

2. GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Contexto Tectônico Regional das Bacias de Margem Passiva da Costa Oeste da África.

O embasamento desta região é formado por terrenos amalgamados no Neoproterozóico para a construção do Gondwana Oeste. Porém, a comparação entre os terrenos do sudeste do Brasil e da sua margem conjugada na África não possuem um encaixe perfeito. Entre o segmento do norte (Faixa Araçuaí e a porção oeste da Faixa do *West Congo*) é possível se identificar uma boa correlação, mas ao sul desta área as diferenças são consideráveis. A correlação não é muito clara entre a faixa Ribeira e o segmento sul da faixa do Congo (*West Congo Belt*) ou com o embasamento do cráton de Angola, ao sul de Luanda.

Sobre a evolução do Gondwana, os principais blocos continentais que colidiram no Neoproterozóico para formar o Gondwana Oeste são os crátons do São Francisco/Congo, Angola, Rio de La Plata, Paranapanema e Kalahari.

O embasamento do paleo-continente São Francisco aflorante é tipicamente composto por rochas metamórficas supracrustais ou plutônicas do paleoproterozóico. A evolução tectônica da porção central do Gondwana Oeste foi complexa, com um período principal de subducção

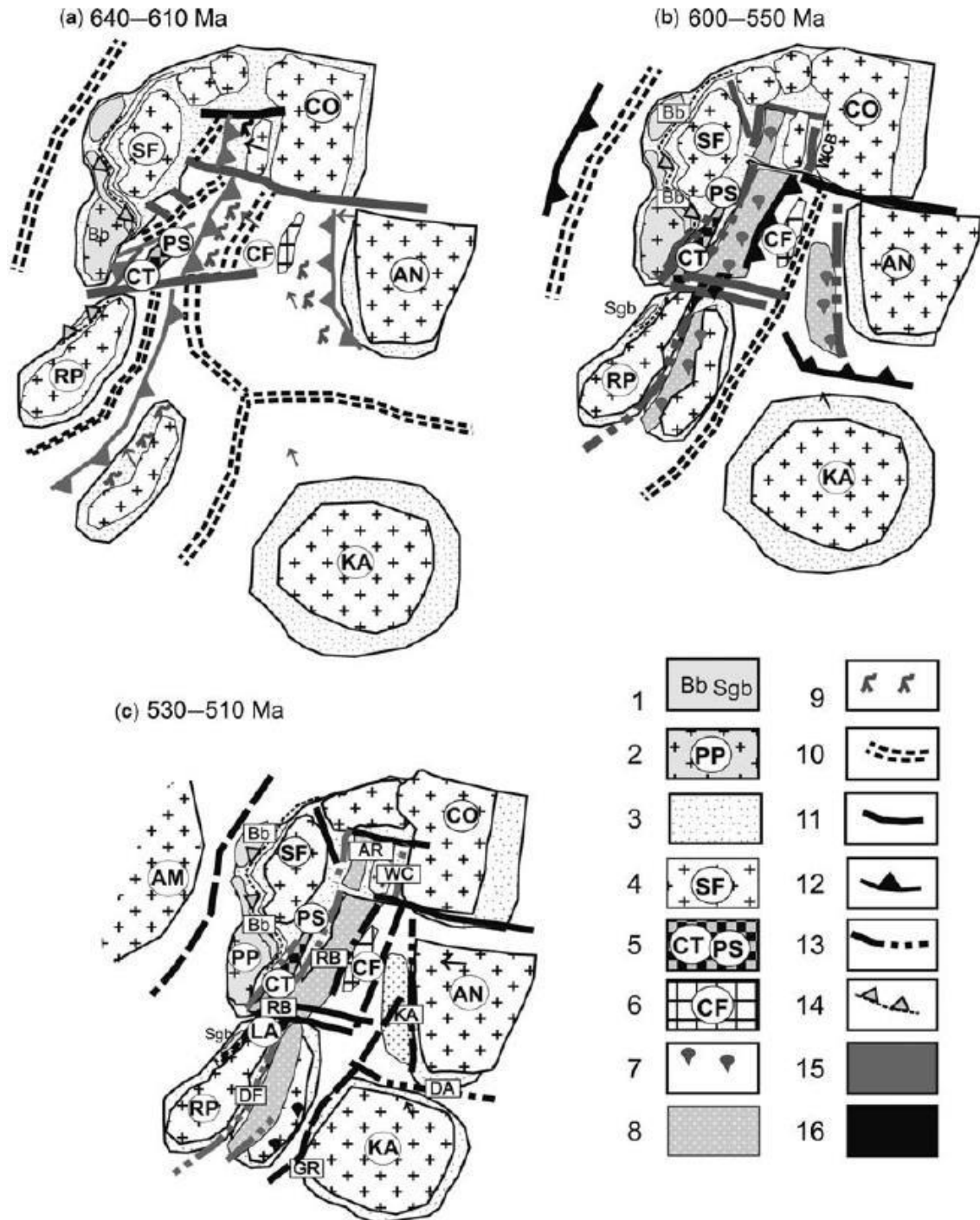
A primeira amalgamação de uma massa continental principal (proto Gondwana Oeste) ocorreu a cerca de 640-610 Ma com a colisão dos paleocontinentes de São Francisco-Congo e Paranapanema e arcos relacionados durante a evolução do sul da faixa Brasília (figura 12).

Ao mesmo tempo uma subducção estava em curso ao longo das margens leste e sul deste proto-continente (faixa Ribeira e Araçuaí) e na costa oeste do proto-continente, formando o Terreno Costeiro (*Coastal Terrane*) da paleo placa de Angola-Kasai, presente na faixa Kaoko. Provavelmente, falhas transformantes importantes permitiram um deslocamento lateral entre as placas do São Francisco-Congo e Angola-Kasai.

O segundo e terceiro episódios colisionais ocorreram a 600 e 550 Ma, quando os arcos (Rio Negro, Pelotas, Paranaguá, Terreno Costeiro) e blocos do embasamento (Paraíba do Sul-Curitiba, Luis Alves, Rio de La Plata e Angola) se aglutinaram ao proto Gondwana Oeste.

O quarto e último episódio da evolução colisional, ocorrida entre 530-510 Ma, resultou no fechamento das bacias de retro arco e na acreção dos terrenos de Cabo Frio e Pampeano, e do craton do Kalahari ao Gondwana Oeste. Junto com a chegada da placa Amazônica, estas colisões finais reativaram suturas antigas e zonas transformantes para acomodar a convergência continental.

Figura 12 – Aglutinação do Gondwana Ocidental



Legenda: Aglutinação do Gondwana Ocidental. (a) c.630 Ma após a orogenia do Cinturão Brasília, (b) após as orogenias de 600 e 580 Ma, (c) após orogenia de 530-510 Ma. 1, cinturões com mais do que 630 Ma (Brasília e São Gabriel); 2, Cráton Paranapanema; 3, margem passiva e embasamento cratônico retrabalhado; 4, crátons (SF, São Francisco; CO, Congo; NA, Angola; LA, Luis Alves; RP, Rio de la Plata; kA, Kalahari); 5, terrenos Paraíba do Sul-Curitiba; 6, terreno Cabo Frio; 7, rochas granitóides *syn* colisional a tardio; 8, terrenos de arco magmático; 9, rochas granitóides pré-colisão (relacionadas a subducção); 10, dorsal meso oceânica; 11, zona de falha transformante; 12, zona de subducção; 13, zona de colisão (zona de sutura); 14, suturas de c. 640-610 Ma; 15, episódios colisionais de c. 605-550 e c. 580-550 Ma; 16, colisões de c. 530-510 Ma.

Fonte: modificado de Heilbron, 2008.

2.2 Unidades Litológicas do Cambriano da região costeira africana entre Congo e Angola

Na costa de Angola existe um limite tectônico muito claro, caracterizado por uma zona de cisalhamento ao longo do paralelo 9° sul, ao sul de Luanda. Este lineamento divide zonas bastante distintas ao norte e ao sul (figura 13).

Ao norte de Luanda, o embasamento do Cráton do Congo, a Faixa do Oeste do Congo e a zona costeira são as principais unidades tectônicas.

Acredita-se que a Faixa do Oeste do Congo seja um rifte intra-continental invertido, Neoproterozoico. Esta bacia foi preenchida por sedimentos e riolitos com idades de 997 Ma (Heilbron, 2008), que é a idade associada aos granitos peralcalinos no lado brasileiro. Estes foram seguidos por um espesso derrame de lavas basálticas e posteriormente por lavas félsicas com 924-912 Ma. (Heilbron, 2008). Esta sucessão vulcânica foi então recoberta por metassedimentos.

Para o oeste, a sequência rifte é cavalgada para leste por rochas mais antigas representadas por gnaisses e migmatitos com 2,15 a 2,05 Ga intrudidos por granitos com 2,05 – 1,97 Ga (Heilbron, 2008).

Ao sul de Luanda, as maiores unidades tectônicas são exemplificadas pelo Cráton de Angola e os cinturões Neoproterozóicos de Kaoko e Damara, localizados, respectivamente a oeste e ao sul deste bloco cratônico.

De acordo com a descrição detalhada de Carvalho *et al.* (2000) o Cráton de Angola pode ser subdividido em cinco zonas tectônicas: escudo central, zona Eburniana central, zona de Lubango-Cassinga, complexo gabro-anortosíticos do sudoeste de Angola e zona poliorogênica costeira.

A zona tectônica mais antiga apresentada pelo escudo central, composto por um complexo gabro-anortosito-charnoquito de 2,9 – 2,8 Ga e intrusões de granitos e migmatitos com 2,68 – 2,52 Ga. As associações de rochas arqueanas no oeste de Angola são caracterizadas por um complexo de gnaiss – migmatito – granito em discordância a rochas meta-vulcano-sedimentares do Grupo Jamba. As rochas arqueanas incluem gabro – noritos e complexos charnoquíticos de idade 2822 ± 66 Ma. Estas rochas são intrudidas por granitóides, granito – tonalito gnaiss e migmatitos com idade 2560 ± 50 Ma.

Na zona Eburniana central, as rochas mais antigas são predominantemente representadas por uma suíte granitóide e por granito – gnaisses com idades de 2,2 Ga. As rochas supracrustais são caracterizadas por sequências metavulcano sedimentares, com idade de metamorfismo de 2,1 Ga.

De acordo com Carvalho & Alves (1990), o complexo de gabro – anortositos do sudoeste de Angola é mais antigo do que 2160 Ma, também pertencendo ao estágio inicial da orogenia do Eburniano. Granitóides porfiroblásticos, com idade de 1850 Ma e sienitos com idades de 1960 Ma completam a associação geológica do Eburniano.

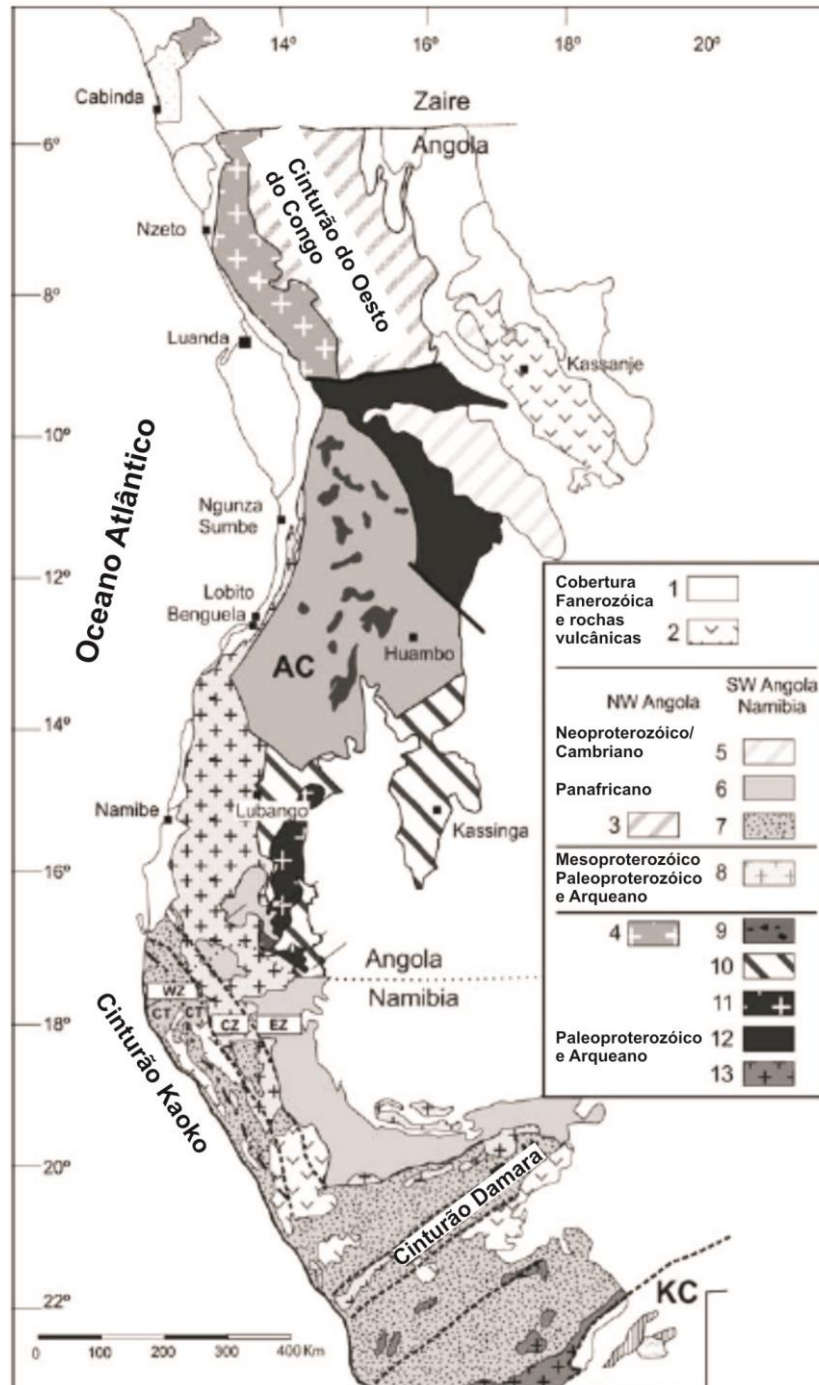
A zona de Cassinga – Lubango é caracterizada por gnaisses e rochas vulcano sedimentares do Arqueano a Paleoproterozoico Inferior, intrudidas por granitos do Paleoproterozoico Superior. Durante o final do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico houve um magmatismo anorogênico na região noroeste da Namíbia e centro leste de Angola. As rochas magmáticas são representadas por granitos com idades variando entre 1760 – 1550 Ma.

As rochas do Mesoproterozóico na região são representadas pelo supergrupo Chela, uma sequência vulcano sedimentar que inclui rochas vulcanoclásticas, conglomerados, quartzitos e dolomitos. No norte da Namíbia, o magmatismo anorogênico pode ser dividido em três episódios principais: 1,7, 1,52-1,45 e 1,4-1,3 Ga. Na zona de Lubango há o predomínio de rochas magmáticas e estas intrudem as rochas mais antigas da Zona Poli-orogênica Costeira.

O Cinturão Kaoko, orientado NNW-SSE ocorre paralelo a costa sul de Angola e norte da Namíbia, onde ele se conecta com o cinturão Damara, com orientação ENE-WSW. O arcabouço tectônico do cinturão compreende as seguintes unidades, de leste para oeste: Zona Leste, Zona Central e a Zona Oeste, sub dividida em Terreno Costeiro e Núcleo Orogênico. A maior parte destas zonas são consideradas como sendo margens passivas do Cráton de Angola retrabalhadas e somente o Terreno Costeiro é considerado um terreno exótico agregado a esta margem em 580 – 550 Ma. As sucessões sedimentares da margem passiva do Neoproterozóico são representadas por rochas carbonáticas e turbiditos abundantes. Na zona de *Foreland* uma sequência de molássica recobre a sucessão de margem passiva.

A convergência entre os crátons de Angola e Kalahari resultou no cinturão Damara.

Figura 13 – Mapa tectônico simplificado do Oeste de Angola e noroeste da Namíbia



Legenda: 1, Cobertura Fanerozoica; 2, Seqüências Karroo e Etendeka; (3-4) Unidades do Norte de Angola; 3, sucessões rifte e sag deformadas do Cinturão do Congo Oeste; 4, rochas granitoides retrabalhadas no evento Pan-Africano; (5-13) unidades tectônicas do Sw de Angola e N da Namíbia; 5, Sucessões cratônicas do Neoproterozoico; 6-7, sucessões Neoproterozoicas de margem passiva e antepaís do Cinturão Kaoko; 8, zona com rochas do Mesoproterozoico, Paleoproterozoico e granitoides do Arqueano (Unidade Poliorogênica de Angola); 9, Zona Central Eburniana; 10, Zonas de Cassinga e Lubango com afloramentos de rochas Arqueanas; 11, complexo gabro-anortosito do sul de Angola; 12, Escudo Central Arqueano de Angola; 13, embasamento do Cráton do Kalahari. Zoneamento tectônico do Cinturão Kaoko: WZ, zona oeste subdividida em Terreno Costeiro (CT) e o Núcleo Orogênico (OC); CZ, Zona Central; EZ, Zona Leste; AC, Cráton de Angola; KC, Cráton do Kalahari.

Fonte: modificado de Heilbron *et al.*, 2008.

2.3 A abertura do Oceano Atlântico

A área de estudo é recoberta por bacias sedimentares que se desenvolveram a partir do Jurássico Inferior e Neocomiano, nas margens conjugadas da África e Brasil, durante a ruptura do Super Continente Gondwana, e abertura do Oceano Atlântico Equatorial e Sul.

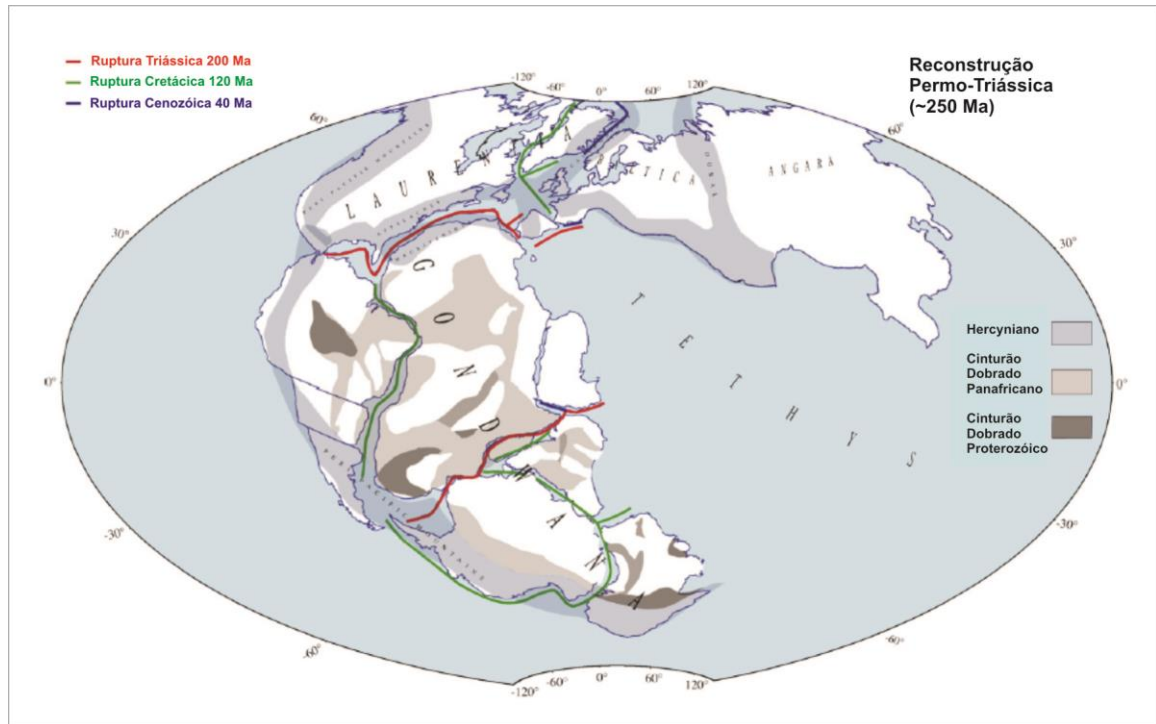
Inicialmente o mega continente Pangea foi o resultado da agregação de dois super continentes, Laurásia e Gondwana, que formaram as montanhas do Caledoniano-Hercyniano durante o período permo-triássico. Ao final do Triássico, o rompimento do megacontinente ocorreu em momentos diferentes, preferencialmente, em antigas zonas de sutura e ocorreu em três fases (figura 14).

Os primeiros sinais de distensão no Pangea se iniciaram no Triássico. A separação entre Gondwana e Laurentia começou no Neosinemuriano (Sahabi *et al.* 2004) com um rifte marcado pela ocorrência de erupções ígneas na Província Magmática do Atlântico Central, com datação de 200 Ma. Já no interior do Gondwana, a ruptura ocorreu durante o Eojurássico, entre a África e América do Sul entre a Austrália, Antártica, Madagascar e Indus, coincidindo com o vulcanismo do Karoo. Estas rupturas criaram três mega blocos que hoje formam as margens *insitu* mais antigas que se tem conhecimento no mundo.

Durante o Eocretáceo, ao redor da anomalia magnética M0, que marca o início do período de quietude magnética, há o início de uma nova configuração, com a subdivisão dos três mega blocos em blocos menores. Esta ruptura iniciou a formação do Norte do Oceano Atlântico, entre a América do Norte e a Groelândia e entre a América do Norte e a Europa. O rifte do Eocretáceo afetou as margens Norte e Leste da Antártica, separando a atual Índia da atual Austrália. O Atlântico Sul também se abriu durante este período, principalmente ao longo da sutura Pan Africana (ao Sul), mas também rompendo o cráton do São Francisco/Congo, ao norte.

Por último, uma terceira fase de ruptura ocorreu durante o Terciário, afetando o Mar Vermelho, o Golfo de Aden e o Mar da Noruega.

Figura 14 – Reconstrução do permo-triássico, logo após a ruptura do Mega continente Pangea



Nota: Esta ruptura ocorreu em três estágios principais separados por cerca de 60 Ma. O episódio do Neo Jurássico (em vermelho, cerca de 200-190 Ma) separou o Pangea em três blocos equivalentes (Laurussia, África e América do Sul, Madagascar, Índia, Antártica e Austrália). O segundo episódio (em verde) ocorreu durante o Eo Cretáceo (133-120 Ma), e o último episódio (em azul) durante o terciário (60 Ma). Notar que as rupturas coincidem com cinturões orogênicos mais antigos (Hercyniano, Pan Africano).

Fonte: modificado de Moulin *et al.*, 2010.

2.4 Arcabouço Tectônico das Bacias do Atlântico Sul

Concentrando no Oceano Atlântico Sul, podemos subdividi-lo em quatro segmentos (Moulin *et al.*, 2010), do norte para o sul: Segmento Equatorial, segmento Central, segmento Austral e segmento das Falklands (Figura 15).

O segmento Equatorial é separado do oceano Atlântico Central pela Zona de Fratura de *Marathon*, ao norte dos platôs de Demerara e da Guiné. O seu limite sul é marcado pela Zona de Fratura Romanche, ao norte da Bacia Potiguar, correspondendo com o sistema transformante da Costa do Marfim e Gana e com sua margem conjugada na costa do Brasil. Uma dorsal oceânica bastante segmentada atua como ligação entre as dorsais deslocadas do Atlântico Central e

Sul. Acredita-se que o início do espalhamento oceânico, neste compartimento, tenha ocorrido no Neoalbiano.

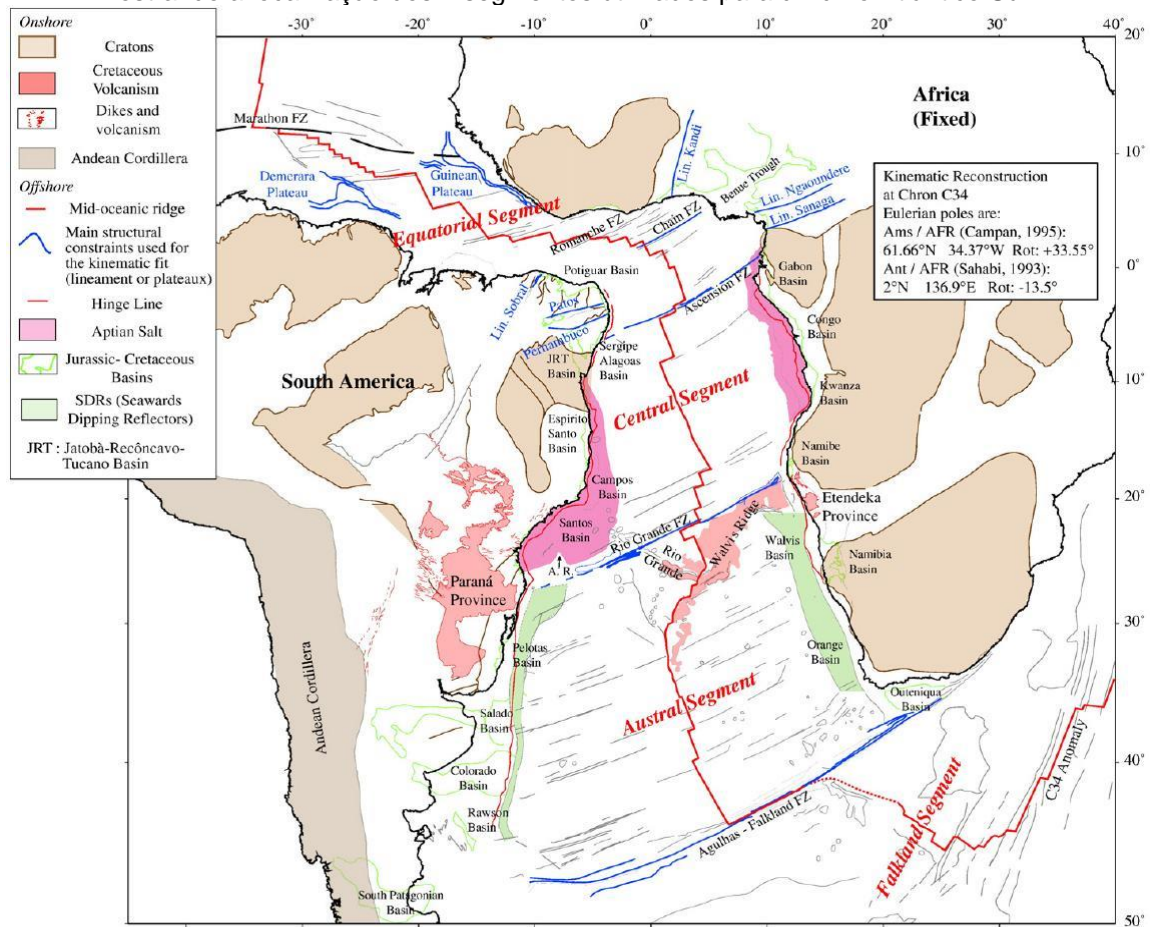
O Segmento Central é limitado pela Fossa de Benue (Benue Trough) ao norte e a Zona de Fratura de Rio Grande ao sul, e é caracterizada pela presença de uma extensa bacia evaporítica que se desenvolveu, provavelmente, durante o Aptiano. O espalhamento oceânico se iniciou após o Barremiano, durante o momento de quietude magnética do Eocretáceo (após a anomalia M0).

O Segmento Austral é limitado pela Zona de Fratura de Rio Grande ao Norte e a Zona de Fratura de Falkland-Agulhas ao sul. Este segmento é caracterizado pela presença de *seaward dipping reflectors* (SDRs), que indicam a presença de vulcanismo durante a formação destas margens, ao longo das bacias brasileiras e argentinas e das suas conjugadas na Namíbia e África do Sul.

O Segmento Falkland é representado pela junção entre a dorsal Atlântica e o sudoeste da dorsal Indiana.

A história regional de sedimentação entre o Neo Jurássico e o presente são bastante similares entre as duas margens. A sedimentação ocorreu a partir da deposição fácies continentais durante o pré e sin rifte, com um sin-rifte lacustrino, seguido por turbiditos e folhelhos transgressivos, por carbonatos marinhos de água rasa e unidades evaporíticas e em seguida pela deposição da sequência pós rifte marinha transgressiva (carbonatos) e transgressiva (siliciclásticos).

Figura 15 – Mapa tectono estrutural do oceano Atlântico Sul na anomalia magnética 34 (84 Ma), mostrando a localização dos 4 segmentos utilizados para dividir o Atlântico Sul



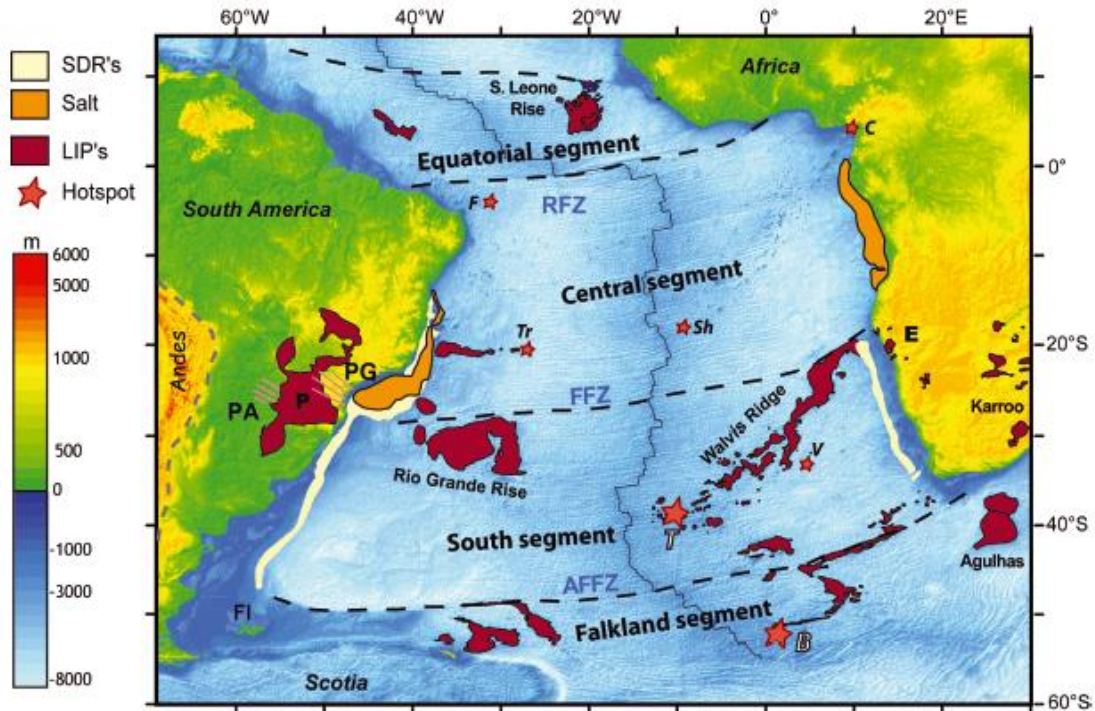
Fonte: Moulin *et al.*, 2010.

Por outro lado, a distribuição de produtos magmáticos do Cretáceo é assimétrica com respeito às duas margens rifte (figura 16). O maior evento magmático ou grande província ígnea é a Província Paraná-Etendeka (P-E), largamente associada ao ponto quente atualmente responsável pelo calor da ilha de Tristão da Cunha. O volumoso derrame de basalto do Eocretáceo desta Província é identificada por sua rápida erupção, em geral entre 133 Ma e 130 Ma (Torsvik *et al.*, 2008.).

Enxames de diques associados à Província P-E indicam que as lavas originalmente cobriram uma área maior do que a preservada atualmente e possui duas direções: NW-SE e outra paralela a costa (NE-SW). Os diques doleríticos com orientação NW-SE, sugerem riftes que não evoluíram (*failed rifts*) ou inversões (Torsvik *et al.*, 2009). *Offshore*, um grande pacote de basaltos e soleiras são interpretados a partir de dados sísmicos e/ou perfurados em poços na margem do

Atlântico da América do Sul, nas bacias de Jacuípe, Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas e se estendem para o sul, na região das Falklands. Do lado africano foram interpretados na costa da África do Sul e Namíbia. Ocorrências na porção emersa das bacias de Kwanza e Namíbe contêm rochas vulcânicas toleíticas e alcalinas, abaixo de sedimentos do Eocretáceo ou mesmo intercalados com os depósitos desta idade. Excluindo as rochas do Karoo (Jurássico) e Patagônia, o magmatismo nas porções submersa e emersa das bacias sedimentares nos segmentos central e sul do Atlântico Sul possuem idades que variam entre 147 e 49 Ma, com duas concentrações dominantes entre 143-121 Ma e 90-60 Ma.

Figura 16 – Mapa estrutural do Oceano Atlântico Sul



Legenda: Limites entre os quatro segmentos são mostrados em linhas pontilhadas (RFZ, Zona de Fratura Romanche; FFZ, Zona de Fratura de Florianópolis; AFFZ, Zona de Fratura Agulhas Falkland). Bacias com sal Aptiano (laranja). LIPs (P, Paraná; E, Etendeka; Karroo; Alto de Serra Leoa e Agulhas), *Seaward Dipping Reflectors* (SDRs, branco) e pontos quentes ativos (F, Fernando; C, Camarões; TR, Trinidade; Sh, Santa Helena; T, Tristão; V, Verna; B, Bouvet (meteorito) são também mostrados. PG, Sistema de diques de Ponta Grossa; PA, sistema de diques do Paraguai; FI, Ilhas Falkland.

Fonte: Torsvik *et al.*, 2008.

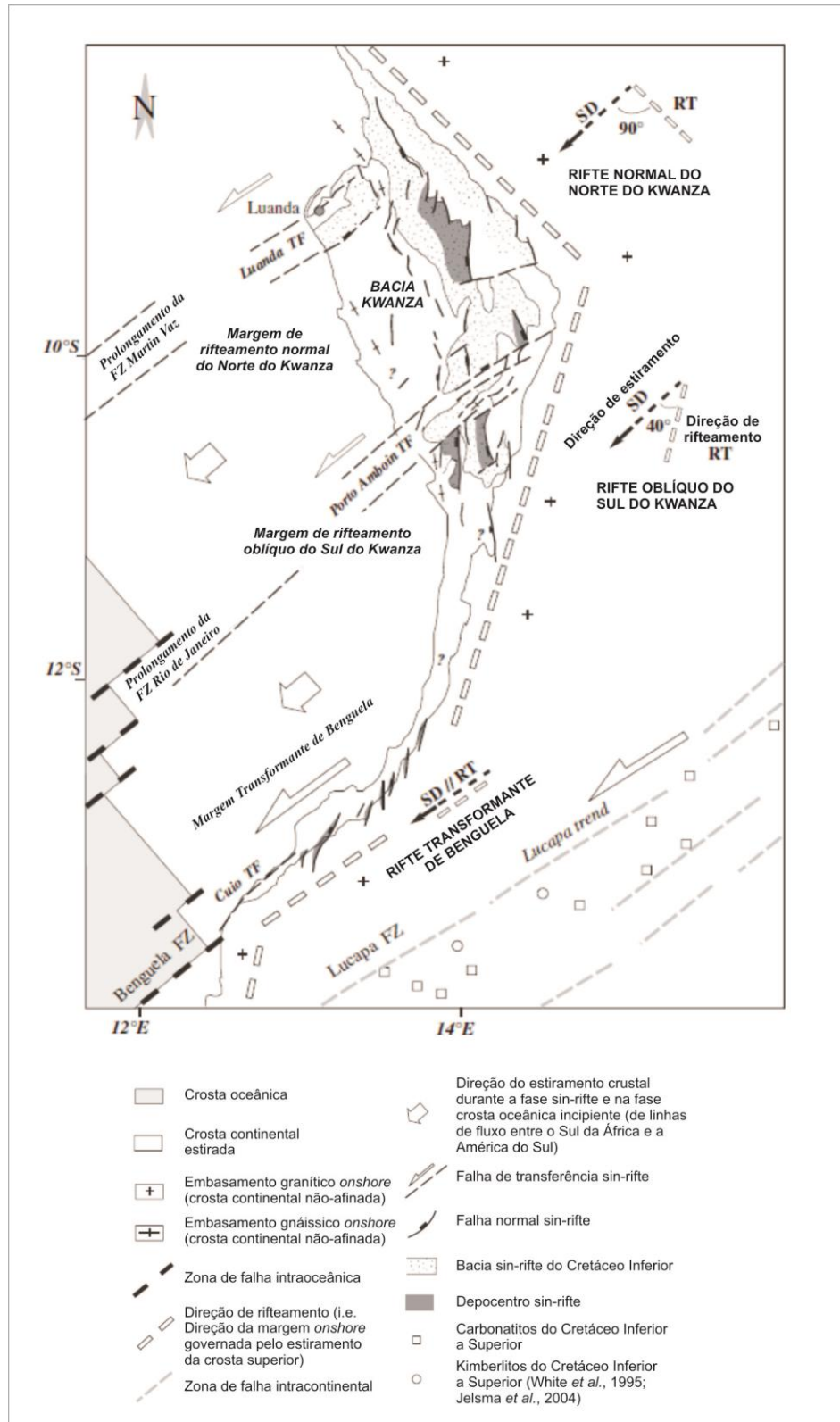
Vários segmentos do assoalho oceânico do Atlântico Sul são limitados pelas zonas de fratura oceânicas, como a Romanche, Charcot, Rio de Janeiro e Rio Grande. São descritos dois tipos principais de terminações, as margens rifte transformantes e as margens rifte ortogonais *sensu stricto*. As margens rifte ortogonais são limitadas por duas grandes zonas de fratura transformante e exibem

um afinamento progressivo da crosta e da litosfera. Elas são atribuídas a um vetor de divergência de placas normal ao *strike* da margem. As margens rifte transformantes, com uma divergência de placas subparalela ao *strike* da margem são identificadas por um limite abrupto entre a crosta continental não estirada e a crosta oceânica, em muitos casos quase paralela a zona de falha transformante. Existem ainda casos intermediários (entre o ortogonal e o transformante) caracterizados por possuírem um ângulo entre a direção principal do rifte e a direção de extensão crustal variando entre 75° a 25° , que são chamados de rifte oblíquos.

O mapa estrutural (figura 17) mostra uma grande variedade de estilos de rifte ao longo da costa de Angola. A porção norte da Bacia de Kwanza, com as suas falhas de borda do rifte longitudinais e seus depocentros aproximadamente perpendiculares a $050-060^\circ$ caracterizando esta bacia como um segmento ortogonal de rifte. Em direção ao sul, na porção sul da bacia de Kwanza pode-se identificar que há um ângulo de 40° entre os limites da bacia e a sua direção de extensão, com isso esta porção da bacia é identificada como sendo um rifte oblíquo. Na porção sul da costa Angolana, na margem da Bacia de Benguela, a existência de pequenos depocentros da fase inicial do rifte onde se identifica que o ângulo entre a direção do rifte e a direção de extensão é menor do que 20° , caracterizando esta porção da margem como um rifte transformante.

Na costa de Angola, a geometria herdada do embasamento controla ativamente a geometria do rifte e produz os segmentos oblíquos, as zonas de transferências e o padrão zigzag do rifte. Muitos autores acreditam que o Sistema de Rifte do Centro Oeste Africano do Cretáceo Inferior esta superposto aos principais *trends* estruturais do evento Panafricano (600Ma) ao redor dos crátons do Congo e do Oeste da África. A bacia do Norte de Kwanza rompeu a Faixa Panafricana do Oeste do Congo (West congolian panafrican mobile belt). Para o sul, nas bacias de Kwanza sul e Benguela se formaram sobre a arqueada e estreita faixa panafricana situado no limite oeste do craton Eburniano de Angola.

Figura 17 – Segmentação da margem Angolana

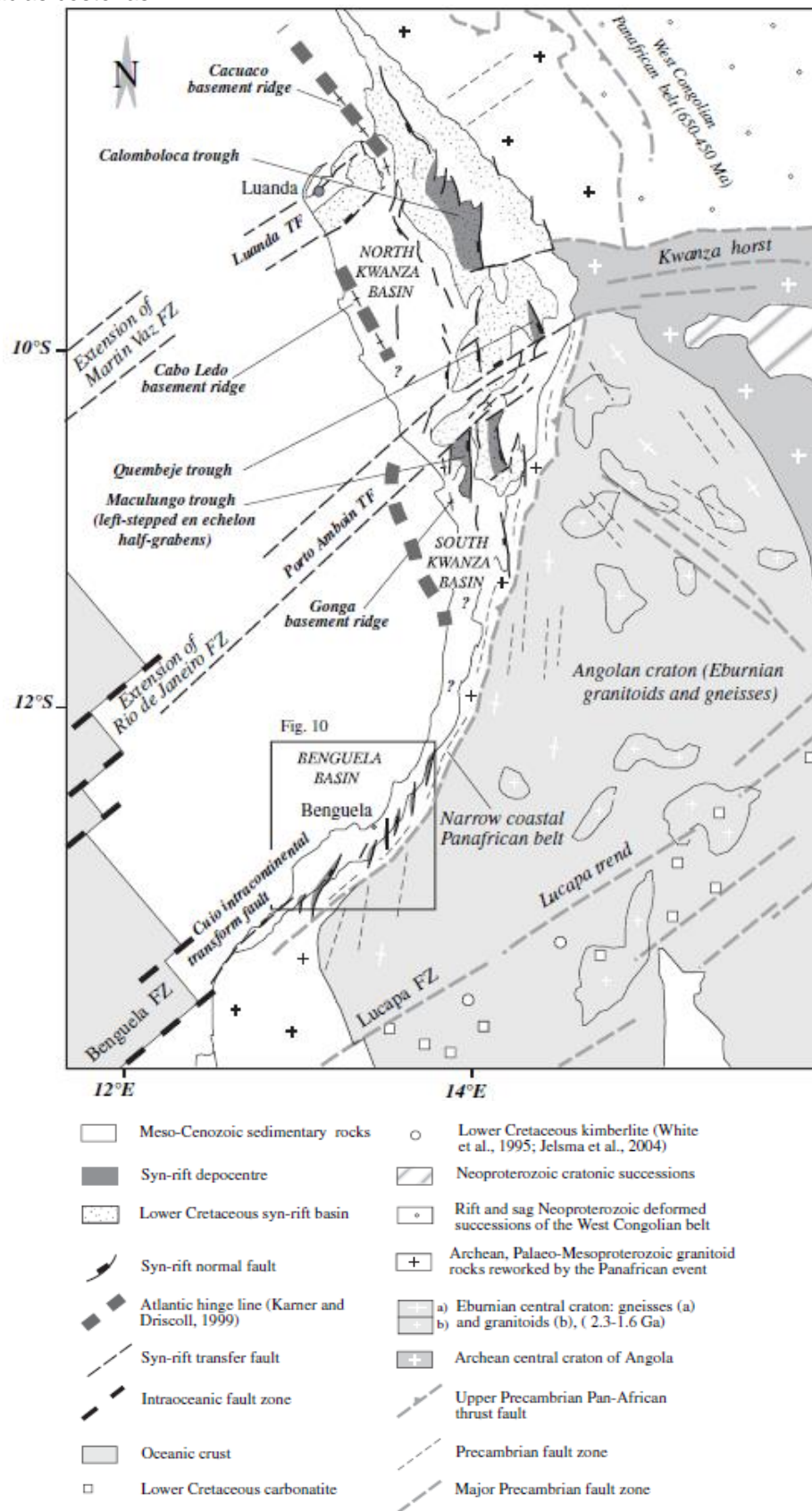


Legenda: 1- Crosta Oceânica, Crosta Continental estirada, 3- embasamento emerso, 4- Zona de falha intra-oceânica, 5- trend do rifte, 6- zona de falha intra-continental, 7- direção do estiramento crustal durante o estágio *syn*-rifte, 8- Falha de transferência do *syn*-rifte, 9- falha *syn*-rifte normal, 10- bacia *syn*-rifte do cretáceo inferior, 11- depocentro do *syn*-rifte, 12- carbonatito do Cretáceo, 13- Kimberlito do Cretáceo.

Fonte: modificado de M. Guiraud *et al.*, 2010.

Com a direção predominante de 140-150°, as falhas ocorridas durante a fase rifte de Kwanza Norte correspondem a reativações, do Cretáceo Inferior, ao longo dos cavalgamentos do cinturão dobrado do Oeste do Congo (West Congolian fold belt). Em Kwanza sul, um rifte oblíquo, as falhas rifte com direção 170-10° associadas às falhas transformantes intracontinentais de Porto Amboim são governadas pela reativação das zonas de cisalhamento principais do Precambriano no *Horst* de Kwanza, com direção ENE-WSW e por zonas de fratura do Paleoproterozoico que cortam o Escudo Angolano (M. Guiraud *et al.* 2010) (figura 18). O *Horst* de Kwanza marca a principal descontinuidade entre o Cinturão do Oeste do Congo, ao norte, e o Escudo Angolano do Paleoproterozóico, ao sul. O rifte na costa de Benguela está relacionado a um rifte transformante e a falha transformante de Cuio, com uma direção de N50E. Esta direção é paralela ao contato existente a oeste, entre o Cinturão Pan Africano e o cráton de Angola.

Figura 18 – Mapa estrutural das bacias rifte de Kwanza e Benguela e o embasamento circundante as bacias costeiras

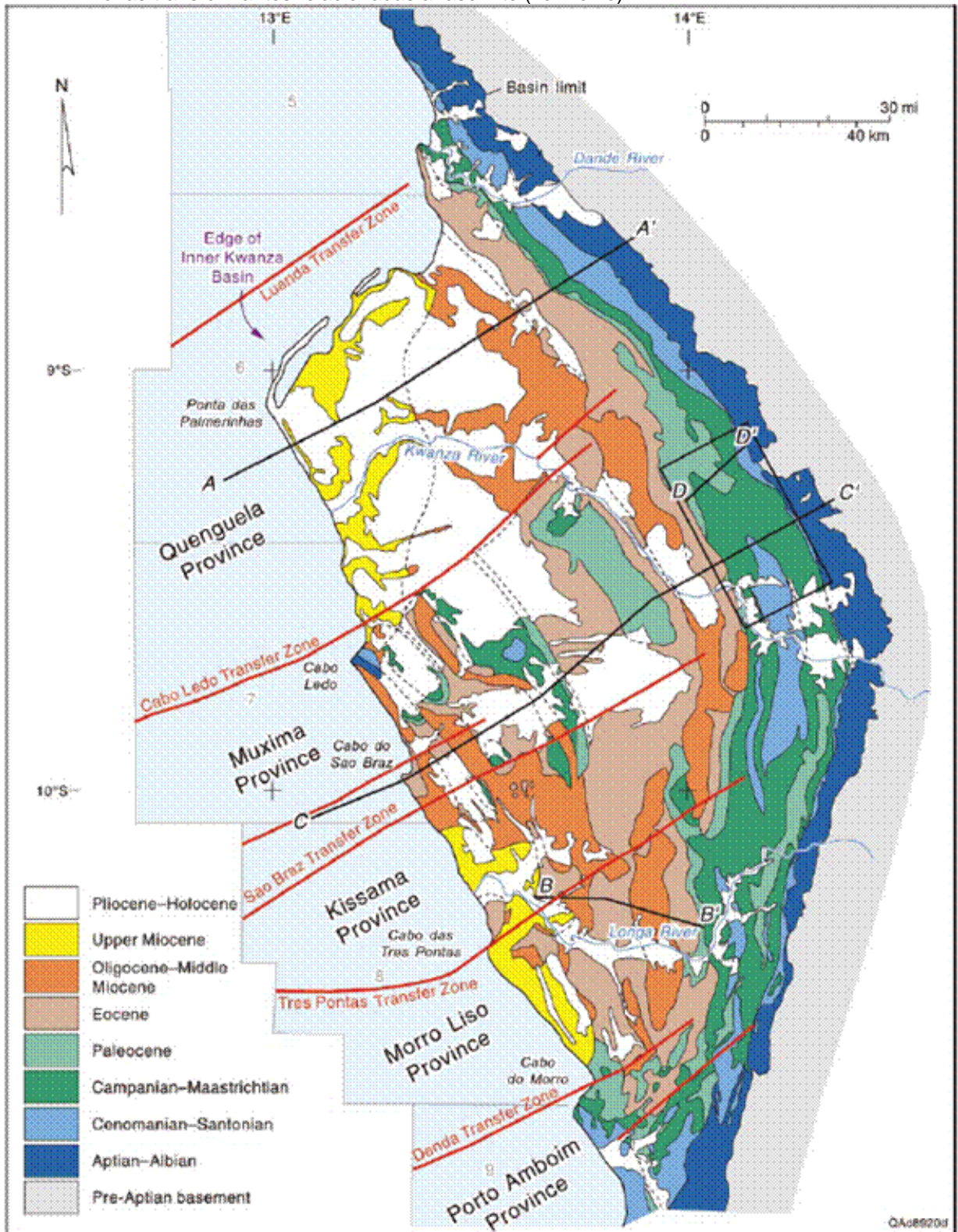


Fonte: M. Guiraud *et al.*, 2010.

2.5 Arcabouço Estrutural da Bacia de Kwanza

A Bacia de Kwanza pode ser dividida em duas porções, interior (emersa) e externa. Estas duas porções são separadas por uma série de altos do embasamento (Flamingo, Ametista) onde o sal é fino ou inexistente (Hudec *et al.*, 2002). Mapas da bacia de Kwanza mostram rejeitos com movimentação dextral na linha de costa na Ponta das Palmerinhas, Cabo Ledo, Cabo do São Braz, Cabo das Três Pontas e Cabo do Morro. A movimentação destas falhas envolveria o embasamento e seriam falhas de transferência relacionadas aos processos de rifteamento do Eojurássico – Neocretáceo (Hudec *et al.*, 2002). O mapa geológico da bacia mostra a influência das zonas de transferência na geologia aflorante, especialmente nas mudanças geológicas abruptas expostas (figura 19). Estas mudanças desaparecem à medida em que chegamos próximos do limite leste da bacia. A inexistência de *trends* nordeste em rochas do embasamento, imediatamente a leste da Bacia de Kwanza sugere que as zonas de transferência terminam na direção do continente com a Bacia de Kwanza. A Bacia de Kwanza Interior contém quatro áreas soerguidas, limitadas por zonas transformantes em pelo menos um de seus lados (Hudec *et al.*, 2002). A presença de grandes estruturas relacionadas ao sal, no topo destes soerguimentos, diferenciam estes dos altos de Flamingo, Ametista e Plataforma de Benguela, que possuem uma camada pouco espessa de sal e separam as sub bacias exterior e interior de Kwanza. Nas regiões de Cacucaco, Cabo Ledo e Morro Liso quase não há sedimentos da fase rifte e o sal está em contato, ou próximo, às rochas do embasamento cristalino precambriano. A presença de estruturas relacionadas ao sal no topo de blocos do embasamento indica que existiam baixos durante a deposição do sal, que foram soerguidos logo após a sua deposição. O melhor exemplo desta situação ocorre na área de Cabo Ledo, onde foi descrito o afinamento das unidades do Aptiano Superior e Albiano, sobre os altos do embasamento. Um segundo período de reativação ocorreu durante o Terciário, com o afinamento dos pacotes do Oligo-Mioceno. A linha de costa atual é marcada por falésias com sedimentos do Plioceno, a 100 metros acima do nível do mar, sugerindo que a segunda fase de soerguimento continuou ativa até o Plioceno, pelo menos.

Figura 19 – Mapa geológico da Bacia de Kwanza Interior, mostrando a posição aproximada das zonas transformantes relacionadas a fase rifte (vermelho).



Fonte: Hudec *et al.*, 2002.

A sucessão pós-sal da bacia de Kwanza interior possui cinco calhas alongadas, limitadas por falhas, com largura de 10 a 25 km (Hudec *et al.*, 2002).

Estas calhas são preenchidas predominantemente por sedimentos do terciário, mas algumas começaram a ser preenchidas desde o Cenomaniano. Todas as calhas possuem ao menos um limite definido por zonas de transferência. As zonas de transferência também separam províncias com calhas das províncias sem a presença de calhas sedimentares.

São identificados três episódios de encurtamento da Bacia de Kwanza (Hudec *et al.*, 2002). O estágio inicial teria ocorrido durante o Albo-Cenomaniano e seria o resultado do “*ridge push*” sobre uma margem continental fina, quente e enfraquecida. O resfriamento e estiramento da margem angolana eventualmente marcaria o final deste fase de deformação. O segundo estágio teria ocorrido durante o Senoniano, exemplificado pelo cinturão de dobramentos costeiro e relacionado à reorganização da placa (a 84 Ma) que modificou a direção de espalhamento entre as placas da África e da América do Sul. O estágio final teria ocorrido durante o Oligo-Holoceno com a ascensão do “*superswell*” africano, com um amplo soerguimento de 500-1000 metros que se estendeu do sudeste do Oceano Atlântico até o noroeste da África.

São sugeridos três mecanismos para o encurtamento do embasamento em margens passivas, todos eles relacionados a um enfraquecimento termal: *ridge push*, mudanças na direção de espalhamento e soerguimento do Craton.

A reativação das zonas de transferência atuou como um fator importante em todos os eventos de encurtamento na bacia de Kwanza. Elas sugerem que variações de tensão, geradas nas dorsais meso oceânicas podem ser transmitidas a margem continental ao longo das zonas de fratura.

São identificados três cinturões de dobramentos na bacia interior de Kwanza: o costeiro, do leste de Kwanza e o cinturão dobrado de Gonga (Hudec *et al.*, 2002).

O cinturão dobrado costeiro é caracterizado por dobras alongadas, tanto na região emersa, quanto submersa da bacia, na província de Muxima (Hudec *et al.*, 2002). Estes dobramentos são caracterizados pela presença de corpos de sal em seu núcleo. Este cinturão dobrado termina abruptamente contra a zona de transferência de Cabo Ledo ao norte e, de uma maneira mais difusa, contra a zona de transferência de São Braz ao sul.

O Cinturão Dobrado do Leste de Kwanza corre paralelamente a margem leste da bacia, próximo ao contato com o embasamento pré Aptiano. É limitado ao norte

pela zona de transferência de Cabo Ledo e se estende ao limite sul da bacia. Boa parte do encurtamento nesta região ocorreu no terciário, provavelmente simultaneamente ao evento do Oligo-Holoceno do cinturão dobrado costeiro.

Uma outra fase de encurtamento, com envolvimento do embasamento, ocorreu durante o Cenomaniano. Esta fase é marcada por dobramentos, soerguimento e exposição subaérea de carbonatos do Albiano. Este cinturão dobrado é chamado de Cinturão Dobrado de Gonga e está situado na plataforma de Benguela, em uma área sem ocorrência de sal e limitado ao norte pela Zona de Transferência de Denda.

A margem angolana provavelmente foi enfraquecida termicamente, ficando suscetível a reativações ao longo de sua história. Há a presença de importante atividade vulcânica durante a fase rifte na Bacia Interior de Kwanza. Outro fator que contribui com o enfraquecimento da litosfera nesta região, é a sua posição alinhada ao soerguimento de Malange, que é limitado pelas zonas de cisalhamento Pan Africanas do Neoproterozoico no limite sul do Cinturão Dobrado do Oeste do Congo. Sabe-se que muitas faixas móveis do Pan Africano tendem a apresentar deformações tardias e esta seria a situação da Bacia de Kwanza. O soerguimento da região de Cabo Ledo, a maior e mais ativa estrutura do embasamento da bacia, esta localizado exatamente na direção do Soerguimento de Malange.

2.6 Estratigrafia das Bacias do Baixo Congo e Kwanza

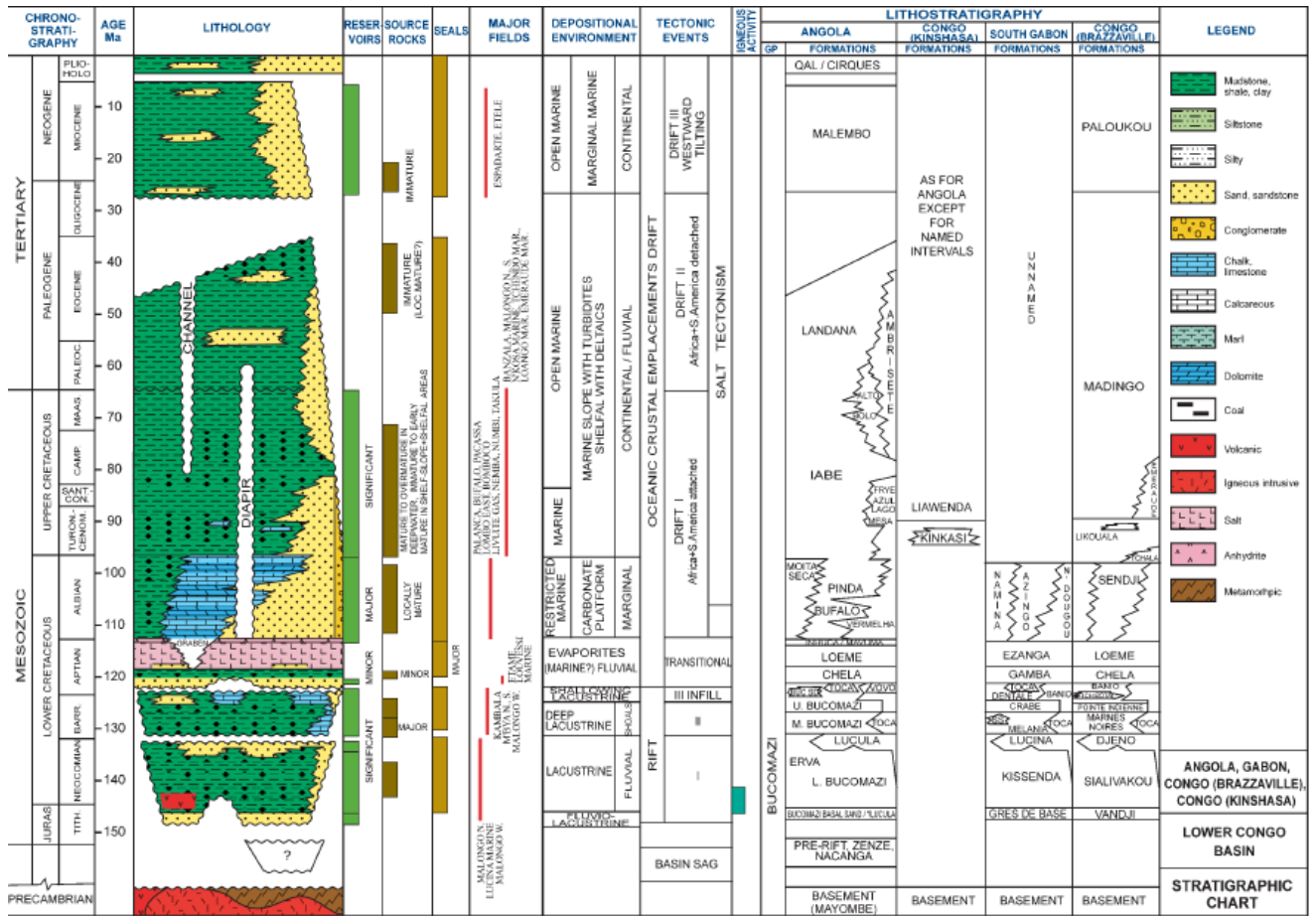
A história evolutiva das bacias do Baixo Congo e Kwanza são muito parecidas (figuras 20 e 21) podendo ser dividida em três fases principais:

1 – Sequência Rifte – Marcada por deposição lacustrina e aluvial em bacias formadas por grabens e meio grabens durante o Neocomiano-Aptiano.

2 – Sequência Evaporítica/Transicional – Desenvolvido durante a transição da fase rifte ativo para a fase de subsidência termal, no Aptiano.

3 – Sequência Bacia Marginal – Marcado pela deposição regional de sedimentos marinhos e ativa distensão e tectônica halocinética, iniciada no Albiano e ativa até o presente.

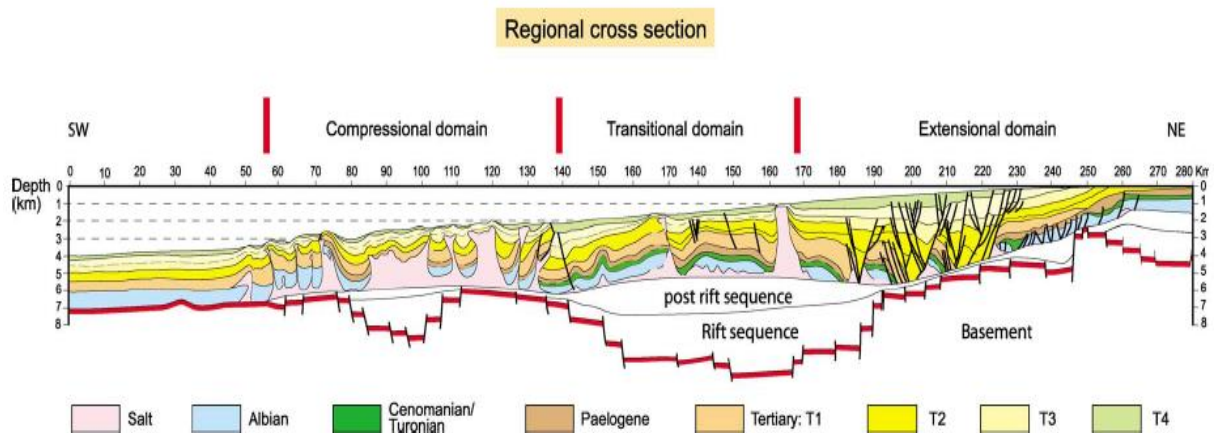
Figura 20 – Carta Estratigráfica da Bacia do Baixo Congo.



Fonte: <https://edin.ihsenergy.com> (2011).

O desenvolvimento das bacias, ao longo da Costa Oeste da África, começou no final do Mesozóico, resultando no rifteamento e rompimento do Gondwana. Zonas de fratura transversais ao rifte do Atlântico dividiram a crosta continental em vários segmentos, que, em muitos casos, serviram de substrato para a deposição de uma série de sub-bacias. A Bacia do Baixo Congo, uma destas bacias, está localizada entre a Bacia do Gabão (ao Norte) e a Bacia de Kwanza. O limite sul, com a Bacia de Kwanza, é definido pelo Alto de Ambriz.

Figura 21 – Seção esquemática da margem de Angola mostrando as sequências rifte, transicional e de bacia marginal (*drift*).



Fonte: Calassou, et al. 2003.

2.6.1 Sequência Rifte:

Analisando os sedimentos da fase rifte (Karner *et al.*, 2003) identificou a existência de duas zonas de charneira geradas no processo de extensão: uma interior, emersa na porção leste da bacia (Charneira Leste) e outra externa, submersa (Charneira Atlântica), subparalela a costa (figura 22). A charneira Leste marca o limite leste da deformação rúptil amplamente distribuída, que resultou na formação de profundos e anóxicos sistemas lacustres. Teria sido formada em um estágio de rifte inicial, durante o Berriasiano. Informalmente, a indústria do petróleo refere-se a esta sequência como Sequência Pré-Sal.

A Charneira Atlântica teria sido formada em um segundo estágio rifte, no Hauteroviano, ainda relacionado a deformação rúptil e seria responsável pela formação de depocentros com 2-4 km de espessura.

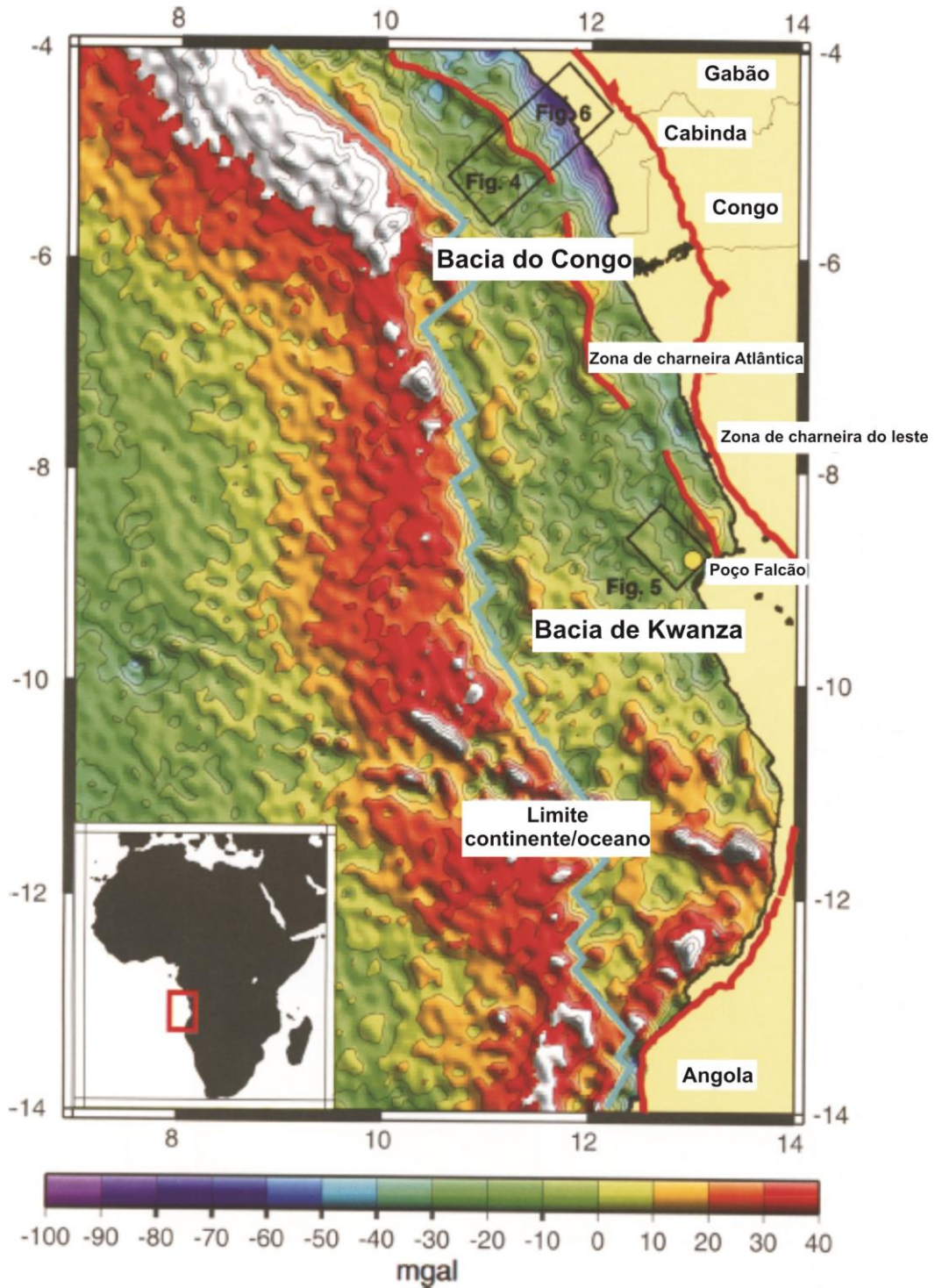
Durante o Barremiano inferior ocorreu o terceiro e final estágio da fase rifte, em que teria ocorrido a formação de uma bacia com geometria sag e estaria relacionado ao rompimento da litosfera continental e o início do espalhamento oceânico. Este terceiro estágio foi acompanhado por uma mínima deformação rúptil e uma grande subsidência regional de toda a margem. Devido à inexistência de

falhas significantes nesta fase alguns autores sugerem que esta seção seria uma unidade pós rifte resultante da subsidência termal, implicando em uma idade anterior para a ruptura da crosta continental. Porém, estudos apoiados em análise de ostracodes (Bate *et al.*, 2001) datam esta seção como sendo de idade Neocomiana a Eoaptiano, sendo assim contemporânea a fase rifte.

Cada evento rifte resultou em uma rápida geração de espaço de acomodação. O pacote deposicional resultante é caracterizado por uma sequência regressiva global representando o preenchimento da bacia.

A subsidência regional ocorrida na margem Oeste da África teria ocorrido em dois momentos: a) durante o Berriasiano-Hauteriviano houve uma subsidência regional, a oeste da charneira Atlântica concomitante com uma subsidência gerada por falhas entre as charneiras e que se estendeu, em certo grau, na charneira atlântica e b) uma subsidência regional no Barremiano-Aptiano que afetou toda a região.

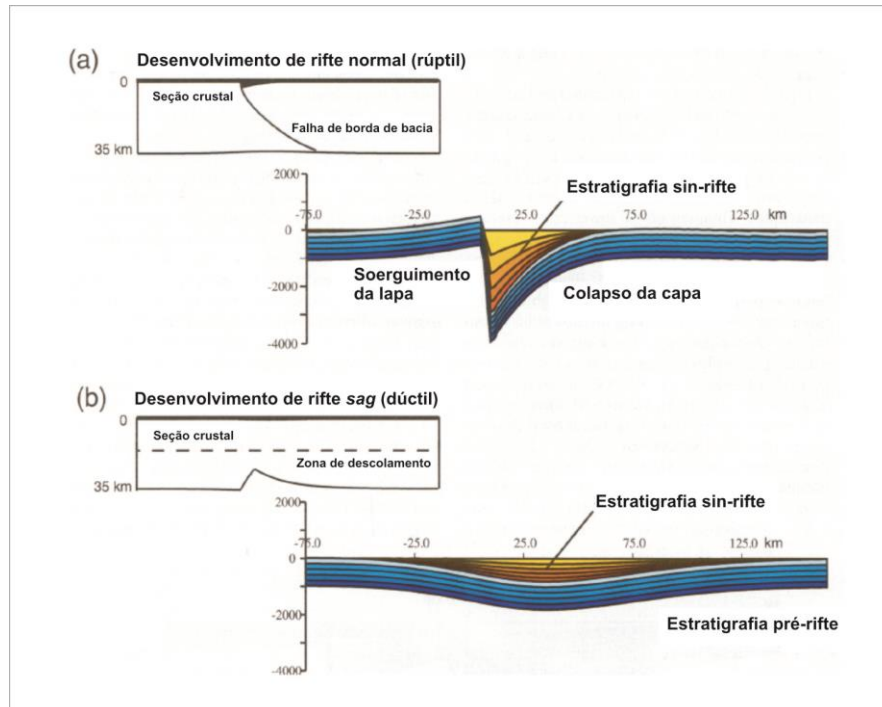
Figura 22 – Mapa mostrando as principais feições estruturais e tectônicas ao longo da margem continental do Congo e Norte de Angola.



Legenda: O mapa base mostra a anomalia gravimétrica Bouguer crustal na porção emersa da região. São identificadas duas linhas de charneira em vermelho. A mais fina é a Charneira Leste e a mais grossa é a Charneira Atlântica, seguindo subparalela a linha de costa. O limite entre crosta oceânica e continental é definido pela linha azul clara e segue a forte variação positiva/negativa na anomalia gravimétrica.

Fonte: modificado de Karner *et al.*, 2003.

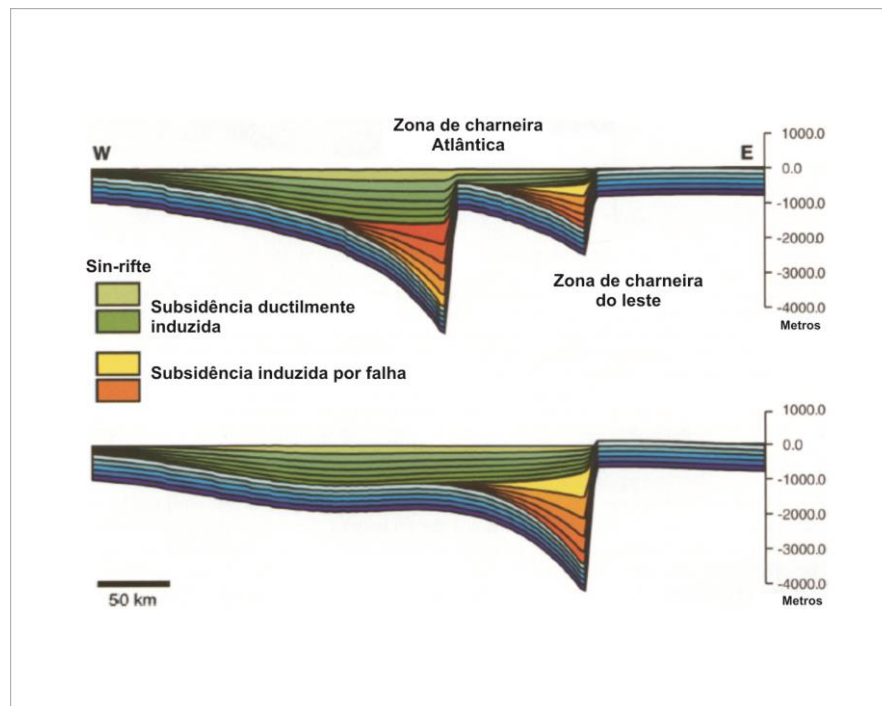
Figura 23 – Exemplo de resposta estrutural e estratigráfica a extensão litosférica.



Legenda: a) Desenvolvimento normal de uma Bacia rifte com extensão da crosta rúptil e do manto litosférico, é marcada por falhas normais com soerguimento do bloco alto e onlapping dos sedimentos sin rifte. b) Desenvolvimento de bacia com geometria SAG em resposta a deformação da crosta inferior e manto litosférico, sem que ocorra extensão da crosta superior. É marcada pela ausência de estruturas de deformação rúptil.

Fonte: modificado de Karner *et al.*, 2003.

Figura 24 – Modelagem cinemática e flexural mostrando as três fases de rifte ocorridas na área.



Legenda: As fases rifte 1 e 2 são marcadas por deformações na crosta rúptil, gerando hemi-grabens e as linhas de charneira Leste (rifte 1) e do Atlântico (rifte 2). A fase rifte 3 (seção verde) é formada em resposta a deformação dúctil e forma uma bacia com geometria sag regional.

Fonte: modificado de Karner *et al.*, 2003.

Se a subsidência mecânica do momento inicial é causada pelo estiramento e ruptura, da crosta superior rúptil, o segundo momento de subsidência regional é explicada como sendo o resultado da extensão da crosta inferior, o afinamento a crosta, e isostaticamente induzindo a formação de um sag regional (Figuras 23 e 24). Desta forma, estas duas bacias diferentes foram geradas pelo mesmo processo de rifte. A diferença é que uma esta relacionada a deformação rúptil da crosta superior e a outra a deformação dúctil da crosta inferior (Karner *et al.*, 2003).

O limite entre crosta oceânica e continental é interpretado pelo autor com um forte gradiente positivo/negativo no mapa de anomalia gravimétrica Bouguer (Figura 22).

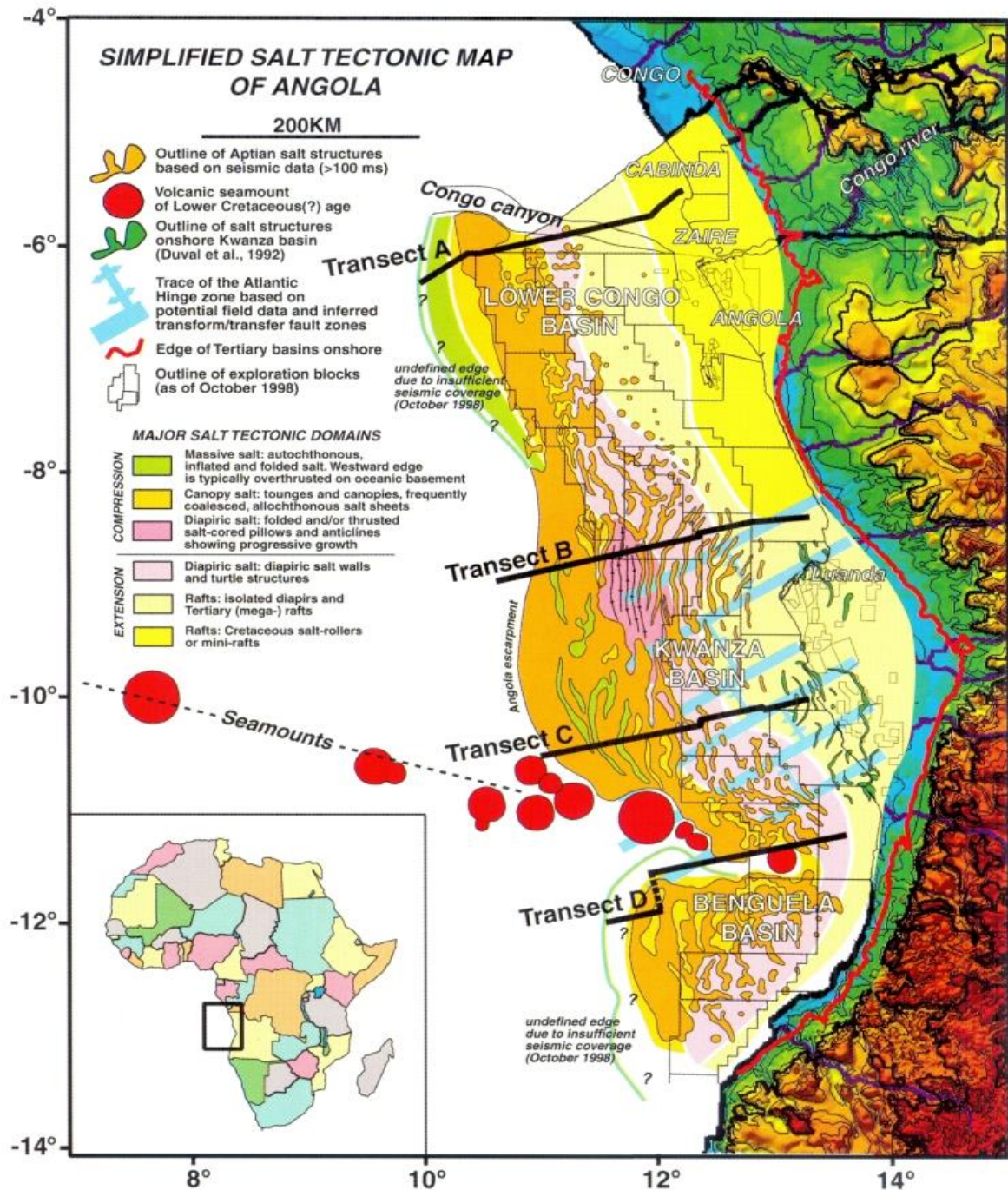
2.6.2 Sequência Evaporítico Transicional

Durante o Eoaptiano, a peneplanização dos sedimentos continentais, mais antigos, resultou na formação de uma superfície erosional em que foram depositados 15-20 metros de areias, folhelhos negros, dolomitos e anidrita, que podem ser correlacionados por dezenas de quilômetros. Este intervalo pouco espesso é denominado como Formação Chela, depositado em um ambiente monótono de planície de inundação próximo ao nível do mar. As poucas intercalações de dolomito e anidrita indicam que as primeiras incursões marinhas se iniciaram neste momento. Após estas pequenas incursões ocorreu uma transgressão maior que permitiu a precipitação de sal da Formação Loeme que atinge espessuras de 50- a 300 metros.

O início da deposição marinha, na Bacia do Baixo Congo, é portanto marcado pela deposição da Formação Loeme, de idade Aptiana (figura 20). Caracteriza-se por uma sequência evaporítica, composta, normalmente, por halita, potássio e localmente siliciclásticos. Um nível de anidrita marca o topo da sequência. É difícil determinar a espessura original dos evaporitos da Formação Loeme. Este intervalo atua como superfície principal de descolamento para uma série de falhamentos distensivos que ocorre em toda a bacia. Associado a isso há uma grande movimentação do sal, formando uma série de diápiros e outras estruturas

compressivas complexas na porção Oeste da bacia, gerando diversos domínios tectônicos do sal na porção submersa da costa de Angola (figura 25).

Figura 25 – Mapa simplificado mostrando os domínios tectônicos do sal da porção submersa da costa de Angola



Fonte: Marton et al., 2000.

2.6.3 Sequência Drifte

Este estágio é caracterizado por um período de subsidência, com a deposição regional de sedimentos marinhos e ativa distensão e tectônica halocinética (Albiano ao presente). Informalmente, a indústria do petróleo refere-se a esta sequência como Sequência Pós-Sal.

Sobre os evaporitos, uma plataforma carbonática marinha de água rasa e bacia restrita foi depositada, mas ainda com alguns depósitos evaporíticos intercalados. Estes sedimentos foram intensamente falhados com a movimentação do sal (figura 26). Estes depósitos são considerados a fase de transição entre os evaporitos massivos (abaixo) e os carbonatos massivos que se desenvolveram depois. Localmente, a plataforma carbonática do Albiano Inferior é substituída por arenitos fluviais da Formação Mucanzo. Estes arenitos comprovam as condições de água rasa que prevaleciam durante este intervalo. Condições marinhas normais se estabeleceram durante o final da Aptiano. Estas condições são caracterizadas pela deposição de carbonatos oolíticos de água rasa e alta energia, mas estes bancos oolíticos tem distribuição aleatoria nesta seção (Eichenseer et al, 1999). Os clásticos começaram a preencher as calhas existentes, intercalados a carbonatos marinhos e posteriormente por sedimentos ricos em anidrita correspondendo a episódios de supramaré (supratidal). A anidrita pode ter origem diagenética, ao preencher fraturas e vugs. A deformação gerada pela halocinese se inicia no Albiano médio e é identificada pelos crescimentos de seção observados nos pacotes desta idade. A dissolução do sal deve ser síncrona a deposição dos carbonatos.

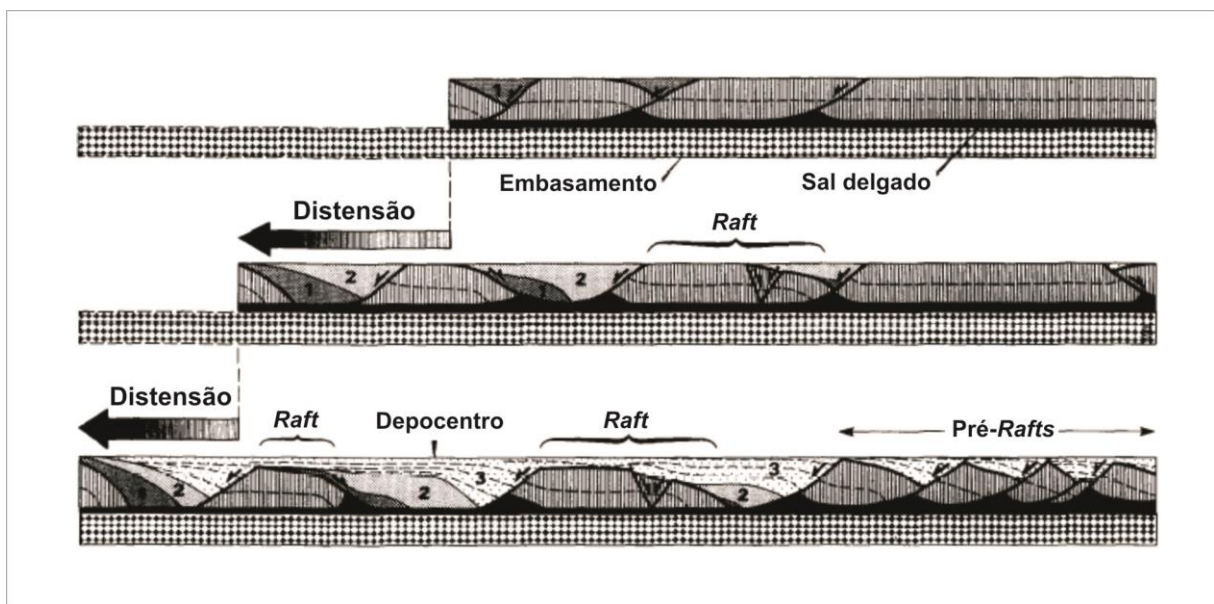
Inúmeros nomes informais são usados para diferentes assembléias litológicas do Grupo Pinda na Bacia do Baixo Congo e Kwanza. Na Bacia do Baixo Congo, areias de ambiente litorâneo e algumas dolomitas dominam a porção inferior da seção albiana. Este intervalo basal, rico em areias, é definido como Formação Búfalo. A parte superior desta sequência, dominada por dolomitas, é chamada de Formação Pacassa.

Todo este intervalo é interpretado como sendo uma megasequência transgressiva. Esta unidade se inicia com sedimentação pelágica, seguida por areias

ricas em dolomita intercalada a bancos oolíticos que correspondem a um ambiente de alta energia que é seguido por fácies de laguna, composto por pisólitos algais com cimentação dolomítico.

Para Oeste, em direção ao centro da bacia, há a deposição de dolomitos, siltitos, folhelhos ricos em matéria orgânica e sedimentos micríticos, com globigerina, indicando um ambiente de água profunda e baixa energia, que compõe o membro Punja.

Figura 26 - Evolução da formação das jangadas do Albiano, utilizando a camada de sal como zona de descolamento durante processo de distensão.



Legenda: Os pré-rafts ainda mantêm o contato entre os blocos alto e baixo das falhas e evoluem para raft (jangada) quando o bloco baixo deixa de tocar o bloco alto. A evolução temporal dos falhamentos é de Oeste para Leste. Notar que há a distensão no pacote pós-sal sem que o mesmo ocorra no pré-sal.

Fonte: modificado de Duval *et al.*, 1992.

Ao sul, na Bacia de Kwanza, ocorrem dolomitos móldicas, evaporitos e alguns carbonatos oolíticos-pisolíticos. Estas rochas são classificadas como pertencentes a Formação Binga, na base do Grupo Pinda. Na porção mediana deste Grupo há o predomínio de dolomitas móldicas oolíticas, pisolíticas da Formação Tuenza. Evaporitos são raros nesta Formação. Em direção ao centro da bacia estes sedimentos se intercalam aos carbonatos oolíticos da Formação Catumbela e mais para Oeste aos sedimentos da Formação Quissonde, composta por carbonatos hemipelágicos e pelóides.

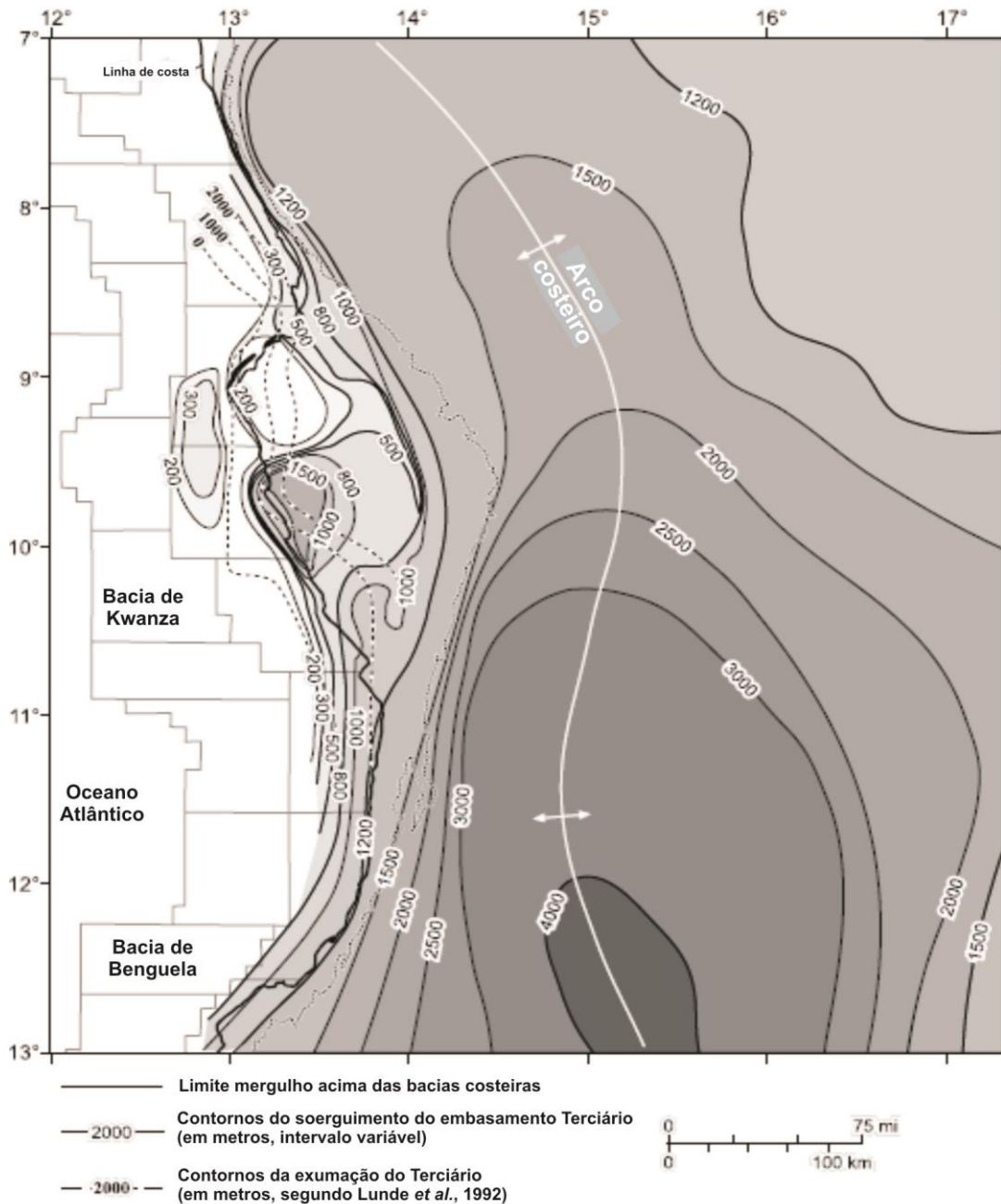
A parte superior desta seção contém carbonatos oolíticos da Formação Catumbela que gradam em direção ao centro da bacia, e para o topo, para sedimentos hemipelágicos da Formação Quissonde.

Durante o Cretáceo Superior houve o predomínio de ambiente marinho, com a deposição de uma sequência granodécrescente ascendente que evidencia um ambiente marinho cada vez mais profundo. Os sedimentos são compostos por siltitos e argilitos intercalados a carbonatos próximo a base do pacote, que caracterizam o Grupo Iabe. A porção superior do Grupo Iabe é composta, principalmente, por folhelhos negros e marrons, intercalados a camadas com cimento carbonático, com não mais do que 2 metros de espessura. As finas camadas com cimento carbonático e a alta concentração de matéria orgânica indicam condições de estagnação e pouca atividade tectônica durante o final do Cretáceo.

As condições para o Cretáceo superior parecem ter se mantido durante o Paleogeno. Os depósitos do Paleogeno são, predominantemente, folhelhos marinhos da Formação Landana. Esta Formação possui grande variação de espessura que é atribuída a erosão ocorrida entre o Eoceno e Oligoceno. Esta superfície erosiva é bem identificada na plataforma e pode ser o resultado de um rebaixamento global do nível do mar em resposta as glaciações que ocorriam no pólo sul.

Esta grande discordância é sobreposta por uma grande progradação de sedimentos deltaicos da Formação Malembo. O aporte de sedimentos do antigo Rio Congo associado a variações rápidas do nível do mar (1-3 milhões de anos) favoreceram a deposição de inúmeros corpos de areia por processos turbidíticos. Durante o início do Mioceno houve um soerguimento da Costa Oeste da África, provavelmente ainda ativo nos dias atuais (figura 27), expondo a plataforma e induzindo a redistribuição dos sedimentos nas partes mais profundas da bacia.

Figura 27 - Mapa mostrando os contornos do soerguimento inferido do terciário para as Bacias de Benguela, Kwanza e redondezas.



Fonte: modificado de Jackson & Hudec, 2005.

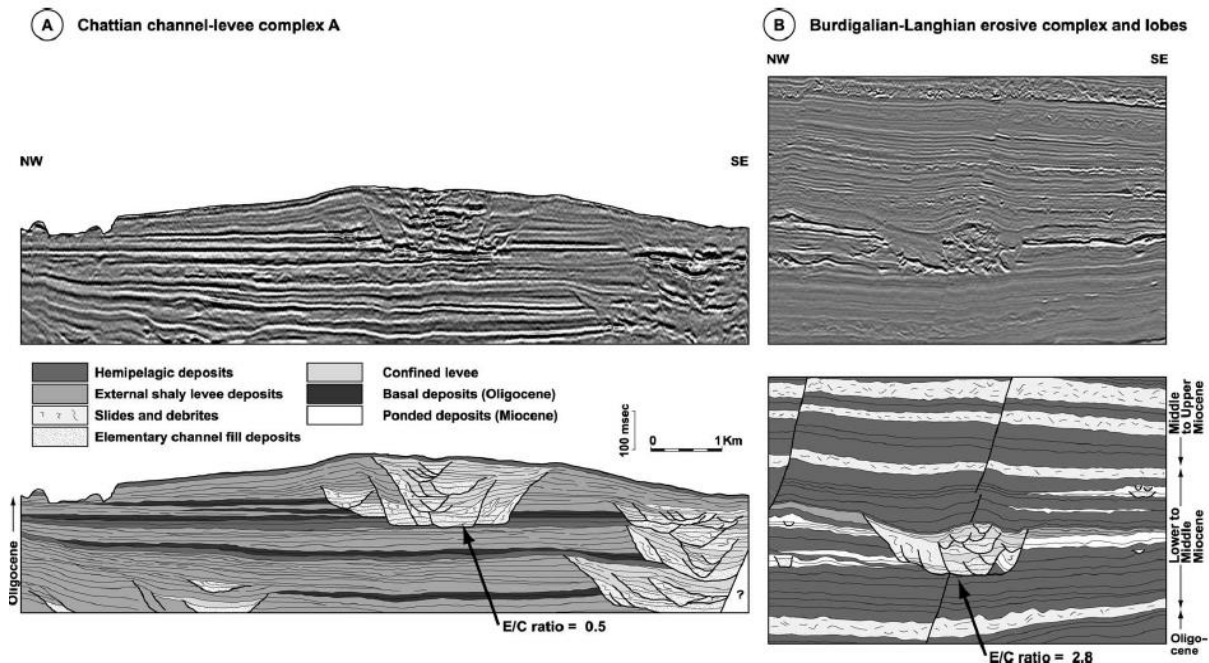
Durante o Neoligoceno houve a sedimentação de pelitos e arenitos turbidíticos. O substancial aumento de espessura deste pacote de sedimentos nas vizinhanças de diápiros e ao longo de grabens e falhas indicam um tectonismo ativo neste período com a movimentação de muralhas, diápiros de sal e falhas de crescimento. Pode-se identificar a relação entre o aumento da atividade tectônica com o aumento de espessura e ocorrência de turbiditos e depósitos de fluxo de

detritos. A provável fonte para o aumento neste influxo de sedimentos seriam os fluxos gravitacionais gerados no delta progradante governado pelo Rio Congo, no limite nordeste da Bacia do Baixo Congo.

Os depósitos do Oligoceno (Chattiano) são primariamente compostos por depósitos turbidíticos, complexos de “*channel-levee*” empilhados vertical e lateralmente. Nestes complexos há a predominância de fácies pelíticas em que o eixo deste complexo é preenchido com intercalações de areias e folhelhos. Este eixo pode ter 10-12 quilômetros de largura e até 150-200 metros de espessura, com uma característica mais construtiva do que erosiva. O eixo de preenchimento do complexo turbidítico é composto por três tipos de depósitos: material proveniente de fluxos de detritos originados pelo colapso da borda do complexo turbidítico, depósitos arenosos do eixo do canal e “*levees*” confinados.

Em planta os complexos de “*channel levee*” são moderadamente numerosos, em sua maioria indo para a direção sudoeste.

Figura 28 - Linhas sísmicas e interpretação sedimentológica para os complexos de channel levee do Chattiano (A) e os complexos erosivos do Burdigaliano/Langhiano (B).



Fonte: Broucke *et al.*, 2004.

Em contraste com os depósitos do Oligoceno (Chattiano), o intervalo do Burdigaliano/Langhiano é predominantemente composto por sedimentos

hemipelágicos com depósitos turbidíticos (arenosos) isolados e depósitos de transporte de massa de escala regional (grandes fluxos de detrito). Em detalhe a sedimentação turbidítica do Burdigaliano/Langhiano é composta por complexos de canais erosivos e lobos (*ponded lobes*). Estes complexos possuem comumente 2 quilômetros de largura e 150-200 metros de espessura (Figuras 28). Eles são sempre muito erosivos, com pouco desenvolvimento de leques externos. O preenchimento do eixo do complexo é semelhante ao preenchimento encontrado nos complexos turbidíticos do Oligoceno. Assim como no Oligoceno, a direção de fluxo dos complexos é para sudoeste e são moderadamente sinuosos.

Estes dois sistemas turbidíticos são contemporâneos a períodos de rebaixamento do nível do mar e estão alternados a séries de sedimentos hemipelágicos (do Rupeliano e Aquitaiano) contemporâneos à subidas do nível do mar. Embora o sistema turbidítico do Burdigaliano/Langhiano tenha um caráter mais erosivo do que o sistema do Chattiano, este último teria se desenvolvido durante um período de rebaixamento do nível do mar mais intenso. Esta situação não pode ser explicada com a simples variação eustática. Existem outros fatores que influenciaram a morfologia destes sistemas turbidíticos. Se só a variação eustática controlasse a morfologia destes complexos, esperaria-se que durante o maior rebaixamento do nível do mar haveria uma maior erosão e não é o que ocorre.

O fator clima não seria de grande importância, pois existem várias evidências de que não houve grande variação climática entre o Chattiano e o Langhiano.

Um parâmetro que pode ter contribuído para o caráter erosivo durante o Burdigaliano/Langhiano seria a variação regional da plataforma que ocorreu durante o Mioceno. Esta variação foi gerada pelo soergimento da Costa Oeste da África, aumentando a inclinação do talude nas bacias afetadas rejuvenescendo o relevo continental, o que poderia aumentar o aporte de sedimentos para as bacias marinhas. Esta situação explicaria o caráter mais erosivo dos fluxos turbidíticos e a ocorrência, com maior frequência, de depósitos de fluxo de detritos nesta época.

No entanto, o soergimento da Costa Oeste da África no início do Mioceno não explicaria a formação de depósitos em forma de lobos. Uma explicação alternativa para depósitos com esta geometria estaria relacionada a deformações locais (por conta da halocinese) que afetariam o fundo do mar, formando mini bacias que permitiriam a deposição de sedimentos com a geometria de lobos.

Do Plioceno ao Recente continua a deposição de folhelhos cortados por canais turbidíticos que carregam areias para dentro da bacia. Observa-se até no fundo do mar a existência de canais turbidíticos, meandranes, preenchidos por areia e siltito. A halocinese ainda está ativa, com a identificação de falhas que afetam até o fundo do mar e o crescimento de seção dos sedimentos recentes associados a elas.