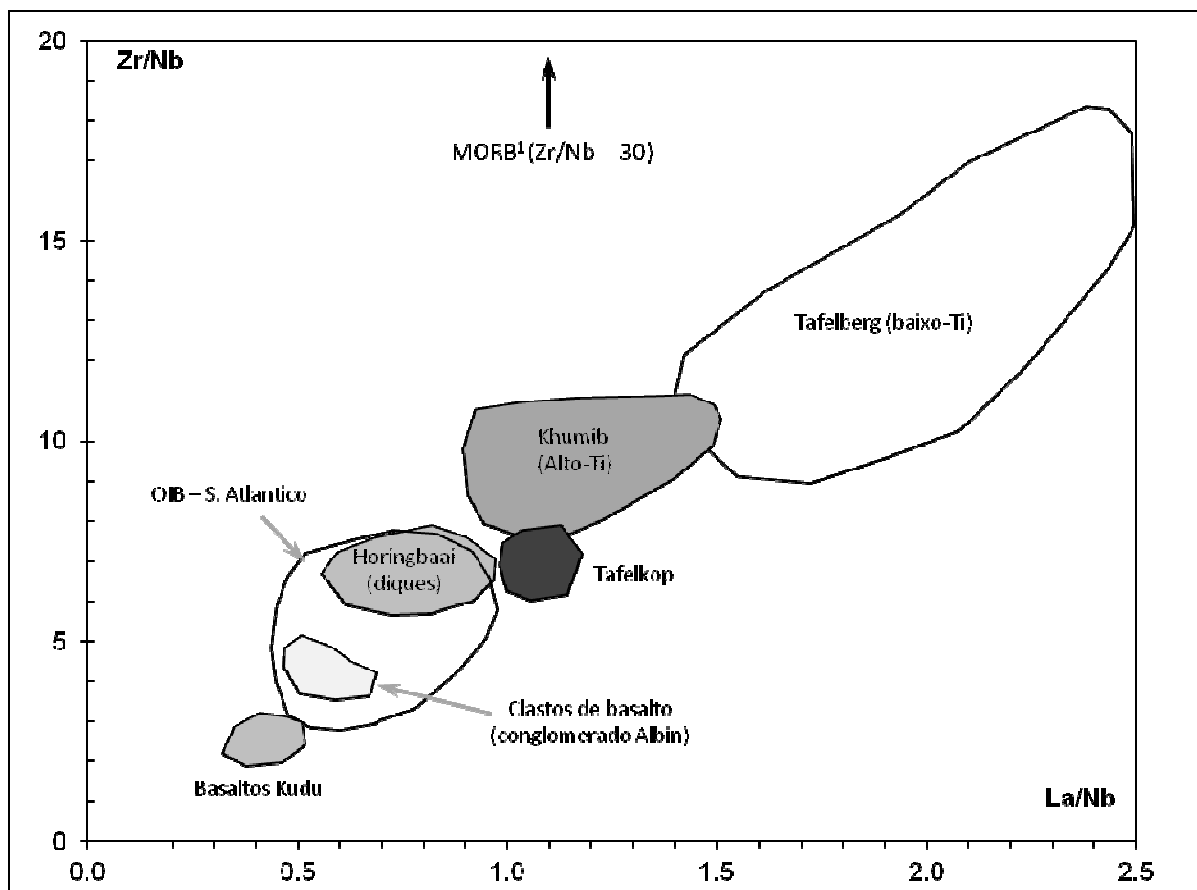
Legenda: Comparação dos isótopos de Nd-Sr das séries basálticas LTZ (baixo TiO_2 e Zr) e HTZ (alto TiO_2) do Grupo Etendeka com os campos de variação composicional das outras rochas extrusivas da província ígnea Paraná-Etendeka, basaltos da dorsal meso-atlântica (MORB Atlântica), basaltos de ilhas oceânicas (incluindo as ilhas de Tristan da Cunha, Inaccessible e Gough, Sta. Helena e Ascension), e basaltos da Cadeia Walvis.

Fonte: Modificado de Ewart et al. (1998b).

Outros estudos indicaram uma associação genética entre o magmatismo eocretácico e o início do rifteamento do Gondwana Ocidental. Swart (1993) estudou as rochas do complexo ígneo do *Cape Cross* que inclui os basaltos do Tipo Albin, considerados os mais antigos do Grupo Etendeka. Estes basaltos são porfiríticos com fenocristais de plagioclásio, e nesta região, encontram-se sobrepostos ao conglomerado Albin que foi considerado por Wanke

(2000) como correlato da Formação Krone da região da Huab. O conglomerado Albin contém clastos de basaltos porfíricos, comparáveis com os basaltos do tipo Albin. Porém, a composição destes clastos basálticos é diferente dos outros basaltos da Etendeka, com uma composição mais perto aos basaltos de ilhas oceânicas (OIB); uma característica em comum com os basaltos Kudu que são reconhecidos em dados sísmicos como os *Seaward Dipping Reflectors* (SDRs) da bacia marginal de Orange do sul da Namíbia, (Jerram et al., 2015) - Figura 11.

Figura 11 – Geoquímica dos tipos de basaltos do Grupo Etendeka, clastos basálticos do conglomerado de Albin, Basaltos de Kudu e OIB do Atlântico Sul.



Legenda: Comparação da geoquímica dos diferentes tipos de basaltos do Grupo Etendeka com os diques do Horingbaai, clastos basálticos do conglomerado de Albin, os basaltos Kudu da bacia de Orange, e basaltos de ilhas oceânicas do Atlântico Sul.

Note: 1. McDonough, 1996

Fonte: Modificado de Jerram et al. (2015).