

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

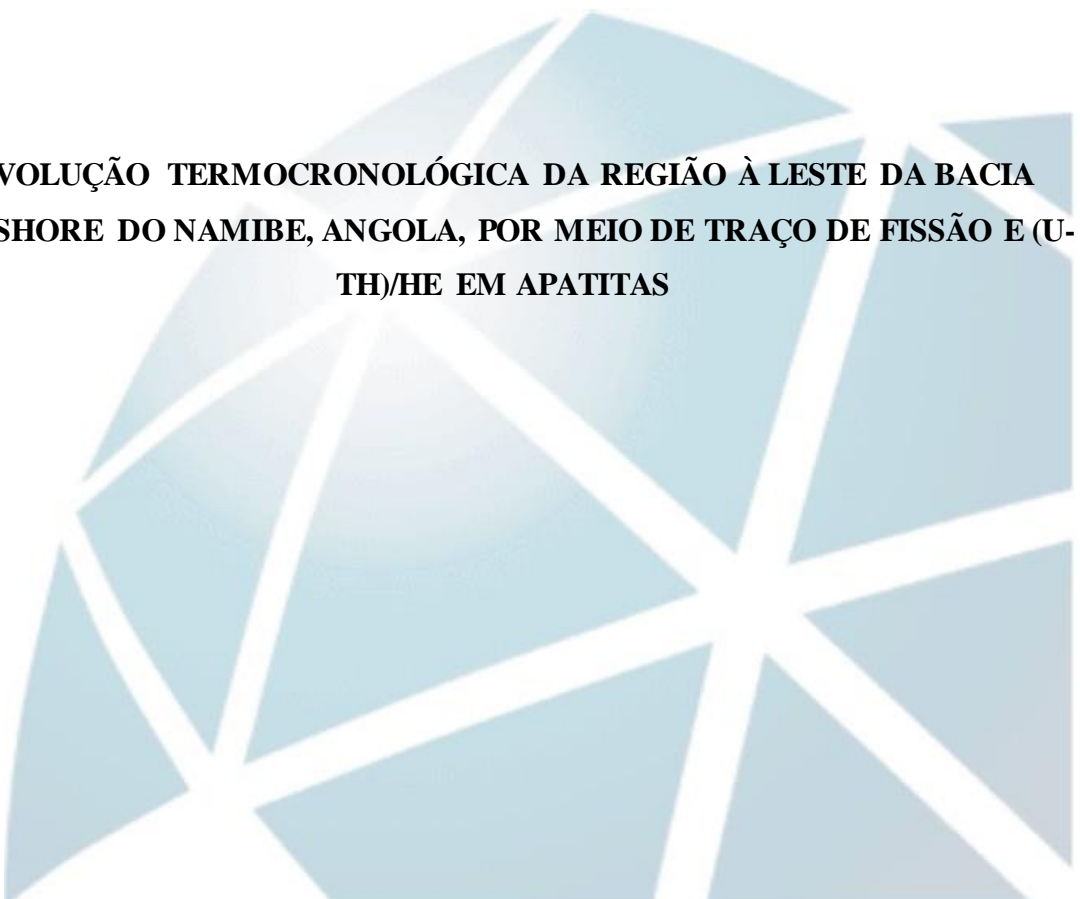
“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

BRUNO VENANCIO DA SILVA

**EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA DA REGIÃO À LESTE DA BACIA  
OFFSHORE DO NAMIBE, ANGOLA, POR MEIO DE TRAÇO DE FISSÃO E (U-  
TH)/HE EM APATITAS**



Rio Claro – SP

2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

BRUNO VENANCIO DA SILVA

**EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA DA REGIÃO À LESTE DA BACIA  
OFFSHORE DO NAMIBE, ANGOLA, POR MEIO DE TRAÇO DE FISSÃO E (U-  
TH)/HE EM APATITAS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Peter Christian Hackspacher

Coorientador: Marli Carina Siqueira Ribeiro

Rio Claro – SP

2016

551.8 Silva, Bruno Venancio da  
S586e Evolução termocronológica da região à leste da bacia offshore do Namibe, Angola, por meio de traço de fissão e (U-Th)/He em apatitas / Bruno Venancio da Silva. - Rio Claro, 2016

125 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Orientador: Peter Christian Hackspacher

Coorientadora: Marli Carina Siqueira Ribeiro

1. Geologia estrutural. 2. Modelagem térmica. 3. Margem passiva. 4. Denudação. I. Título.

BRUNO VENANCIO DA SILVA

**EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA DA REGIÃO À LESTE DA BACIA  
OFFSHORE DO NAMIBE, ANGOLA, POR MEIO DE TRAÇO DE FISSÃO E (U-  
TH)/HE EM APATITAS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

**Comissão Examinadora**

---

Prof<sup>o</sup> Dr. Peter Christian Hackspacher – Orientador  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Unesp, Rio Claro (SP)

---

Prof<sup>a</sup> Dra. Ana Olívia Barufi Franco-Magalhães  
Instituto de Ciência e Tecnologia, UNIFAL, Poços de Caldas (MG)

---

Dr. Daniel França de Godoy  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Unesp, Rio Claro (SP)

**Resultado: Aprovado**

Rio Claro, 09 de maio de 2016

Dedico este trabalho aos meus pais Paulo e Rosangela e à minha irmã Camila que são os pilares de tudo que construo.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente à minha família pelo suporte e atenção.

Ao Prof<sup>o</sup> Dr. Peter Christian Hackspacher pela orientação, pelas discussões geológicas as quais foram essenciais para o trabalho e pela amizade.

À Dra. Carina Marli Siqueira Ribeiro pela coorientação, pelas discussões termocronológicas e pela amizade.

Ao Prof<sup>o</sup> Dr. Elton Luiz Dantas pelo uso do Laboratório de Análises Geodinâmicas e Ambientais da UNB durante a etapa de concentração das apatitas.

Ao Prof<sup>o</sup> Dr. Ulrich Anton Glasmacher pela disponibilização das dependências do Instituto de Ciências da Terra da universidade de Heidelberg, Alemanha, onde foi feita parte importante do trabalho.

Ao Prof<sup>o</sup> Dr. Antonio Olimpio Gonçalves do FCT/Univ. Agostinho Neto, Angola, pela parceria e pelo suporte durante a coleta das amostras.

Ao Dr. Daniel Françoso Godoy e à Dra. Carolina Doranti-Tiritan pelo suporte em todo o processo e pelas discussões.

Aos técnicos Danieli Fernanda Canaver Marin, Adilson José Rossini e Everton Tiago Sulato que também contribuíram para o trabalho.

Ao CNPQ pela bolsa concedida.

## RESUMO

A termocronologia de baixa temperatura tem sido uma ferramenta importante para a quantificação de processos geológicos em margens continentais passivas. Neste contexto, a margem angolana mostra evidências de uma evolução pós-rifte policíclica marcada por eventos de soerguimento, inversão de bacias e mudanças nas taxas de sedimentação para as bacias marginais, os quais têm controlado a tectônica salina e a localização dos depósitos de hidrocarbonetos. Para entender a evolução pré, sin e pós-rifte da margem sudoeste angolana, amostras de afloramentos para análises por traço de fissão e (U-Th)/He em apatitas foram coletadas em um perfil entre as cidades de Namibe e Lubango variando de 79 m à 1675 m de altitude. A área está situada no limite entre os segmentos Central e Austral do Atlântico Sul a poucos quilômetros à norte da cordilheira Walvis e compreende as rochas arqueanas à paleoproterozóicas do cráton do Congo. As idades TFA variam de  $120.6 \pm 8.9$  Ma à  $328.8 \pm 28.5$  Ma e apresentam uma tendência de envelhecimento com o aumento da altitude. O comprimento médio dos traços (MTLs) varia entre  $11.77 \pm 1.82$   $\mu\text{m}$  e  $12.34 \pm 1.13$   $\mu\text{m}$  com uma distribuição unimodal (TLDs). As idades HeA variam entre  $128.8 \pm 3.9$  Ma e  $196.6 \pm 5.9$  Ma e apresentam um padrão de envelhecimento em direção ao Grande Escarpamento, com idades mais antigas do que as respectivas idades TFA, interpretadas como o resultado do acúmulo de danos radioativos nas apatitas. As modelagens das histórias térmicas foram construídas com os parâmetros cinéticos Dpar e com o ângulo em relação ao eixo-c por meio do software Hefty. Ambas as modelagens TFA e HeA indicam três principais eventos de resfriamentos associados à soerguimento/denudação: do Jurássico ao Eocretáceo, no Neocretáceo e do Eocêno – Oligocêno ao recente, os quais são compatíveis com as espessuras de sedimentos interpretadas a partir de dados geofísicos da região *offshore* do Namibe. Os dados aqui obtidos sugerem uma evolução fanerozóica policíclica para o sudoeste da margem angolana e reforça a importância do evento cenozóico na área o qual têm sido documentado amplamente ao longo da margem angolana mas não têm sido evidente em outras regiões da África meridional, onde têm sido dada mais importância aos eventos do Cretáceo. As diferenças de magnitude entre os eventos registrados no sudoeste de Angola e noroeste da Namíbia parecem estar associados à um controle do embasamento, com os zonas de cisalhamento neoproterozóicas absorvendo mais deformação do que o cráton do Congo durante os episódios de encurtamento da margem.

**Palavras-chave:** termocronologia. modelagem térmica. margem passiva. denudação.

## ABSTRACT

The low-temperature thermochronology has been an important tool to quantify geological processes in passive continental margins. In this context, the Angolan margin shows evidence of a polycyclic post-rift evolution marked by different events of uplift, basin inversion and changes in sedimentation rates to the marginal basins, which have controlled the salt tectonics and the hydrocarbon deposits. To understand the pre, sin and post-rift evolution of the southwestern Angolan margin, outcrop samples were collected for apatite fission track and apatite (U-Th)/He analysis ranging in elevation from 79 m to 1675 m from the coast toward the interior plateau in a profile between Namibe and Lubango cities. The area lies on the edge of Central and Southern Atlantic segments, a few kilometers northward the Walvis ridge, and encompasses the Archean and Proterozoic basement rocks of the Congo craton. The AFT ages range from  $120.6 \pm 8.9$  Ma to  $328.8 \pm 28.5$  Ma and they show a trend of increasing age with increasing elevation. The partial main track lengths (MTLs) vary between  $11.77 \pm 1.82$   $\mu\text{m}$  to  $12.34 \pm 1.13$   $\mu\text{m}$  with unimodal track length distributions (TLDs). The AHe ages range from  $128.8 \pm 3.9$  Ma to  $196.6 \pm 5.9$  Ma and they show a trend of increasing ages toward the Great Escarpment, older than the respective AFT ages, which could be interpreted as a result of the radiation damage accumulation in the apatites. The thermal histories modelling have been constrained with the kinetic parameters  $D_{\text{par}}$  and  $c$ -axis angle by the Hefty software. Both AFT and AHe thermal histories modelling indicate three main episodes of denudation/uplift driven cooling: from Jurassic to Early Cretaceous, in the Late Cretaceous and from Oligocene-Miocene to recent times, which are compatible with the sedimentary fill interpreted from the *offshore* Namibe basin geophysical data. The data suggest a Phanerozoic polycyclic evolution of the southwestern Angola margin and lend weight to the Cenozoic event in the area which has been widely reported along the Angolan margin but has not been evident in other regions of southern Africa, where it has been documented main Cretaceous events. Differences in magnitude of events between southern Angolan and northern Namibian margins suggest a likely basement control linked to different tectonic-denudation episodes, where the Neoproterozoic shear zones have absorbed more deformation than the Congo craton during the shortening events of the margin.

**Keywords:** thermochronology. thermal modelling. passive margin. denudation.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1</b> – a) Localização dos limites de placas tectônicas e das margens passivas de alto relevo e (b) relevo da África meridional mostrando o limite do Grande Escarpamento .....	13
<b>Figura 2</b> - Modelos conceituais de evolução de margem passiva.....	15
<b>Figura 3</b> - Localização das bacias offshore da margem angolana .....	16
<b>Figura 4</b> - Localização da área de estudo .....	18
<b>Figura 5</b> - Mapa Geotectônico da África .....	21
<b>Figura 6</b> - Mapa da porção aflorante do Bloco de Angola na região oeste de Angola e noroeste da Namíbia .....	22
<b>Figura 7</b> - Mapa de compartimentação tectônica simplificada dos cinturões Damara e Kaoko no noroeste da Namíbia .....	25
<b>Figura 8</b> - Perfil geológico da porção norte da bacia do Baixo Congo .....	26
<b>Figura 9</b> - Coluna estratigráfica da porção sul da bacia do Baixo Congo .....	27
<b>Figura 10</b> - Perfil geológico da porção sul da bacia do Kwanza .....	28
<b>Figura 11</b> - Coluna estratigráfica da bacia interna do Kwanza.....	29
<b>Figura 12</b> - Área de ocorrência da superfície de aplainamento africana em Angola e norte da Namíbia.....	31
<b>Figura 13</b> – Mapa geológico e geotectônico da área de estudo .....	36
<b>Figura 14</b> - Seção estratigráfica mostrando os depósitos pré-sal, Formação Bambata (sal) e depósitos pós-sal da bacia do Namibe .....	38
<b>Figura 15</b> - Coluna estratigráfica geral da região de Bentiaba .....	39
<b>Figura 16</b> - Fotografia da região de Piambo .....	40
<b>Figura 17</b> - Mapa geomorfológico do sudoeste de Angola .....	41

<b>Figura 18</b> - O Grande Escarpamento costeiro (escarpa de Chela) visto da “Fenda da Tunda Vala” .....	42
<b>Figura 19</b> - Temperaturas de fechamento dos sistemas termocronológicos em diferentes minerais.....	43
<b>Figura 20</b> - Ilustração da formação dos traços de fissão fósseis segundo a teoria da explosão iônica.....	44
<b>Figura 21</b> - Fotomicrografia mostrando traços de fissão fósseis em cristal de apatita .....	45
<b>Figura 22</b> - Ilustração do método do detector externo.....	47
<b>Figura 23</b> - Representação esquemática das zonas de retenção total (ZRT), de apagamento parcial (ZAP) e de apagamento total (ZAT) .....	49
<b>Figura 24</b> - Ilustração da disposição de traços fósseis confinados oblíquos e paralelos a superfície mineral. ....	52
<b>Figura 25</b> - Perfis de concentração de He do centro para a borda de um cristal de apatita .....	58
<b>Figura 26</b> – Ilustração da pilha de irradiação com o posicionamento das amostras deste trabalho.. ....	59
<b>Figura 27</b> – Ilustração da lâmina utilizada para contagem dos traços de fissão em microscópio óptico. ....	60
<b>Figura 28</b> - Imagem SRTM e perfil topográfico com sobrelevação de 10 vezes da área de estudo com os respectivos pontos de coleta e idades TFA obtidas. ....	61
<b>Figura 29</b> - Gráficos das idades radiais aparentes TFA e da relação $RhoS$ versus $RhoI$ das amostras individuais geradas no software Trackkey .....	65
<b>Figura 30</b> - Gráficos de idade aparente TFA versus MTLs e altitude. ....	66
<b>Figura 31</b> - Histórias térmicas TFA.....	72
<b>Figura 32</b> - Gráfico de idade não corrigida versus eU em grãos individuais de apatita .....	73
<b>Figura 33</b> - Histórias térmicas (U-Th)/He .....	77

<b>Figura 34</b> - Histórias térmicas da modelagem combinada TFA e HeA.....	79
<b>Figura 35</b> - Paleovales, paleoterraços e falésias elevadas acima do nível do mar na margem de Benguela .....	86
<b>Figura 36</b> - Gráfico de paleotemperaturas <i>versus</i> altitude construído a partir das amostras do presente trabalho .....	88
<b>Figura 37</b> – Gráfico das taxas de sedimentação das bacias da margem oeste da África ao longo do Fanerozóico .....	91
<b>Figura 38</b> – Ilustração do padrão de idades traço de fissão esperado para os modelos de flexura crustal, de recuo lateral de escarpa e do divisor de drenagem fixo .....	94
<b>Figura 39</b> - Mapas de espessuras de sedimentos da região <i>offshore</i> da margem da Namíbia .	95
<b>Figura 40</b> - Correlação entre os intervalos caracterizados por discordância na bacia interna do Kwanza e os períodos de resfriamento obtidos neste trabalho .....	96
<b>Figura 41</b> - (A) Reconstrução esquemática das paleosuperfícies formadas ao longo da evolução geológica da margem do Namibe e (B) modelo para os eventos de resfriamento da margem com a interpretação dos respectivos mecanismos atuantes no relevo .....	98
<b>Figura 42</b> - Correlação entre o clima, resfriamentos e espessuras sedimentares offshore entre o sudoeste de Angola e noroeste da Namíbia durante o Neocretáceo. ....	100
<b>Figura 43</b> - Correlação entre o clima, resfriamentos e espessuras sedimentares offshore entre o sudoeste de Angola e noroeste da Namíbia durante o período entre o Eocênio – Oligocênio ao recente.....	101
<b>Figura 44</b> - (A) interpretações sísmicas mostrando a espessura crustal reduzida da margem do Namibe em relação às margens do Kwanza e do Walvis. (B) Ilustração do processo de espessamento crustal devido à compressão tectônica e (C) seção geológica perpendicular ao cinturão Kaoko.....	103

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> - Detalhe das amostras com os parâmetros relacionados à análise TFA. ....	67
<b>Tabela 2</b> – Detalhe das amostras com os parâmetros relacionados à análise HeA. ....	74
<b>Tabela 3</b> – Cálculo dos parâmetros associados à denudação. ....	89

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E JUSTIFICATIVA.....	17
1.2 OBJETIVOS .....	19
<b>2 CONTEXTO REGIONAL</b> .....	<b>20</b>
2.1 GEOLOGIA.....	20
2.1.1 <i>Cráton do Congo</i> .....	20
2.1.2 <i>Faixa móvel do Oeste do Congo</i> .....	24
2.1.3 <i>Cinturões Damara e Kaoko</i> .....	24
2.1.4 <i>Bacias sedimentares do Baixo Congo, Kwanza e Benguela</i> .....	25
2.2 GEOMORFOLOGIA .....	30
2.2.1 <i>Superfície de aplainamento africana</i> .....	31
<b>3 CONTEXTO LOCAL</b> .....	<b>32</b>
3.1 GEOLOGIA.....	32
3.1.1 <i>Embasamento pré-cambriano</i> .....	32
3.1.2 <i>Bacia do Namibe</i> .....	37
3.2 GEOMORFOLOGIA LOCAL .....	41
3.2.1 <i>Unidades Geomorfológicas</i> .....	41
<b>4 MÉTODO E TÉCNICAS</b> .....	<b>43</b>
4.1 INTRODUÇÃO A TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA .....	43
4.2 ANÁLISE POR TRAÇO DE FISSÃO EM APATITAS .....	44
4.2.1 <i>Cálculo da idade</i> .....	46
4.2.2 <i>O princípio do annealing e temperatura de fechamento TFA</i> .....	49
4.2.3 <i>Parâmetros cinéticos do annealing</i> .....	50
4.2.4 <i>Modelagem térmica TFA</i> .....	51
4.3 ANÁLISE (U-TH)/HE EM APATITAS .....	53
4.3.1 <i>Cálculo da idade</i> .....	53
4.3.2 <i>O princípio da difusão e temperatura de fechamento HeA</i> .....	54
4.3.3 <i>Parâmetros cinéticos da difusão e variáveis do método HeA</i> .....	55
4.3.4 <i>Modelagem térmica HeA</i> .....	57

4.4 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS .....	58
<b>5 RESULTADOS .....</b>	<b>61</b>
5.1 ANÁLISE TFA.....	61
5.1.1 <i>Histórias térmicas TFA</i> .....	68
5.2 ANÁLISE HEA .....	73
5.2.1 <i>Histórias térmicas HeA</i> .....	75
5.3 ANÁLISE COMBINADA TFA E HEA .....	78
<b>6 DISCUSSÃO .....</b>	<b>80</b>
6.1 INVERSÃO DAS IDADES TFA E HEA .....	80
6.2 DEFINIÇÃO DAS CAIXAS DE MONTE CARLO .....	80
6.3 GRADIENTE GEOTÉRMICO E QUANTIDADES DE DENUDAÇÃO .....	86
6.4 A RELAÇÃO DENUDAÇÃO <i>VERSUS</i> SOERGUMENTO E IMPLICAÇÕES NA FORMAÇÃO DO RELEVO ATUAL.....	90
6.5 COMPARAÇÃO COM OS PRINCIPAIS MODELOS CONCEITUAIS DE EVOLUÇÃO DA MARGEM.....	93
6.6 CORRELAÇÃO COM O REGISTRO SEDIMENTAR DA MARGEM .....	94
6.7 MODELO EVOLUTIVO PROPOSTO E POSSÍVEIS MECANISMOS FORMADORES DO RELEVO .....	97
6.8 IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS DOS EVENTOS DO NEOCRETÁCEO E DO OLIGOCÊNIO-MIOCÊNIO ENTRE O SUDOESTE ANGOLANO E NOROESTE DA NAMÍBIA. ....	99
<b>7 CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>104</b>
<b>Referências.....</b>	<b>107</b>

## 1 INTRODUÇÃO

É amplamente conhecido que margens continentais passivas são formadas quando ocorre a ruptura continental e conseqüentemente a bacia rifte gradualmente subside (MCKENZIE, 1978; BOTT, 1971; FALVEY & MUTTER, 1981) enquanto os flancos do rifte soerguem e são gradualmente erodidos ao longo do tempo geológico (WEISSEL & KARNER, 1989; GILCHRIST et al, 1994; KOOI & BEAUMONT, 1994), formando-se assim as porções *offshore* e *onshore*, respectivamente.

Do ponto de vista geomorfológico, algumas destas margens chamam a atenção por apresentarem um relevo característico marcado pela existência de um escarpamento costeiro elevado separando uma planície costeira de baixa altitude de um planalto interior de altitude relativamente elevada e por isso, são classificadas como margens passivas de alto relevo (**figura 1 a**). A margem meridional da África consiste em um bom exemplo deste tipo de paisagem, delimitada por um proeminente escarpamento costeiro em praticamente toda a sua extensão (KOUNOV et al, 2007; KEMPF, 2010, **figura 1 b**).

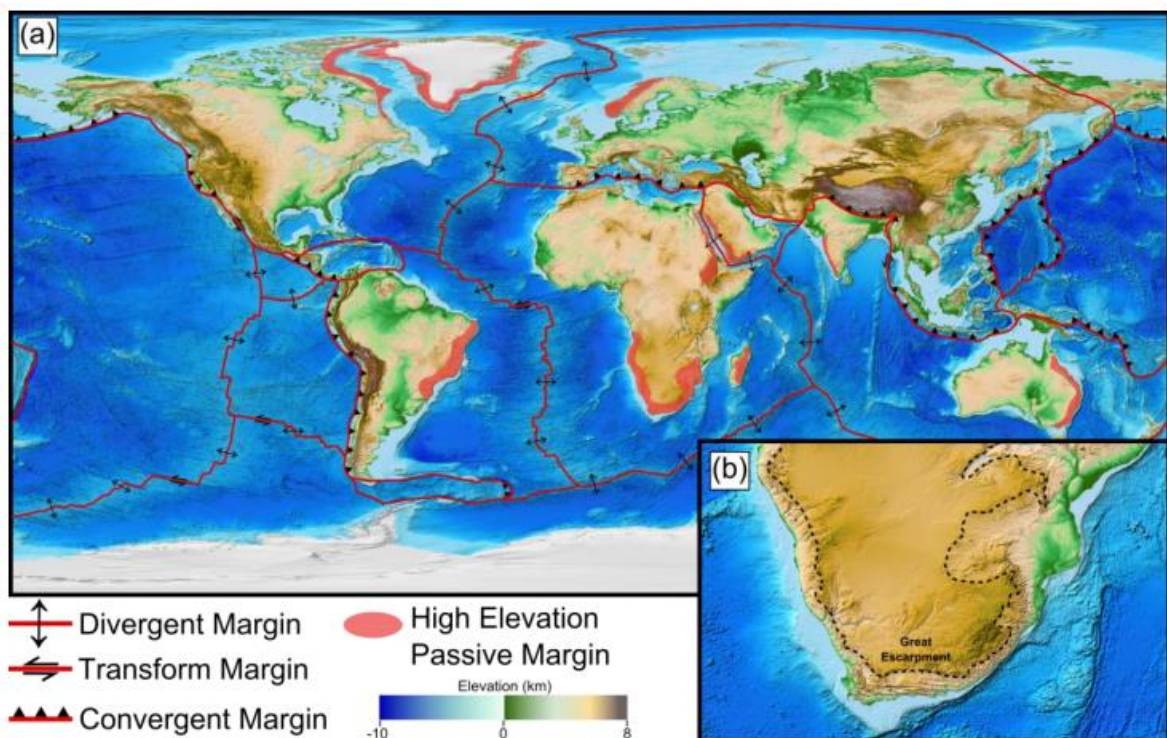


Figura 1 – a) Localização dos limites de placas tectônicas e das margens passivas de alto relevo segundo Summerfield (1991), definidas pela ocorrência de um escarpamento costeiro elevado o qual separa uma planície costeira de baixa altitude de um planalto interior elevado. (b) Mapa de relevo da África meridional mostrando o limite do Grande Escarpamento costeiro. Figura retirada de Wildman (2015).

Para explicar o desenvolvimento deste tipo de margem o modelo de *downwarping* (OLLIER & PAIN, 1997) prevê que inicialmente ocorre o processo de flexura e arqueamento crustal associado à subsidência da bacia e ao soerguimento da borda do rifte. Este soerguimento provocaria queda no nível de base regional e com isso, desencadearia erosão da porção soerguida pelo recuo lateral de escarpa, o qual atuaria durante a fase pós-rifte (**figura 2 A**).

O modelo de recuo lateral de escarpa propriamente (MARTIN, 1976; PARTRIDGE & MAUD, 1987), difere do primeiro por postular que o soerguimento das bordas do rifte ocorre por meio de deslocamentos ao longo de falhas normais, os quais possibilitariam à formação de um escarpamento inicial mais elevado, além de incluir os efeitos de soerguimentos devido ao ajuste isostático provocado pela denudação pós-rifte (**figura 2 B**).

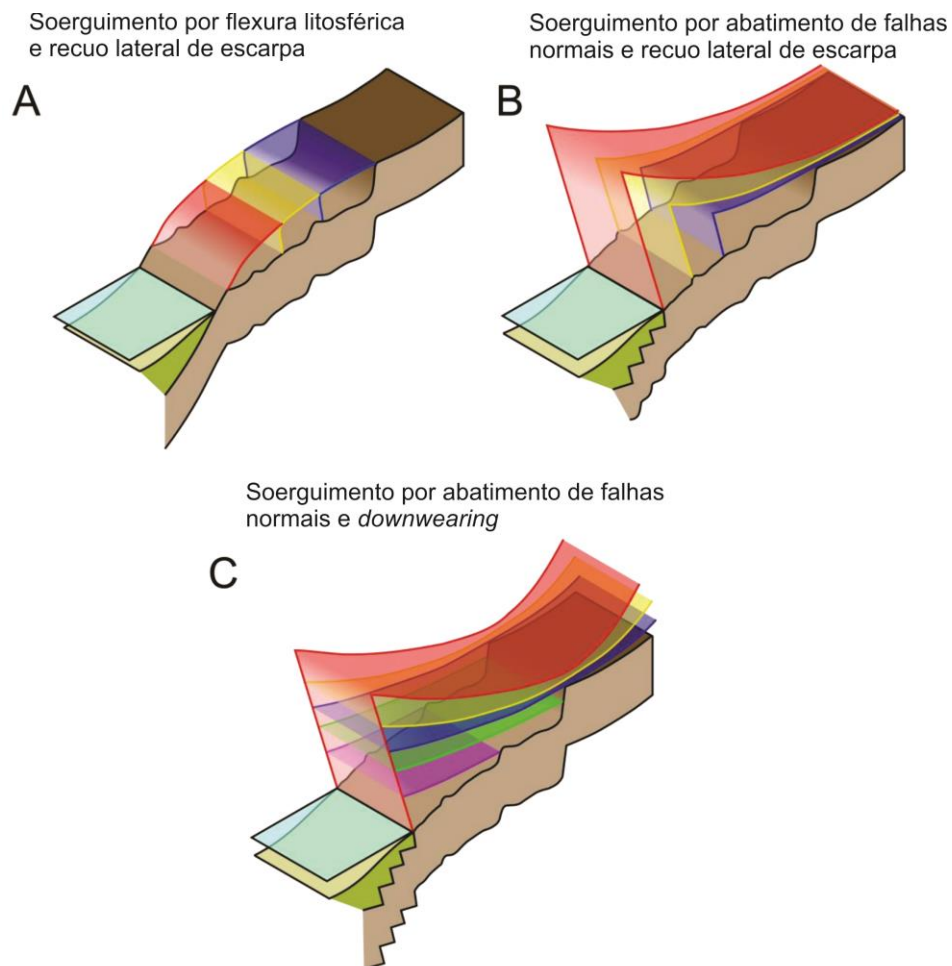
Um terceiro modelo também prevê que o soerguimento inicial das bordas do rifte ocorre ao longo de falhas normais, porém, advoga que a erosão pós-rifte ocorre pelo processo de *downwearing* onde o material é removido de cima para baixo e não lateralmente como proposto pelos modelos anteriores. Para que o processo de *downwearing* ocorra, seria necessário a existência de um paleo divisor de drenagem localizado próximo à região do escarpamento atual (BIERMAN & CAFFEE, 2001; COCKBURN et al., 2000; VAN DER BEEK et al., 2002, **figura 2 C**), o qual provocaria um colapso rápido da borda do rifte previamente soerguida.

Estes três modelos conceituais de evolução de margem “passiva”, apesar de suas diferenças, partem do princípio de que o desenvolvimento da margem é iniciado pelo evento tectônico principal (fase rifte), seguido por um longo período de erosão. Apesar da sua relevância, estes modelos se mostram um tanto simplistas por não incluírem possíveis eventos tectônicos pós-rifte responsáveis pela formação do escarpamento costeiro atual (ex: BURKE & GUNNELL, 2008) e também por não explicarem processos de inversão de bacias, formação de discordâncias erosivas e variações nas taxas sedimentação *offshore* ao longo do tempo geológico.

Neste sentido, a margem angolana localizada no sudoeste da África consiste em um excelente exemplo onde estes processos são amplamente descritos. Estudos lito-estratigráficos na margem da bacia do Kwanza (**figura 3**) sugerem a ocorrência de repetidos soerguimentos e subsidências localizados a partir da observação de que pacotes estritamente marinhos são separados por discordâncias (JACKSON et al., 2005). Tais estudos também apontam para grandes episódios de soerguimento ao longo da margem do Kwanza iniciados no Jurássico-Eocretáceo, no Neocretáceo e no Oligocênio-Miocênio (HUDEC & JACKSON, 2004), os



quais coincidem com episódios de encurtamento tectônico horizontal (HUDEC & JACKSON, 2002) e são compatíveis com dados de traço de fissão em apatita (TFA) que apontam para episódios de resfriamento nestes períodos (JACKSON et al., 2005).



**Figura 2 - Modelos conceituais de evolução de margem passiva: (A) *downwarping*, (B) recuo lateral de escarpa e (C) com divisor fixo de drenagem. As cores do vermelho ao roxo representam a seção denudada durante o tempo 1, 2, 3 e etc, respectivamente. Modificado de Gallagher et al. (1998), retirado de Wildman (2015).**

Padrão similar de evolução é descrito para as margens das bacias de Benguela e Namibe (**figura 3**), porém, com variações na magnitude e localização dos eventos. Guiraud et al. (2010) registram evidências lito-estratigráficas de que os soerguimentos iniciados no Neocretáceo e no limite Oligocênio-Miocênio foram maiores na bacia interna de Benguela e menores na bacia interna do Kwanza e estariam relacionados ao padrão estrutural de cada segmento de margem, os quais responderiam diferentemente aos esforços tectônicos atuantes.

Bem como na margem do Kwanza, no embasamento da margem do Namibe dados de TFA apontam para resfriamentos iniciados nestes mesmos períodos (ROSANTE, 2013;

GREEN & MACHADO, 2015), sendo este último, evidenciado também por dados lito-estratigráficos e geocronológicos da bacia *onshore* do Namibe que apontam para a ocorrência de soerguimentos quaternários que aumentam de intensidade em direção a bacia interna de Benguela (GIRESSE et al, 1984).

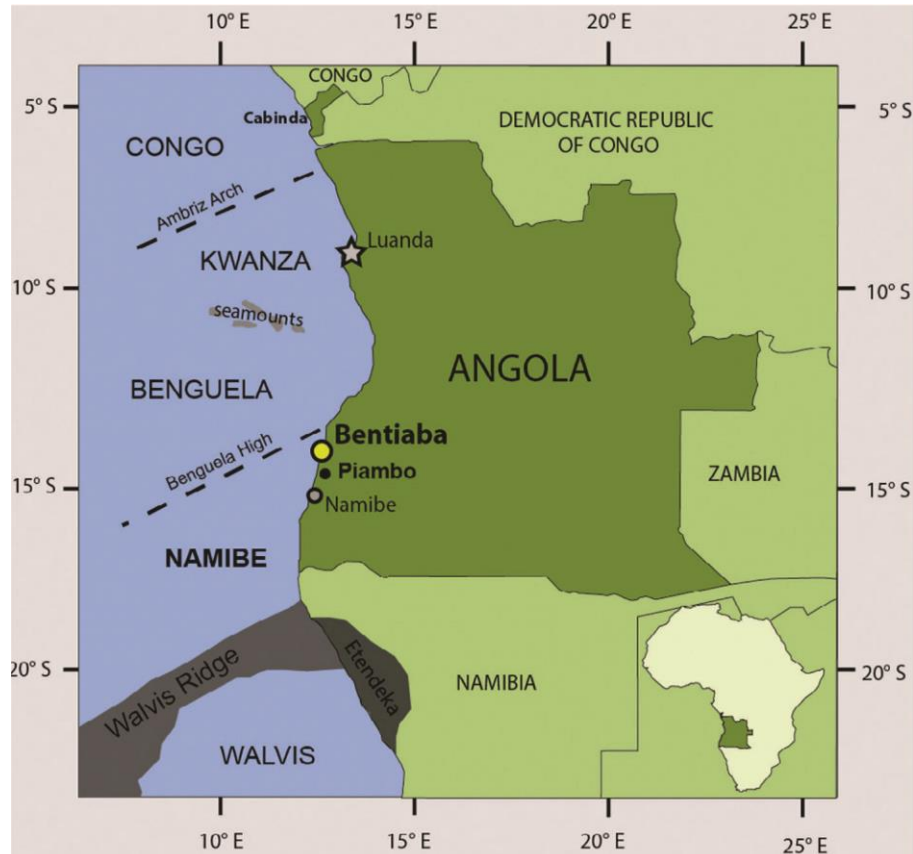


Figura 3- Localização das bacias offshore da margem angolana modificado de Comin-Chiaramonti et al. (2011), retirado de Strganac et al. (2014).

Os episódios de soerguimento da margem angolana coincidem também com o início da tectônica salina, ocasionada pela inclinação da margem e pelo aumento do peso da pilha sedimentar. O fluxo de sal para o oceano estaria relacionado à formação de estruturas e à deformações nas rochas sobrejacentes, interferindo na formação e localização dos depósitos de hidrocarbonetos (HUDEC & JACKSON, 2004; MACGREGOR, 2012; GREEN & MACHADO, 2015).

Todas estas evidências de uma evolução “policíclica” para a margem angolana ao mesmo tempo que colocam em cheque os modelos conceituais descritos, trazem consigo um conjunto de perguntas que ainda são tema de grandes discussões, dentre as quais: O Grande Escarpamento costeiro bem como o relevo da África meridional foi formado por eventos

tectônicos associados à fase rifte ou durante a fase pós-rifte? Quais seriam os mecanismos associados à sua formação e ao seu desenvolvimento? Qual destes fatores é mais importante: clima ou tectônica?

Para responder a estas perguntas, estão sendo amplamente utilizadas técnicas quantificadoras como a modelagem numérica de superfície (ex: TUCKER & SLINGERLAND, 1994; BEEK & BRAUN, 1999), a termocronologia de baixa temperatura (ex: PERSANO et al., 2002; KARL et al., 2013; FRANCO-MAGALHAES et al., 2010) e isótopos cosmogênicos (ex: BIERMAN, 1994; VAN DER WATEREN & DUNAI, 2001). Tais técnicas têm se mostrado eficazes na detecção e quantificação dos processos atuantes na modelagem do relevo tais como soerguimentos, subsidências e das taxas de denudação continental, além de auxiliarem na interpretação dos possíveis mecanismos associados.

### 1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E JUSTIFICATIVA

A área de estudo localiza-se no sudoeste do território angolano e engloba uma faixa perpendicular à linha de costa entre as cidades de Namibe e Lubango, ambas capitais de suas respectivas províncias homônimas. Namibe conta com o terceiro maior porto de Angola, com o aeroporto *Welwitschia Mirabilis* modernizado em 2013 e com a estrada de ferro de Moçamedes, a qual faz a ligação entre as principais cidades da região incluindo Lubango, cujo acesso também pode ser feito pelo aeroporto Mucanca. As principais vias terrestres da área são a estrada de Benguela que liga a cidade de Namibe ao norte do país e a estrada de Huíla que liga Namibe ao interior à leste (ONMEDIA, 2012, **figura 4**).

A escolha desta região justifica-se frente aos seguintes aspectos:

- a margem do Namibe é a menos conhecida do ponto de vista geológico, geomorfológico e quanto ao potencial petrolífero, frente às margens do Kwanza e Benguela à norte (BRITO et al., 2005) e logo carece de estudos geocientíficos em geral capazes de detectar e quantificar os processos atuantes ao longo da evolução da margem;
- a região se encontra no limite entre os segmentos austral e central do Atlântico Sul, os quais são definidos por processos tectônicos e magmáticos distintos (BLAICH et al., 2011), separados pela cordilheira Walvis (**figura 4**) cuja origem e evolução ainda é controversa, com autores que defendem sua origem ígnea tratando-se de crosta oceânica anormalmente espessa (FROMM, 2015) e outros que defendem que pelo menos sua porção leste se trata de crosta continental que se separou do continente e

subsídiu (EMERY & UCHUPI, 2012; VAN DER LINDEN, 1980), portanto, consiste em uma área chave do ponto de vista geotectônico;

- a área é um exemplo clássico de margem passiva de alto relevo marcada por um grande escarpamento costeiro cuja origem e evolução ainda é debatida, portanto, os modelos conceituais e o modelo policíclico podem ser testados;

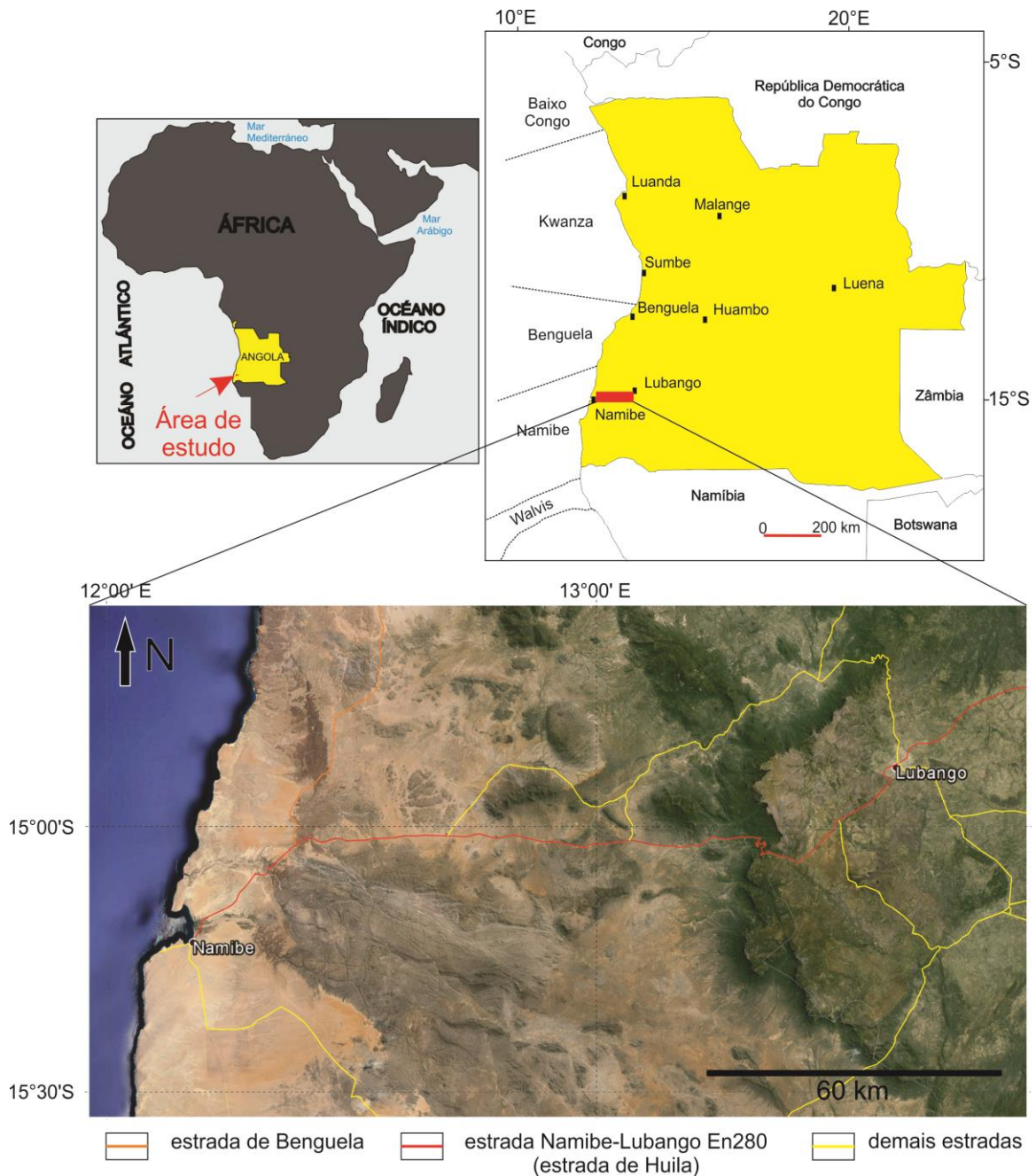


Figura 4- Localização da área de estudo no contexto do continente africano e do território angolano, situada ao lado da bacia *offshore* do Namibe, com detalhe para as principais vias de acesso da região.

## 1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é estabelecer um modelo para a evolução pós-rifte da margem do Namibe a partir da quantificação da denudação continental e da interpretação dos possíveis mecanismos responsáveis pela evolução do relevo ao longo do tempo geológico. Para tal, será aplicada a termocronologia de baixa temperatura combinando as técnicas por traço de fissão e (U-Th)/He em apatitas, que juntas, detectam variações térmicas entre ~ 45 e 120°C (ver GALLAGHER et al., 1998; GLEADOW et al., 2002; FARLEY, 2002, dentre outros) sendo sensíveis aos processos geológicos ocorridos nos primeiros quilômetros da crosta.

Consequentemente, espera-se que o presente trabalho forneça dados quantitativos relevantes tanto para a discussão à nível regional envolvendo a abertura e evolução do oceano Atlântico Sul, quanto para a discussão à nível local envolvendo a evolução do Grande Escarpamento e da bacia do Namibe na região.

## 2 CONTEXTO REGIONAL

### 2.1 GEOLOGIA

A área de estudo situa-se dentro do cráton do Congo e por isso serão descritas as rochas do embasamento pré-cambriano do cráton e das faixas móveis neoproterozóicas circunvizinhas (**figura 5**), seguida da descrição das bacias sedimentares costeiras meso-cenozóicas da margem angolana, dentre as quais está inserida a bacia do Namibe.

#### 2.1.1 Cráton do Congo

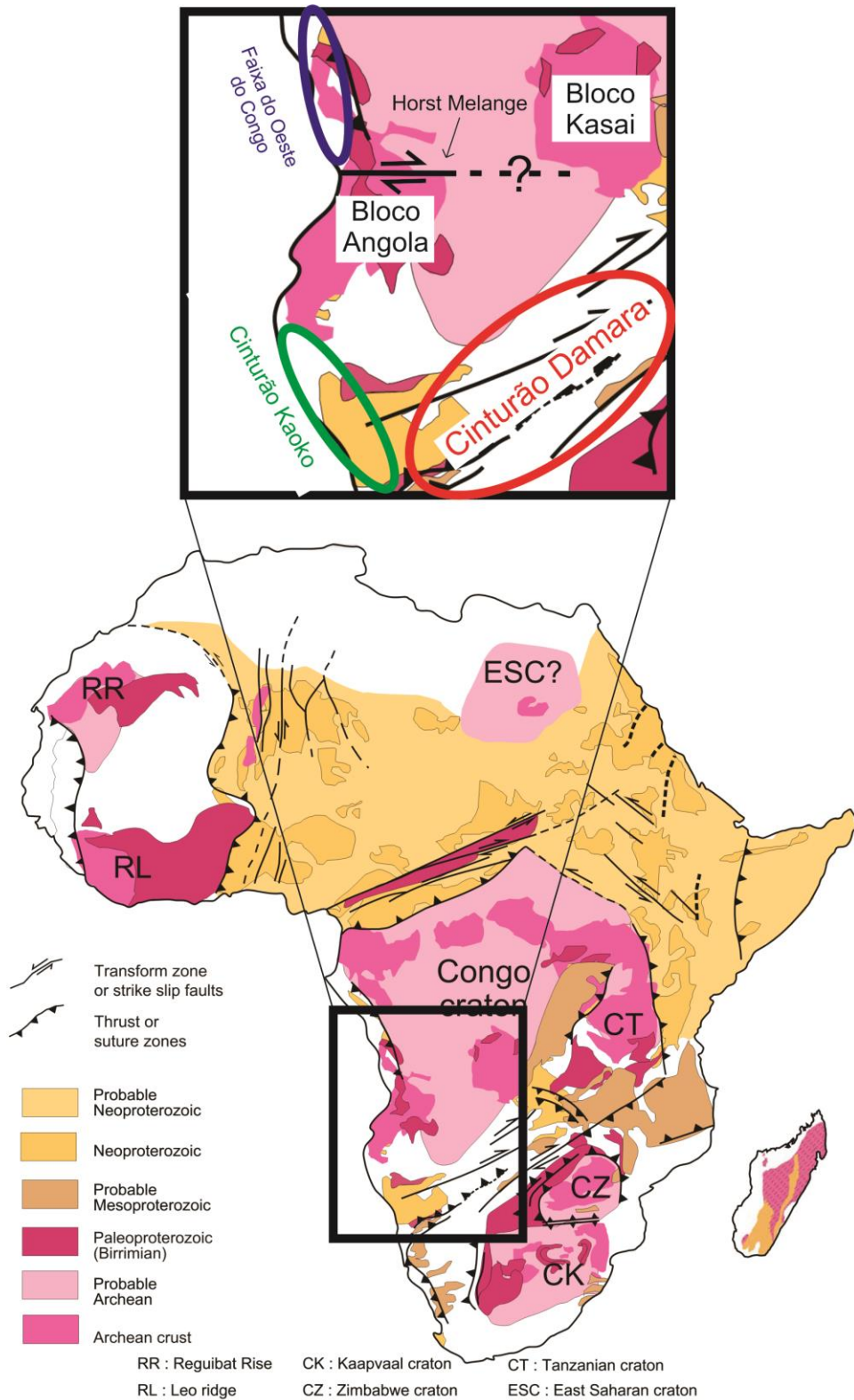
O cráton do Congo possui uma história evolutiva complexa cuja cratonização se inicia no Arqueano, passando pela orogenia Eburneana entre 2.1 à 1.8 Ga associada a amalgamação do supercontinente Columbia (ZHAO et al., 2002) e pela orogenia Kibaraniana entre 1.4 à 1.0 Ga associada à amalgamação de Rodínia (CHEAN et al., 1984; BONIFACE et al., 2014). O cráton é composto por um conjunto de vários blocos crustais arqueanos que em Angola, são representados pelos blocos Kasai e de Angola (DE WAELE et al., 2008, **figura 5**).

O limite entre os blocos Kasai e Angola é encoberto por sedimentos da bacia continental do Congo (DE WAELE et al., 2008) e é possivelmente coincidente com uma grande zona de cisalhamento pré-cambriana de direção leste-oeste conhecida como Horst Melange (ALMEIDA et al., 2013, **figura 5**) ou Horst do Kwanza (MCCOURT et al., 2013), localizada a poucos quilômetros à sul da capital Luanda, a qual separa dois domínios geotectônicos distintos.

O domínio norte é composto pelo bloco Kasai, por rochas do cráton do Congo indiferenciadas e pela faixa móvel neoproterozóica do Oeste do Congo e o domínio sul é constituído pelo bloco de Angola e pelos cinturões orogênicos neoproterozóicos Kaoko e Damara (HEILBRON et al., 2008, **figura 5**).

#### Bloco Kasai

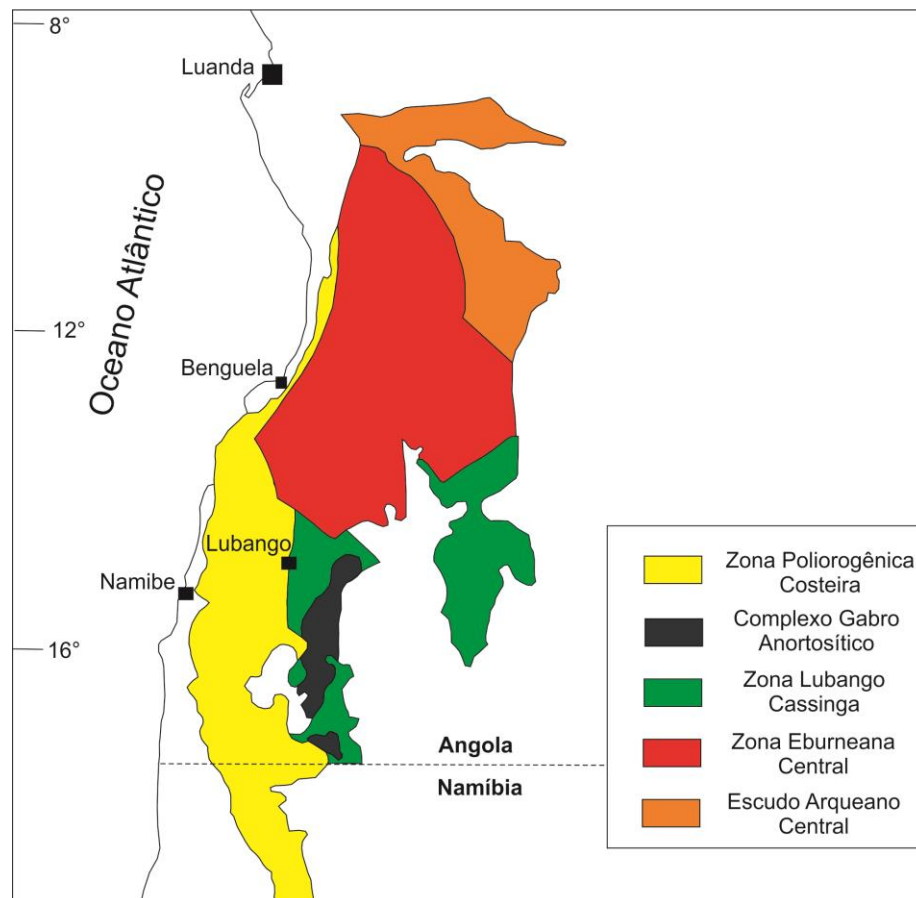
O bloco se estende em uma faixa NW-SE por praticamente toda a região nordeste do território angolano (DE WAELE et al., 2008). Consiste em um conjunto de gnaisses graníticos com idade metamórfica de ~ 2.8 Ga (CHEAN et al., 1984) e em rochas graníticas intrusivas eburneanas datadas por U-Pb em zircão em ~ 2 Ga (KEY et al., 2001).



**Figura 5-** Mapa Geotectônico da África mostrando os terrenos cratônicos constituídos de núcleos arqueanos e rochas paleo e mesoproterozóicas em contato tectônico com rochas neoproterozóicas das faixas móveis circunvizinhas. Retirado de Dauteuil et al. (2009), baseado em Moyen et al. (2006), Toteu et al.(2006), Veevers (2004) e Zhao et al. (2002).

### Bloco de Angola

O bloco aflora na porção centro-sul de Angola e estende-se para o norte da Namíbia (DE WAELE et al, 2008). É dividido tectonicamente no Escudo Central, na Zona Eburneana Central, na Zona Lubango-Cassinga, no Complexo Gabro-Anortosítico do Oeste de Angola e na Zona Poliorogênica Costeira (HEILBRON et al, 2008, **figura 6**).



**Figura 6-** Mapa da porção aflorante do Bloco de Angola na região oeste de Angola e noroeste da Namíbia, com as respectivas unidades tectônicas, baseado em Carvalho et al. (2000), Tack et al. (2001) e Goscombe et al. (2005), modificado de Heilbron et al. (2008).

Segundo Carvalho et al.(2000) o bloco arqueano central compreende os escudos Central e de Cuango, compostos por complexos granito-gnaiss-migmatíticos de idades U-Pb de 2.68 Ga +- 5 Ma (DELHAL et al, 1975 recalculados por CHEAN et al, 1984) intrusivos em complexo gabro-anortosito-charnoquítico de idade U-Pb de 2.82 Ga (CHEAN et al, 1984).

A Zona Eburneana Central compreende uma faixa N-S que faz contato com as rochas da Zona Lubango-Cassinda à sul e com o Horst do Kwanza à norte, é bordada à leste pelo



Escudo Central e à oeste pela Zona Poliorogênica Costeira e pela cobertura fanerozóica (HEILBRON et al, 2008; MCCOURT et al, 2013). É formada pelos Grupos Chivanda, Bale e Oendolongo, compostos por associações granito-gnaissicas cuja idade Rb-Sr é de aproximadamente 2.2 Ga (TORQUATO et al, 1979) e sequências meta-vulcano-sedimentares com pico metamórfico em 2.1 Ga (CHEAN et al, 1984). O Grupo Chivanda é formado por quartzitos, conglomerados, arenitos, *pillow* lavas, rochas vulcânicas félsicas e xistos que são intrudidos pelos granitos regionais. Os Grupos Bale e Oendolongo consistem em quartzitos, conglomerados, folhelhos, vulcânicas félsicas e arenitos e estão sobrepostos discordantemente sobre as rochas dos Grupos Chivanda e Jamba (MCCOURT et al, 2013).

O complexo Gabro-Anortosítico do Oeste de Angola configura uma estreita faixa de direção N-S no interior da Zona Lubango-Cassinga e abrange uma área entre o extremo norte da Namíbia até as proximidades da cidade angolana de Lubango (HEILBRON et al, 2008). As rochas do complexo são intrudidas pelos chamados “granitos Vermelhos” constituídos por granitos, monzonitos, sienitos, charnoquitos, mangeritos e riolitos porfíricos (CARVALHO & ALVES, 1990 apud BAXE, 2007) . O complexo possui idade K-Ar em anortosito de 2.1 Ga +- 43 Ma (SILVA, 1972), no entanto, datações recentes U-Pb e Sm-Nd apontam idades entre 1.3 e 1.4 Ga obtidas em veios de mangeritos, troctolitos e anortositos (MAYER et al, 2004).

A Zona Lubango-Cassinga consiste também em uma faixa N-S que se estende da divisa entre Angola e Namíbia até a algumas dezenas de quilômetros à norte da cidade de Lubango. É composta por gnaisses, granitóides e rochas vulcano-sedimentares arqueanas à paleoproterozóicas, que fazem contato com os granitóides da Zona Poliorogênica Costeira, com as rochas do Complexo Gabro-Anortosítico do Oeste de Angola e com a Zona Eburneana Central (HEILBRON et al, 2008). Datações recentes obtidas por McCourt et al (2013) e Delor et al (2006) propõem idades U-Pb SHRIMP entre 2.03 e 1.96 Ga para granitóides no sul de Angola.

A Zona Poliorogênica Costeira configura uma faixa N-S localizada entre as cidades de Namibe e Lubango (limites oeste e leste, respectivamente) e entre o norte da Namíbia e a cidade angolana de Sumbe (limites sul e norte, respectivamente). Próximo a cidade de Benguela, esta faixa se torna estreita em direção ao norte e faz contato com as rochas da Zona Eburneana Central à leste. Em direção ao sul, faz contato com a Zona Lubango-Cassinga à leste e com as rochas da Faixa Kaoko à sul. É composta por um conjunto de granitóides, gnaisses, migmatitos e metassedimentos arqueanos, paleo e mesoproterozóicos (CARVALHO et al, 2000).

### 2.1.2 Faixa móvel do Oeste do Congo

A faixa móvel do Oeste do Congo (WCPB – *West Congolian Pan-African Belt*) configura uma faixa NW-SE que margeia à oeste o bloco Kasai (**figura 5**). É considerada um rifte intra-continental preenchido sequencialmente por sedimentos incipientes, riolitos, basaltos, lavas félsicas e metassedimentos do Grupo do Oeste do Congo, que possuem idade metamórfica de 560 Ma associada a inversão do rifte no final do Neoproterozóico durante o ciclo pan-africano (TACK et al, 2001).

### 2.1.3 Cinturões Damara e Kaoko

O cinturão Damara bem como a WCPB, foi desenvolvido durante o ciclo pan-africano no Neoproterozóico (JUNG & MEZGER, 2001). É composto por um braço principal de direção NE-SW que se estende pela região central da Namíbia, conhecido como cinturão Damara (*sensu strictu*) e por um braço secundário NW-SE paralelo à linha de costa conhecido como faixa Kaoko, a qual se estende pelos territórios de Angola e Namíbia (MARTIN & PORADA, 1977; KROENER, 1982, **figura 7**).

Similarmente à WCPB, o cinturão Damara é constituído de uma espessa sequência de metassedimentos, resultados de um primeiro estágio deposicional durante as fases rifte e de margem passiva e que posteriormente sofreram deformação e metamorfismo durante os processos de subducção e colisão continental no Neoproterozóico. O cinturão Damara (*sensu strictu*) ainda é dividido nas zonas norte, central e sul de acordo com características estruturais, estratigráficas, metamórficas e geocronológicas distintas (MILLER, 1983; JUNG & MEZGER, 2001).

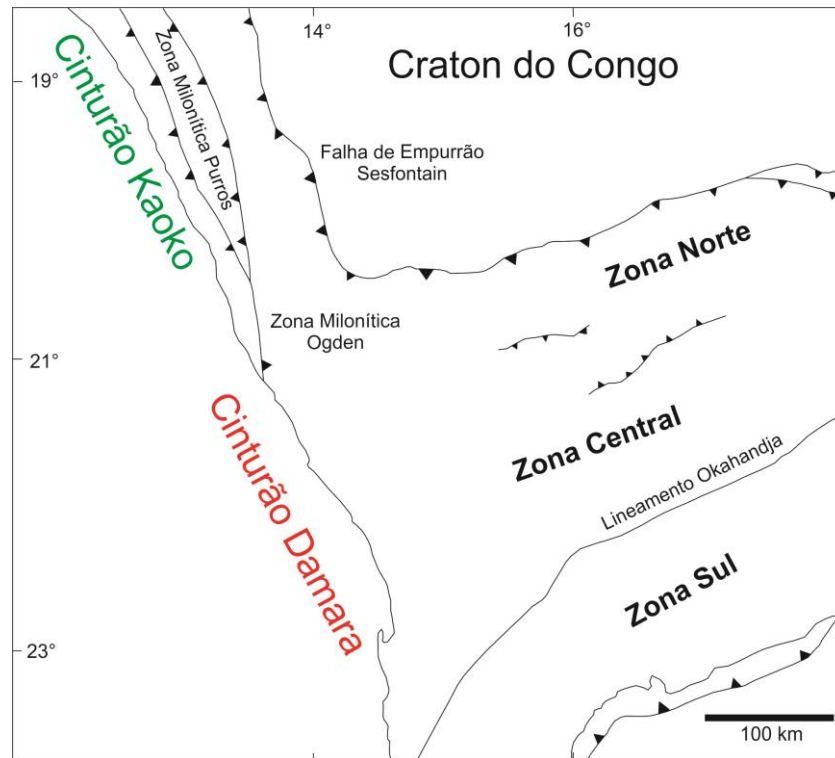


Figura 7- Mapa de compartimentação tectônica simplificada dos cinturões Damara e Kaoko no noroeste da Namíbia, modificado de Goscombe et al. (2004).

#### 2.1.4 Bacias sedimentares do Baixo Congo, Kwanza e Benguela

As bacias da margem angolana são representadas de norte para sul, pelas bacias do Baixo Congo, Kwanza, Benguela e Namibe, separadas por altos estruturais e vulcânicos (figura 3). Aqui faz-se uma breve revisão da geologia das bacias marginais angolanas com exceção da bacia do Namibe a qual será descrita no capítulo “Geologia Local”.

##### Bacia do Baixo Congo

A bacia do Baixo Congo (figuras 8 e 9) se estende por uma área desde a República do Congo até o norte de Angola e consiste em uma porção da bacia do Congo propriamente, que por sua vez, é integrante do sistema de bacias salinas aptianas da margem oeste da África (CLIFFORD, 1966). Localiza-se entre a bacia do Gabão à norte e a bacia do Kwanza à sul, separada desta última pelo Ambriz Spur de direção NE-SW.

A fase rifte é caracterizada pela formação de bacias em grábens e meio-grábens preenchidas por sedimentos aluviais e lacustres, do Neocomiano ao Mesoaptiano. Nesta fase é depositada primeiramente a Formação Bucomazi, composta majoritariamente por siltes e

folhelhos lacustres, onde condições anóxicas durante o Neocomiano permitiram a deposição da seqüência orgânica geradora das primeiras rochas fonte da bacia (DA COSTA et al., 2000). Após esta fase, são depositadas as Formações Loeme, composta pela seqüência evaporítica maciça, e Pinda, composta por sedimentos clásticos e carbonáticos de plataforma continental.

Durante o Neocretáceo e o Eoceno são formadas as seqüências turbidíticas Landana. A bacia do Congo possui a mais espessa seqüência terciária em relação às outras bacias da margem angolana, alcançando aproximadamente 6.000 m de espessura (RAPOSO & INKOLLU, 1998).

### Bacia do Kwanza

A bacia do Kwanza (**figuras 10 e 11**) situada entre as bacias do Congo à norte e de Benguela à sul, localiza-se na região central da margem angolana. É dividida nas bacias do Kwanza interna e externa (HUDEC & JACKSON, 2002), que correspondem aos seguimentos *onshore* e *offshore*, respectivamente. A bacia interna é estruturada em vales e dobras alocinéticas formadas pelo soerguimento e encurtamento do embasamento e a bacia externa é caracterizada por deformações gravitacionais (JACKSON et al., 2005). Guiraud et al. (2010) ainda dividem a bacia nos seguimentos norte e sul, estes com características estruturais diferentes, separados pelo Horst do Kwanza.

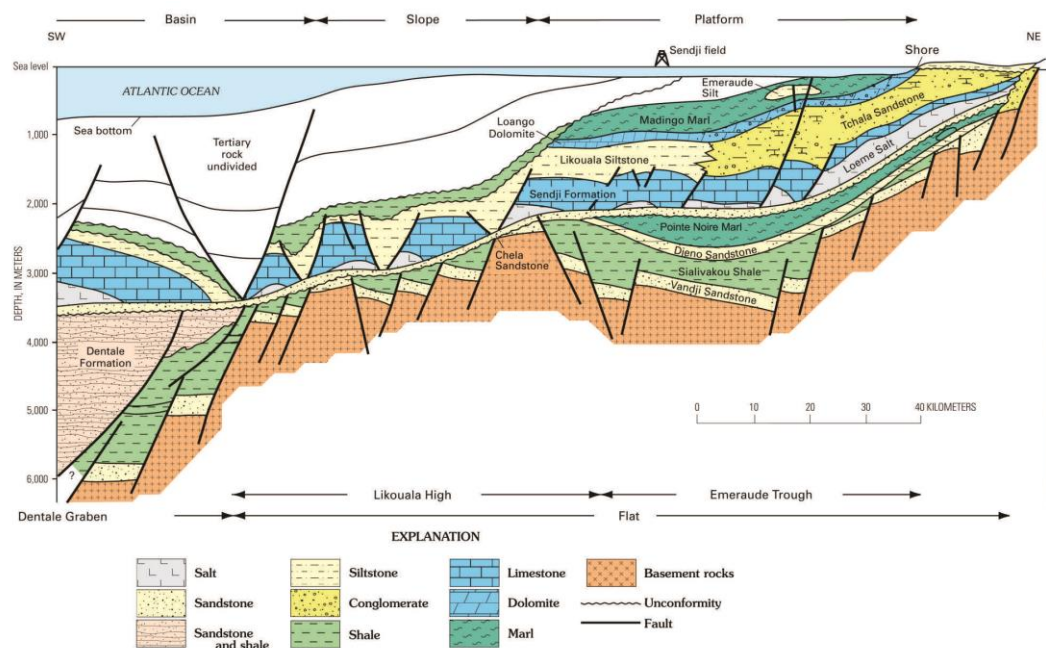


Figura 8- Perfil geológico da porção norte da bacia do Baixo Congo modificado de Baudouy & Legorjus (1991) por Brownfield & Charpentier (2006).

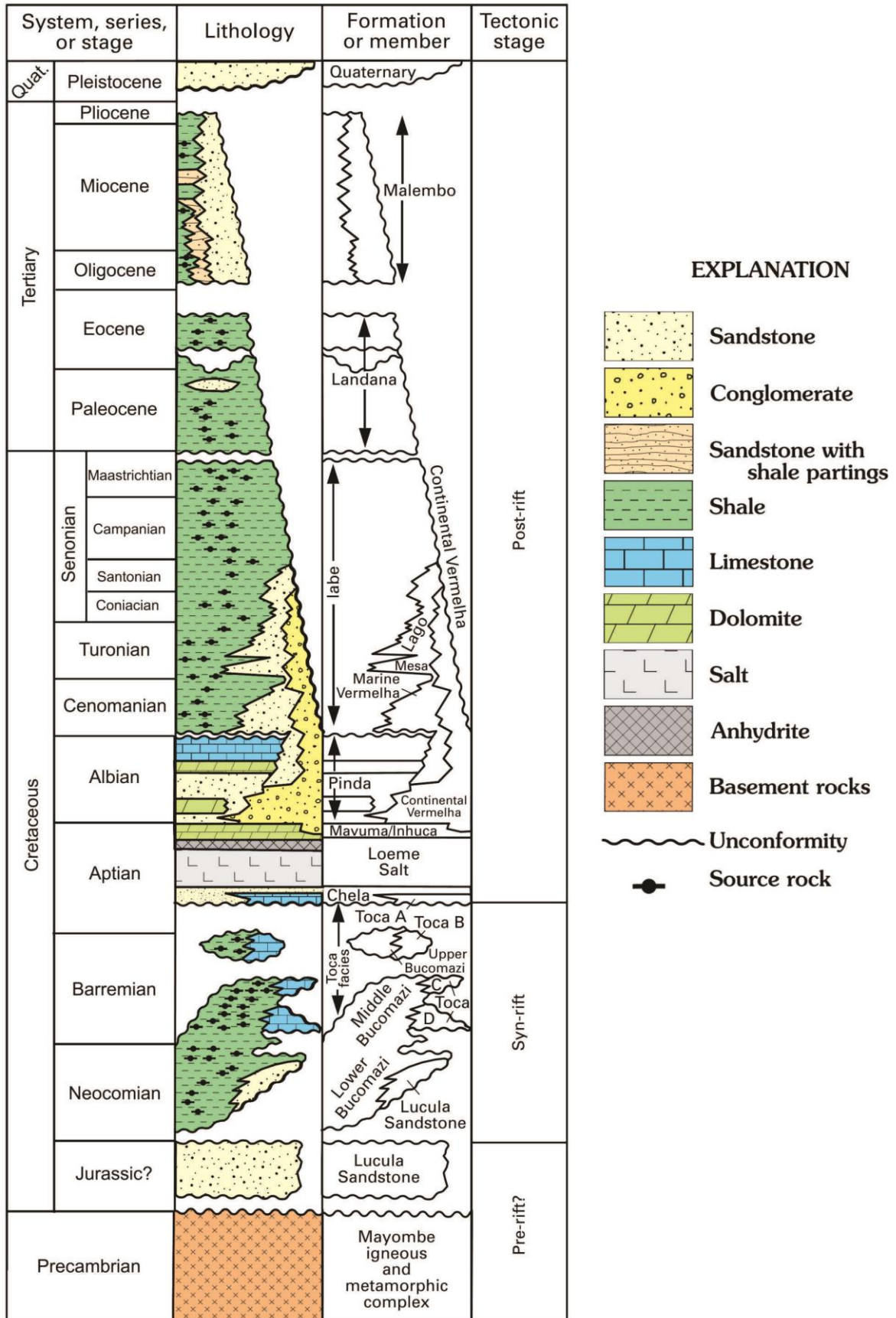


Figura 9 - Coluna estratigráfica da porção sul da bacia do Baixo Congo modificado de McHargue (1990), Schoellkopf & Patterson (2000), e Da Costa et al. (2001) por Brownfield & Charpentier (2006).

A fase rife da bacia inicia-se entre o Neocomiano e o Barremiano (BRACCINI et al, 1997; BATE et al, 2001) e é marcada pela deposição de arenitos flúvio-lacústres que gradam em direção ao topo para carbonatos e folhelhos lacústres, todos neocomianos, os quais são sobrepostos por sedimentos siliciclásticos flúvio-lacústres barremianos depositados em um período de subsidência termal, a qual culmina com a transgressão marinha associada a deposição do sal aptiano, já durante a fase drifte (BRICE et al, 1982; LUNDIN, 1992).

A sedimentação pós-rife é marcada pela predominância de sedimentos marinhos e de plataforma, tais como carbonatos, margas, níveis arenosos, fosfáticos e argilosos, período este desde o Neoptiano até o Quaternário (BONDO, 2014). Ainda nesta fase é registrado um segundo evento magmatico associado à extrusão de basaltos alcalinos, datados do Turoniano (MARZOLI et al, 1999).

A bacia costeira do Kwanza recebe sedimentos da WCPB (GUIRAUD et al, 2010) e sua porção sul consiste no limite norte de exposição das rochas vulcânicas da província Paraná-Etendeka (JACKSON et al, 2005).

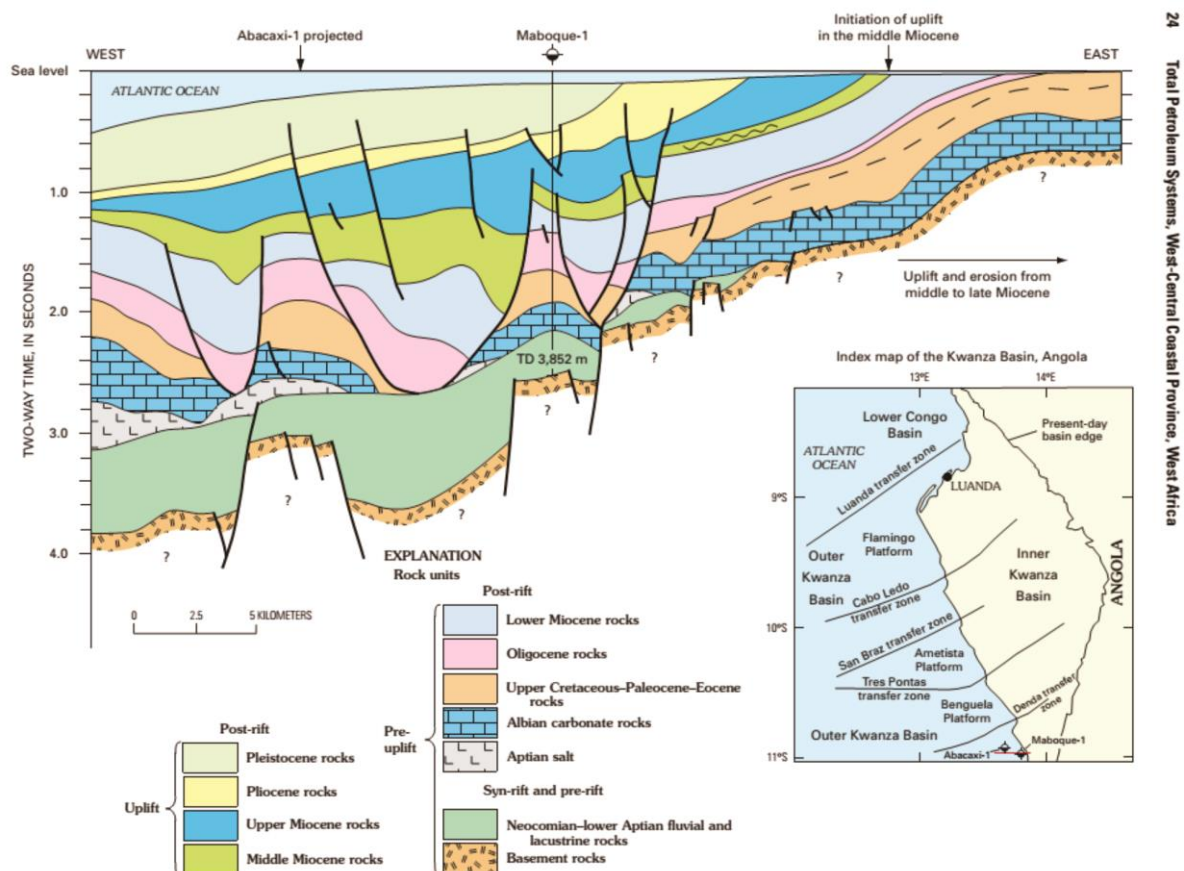


Figura 10- Perfil geológico da porção sul da bacia do Kwanza modificado de Lunde et al. (1992) por Brownfield & Charpentier (2006).

Ma	Period	Epoch	Age	Regional transect (Fig.2B)	Inner Kwanza Basin Stratigraphy	Main stratigraphic Events	Magnetic anomalies	Main tectonic Events	
0	TERTIARY	Pleist. Plio.			Plio-Pleistocene hiatus	Continental	M3	Tertiary Phase 2 rafting, Westward tilting and inner margin uplift	
			Messinian		Quifangondo	Marine	M5		
		Tortonian		Mid-Miocene hiatus					
		Serravallian		Lower Miocene hiatus					
		Langhian		Quifangondo					
20		Miocene	Burdigalian						
			Aquitanian						
		Oligoc.	Chattian		Upper Oligocene hiatus	Icehouse	M8		
			Rupelian		Lower Oligocene hiatus		M13		
			Priabonian						
		Eocene	Bartonian		Cunga	Greenhouse			
			Lutetian						
			Ypresian				Gratidão		M21
			Thanetian						
	Paleoc.	Selardian		Rio Dande	Regressive marine siliciclastics	M25			
		Danian							
	CRETACEOUS	Upper Senonian	Maastrichtian		Teba	Marine	M31		
			Campanian						
			Santonian				Santonian hiatus	M33	
			Coniacian				N'Golome		
			Turonian				Itombe		
		Lower	Cenomanian		Cabo Ledo	Transgressive ramp carbonate platform			
			Albian		Quissonde		Post-rift - Drift		
					Ca Tu Dondo				
			Aptian		Binga				
					Massive salt (Loeme)			M1r	
	Neocomian	Barremian		Cuvo-Chela	Continental fanglomerates and fluvial sand deposits	SR3			
		Hauterivian		Gray Cuvo					
		Valanginian		Red Cuvo					
		Berriasian							
	PRECAMB.			Basement			Pan-African and Eburnian orogenies		

Figura 11 - Coluna estratigráfica da bacia interna do Kwanza modificado de Brognon & Verrier (1966), Bate et al. (2001), Hudec & Jackson (2002) e Gradstein & Ogg (2004) por Guiraud et al. (2010).

## Bacia de Benguela

A bacia de Benguela pode ser considerada como uma sub-bacia da bacia do Kwanza (QUESNE et al., 2009), separada desta à norte, pelo chamado Lineamento Vulcânico do Kwanza (GUIRAUD et al., 2010) ou Montes Vulcânicos de Sumbe (QUIRK et al., 2013), de direção NW-SE e idade Albiana. À sul, a bacia de Benguela é separada da bacia do Namibe pelo chamado Alto de Benguela, que consiste no encontro entre a Zona de Fratura do Rio de Janeiro e a costa (MARTON et al., 2000).

Sua seção sin-rifte é representada pelas formações Cuvo Vermelho e Cuvo Cinza, ambas de idade barremiana e separadas por discordância erosiva. A primeira representa a porção mais basal da sequência, sendo constituída por arenitos grossos e conglomerados fluviais. A segunda representa a porção de topo, formada por arenitos finos, siltitos e folhelhos (GUIRAUD et al., 2010).

A fase transicional inicia-se com a deposição de sedimentos siliciclásticos finos e carbonatos silicificados da Formação Cuvo-Chela sobre a discordância de *break-up*, possivelmente relacionada ao início dos ciclos de incursões marinhas (SPATHOPOULOS, 1996). A sequência evaporítica na bacia é representada pela Formação Noeme (equivalente a Fm. Sal Maciço em Kwanza) que pode alcançar até 3000 m de espessura (MARTON et al., 2000). O fim desta fase é caracterizado pela deposição de carbonatos plataformais da Formação Binga.

A sequência pós-rifte inicia-se com a deposição da Formação Catumbela representada por carbonatos plataformais, pelitos e margas que eventualmente ocorrem interdigitados aos depósitos deltaicos da Formação Tuenza, constituídos essencialmente por conglomerados. Estes últimos são cobertos por argilitos, margas e carbonatos finos da Formação Quissonde que marcam o afogamento da plataforma carbonática (QUESNE et al., 2009).

## 2.2 GEOMORFOLOGIA

Como já colocado, a geomorfologia da África meridional é caracterizada por um extenso planalto interior, separado da região costeira por um proeminente escarpamento. Os geomorfólogos defendem que estes três domínios são definidos por um conjunto de superfícies de aplainamento, dentre as quais se destaca a superfície de aplainamento africana.



### 2.2.1 Superfície de aplainamento africana

Dentre as superfícies erosivas preservadas no continente africano, a superfície de aplainamento africana (**figura 12**) é a mais importante devido a sua ampla extensão regional e porque representa uma longa história geomorfológica desde o Jurássico-Cretáceo até o Miocênio, marcada por vários ciclos erosivos seguido por períodos associados à formação de bauxitas, lateritas e calcretes e a consequente estabilização da superfície (BURKE & GUNNELL, 2008; PARTRIDGE, 1998).

A superfície alcança altitudes médias entre 100 e 500 m acima do nível do mar atual e pode encontrar-se inclinada ou erodida por ciclos mais jovens e até soterrada por sedimentos em algumas bacias interiores, evidenciando a ocorrência de soerguimentos e subsidências nestes locais iniciados em ~ 30 Ma (PARTRIDGE & MAUD, 1987; BURKE & GUNNELL, 2008).

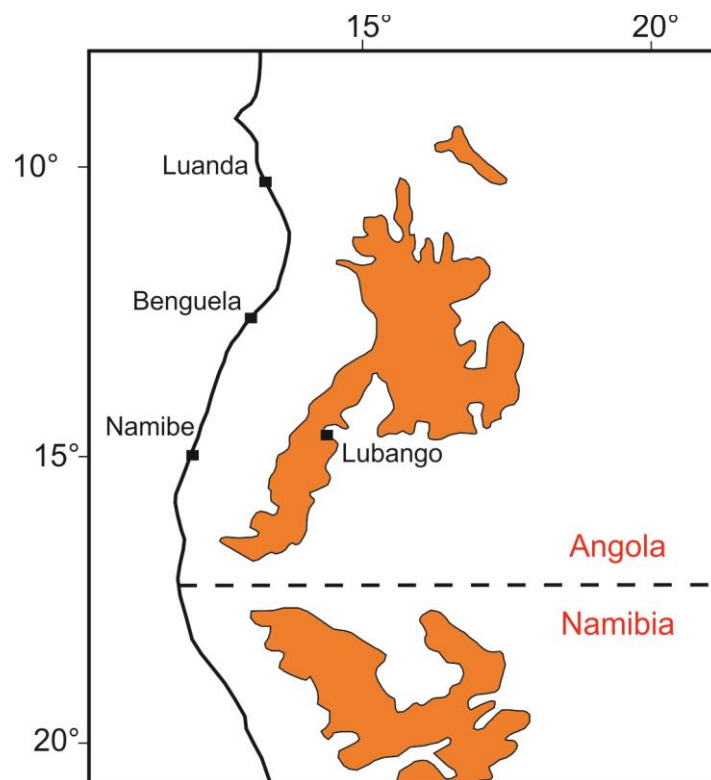


Figura 12 - Área de ocorrência da superfície de aplainamento africana em Angola e norte da Namíbia baseado em King (1962).

### 3 CONTEXTO LOCAL

#### 3.1 GEOLOGIA

A área de estudo está inserida dentro do bloco de Angola e abrange de oeste para leste as rochas da bacia sedimentar do Namibe e do embasamento pré-cambriano da Zona Poliorogênica Costeira, do Complexo Gabro-Anortosítico do Oeste de Angola e da Zona Lubango-Cassinga.

##### 3.1.1 Embasamento pré-cambriano

###### Rochas Metamórficas

Imediatamente à oeste dos depósitos *onshore* da bacia do Namibe, ocorre uma extensa faixa de rochas do Neoarqueano que se configura em uma sucessão de rochas metamórficas divididas da base para o topo nas sequências xisto-quartzítica, calcáreo cristalino e gnaiss-migmatítica (CARVALHO, 1971; **figura 13**). Estas rochas constituem o embasamento dos sedimentos cretáceos e cenozóicos da porção oeste do escudo de Angola (ARAÚJO et al, 1992).

A sequência xisto-quartzítica ocorre na forma de topos elevados, apresenta intercalações de xistos e quartzitos, podendo também apresentar intercalações de metagrauvascas, mármore, anfibolitos e metaconglomerados. Esta sequência pode estar intrudida por granitóides e pelas rochas do Complexo Gabro-Anortosítico. A sequência de calcáreos cristalinos é constituída por mármore calcíco à dolomítico e ocorrem associadas às rochas da sequência xisto-quartzítica. A sequência gnaiss-migmatítica é representada por biotita gnaisses, silimanita-biotita gnaisses com ou sem cordierita, hornblenda-biotita xistos e anfibolitos, que nas zonas de maior metamorfismo apresentam granada e titanita. Os migmatitos ocorrem principalmente no contato das rochas da sequência com granitóides intrusivos e nas regiões de alto metamorfismo (ARAÚJO et al, 1992; CARVALHO, 1971).

### Granitos Regionais

Os granitos do Neoarqueano ocorrem amplamente na porção sudoeste do escudo de Angola. São representados por dois tipos quanto ao teor de sílica e álcalis. O primeiro possui teores de SiO<sub>2</sub> entre 72 e 74% e um teor total de álcalis maior que 7% e são os chamados granitos propriamente ditos, os quais apresentam porfiroblastos de feldspato potássico característicos. Já o segundo termo possui teores de SiO<sub>2</sub> superiores a 68% e um total de álcalis inferior a 7%, sendo classificados como plagiogranitos. Esses granitóides são intrusivos nas rochas metamórficas do Neoarqueano e por vezes hospedam xenólitos de biotita gnaisse, anfibólio gnaisse, biotita xisto e anfibólio xisto (ARAÚJO et al., 1992). Na área são representados por granitos biotíticos, que afloram na forma de um corpo de contorno amebóide na porção centro-oeste, em pequenas lentes irregulares no interior das rochas metamórficas do Neoarqueano e em toda a porção norte e leste da área (**figura 13**).

### Granodioritos e Dioritos

Os granodioritos e dioritos ocorrem na forma de pequenos corpos alongados ou em maciços maiores irregulares, geralmente no contato entre as rochas metamórficas e as intrusões graníticas do Neoarqueano (**figura 13**). Geralmente é difícil distinguir os granodioritos dos dioritos, pois ocorrem em conjunto por meio de uma passagem gradual entre os termos. Em sua grande maioria, correspondem a quartzo dioritos com hornblenda e biotita, granodioritos e tonalitos (ARAÚJO et al., 1992).

### Granitóides da Serra dos Gandarengos

Os granitóides da serra dos Gandarengos são tipicamente porfiróides, com fenocristais centimétricos de plagioclásio, possuem granulação fina à média, e são de natureza cálcio-alcalina, contendo essencialmente quartzo, oligoclásio ou andesina e microclínio pertítico, com biotita, muscovita e clorita como principais minerais acessórios (ALVES & MACEDO, 1965). Na área, estes granitos ocorrem imediatamente à oeste das rochas do Grupo Chela e por vezes fazem contato gradual com os granitos Caraculo-Quibala (**figura 13**); possuem idades Rb/Sr paleoproterozóicas entre 1750 e 1700 Ma (CARVALHO & TASSINARI, 1992) e idades U-Pb em zircão de 1810 Ma, constituindo o embasamento da sequência meta

vulcano-sedimentar do Grupo Chela, classificados como tardi-tectônicos (PEREIRA et al., 2011).

### Grupo Chela

O Grupo Chela se estende pelo chamado planalto da Humpata e compreende as Formações Humpata e Leba (CORREIA, 1976, **figura 13**), esta primeira, ainda separada por alguns autores tais como Torquato & Fogaça (1981) nas Formações Tundavala, Humpata, Bruco e Cangalongue. O Grupo aflora também no norte da Namíbia para fora da área de estudo e repousa discordantemente sobre as rochas do Complexo Gabro-Anortosítico nesta região (CARVALHO & ALVES, 1990). Para a área, estas Formações serão agrupadas somente em Humpata e Leba. O Grupo possui idades de deposição paleoproterozóicas obtidas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão da Formação Humpata em 1.79 Ga (MCCOURT et al., 2013) e entre 1.95 e 1.81 Ga (PEREIRA et al., 2011).

A Formação Humpata constitui a porção basal do Grupo Chela e está sobreposta discordantemente sobre as rochas metamórficas arqueanas e granitóides paleoproterozóicos (ARAÚJO et al., 1992). É constituída na base por metaconglomerados, meta-arenitos e intercalações de metassedimentos piroclásticos (Formação Tundavala) seguidos por rochas vulcanoclásticas ácidas intercaladas a meta-arenitos (Formação Humpata), por metaconglomerados vulcanogênicos intercalados a meta-arenitos acamadados e metassiltitos com níveis vulcânicos (Formação Bruco) e por meta-argilitos, mármore e meta-arenitos arcoseanos inter-acamadados (Formação Cangalongue) (TORQUATO & FOGAÇA, 1981 apud PEDREIRA & WAELE, 2008). O pacote possui espessura entre 200 e 500 m na área (ARAÚJO et al., 1992); faz contato à norte com os granitóides da serra dos Gandarengos, à oeste com estes últimos e com os granitos leucocráticos Caraculo-Bibala; à leste com os granitóides regionais e à sudoeste com os granodioritos e dioritos.

A Formação Leba é composta por metacherts, meta-argilitos, mármore cinza-azulados e mármore dolomíticos maciços à estromatolíticos, se encontra sobreposta discordantemente sobre a Formação Humpata e apresenta uma espessura aproximada de 60 m. Ocorre na área associada a basaltos e doleritos além das rochas da Formação Humpata (CORREIA, 1976; ARAÚJO et al., 1992).

### Granitos Caraculo-Bibala (Quibala)

Este grupo abrange um conjunto de rochas metamórficas do Paleoproterozóico e do Arqueano, que foram granitizadas e remobilizadas, respectivamente, sendo assim formadas a partir de processos metassomáticos no Paleo-Mesoproterozóico, com idades Rb-Sr entre 1761 e 1552 Ma (CARVALHO & TASSINARI, 1992). Estes granitos são separados em biotita granitos porfiróides e granitos leucocráticos, estes últimos ausentes de deformação, considerados como pós-tectônicos (PEREIRA et al, 2011).

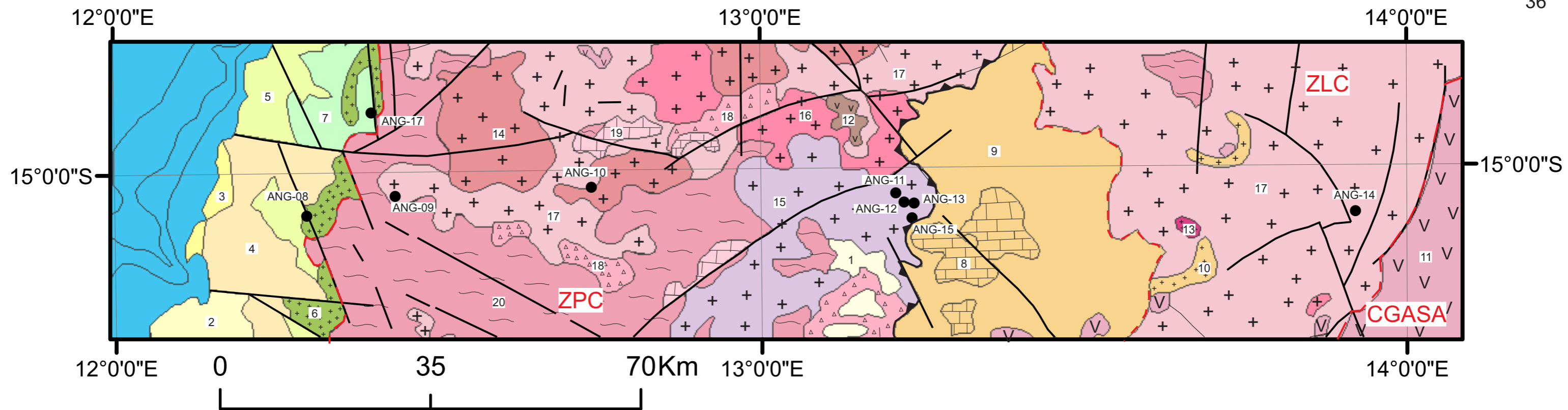
Os biotita granitos porfiróides apresentam textura característica, com fenocristais centimétricos de feldspato potássico e por vezes, gradam para granodioritos e granitos equigranulares (ANDRADE, 1954). Apresentam tendência alcalina e possuem zircão, titanita, apatita e fluorita como principais minerais acessórios (CARVALHO, 1984).

Os granitos leucocráticos são caracterizados pelo predomínio de feldspato potássico em relação ao plagioclásio e pela baixa concentração de minerais máficos acessórios (ARAÚJO et al, 1992). Ocorrem geralmente associados e fazem contato gradual com os biotita granitos porfiroblásticos, são texturalmente finos à médios, equigranulares, podendo ocorrer localmente tipos porfiroblásticos e bandados, estes últimos localizados nos contatos com gnaisses do Supergrupo de Cassinga (KORPERSHOEK, 1974). Na área, os biotita granito porfiroblásticos representam três maciços de contornos irregulares na região centro-norte. Associado a estes, ocorre um único corpo de granito leucocrático (**figura 13**).

Os granitos Caraculo-Bibala fazem parte do chamado “evento termo-tectônico do Namibe” (TORQUATO, 1974 apud PEREIRA et al, 2011), classificado como um evento magmático de origem crustal (CARVALHO & TASSINARI, 1992 apud PEREIRA et al, 2011).

### Complexo Ígneo Indiferenciado

As rochas magmáticas do complexo indiferenciado fazem contato à oeste com as rochas do Aptiano, do Cenomaniano-Turoniano e do Paleoceno-Eoceno da bacia *onshore* do Namibe e contato à leste com a série gnaiss-migmatítica das rochas metamórficas regionais. São representadas na área por granitos pórfiros e riolitos do embasamento que datam do Jurássico ao Cretáceo e que ocorrem na forma de pequenas manchas irregulares próximas às falhas costeiras WNW-ESE e NW-SE (ARAÚJO et al, 1992, **figura 13**).



## LEGENDA

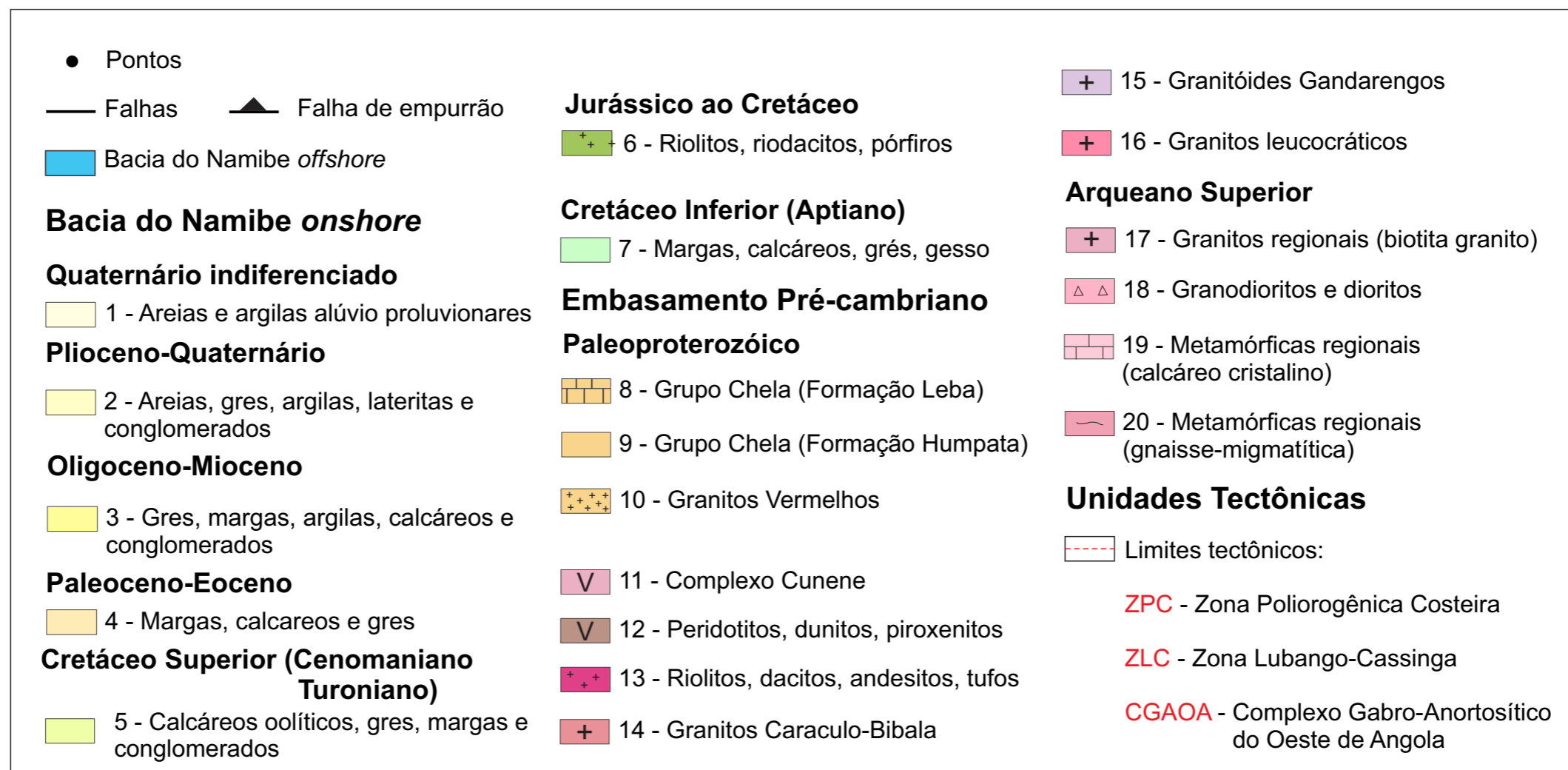


Figura 13 - Mapa geológico e tectônico da área de estudo compilado a partir dos trabalhos de Araújo *et al.* (1992) e Milesi *et al.* (2010).

### 3.1.2 Bacia do Namibe

A bacia do Namibe também conhecida como bacia de Mossamedes ou Moçamedes (GIRESE et al, 1984) compreende o limite sul da margem salina do oeste africano (*West African Salt Basins - WASB*) e localiza-se no extremo sul da margem *offshore* angolana, na divisa com a Namíbia. É limitada à norte pelo alto de Benguela que a separa da bacia de respectivo nome e à sul pela cordilheira vulcânica Walvis adjacente a chamada falha transformante do Namibe (GINDRE-CHANU et al, 2015), que a separa das bacias *offshore* da Namíbia (Walvis, Luderitz e Orange).

Consiste em uma bacia estreita limitada por encostas íngremes (MASLANYJ et al, 1992), cujos estratos formam uma estrutura monoclinal regional de direção N-S e mergulho para oeste (BRITO et al, 2005). É separada em uma bacia profunda e uma plataforma rasa de 5 à 50 km de largura (ABILIO & INKOLLU, 1989) por aproximadamente 570 km de extensão (GINDRE-CHANU et al, 2015).

A bacia possui um registro sedimentar desde o Neojurássico (GINDRE-CHANU et al, 2015) com início em aproximadamente 160 Ma, período este representado por sedimentos continentais fluvio-lacustres típicos de bacia sag intracratônica depositados durante a fase pré-rifte (BEGLINGER et al, 2011).

Durante a fase rifte, formam-se *horsts* e grábens assimétricos cujos topos foram inclinados e rotacionados para o continente, com o conseqüente mergulho de suas falhas limítrofes para *offshore*, configurando-se assim um ambiente de lagos, nos quais ocorre a deposição de uma espessa sequência de sedimentos fluviais-lacustres (MASLANYJ et al, 1992; KOCH & COOLE, 2014). Tais blocos falhados e rotacionados são compostos por basaltos inter-estratificados (Etendeka), riólitos e sedimentos eólicos-aluviais (SHARP et al, 2012, **figura 14**).

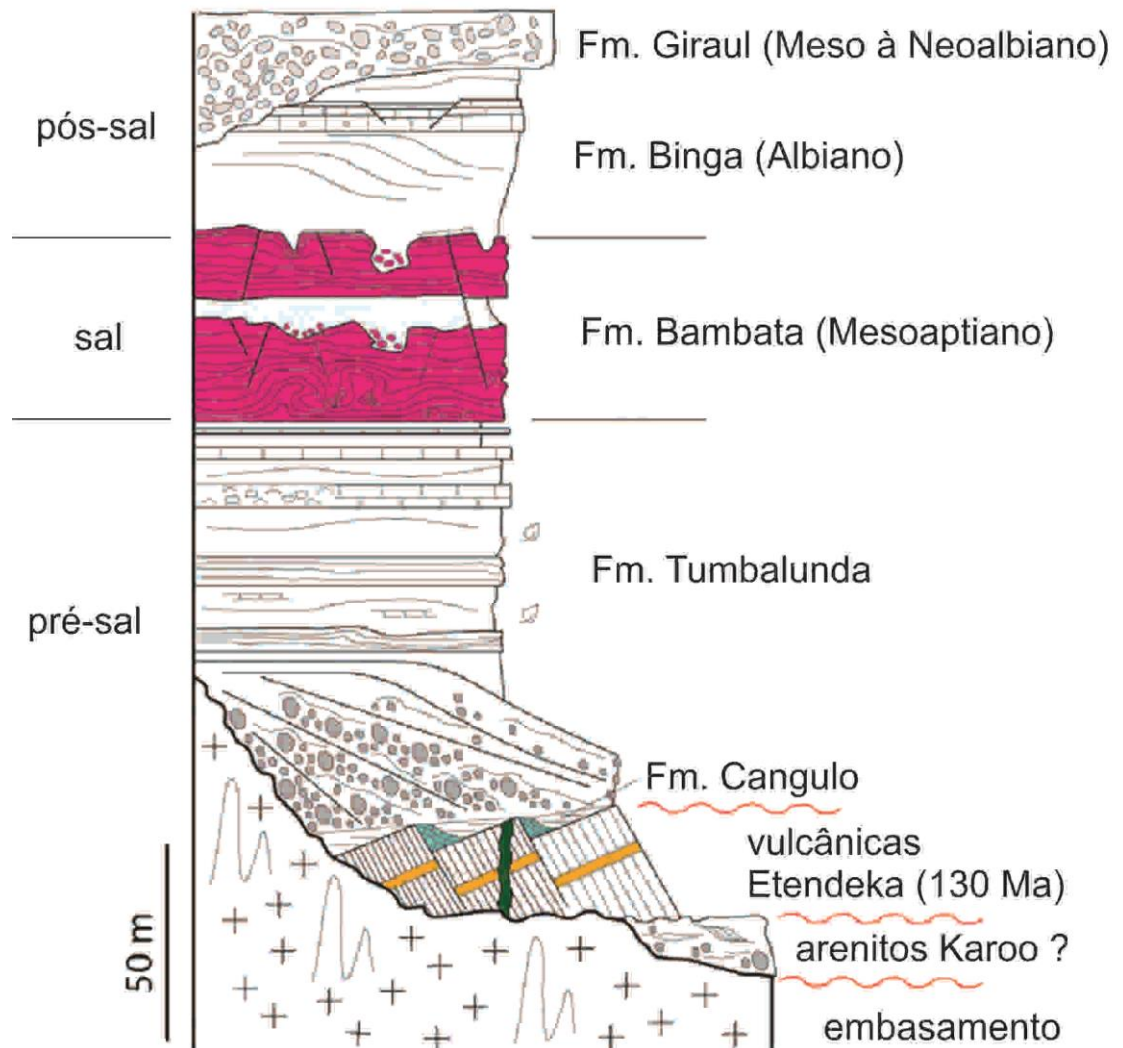


Figura 14 - Seção estratigráfica mostrando os depósitos pré-sal, Formação Bambata (sal) e depósitos pós-sal da bacia do Namibe, segundo Gindre-Chanu et al. (2015).

A sequência pós-rifte (**figura 15**) inicia-se com a deposição de sedimentos clásticos marinhos de água rasa da Formação Salinas, sobrepostos discordantemente aos conglomerados e arenitos vermelhados sin-rifte da Fm. Piambo. O topo da Fm. Salinas é marcado por consideráveis níveis de intemperismo e por auréola de metamorfismo de contato devido a sobreposição por basaltos da Formação Ombe de idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 84.6 Ma, os quais também apresentam feições tipo *pillow* encontradas nos afloramentos do extremo oeste da área (STRGANAC et al., 2014).

Sobre os basaltos Ombe, repousa em discordância a Formação Baba e posteriormente a Formação Macuio, seguidas por conjunto de litotipos típicos de sedimentação clástica marinha (BEGLINGER et al., 2012). Na região de Piambo, é possível observar afloramentos das fases sin e pós-rifte, bem como das vulcânicas Etendeka e Ombe (**figura 16**).



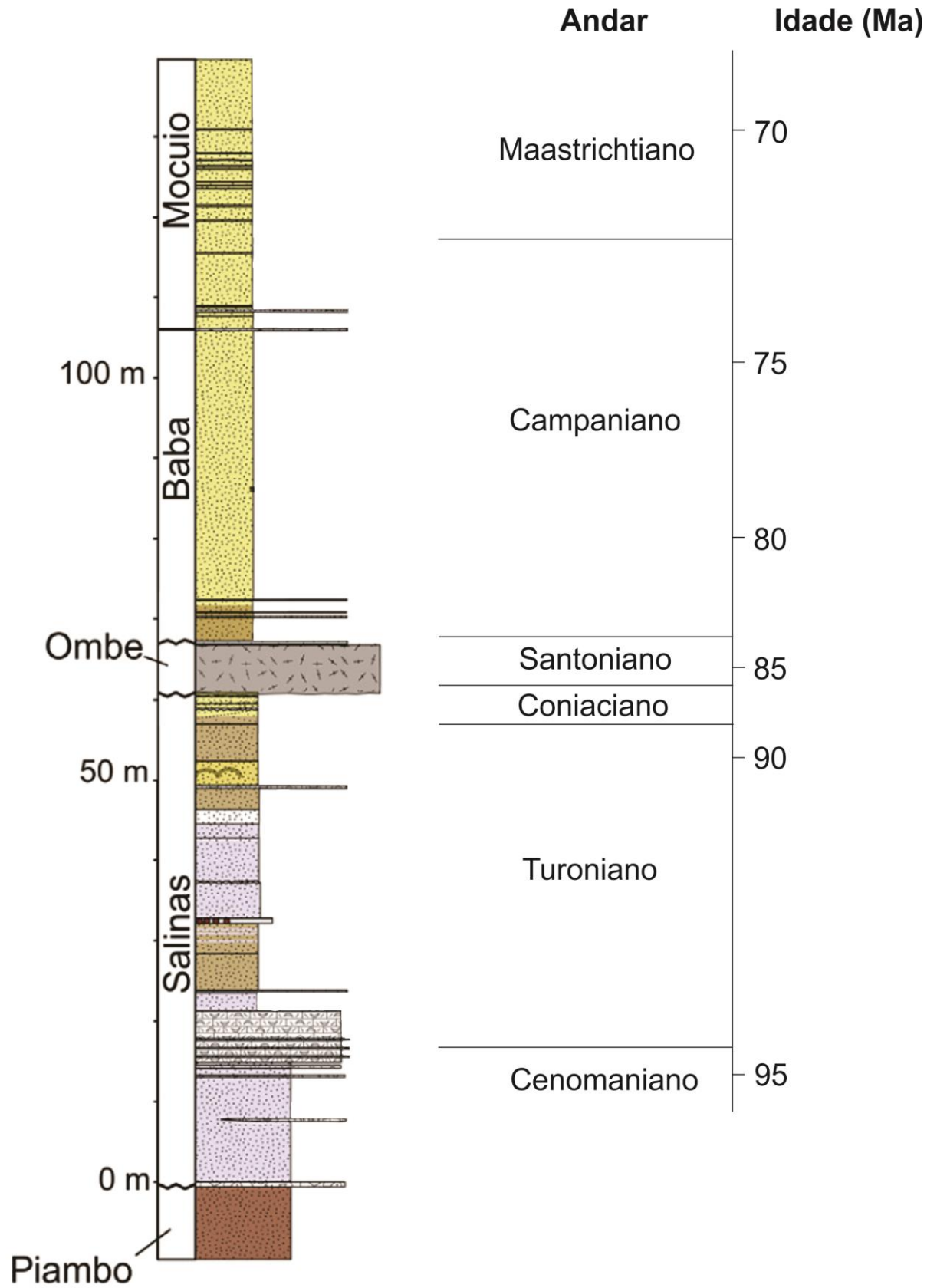


Figura 15 - Coluna estratigráfica geral da região de Bentiaba (ver figura 3) com as Formações cretáceas, modificado de Strganac et al. (2014).

Os sedimentos do Paleoceno-Eoceno (**figura 13**) predominam na maior parte da porção aflorante da bacia e se assentam sobre os sedimentos do Cenomaniano-Turoniano à leste. São constituídos por margas, calcáreos e grés, os quais alcançam uma espessura total de algumas centenas de metros (ARAÚJO et al., 1992).

No extremo oeste da área junto ao litoral, afloram sedimentos do Oligocênio-Mioceno (**figura 13**) compostos por argilas, calcáreos, grés, margas e conglomerados. O pacote sedimentar possui algumas centenas de metros e faz contato imediatamente à leste com os sedimentos do Paleoceno-Eoceno, porém, as relações de contato com o embasamento são desconhecidas (ARAÚJO et al., 1992).

À sul dos sedimentos oligo-miocênicos e no extremo sudoeste da área são encontrados os depósitos do Plioceno-Quaternário indiferenciados (**figura 13**), compostos essencialmente por areias, argilas, grés e conglomerados, além de sequências lateríticas de até 5 m. A espessura do depósito varia entre 35 e 120 m podendo chegar a até 500 m (ARAÚJO et al., 1992).

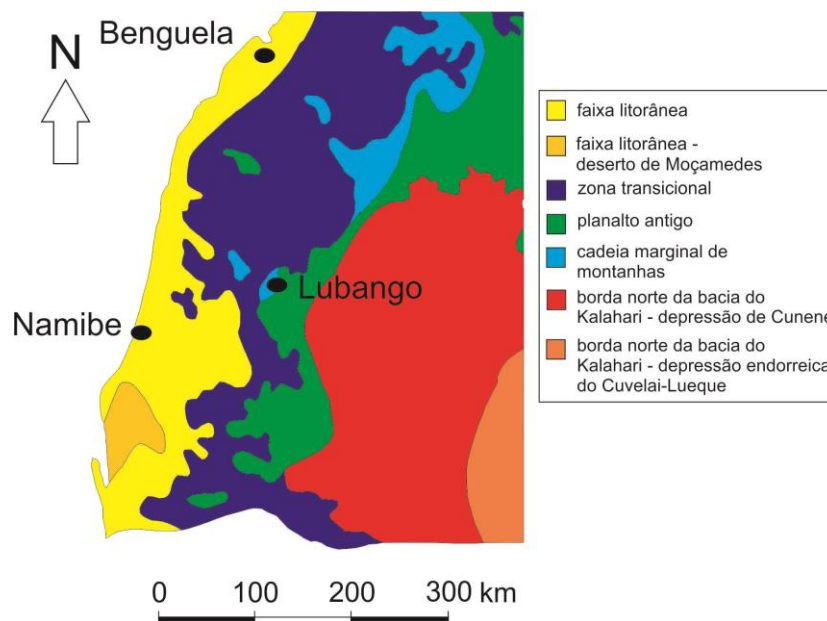
No extremo centro-sul da área afloram sedimentos do Quaternário indiferenciado (**figura 13**), constituídos por areias eólicas, areias e argilas aluvionares sobrepostas às rochas metamórficas e ígneas do Arqueano e do Paleoproterozóico, atingindo uma espessura de até algumas dezenas de metros (ARAÚJO et al., 1992).



**Figura 16 - Fotografia da região de Piambo (ver figura 3) mostrando da base para o topo as vulcânicas Etendeka, Fm. Bambata, Fm. Giraul e as vulcânicas da Fm. Ombe, retirado de Gindre-Chanu et al. (2015).**

### 3.2 GEOMORFOLOGIA LOCAL

A paisagem da margem do Namibe é muito semelhante ao restante da África meridional, marcada por um escarpamento costeiro elevado que separa a região costeira do planalto interior, logo, estas feições caracterizam os três principais domínios geomorfológicos locais. Uma descrição mais detalhada das unidades geomorfológicas do sudoeste de Angola pode ser encontrado no trabalho de Marques (1977) (**figura 17**).



**Figura 17-** Mapa geomorfológico do sudoeste de Angola adaptado de Marques (1977).

#### 3.2.1 Unidades Geomorfológicas

##### Região Costeira

A região costeira pode ser ainda dividida nas zonas litorânea e transicional com altitudes que variam de poucos metros no litoral a até 900 m no final da zona transicional na base do Grande Escarpamento. A paisagem é caracterizada por praias, vales amplos ou incisos e falésias na zona litorânea que transicionam para patamares e planaltos rumo à leste (BEERNAERT, 1997). A formação de tais feições são atribuídas à processos de aplainamento reconhecidos desde o Eocretáceo ao recente (BEERNAERT, 1997; GREEN & MACHADO, 2015), cujas superfícies coincidem com a área de ocorrência da superfície de aplainamento africana descrita por King (1956).

### Escarpa de Chela

A escarpa de Chela que representa o Grande Escarpamento costeiro na região (**figura 18**) faz parte do domínio da cadeia marginal de montanhas descrito por Marques (1977), onde são encontradas as maiores altitudes do território angolano (SILVA, 2005). A escarpa é definida por uma sucessão de quartzitos e calcários do Grupo Chela que atingem uma altitude de até 2200 m funcionando como um divisor de drenagem separando as bacias costeira e do rio Cunene no interior (BEERNAERT, 1997).

### Planalto de Humpata

O planalto de Humpata é representante do chamado planalto antigo ou planalto interior da África meridional, que na área alcança uma altitude média de até 2000 m marcado pelos menores desníveis de relevo da região (MARQUES, 1977). A sua origem é atribuída a soerguimentos no Neocretáceo ou Cenozóico, seguido por processos de aplainamento (GUILOCHEAU et al., 2014, ROBERTS & WHITE, 2010, BURKE & GUNNELL, 2008). Rumo á leste mais para o interior do planalto meridional africano ocorre uma ampla depressão continental preenchida por sedimentos da bacia do Kalahari definidos pelos Grupos Basal, Carbonático e das Areias Kalahari (BEERNAERT, 1997).



**Figura 18-** O Grande Escarpamento costeiro (escarpa de Chela) visto da “Fenda da Tunda Vala” nas proximidades da cidade de Lubango mostrando o contraste topográfico em relação a região costeira, retirado de Onmedia (2012).

## 4 MÉTODO E TÉCNICAS

### 4.1 INTRODUÇÃO A TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA

Os métodos termocronológicos baseiam-se na retenção de isótopos ou danos radioativos na estrutura cristalina do mineral resultados do decaimento nuclear. Para que tal fenômeno ocorra, são necessárias condições térmicas específicas que variam de acordo com o método termocronológico utilizado. As técnicas termocronológicas de baixa temperatura datam o momento em que a amostra geológica passa por determinada isoterma ou a chamada temperatura de fechamento do sistema isotópico, na qual abaixo desta, os produtos do decaimento ficam retidos na estrutura mineral e acima desta, os produtos são expulsos ou apagados a uma taxa superior a taxa de acúmulo (DODSON, 1973, **figura 19**).

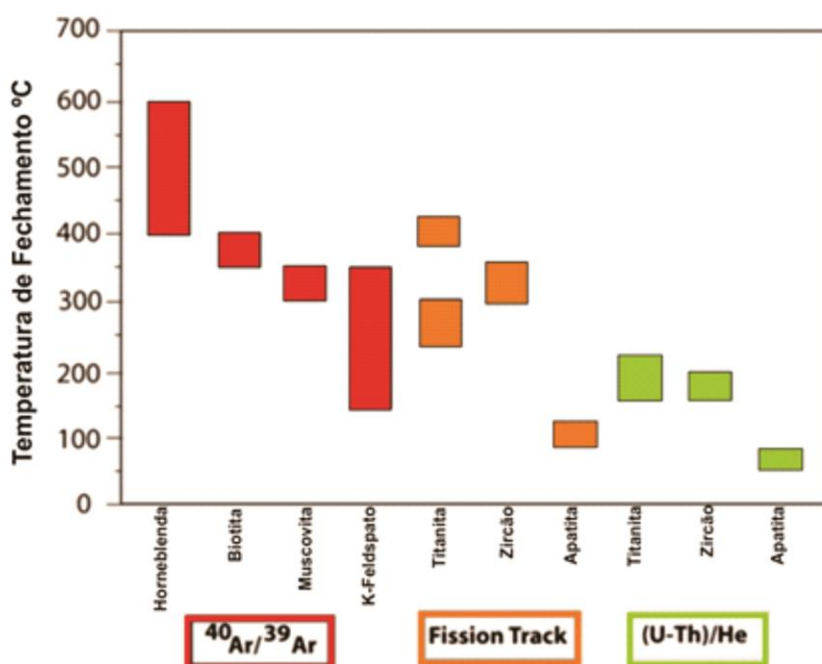


Figura 19 - Temperaturas de fechamento dos sistemas termocronológicos em diferentes minerais modificado de Campanile (2007), retirado de Doranti-tiritan (2013).

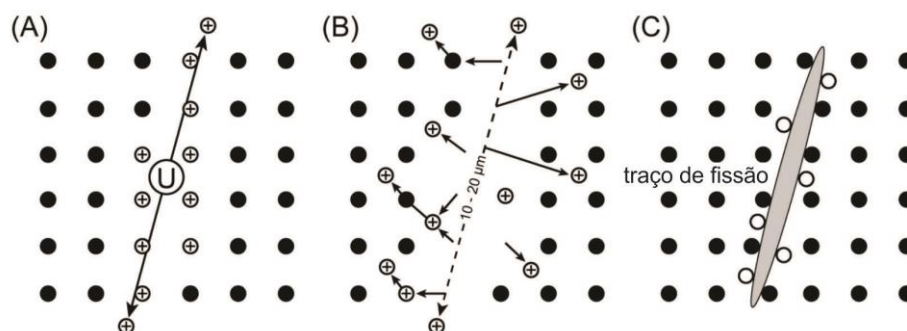
A paisagem atual muitas vezes resulta de uma história evolutiva complexa que envolve aspectos tectônicos e climáticos, os quais resultam em variações térmicas nas rochas a medida que provocam a movimentação vertical das mesmas tanto para níveis mais profundos quanto para níveis mais rasos da crosta terrestre. Estas variações térmicas são quantificadas por meio de termocronômetros de baixa temperatura, tais como as técnicas de

traço de fissão e (U-Th)/He em apatitas, propícias para a detecção de eventos ocorridos nos primeiros quilômetros da crosta (BRAUN, 2005).

Desta forma, a termocronologia de baixa temperatura vêm sendo amplamente empregada nas geociências como ferramenta importante em estudos de evolução do relevo (ex: BRAUN, 2002; VAN DER BEEK et al., 2010; DORANTI-TIRITAN et al., 2014), em estudos de jazimentos minerais supergênicos, hidrotermais e de hidrocarbonetos (ex: LI et al., 2007; MCINNES et al., 2005; CROWHURST et al., 2002), podendo ser aplicada em diversos ambientes geotectônicos que incluem cinturões orogênicos (ex: RAAB et al., 2002; REINERS et al., 2006), regiões cratônicas (ex: FLOWERS & SCHOENE, 2010; HACKSPACHER et al., 2007) e em margens continentais passivas e bacias sedimentares (ex: HIRUMA et al., 2010).

#### 4.2 ANÁLISE POR TRAÇO DE FISSÃO EM APATITAS

O  $^{238}\text{U}$  é o isótopo de urânio mais abundante da natureza e está incluso na rede cristalina de muitos minerais como zircão, apatita e monazita. Este isótopo sofre um processo conhecido como fissão espontânea, onde um átomo de  $^{238}\text{U}$  se divide espontaneamente em outros dois átomos filhos, que durante a fissão se deslocam em sentidos opostos na rede cristalina do mineral, provocando em sua trajetória uma ionização positiva dos átomos adjacentes, os quais sofrem repulsão *coulombiana* e conseqüentemente geram um vazio ou um “traço” na rede cristalina, conhecido como traço latente ou traço de fissão fóssil (**figura 20**). Este fenômeno foi descrito primeiramente por Fleischer et al. (1965) na chamada teoria da explosão iônica (*ion explosion spike*).

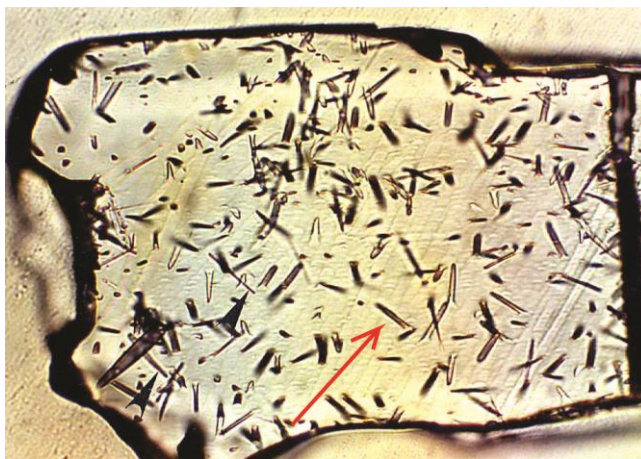


**Figura 20** - Ilustração da formação dos traços de fissão fósséis segundo a teoria da explosão iônica de Fleischer et al. (1965). (A) processo de ionização dos átomos da rede cristalina devido ao deslocamento dos núclídeos oriundos da fissão; (B) repulsão dos íons positivos e a criação de uma zona desorganizada dentro da rede e (C) formação do traço latente, retirado de Seht et al. (2014).

O processo de fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$  ocorre a uma taxa constante no tempo, da ordem de  $8,6 \times 10^{-17} \text{ ano}^{-1}$  (NETO, 1982). O  $^{235}\text{U}$  é o segundo isótopo de urânio em abundância na natureza, porém, este não sofre fissão espontânea. Para que o  $^{235}\text{U}$  sofra fissão é necessário o seu bombardeamento em reator nuclear por neutrons térmicos a uma fluência pré-determinada, gerando-se assim os chamados traços de fissão induzidos (ver GALLAGHER et al., 1998).

O princípio dos métodos geocronológicos está na quantificação de determinado isótopo pai e seu respectivo isótopo filho, visto que o processo de decaimento radioativo ocorre a uma taxa constante na natureza que varia de elemento para elemento. Os traços de fissão fósseis oriundos da fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$  são equivalentes aos “isótopos filho” e os traços de fissão induzidos oriundos da fissão do  $^{235}\text{U}$  são equivalentes aos “isótopos pai”, uma vez que a quantidade de traços induzidos refletem diretamente a quantidade de  $^{235}\text{U}$  da amostra e conseqüentemente refletem a quantidade inicial de  $^{238}\text{U}$ , visto que as concentrações naturais relativas entre estes isótopos obedecem a uma constante (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992). Assim, o método de datação por traço de fissão é semelhante aos outros métodos radiométricos que se baseiam no decaimento  $\alpha$ , porém, utiliza a relação entre as densidades de traço espontâneos ( $\rho_s$ ) e induzidos ( $\rho_i$ ) em determinada amostra para a obtenção de sua idade relativa.

Os traços fósseis (**figura 21**) são obtidos quando as apatitas da amostra são previamente colocadas em moldes de resina, polidas e atacadas quimicamente. Para a obtenção dos traços induzidos utilizou-se o método do detector externo o qual permite a obtenção de idades em grãos individuais de apatita, e o método da calibração zeta ( $\zeta$ ) para ajuste das idades aparentes.



**Figura 21-** Fotomicrografia mostrando traços de fissão fósseis em cristal de apatita (seta vermelha), retirado de Dumitru et al. (2015).

#### 4.2.1 Cálculo da idade

Para o cálculo da idade traço de fissão de uma amostra, é utilizado uma equação derivada da equação geral de decaimento radioativo, porém adaptada ao sistema termocronológico (GALLAGHER et al, 1998):

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln(1 + \lambda \zeta (\rho_s \rho_i) \rho_d)$$

Onde,

T = idade aparente;

$\lambda$  = constante de decaimento do  $^{238}\text{U}$ ;

$\rho_s$  = densidade dos traços de fissão fósseis do  $^{238}\text{U}$  da amostra;

$\rho_i$  = densidade dos traços de fissão induzidos do  $^{235}\text{U}$  da amostra;

$\zeta$  = fator de correção zeta;

$\rho_d$  = densidade dos traços de fissão induzidos do  $^{235}\text{U}$  do vidro.

#### Método do Detector Externo (MDE)

O método do detector externo (*external detector method*) proposto inicialmente por Greadow (1981) permite a datação de grãos individuais de apatita, sendo indicado na análise de amostras com heterogeneidade em urânio, como rochas sedimentares e metassedimentares (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

O método possibilita a obtenção dos traços induzidos em grãos individuais de apatita por meio de um detector externo que geralmente trata-se de um cristal de mica (cujos traços fósseis foram previamente apagados por aquecimento), acoplada a uma resina que contém cristais de apatita de determinada amostra, e então, o conjunto é irradiado por neutrons térmicos de forma que os traços induzidos no detector são gerados em função do conteúdo de urânio das apatitas. Posteriormente ao processo de irradiação, as micas são submetidas a ataque químico para que os traços induzidos sejam revelados e possam ser quantificados em microscópio óptico juntamente com os traços fósseis das apatitas (GALLAGHER et al, 1998, **figura 22**).



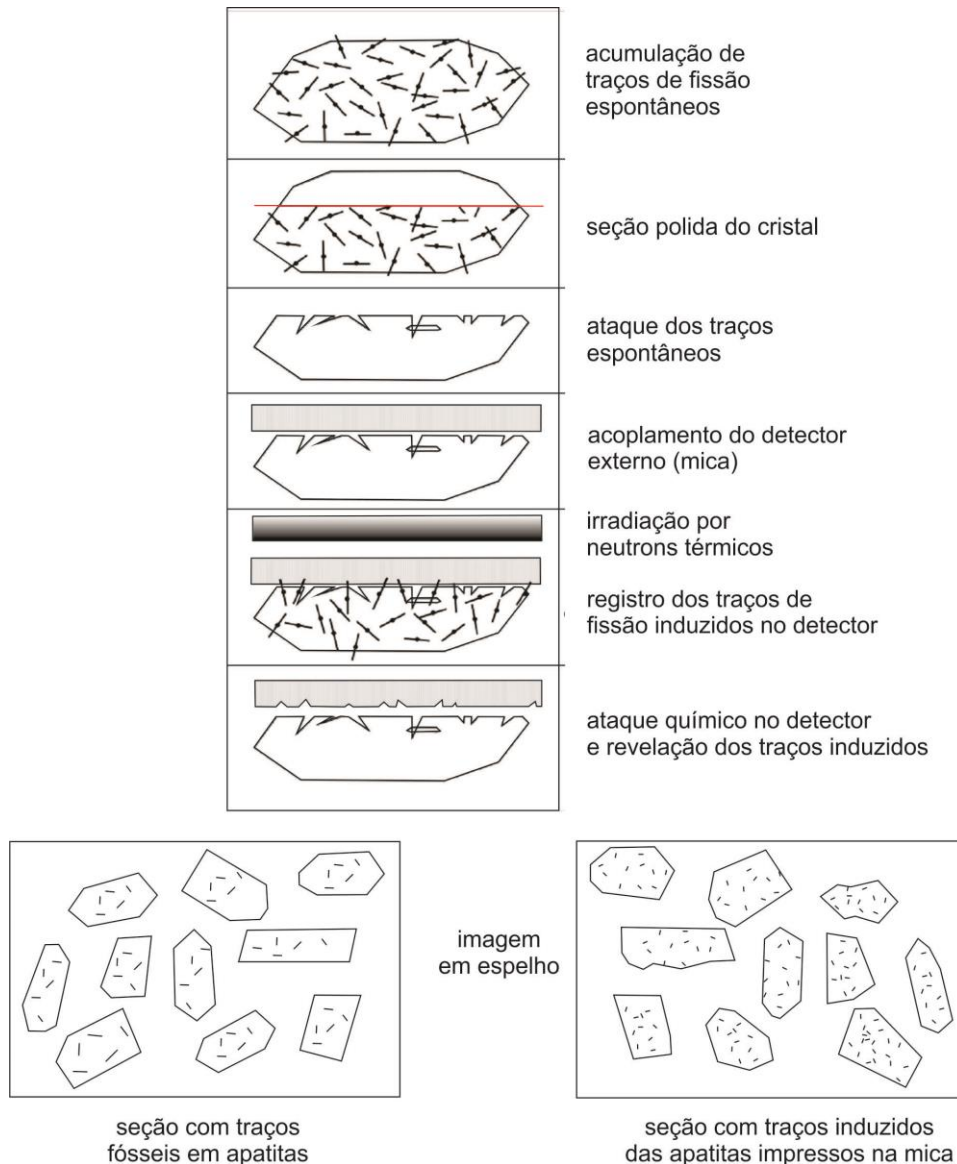


Figura 22 - Ilustração do método do detector externo modificado de Gallagher et al. (1998).

### Método de Calibração Zeta ( $\zeta$ )

Este método de calibração das idades consiste na utilização de um fator de correção ( $\zeta$ ) obtido através de uma amostra com idade traço de fissão padrão, idade esta confirmada por outros métodos geocronológicos. As amostras utilizadas como padrão são representadas por cristais oriundos de rochas que passaram por um resfriamento relativamente rápido e contínuo ao longo de sua história geológica e logo não tiveram suas idades significativamente diminuídas pelo tempo de permanência na zona de *annealing* parcial (ver tópico seguinte), a qual tende a diminuir o tamanho e a quantidade de traços fósseis (GREEN, 1988).

Para a aplicação do método (ver GALLAGHER et al., 1998), um vidro dopado de uma concentração conhecida de  $^{235}\text{U}$  e um cristal de apatita padrão (Durango) são acoplados à seus respectivos detectores externos (micas), de forma que ao serem irradiados por neutrons térmicos (juntamente com as outras amostras a serem datadas e seus respectivos detectores externos), os traços resultantes da fissão do  $^{235}\text{U}$  presente no vidro e na Durango ficam impressos nas micas correspondentes, cujas densidades são utilizados para a determinação do fator zeta ( $\zeta$ ).

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_{\alpha 238}(\Delta t)_{\text{padrão}}} - 1}{\lambda_{\alpha 238} \rho_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_{\text{padrão}}}$$

Onde,

$\zeta$  = fator zeta;

$\lambda_{\alpha}$  = constante de decaimento do  $^{238}\text{U}$ ;

$(\Delta t)_{\text{padrão}}$  = idade da apatita padrão;

$\rho_d$  = densidade de traços induzidos no detector externo do vidro;

$\rho_s_{\text{padrão}}$  = densidade de traços fósseis na apatita padrão;

$\rho_i_{\text{padrão}}$  = densidade de traços induzidos no detector externo da apatita padrão.

### Tratamento Estatístico das Idades

A idade TFA de determinada amostra é obtida a partir do cálculo da média das idades dos grãos individuais de apatita. A idade agrupada (*pooled age*) é obtida por meio da razão entre a soma de todos os traços fósseis ( $N_s$ ) e de todos os induzidos ( $N_i$ ) de uma amostra. A idade média (*mean age*) consiste na média aritmética das razões entre traços espontâneos e induzidos em grãos individuais. A idade central (*central age*) consiste na média ponderada da distribuição do log normal das idades em grãos individuais (GALLAGHER et al., 1998).

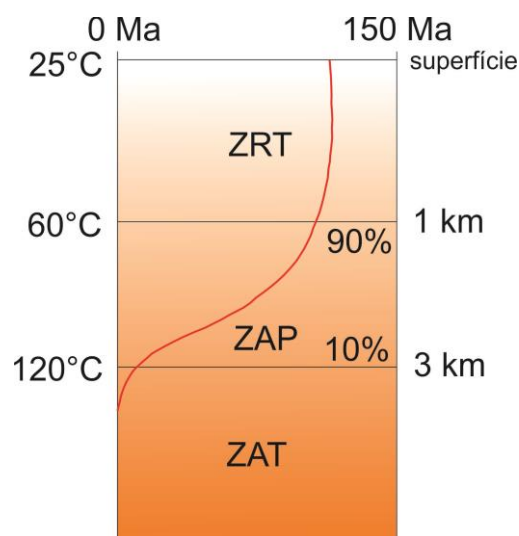
A opção entre estas três médias depende do teste do  $\chi^2$  o qual verifica a probabilidade dos grãos pertencerem a uma mesma população de idades segundo o princípio da distribuição de Poisson derivada da natureza aleatória do decaimento radioativo. Valores de  $P(\chi^2) \geq 90\%$  mostram excelente concordância com a distribuição de poisson e valores de  $P(\chi^2) < 5\%$  indicam distribuição não-poissoniana (GREEN, 1981). A idade média é utilizada em relação a idade agrupada quando a distribuição das densidades de traços não apresentam natureza

puramente poissoniana (GALLAGHER et al., 1998). A idade central é indicada tanto para distribuições poissonianas quanto para distribuições não-poissonianas associadas a mais de uma população de grãos presentes na amostra (GALBRAITH & LASLETT, 1993), assim, é a mais comumente empregada.

#### 4.2.2 O princípio do annealing e temperatura de fechamento TFA

Os traços de fissão fósseis são estáveis na apatita a temperaturas inferiores a  $\sim 60^{\circ}\text{C}$  na chamada Zona de Retenção Total (ZRT), o que significa que todos os traços formados nestas condições são preservados na estrutura cristalina do mineral. Acima de  $\sim 60^{\circ}\text{C}$  a estrutura interna da apatita começa a se reorganizar e os traços fósseis entram na chamada zona de apagamento parcial (ZAP) ou zona de *annealing* parcial (GLEADOW & FITZGERALD, 1987), responsável pelo apagamento ou encurtamento progressivo dos traços em função da temperatura e do tempo de permanência nesta zona, os quais são apagados completamente em  $\sim 110^{\circ}\text{C}$ , sendo esta a temperatura média de fechamento do sistema (DODSON, 1973, **figura 23**).

O *annealing* dos traços fósseis bem como a temperatura de fechamento do sistema TFA é diretamente influenciado por um conjunto de fatores dentre os quais se destaca a composição química dos cristais, podendo o sistema isotópico fechar em até  $\sim 160^{\circ}\text{C}$  (KETCHAM et al., 1999).



**Figura 23-** Representação esquemática das zonas de retenção total (ZRT), de apagamento parcial (ZAP) e de apagamento total (ZAT), em função da profundidade e da temperatura. Próximo às isothermas de 60 e 120°C são preservados respectivamente 90 e 10% da quantidade inicial de traços fósseis e a curva em vermelho representa o comportamento da idade de uma amostra hipotética passando pela ZAT, ZAP e ZRT, modificado de Naeser et al. (1989).

### 4.2.3 Parâmetros cinéticos do annealing

A taxa de *annealing* dos traços fósseis depende de um conjunto de fatores denominados de “cinéticos” pois estão relacionados diretamente com a velocidade de encurtamento dos traços. Para evitar o agrupamento de traços com cinéticas diferentes de *annealing* em determinada amostra, populações de grãos são individualizadas de acordo com um ou mais parâmetros, dentre os quais, o teor de Cl, o diâmetro médio das figuras de ataque paralelo ao eixo-c do cristal ( $D_{par}$ ) e o ângulo entre os traços confinados e o eixo-c ( $\phi$ ) são os mais amplamente empregados e por isso serão descritos com maior detalhe.

#### Temperatura

Como já explicado anteriormente, a temperatura em combinação com o tempo é um dos fatores que influenciam na taxa de encurtamento dos traços fósseis. Quanto maior a temperatura dentro da ZAP maior o encurtamento dos traços, conseqüentemente (DODSON, 1973; GLEADOW & FITZGERALD, 1987).

#### Teor de Cl

Apatitas ricas em flúor denominadas também de fluorapatitas são os tipos mais comuns encontrados em rochas ígneas plutônicas e metamórficas (BURTNER et al., 1994), cujos traços fósseis são completamente apagados entre ~ 100 e 110°C (KETCHAM et al., 1999). Apatitas ricas em Cl ocorrem principalmente em rochas vulcânicas (BURTNER et al., 1994) e podem sofrer *annealing* completo em até ~ 160°C (KETCHAM et al., 1999), ou seja, o aumento no teor de cloro gera uma maior resistência ao *annealing* (BARBARAND et al., 2003).

#### Diâmetro Paralelo ( $D_{par}$ )

Durante o ataque químico, na intersecção entre os traços de fissão e a superfície de polimento mineral são formadas figuras geométricas (*etched figure*) alongadas preferencialmente segundo o eixo-c mineral (CARLSON et al., 1999). Bem como o teor de

Cl, existe uma relação direta entre o aumento do diâmetro das figuras paralelos ao eixo-c do cristal (Dpar) e o aumento da resistência ao *annealing*. Os diâmetros são classificados em menores ou maiores que 1,75  $\mu\text{m}$  para grãos que apresentam baixa e alta resistência ao *annealing*, respectivamente, seguindo rigorosamente os critérios de ataque com  $\text{HNO}_3$  5.5 M por 20 segundos a 21°C. O Dpar serve também para estimar o comprimento inicial dos traços confinados (DONELICK et al., 2005).

#### Ângulo em Relação ao Eixo-c ( $\phi$ )

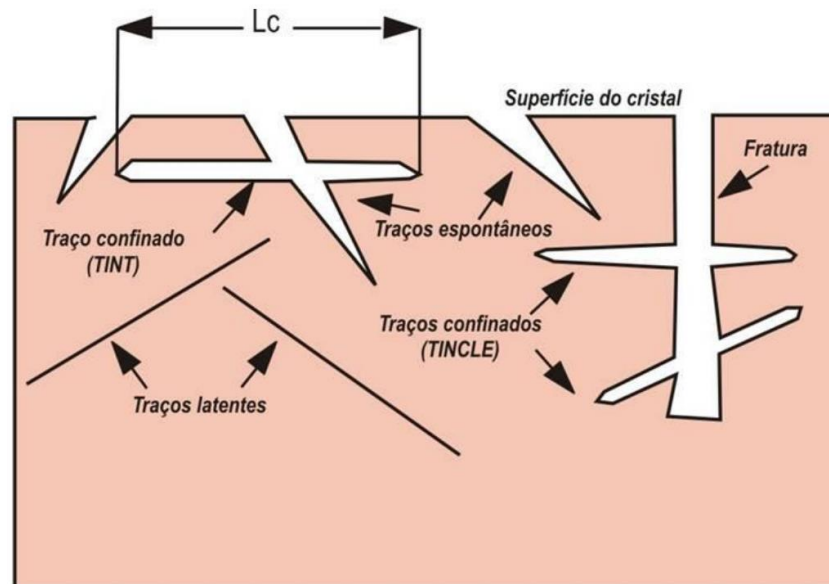
Traços de fissão confinados posicionados em alto ângulo em relação ao eixo-c mineral são encurtados mais facilmente que traços paralelos ao eixo-c (DONELICK, 1991; GALLAGHER, 1995). Para uma comparação mais fidedigna entre os traços confinados em determinado grão, foi proposto uma correção dos comprimentos dos traços confinados baseada nos ângulos entre os traços e o eixo-c mineral, com o intuito de padronizar todos os comprimentos como se sofressem encurtamento a partir de uma mesma orientação (DONELICK et al., 1999; KETCHAM, 2003).

#### 4.2.4 Modelagem térmica TFA

Traços de fissão fósseis que passaram pelo processo de *annealing* não recuperam o seu tamanho inicial. Este princípio da irreversibilidade do *annealing* (GREEN et al., 1989) permite estabelecer a relação em que traços mais encurtados são sempre mais antigos do que traços menos encurtados, assim, a medição dos comprimentos dos traços fósseis de determinada amostra (MTL – *mean track length*) nos permite ter uma idéia do “tempo” de permanência da amostra na zona de *annealing* e assim, possibilita a construção de trajetos de tempo-temperatura que representam as possíveis histórias térmicas as quais a amostra foi submetida ao longo do tempo geológico (GALLAGHER, 1995; GLEADOW et al., 1983).

Como já explicado anteriormente, os traços fósseis são revelados após ataque químico. Os traços fósseis gerados mas não alcançados pelo ataque e portanto não revelados, são denominados de latentes, ao passo que os traços revelados podem ser classificados em TINT (*track in track*) e TINCLE (*track in cleavage*) respectivamente se o ataque os alcançou por meio de outro traço fóssil ou por meio de fratura (BARBARAND et al., 2003). Para as medições são escolhidos traços que estejam confinados no interior do cristal e que se

encontram paralelos à sub-paralelos à superfície de polimento mineral (**figura 24**), para que se tenha a medida mais representativa do tamanho real do traço (GREEN, 1981).



**Figura 24 - Ilustração da disposição de traços fósseis confinados oblíquos e paralelos a superfície mineral. Notar que para um traço confinado ser identificado em subsuperfície é necessário que o ataque químico alcance-o por meio de fraturas ou outro traço fóssil interligado. Modificado de Green (1981), retirado de De Pina (2010).**

Para a construção de histórias térmicas, em um gráfico de temperatura *versus* tempo o usuário traça o melhor padrão de resfriamento/aquecimento o qual é representado por uma curva teórica de distribuição de traços confinados construída a partir de um modelo de *annealing* pré-estabelecido dentro de um software (ex: Hefty, QTQt). A “curva” da história térmica definida pelo usuário é então comparada ao histograma de distribuição dos traços confinados (TLD – *track length distribution*) de forma que é aceito o trajeto de tempo-temperatura que melhor se encaixa ao histograma inicial de acordo com testes estatísticos. Este tipo de modelagem é chamado de modelagem direta e é melhor descrito por Gallagher (1995).

### Modelagem Inversa

A construção de histórias térmicas pela método inverso baseia-se na geração de trajetos de tempo-temperatura aleatórios criados a partir de um modelo teórico de *annealing* pré estabelecido dentro de um software, modelo este baseado em um conjunto de equações que descrevem o encurtamento dos traços em função do tempo, temperatura e da

característica dos cristais (KETCHAM, 2005). No software Hefty versão 1.8 por exemplo, os trajetos aleatórios gerados são confrontados com os dados medidos por testes estatísticos e são classificados em “aceitável” quando o resultado do teste é de no mínimo 0.05 (95% de confiabilidade) e em “bom” quando o resultado é de no mínimo 0.5 (KETCHAM et al., 2009).

Para a aplicação da modelagem inversa, o usuário define intervalos de pesquisa aleatórios semelhante ao algoritmo de Monte Carlo, os quais verificam a habilidade dos dados de traço de fissão em gerarem histórias térmicas aceitáveis dentro destes intervalos pré definidos (ver GALLAGHER, 1995). Os intervalos ou “caixas” de Monte Carlo são delimitadas de acordo com o conhecimento geológico do usuário, sendo aceitos somente os trajetos de tempo-temperatura que satisfaçam tanto o posicionamento das caixas quanto os testes estatísticos (KETCHAM, 2005).

Atualmente os novos trabalhos vem incluindo nos modelos térmicos e ressaltando a importância dos parâmetros cinéticos e dos procedimentos relacionados a calibração e às medições, as quais variam de acordo com a técnica analítica e com o analista (KETCHAM, 2005).

### 4.3 ANÁLISE (U-TH)/HE EM APATITAS

A sistemática (U-Th)/He em apatitas (HeA) é uma técnica relativamente nova em comparação a outros métodos termocronológicos. O método é semelhante aos outros métodos baseados no decaimento  $\alpha$  e consiste na medição das quantidades isotópicas de U, Th e  $^4\text{He}$  (partícula  $\alpha$ ) em grãos individuais de apatita. Em décadas anteriores o método foi pouco utilizado devido as dificuldades na quantificação correta de  $^4\text{He}$ , a qual implica em um grande número de variáveis.

A partir dos trabalhos de Lippolt et al. (1982) e Zeitler et al. (1987) foi sugerido que a técnica fosse aplicada para a construção de histórias térmicas, semelhante a termocronologia por traço de fissão, sendo uma ferramenta relevante na quantificação da exumação (HOUSE et al., 1998).

#### 4.3.1 Cálculo da idade

O cálculo das idades (U-Th)/He baseia-se no acúmulo de  $^4\text{He}$  oriundo do decaimento dos isótopos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{147}\text{Sm}$ . A quantificação de  $^4\text{He}$  radiogênico em grãos

individuais de apatita é feita por meio da volatilização do isótopo por aquecimento à laser ou em forno de desgaseificação, e então, as quantidades de U e Th são obtidas por meio da análise em ICP- MS (FARLEY, 2002). A equação geral que prevê o acúmulo de  $^4\text{He}$  em função das quantidades de U, Th no material segundo Farley (2002) é a seguinte:

$$He^4 = 8 U^{238}(e^{\lambda^{238}T} - 1) + 7\left(\frac{U^{235}}{137.88}\right)(e^{\lambda^{235}T} - 1) + 6 Th^{232}(e^{\lambda^{232}T} - 1)$$

Onde,

$^4\text{He}$  = quantidade de  $^4\text{He}$  no tempo;

$^{238}\text{U}$  = quantidade de  $^{238}\text{U}$  no tempo;

$^{235}\text{U}$  = quantidade de  $^{235}\text{U}$  no tempo;

$^{232}\text{Th}$  = quantidade de  $^{232}\text{Th}$  no tempo;

T = acúmulo de hélio no tempo ou idade;

$\lambda$  = constante de decaimento dos isótopos de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ .

#### 4.3.2 O princípio da difusão e temperatura de fechamento HeA

Bem como para a sistemática por traço de fissão em que existe uma zona a qual os traços são progressivamente apagados, existe uma zona de temperatura a qual o  $^4\text{He}$  oriundo do decaimento radioativo começa a ser expulso da estrutura mineral, onde abaixo desta, o  $^4\text{He}$  é retido substancialmente e acima desta, o  $^4\text{He}$  é perdido tão rapidamente quanto produzido (FARLEY, 2002). Esta zona é conhecida como Zona de Retenção Parcial de  $^4\text{He}$  (ZRPHe) e varia entre  $\sim 40$  e  $80^\circ\text{C}$ , sendo esta última a temperatura média de fechamento do sistema (FARLEY, 2002). Ao processo de perda de  $^4\text{He}$  em função da permanência nesta zona, da-se o nome de difusão (ZEITLER et al., 1987; FARLEY, 2000).

É consenso que o processo de difusão é controlado por um conjunto de fatores tais como a temperatura, a geometria e tamanho dos cristais, as concentrações iniciais de U e Th e a taxa de resfriamento da amostra (FARLEY, 2002) além de fatores recentemente associados ao acúmulo de danos radioativos nos cristais os quais provocam o efeito de retenção de  $^4\text{He}$  e consequentemente retardam a difusão (SHUSTER et al., 2006; FLOWERS et al., 2009).

Tais parâmetros denominados de cinéticos são importantes pois controlam a relação difusão/retenção e consequentemente controlam a temperatura de fechamento e as idades HeA e por isso, serão abordados nos tópicos seguintes.



### 4.3.3 Parâmetros cinéticos da difusão e variáveis do método HeA

#### Temperatura

O processo de difusão tende a aumentar com o aumento da temperatura e depende da difusibilidade de He do mineral (REINERS & BRANDON, 2006). Em um primeiro estágio quando a amostra entra na ZRPHe a taxa de difusão ainda é menor que a taxa de formação de  $^4\text{He}$  e por isso ocorre um aumento nas idades. Com o passar do tempo e com o aumento da temperatura a taxa de difusão tende a equilibrar-se à taxa de produção de  $^4\text{He}$  e com isso ocorre a estabilização das idades (FARLEY, 2002). Para diferentes apatitas testadas em laboratório, a relação difusão *versus* temperatura a até 300°C é compatível com uma relação de Arrhenius (FARLEY, 2000; LIPPOLT et al., 1994; WOLF et al., 1996), similar à relação entre o *annealing* dos traços de fissão e temperatura (GREEN et al., 1986).

A temperatura também afeta a difusão à medida que destrói os defeitos radioativos responsáveis pela retenção de  $^4\text{He}$  (FLOWERS et al., 2009), os quais serão abordado em outro tópico.

#### Tamanho dos Cristais

Cristais maiores retêm mais  $^4\text{He}$  do que cristais menores, assim há uma relação direta entre o aumento do tamanho dos cristais e a diminuição do processo de difusão, o que implica em diferentes temperaturas de fechamento para cristais de diferentes tamanhos, com raios que variam em média entre 50 e 100  $\mu\text{m}$  (REINERS & FARLEY, 2001; FARLEY, 2002).

Além do processo de difusão relacionado a permanência da amostra na ZRPHe, a geometria e o tamanho dos cristais interferem na distribuição de partículas  $\alpha$ , que também será abordada adiante.

#### Concentrações Iniciais e Zoneamentos de U e Th

Cristais mais ricos em U e Th apresentam taxas de difusão maiores, onde há uma correlação positiva entre as concentrações de U e Th e a taxa de difusão (SHUSTER & FARLEY, 2009; FARLEY et al., 1996). Quando há zoneamentos internos ao mineral, o princípio da difusão prevê que o movimento de  $^4\text{He}$  dentro do retículo mineral é proporcional

ao seu gradiente de concentração, ou seja, o  $^4\text{He}$  tende a migrar para regiões de menor concentração (HARRISON & ZEITLER, 2005). A migração de  $^4\text{He}$  gera regiões anômalas dentro do cristal marcadas por uma correlação entre os conteúdos de  $^4\text{He}$ , U e Th a qual não corresponde às proporções reais, gerando um descontrole maior do processo de difusão e portanto das idades.

### Taxas de Resfriamento

Para apatitas com características de difusão similares a apatita Durango, é documentado que para um mesmo tamanho de cristal, há uma correlação direta entre o aumento da taxa de resfriamento (este constante) e o aumento da temperatura de fechamento do sistema por diminuição da difusão (FARLEY, 2000).

Em contraste, taxas de resfriamento mais lentas podem estar relacionadas ao maior acúmulo de danos radioativos os quais retardam a difusão e conseqüentemente provocam o aumento da temperatura de fechamento e das idades (FLOWERS et al., 2009).

### Danos Radioativos

Outro fator que altera substancialmente a difusão é a quantidade de defeitos radioativos produzidos pelo deslocamento dos produtos de decaimento do U e Th (podem ser oriundos do decaimento  $\alpha$  ou de fissão espontânea), os quais conduzem ao aumento das idades por aumentar a retenção de  $^4\text{He}$ , dificultando a sua difusão (SHUSTER & FARLEY, 2009; FLOWERS et al., 2009; SHUSTER et al., 2006).

Trabalhos recentes vêm apontando para a importância da quantificação da concentração de U efetivo ( $eU = [U] + 0.235 \times [Th]$ ) do cristal, fator este associado à capacidade que determinado grão tem de gerar defeitos radioativos. Quanto maior o valor de eU de um cristal maior a sua capacidade de acumular danos radioativos e  $^4\text{He}$ , aumentando também sua idade, desde que o cristal permaneça tempo suficiente na zona de *annealing* parcial sob paleotemperaturas inferiores à  $\sim 110^\circ\text{C}$  para que tais danos sejam acumulados (FLOWERS et al., 2009).

### Inclusões Minerais e Fluídas

A presença de inclusões minerais (principalmente zircão, alanita, xenotímio e monazita) ou fluídas ricas em U e Th são comuns em cristais de apatita e podem provocar um aumento das idades aparentes, mais evidente em cristais com menores teores de U e Th. Em cristais ricos em U e Th o efeito das inclusões é minimizado a não ser que existam em grandes quantidades. O método mais eficaz para anular este efeito é o reconhecimento visual prévio e o descarte dos cristais com inclusões por meio do auxílio de lupa ou microscópio óptico (LIPPOLT et al, 1994; FARLEY, 2002).

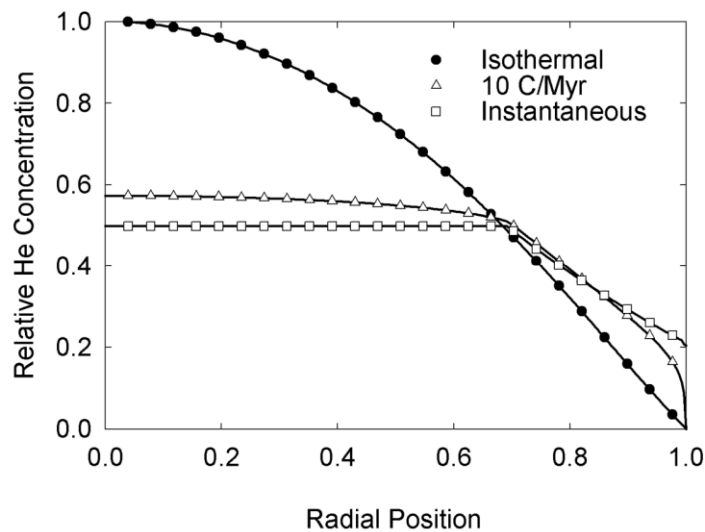
### Comportamento da partícula $\alpha$

A partícula  $\alpha$  ( $^4\text{He}$ ) oriunda da desintegração do U e Th é ejetada com energia cinética suficiente para percorrer vários microns dentro do retículo mineral antes de se neutralizar, podendo sair da estrutura mineral e provocar diminuição da idade da amostra, assim, os isótopos filhos podem ser segregados dos isótopos pais durante o decaimento, dificultando a análise (FARLEY et al, 1996; HARRISON & ZEITLER, 2005).

Segundo Farley et al. (1996) o processo de ejeção de  $\alpha$  para fora do grão é mais evidente em grãos pequenos ( $< 60 \mu\text{m}$ ) e foi proposta uma fórmula para correção das idades HeA em que divide-se o valor da idade medida pelo fator de correção  $F_T$ , este construído a partir da distribuição dos núclideos de U e Th, da morfologia e do tamanho do grão. Bem como o processo de ejeção, a assimilação de partículas  $\alpha$  externas ao cristal também pode provocar aumento das idades (SPIEGEL et al, 2009).

#### *4.3.4 Modelagem térmica HeA*

A construção de histórias térmicas por HeA segue o mesmo princípio já explicado para o método de TFA, no entanto, em vez da interpretação do histograma de distribuição do comprimento dos traços, utiliza-se a interpretação da curva de difusão de  $^4\text{He}$  a qual mostra a variação das concentrações de  $^4\text{He}$  do centro para a borda do cristal. De acordo com a forma da curva, pode-se interpretar episódios de resfriamento instantâneo, resfriamento à taxas constantes e ou considerável permanência em determinada temperatura (FARLEY, 2002, **figura 25**). Os trajetos de tempo-temperatura são construídos também por meio de caixas de Monte Carlo similarmente a modelagem inversa TFA.



**Figura 25 - Perfis de concentração de He do centro para a borda de um cristal de apatita de 65  $\mu\text{m}$  de raio característicos de três distintas histórias térmicas: a) resfriamento instantâneo em 7 Ma, b) resfriamento de 10 Ma ao recente sob taxa constante de 10°C/Ma e c) permanência em temperatura constante de 65°C durante 100 Ma. Todas as três histórias térmicas produzem a mesma idade HeA de 7 Ma, retirado de Farley (2002).**

#### 4.4 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS

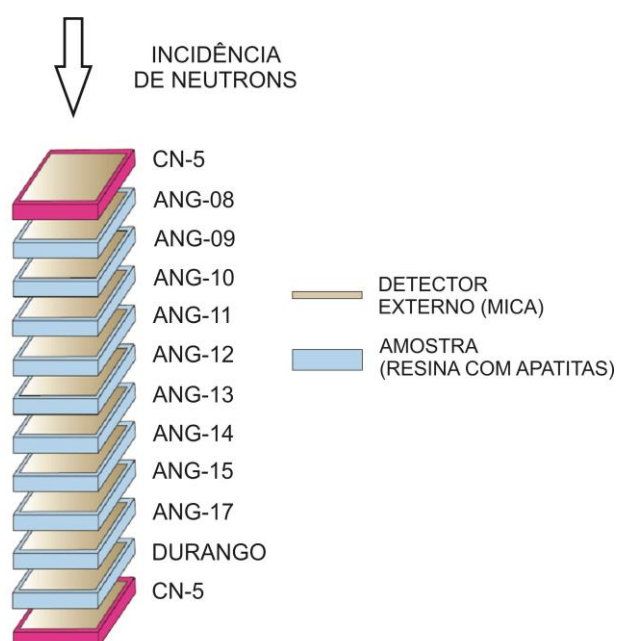
Em uma primeira etapa, as amostras foram encaminhadas ao laboratório de Análises Geodinâmicas e Ambientais da Universidade de Brasília (UNB) aos cuidados do Prof<sup>o</sup> Dr. Elton Luiz Dantas, as quais foram britadas e desagregadas à nível mineral por meio do Selfrag (*high voltage pulse power fragmentation*). O Selfrag trabalha com um eletrodo pelo qual ocorre a injeção de pulsos elétricos no material a ser fragmentado, desta forma, a fragmentação ocorre no contato entre os minerais, preservando o hábito dos mesmos.

Após a fragmentação à nível mineral, as amostras foram encaminhadas para o Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista de Rio Claro (IGCE-Unesp), onde foi feito o processo de concentração da apatita. As amostras foram concentradas em batéia manual e por meio de bromofórmio de densidade de 2,85 g/cm<sup>3</sup>. Os minerais magnéticos e paramagnéticos foram retirados do concentrado por meio do separador tipo *Frantz* de barreiras, modelo LB-1, restando assim um concentrado de cada amostra composto majoritariamente por apatita e zircão.

Foram separados dois cristais de apatita de cada amostra para a datação (U-Th)/He, estes eudrais, com ausência de inclusões e fraturas visíveis e com tamanhos relativamente homogêneos entre ~ 60 e 80  $\mu\text{m}$  de raio, minimizando-se assim os efeitos dos diferentes

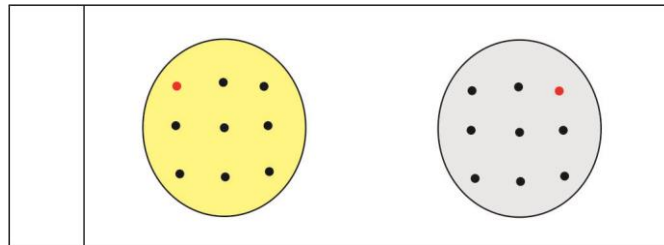
tamanhos de grão, das perdas de He por fraturamento, da implantação de He pelas inclusões e da ejeção  $\alpha$  (ver tópico 4.3.3). Os cristais foram visualizados e medidos com auxílio de microscópio Zeiss Axioplan com objetiva seca e aumento de 1000 vezes e posteriormente encapsulados. Para a extração e medição de  $^4\text{He}$ , os cristais encapsulados foram processados em espectrômetro de gases nobres de setor magnético com fonte iônica do tipo Nier, no laboratório de espectrometria à gases do IGCE, Unesp, aos cuidados da Dra. Marli Carina Siqueira Ribeiro. Os teores de U e Th foram obtidos junto ao laboratório de espectrometria de massa de alta resolução com plasma indutivamente acoplado (HR-ICP-MS) do IGCE, Unesp, aos cuidados da técnica Danieli Fernanda Canaver Marin.

Paralelamente, o restante do concentrado foi enviado ao Instituto de Ciências da Terra da Universidade de Heidelberg na Alemanha aos cuidados do Prof<sup>o</sup> Dr. Ulrich Anton Glasmacher. Os grãos representativos de cada amostra foram separados manualmente e colocados em moldes de resina epoxi que ficaram secando por aproximadamente 48 horas. Os moldes foram cortados e polidos para a revelação da superfície interna dos grãos e posteriormente atacados com  $\text{HNO}_3$  5.5 M por 20 segundos em banho térmico em  $21^\circ\text{C}$  para a visualização dos traços fósseis na superfície polida. A pilha de irradiação foi montada acoplando-se a cada amostra o seu respectivo detector externo (mica) incluindo a amostra de apatita Durango e os dosímetros de neutron padrões CN-5 no topo e na base da pilha (**figura 26**). A irradiação foi feita no reator de pesquisa FRM II na cidade de Garching, Alemanha.



**Figura 26– Ilustração da pilha de irradiação com o posicionamento das amostras deste trabalho. Modificado de De Pina (2010).**

Após serem irradiadas em reator, as amostras retornaram para as dependências do IGCE da Unesp. Os detectores externos foram atacados por HF a 48% durante 20 minutos em banho térmico em 20°C para a revelação dos traços induzidos. Após o ataque químico nos detectores, os moldes de cada amostra foram posicionados ao lado de seus respectivos detectores externos sobre lâminas de vidro (**figura 27**). Para a contagem dos traços fósseis e induzidos foi utilizado microscópio óptico Zeiss Axio Imager M1 acoplado a uma câmera MRc5 acompanhado do software Axio Vision 4.4, junto ao laboratório de termocronologia por traço de fissão do IGCE, Unesp.



**Figura 27** – Ilustração da lâmina utilizada para contagem dos traços de fissão em microscópio óptico. O conjunto da esquerda representa a resina (círculo amarelo) com os grãos de apatita da amostra contendo traços fósseis (pontos pretos) e o conjunto da direita corresponde ao detector externo (círculo cinza) onde ficam impressos os traços induzidos respectivos de cada grão. Notar que a mica é posicionada em espelho em relação à resina (os pontos vermelhos são correspondentes).

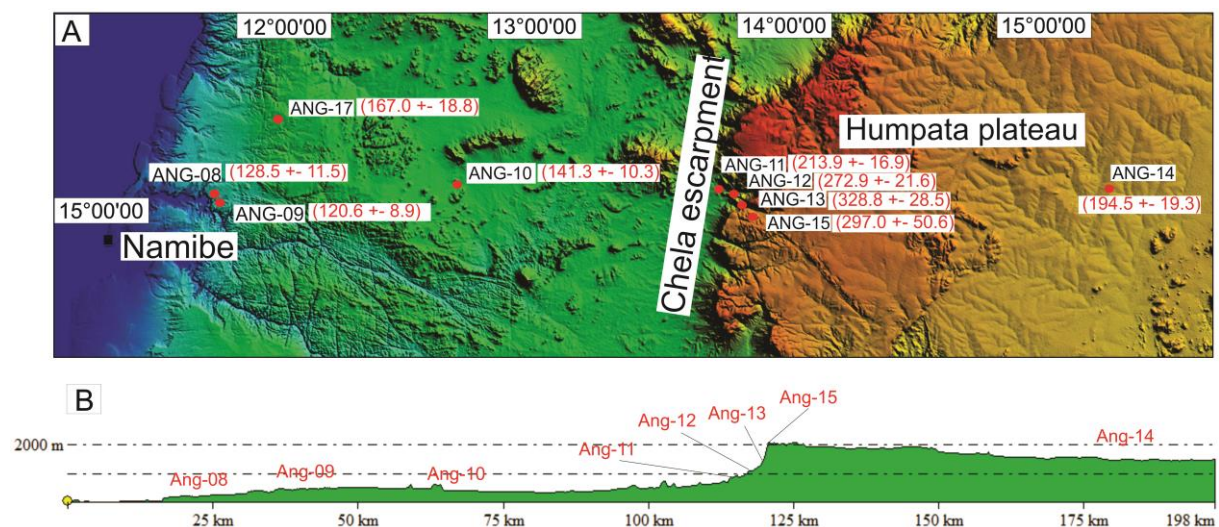
## 5 RESULTADOS

As amostras de rocha para as análises por TFA e HeA foram coletadas ao longo de um perfil leste-oeste de aproximadamente 150 Km de extensão, entre as cidades de Namibe e Lubango, sudoeste de Angola. Para o presente estudo, foram separadas nove amostras variando em elevação de 57 m à 1682 m (**figura 28 A e B**). Todas estas são representantes do embasamento pré-Cambriano do cráton do Congo e são constituídas por riolitos, granitos, e meta-arenitos (**tabela 1**).

### 5.1 ANÁLISE TFA

O fator de correção zeta ( $\zeta$ ) e as idades traço de fissão foram calculados através do software Trackkey (DUNKL, 2002). Para todas as amostras foram obtidas idades TFA com erro associado menores ou próximos de 10 % com exceção da amostra ANG-15 cuja idade mostra um erro mais elevado de 17 % devido a menor quantidade de grãos analisados (**figura 29**).

As amostras apresentam valores de  $P(\chi^2) \geq 90\%$  com exceção a ANG-10 que apresenta valor de  $P(\chi^2) = 77\%$ , indicando que todas apresentam consistência com a distribuição de Poisson e portanto as variações entre as idades agrupada, média e central são mínimas. Foram obtidos os mesmos valores para as idades agrupada e central em todas as amostras (**figura 29**), sendo que estas foram aqui utilizadas.



**Figura 28 - Imagem SRTM e perfil topográfico com sobrelevação de 10 vezes da área de estudo com os respectivos pontos de coleta e idades TFA obtidas.**

As idades TFA obtidas são menores que as respectivas idades estratigráficas (**tabela 1**) e aumentam do litoral até a subida da escarpa de Chela e decrescem rumo ao interior, com idades que variam entre  $120.6 \pm 8.9$  Ma e  $328.8 \pm 28.5$  Ma (**figura 28 A e B**).

Com a observação do gráfico de altitude *versus* idade aparente (**figura 30**) fica evidente a tendência de envelhecimento das idades rumo à cotas mais elevadas e nota-se também que pelo menos metade das idades obtidas coincidem com os eventos de início da tectônica rifte (2), magmatismo Etendeka (3) e *break-up* continental (2), sugerindo que este foi um intervalo importante de reativação térmica da margem do Namibe. São sugeridos eventos de soerguimento entre ~130 e 140 Ma e entre ~180 e 220 Ma, dada a verticalidade observada no gráfico marcada por amostras com idades térmicas próximas e que atualmente se encontram em diferentes altitudes.

Os comprimentos médios dos traços confinados (MTLs) corrigidos em relação ao eixo-c encontram-se sistematicamente em torno de ~12  $\mu\text{m}$  (**tabela 1**), sugerindo que todas as amostras foram submetidas a um grau médio de *annealing* durante sua evolução térmica, portanto sugerem taxas de resfriamento intermediárias e/ou histórias térmicas mais complexas (GALLAGHER & BROWN, 1997).

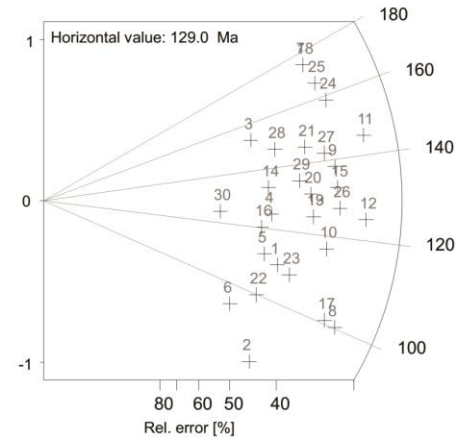
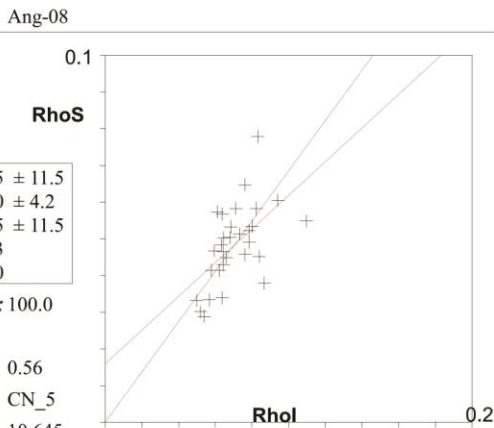
Apesar das pequenas variações nos MTLs estes também foram plotados em relação às idades TFA (**figura 30**) e não foi observada nenhuma tendência ou padrão aparente, no entanto, é sugerido que as amostras Ang-08, Ang-14 e Ang-15 atingiram paleotemperaturas mais elevadas e/ou permaneceram mais tempo na zona de *annealing* em relação às amostras Ang-10, Ang-12 e Ang-13. Devido a pequena amplitude na variação dos MTLs, a qual pode ser decorrente do fato das amostras responderem diferentemente ao *annealing* em razão de parâmetros cinéticos e/ou da pouca quantidade de amostras, tais interpretações podem aqui apenas serem sugeridas através da interpretação do gráfico.



**Apatite**

Ang-08

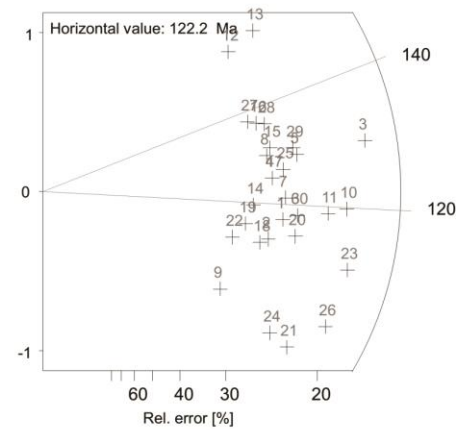
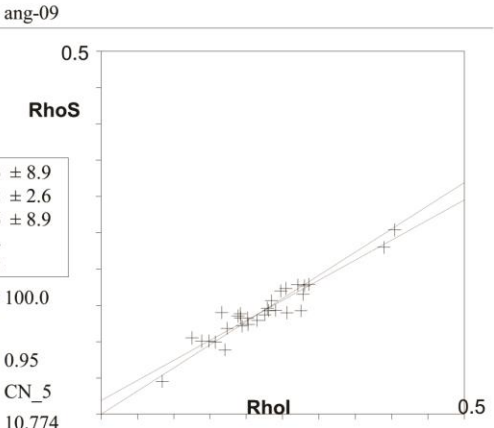
<b>Cryst.:</b>	<b>Area:</b>	
30	85260	
<b>Ns:</b>	<b>RhoS:</b>	
390	0.047	
<b>Ni:</b>	<b>Rhol:</b>	
567	0.068	
<b>Pooled:</b>	0.688	128.5 ± 11.5
<b>Mean:</b>	0.69	129.0 ± 4.2
<b>Central:</b>	0.688	128.5 ± 11.5
<b>Weigh.I:</b>	0.692	129.3
<b>Weigh.II:</b>	0.70	130.0
<b>Chi-sq.:</b>	6.75	<b>P (%):</b> 100.0
<b>Dispersion:</b>	0.00	
<b>a:</b>	0.016	<b>b:</b> 0.46 <b>r:</b> 0.56
<b>Irr.:</b>	FRM1501	<b>Glass:</b> CN_5
<b>Nd:</b>	4190	<b>RhoD:</b> 10.645
<b>Zeta:</b>	354.66 ± 20.83	<b>U.:</b> 0.08 (± 19%)
<b>Goodness:</b>	n. d.	



**Apatite**

ang-09

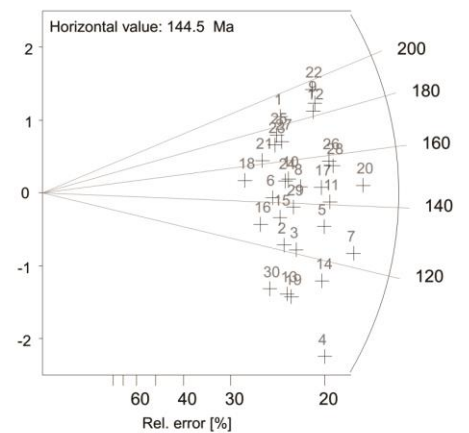
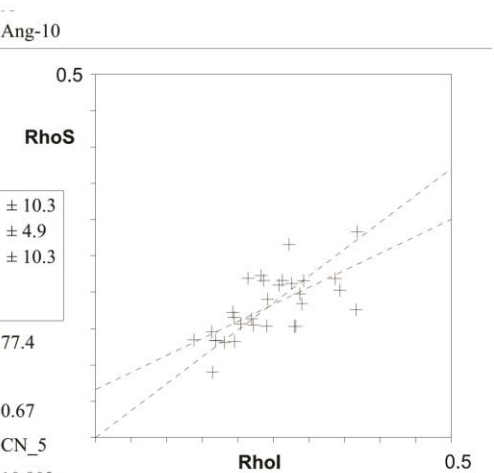
<b>Cryst.:</b>	<b>Area:</b>	
30	69884	
<b>Ns:</b>	<b>RhoS:</b>	
942	0.137	
<b>Ni:</b>	<b>Rhol:</b>	
1479	0.215	
<b>Pooled:</b>	0.637	120.6 ± 8.9
<b>Mean:</b>	0.646	122.2 ± 2.6
<b>Central:</b>	0.637	120.6 ± 8.9
<b>Weigh.I:</b>	0.636	120.4
<b>Weigh.II:</b>	0.64	121.8
<b>Chi-sq.:</b>	6.4	<b>P (%):</b> 100.0
<b>Dispersion:</b>	0.00	
<b>a:</b>	0.019	<b>b:</b> 0.554 <b>r:</b> 0.95
<b>Irr.:</b>	FRM1501	<b>Glass:</b> CN_5
<b>Nd:</b>	4190	<b>RhoD:</b> 10.774
<b>Zeta:</b>	354.66 ± 20.83	<b>U.:</b> 0.24 (± 31%)
<b>Goodness:</b>	n. d.	



**Apatite**

Ang-10

<b>Cryst.:</b>	<b>Area:</b>	
30	63259	
<b>Ns:</b>	<b>RhoS:</b>	
1099	0.177	
<b>Ni:</b>	<b>Rhol:</b>	
1487	0.239	
<b>Pooled:</b>	0.739	141.3 ± 10.3
<b>Mean:</b>	0.756	144.6 ± 4.9
<b>Central:</b>	0.739	141.3 ± 10.3
<b>Weigh.I:</b>	0.74	141.5
<b>Weigh.II:</b>	0.76	144.4
<b>Chi-sq.:</b>	23.06	<b>P (%):</b> 77.4
<b>Dispersion:</b>	0.01	
<b>a:</b>	0.066	<b>b:</b> 0.469 <b>r:</b> 0.67
<b>Irr.:</b>	FRM1501	<b>Glass:</b> CN_5
<b>Nd:</b>	4190	<b>RhoD:</b> 10.902
<b>Zeta:</b>	354.66 ± 20.83	<b>U.:</b> 0.26 (± 25%)
<b>Goodness:</b>	n. d.	



**Apatite**

Ang-11

**Cryst.:** 23 **Area:** 56803  
**Ns:** 835 **RhoS:** 0.15  
**Ni:** 751 **Rhol:** 0.134  
**Pooled:** 1.112 

213.9 ± 16.9
--------------

  
**Mean:** 1.144 

220.0 ± 8.2
-------------

  
**Central:** 1.112 

213.9 ± 16.9
--------------

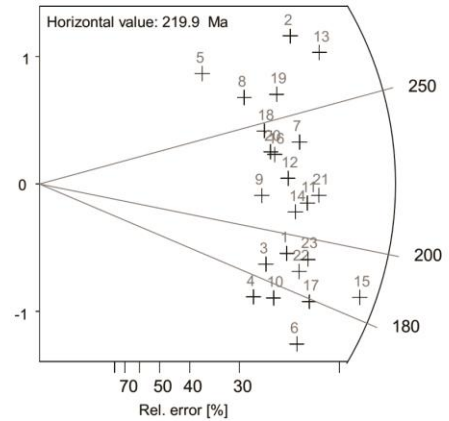
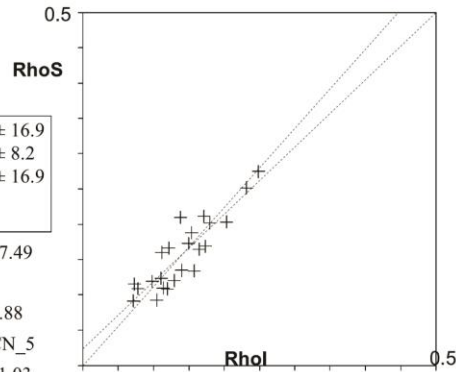
  
**Weigh.I:** 1.114 

214.3
-------

  
**Weigh.II:** 1.13 

218.2
-------

  
**Chi-sq.:** 10.99 **P (%):** 97.49  
**Dispersion:** 0.00  
**a:** 0.024 **b:** 0.951 **r:** 0.88  
**Irr.:** FRM1501 **Glass:** CN\_5  
**Nd:** 4190 **RhoD:** 11.03  
**Zeta:** 354.66 ± 20.83 **U.:** 0.15 (± 33 %)  
**Goodness:** n. d.



**Apatite**

Ang-12

**Cryst.:** 20 **Area:** 39950  
**Ns:** 941 **RhoS:** 0.24  
**Ni:** 668 **Rhol:** 0.17  
**Pooled:** 1.409 

272.9 ± 21.6
--------------

  
**Mean:** 1.462 

282.9 ± 7.6
-------------

  
**Central:** 1.409 

272.9 ± 21.6
--------------

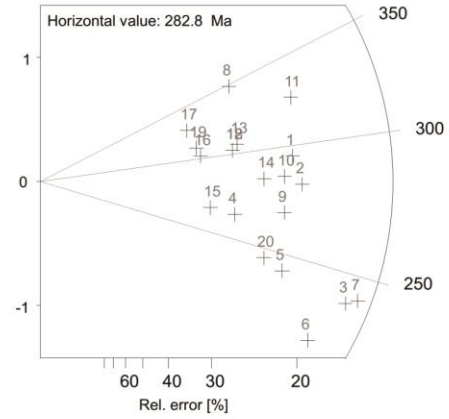
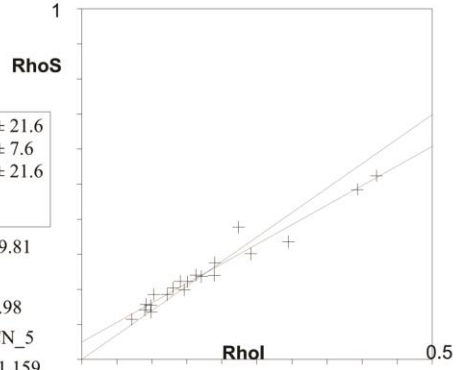
  
**Weigh.I:** 1.375 

266.5
-------

  
**Weigh.II:** 1.44 

278.7
-------

  
**Chi-sq.:** 5.93 **P (%):** 99.81  
**Dispersion:** 0.00  
**a:** 0.05 **b:** 1.116 **r:** 0.98  
**Irr.:** FRM1501 **Glass:** CN\_5  
**Nd:** 4190 **RhoD:** 11.159  
**Zeta:** 354.66 ± 20.83 **U.:** 0.18 (± 55 %)  
**Goodness:** n. d.



**Apatite**

Ang-13

**Cryst.:** 20 **Area:** 39310  
**Ns:** 706 **RhoS:** 0.183  
**Ni:** 419 **Rhol:** 0.108  
**Pooled:** 1.685 

328.8 ± 28.5
--------------

  
**Mean:** 1.708 

333.2 ± 10.4
--------------

  
**Central:** 1.685 

328.8 ± 28.5
--------------

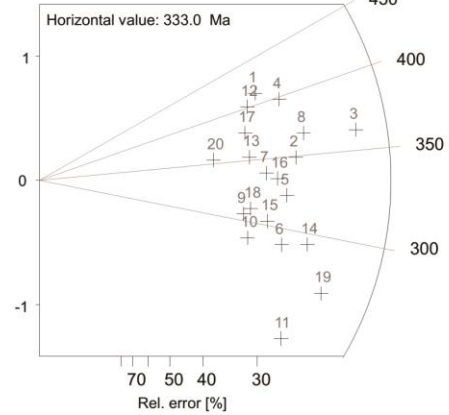
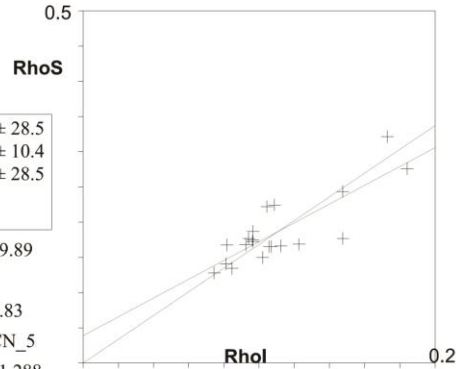
  
**Weigh.I:** 1.681 

328.0
-------

  
**Weigh.II:** 1.70 

332.1
-------

  
**Chi-sq.:** 5.5 **P (%):** 99.89  
**Dispersion:** 0.00  
**a:** 0.039 **b:** 1.334 **r:** 0.83  
**Irr.:** FRM1501 **Glass:** CN\_5  
**Nd:** 4190 **RhoD:** 11.288  
**Zeta:** 354.66 ± 20.83 **U.:** 0.11 (± 27 %)  
**Goodness:** n. d.



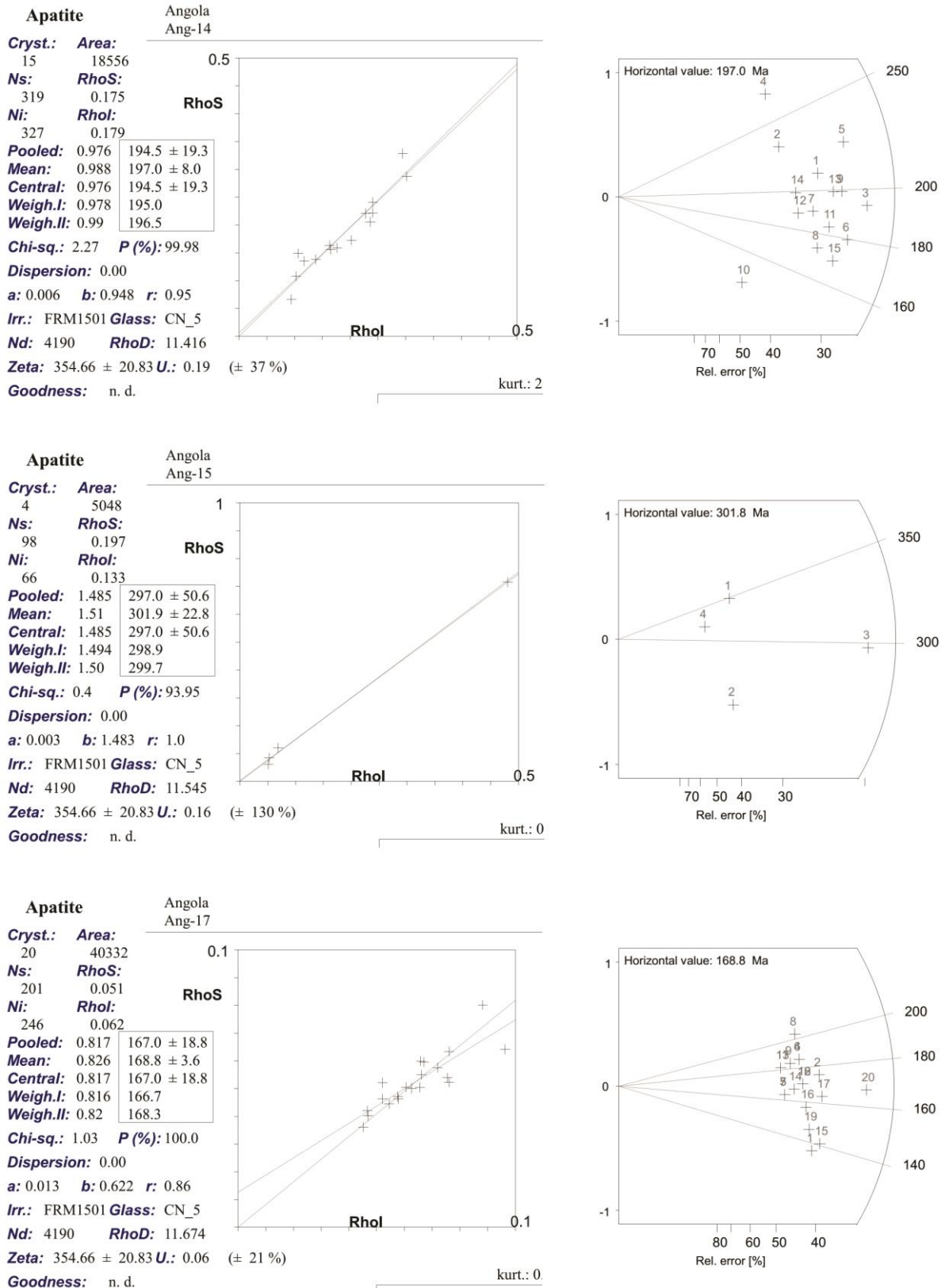


Figura 29- Gráficos das idades radiais aparentes TFA (GALBRAITH, 1990) e da relação RhoS versus Rhol (GREEN, 1981) das amostras individuais geradas no software Trackkey de Dunkl (2002), as quais exibem fraca dispersão das idades na maioria das amostras analisadas. Estão indicados outros valores importantes como as respectivas idades central, agrupada e média e o fator de correção zeta.

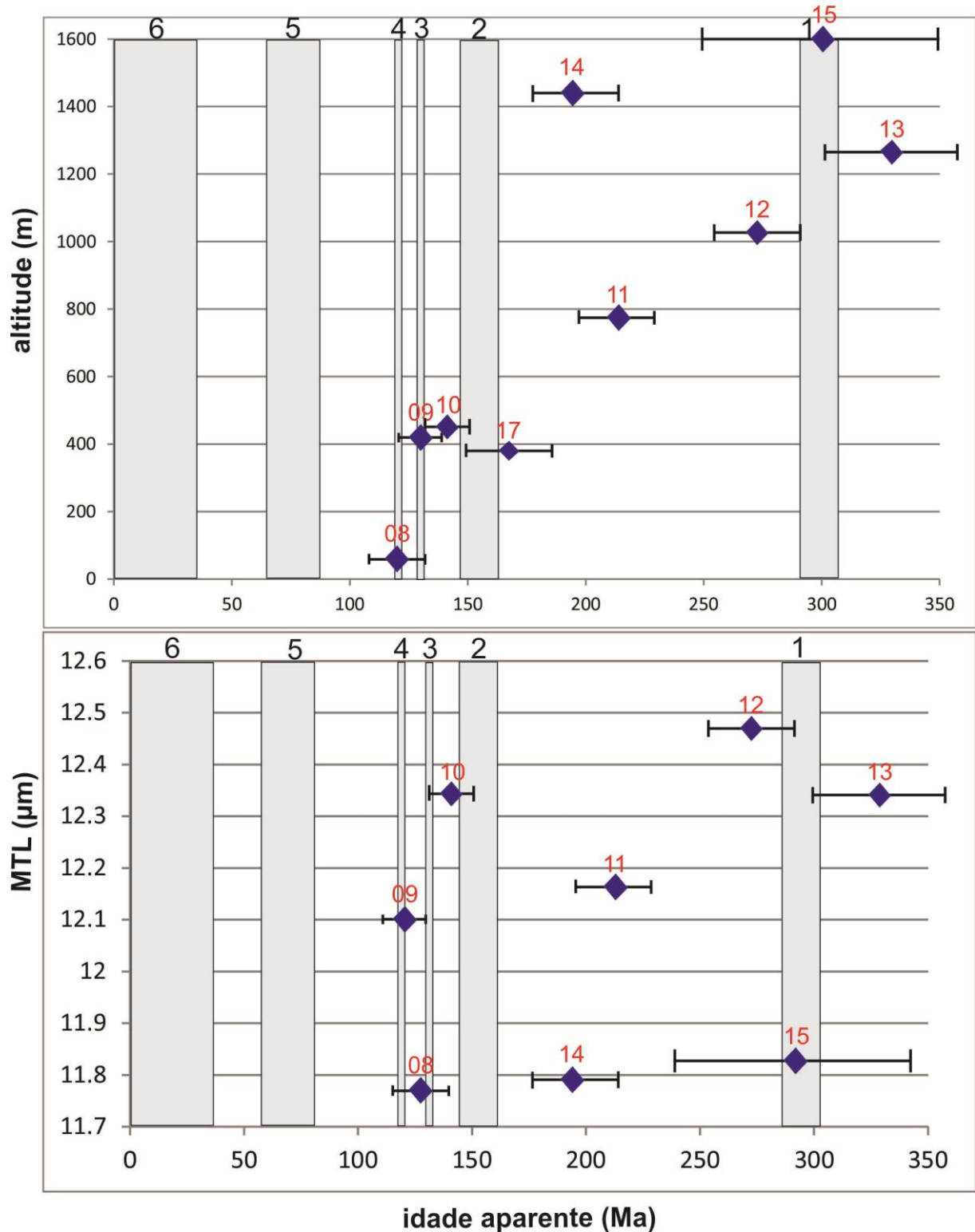


Figura 30 - Gráficos de idade aparente TFA versus MTLs e altitude. Pontos azuis representam as amostras analisadas e as linhas pretas representam os erros associados das idades. As barras em cinza marcam os principais eventos geológicos: 1 – início da sedimentação Karoo, 2 – início da sedimentação na bacia do Namibe atrelado aos processos de rifteamento, 3 – magmatismo Etendeka, 4 – *break-up* continental e abertura do Atlântico Sul, 5 – evento Neocretáceo e 6 – evento Cenozóico.

Tabela 1 - Detalhe das amostras com os parâmetros relacionados à análise TFA.

Amostra	Latitude e Longitude	Litotipo	Idade estratigráfica	Elevação (m)	Rho-d (10 <sup>5</sup> traços / cm <sup>2</sup> )	Rho-s (10 <sup>5</sup> traços / cm <sup>2</sup> )	Rho-l (10 <sup>5</sup> traços / cm <sup>2</sup> )	Idade central TFA (Ma)	P( $\chi^2$ ) (%)	Número de grãos	Médias dos comprimentos dos traços ( $\mu$ m)
Ang-08	-15.059274° S 12.292437° L	riólito	Jurássico-Cretáceo	57	10.645	0.047	0.068	128.5 ± 11.5	100	30	11.79 ± 1.80 (60)
Ang-09	-15.010592° S 12.443918° L	granito	Neoarqueano	423	10.774	0.137	0.215	120.6 ± 8.9	100	30	12.10 ± 1.22 (75)
Ang-10	-15.026180° S 12.737863° L	granito	Neoarqueano	448	10.902	0.177	0.239	141.3 ± 10.3	77.4	30	12.34 ± 1.13 (66)
Ang-11	-15.038657° S 13.208594° L	granito	Paleoproterozóico	777	11.031	0.15	0.134	213.9 ± 16.9	97.49	23	12.16 ± 1.29 (50)
Ang-12	-15.052543° S 13.221250° L	granito	Paleoproterozóico	1026	11.159	0.24	0.17	272.9 ± 21.6	99.81	20	12.47 ± 1.38 (60)
Ang-13	-15.053834° S 13.237027° L	granito	Paleoproterozóico	1269	11.288	0.183	0.108	328.8 ± 28.5	99.89	20	12.34 ± 1.19 (22)
Ang-14	-15.070120° S 13.920192° L	granito	Paleoproterozóico	1436	11.417	0.175	0.179	194.5 ± 19.3	99.98	15	11.79 ± 0.45 (3)
Ang-15	-15.076737° S 13.233903° L	meta-arenito	Paleoproterozóico	1682	11.545	0.197	0.133	297.0 ± 50.6	93.95	4	11.82 ± 0.92 (5)
Ang-17	-14.910260° S 12.398126° L	riólito	Jurássico-Cretáceo	381	11.674	0.051	0.062	167.0 ± 18.8	100	20	-

Rho-d: densidade de traços no dosímetro CN-5; Rho-s: densidade de traços espontâneos; Rho-l: densidade de traços induzidos; P( $\chi^2$ ): probabilidade dos grãos pertencerem a uma mesma população.

As amostras passam no teste se P( $\chi^2$ ) > 5% (GREEN, 1981). As idades centrais (GAIBRAITH & LASLETT, 1993) foram calculadas utilizando  $\zeta = 354.66 \pm 20.83$  e com desvio padrão de 1  $\sigma$  (HURFORD & GREEN, 1983).

As médias dos comprimentos dos traços (MTLs) estão acompanhados dos respectivos desvios padrões e da quantidade de medidas feitas.

### 5.1.1 Histórias térmicas TFA

As histórias térmicas (**figura 31**) foram construídas com o software Hefty (KETCHAM, 2013) utilizando-se o modelo de *annealing* de Ketcham et al (2007) a partir das medições dos parâmetros cinéticos  $D_{par}$  e do ângulo em relação ao eixo-c.

As caixas de Monte Carlo foram posicionadas primeiramente sem grandes restrições de temperatura para que as histórias se formassem naturalmente e progressivamente foram sendo restritas de acordo com os dados da literatura (ver cap. “Discussão”), deixando-as mais abertas onde os dados da literatura são divergentes, de forma que foram feitas em torno de 60.000 interações por amostra.

Para a amostra Ang-08 que consiste em um riólito de idade estratigráfica duvidosa, foram feitas duas modelagens, a primeira simulando um comportamento similar às outras amostras (Ang-08-A) e a segunda simulando o resfriamento relacionado à sua possível extrusão entre ~240 e 210 Ma (Ang-08-B) pois este é o período em que obteve-se os melhores resultados, sendo que foram simulados também resfriamentos mais recentes no Eo e Neocretáceo sem resultados satisfatórios.

As histórias térmicas foram obtidas a partir de 400 Ma para as amostras mais antigas da área, onde as amostras Ang-12 e Ang-13 sugerem um período de aquecimento finalizado entre 380 e 360 Ma associado à paleotemperaturas de até 100°C. Em contraste, as amostras Ang-11, Ang-14 e Ang-15 sugerem resfriamento iniciado entre 400 Ma (Ang-15) e 380 Ma (Ang-14) a partir de paleotemperaturas mais elevadas em excesso aos 110 °C.

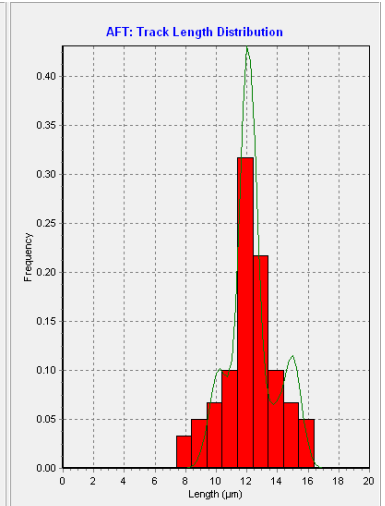
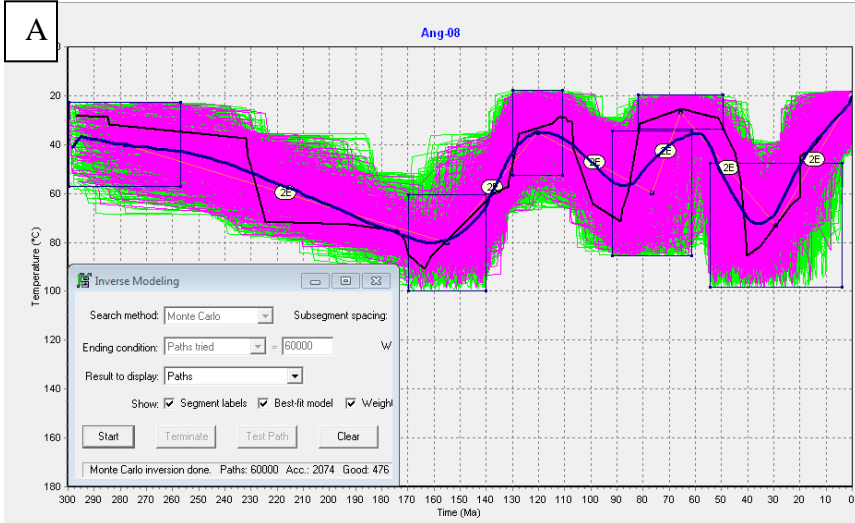
Entre ~ 310 e 280 Ma todas as amostras registram o início de um aquecimento de ~ 30°C à 50°C interpretado pela amplitude dos *best fits*, podendo atingir paleotemperaturas entre 80 e 110 °C definida pela porção basal do envelope de histórias “boas”. Similarmente, entre ~ 180 e 150 Ma inicia-se um episódio de resfriamento bem definido, mostrando amplitudes de temperatura mais elevadas nas amostras mais próximas à costa de ~ 60°C (Ang-08 A e B, Ang-09, Ang-10) e menores amplitudes de ~ 30°C nas demais amostras rumo ao interior.

Este evento de resfriamento regional é seguido por novo aquecimento iniciado em ~ 120 Ma relacionado à paleotemperaturas de até 100°C, porém, tal evento possibilita paleotemperaturas bem menores visto a maior amplitude do envelope das histórias térmicas geradas em relação aos eventos anteriores. Os *best fits* estimam neste período aquecimentos entre ~ 40 e 70°C e as médias das histórias geradas sugerem aquecimentos menores e mais regulares de ~ 15 à 20 °C.

Após este aquecimento, é detectado novo resfriamento regional iniciado entre ~ 90 e 70 Ma marcado pela alta amplitude dos *best fits* que estimam resfriamentos entre ~ 40 e 80°C e um valor menor de ~ 15°C para a Ang-14, o qual se aproxima dos valores de resfriamento médio das histórias entre ~15 e 30°C.

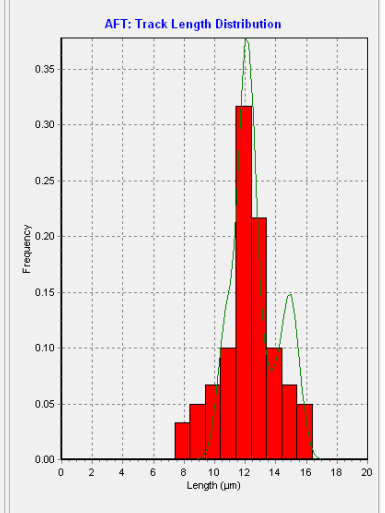
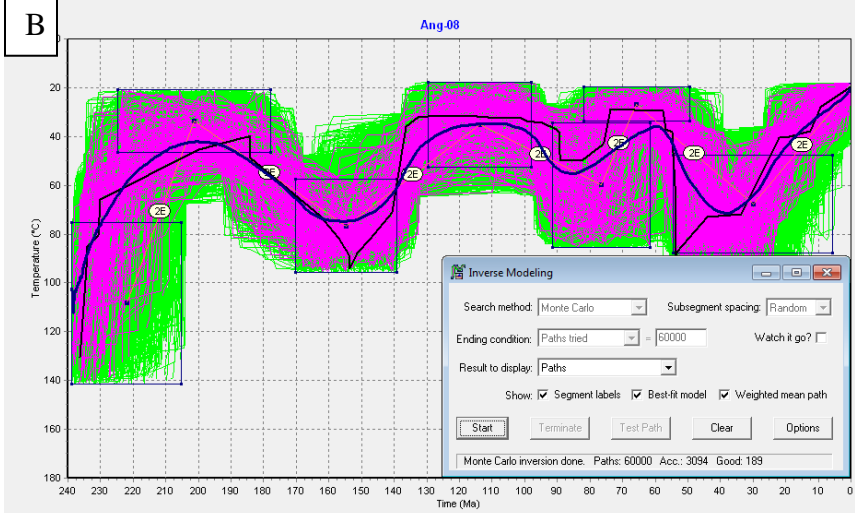
Posteriormente, um novo episódio de aquecimento regional com início entre ~ 70 e 60 Ma associado à paleotemperaturas máximas entre ~ 80 e 100°C é sugerido, com os *best fits* indicando resfriamentos entre ~ 20 e 70°C sem nenhuma tendência aparente. Já a média das histórias se apresenta com amplitudes mais regulares indicando aquecimentos de ~ 40°C para as amostras mais próximas à costa (Ang-08-A e B, Ang-09 e Ang-10) e de ~ 20°C para as demais amostras, durante este evento.

Um último evento regional iniciado entre ~ 40 e 30 Ma é sugerido pela média das histórias, associado à resfriamentos entre ~ 40 e 60°C até o recente, resfriamentos estes menos intensos nas amostras rumo à escarpa de Chela. É interessante observar que os *best fits* das amostras Ang-14 e Ang-15 ainda sugerem novo resfriamento abrupto iniciado entre ~ 20 e 5 Ma até o recente.



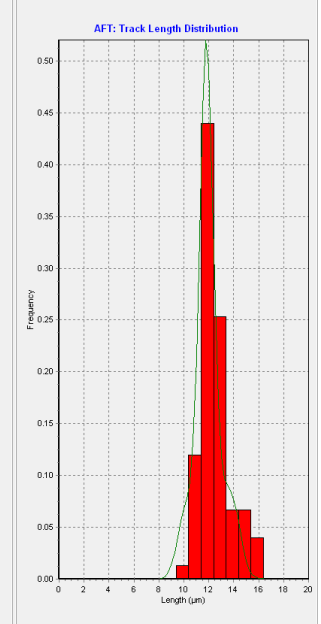
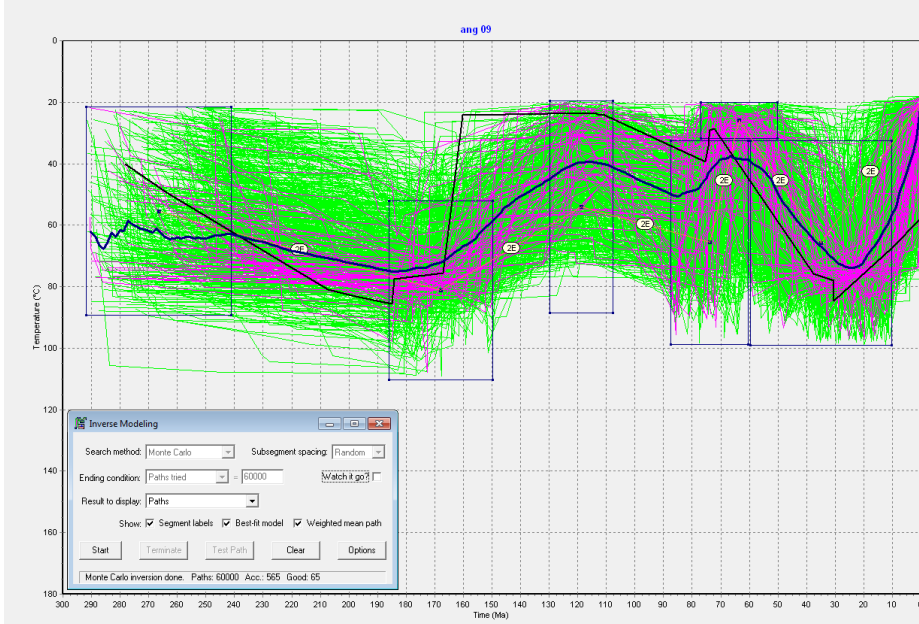
Sample #: Ang-08 Elevation: 65m

Pop	Model	Age (Ma)	Model	Length (µm)	Model	GOF
1	129	129 ± 25/21	1.00	297	12.36 ± 1.56	11.79 ± 1.80 0.97



Sample #: Ang-08 Elevation: 65m

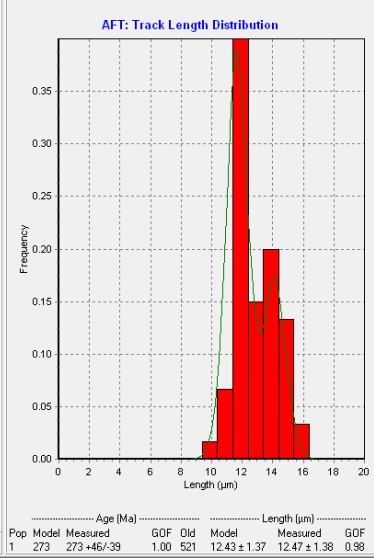
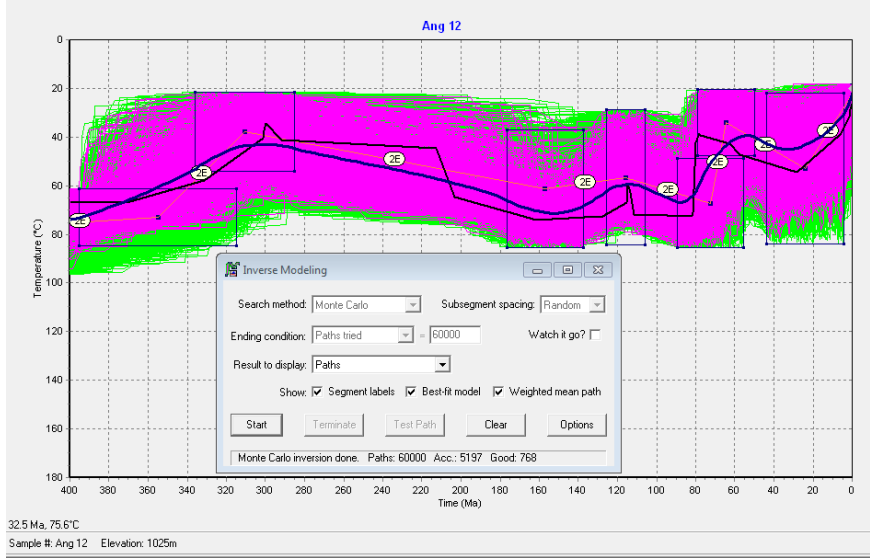
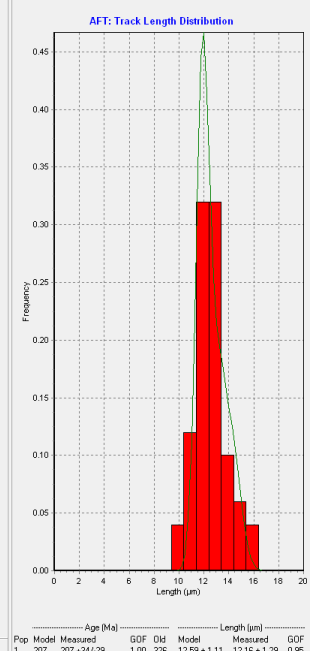
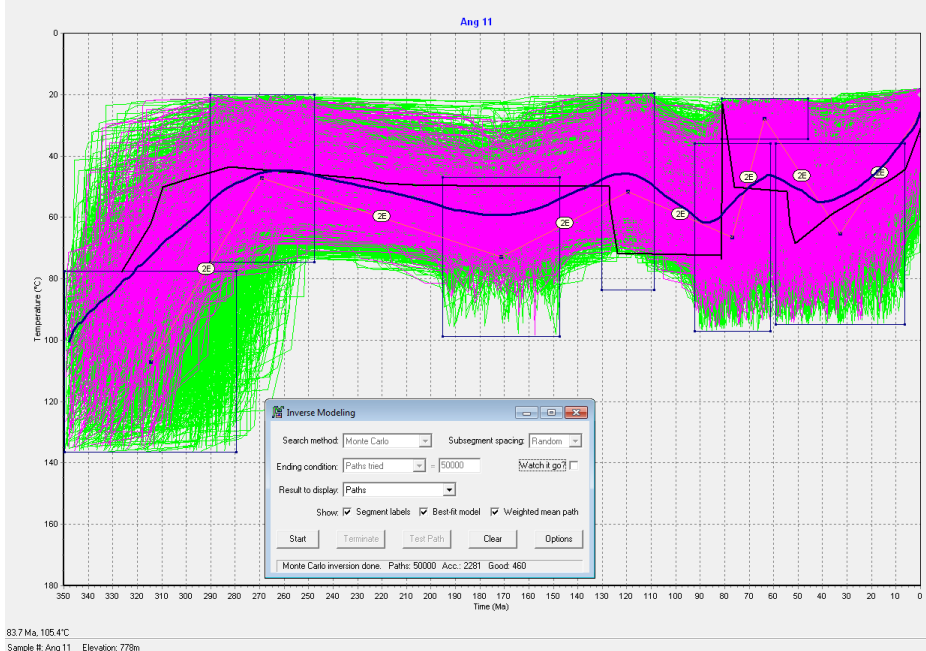
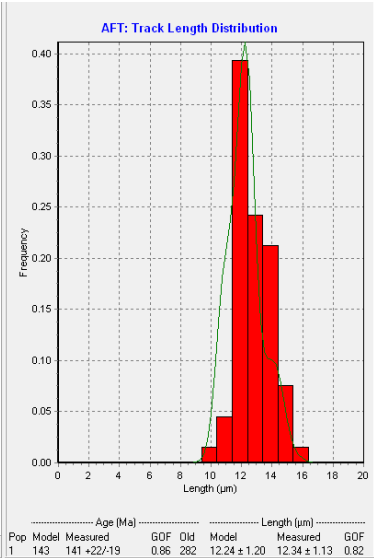
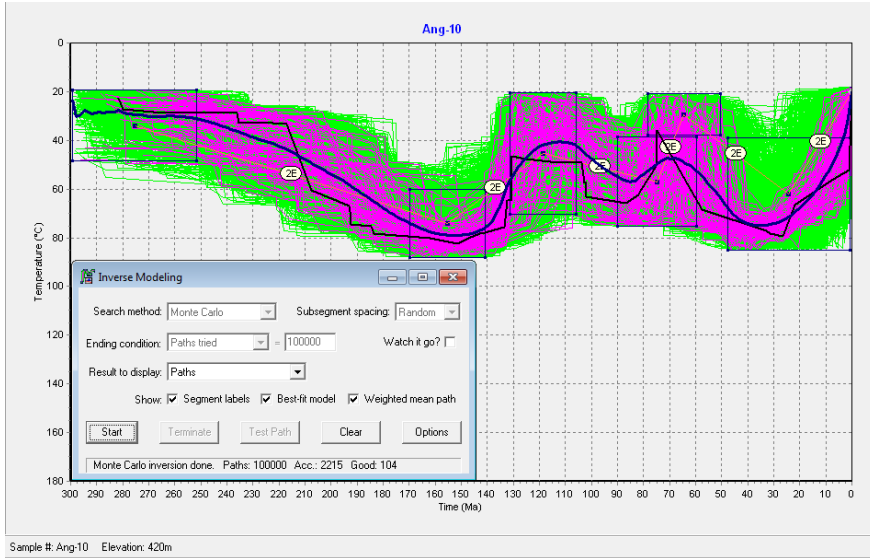
Pop	Model	Age (Ma)	Model	Length (µm)	Model	GOF
1	129	129 ± 25/21	0.96	235	12.65 ± 1.53	11.79 ± 1.80 0.60



Sample #: ang 09 Elevation: 426m

Pop	Model	Age (Ma)	Model	Length (µm)	Model	GOF
1	119	121 ± 19/16	0.88	278	11.93 ± 1.12	12.10 ± 1.22 0.90





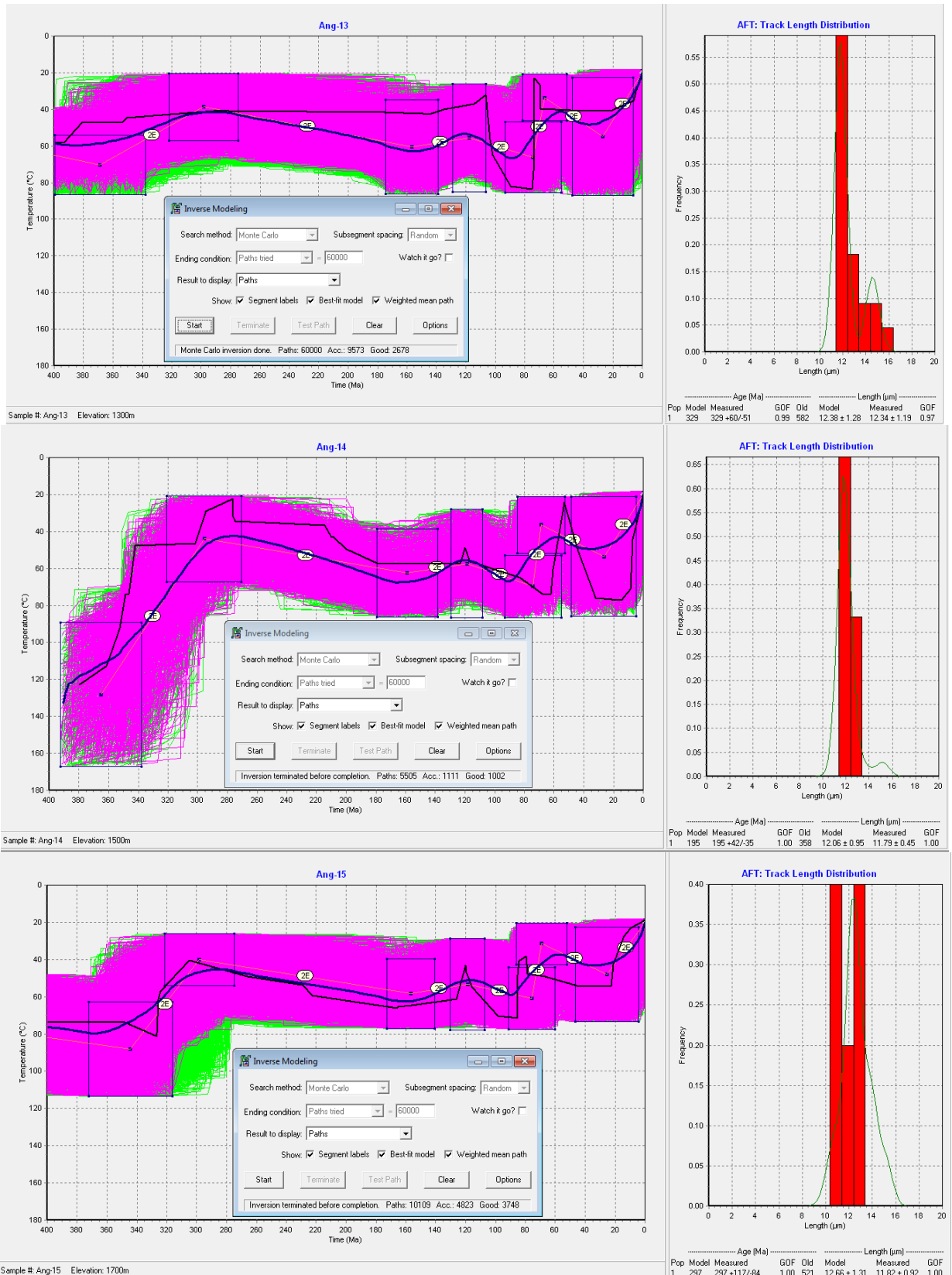


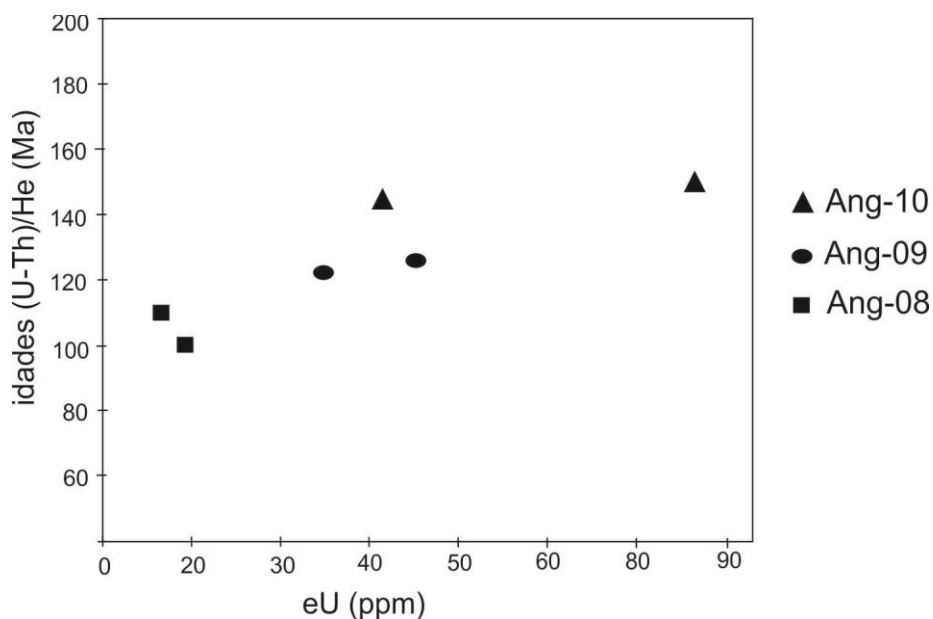
Figura 31- Histórias térmicas TFA com seus respectivos histogramas de distribuição de comprimento dos traços confinados (TDLs) mostrando um padrão predominantemente unimodal, com MTLs em torno de ~ 12 µm. Todas as amostras apresentam consistentes “boas” histórias definidas pela cor rosa nos gráficos, marcadas por valores GOF acima de 0.5. A cor verde define histórias “aceitáveis” com valores GOF superiores a 0.05 (95% de confiabilidade). A linha azul mostra a média das histórias obtidas e a linha preta mostra a história que melhor se encaixa aos dados medidos (*best fit*).

## 5.2 ANÁLISE HEA

Foram obtidas idades aparentes HeA nas amostras Ang-08, Ang-09 e Ang-10 mais próximas à costa (**figura 28 A**). Similarmente à tendência observada na análise por TFA, as idades HeA aumentam rumo ao interior, com idades corrigidas respectivas de  $128.8 \pm 3.9$ ,  $157.1 \pm 4.7$  e  $196.6 \pm 5.9$  (**tabela 2**).

Quando as idades das amostras são analisadas em relação às respectivas concentrações de U efetivo (eU) (FLOWERS et al, 2009) observa-se que há uma correlação positiva, sugerindo que tais amostras permaneceram tempo suficiente no *annealing* para o acúmulo de danos radioativos e conseqüentemente  $^4\text{He}$ .

Quando as idades dos grãos individuais dentro de cada amostra são plotados *versus* eU (**figura 32**) observa-se uma correlação positiva nas amostras Ang-09 e Ang-10 e correlação negativa na Ang-08. Tal comportamento pode ser interpretado como resultado de um tempo maior de permanência das amostras Ang-09 e Ang-10 na zona de *annealing* e que estas não atingiram paleotemperaturas superiores a  $\sim 110^\circ\text{C}$  (senão os danos radioativos seriam apagados). A amostra Ang-08 já suporta paleotemperaturas maiores associado a um tempo de permanência menor no *annealing*.



**Figura 32** - Gráfico de idade não corrigida versus eU em grãos individuais de apatita mostrando correlação positiva nas amostras Ang-09 e Ang-10 e negativa na amostra Ang-08.

Tabela 2 - Detalhe das amostras com os parâmetros relacionados à análise HeA.

amostra	aliquota	erro analítico	<sup>4</sup> He (ncc/g)	<sup>238</sup> U (ppm)	<sup>235</sup> U (ppm)	<sup>232</sup> Th (ppm)	U total (ppm)	Th total (ppm)	eU (ppm)	W (μm)	L (μm)	R* (μm)	Ft	idades (U-Th)/He sem correção (Ma)	idades (U-Th)/He corrigidas (Ma)
Ang-08	2	0.90	266.68	11.66	0.000000035	25.50	11.66	25.50	17.65	131.46	213.02	75.35		109.4±0.9	
Ang-08	5	0.80	237.26	11.32	0.000000034	33.47	11.32	33.47	19.19	113.16	204.09	66.45		100.3±0.8	
média		3.15	251.97	11.49	0.000000035	29.49	11.49	29.49	18.42	122.31	208.56	70.90	0.8142	104.85 ± 3.15	128.8 ± 3.9
Ang-09	1	1.00	706.80	30.45	0.000000065	64.25	30.45	64.25	45.55	132.24	299.15	81.23		125.9±1	
Ang-09	4	1.00	552.51	21.15	0.000000062	61.04	21.15	61.04	35.50	105.20	189.15	61.73		123.3±1	
média		3.74	629.65	25.80	0.000000063	62.65	25.80	62.65	40.52	118.72	244.15	71.48	0.7929	124.6 ± 3.74	157.1 ± 4.7
Ang-10	2	1.20	1603.96	50.46	0.000000158	156.19	50.46	156.19	87.17	94.01	180.65	55.95		149.7±1.20	
Ang-10	3	1.40	725.88	10.44	0.000000132	129.51	10.44	129.51	40.88	105.95	211.51	63.55		144.2±1.40	
média		4.41	1164.92	30.45	0.000000145	142.85	30.45	142.85	64.02	99.98	196.08	59.75	0.7473	146.95 ± 4.41	196.6 ± 5.9

eU: U efetivo; W, L e R\*: largura, comprimento e equivalente raio esférico do cristal; Ft: fator de correção para a ejeção  $\alpha$

### 5.2.1 Histórias térmicas HeA

Para as modelagens (**figura 33**) foi utilizado o modelo de correção  $\alpha$  de Ketcham et al. (2011) e o modelo de difusão RDAAM (*radiation damage accumulation and annealing model*) de Flowers et al. (2009) o qual prevê os efeitos do acúmulo de  $^4\text{He}$  em razão da formação/*annealing* dos danos radioativos em função do tempo e da temperatura.

Seguindo o mesmo procedimento utilizado para a modelagem TFA, caixas de Monte Carlo foram posicionadas baseadas nas informações da literatura (ver cap. “Discussão”) e nas interpretações de paleotemperaturas da correlação idade *versus* eU, de forma que foram feitas em média 20.000 interações por amostra. As histórias foram traçadas a partir de 300 Ma visto que as análises foram feitas nas amostras mais próximas à costa, menos antigas.

As amostras Ang-09 e Ang-10 mostram histórias muito similares, as quais sugerem aquecimento regional iniciado em  $\sim 300$  Ma associado a uma amplitude de  $\sim 30^\circ\text{C}$  com paleotemperaturas entre  $\sim 60$  e  $80^\circ\text{C}$ , seguido de resfriamento abrupto iniciado entre  $\sim 160$  e  $145$  Ma de  $\sim 40^\circ\text{C}$  definido pela média das histórias e pelos *best fits*. Entre  $\sim 130$  e  $120$  Ma inicia-se novo aquecimento regional estimado em  $\sim 20^\circ\text{C}$ .

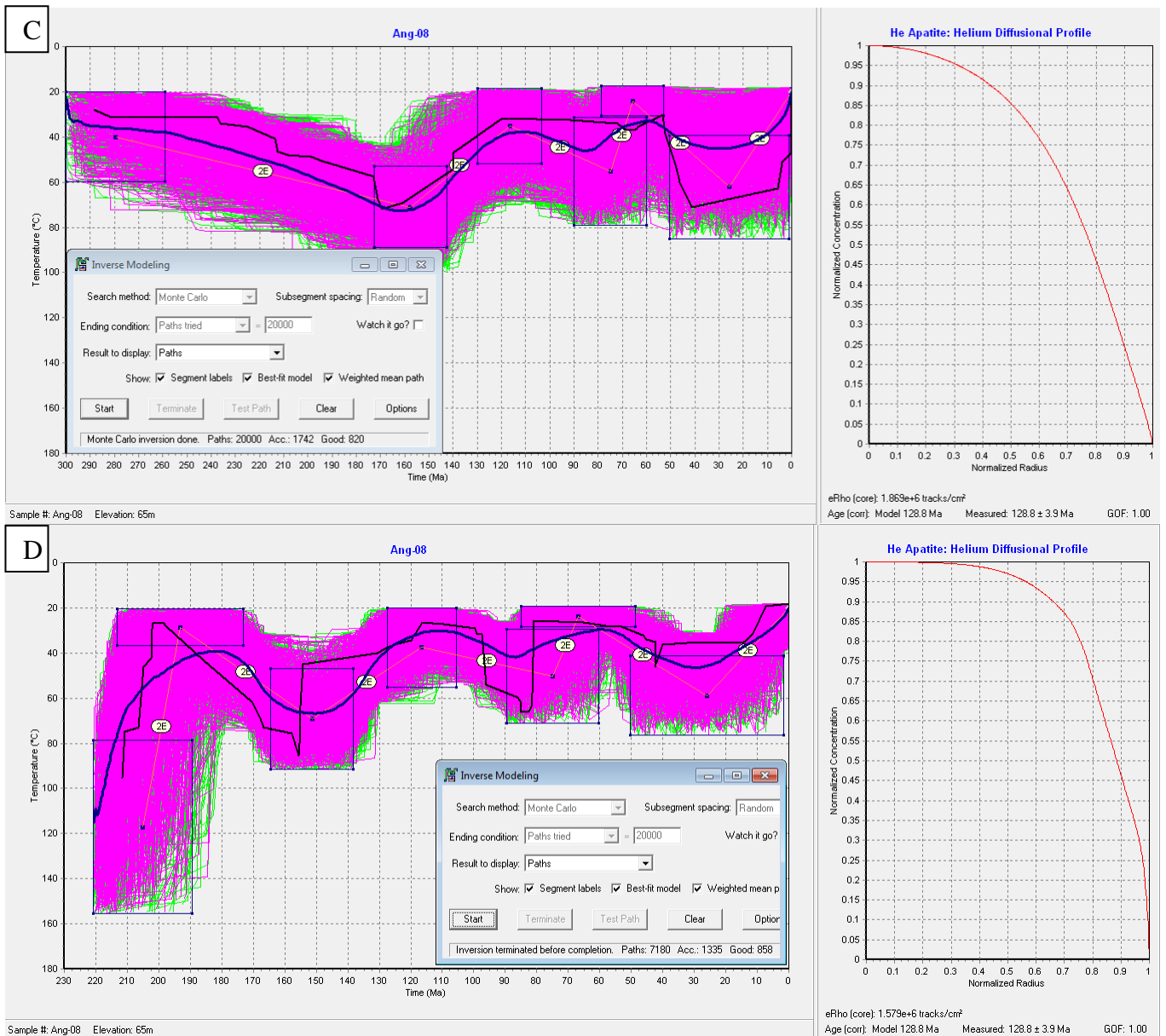
Entre  $90$  e  $80$  Ma inicia-se um evento de resfriamento regional menos acentuado com valores médios entre  $\sim 20$  e  $25^\circ\text{C}$ , seguido de evento de aquecimento iniciado entre  $\sim 80$  e  $70$  Ma com valores de  $\sim 30^\circ\text{C}$  definido pelas médias das histórias e de até  $\sim 55^\circ\text{C}$  definido pelo *best fit* da Ang-09, atingindo paleotemperaturas máximas de até  $\sim 70^\circ\text{C}$ .

Um último episódio de resfriamento acentuado é detectado em  $\sim 30$  Ma, estimado entre  $\sim 40$  e  $60^\circ\text{C}$ . Os *best fits* sugerem que tal resfriamento pode ter se iniciado mais tardiamente entre  $\sim 20$  e  $10$  Ma.

Diferentemente, para a amostra Ang-08 foram feitas três modelagens: a primeira sugerindo comportamento similar às outras amostras (Ang-08-C), a segunda sugerindo resfriamento de extrusão do material entre  $\sim 220$  e  $200$  Ma (a mesma obtida por TFA) (Ang-08-D) e uma terceira sugerindo resfriamento de extrusão mais recente entre  $\sim 180$  e  $130$  Ma (Ang-08-E) visto que a amostra possui idade estratigráfica desde o Jurássico ao Cretáceo (ver Cap. “Geologia Local”). Uma quarta tentativa simulando o resfriamento de extrusão no Neocretáceo não gerou histórias térmicas.

A modelagem C apresenta comportamento similar ao observado nas amostras Ang-09 e Ang-10. A modelagem D também apresenta comportamento similar com excessão ao intervalo entre  $\sim 230$  e  $200$  Ma marcado por resfriamento abrupto a partir de

paleotemperaturas em excesso a  $\sim 120^{\circ}\text{C}$ . A modelagem E sugere resfriamento pouco menos abrupto entre  $\sim 180$  e  $150$  Ma, seguido dos mesmos eventos já descritos para as outras amostras, entretanto, a modelagem sugere menores amplitudes térmicas e implica consequentemente em menores paleotemperaturas máximas de  $\sim 40^{\circ}\text{C}$  se comparado às outras modelagens.



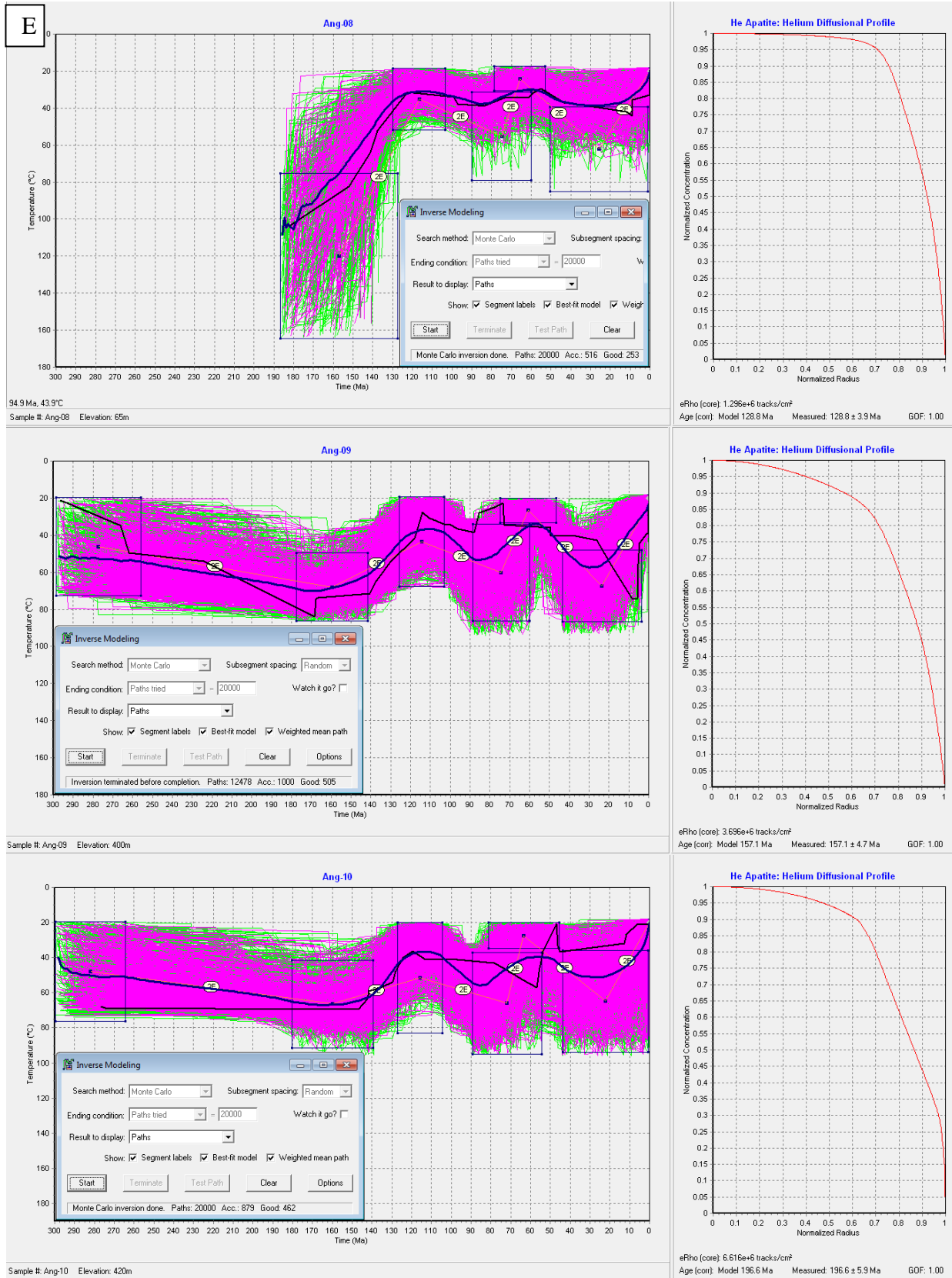


Figura 33 - Histórias térmicas (U-Th)/He com seus respectivos perfis de difusão de  $^4\text{He}$  na apatita mostrando um padrão predominante de arredondamento limitado da curva. Todas as amostras apresentam consistentes “boas” histórias definidas pela cor rosa nos gráficos, marcadas por valores GOF acima de 0.5. A cor verde define histórias “aceitáveis” com valores GOF superiores a 0.05 (95% de confiabilidade). A linha azul mostra a média das histórias obtidas e a linha preta mostra a história que melhor se encaixa aos dados medidos (*best fit*).

### 5.3 ANÁLISE COMBINADA TFA E HEA

Com o intuito de construir histórias térmicas mais robustas, foram feitas modelagens que satisfaçam a combinação dos dados de TFA e HeA (**figura 34**) para as amostras Ang-09 e Ang-10 a partir de 300.000 interações.

Ambas as modelagens suportam aquecimento iniciado em ~ 300 Ma de ~ 20 à 30°C, alcançando paleotemperaturas de até ~ 65°C sugerido pelo *best fit* da Ang-09, seguido de resfriamento moderado iniciado entre ~ 170 e 150 Ma entre ~10 e 40°C.

Entre ~ 130 e 110 Ma é iniciado novo aquecimento entre ~ 30 e 70°C de magnitude, atingindo paleotemperaturas máximas de até ~ 95°C sugerido pelo *best fit* da Ang-10, dando lugar a novo episódio de resfriamento iniciado em ~ 90 Ma estimado em ~ 20°C pela média das histórias térmicas e de ~ 40°C pelos *best fits*.

Um último aquecimento iniciado entre ~ 80 e 60 Ma entre ~20 e 40°C de magnitude é detectado, associado à paleotemperaturas máximas entre ~ 60 e 80°C, seguido de um período de resfriamento abrupto iniciado entre 20 e 5 Ma associado a uma amplitude de ~ 50°C.



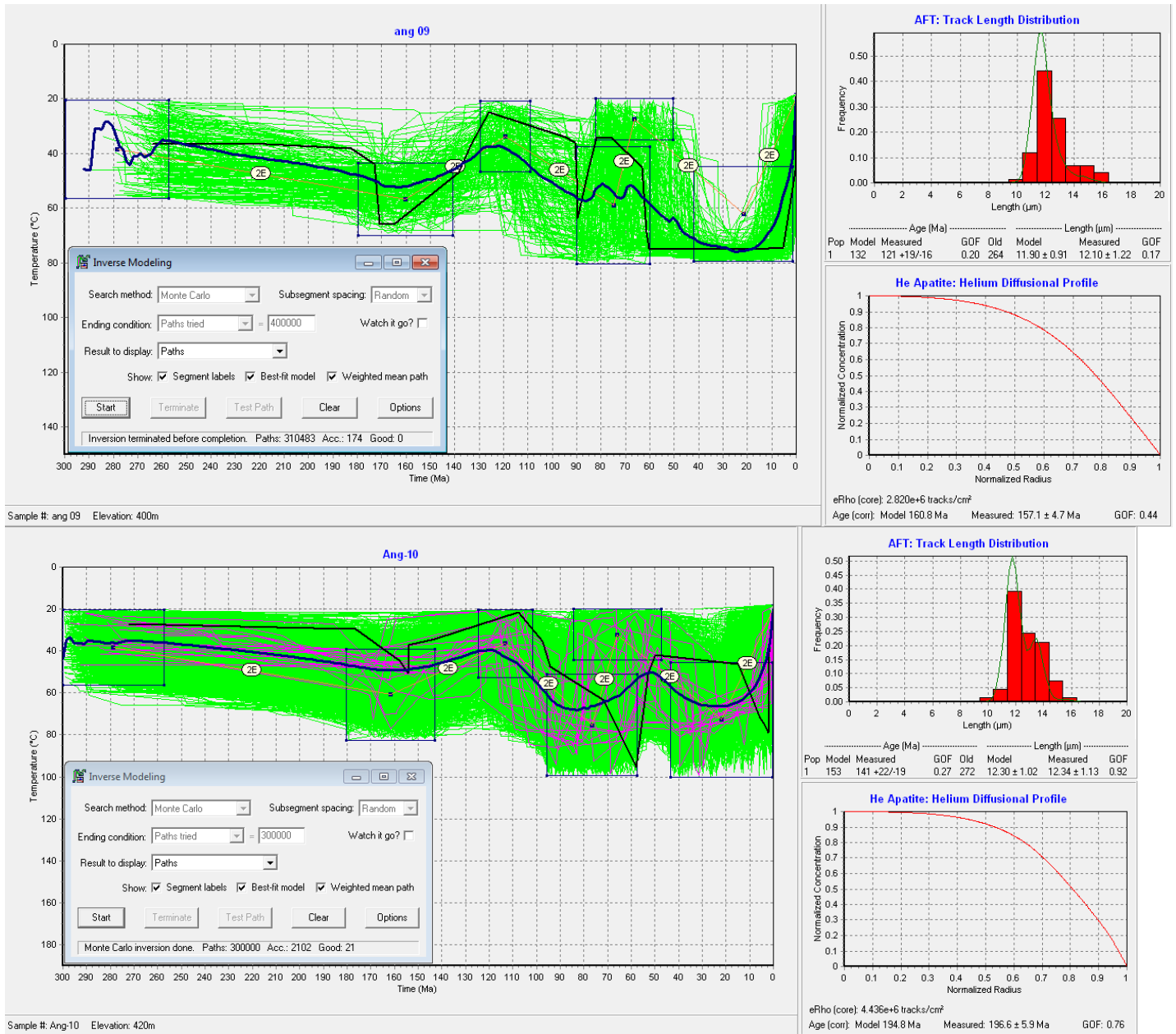


Figura 34 - Histórias térmicas da modelagem combinada TFA e HeA com seus respectivos perfis de difusão de  $^4\text{He}$  e histogramas de distribuição dos traços confinados (TLDs). Maioria das amostras apresentam consistentes “boas” histórias definidas pela cor rosa nos gráficos, marcadas por valores GOF acima de 0.5. A cor verde define histórias “aceitáveis” com valores GOF superiores a 0.05 (95% de confiabilidade). A linha azul mostra a média das histórias obtidas e a linha preta mostra a história que melhor se encaixa aos dados medidos (*best fit*).

## 6 DISCUSSÃO

### 6.1 INVERSÃO DAS IDADES TFA E HEA

Spiegel et al. (2009) documenta que a inversão de idades TFA e HeA pode ocorrer em rochas vulcânicas recentes que apresentam grãos com baixa concentração de eU e submetidas a resfriamento rápido. Neste último caso, os autores atribuem o aumento das idades HeA devido à implantação de He externo ao grão.

Para amostras situadas em regiões cratônicas submetidas a resfriamentos mais complexos associadas a períodos cíclicos de paleoaquecimentos e a um tempo maior de permanência na zona de *annealing*, a inversão das idades HeA e TFA pode ser explicada por concentrações de eU intermediárias à altas nos grãos (~ acima de 15 ppm). Nestas condições, ocorre o acúmulo de danos radioativos os quais retardam a difusão ao mesmo tempo em que ocorre a diminuição dos traços fósseis (FLOWERS et al., 2009; FLOWERS & KELLEY, 2011).

Em amostras com alta dispersão sem correlação entre eU e idade, o aumento das idades também pode estar associado a fortes zoneamentos ou micro inclusões ricas em U e Th nos grãos (FLOWERS & KELLEY, 2011).

Como as amostras são relativamente antigas e oriundas de região cratônica, possuem concentrações de eU intermediárias à altas em correlações positivas com idades (**figura 32**), fraca à moderada dispersão e foram submetidas a história evolutiva complexa com episódios de paleoaquecimento, a inversão das idades parece ter sido ocasionada principalmente pelo efeito dos danos radioativos. A amostra Ang-08 apresenta o menor teor de eU (< 35 ppm) e também a menor idade HeA em relação as amostras Ang-09 e Ang-10, o que reforça a relação entre eU e idade para as amostras da região.

### 6.2 DEFINIÇÃO DAS CAIXAS DE MONTE CARLO

As caixas de Monte Carlo foram posicionadas de acordo com as informações da literatura, levando-se em conta aspectos geológicos, geomorfológicos, termocronológicos e geofísicos. Estas informações foram organizadas cronologicamente em eventos os quais seguem abaixo.

### Episódio do Devoniano-Carbonífero (início em ~ 380 Ma)

O episódio de resfriamento regional detectado nas modelagens por TFA durante o Devoniano-Carbonífero também é sugerido por Green & Machado (2015) na área, atribuído por eles a um grande evento de exumação continental relacionado a erosão durante período glacial, evento este reconhecido também no noroeste da Namíbia apoiado na ocorrência de rocha moutonnée esculpida em granitos do Cinturão Damara sobrepostas por sedimentos Karoo e por basaltos Etendeka (GREEN et al., 2009).

### Episódio do Carbonífero-Permiano (início em ~ 300 – 280 Ma)

O evento de aquecimento regional iniciado em ~ 300 Ma no limite Carbonífero-Permiano registrado nas análises por TFA, HeA e na combinação de ambos, em todas as amostras, coincide com o início da sedimentação Karoo no continente, responsável pelo acúmulo de espessos pacotes de sedimentos (CATUNEANU et al., 2005), também detectado por outros trabalhos termocronológicos na África meridional (FLOWERS & SCHOENE, 2010; GREEN & MACHADO, 2015; WILDMAN et al., 2015), os quais estimam aquecimentos acentuados associados à paleotemperaturas próximas de 100°C no final do evento. Os dados de TFA e HeA separados produzem histórias com paleotemperaturas similares aos da literatura entre 100 e 80°C, diferentemente da análise combinada a qual sugere um aquecimento menos acentuado atingindo paleotemperaturas um pouco menores, podendo significar uma menor influência deste evento no local.

### Episódio do Jurássico-Eocretáceo (início em ~ 180 - 150 Ma)

O resfriamento abrupto iniciado no Jurássico-Eocretáceo detectado em todas as modelagens coincide com o fim da sedimentação Karoo marcada por extenso magmatismo durante a abertura do oceano Índico (vulcanismo Karoo) seguido dos processos iniciais da tectônica rifte e soergimentos da margem sudoeste da África, os quais terminam com o magmatismo Etendeka em ~ 131 Ma (RENNE et al., 1996), possivelmente associado ao pico termal em ~ 150 Ma sugerido por dados de TFA da bacia de Benguela (JACKSON et al., 2005).

A tectônica rifte é marcada por ativação de falhamentos normais, inversos e transcorrentes devido à extensão NE-SW à ENE-WSW das margens de Angola e Namíbia

(SALOMON et al., 2014; GUIRAUD et al., 2010) associadas ao encurtamento NW-SE à N-S (GUIRAUD & BOSWORTH, 1997).

Tal evento coincide também com o início da sedimentação da bacia do Namibe (GINDRE-CHANU et al., 2015) e corrobora com outros trabalhos termocronológicos ao longo da África meridional os quais estimam espessa sedimentação rife no período devido a reativações tectônicas e aumento da denudação continental (LUFT et al., 2005; BROWN et al., 2002; TINKER et al., 2008).

#### Episódio do Eocretáceo (início em ~ 120 Ma)

O *break-up* continental e abertura do Atlântico Sul em ~ 120 Ma (QUIRK et al., 2013) é seguido por período de aquecimento detectado de forma natural em todas as modelagens bem como em outros trabalhos termocronológicos ao longo da margem africana que sugerem ou possibilitam tal aquecimento (TURNER et al., 2008; JACKSON et al., 2005; GREEN et al., 2015), o qual é atribuído à subsidência da margem por processos que ainda são tema de discussão (BOTT, 1971).

A ocorrência de estratos marinhos pós-rife ao longo das porções *onshore* de várias partes da África meridional incluindo o seguimento de margem do Namibe representado pela Formação marinha Salinas (ver STRGANAC et al., 2014), associados à ocorrência de afloramentos da Fm. Bambata (sal) cujas feições diagenéticas indicam que o material foi soterrado após sua deposição (GINDRE-CHANU et al., 2015; GREEN & MACHADO, 2015) são fortes evidências que corroboram com os dados aqui expostos.

A subsidência regional da margem pós *break-up* também é sugerida pela submersão da cordilheira Walvis iniciada no Albiano, considerando que as rochas vulcânicas foram derramadas próximas à superfície e depois subsidiram (BEHRMANN et al., 2011). A ocorrência de afloramentos representados por basaltos Etendeka e rochas sedimentares de mesma idade preservadas na Namíbia aliada a dados de TFA que indicam reaquecimento destas unidades são fortes evidências para a subsidência/sedimentação da margem à nível regional (GREEN et al., 2009; MENGES et al., 2013). O período também coincide com a sedimentação continental Kalahari a qual se estende regionalmente pela África meridional (THOMAS & SHAW, 1993).

### Episódio do Neocretáceo (início em ~ 85 Ma)

O resfriamento Neocretáceo posterior coincide com a retomada de reativações tectônicas, soerguimentos, aumento da denudação continental e magmatismo ao longo da África meridional (LUFT et al, 2004; RAAB et al 2002; GUILLOCHEAU et al, 2014; TINKER et al, 2008; WILDMAN et al, 2015; HUDEC & JACKSON, 2002).

Entre o Coniaciano e início do Paleógeno uma reorganização intra-placa origina novo encurtamento NW-SE de escala continental o qual também é reconhecido ao longo da margem angolana (HUDEC & JACKSON, 2002; TURNER et al, 2008), possivelmente relacionado também ao soerguimento regional do planalto meridional africano (Santoniano) com aumento dos processos erosivos sobre o mesmo (GUILLOCHEAU et al, 2014). Este evento coincide com o estabelecimento da fase drifte e com subsidência da porção *offshore* da margem (TURNER et al, 2008), bem como com a ampla extrusão de rochas alcalinas, kimberlíticas e carbonatíticas em diversas partes da África meridional (MOORE & BLENKINSOP, 2008) muitas vezes alojadas em estruturas ENE-WSW dentre as quais se destaca a mega estrutura de Lucapa a qual atravessa o território angolano (CHAMBEL et al, 2014).

Nas margens do Kwanza e Benguela são descritos soerguimentos associados ao aumento da sedimentação e início da tectônica salina para *offshore* (HUDEC & JACKSON, 2002; 2004; CASTRO, 2014). Na margem do Namibe, este evento é sugerido também por dados térmicos de Green & Machado (2015) e Rosante (2015) apoiados por evidências geológicas que indicam aumento da sedimentação detrítica na região (DINIS et al., 2010) e pela exposição dos estratos da Fm. Salinas acima do nível do mar gerando discordância erosiva, seguida da extrusão dos basaltos da Fm. Ombe em condições de superfície o qual também é parcialmente erodido no período (ver STRGANAC et al, 2014, **figura 15**).

Além destes, segundo Green & Machado (2015), à leste da falha limítrofe da bacia *onshore* do Namibe é reconhecida uma superfície de aplainamento caracterizada por erosão do embasamento durante o Neocretáceo, sobre a qual ocorrem sedimentos do Coniaciano-Maastrichtiano. Beernaert (1997) também descreve processo de aplainamento na área entre o Neocretáceo e Eocêno associado à formação de planalto (ver cap. “Geomorfologia Local”).

### Episódio do Neocretáceo-Paleoceno (início em ~ 80 – 60 Ma)

O período de aquecimento subsequente iniciado no Neocretáceo-Paleoceno corrobora com dados térmicos de Green & Machado (2015) para a margem do Namibe e de Jackson et al. (2005) para a margem do Kwanza, aqui interpretado como o resultado do soterramento por sedimentos cenozóicos, os quais podem ter sido oriundos das regiões soerguidas durante o Neocretáceo. A subsidência da margem do Namibe também é sugerida pelo retorno da sedimentação marinha das Formações Baba e Mocuio sobre os basaltos Ombe (BEGLINGER et al., 2012; STRGANAC et al., 2014).

A existência de uma superfície de erosão neocretácea preservada na área e considerando que o resfriamento do Oligoceno-Mioceno é um fato, pois aparece de forma natural em todas as modelagens e é respaldado por diversas evidências geológicas ao longo da margem angolana (ex: GUIRAUD et al., 2010; GIRESSE et al., 1984), necessariamente implica em um evento de aquecimento de similar magnitude após o resfriamento neocretáceo e antecedente ao resfriamento do Eoceno-Oligoceno, aquecimento este relacionado à soterramento por sedimentação, caso contrário, a superfície erosiva não seria preservada e seria removida pelo evento denudacional posterior (ver GREEN & MACHADO, 2015).

Para o mesmo período, Luft et al. (2004) descreve o início de resfriamentos no cinturão Kaoko (à sul da área) devido a reativações tectônicas e denudação, o que não necessariamente implica em incongruência com os nossos dados pois esta região pode ter sido fonte para a sedimentação na área do Namibe, visto que eventos de soerguimento/denudação e de subsidência/sedimentação podem variar significativamente em pequenas distâncias (JACKSON et al., 2005).

### Episódio do Oligoceno-Mioceno (início em ~ 30 – 20 Ma)

O evento de resfriamento iniciado no Oligoceno-Mioceno detectado por todas as modelagens e melhor definido pelas modelagens combinadas coincide com o surgimento da *superswell* africana em ~ 30 Ma (NYBLADE & ROBERTSON, 1994), possivelmente relacionada à soerguimentos na superfície africana (BURKE & GUNNELL, 2008) e à novos episódios de encurtamento da margem associado à inversões tectônicas, formação de discordâncias erosivas e aumento da denudação continental nas margens de Angola (GUIRAUD et al., 2010; JACKSON et al., 2005; HUDEC & JACKSON, 2002, 2004;

LUNDE et al., 1992) e Congo (LAVIER et al., 2001; DA COSTA et al., 2000; ANKA et al., 2009).

O aumento dos processos denudacionais continentais iniciado neste período também coincide com o surgimento da calota de gelo antártica a qual provocou rebaixamento do nível de base regional e também coincide com a instalação de clima mais úmido devido à migração do continente rumo ao equador (SERANNE & ANKA, 2005). Este evento de denudação continental é respaldado pela ocorrência de espessos pacotes sedimentares *offshore* ao longo da margem angolana, associados à formação de leques submarinos e depósitos turbidíticos (MACGREGOR, 2012). Na bacia do Namibe ocorrem conglomerados evidenciando uma maior influência da sedimentação continental na margem (ARAÚJO et al., 1992).

Os dados aqui ainda sugerem um aumento de intensidade no resfriamento interpretado em termos de aumento da exumação iniciado entre ~ 20 e 5 Ma, em concordância ao registro de soerguimentos recentes ao longo da margem angolana evidenciados pela disposição de estratos marinhos elevados acima do nível do mar atual (PARTRIDGE, 1997; MACGREGOR, 2010; GUIRAUD et al., 2010; GIRESE et al., 1984, **figura 35**) e pela ocorrência de grande hiato estratigráfico na bacia do Kwanza que se prolonga até o Pleistoceno (JACKSON et al., 2005).

O período é marcado também pela emersão da margem angolana *onshore* atual (bacia do Kwanza) que permanceceu *offshore* até ~ 5 Ma (JACKSON et al., 2005; GUIRAUD et al., 2010). Em concordância, a bacia do Namibe passa a receber sedimentação tipicamente continental (ARAÚJO et al., 1992) e no mesmo período é formado o grande leque submarino do Congo (BABONNEAU et al., 2010). A existência de soerguimentos recentes ao longo da margem corrobora com o fato de grandes rios costeiros apresentarem perfil longitudinal convexo, o que evidencia a imaturidade do relevo (MACGREGOR, 2012; GRÖGER et al., 2013).

Similarmente aos dados aqui obtidos, dados termocronológicos da bacia do Kwanza sugerem evento termal regional entre 20 e 10 Ma com um resfriamento estimado entre 30 e 45°C no embasamento à leste da bacia a partir desta época, evento este que seria compatível com exumação de 1,5 e 3 km respectivamente à norte e à sul do Horst do Kwanza (JACKSON et al., 2005). Na margem do Namibe dados de TFA indicam soerguimento e erosão regional iniciados entre 35 e 20 Ma, os quais estariam associados à formação do relevo atual por remoção de até 2 km de sedimentos da região costeira (GREEN & MACHADO, 2015).

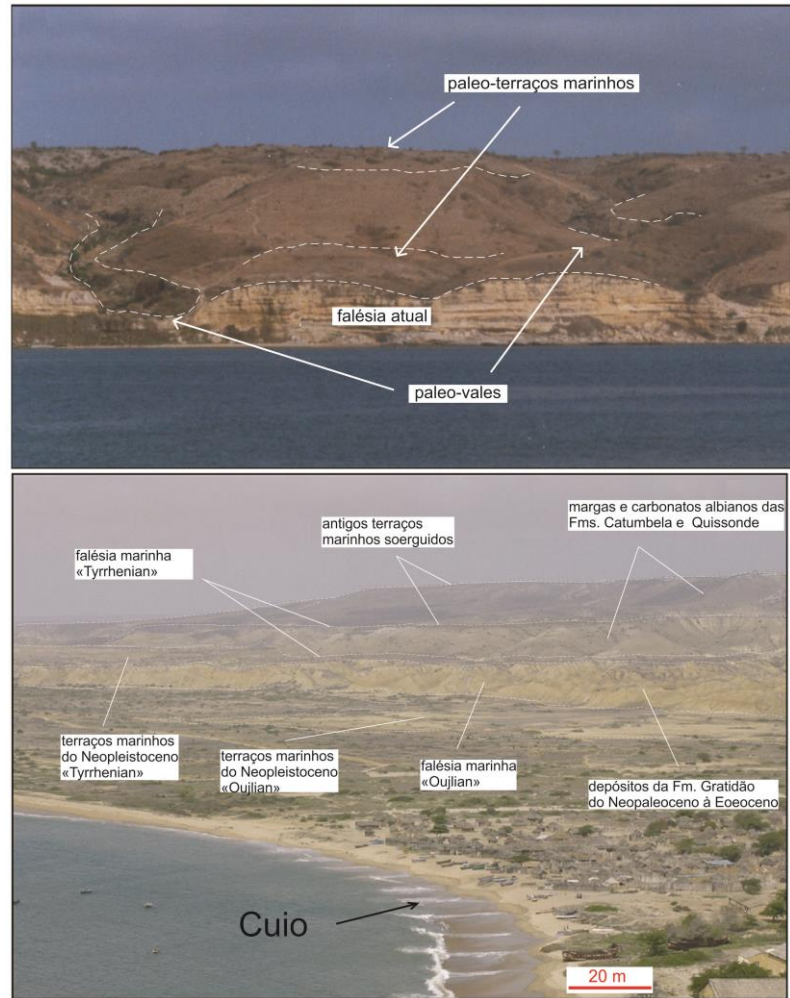


Figura 35 - Paleovales, paleoterraços e falésias elevadas acima do nível do mar nas regiões de Lobito (superior) e Cuio (inferior) na margem de Benguela, retirado de Guiraud et al. (2010).

### 6.3 GRADIENTE GEOTÉRMICO E QUANTIDADES DE DENUDAÇÃO

Aqui, para efeito de cálculo foi utilizado o termo “denudação” tanto para as amostras mais próximas à costa quanto para as amostras do interior, porém, outras interpretações para os resfriamentos como “soerguimento” ou “epirogênese” também são válidas e serão abordados durante a discussão do trabalho.

As taxas de denudação bem como a seção total denudada referente a cada amostra foram calculadas para os principais episódios de resfriamento por meio da seguinte equação (ver RAAB et al, 2002; WILDMAN, 2015):



$$D_{t_0-t_1} = \frac{\Delta T_{t_0-t_1}}{G}$$

onde,

D = seção denudada total (km);

t<sub>0</sub> e t<sub>1</sub> = início e fim do respectivo intervalo de tempo (Ma);

ΔT = variação de temperatura ao longo do intervalo de tempo (°C);

G = gradiente geotérmico (°C/km).

Para a obtenção do gradiente geotérmico da área foi construído um gráfico de altitude *versus* paleotemperatura (**figura 36**) baseado nas amostras do presente trabalho próximas à região da escarpa de Chela, partindo do princípio de que as amostras em cotas mais altas (topo da escarpa), mais antigas, possivelmente atingiram paleotemperaturas menores do que as amostras em cotas mais baixas (base da escarpa), mais jovens, uma vez que o grau geotérmico aumenta com a profundidade (ver GREEN & MACHADO, 2015).

Os intervalos de paleotemperatura foram extraídos do envelope das histórias térmicas os quais foram posicionados em relação à cota atual de cada amostra. Um gradiente médio de 25°C/km foi obtido pela inclinação média das retas que interceptam os respectivos intervalos de paleotemperaturas, obtendo-se assim uma relação de como variou a temperatura em função da profundidade. Este método de obtenção do gradiente permite gradientes menores e maiores devido a outras inclinações de retas possíveis, portanto, trata-se de uma aproximação.

Considerando o gradiente de 25°C/km obtido pelo gráfico acima, semelhante ao obtido por Green & Machado (2015) para a mesma área e que os gradientes médios utilizados por trabalhos termocronológicos ao longo das margens oeste e sudoeste da África variam de 20 à 30°C/km (RAAB et al., 2002; JACKSON et al., 2005; COCKBURN et al., 2000; KOUNOV et al., 2009; TINKER et al., 2008; MENGES et al., 2013) com valores mínimo e máximo de até 15°C/km (WILDMAN et al. 2015) à até 60°C/km (TURNER et al. 2008), respectivamente, aqui serão adotados gradientes de 15, 25 e 60°C/km para estimar as quantidades de denudação.

Considerando o gradiente médio de 25°C/km, para o episódio do Jurássico-Eocretáceo são estimadas quantidade de denudação total entre 1.8 à 0.4 km, com uma nítida tendência de diminuição da mesma rumo à escarpa de Chela. Para o evento do Neocretáceo são estimados valores entre 1.2 e 0.4 km sem nenhuma tendência nítida. Por fim, as maiores quantidades de denudação foram obtidas para o evento do Oligocênio-Miocênio com valores entre 2.2 e 0.8

km que também mostram uma tendência de diminuição da denudação rumo à escarpa de Chela.

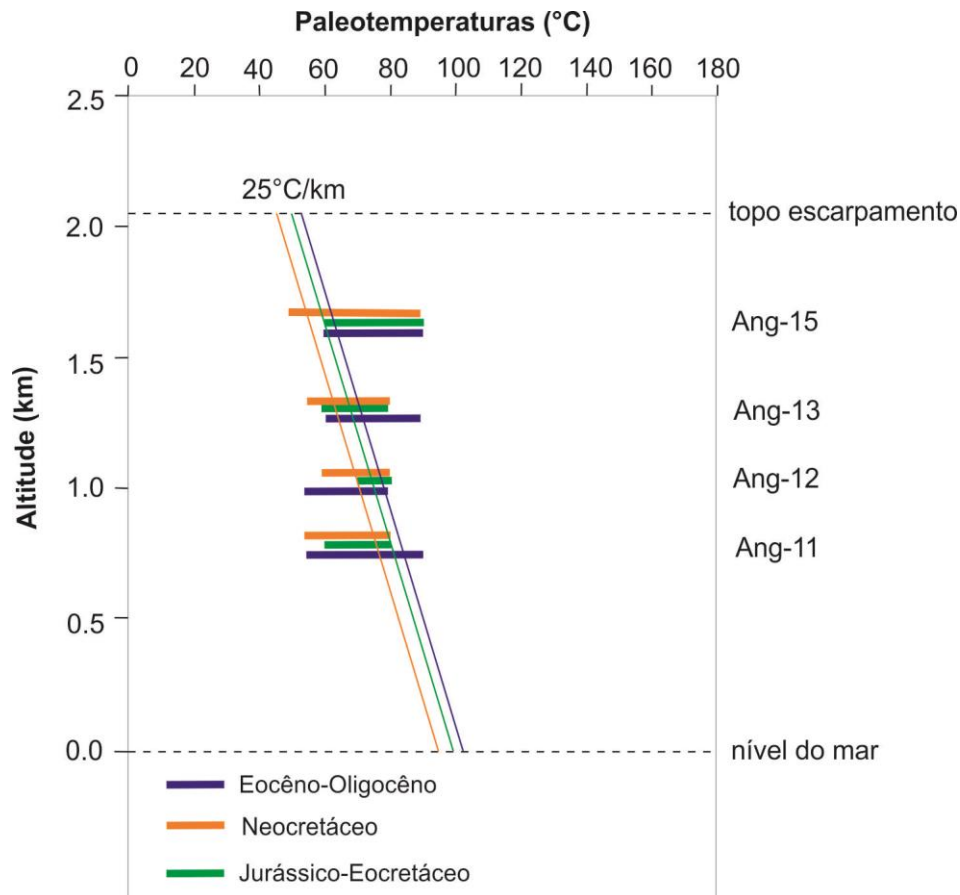


Figura 36- Gráfico de paleotemperaturas *versus* altitude construído a partir das amostras do presente trabalho localizadas na região do escarpamento. Os intervalos de paleotemperaturas foram obtidos por meio da leitura do envelope das histórias térmicas. O gráfico sugere gradiente geotérmico médio de 25°C/km para os episódios de resfriamento regionais mas também permite outras interpretações. Para detalhes de como o gráfico é construído ver Green & Machado (2015).

Obviamente, estes valores possuem erros associados à própria leitura das histórias térmicas (aqui foi adotada a leitura da média das histórias térmicas) dada pelo envelope de histórias possíveis e também associados à incertezas quanto ao grau geotérmico.

A partir dos valores de gradiente máximo e mínimo são obtidas quantidades de denudação, respectivamente, entre 0.17 à 3 km para o Jurássico-Eocretáceo, entre 0.25 e 2 km para o Neocretáceo e entre 0.33 e 3.67 km para o Oligoceno-Mioceno, com a mesma tendência de diminuição das quantidades de denudação do litoral em direção ao interior, com valores mínimos para a região da Escarpa de Chela. Os detalhes referentes ao cálculo da denudação encontram-se na **tabela 3**.

Tabela 3 - Cálculo dos parâmetros associados à denudação para os principais eventos de resfriamento detectados nas modelagens TFA, HeA e combinada para gradientes geotérmicos de 15, 25 e 60°C/km.

amostra	modelagem	período	T inicial (°C)	T final (°C)	t inicial (Ma)	t final (Ma)	gradiente geotérmico <sup>1</sup> (°C/km)	denudação total <sup>1</sup> (km)	taxa de denudação <sup>1</sup> (m/Ma)	gradiente geotérmico <sup>2</sup> (°C/km)	denudação total <sup>2</sup> (km)	taxa de denudação <sup>2</sup> (m/Ma)	gradiente geotérmico <sup>3</sup> (°C/km)	denudação total <sup>3</sup> (km)	taxa de denudação <sup>3</sup> (m/Ma)
ANG-08	TFA	J-C	80	35	160	120	15	3.00	75.00	25	1.80	45.00	60	0.75	18.75
ANG-08	TFA	NC	55	35	85	60	15	1.33	53.33	25	0.80	32.00	60	0.33	13.33
ANG-08	TFA	O-M	70	20	40	0	15	3.33	83.33	25	2.00	50.00	60	0.83	20.83
ANG-09	TFA	J-C	75	40	170	120	15	2.33	46.67	25	1.40	28.00	60	0.58	11.67
ANG-09	TFA	NC	50	35	85	65	15	1.00	50.00	25	0.60	30.00	60	0.25	12.50
ANG-09	TFA	O-M	75	20	25	0	15	3.67	146.67	25	2.20	88.00	60	0.92	36.67
ANG-10	TFA	J-C	80	40	155	115	15	2.67	66.67	25	1.60	40.00	60	0.67	16.67
ANG-10	TFA	NC	60	45	85	70	15	1.00	66.67	25	0.60	40.00	60	0.25	16.67
ANG-10	TFA	O-M	75	20	35	0	15	3.67	104.76	25	2.20	62.86	60	0.92	26.19
ANG-11	TFA	J-C	55	40	170	120	15	1.00	20.00	25	0.60	12.00	60	0.25	5.00
ANG-11	TFA	NC	60	40	85	60	15	1.33	53.33	25	0.80	32.00	60	0.33	13.33
ANG-11	TFA	O-M	50	20	40	0	15	2.00	50.00	25	1.20	30.00	60	0.50	12.50
ANG-12	TFA	J-C	70	60	150	115	15	0.67	19.05	25	0.40	11.43	60	0.17	4.76
ANG-12	TFA	NC	60	40	90	60	15	1.33	44.44	25	0.80	26.67	60	0.33	11.11
ANG-12	TFA	O-M	45	20	30	0	15	1.67	55.56	25	1.00	33.33	60	0.42	13.89
ANG-13	TFA	J-C	60	50	150	120	15	0.67	22.22	25	0.40	13.33	60	0.17	5.56
ANG-13	TFA	NC	70	40	90	60	15	2.00	66.67	25	1.20	40.00	60	0.50	16.67
ANG-13	TFA	O-M	50	20	35	0	15	2.00	57.14	25	1.20	34.29	60	0.50	14.29
ANG-15	TFA	J-C	60	50	155	120	15	0.67	19.05	25	0.40	11.43	60	0.17	4.76
ANG-15	TFA	NC	60	40	90	60	15	1.33	44.44	25	0.80	26.67	60	0.33	11.11
ANG-15	TFA	O-M	40	20	25	0	15	1.33	53.33	25	0.80	32.00	60	0.33	13.33
ANG-14	TFA	J-C	70	55	160	120	15	1.00	25.00	25	0.60	15.00	60	0.25	6.25
ANG-14	TFA	NC	65	45	90	60	15	1.33	44.44	25	0.80	26.67	60	0.33	11.11
ANG-14	TFA	O-M	50	20	35	0	15	2.00	57.14	25	1.20	34.29	60	0.50	14.29
ANG-08	HeA	J-C	70	35	150	115	15	2.33	66.67	25	1.40	40.00	60	0.58	16.67
ANG-08	HeA	NC	45	35	90	60	15	0.67	22.22	25	0.40	13.33	60	0.17	5.56
ANG-08	HeA	O-M	50	20	30	0	15	2.00	66.67	25	1.20	40.00	60	0.50	16.67
ANG-09	HeA	J-C	70	40	165	115	15	2.00	40.00	25	1.20	24.00	60	0.50	10.00
ANG-09	HeA	NC	50	35	85	60	15	1.00	40.00	25	0.60	24.00	60	0.25	10.00
ANG-09	HeA	O-M	60	20	30	0	15	2.67	88.89	25	1.60	53.33	60	0.67	22.22
ANG-10	HeA	J-C	75	40	150	120	15	2.33	77.78	25	1.40	46.67	60	0.58	19.44
ANG-10	HeA	NC	60	45	85	60	15	1.00	40.00	25	0.60	24.00	60	0.25	10.00
ANG-10	HeA	O-M	50	20	25	0	15	2.00	80.00	25	1.20	48.00	60	0.50	20.00
ANG-09	combinada	J-C	60	25	160	125	15	2.33	66.67	25	1.40	40.00	60	0.58	16.67
ANG-09	combinada	NC	60	35	90	80	15	1.67	166.67	25	1.00	100.00	60	0.42	41.67
ANG-09	combinada	O-M	75	20	20	0	15	3.67	183.33	25	2.20	110.00	60	0.92	45.83
ANG-10	combinada	J-C	50	40	160	120	15	0.67	16.67	25	0.40	10.00	60	0.17	4.17
ANG-10	combinada	NC	65	50	80	55	15	1.00	40.00	25	0.60	24.00	60	0.25	10.00
ANG-10	combinada	O-M	60	20	20	0	15	2.67	133.33	25	1.60	80.00	60	0.67	33.33

J-C: Jurássico-Cretáceo; NC: Neocretáceo; O-M: Oligoceno-Mioceno.

#### 6.4 A RELAÇÃO DENUDAÇÃO *VERSUS* SOERGUIMENTO E IMPLICAÇÕES NA FORMAÇÃO DO RELEVO ATUAL

Dados apresentados por Macgregor (2012) para a bacia do Kwanza, estimam baixas taxas de sedimentação durante o Neocretáceo da ordem de  $\sim 10$  m/Ma, a qual começa a aumentar significativamente no Oligoceno e alcança um máximo de  $\sim 80$  m/Ma durante o Mioceno (**figura 37**).

As taxas de denudação obtidas aqui são maiores do que as apresentadas por Macgregor (2012) para o Neocretáceo considerando o gradiente médio de  $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , o que pode significar reais diferenças nas taxas de denudação entre as margens do Kwanza e Namibe. Visto que são documentados soerguimentos tectônicos associados à inversão de bacias e magmatismo ao longo das margens do Kwanza (HUDEC & JACKSON, 2002; MARZOLI et al., 1999) e Namibe (STRGANAC et al., 2014) e que o gradiente geotérmico pode ter sido maior no Cretáceo (TURNER et al., 2008), parece que os resfriamentos do Neocretáceo aqui detectados não correspondem somente à denudação, mas podem ser reflexo de soerguimentos da superfície e da atividade magmática a qual pode ter aumentado o gradiente geotérmico (ex: GREEN et al., 2009). Para um gradiente de  $60^{\circ}\text{C}/\text{km}$  são verificadas taxas compatíveis as apresentadas por Macgregor para o mesmo período, o que reforça a interpretação acima.

Já as taxas de denudação continental obtidas para os eventos do Oligoceno-Mioceno são mais compatíveis às taxas de sedimentação obtidas por Macgregor (2012), com valores um pouco mais altos para o evento do Mioceno por vezes acima de  $100$  m/Ma, o que não é típico para margens passivas (GALLAGHER & BROWN, 1999). Estas altas taxas de resfriamento ao longo da margem do Namibe parecem refletir a combinação de uma forte denudação devido às condições climáticas mais úmidas (SERANNE & ANKA, 2005) associada ao soerguimento regional da África meridional com o surgimento da *supersweel* africana (NYBLADE & ROBERTSON, 1994; LITHGOW-BERTELLONI & SILVER, 1998) como já citado anteriormente.

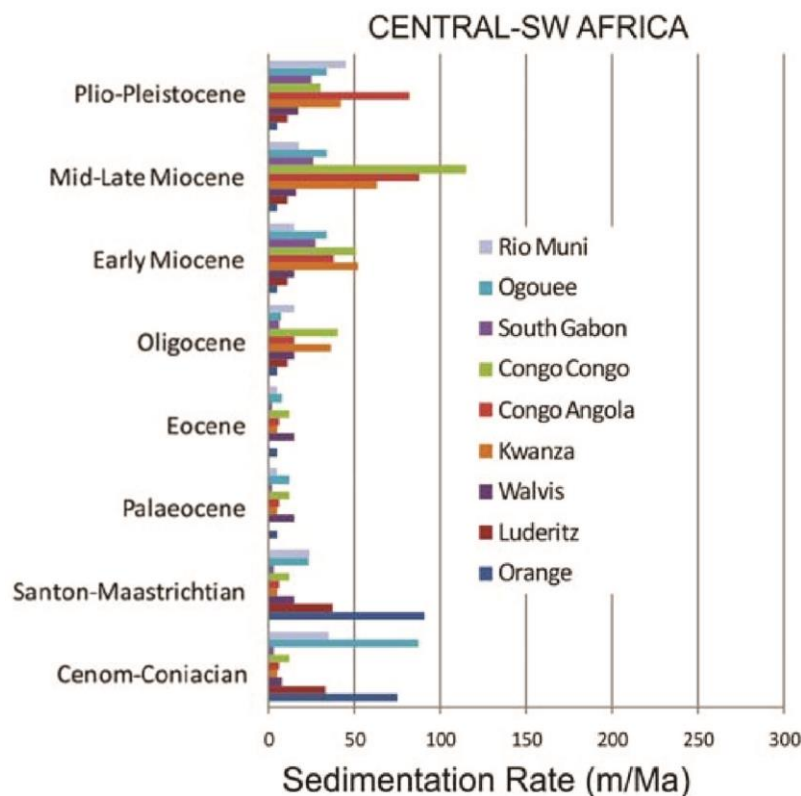


Figura 37 – Gráfico das taxas de sedimentação das bacias da margem oeste da África ao longo do Fanerozóico segundo Macgregor (2012). Notar que na bacia do Kwanza baixas taxas de sedimentação prevalecem até o Oligoceno.

Alguns trabalhos de TFA ao longo das margens da Namíbia (ex: RAAB et al., 2002) e África do Sul (ex: BROWN et al., 1990; BROWN et al., 2002; TINKER et al., 2008, WILDMAN et al., 2015) não registram resfriamentos cenozóicos relevantes e estão à princípio concordantes à trabalhos de isótopos cosmogênicos que sugerem denudação cenozóica limitada ao longo destas regiões nos últimos milhões de anos (COCKBURN et al., 2000; KOUNOV et al., 2009). Apesar da grande relevância destes trabalhos para a região, outros trabalhos termocronológicos detectam resfriamentos cenozóicos consideráveis (LUFT et al., 2005; MENGES et al., 2013; GREEN et al., 2015) os quais podem significar denudação e/ou soerguimentos nestes locais, abrindo-se assim o leque para discussões.

Dados de nuclídeos cosmogênicos do sudoeste da África estimam denudação de ~ 5 m/Ma para a região costeira (noroeste da Namíbia), menores que 3 m /Ma para a região do Grande Escarpamento e entre ~ 3 e 10 m/Ma para o planalto interior nos últimos milhões de anos e sugerem que as variações nas taxas de denudação em diferentes locais ocorrem devido à diferenças litológicas e climáticas (KOUNOV et al., 2007; COCKBURN et al., 2000).

Fleming *et. al.* (1999) utilizando também nuclídeos cosmogênicos apresentam taxas maiores entre 50 e 95 m/Ma para a região costeira e de 6 m/Ma para a região do Grande Escarpamento na margem leste da África do Sul, taxas estas mais compatíveis com as obtidas neste trabalho (com exceção à região do escarpamento se considerarmos somente resfriamento por denudação), o que reforça a idéia de um forte controle climático para a denudação visto que a margem sudoeste africana entre o deserto do Namib e a margem oeste da África do Sul nos últimos milhões de anos possui clima predominantemente árido por influência da corrente fria de Benguela (MACGREGOR, 2012; COCKBURN *et al.*, 2000), e por isso apresenta taxas de denudação para a região costeira menores comparativamente.

Visto a compatibilidade entre os resfriamentos aqui apresentados e a sedimentação *offshore* da margem com taxas compatíveis para o Cenozóico, a compatibilidade com dados de nuclídeos cosmogênicos para a região costeira onde o clima é úmido aliado a evidências de soerguimentos costeiros durante estes períodos ao longo da margem angolana incluindo a margem do Namibe, fica evidente que os resfriamentos cenozóicos da região costeira podem ser interpretados como resultado da denudação acompanhada também de soerguimentos.

Já para a região da Escarpa de Chela, os dados do presente trabalho sozinhos não podem diferenciar se os resfriamentos aqui detectados são predominantemente devido à denudação como geralmente é postulado para regiões costeiras (GALLAGHER & BROWN, 1999) ou devido à soerguimentos, no entanto, considerando que as idades TFA aqui obtidas são bem mais antigas que a fase rifte, que as maiores taxas de denudação obtidas por nuclídeos cosmogênicos em regiões de clima e litotipo favoráveis são menores que 10 m/Ma (FLEMING *et al.*, 1999) e que são documentados fortes soerguimentos no planalto meridional africano durante o Cenozóico (GUILLOCHEAU *et al.*, 2014; ROBERTS & WHITE, 2010; GREEN *et al.*, 2015; BURKE, 1996), parece mais sensato interpretarmos os resfriamentos do Oligoceno-Mioceno aqui obtidos para a região da escarpa de Chela como o resultado do soerguimento da superfície associado à denudações menores se comparado à região costeira onde o relevo foi certamente mais erodido e expôs idades TFA relativamente mais jovens.

Assim, do ponto de vista denudacional, a escarpa de Chela pode ser considerada como uma feição reliquiar que vêm sofrendo erosão cenozóica limitada como é postulado por diversos trabalhos ao longo do Grande Escarpamento (BIERMAN & CAFFEE, 2001; TINKER *et al.*, 2008; KOUNOV *et al.*, 2009), no entanto, do ponto de vista tectônico acredita-se aqui que não se trata de uma feição estável, a qual possivelmente vêm sofrendo episódios de soerguimento ao longo de sua evolução.

## 6.5 COMPARAÇÃO COM OS PRINCIPAIS MODELOS CONCEITUAIS DE EVOLUÇÃO DA MARGEM

Os principais modelos conceituais de evolução de margem passiva atualmente em discussão (ver Cap. “Introdução”) diferem do aqui apresentado principalmente por colocarem que os processos erosivos pós-rifte são desencadeados a partir do evento tectônico principal (fase rifte), não prevendo eventos tectônicos posteriores associados à soerguimento/subsidência e/ou denudação/sedimentação, no entanto, algumas considerações comparativas em relação as taxas de sedimentação e ao padrão de idades TFA fazem-se necessárias.

O modelo de *downwarping* preve uma tendência de diminuição das idades TFA rumo ao escarpamento, com idades mais antigas que a idade de rifteamento tanto no litoral quanto no planalto interior, implicando em um aumento da denudação da costa em direção ao escarpamento (**figura 38**). As idades aqui apresentadas para a região costeira são próximas a idade do rifte e estão associadas a diminuição da denudação em direção à escarpa, mostrando uma tendência contrária à sugerida pelo modelo, assim, de acordo com os dados aqui expostos este modelo não é apropriado. Este modelo também é rebatido por dados termocronológicos regionais (GALLAGHER & BROWN, 1999) bem como por dados de modelagem numérica de superfície (KOOI & BEAUMONT, 1994; GILCHRIST et al., 1994; VAN DER BEEK et al., 2002).

Segundo o modelo de recuo lateral de escarpa, a margem do Namibe precisaria de uma taxa de recuo uniforme desde a fase rifte de  $\sim 700$  m/Ma para justificar a distância da escarpa de Chela em relação à linha de costa atual e as idades TFA mostrariam uma tendência de envelhecimento rumo à escarpa com idades próximas a idade do rifte na região costeira e idades mais antigas no topo da escarpa, com a estabilização das mesmas ao longo do planalto interior indicando que a denudação neste último seria mínima (**figura 38**). De acordo com as taxas de denudação obtidas neste trabalho juntamente com as obtidas por outros estudos de TFA e núclídeos cosmogênicos ao longo da margem da África meridional (ex: COCKBURN et al., 2000; BROWN et al., 2002) e pela idade TFA mais jovem obtida no planalto de Humpata (Ang-14) a qual suporta denudação considerável, parece que o modelo de recuo de escarpa também não é apropriado para explicar a evolução da paisagem na região.

Pelo padrão de idades aparentes previstas e por estimar maiores denudações na região costeira, denudações menores na região do escarpamento e intermediárias no interior, o modelo do divisor fixo de drenagem (**figura 38**) parece estar em concordância aos dados

expostos aqui, apesar deste modelo considerar uma história denudacional simples iniciada durante a fase rifte e não prever episódios cíclicos de soerguimento/denudação e subsidência/sedimentação como os aqui apresentados.

Apesar do modelo do divisor fixo apresentar diferenças em relação ao modelo aqui proposto, é possível que um paleo divisor de drenagem localizado próximo escarpa de Chela atual seja o responsável pelas diferentes denudações encontradas na região costeira e no interior, visto que em relação ao divisor estas regiões apresentariam níveis de base diferentes. Esta observação, coincide com o fato de atualmente existir um divisor entre a bacia hidrográfica costeira e a bacia do Rio Cunene, localizado na região da escarpa de Chela (ver Cap. “Geomorfologia Local”).

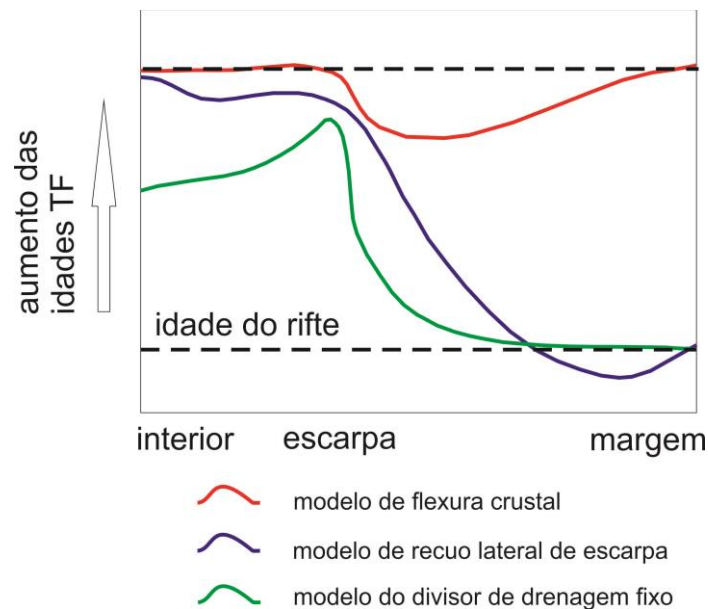


Figura 38 – Ilustração do padrão de idades traço de fissão esperado para os modelos de flexura crustal, de recuo lateral de escarpa e do divisor de drenagem fixo em função da distância em relação à costa, modificado de Gallagher et al. (1998).

## 6.6 CORRELAÇÃO COM O REGISTRO SEDIMENTAR DA MARGEM

Trabalhos geofísicos da porção *offshore* da bacia do Namibe indicam que as maiores espessuras de sedimentos representam os intervalos entre o Neojurássico-Eocretáceo (até o Aptiano) e Cenozóico, sendo o Neocretáceo representado por um pacote sedimentar relativamente mais delgado (MASLANYJ et al, 1992), com espessuras máximas de sedimentos estimadas em 2000 m, 2000 m e 600 m, respectivamente (MAYSTRENKO et al, 2013, **figura 39**). Estas espessuras sedimentares mostram boa compatibilidade com às obtidas



neste trabalho para as amostras localizadas mais próximas à costa, sugerindo que esta região vêm contribuindo com uma maior quantidade de sedimentos para a região *offshore* do Namibe em comparação ao interior.

Semelhantemente, Green & Machado (2015) estimam uma denudação total de até 2 km durante o Cenozóico para a margem do Namibe, o que reforça ainda mais os resultados obtidos neste trabalho e nos permite interpretar os resfriamentos observados pelas médias das histórias térmicas em termos de denudação.

Quando a coluna estratigráfica da bacia do Kwanza (à norte da área) é analisada verifica-se que os intervalos definidos por discordância coincidem em boa parte com os episódios de resfriamento obtidos neste trabalho (**figura 40**), sugerindo que as margens do Kwanza e Namibe evoluíram de forma similar desde a fase rife até o recente.

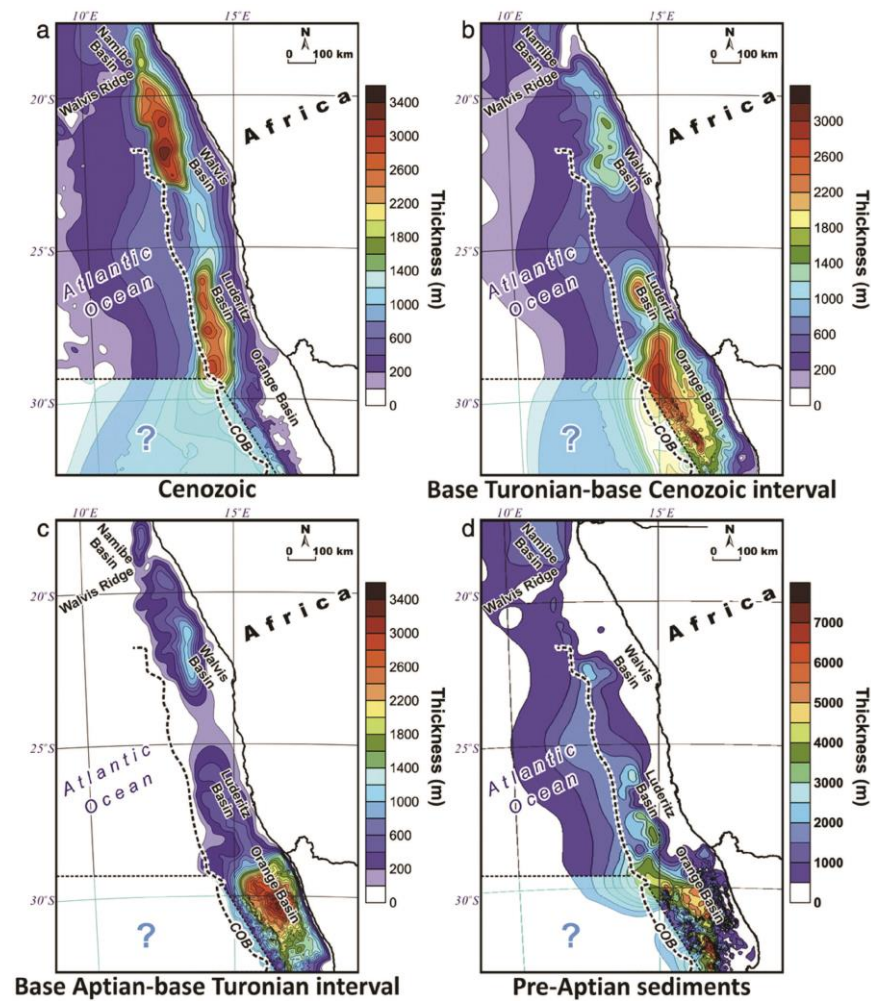


Figura 39 - Mapas de espessuras de sedimentos da região *offshore* da margem da Namíbia segundo Maystrenko et al. (2013) para os intervalos a) Cenozóico, b) base do Turoniano – base do Cenozóico, c) base do Aptiano – base do Turoniano e d) pré-Aptiano. Notar que as maiores espessuras para a bacia do Namibe representam os períodos pré-Aptiano e Cenozóico.

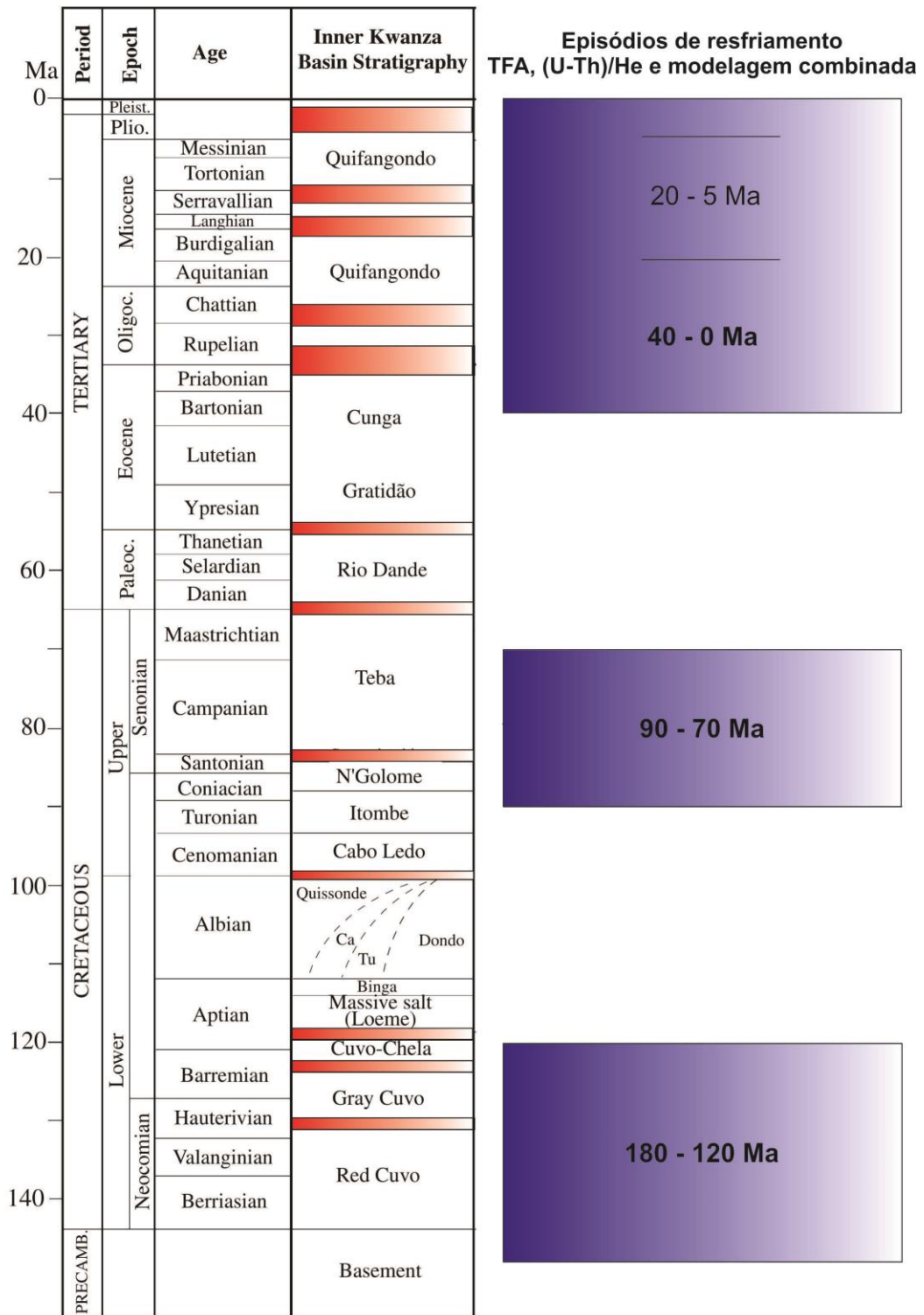


Figura 40 - Correlação entre os intervalos caracterizados por discordância (em vermelho) da bacia interna do Kwanza segundo Guiraud et al. (2010) e os períodos de resfriamento obtidos neste trabalho (em azul). Entre 20 e 5 Ma o resfriamento regional se torna mais abrupto.

## 6.7 MODELO EVOLUTIVO PROPOSTO E POSSÍVEIS MECANISMOS FORMADORES DO RELEVO

O modelo evolutivo da margem do Namibe foi construído por meio da restauração das seções totais denudadas e de sedimentação referentes a cada episódio de resfriamento e aquecimento detectados nas histórias térmicas.

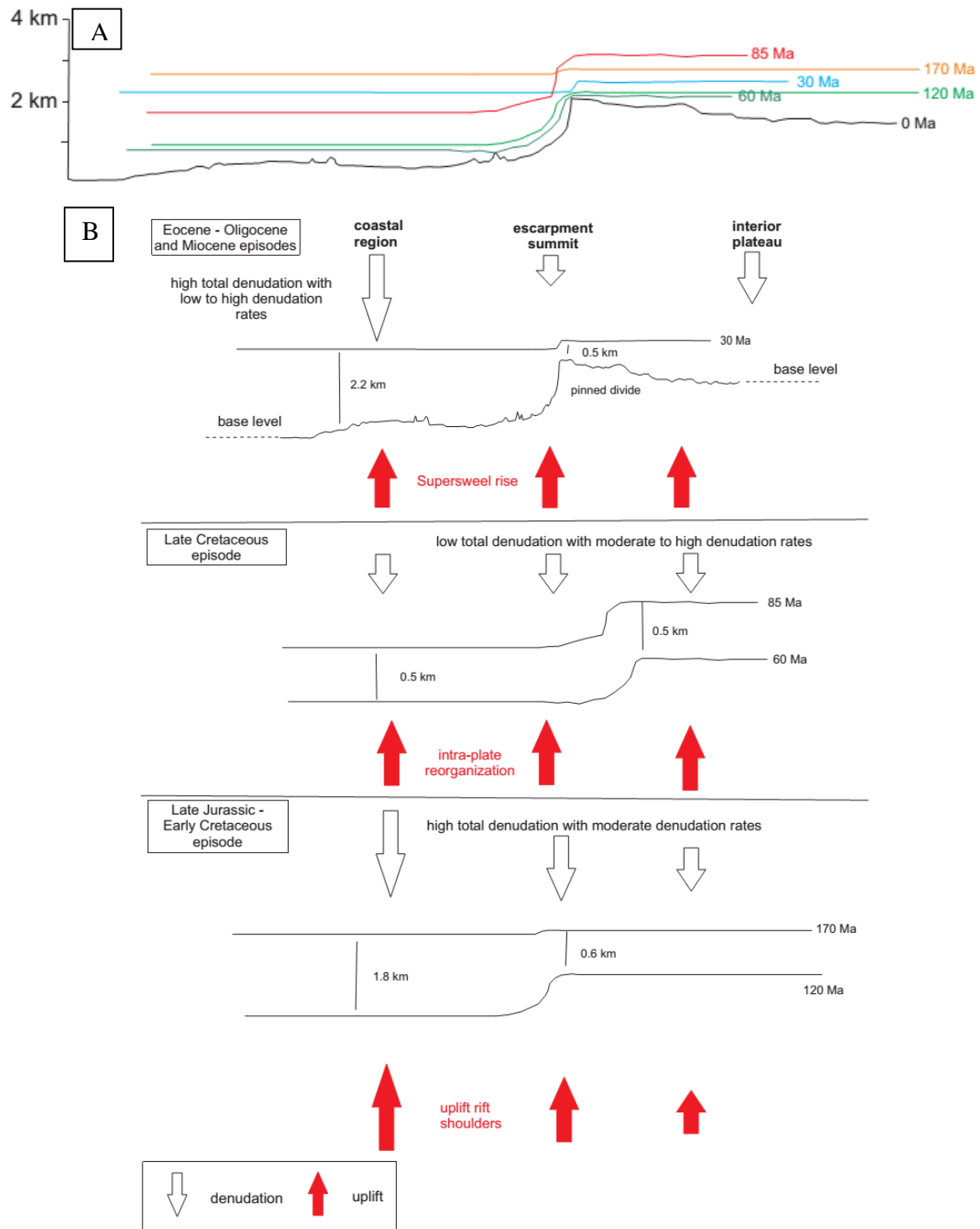
Para a região costeira, a quantidade total de resfriamento foi transformada em quantidade de denudação, o que é suportado pela sedimentação *offshore* (ver tópico anterior). Para a região da escarpa de Chela, os resfriamentos também foram convertidos em denudação para os eventos do Eo e Neocretáceo, com exceção ao evento do Oligocênio-Miocênio para o qual foram adotadas quantidades de denudação mais conservadoras correspondentes a metade da magnitude dos resfriamentos, considerando que neste local, os resfriamentos não representam somente a denudação, mas podem ser reflexo do soerguimento considerável da superfície como já explicado anteriormente, baseando-se principalmente nos dados de núclídeos cosmogênicos e nos dados de TFA deste trabalho.

A partir da restauração das seções sedimentares nota-se a formação de um relevo escarpado já durante a fase rife (**figura 41 A e B**). Caso a tectônica rife tenha provocado o soerguimento de suas bordas (WILDMAN et al., 2015; PARTRIDGE & MAUD, 1987), estes, provavelmente foram erodidos rapidamente como postulado por alguns autores (ex: MATMON et al., 2002; BURKE & GUNNELL, 2008) e os sedimentos foram depositados na bacia durante esta fase.

Para o evento do Neocretáceo foram obtidos resfriamentos similares tanto na região costeira quanto na região da escarpa, implicando em quantidades similares de denudação as quais não provocam grandes mudanças no relevo. Como este evento é amplamente descrito ao longo da margem sudoeste da África e dada a sua ocorrência uniforme ao longo da área do Namibe, este será atribuído à mudança de direção entre as placas Sulamerica e Africana durante o bem documentado evento Santoniano (GUIRAUD & BOSWORTH, 1997; HUDEC & JACKSON, 2002; GUILLOCHEAU et al., 2014).

O relevo atual, por fim, é formado a partir do Oligocênio-Miocênio devido à combinação entre soerguimento regional e denudação diferenciadas entre as regiões costeira e interior, esta provavelmente provocada pela existência de um paleo divisor de drenagem localizado próximo a região da escarpa de Chela atual. Visto que tal evento é regionalmente documentado tanto na região costeira quanto ao longo do planalto meridional africano em

concordância às histórias térmicas aqui apresentadas, o mesmo será atribuído ao soergimento dinâmico por ascensão da pluma mantélica com a formação da *superswell* africana.



**Figura 41- (A) Reconstrução esquemática das paleosuperfícies formadas ao longo da evolução geológica da margem do Namibe. As reconstruções foram feitas a partir dos eventos de denudação e sedimentação interpretados das histórias térmicas. Notar que o relevo atual foi formado principalmente entre 30 Ma e o recente. (B) Detalhe para os eventos de resfriamento da margem com a interpretação dos respectivos mecanismos atuantes e das quantidades de denudação e soergimento.**

## 6.8 IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS DOS EVENTOS DO NEOCRETÁCEO E DO OLIGOCÊNIO-MIOCÊNIO ENTRE O SUDOESTE ANGOLANO E NOROESTE DA NAMÍBIA.

Por meio da observação de seção sísmica N-S da porção *offshore* da bacia do Namibe (MASLANYJ et al., 1992) nota-se que o pacote sedimentar representante do Neocretáceo aumenta de espessura rumo à cordilheira Walvis, mostrando que a região norte da Namíbia contribuiu com uma maior quantidade de sedimentos em relação a região angolana neste período. Em concordância, as histórias térmicas do noroeste da Namíbia (RAAB et al., 2002) mostram maiores resfriamentos durante o Neocretáceo em relação aos resfriamentos aqui obtidos, sugerindo também que naquela região o soerguimento/denudação foi maior.

Durante o Neocretáceo o sudoeste da África possuía clima predominantemente árido (MACGREGOR, 2012; SCOTese et al., 2001), fato este que possibilita sugerir que a denudação foi controlada principalmente por tectônica ao invés do clima neste período, com o norte da Namíbia possivelmente sendo soerguido mais do que o sul de Angola (**figura 42**).

Quanto ao Cenozóico, as diferenças de magnitude dos soerguimentos são documentados ao longo da margem angolana, com indicadores geomorfológicos e estratigráficos apontando para soerguimentos maiores ao longo das margens do Kwanza e Benguela e menores na margem do Namibe (GREEN & MACHADO, 2015; GIRESE et al., 1984). Tais diferenças nos soerguimentos são interpretadas por Guiraud et al. (2010) como o resultado do ângulo entre a direção do segmento de margem e a direção de encurtamento tectônico (~ NW-SE à N-S), de forma que o segmento de margem perpendicular de Benguela responderia com maiores soerguimentos em relação aos segmentos oblíquos do Kwanza Sul e Namibe que por suas vezes soerguiriam mais em relação ao segmento paralelo do Kwanza Norte.

Ainda no Cenozóico, verifica-se que há uma inversão na sedimentação entre o sudoeste de Angola e noroeste da Namíbia, com o pacote cenozóico *offshore* muito mais espesso do lado angolano, apesar das histórias térmicas de ambas as regiões mostrarem resfriamentos compatíveis, entretanto, o sudoeste angolano passa a ter clima mais úmido em relação ao noroeste da Namíbia (MACGREGOR, 2012), mostrando que neste caso, o clima parece exercer forte controle sobre a denudação e os resfriamentos do norte da Namíbia parecem refletir aos soerguimentos ou a epirogênese regional como já relatado anteriormente (**figura 43**).

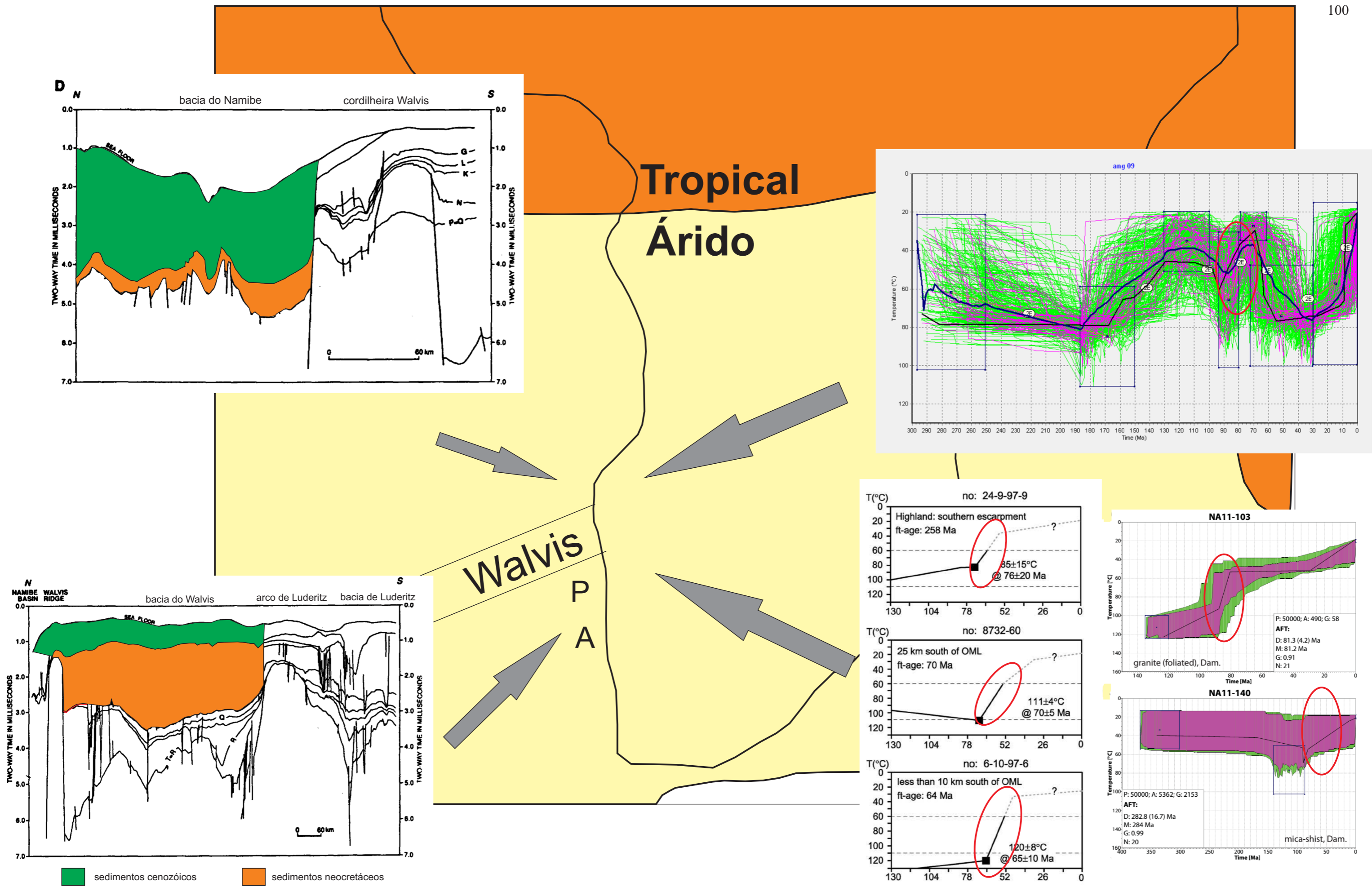


Figura 42 - Correlação entre o clima, resfriamentos e espessuras sedimentares offshore entre o sudoeste de Angola e noroeste da Namíbia durante o Neocretáceo, baseado em Macgregor (2012), Maslanyj et al. (1992), Raab et al. (2002), Menges et al. (2013) e neste trabalho.

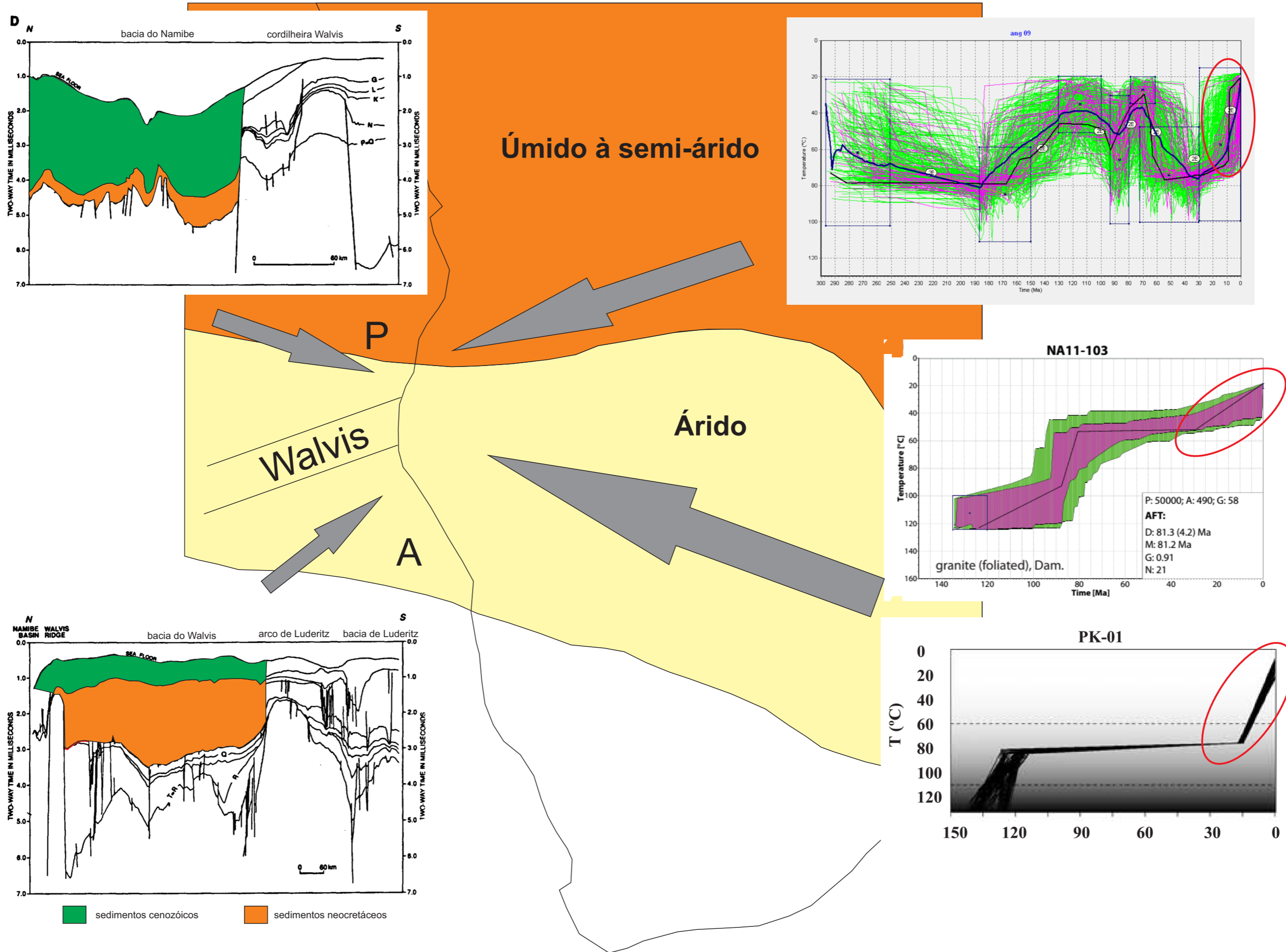


Figura 43 - Correlação entre o clima, resfriamentos e espessuras sedimentares offshore entre o sudoeste de Angola e noroeste da Namíbia durante o período entre o Eocênio - Oligocênio ao recente, baseado em Macgregor (2012), Maslanyj et al. (1992), Luft et al. (2005), Menges et al. (2013) e neste trabalho.

Coincidentemente ao fato de que os soerguimentos do Neocretáceo e possivelmente do Cenozóico foram menores na margem da bacia do Namibe em relação às margens das bacias de Benguela e Kwanza e também em comparação ao noroeste da Namíbia, é que somente a margem do Namibe se encontra na região do cráton do Congo enquanto às outras regiões se encontram no domínio da faixa móvel do Oeste do Congo (GUIRAUD et al, 2010) e da faixa Kaoko (KROENER, 1982), respectivamente, reforçando a idéia de que além de um possível controle angular entre a direção de encurtamento e a estrutura (GUIRAUD et al, 2010) há também um controle geotectônico para as diferenças de magnitude dos soerguimentos da região.

Estudos geofísicos vêm mostrando que faixas orogênicas geralmente possuem espessura crustal maior do que regiões cratônicas (GORE et al, 2009; NGUURI et al, 2001), o que faz sentido visto que estas faixas consistem naturalmente em grandes zonas de acomodação de deformação (**figura 44 C**) e estão mais susceptíveis ao espessamento crustal por ativação/reactivação de falhas inversas e zonas de cisalhamento durante compressões tectônicas (**figura 44 B**).

Semelhantemente, dados geofísicos das margens de Angola e Namíbia (ASLANIAN et al, 2009; BLAICH et al, 2011) mostram que a margem do Namibe possui a menor espessura crustal em relação às margens do Kwanza e do Walvis (**figura 44 A**), sugerindo que a primeira é menos susceptível à deformação e provavelmente deve ter sofrido menores soerguimentos pós-rifte em comparação às áreas circunzinhas.



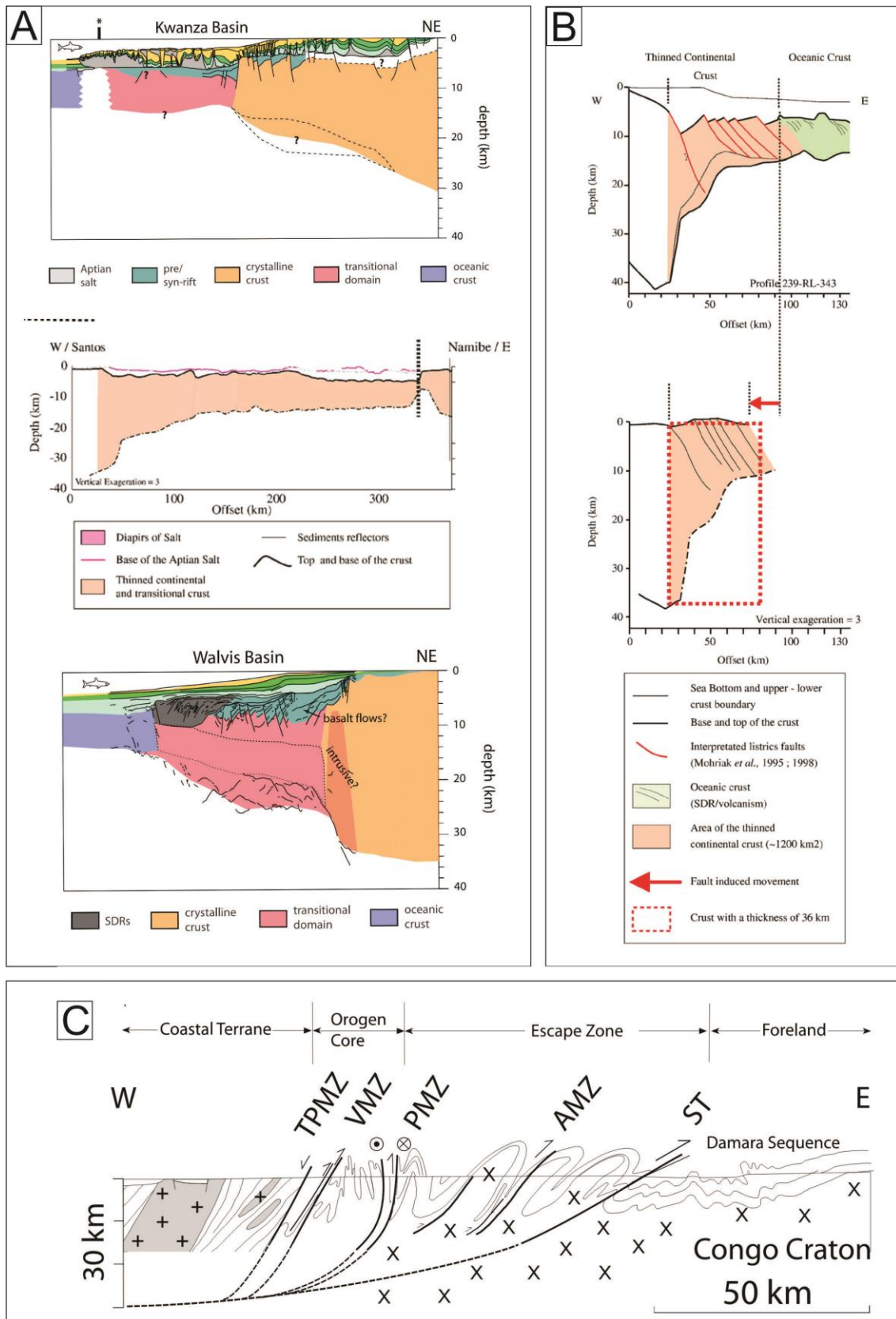


Figura 44 - (A) interpretações sísmicas mostrando a espessura crustal reduzida da margem do Namibe em relação às margens do Kwanza e do Walvis, retirado de Aslanian et al. (2009) e Blaiç et al. (2011). (B) ilustração do processo de espessamento crustal devido à compressão tectônica, retirado de Aslanian et al. (2009) e (C) seção geológica perpendicular ao cinturão Kaoko mostrando a ocorrência de falhas inversas e dobras associadas aos esforços compressivos atuantes simbolizando uma maior absorção da deformação em relação ao cráton do Congo, retirado de Foster et al. (2009).

## 7 CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A combinação das sistemáticas traço de fissão e (U-Th)/He em apatitas se mostra uma estratégia muito útil a medida que fornece histórias térmicas mais detalhadas, por meio das quais é possível uma estimativa robusta das quantidades totais e das taxas de denudação. Por meio da modelagem combinada foi possível a detecção de eventos de resfriamento iniciados entre o Mioceno e Plioceno, os quais não apareceram de forma nítida nas modelagens separadas.

O fato das idades aparentes HeA serem mais antigas em relação às respectivas idades TFA sugere que as amostras permaneceram um longo período na zona de *annealing*, na qual ocorre o encurtamento dos traços fósseis juntamente com a acumulação de danos radioativos, estes últimos responsáveis por uma maior retenção de  $^4\text{He}$ . A acumulação anormal de  $^4\text{He}$  das amostras também reflete a sua evolução térmica complexa, como é sugerido pela alternância entre períodos de resfriamento e aquecimento visto nas histórias térmicas.

Pelo aqui exposto, evidências geológicas e termocronológicas da margem do Namibe suportam uma evolução pós-rifte policíclica definida pelo seguinte modelo:

- 1) A fase pré-rifte é marcada pela sedimentação continental Karoo a qual também atinge a margem do Namibe, responsável pelo soterramento do embasamento em  $\sim 1.2$  à  $1.6$  km.
- 2) Durante o evento do Jurássico-Eocretáceo devido aos processos iniciais de rifteamento ocorre o aumento da denudação continental acompanhado por sedimentação para a bacia do Namibe estimada em  $\sim 1.2$  à  $1.6$  km. Devido a tendência de diminuição da denudação rumo ao interior durante o período, possivelmente é formado um relevo escarpado já na fase rifte, a qual termina com os derrames Etendeka e com o *break-up* continental.
- 3) Após o *break-up*, a margem sofre subsidência regional e inicia-se a fase pós-rifte. Esta subsidência provoca o soterramento da margem do Namibe por  $\sim 0.8$  à  $1.2$  km de sedimentos, incluindo a deposição da Formação Salinas em condições marinhas e o soterramento da Formação Bambata no período.
- 4) Durante o evento do Neocretáceo ocorrem reativações tectônicas, soerguimentos e denudação estimada entre  $\sim 0.4$  e  $0.6$  km, afetando tanto a costa quanto o interior. Na margem do Namibe ocorre erosão dos estratos da Formação Salinas, extrusão e erosão dos basaltos Ombe e a formação de superfície de aplainamento reconhecida no embasamento à leste da bacia.

- 5) Durante o Neocretáceo-Paleógeno inicia-se nova subsidência da margem do Namibe associada ao seu soterramento por sedimentos cenozóicos, os quais sobrepõem a superfície de aplainamento previamente formada em ~ 1.2 à 2 km. São depositados sedimentos marinhos das Formações Baba e Mocuio sobre os basaltos Ombe.
- 6) Entre o Oligocênio-Miocênio e o recente, devido a influência da *supersweel* africana combinada à condições climáticas mais úmidas, iniciam-se novos eventos de reativações, soerguimentos e denudação na margem do Namibe estimada entre ~ 1.6 à 2.2 km. A denudação têm sido maior na região costeira, menor na região do escarpamento e intermediária no interior, possivelmente devido ao posicionamento de um paleo divisor de drenagem próximo à região do escarpamento atual. O soerguimento regional aliado à erosão diferencial atuante nas regiões costeira e do escarpamento resultam no soerguimento da superfície de Chela, formando o relevo atual da margem do Namibe. Entre o Miocênio e Pliocênio, pelo menos na região costeira, a denudação continental torna-se mais forte e implica em altas taxas de sedimentação *offshore* na margem Namibe.

Este modelo evolutivo à princípio discorda dos modelos de *downwarping* e de recuo lateral de escarpa, no entanto, concorda parcialmente com o modelo do divisor de drenagem fixo quanto ao padrão de idades TFA esperados, sugerindo que este último pode explicar a denudação diferencial entre as regiões costeira e da escarpa e por isso, merece atenção futura. O fato da região da escarpa de Chela consistir atualmente em um divisor entre a bacia do rio Cunene e a bacia costeira reforça esta interpretação.

A denudação no âmbito regional parece refletir a relação entre tectônica e clima, com a primeira provavelmente controlando a denudação durante o evento do Neocretáceo e a segunda controlando a denudação durante o evento do Oligocênio-Miocênio entre os territórios de Angola e Namíbia. Acredita-se aqui que não foi dada grande relevância ao evento do Oligocênio-Miocênio na Namíbia por este não estar respaldado por grande sedimentação *offshore*, porém, histórias térmicas recentes em conjunto com indicadores geomorfológicos reforçam a existência do evento na região. A ideia de que a magnitude dos soerguimentos regionais estão relacionados aos diferentes ambientes geotectônicos se mostra viável, porém, são necessárias novas informações geológicas e termocronológicas regionais que corroborem ou não com esta interpretação.

Pelo que foi aqui exposto, o evento do Oligocênio-Miocênio é um fato e foi o principal responsável pela formação do relevo atual da margem do Namibe. Como os eventos do Jurássico-Eocretáceo, Neocretáceo e do Oligocênio-Miocênio são regionalmente documentados

ao longo da África meridional, estes serão atribuídos aqui, respectivamente, à tectônica rifte, à mudança de rotação entre as placas sulamericana e africana e ao soergimento dinâmico por ascensão da pluma africana.

## Referências

- ABILIO, S.; INKOLLU, S. N. M. Namibe basin: geology and hydrocarbon potential, Angola. **AAPG Bull.** v. 73, n. CONF-890404-, 1989.
- ALMEIDA, J., DIOS, F., MOHRIAK, W. U., VALERIANO, C. D. M., HEILBRON, M., EIRADO, L. G., & TOMAZZOLI, E. Pre-rift tectonic scenario of the Eo-Cretaceous Gondwana break-up along SE Brazil–SW Africa: insights from tholeiitic mafic dyke swarms. **Geological Society**, London, Special Publications, 369(1), 11-40, 2013.
- ALVES, C.A.M.; MACEDO, J. R. Petrografia da região do Munhino (área de Caraculo, distrito de Moçâmedes). 2. Rochas do complexo granítico. **Garcia Orta**, 13(2):259-266, 1965.
- ANDRADE, M. M. Rochas graníticas de Angola. Mem. Junta Miss. **Geog. Invest. Ultramar**, Sér. Geol. 4, 464p, 1954.
- ANKA, Z., SÉRANNE, M., LOPEZ, M., SCHECK-WENDEROTH, M., & SAVOYE, B. The long-term evolution of the Congo deep-sea fan: A basin-wide view of the interaction between a giant submarine fan and a mature passive margin (ZaiAngo project). **Tectonophysics**, 470(1), 42-56, 2009.
- ARAÚJO A. G., GUIMARÃES F., PEREVALOV O. V., VOINOVSKY A. S., TSELIKOVSKY A. F., AGUEEV Y. L., KHODIREV V. L. e KONDRÁTIEV A.I. Notícia explicativa da carta geologica de Angola à escala 1/1.000. 000. Instituto Geologica de Angola, Luanda, 42-56, 1992.
- ASLANIAN, D., MOULIN, M., OLIVET, J. L., UNTERNEHR, P., MATIAS, L., BACHE, F. & LABAILS, C. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. **Tectonophysics**, 468(1), 98-112, 2009.
- BABONNEAU, N.; SAVOYE, B.; CREMER, M.; BEZ, M. Sedimentary architecture in meanders of a submarine channel: detailed study of the present Congo turbidite channel (Zaiango project). **Journal of Sedimentary Research**, 80(10), 852-866, 2010.
- BARBARAND, J.; HURFORD, T.; CARTER, A. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. **Chemical Geology**, v. 198, p. 77-106, 2003.
- BATE, R. H., CAMERON, N. R. & BRANDÃO M. The Lower Cretaceous (pre-salt) lithostratigraphy of the Kwanza Basin, Angola. **Newsletters on Stratigraphy**, v. 38, p. 117-127, 2001.
- BAUDOUY, S. & LEGORJUS, C. Sendji field—People's Republic of Congo, Congo Basin, in FOSTER, N. H.; BEAUMONT, E. A., eds., Treatise of petroleum geology, Atlas of oil and gas fields—Structural traps V: Tulsa, Okla., **American Association of Petroleum Geologists**, p. 121-149, 1991.

BAXE, O. S. S. Geocronologia de complexos máfico-ultramáficos: exemplo da série superior do complexo de Niquelândia, Brasil, e do complexo Kunene, Angola, 2007.

BEEK, P.; BRAUN, J. Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: Insights from numerical surface process models. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B3, p. 4945-4966, 1999.

BEERNAERT, F. Development of a soil and terrain map/database for Angola. Institute for Land and Water Management Catholic University of Leuven (Belgium), 1997.

B EGLINGER, S. E., DOUST, H., & CLOETINGH, S. Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. **Marine and Petroleum Geology**, 30(1), 1-25, 2012.

BEHRMANN, J. H.; SHULGIN, A.; PROKOPH, A. High resolution bathymetric survey on the NW slope of Walvis Ridge, offshore Namibia. **Ber. Naturf. Ges. Freiburg. Br.**, 101, S. 97 - 110, Freiburg, 2011 a.

BEHRMANN, J. H.; PLANERT, L.; JOKAT, W. Tectonic evolution of Walvis Ridge, offshore Namibia: evidence from reflection seismic and high-resolution bathymetric data, 2011 b.

BIERMAN, P. R. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B7, p. 13885-13896, 1994.

BIERMAN, P. R., & CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, southern Africa. **American Journal of Science**, 301(4-5), 326-358, 2001.

BLAICH, O. A.; FALEIDE, J. I. & TSIKALAS, F. Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** (1978–2012), v. 116, n. B1, 2011.

BONDO, H. F. F. *Litoestratigrafia e Modelo Sedimentar da Bacia do Cuanza (NW de Angola)*. Dissertação de Mestrado em Geologia, Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 2014.

BONIFACE, N.; SCHENK, V.; APPEL, P. Mesoproterozoic high-grade metamorphism in pelitic rocks of the northwestern Ubendian Belt: implication for the extension of the Kibaran intra-continental basins to Tanzania. **Precambrian Research**, v. 249, p. 215-228, 2014.

BOTT, M. H. P. Mechanisms of subsidence at passive continental margins. **Dynamics of Plate Interiors**, v. 1, p. 27, 1980.

BRACCINI, E., DENISON, C. N., SCHEEVEL, J. R., JERONIMO, P., ORSOLINI, P. & BARLETTA, V. A revised chronostratigraphic framework for the pre-salt (lower Cretaceous) in Cabinda, Angola. **Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production**, 21, 125–151, 1997.

BRAUN, J. Quantifying the effect of recent relief changes on age–elevation relationships. **Earth and Planetary Science Letters**, 200(3), 331-343, 2002.

BRAUN, J. Quantitative constraints on the rate of landform evolution derived from low-temperature thermochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, 58(1), 351-374, 2005.

BRICE, S. E., COCHRAN, M. D., PARDO, G., & EDWARDS, A. D. Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence: Cabinda, Angola. *Studies in continental margin geology*: **AAPG Memoir**, 34, 5-18, 1982.

BRITO M., FIGUEIREDO C. & INKOLLU M. Namibe Basin: Deepwater Exploration Potential. **AAPG Datapage Search and Discovery** < [http://www. searchanddiscovery.com/documents/abstracts/2004regional\\_west\\_africa/abstracts/ brito.htm](http://www.searchanddiscovery.com/documents/abstracts/2004regional_west_africa/abstracts/brito.htm)> 2005.

BROGNON, G. G., VERRIER, G.R. Oil and geology in Cuanza basin of Angola. **A.A.P.G. Bull.** 50, 108–158, 1966.

BROWN, R.W., RUST, D.J., SUMMERFIELD, M.A., GLEADOW, A.J.W., & DE WIT, M.C.J. An accelerated phase of denudation on the south-western margin of Africa: Evidence from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, v. 17, p. 339–350, 1990.

BROWN, R. W.; SUMMERFIELD, M. A.; GLEADOW, A. J. W. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** (1978–2012), v. 107, n. B12, p. ETG 10-1-ETG 10-18, 2002.

BROWNFIELD, M.E. & CHARPENTIER, R.R. In *Geology and Total Petroleum Systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa*. **U.S. Geological Survey Bulletin** 2207-B U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2006.

BURKE, K. The African plate. **South African Journal of Geology** , 99, 341–409, 1996.

BURKE, K.; GUNNELL, Y. The African erosion surface: A continental-scale synthesis of Geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 million years. **The Geological Society of America**, Memoir, 201, Boulder, Colorado, USA, 65p, 2008.

BURTNER R.L., NIGRINI A., DONELICK R.A. Thermochronology of Lower Cretaceous Source Rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. **AAPG Bulletin**. 78(10):1613-1636, 1994.

CHEAN, L., SNELLING, N. J., DELHAL, J., & VAIL, J. R. The Geochronology and Evolution of Africa. **Clarendon Press**, Oxford, England, UK, 512p, 1984.

CAMPANILE D, BROWN R, STUART F, WIDDOWSON M, BISHOP P. The Post Break-Up of The Western Indian High Elevation Passive Margin. Abstracts From **European Conference On Thermochronology**, Bremen, Germany, July 30-August 04, 2006. P 18.

- CARLSON, W. D., DONELICK, R. A., & KETCHAM, R. A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. **American mineralogist**, 84(9), 1213-1223, 1999.
- CARVALHO, H. Notícia explicativa da carta geológica de Angola à escala 1:100.000 da folha 376 (Macota). Luanda, 53p, 1971.
- CARVALHO, H. Estratigrafia do Pré-cambriço de Angola, Sep. Garcia da Horta, **Sér. Geol. Lisboa**, 7(1-2), pp, 1984.
- CARVALHO, H.; ALVES, P. Gabbro-anorthosite complex of SW Angola/NW Namibia. Inst. Inv. Científica Tropical, Série de Ciências da Terra, **Comunicações**, v. 2, p. 1-66, 1990.
- CARVALHO, H.; TASSINARI, C. C. Idades do magmatismo granítico da região de Caraculo-Bibala (SW de Angola) e suas implicações na correlação geológica com o Cinturão Ribeira no Sudeste do Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, 22(2), 73-81, 1992.
- CARVALHO, H., TASSINARI, C., ALVES, P. H., GUIMARÃES, F., & SIMÕES, M. C. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. **Journal of African Earth Sciences**, 31(2), 383-402, 2000.
- CASTRO, G. M. A. *Halocinese e tectônica de rafts na bacia emersa de Benguela (Angola): Dados de campo, modelagem física e restauração estrutural*. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 191 f, 2014.
- CATUNEANU, O.; WOPFNER, H.; ERIKSSON, P. G.; CAIRNCROSS, B.; RUBIDGE, B. S.; SMITH, R. M. H. & HANCOX, P. J. The Karoo basins of south-central Africa. **Journal of African Earth Sciences**, 43(1), 211-253, 2005.
- CHAMBEL, L; CAETANO, L e CORREIA, A. 2014.  
in: <https://xmb1.files.wordpress.com/2014/06/angola-provinces-en-v1-1-100dpi.pdf>
- CLIFFORD, T. N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 1, n. 6, p. 421-434, 1966.
- COCKBURN, H. A. P., BROWN, R. W., SUMMERFIELD, M. A., & SEIDL, M. A. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. **Earth and Planetary Science Letters**, 179(3), 429-435, 2000.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., DE MIN, A., GIRARDI, V. A. V., & RUBERTI, E. Post-Paleozoic magmatism in Angola and Namibia: a review. **Geological Society of America, Special Papers**, 478, 223-247, 2011.
- CORREIA, H. O grupo Chela ea formação Leba como novas unidades litoestratigráficas resultantes da redefinição da "Formação da Chela" na região do planalto da Humpata (Sudoeste de Angola). **Bol. Soc. Geol. Portugal**, vol. 20, pp 65 – 130, 1976.



CROWHURST, P. V., GREEN, P. F., & KAMP, P. J. J. Appraisal of (U-Th)/He apatite thermochronology as a thermal history tool for hydrocarbon exploration: An example from the Taranaki Basin, New Zealand. **AAPG bulletin**, 86(10), 2002.

DA COSTA J. L., SCHIRMER T. W. & B. R. LAWS. Lower Congo Basin, Deepwater Exploration Province, Offshore West Africa. Second Wallace E. Pratt memorial Conference “Petroleum Provinces of the 21st Century” San Diego, California. January 12-15, 2000.

DA COSTA, J.L., SCHIRMER, T.W., & LAWS, B.R. Lower Congo Basin, deep-water exploration province, offshore west Africa. **American Association of Petroleum Geologists Memoir** 74, p. 517–530, 2001.

DAUTEUIL, O.; BOUFFETTE, J.; TOTEU, F. The changing faces of Africa: elements of African geology. **Commission for the Geological Map of the World**. 48 p, 2009.

DELHAL, J.; PASTEELS, P.; LEDENT, D. L'age du complexe granitique et migmatitique de Dibaya (Région du Kasai, Zaire) par les méthodes Rb-Sr et U-Pb. **Annales de la Société géologique de Belgique**, 1975.

DELOR, C., LAFON, J. M., ROSSI, P., CAGE, M., PATO, D., CHEVREL, S. & SERGEEV, S. Unravelling Precambrian crustal growth of central west Angola: Neoarchean to Siderian inheritance, main Orosirian accretion and discovery of the “Angolan” Pan African Belt. In Abstract of the **21st Colloquium of African Geology**, Maputo, Mozambique (pp. 3-5), 2006.

DE PINA, A. C. M. *Termocronologia por traços de fissão em apatita da borda sul da bacia do Amazonas, na região de Itaituba (PA)*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, 2010.

DE WAELE, B.; JOHNSON, S. P.; PISAREVSKY, S. A. Paleoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Cráton: its role in the Rodinia puzzle. **Precambrian Research**, v. 160, n. 1, p. 127-141, 2008.

DINIS, P. A., CALLAPEZ, P. M., DINIS, J. L., ALBERTO, A. Um delta de Gilbert no Campaniano (?) do Namibe (Angola). Dados preliminares sobre afloramentos excepcionais. **VIII CNG**, 21, 2010.

DODSON, M. H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 40(3), 259-274, 1973.

DONELICK, R. A. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations. **American Mineralogist**; (United States), 76, 1991.

DONELICK, R. A., KETCHAM, R. A., & CARLSON, W. D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. **American Mineralogist**, 84(9), 1224-1234, 1999.

DONELICK, R. A.; O’SULLIVAN, P. B.; KETCHAM, R. A. Apatite fission-track analysis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 58, n. 1, p. 49-94, 2005.

DORANTI-TIRITAN, Carolina. *Evolução geomórfica e modelagem termocinémática 3D da região do planalto de Poços de Caldas (SP/MG)*. 2013. 160 f. Tese - (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2013. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/110582>>.

DORANTI-TIRITAN, C., HACKSPACHER, P. C., RIBEIRO, M. C. S., GLASMACHER, U. A., & DE SOUZA, D. H. Evolução do relevo da região do planalto de poços de caldas (SP/MG) baseado em dados de termocronologia de baixa temperatura e modelagem termocinémática. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 15(2)., 2014.

DUMITRU, T. et al. Fission track thermochronology and its tectonic applications [2015]. Disponível em:<[https://earthsci.stanford.edu/research/groups/structure/research.php?rg\\_id=33&rgp\\_id=63](https://earthsci.stanford.edu/research/groups/structure/research.php?rg_id=33&rgp_id=63)>. Acesso em: 01 de agosto de 2015.

DUNKL, I. Trackkey: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. **Computers & Geosciences**, v. 28, p. 3-12, 2002.

EMERY, K. O. & UCHUPI, E. The geology of the Atlantic Ocean. Springer Science & Business Media, 2012.

FALVEY, D. A., & MUTTER, J. C. Regional plate tectonics and the evolution of Australia's passive continental margins. **BMR J. Aust. Geol. Geophys**, 6, 1-29, 1981.

FARLEY, K. A. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. **Journal of Geophysical Research B**, 105(B2), 2903-2914, 2002.

FARLEY, K. A. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, 47(1), 819-844, 2002.

FARLEY, K. A., WOLF, R. A., & SILVER, L. T. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. **Geochimica et cosmochimica acta**, 60(21), 4223-4229, 1996.

FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B., & WALKER, R. M. Ion explosion spike mechanism for formation of charged-particle tracks in solids. **Journal of applied Physics**, 36(11), 3645-3652, 1965.

FLEMING, A., SUMMERFIELD, M. A., STONE, J. O., FIFIELD, L. K., & CRESSWELL, R. G. Denudation rates for the southern Drakensberg escarpment, SE Africa, derived from in-situ-produced cosmogenic <sup>36</sup>C1: initial results. **Journal of the Geological Society**, 156(2), 209-212, 1999.

FLOWERS, R. M., & KELLEY, S. A. Interpreting data dispersion and “inverted” dates in apatite (U-Th)/He and fission-track datasets: an example from the US midcontinent. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 75(18), 5169-5186, 2011.

FLOWERS, R. M., KETCHAM, R. A., SHUSTER, D. L., & FARLEY, K. A. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 73(8), 2347-2365, 2009.

- FLOWERS, R. M., & SCHOENE, B. (U-Th)/He thermochronometry constraints on unroofing of the eastern Kaapvaal craton and significance for uplift of the southern African Plateau. **Geology**, 38(9), 827-830, 2010.
- FOSTER, D. A., GOSCOMBE, B. D., & GRAY, D. R. Rapid exhumation of deep crust in an obliquely convergent orogen: the Kaoko Belt of the Damara Orogen. **Tectonics**, 28(4), 2009.
- FRANCO-MAGALHAES, A. O., HACKSPACHER, P. C., GLASMACHER, U. A., & SAAD, A. R. Rift to post-rift evolution of a “passive” continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. **International journal of earth sciences**, 99(7), 1599-1613, 2010.
- FROMM, T. *The crustal structure of the eastern Walvis Ridge: a classical hotspot example?* (Doctoral dissertation, Bremen, Universität Bremen, Diss., 2015).
- GALBRAITH, R. F. The radial plot: graphical assessment of spread in ages. **International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, v. 17, n. 3, p. 207-214, 1990.
- GALBRAITH, R. F.; LASLETT, G. M. Statistical models for mixed fission track ages. **Nuclear tracks and radiation measurements**, v. 21, n. 4, p. 459-470, 1993.
- GALLAGHER K. Evolving temperature histories from apatite fission-track data. **Earth Planet. Sci. Lett.** 136:421–35, 1995.
- GALLAGHER, K., & BROWN, R. The onshore record of passive margin evolution. **Journal of the Geological Society**, 154(3), 451-457, 1997.
- GALLAGHER K., BROWN R. & JOHNSON C. Fission track analysis and its applications to geological problems. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 26(1), 519-572, 1998.
- GALLAGHER, K., & BROWN, R. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. **Geological Society**, London, Special Publications, 153(1), 41-53, 1999.
- GILCHRIST, A. R., KOOI, H., & BEAUMONT, C. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** (1978–2012), 99(B6), 12211-12228, 1994.
- GINDRE-CHANU, L.; WARREN, J. K.; PUIGDEFABREGAS, C.; SHARP, I. R.; PEACOCK, D. C.; SWART, R., ... & HENRIQUE, L. Diagenetic evolution of Aptian evaporites in the Namibe Basin (south-west Angola). **Sedimentology**, 62(1), 204-233, 2015.
- GIRESSE, P.; HOANG, C.; KOUYOU MONTZAKIS, G. Analysis of vertical movements deduced from a geochronological study of marine Pleistocene deposits, southern coast of Angola. **Journal of African Earth Sciences**, v. 2, n. 2, p. 177-187, 1984.

GLEADOW, A. J. W., DUDDY, I. R., & LOVERING, J. F. Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. **Australian Petroleum Exploration Association Journal**, 23, 93-102, 1983.

GLEADOW, A. J., BELTON, D. X., KOHN, B. P., & BROWN, R. W. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, 48(1), 579-630, 2002.

GLEADOW, A. J. W. Fission-track dating methods: what are the real alternatives?. **Nuclear Tracks**, v. 5, n. 1, p. 3-14, 1981.

GLEADOW, A. J. W., & FITZGERALD, P. G. Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land. **Earth and Planetary Science Letters**, 82(1), 1-14, 1987.

GORE, J., JAMES, D. E., ZENGENI, T. G., & GWAVAVA, O. Crustal structure of the Zimbabwe craton and the Limpopo belt of Southern Africa: new constraints from seismic data and implications for its evolution. **South African Journal of Geology**, 112(3-4), 213-228, 2009.

GOSCOMBE, B.; GRAY, D.; HAND, M. Variation in metamorphic style along the northern margin of the Damara Orogen, Namibia. **Journal of Petrology**, v. 45, n. 6, p. 1261-1295, 2004.

GOSCOMBE, B., GRAY, D., ARMSTRONG, R., FOSTER, D. A., & VOGL, J. Event geochronology of the Pan-African Kaoko Belt, Namibia. **Precambrian Research**, 140(3), 103-e1, 2005.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. Geological time scale 2004 – why, how, and where next! **Lethaia** 37, 175–181, 2004.

GREEN, P. F. A new look at statistics in fission-track dating. **Nuclear tracks**, 5(1-2), 77-86, 1981.

GREEN, P. F. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. **Earth and Planetary Science Letters**, 89(3-4), 335-352, 1988.

GREEN, P. F., DUDDY, I. R., GLEADOW, A. J. W., TINGATE, P. R., & LASLETT, G. M. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. **Chemical Geology**, Isotope Geoscience section, 59, 237-253, 1986.

GREEN, P. F., DUDDY, I. R., LASLETT, G. M., HEGARTY, K. A., GLEADOW, A. W., & LOVERING, J. F. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. **Chemical Geology: Isotope Geoscience Section**, v. 79, n. 2, p. 155-182, 1989.

GREEN, P. F., SWART, R., JACOB, J., WARD, J., & BLUCK, B. Thermochronology and landscape development in Southern Africa. In **PESGB/HGS Africa Meeting** (London), extended abstract, 2009.

GREEN, P. F., DUDDY, I. R., JAPSEN, P., BONOW, J. M., & MALAN, J. A. Post-breakup burial and exhumation of the southern margin of Africa. **Basin Research**, 1–32, 2015, doi: 10.1111/bre.12167.

GREEN, P. F., & MACHADO, V. Pre-rift and synrift exhumation, post-rift subsidence and exhumation of the onshore Namibe Margin of Angola revealed from apatite fission track analysis. **Geological Society**, London, Special Publications, 438, SP438-2, 2015.

GRÖGER, H. R., MACHADO, V., & DI PINTO, G. Uplift, exhumation and erosion along the Angolan continental margin: an integrated approach. In **EGU General Assembly Conference Abstracts** (Vol. 15, p. 8711), 2013.

GUILLOCHEAU, F., DAUTEUIL, O., BABY, G., PICKFORD, M., & SENUT, B. Timing of the Southern African Plateau uplift: a couple landforms-margin study of Southern Namibia. In **EGU General Assembly Conference Abstracts** (Vol. 16, p. 10728), 2014.

GUIRAUD, R., & BOSWORTH, W. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: Synthesis and application to plate-scale tectonics. **Tectonophysics**, v. 282, p. 39–82, 1997, doi: 10.1016/S0040-1951(97)00212-6

GUIRAUD, M., BUTA-NETO, A. & QUESNE, D. Segmentation and differential post rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform rifted Benguela and oblique to orthogonal rifted Kwanza basins. **Marine and Petroleum Geology**, 27, 1040–1068, 2010.

HACKSPACHER, P. C., GODOY, D. F. D., FRANCO, A. O. B., RIBEIRO, L. F. B., & HADLER NETO, J. C. Thermal modeling and geomorphology of the south border of the Sao Francisco Craton: thermochronology by fission tracks in apatites, 2007.

HARRISON, T. M., & ZEITLER, P. K. Fundamentals of noble gas thermochronometry. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, 58(1), 123-149, 2005.

HEILBRON, M., VALERIANO, C. M., TASSINARI, C. C. G., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M., SIGA, O., & TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. **Geological Society**, London, Special Publications, 294(1), 211-237, 2008.

HIRUMA, S. T., RICCOMINI, C., MODENESI-GAUTTIERI, M. C., HACKSPACHER, P. C., NETO, J. C. H., & FRANCO-MAGALHAES, A. O. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. **Gondwana Research**, 18(4), 674-687, 2010.

HOUSE, M. A., WERNICKE, B. P., & FARLEY, K. A. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U–Th)/He ages. **Nature**, 396(6706), 66-69, 1998.

HUDEC, M. R., & JACKSON, M. P. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. **Geological Society of America Bulletin**, 114(10), 1222-1244, 2002.

HUDEC, M. R., & JACKSON, M. P. Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin. **AAPG bulletin**, 88(7), 971-990, 2004.

HURFORD, Anthony J.; GREEN, Paul F. The zeta age calibration of fission-track dating. **Chemical Geology**, v. 41, p. 285-317, 1983.

JACKSON, M. P. A., HUDEC, M. R., & HEGARTY, K. A. The great West African Tertiary coastal uplift: Fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin. **Tectonics**, 24(6), 2005.

JUNG, S. & MEZGER, K. Geochronology in migmatites—a Sm–Nd, U–Pb and Rb–Sr study from the Proterozoic Damara belt (Namibia): implications for polyphase development of migmatites in high-grade terranes. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 19, n. 1, p. 77-97, 2001.

KARL, M., GLASMACHER, U. A., KOLLENZ, S., FRANCO-MAGALHAES, A. O., STOCKLI, D. F., & HACKSPACHER, P. C. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data. **Tectonophysics**, 604, 224-244, 2013.

KEMPF, J. Morphotectonics and denudation in the landform history of the Namibian Great Escarpment landscapes. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 54, n. 3, p. 347-375, 2010.

KETCHAM R.A., DONELICK R.A., CARLSON W.D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. **Am Mineral** 84:1235-1255, 1999.

KETCHAM, R. A. Observations on the relationship between crystallographic orientation and biasing in apatite fission-track measurements. **American Mineralogist**, v. 88, n. 5-6, p. 817-829, 2003.

KETCHAM, R. A. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, 58(1), 275-314, 2005.

KETCHAM, R. A. HeFTy Version 1.8.0 User Manual. Department of Geological Sciences, The University of Texas Austin. p 3-10, 2013.

KETCHAM, R. A., CARTER, A., DONELICK, R. A., BARBARAND, J., & HURFORD, A. J. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. **American Mineralogist**, 92(5-6), 799-810, 2007.

KETCHAM, R. A., GAUTHERON, C., & TASSAN-GOT, L. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. **Geochimica et Cosmochimica acta**, 75(24), 7779-7791, 2011.

- KETCHAM, R. A., DONELICK, R. A., BALESTRIERI, M. L., & ZATTIN, M. Reproducibility of apatite fission-track length data and thermal history reconstruction. **Earth and Planetary Science Letters**, 284(3), 504-515, 2009.
- KEY, R. M., LIYUNGU, A. K., NJAMU, F. M., SOMWE, V., BANDA, J., MOSLEY, P. N., & ARMSTRONG, R. A. The western arm of the Lufilian Arc in NW Zambia and its potential for copper mineralization. **Journal of African Earth Sciences**, 33(3), 503-528, 2001.
- KING, L. C. A geomorphological comparison between Eastern Brazil and Africa (Central and Southern). **Quarterly Journal of the Geological Society**, 112(1-4), 445-474, 1956.
- KING, L.C. The morphology of the earth: study and synthesis of world scenery: London, **Oliver and Boyd**, 699 p, 1962.
- KOCH, C & COOLE, P. Regional Prospectivity of Offshore Namibia and the Angolan Namibe Basin. **AAPG Datapages Search and Discovery**, Article #90194 ©, International Conference & Exhibition, Istanbul, Turkey, September 14-17, 2014.
- KOOI, H., & BEAUMONT, C. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** (1978–2012), 99(B6), 12191-12209, 1994.
- KORPERSHOEK, H. R. Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 73 (Nambuanguo), **Serv. Geol. Min. Angola**, Luanda, 33 pp, 1974.
- KOUNOV, A., NIEDERMANN, S., DE WIT, M. J., VIOLA, G., ANDREOLI, M., & ERZINGER, J. Present denudation rates at selected sections of the South African escarpment and the elevated continental interior based on cosmogenic  $^3\text{He}$  and  $^{21}\text{Ne}$ . **South African Journal of Geology**, 110(2-3), 235-248, 2007.
- KOUNOV, A., VIOLA, G., DE WIT, M., & ANDREOLI, M. A. G. Denudation along the Atlantic passive margin: new insights from apatite fission-track analysis on the western coast of South Africa. **Geological Society**, London, Special Publications, 324(1), 287-306, 2009.
- KROENER, A. Rb-Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan-African Damara belt of Namibia, southwestern Africa. **Am. J. Science**, v. 282, p. 1471-1507, 1982.
- LAVIER L. L. STECKLER M. S.; BRIGAUD F. Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. **Marine Geology**, n. 178, p. 63–80, 2001.
- LI, J. W., VASCONCELOS, P., ZHANG, W., DENG, X. D., DUZGOREN-AYDIN, N., YAN, D. R., ... & HU, M. A. Timing and duration of supergene mineralization at the Xinrong manganese deposit, western Guangdong Province, South China: cryptomelane  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. **Mineralium Deposita**, 42(4), 361-383, 2007.
- LITHGOW-BERTELLONI, C., & SILVER, P. G. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. **Nature**, 395(6699), 269-272, 1998.

LIPPOLT, H. J.; BAHR, R.; BOSCHMANN KATHLER, W. Untersuchungen zur Diffusion von Helium aus EtzminerHeAn. **Fortschr. Mineral.** 60, Bh. 1, 129-131, 1982.

LIPPOLT, H. J., LEITZ, M., WERNICKE, R. S., & HAGEDORN, B. (Uranium+thorium)/helium dating of apatite: experience with samples from different geochemical environments. **Chemical Geology**, 112(1), 179-191, 1994.

LUFT, F.F. *Evolução termo-tectônica da porção NW da Namíbia e implicações na Bacia de Walvis*. Monografia em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 105p, 2004.

LUFT, F. F; LUFT JÚNIOR, J. L; CHEMALE JÚNIOR, F; LELARGE, M. L. M. V; ÁVILA, J. N. Post Gondwana Break-Up Records: Constraints from Apatite Fission Track Thermochronology in the NW Namibia. **Radiation Measurements**, São Francisco, 2005.

LUNDE, G., AUBERT, K., LAURITZEN, O., LORANGE, E. Tertiary uplift of the Kwanza basin in Angola. In: Curnelle, R. (Ed.), *Geologie Africaine, Colloques de Geologie de Libreville 6-8*. **Bull. Cent. Rech. Explor. Product. Elf Aquitaine, Mé'm.** 13, pp. 99-117, 1992.

LUNDIN, E. R. Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. **Marine and Petroleum Geology**, v. 9, n. 4, p. 405-411, 1992.

MACGREGOR, D. Understanding African and Brazilian margin climate, topography and drainage systems, implications for predicting deepwater reservoirs and source rock burial history. **AAPG Search and Discovery Article**, v. 10270, 2010.

MACGREGOR, D. Late Cretaceous-Cenozoic sediment and turbidite reservoir supply to South Atlantic margins. **Geological Society**, London, Special Publications v.369, first published March 19, 2012.

MARQUES, M. M. Esboço das grandes unidades geomorfológicas de Angola (2ª aproximação), Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Orta, **Sér. Geol.**, Lisboa, 2(1), pp.41-43, 1977.

MARTIN, H. A geodynamic model for the evolution of the continental margin of southeastern Africa. Em: F.F.M de Almeida (editor), *Continental Margins of Atlantic Type*. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 48 (suplemento), 275-286, 1976.

MARTIN, H.; PORADA, H. The intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa I. Discussion of geodynamic models. **Precambrian Research**, v. 5, n. 4, p. 311-338, 1977.

MARTON L. G.; TARI G.C.; LEHMAN C.T. Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles. *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington: **Amer. Geophy. Union**. p. 139 – 149, 2000.

MARZOLI, A., RENNE, P.R., PICCIRILLO, E.M., ERNESTO, M., BELLINI, G., AND DE MIN, A. Extensive 200 million-year-old continental flood basalts of the central Atlantic magmatic province. **Science**, v. 284, p. 616-618, 1999, doi: 10.1126/science.284.5414.616.



- MASLANYJ, M. P., LIGHT, M. P. R., GREENWOOD, R. J., & BANKS, N. L. Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, 9(6), 590-601, 1992.
- MATMON, A.; BIERMAN, P.; ENZEL, Y. Pattern and tempo of great escarpment erosion. **Geology**, v. 30, n. 12, p. 1135-1138, 2002.
- MAYER, A., HOFMANN, A. W., SINIGOI, S., & MORAIS, E. Mesoproterozoic Sm–Nd and U–Pb ages for the Kunene anorthosite complex of SW Angola. **Precambrian Research**, 133(3), 187-206, 2004.
- MAYSTRENKO, Y. P., SCHECK-WENDEROTH, M., HARTWIG, A., ANKA, Z., WATTS, A. B., HIRSCH, K. K., & FISHWICK, S. Structural features of the Southwest African continental margin according to results of lithosphere-scale 3D gravity and thermal modelling. **Tectonophysics**, 604, 104-121, 2013.
- MCCOURT, S., ARMSTRONG, R. A., JELSMA, H., & MAPEO, R. B. M. New U–Pb SHRIMP ages from the Lubango region, SW Angola: insights into the Palaeoproterozoic evolution of the Angolan Shield, southern Congo Cráton, Africa. **Journal of the Geological Society**, 170(2), 353-363, 2013.
- MCHARGUE, T.R. Stratigraphic development of proto South Atlantic rifting in Cabinda, Angola—A petroliferous lake basin, in KATZ, B.J., ed., Lacustrine basin exploration case studies and modern analogs. **American Association of Petroleum Geologists Memoir** 50, p. 307–326, 1990.
- MCINNES, B. I., EVANS, N. J., FU, F. Q., & GARWIN, S. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. **Reviews in Mineralogy and geochemistry**, 58(1), 467-498, 2005.
- MCKENZIE, D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v.40, p. 25-32, 1978.
- MENGES, D., KARL, M., & GLASMACHER, U. A. Thermal history and evolution of the South Atlantic passive continental margin in northern Namibia. Geophysical Research Abstracts Vol. 15, **EGU**, 2013.
- MILESI, J. P.; FRIZON DE LAMOTTE, D.; DE KOCK, G.; TOTEU, F. Tectonic map of Africa at 1:10M scale, **CGMW ed**, 2010.
- MILLER, R. M. The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia. **Geol. Soc S Afr Spec Publ** 11:431–515, 1983.
- MOORE, A., & BLENKINSOP, T. Controls on post-Gondwana alkaline volcanism in Southern Africa. **Earth and Planetary Science Letters**, 268(1), 151-164, 2008.
- MOYEN J. F., STEVENS G. & KISTERS A. Record of mid-archean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. **Nature** 443, 559-562, 2006.

NAESER, N. D. & MCCULLOH, T. H. Thermal History Sedimentary Basins. **Springer-Verlag**, pp. 157, 1989.

NETO J. C. H. *Medida da constante de desintegração do  $^{238}\text{U}$  por fissão espontânea*. Teses de Doutorado do programa de pós-graduação em Física do Instituto de Física Gleb Wataghin, Universidade Estadual de Campinas, 1982.

NGUURI, T. K., GORE, J., JAMES, D. E., WEBB, S. J., WRIGHT, C., ZENGENI, T. G., ... & SNOKE, J. A. Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons. **Geophysical Research Letters**, 28(13), 2501-2504, 2001.

NYBLADE, A. A., E S. W. ROBINSON. The African superswell, **Geophys. Res. Lett.**, 21, 765–768, 1994.

OLLIER C. D. & PAIN C.F. Equating the basal unconformity with the palaeoplain: a model for passive margins. **Geomorphology** 19:1–15, 1997.

ONMEDIA. Províncias de Angola. [2012]. Disponível em: <[http://www.welcometoangola.co.ao/?it=province\\_more&co=265&tp=25](http://www.welcometoangola.co.ao/?it=province_more&co=265&tp=25)>. Acesso em: 07 de agosto de 2015.

PARTRIDGE, T.C. Late Neogene uplift in eastern and southern Africa and its paleoclimatic implications, in Ruddiman, W.F., ed., *Tectonic uplift and climatic change*: New York, **Plenum Press**, p. 63–86, 1997.

PARTRIDGE, T.C. Of diamonds, dinosaurs and diastrophism: 150 million years of landscape evolution in southern Africa. **South African Journal of Geology**, v. 101, p. 167–184, 1998.

PARTRIDGE, T. C., & MAUD, R. R. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. **South African Journal of Geology**, 90(2), 179-208, 1987.

PEDREIRA A. J. B.; DE WAELE. Contemporaneous evolution of the Palaeoproterozoic–Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco–Congo Cráton. **Geological Society**, London, Special Publications 294.1, 33-48, 2008.

PEREIRA, E., TASSINARI, C. C., RODRIGUES, J. F., & VAN-DÚNEM, M. V. New data on the deposition age of the volcano-sedimentary Chela Group and its Eburnean basement: implications to post-Eburnean crustal evolution of the SW of Angola. **Comunicações Geológicas**, 2011.

PERSANO, C., STUART, F. M., BISHOP, P., & BARFOD, D. N. Apatite (U–Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, n. 1, p. 79-90, 2002.

QUESNE, D., BUTA-NETO, A., BENARD, D., & GUIRAUD, M. Distribution of Albian clastic deposits in the Benguela basin (Angola): evidence of a Benguela palaeocurrent? **Bulletin de la Societe Geologique de France**, 180(2), 117-129, 2009.

QUIRK D. G.; HERTLE M.; JEPPESEN J. W.; RAVEN M.; MOHRIAK W. U.; KANN D. J.; NORGDARD M.; HOWE M. J.; HSU D.; M COFFEY B.; MENDES M. P. Rifting subsidence and continental break-up above a mantle plume in the central South Atlantic. **Geological Society of London**, Special Publication 369, p. 185–214, 2013.

RAAB, M.J; BROWN, R.W; GALLAGHER, K; CARTER, A; WEBER, K. Late Cretaceous reactivation of a major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. **Tectonophysics**, 349: 75-92, 2002.

RAPOSO, A. & INKOLLU, M. Tertiary reservoirs in Congo-Kwanza-Namibe basins. In: MELLO, M. R.; YILMAZ, P. O. **AAPG International Conference**, Extended Abstracts. p. 668-669, 1998.

REINERS, P. W., & BRANDON, M. T. Using thermochronology to understand orogenic erosion. Annual. **Rev. Earth Planet. Sci.**, 34, 419-466, 2006.

REINERS, P. W., & FARLEY, K. A. Influence of crystal size on apatite (U–Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming. **Earth and Planetary Science Letters**, 188(3), 413-420, 2001.

RENNE P. R., GLEN J. M., MILNER S. C. & DUNCAN A. R. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. **Geology** 24, 659-662, 1996.

ROBERTS, G. G.; WHITE, N. Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 115(B2), 2010.

ROSANTE, Kaique Tomazine. *Evolução termocronológica do sudoeste de Angola e correlação com o sudoeste brasileiro: termocronologia por traços de fissão em apatita*. 2013. 116 f. Dissertação - (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2013. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/92867>>.

SALOMON E., KOEHN D., PASSCHIER C., HACKSPACHER P. C., & GLASMACHER U. A. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. **Gondwana Research**, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.006>, 2014.

SCHOELLKOPF, N.B., & PATTERSON, B.A. Petroleum systems of offshore Cabinda, Angola, in MELLO, M.R., AND KATZ, B.J., eds., Petroleum systems of South Atlantic margins. **American Association of Petroleum Geologists Memoir** 73, p. 361–376, 2000.

SCOTESE, Christopher R. **Atlas of earth history**. University of Texas at Arlington. Department of Geology. PALEOMAP Project, 2001.

SEHRT, M. *Variscan to Neogene long-term landscape evolution at the Moroccan passive continental margin (Tarfaya Basin and western Anti-Atlas)*, 2014.

SERANNE, M., & ANKA, Z. South Atlantic continental margins of Africa: a comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. **Journal of African Earth Sciences**, 43(1), 283-300, 2005.

SHARP, I., VERWER, K., FERREIRA, H., LAPPONI, F., SNIDERO, M., MACHADO, V., ... & FEJERSKOV, M. Pre- and Post-Salt Non-Marine Carbonates of the Namibe Basin, Angola. **AAPG Search and Discovery Article** #90142 © 2012 AAPG Annual Convention and Exhibition, April 22-25, 2012, Long Beach, California. 2012.

SHUSTER, D. L., FLOWERS, R. M., & FARLEY, K. A. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. **Earth and Planetary Science Letters**, 249(3), 148-161, 2006.

SHUSTER, D. L., & FARLEY, K. A. The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite. **Geochimica et cosmochimica acta**, 73(1), 183-196, 2009.

SILVA, L.C. O maciço gabro-anortosítico do SW de Angola. Universidade de Lisboa. **Rev. Da Faculdade de Ciências**, 2 sér., vol. XVII – Fasc. 1º, Lisboa, pp. 253-277, 1972.

SILVA, A. F. A geologia da República de Angola desde o Paleoarcaico ao Paleozóico Inferior, 2005.

SPATHOPOULOS, F. An insight on salt tectonics in the Angola Basin, South Atlantic. **Geological Society of London**, Special Publications, v. 100, n. 1, p. 153-174, 1996.

SPIEGEL, C., KOHN, B., BELTON, D., BERNER, Z., & GLEADOW, A. Apatite (U–Th–Sm)/He thermochronology of rapidly cooled samples: the effect of He implantation. **Earth and Planetary Science Letters**, 285(1), 105-114, 2009.

STRGANAC, C., SALMINEN, J., JACOBS, L. L., POLCYN, M. J., FERGUSON, K. M., MATEUS, O., ... & GONÇALVES, A. O. Carbon isotope stratigraphy, magnetostratigraphy, and 40 Ar/39 Ar age of the Cretaceous South Atlantic coast, Namibe Basin, Angola. **Journal of African Earth Sciences**, 99, 452-462, 2014.

TACK, L., WINGATE, M. T. D., LIÉGEOIS, J. P., FERNANDEZ-ALONSO, M., & DEBLOND, A. Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo cráton. **Precambrian research**, 110(1), 277-306, 2001.

THOMAS, D. S. G., & SHAW, P. A. The evolution and characteristics of the Kalahari, southern Africa. **Journal of Arid Environments**, 25(1), 97-108, 1993.

TINKER, J., DE WIT, M.; BROWN, R. Mesozoic exhumation of the southern Cape, South Africa, quantified using apatite fission track thermochronology. **Tectonophysics**, 455(1), 77-93, 2008.

TORQUATO, J.R. *Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola*. Tese de doutoramento apresentada no Inst. de Geociências da USP. 1974.

TORQUATO, J. R., SILVA, A. T. S. F., CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. A evolução geológica do Cinturão Móvel do Quipungo no Ocidente de Angola. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 51, 133–143, 1979.

TORQUATO J. R.; FOGAÇA A. C. C. Correlação entre o supergrupo Espinhaço no Brasil, o grupo Chela em Angola e as formações Nasib e Khoabendus da Namíbia. **Anais** do simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais. Sociedade Brasileira de Geologia–Núcleo da Bahia, Coordenação da Produção Mineral, Salvador, p. 87-99, 1981.

TOTEU S. F.; VAN SCHMUS, W. R.; PENAYE, J. The Precambrian of Central Africa. **Journal of African Earth Sciences** 44(4-5), xi, 2006.

TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. L. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, p. 12229-12243, 1994.

TURNER, J. P., GREEN, P. F., HOLFORD, S. P.; LAWRENCE, S. R. Thermal history of the Rio Muni (West Africa)–NE Brazil margins during continental breakup. **Earth and Planetary Science Letters**, 270(3), 354-367, 2008.

VAN DER BEEK, P., SUMMERFIELD, M. A., BRAUN, J., BROWN, R. W., FLEMING, A. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 107(B12), 2002.

VAN DER BEEK, P. A., VALLA, P. G., HERMAN, F., BRAUN, J., PERSANO, C., DOBSON, K. J., & LABRIN, E. Inversion of thermochronological age–elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history—II: Application to the French Western Alps. **Earth and Planetary Science Letters**, 296(1), 9-22, 2010.

VAN DER LINDEN, W. J. Walvis Ridge, a piece of Africa? **Geology**, 8(9), 417-421, 1980.

VAN DER WATEREN, F. M.; DUNAI, T. J. Late Neogene passive margin denudation history—cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. **Global and Planetary Change**, v. 30, n. 3, p. 271-307, 2001.

VEEVERS, J. J. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. **Earth-Science Reviews** 68(1-2), 1-132, 2004.

VIOLA, G.; ANDREOLI, M.; BEN-AVRAHAM, Z.; STENGEL, I.; RESHEF, M. Offshore mud volcanoes and onland faulting in southwestern Africa: neotectonic implications and constraints on the regional stress field. **Earth and Planetary Science Letters**, 231(1), 147-160, 2005.

ZEITLER, P. K.; HERCZEG, A. L.; MCDUGALL, I.; HONDA, M. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 51(10), 2865-2868, 1987.

ZHAO, G.; CAWOOD, P. A.; WILDE, S. A.; SUN, M. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. **Earth Science Reviews** 59(1-4), 125-162, 2002.

WAGNER, G.; VAN DEN HAUTE, P. Fission Track Dating. **Kluwer Academic Publishers**, 283 p., 1992.

WEISSEL, J. K.; KARNER, G. D. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 94(B10), 13919-13950, 1989.

WILDMAN, Mark. **Reassessing the structural and geomorphic evolution of a 'classic' Atlantic type passive margin: an integrated study of the Namaqualand sector of the South African continental margin**. 2015. Tese de Doutorado. University of Glasgow.

WILDMAN, M.; BROWN, R.; WATKINS, R.; CARTER, A.; GLEADOW, A.; SUMMERFIELD, M. Post break-up tectonic inversion across the southwestern cape of South Africa: new insights from apatite and zircon fission track thermochronometry. **Tectonophysics**. 654, 30–55, 2015.

WOLF, R. A.; FARLEY, K. A.; SILVER, L. T. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 60(21), 4231-4240, 1996.