

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO
CENTRO-OESTE DE ANGOLA E SUA CORRELAÇÃO
COM O SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA
NO SUDESTE DO BRASIL, COM BASE EM
DADOS ISOTÓPICOS DE Sr E Nd**

Ana Cristina Januário da Silva

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2001/03)

TF
S586
ACJ.e

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DE ANGOLA
E SUA CORRELAÇÃO COM O SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA
RIBEIRA NO SUDESTE DO BRASIL, COM BASE EM DADOS
ISOTÓPICOS DE Sr E Nd

ANA CRISTINA JANUÁRIO DA SILVA



DISCIPLINA 0440500 TRABALHO DE FORMATURA

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari

A handwritten signature in blue ink, appearing to be "Colombo", written over a horizontal line.

Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

A handwritten signature in blue ink, appearing to be "U. Cordani", written over a horizontal line.

Prof. Dr. Oswaldo Siga Júnior

A handwritten signature in blue ink, appearing to be "Oswaldo Siga Jr.", written over a horizontal line.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO
CENTRO-OESTE DE ANGOLA E SUA CORRELAÇÃO
COM O SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA
NO SUDESTE DO BRASIL, COM BASE EM
DADOS ISOTÓPICOS DE Sr E Nd**

Ana Cristina Januário da Silva



Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

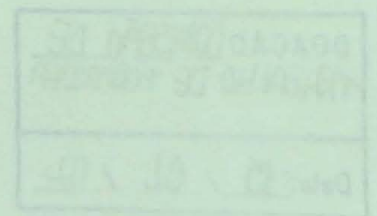
MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2001/03)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900009285

SÃO PAULO
2001



TF
5586
ACJ. e

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO
CENTRO-ESTE DE ANGOLA E SUA CORRELAÇÃO
COM O SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA
NO SUDESTE DO BRASIL, COM BASE EM
DADOS ISOTÓPICOS DE Sr E Nd



Ans Celina Lourenço de Silva

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto da Costa

MOTOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2002)

SÃO PAULO
2002

DOAÇÃO COMISSÃO DE
TRABALHO DE FORMATURA

Data: 15 / 02 / 02

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos Profissionais do Instituto de Investigação de Alimentação de São Paulo pela acolhida e apoio em todas as etapas do trabalho, e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro.

Aos funcionários do Instituto de Investigação de Alimentação de São Paulo, especialmente aos colegas do Departamento de Alimentos e Nutrição, dedicados ao trabalho e comprometidos com a missão do Centro de Pesquisas Gastroenterológicas (CPGE) do Instituto de Alimentos e Nutrição, especialmente aos colegas do Departamento de Alimentos e Nutrição.

Aos Prof. Drs. Nelson de Carvalho e Paulo Abreu do Instituto de Investigação Científica Tropical de Lisboa, por oferecerem as condições ideais para a realização do trabalho e dos experimentos.

Agradeço pela colaboração de todos os colegas.

Aos meus amigos de sempre, em especial a Sílvia, Carol, Daniel, Ricardo, Juliana, André e André pelo apoio e incentivo durante o curso.

Aos meus amigos em particular o meu irmão, Marcelo e o meu pai, por sempre estarem comigo e por sempre me apoiar.

Aos meus pais, por sempre me apoiar e por sempre me ensinar.

Aos meus amigos e colegas do curso de Engenharia de Alimentos, especialmente aos colegas do curso de Engenharia de Alimentos, por sempre me apoiar e por sempre me ensinar.

Aos meus amigos e colegas do curso de Engenharia de Alimentos, especialmente aos colegas do curso de Engenharia de Alimentos, por sempre me apoiar e por sempre me ensinar.

Aos meus pais, por sempre me apoiar e por sempre me ensinar.

*“Minha Angola, minha mãe
Mãe de todos nós
Tu me viste a nascer
E me viste também a partir
Como muitos o fizeram no passado
Sem deixar de te amar...”*

(Sousa Dala)

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos Professores do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelos ensinamentos, em especial o Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari, pela orientação na realização do trabalho.

Aos funcionários do Instituto de Geociências, que de uma ou de outra forma colaboraram para minha formação, dedicando os maiores agradecimentos ao pessoal do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Solange, Liliane, Kei, Helen e Ivone, Izabel, Vera e Ioná.

Aos Prof. Drs. Heitor de Carvalho e Paulo Alves, do Instituto de Investigação Científica Tropical de Lisboa, por cederem as amostras estudadas, bem como as informações a elas pertinentes.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de pesquisa.

Aos meus colegas de turma, em especial a Sibebe, Carol, Deise, Marina, Janaína, Eva e André pela amizade e apoio durante o curso.

Aos meus amigos, em particular o Welitom, Ivanety, Maristela e Gilberto (Nareia) pela força e contribuição inestimável.

Ao meu querido Alex pela paciência, carinho e compreensão sem fim.

A tia Marcela e meus queridos primos Fábio e Eila, pelo companheirismo e luta durante todo esse período.

Aos meus queridos irmãos, cunhados e sobrinhos, pela nossa linda união e aproximação mesmo distantes.

Ao meu pai José e minha mãe Rosa pelo amor, carinho e sacrifício.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	1
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	2
4. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA.....	2
5. MÉTODOS DE TRABALHO.....	4
5.1 Levantamento Bibliográfico.....	4
5.2 Seleção de amostras para estudos.....	4
5.3 Elaboração do mapa geológico da área.....	4
5.4 Estudos geocronológicos.....	6
5.4.a. Preparação de amostras para análises geocronológicas.....	6
5.4.b. Método Rb-Sr.....	6
5.4.c. Método Sm-Nd.....	8
6. CONTEXTO TECTÔNICO.....	10
7. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	15
7.1. Unidades Litológicas Pré-Cambrianas do Oeste de Angola.....	15
7.1.a. Arqueano.....	15
7.1.b. Paleoproterozóico.....	17
7.1.c. Mesoproterozóico.....	19
7.1.d. Neoproterozóico.....	20
8. TRABALHOS ANTERIORES DE GEOCRONOLOGIA REGIONAL.....	21
9. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	22
9.1. Complexo Granito-Gnaiss-Migmatítico (Arqueano ~2.7 Ga).....	22
9.2. Granitos regionais.....	24
9.3. Granitos do tipo Quibala.....	25
9.4. Intrusões Básicas e Ultrabásicas do Mesoproterozóico.....	25
9.4.a. Corpos maciços.....	25
9.4.b. Sills e Diques.....	25
9.5. Rochas Cretácicas.....	26
9.5.a. Rochas Sedimentares.....	26
9.5.b. Complexos Carbonatíticos.....	26
9.5.c. Intrusões Básicas do Cretáceo.....	26
9.6. Depósitos do Quaternário.....	26
10. PRINCIPAIS DIFICULDADES E CRONOGRAMA DE DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO.....	27
11. RESULTADOS OBTIDOS.....	27
11.1. Apresentação dos resultados.....	27

11.1.a. Análise pelo método Rb-Sr	28
11.1.b. Análise pelo método Sm-Nd	28
11.2. Discussão dos resultados	28
12. CORRELAÇÃO GEOLÓGICA COM A REGIÃO CONTÍGUA NO SUDESTE DO BRASIL	29
13. CONCLUSÃO	38
14. BIBLIOGRAFIA	39

RESUMO

A área de estudo abrange parte da zona costeira da Província de Benguela e norte da Província de Namibe, ocupando cerca de aproximadamente 21175 Km², abrangendo os paralelos de Latitude Sul 12° e 14° 30' e pelos meridianos de Longitude Oeste 12° 30' e 14°.

O objetivo principal do trabalho é a caracterização, através de idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) manto empobrecido, valores de ϵ_{Nd} e idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total, a evolução crustal desta parte do Cráton do Congo e sua comparação com a evolução das rochas adjacentes no Brasil, dentro do contexto do Supercontinente Gondwana.

A geologia da área de estudo é constituída principalmente por terrenos granito-gnaissico-migmatíticos de idade arqueana e granitóides intrusivos do Paleoproterozóico. Estes dois conjuntos foram as principais rochas datadas.

Os dados geocronológicos disponíveis até o momento indicam que as rochas da área de estudo foram formadas originalmente durante o Arqueano (~2,7 Ga) e retrabalhadas durante as Orogenias Transamazônica (2,2-1,9 Ga) e Brasiliana (~650Ma), esta última apenas em zonas específicas. Na área contígua no Brasil aparecem os terrenos da Faixa Ribeira, compostos por rochas brasilianas produzidas por fusão parcial de rochas pré-existentes de idades paleoproterozóicas. Enquanto, que do lado brasileiro ocorre uma faixa orogênica brasiliana, do lado africano aparece uma zona cratônica, mostrando que a ruptura entre os continentes ocorreu na zona de fraqueza, que limita estas duas unidades tectônicas.

ABSTRACT

The studied area is located at the coastal zone of the Benguela Province and north of the Namibe Province occupying approximately 21175 Km² surrounded by the parallels of latitude south 12° and 14°30' and by the meridians of longitude west 12°30' and 14°.

The main purpose of the work was the characterization, of the crustal evolution of the area and their correlation with adjacent rocks in Brazil, using Sm-Nd model age (depleted mantle), values of ϵ_{Nd} and whole rock Rb-Sr isochronous ages, within the context of the Supercontinent Gondwan.

The area is composed mainly by granitic-gneissic-migmatitic polycyclic terrains, intruded by several granitoid plutons. These rocks are covered by the mesoproterozoic sedimentary rocks of chela group, which are cut by sills and dikes of mafic rocks.

The geochronological data available of the angolan region, indicate that the area was formed originally, during the Archean (~2.7 billion years) and reworked during the Transamazonian (2,2~1,9 billion years) and Brazilian (~650 million years) orogenies. The younger event are recorded in local areas.

The age obtained for the central-western Angola in this study are not directly related to the granitogenesis age of Costeiro Complex in Brazil, but most of them are chrono-correlated with the protholit (Sm-Nd model age) of the Late-Proterozoic metamorphic events this complex.

1. INTRODUÇÃO

Este projeto está inserido no acordo de cooperação científica entre o Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil e o Instituto de Investigação Científica Tropical de Lisboa, Portugal, que mantém um acervo de informações geológicas e de amostras correspondentes aos granitóides do embasamento do Centro-Oeste de Angola. Conta também com o apoio do Serviço Geológico de Angola.

Um dos grandes interesses em desenvolver este projeto consistiu em estudar rochas não retrabalhadas durante a Orogenia Brasileira, que ocorrem na área contígua à porção central da Faixa de Dobramentos Ribeira, na parte Centro-Oeste de Angola. Este estudo, além de estabelecer a evolução tectônica da área em estudo irá contribuir para a compreensão da evolução geodinâmica dos possíveis protólitos da Faixa Ribeira no Brasil, associada a aglutinação e fragmentação do Supercontinente Gondwana.

A pesquisa foi desenvolvida nas dependências do CPGeo, onde foram realizadas todas as análises isotópicas planejadas, o tratamento dos dados através de diagramas apropriados e a interpretação geológica final. Para este trabalho foram realizadas cerca de 16 análises Sm-Nd e 24 determinações Rb-Sr, em rocha total.

As amostras estudadas foram selecionadas no Instituto de Investigação Científica Tropical de Lisboa (IICT) a partir de uma coleção de rochas com localização precisa em folhas na escala 1:100 000 e com controle geológico definido.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal do projeto é a caracterização da evolução crustal da região Centro-Oeste de Angola com base em idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) manto empobrecido, que fornecem as épocas de diferenciação manto-crosta dos protólitos crustais das rochas estudadas e dos valores de ϵ_{Nd} , sugerindo as características de suas respectivas rochas fontes. Além disso, para alguns conjuntos de rochas cogenéticas, foram realizadas algumas isócronas Rb-Sr em rocha total, objetivando não somente a determinação da idade das rochas, como também de sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, que interpretada em conjunto com os valores de ϵ_{Nd} , reforçam as interpretações geológicas sobre as fontes das rochas em estudo e de seu ambiente geotectônico.

Além disto pretende-se com este estudo efetuar uma comparação da evolução geológica da área com a sua região adjacente no Brasil, constituída pelas rochas associadas ao segmento central da Faixa de Dobramentos Ribeira.

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange parte da zona costeira da Província de Benguela e norte da Província de Namibe, na região Centro-Oeste de Angola (Figura 3.1).

A área esta delimitada no mapa, pelos paralelos 12°S e 14°30'S e pelos meridianos 12°30'W e 14°W, correspondendo às Folhas n.º 228, 251, 252, 274, 295 e 315 (Escala 1:100.000) implantadas na Figura 3.2.

4. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA ÁREA

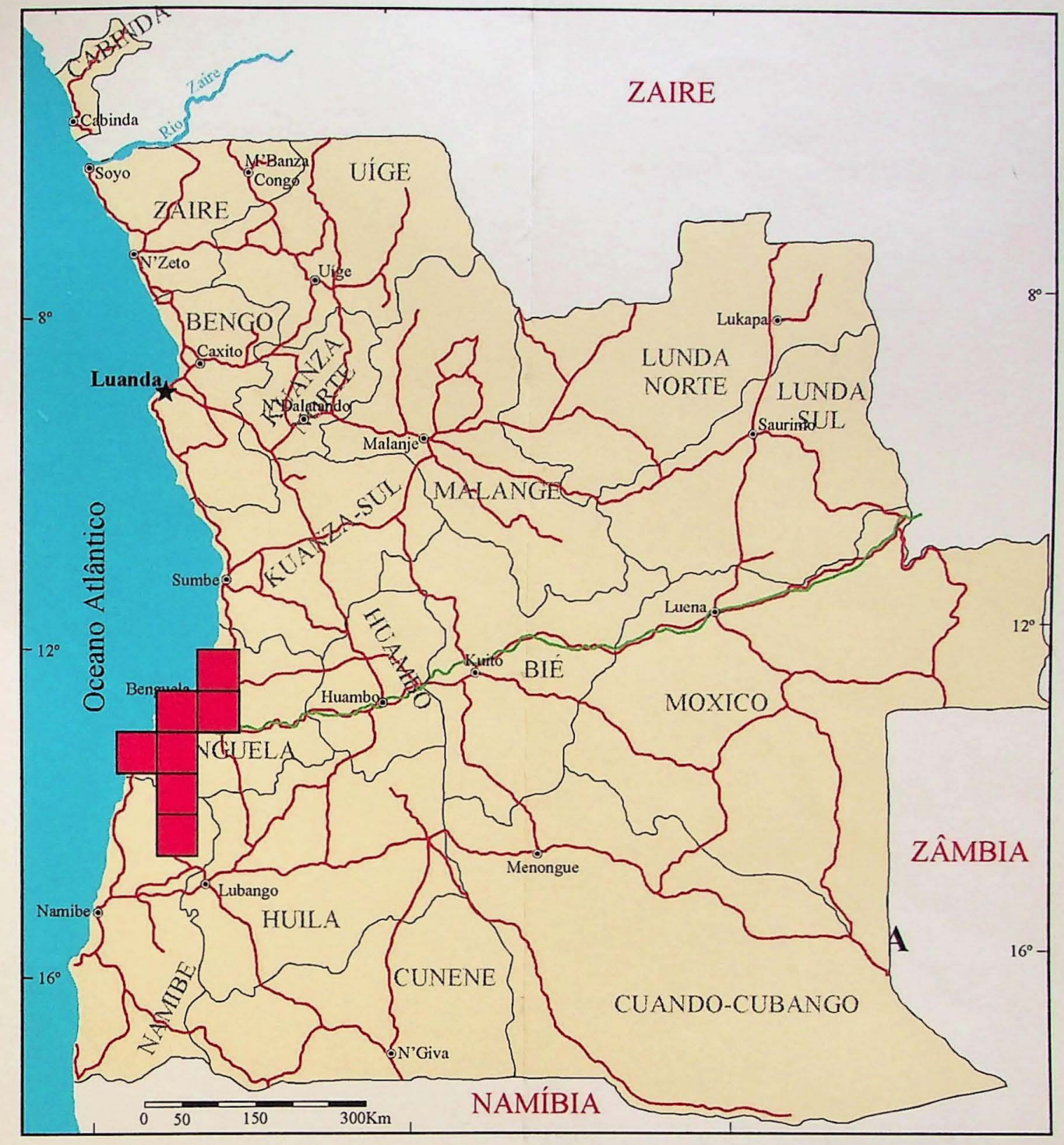
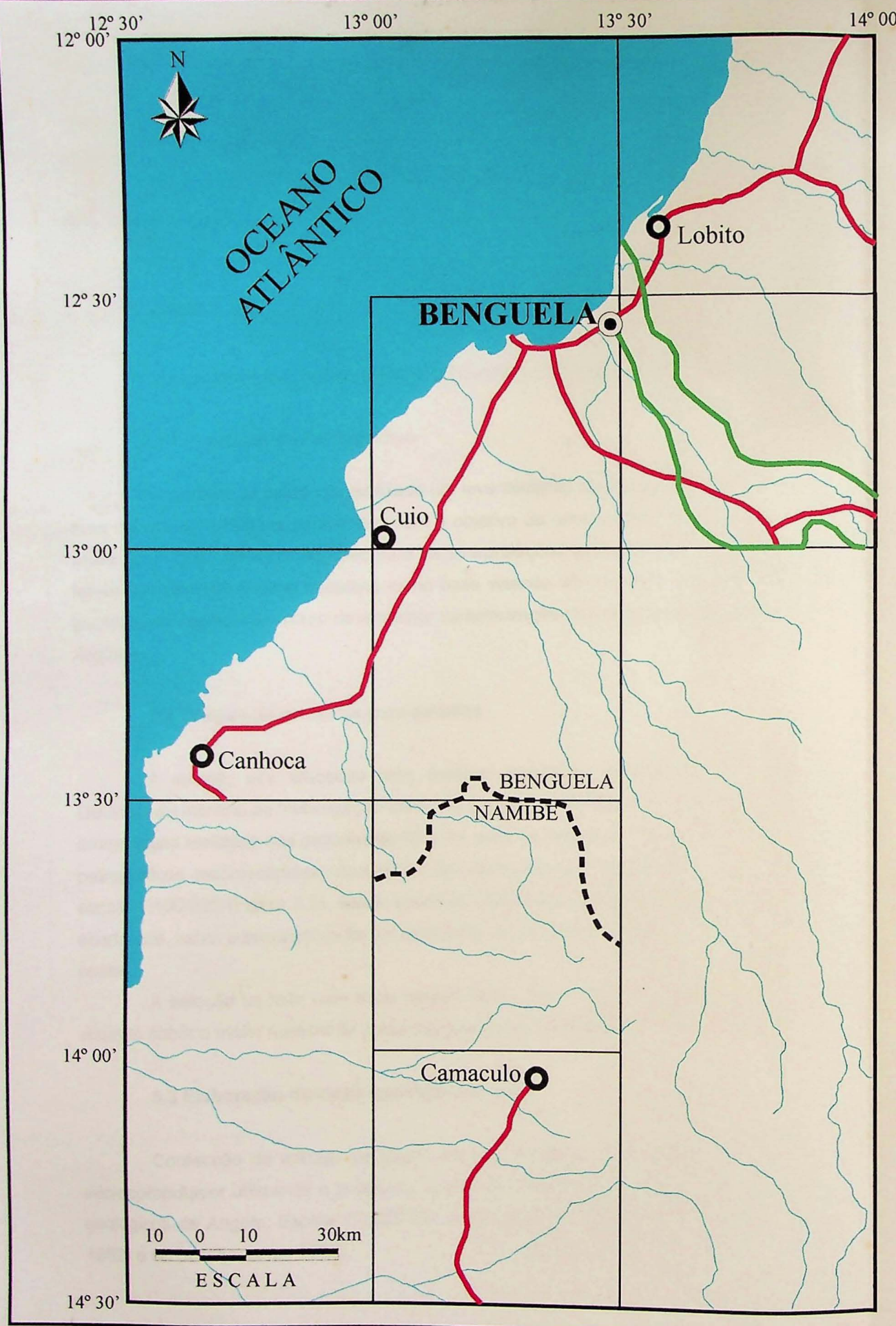
A Província de Benguela apresenta uma complexa combinação de planaltos escalonados cortados por vales e rios. Em períodos chuvosos os rios e vales secos acumulam um volume de água considerável capaz de revitalizar as savanas, que durante boa parte do ano permanecem secas.

Geomorfologicamente a Província divide-se em três unidades:

- A *Faixa do Litoral*, cuja espessura varia entre 30 a 80 Km de extensão nas proximidade do Oceano Atlântico com depressões litorâneas e solos aluviais férteis. Na mesma faixa do litoral aparecem fortes declives onde situam-se as povoações do Lobito e Catumbela, com destaque para os vales do Cavaco e Balombo;
- A *Faixa Média a Leste do Atlântico* com colinas e montanhas que variam entre 800 a 1200m, acima do nível do mar. As colinas como: Balombo (2.148 m), Chivanda (1.894 m) e o Chimboa (2.286 m), sendo esta última, juntamente com o Moco a montanha mais elevada de Angola com 2.610m de altitude, fazem do leste da Província de Benguela a região mais alta do oeste de Angola;
- A *Faixa Oeste* do litoral de Benguela é seca com temperaturas elevadas e precipitações anuais de 100 mm até 600 mm. A temperatura média anual é de 23 a 24°C, sendo a média máxima mensal de 30°C e a mínima 16°C.

Toda a parte central da Província é semi-seca com precipitações até 1000 mm por ano. Uma parcela da Província é drenada por alguns cursos de água que definem 3 bacias hidrográficas como a do rio Cubal da Hanha, do rio Catumbela e Coporolo, que definem vales importantes na faixa litorânea. Apesar da aridez, a corrente oceânica fria de Benguela ameniza a temperatura durante todo o ano. Os solos dominantes apresentam fertilidade variável, com alguma reserva mineral disponível na faixa que vai diminuindo à medida que se caminha para o interior na zona oriental que é dominada por formações planálticas.

A vegetação dessa área é de floresta aberta com savana arborizada. A desertificação é um fenómeno que tem avançado de sul para o norte de Benguela.



LEGENDA








-  Drenagem
-  Rodovia
-  Estrada de ferro
-  Limite de Província
-  Capital de Angola
-  Capital de Província
-  Cidade ou Município



Figura 3.1 - Mapa de Localização da Área de Estudo

Nas zonas do litoral, ela tende a se intensificar com a destruição de florestas para o uso de combustível lenhoso sem a devida recomposição ou reflorestamento. Tal fenômeno vem destruindo a cidade da Baía Farta com ventos que chegam a 30 Km/h, acompanhados de areia que lentamente cobre a cidade.

A desertificação, além da alteração climática da Província tornou o combustível lenhoso mais caro (Manoel, 1999).

5. MÉTODOS DE TRABALHO

O desenvolvimento deste projeto seguiu as seguintes etapas:

5.1 Levantamento Bibliográfico

Nesta fase de estudo foi realizado um levantamento da bibliografia existente para a área de estudo e regiões adjacentes, com o objetivo de compreender a geologia da parte oeste de Angola, servindo de base para as interpretações geocronológicas. Neste sentido foram selecionados alguns trabalhos como base visando não somente o conhecimento da geologia da região, bem como uma melhor caracterização dos ambientes geotectônicos de Angola.

5.2 Seleção de amostras para estudos

A seleção das amostras para análises isotópicas foi realizada no Centro de Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical em Lisboa, Portugal, a partir de uma amostragem realizada nas décadas de 60 e 70, onde as amostras contavam com descrições petrográficas macroscópicas, descrições de afloramentos e localizações em mapas na escala 1:100.000 (Figura 3.2). Estas amostras encontravam-se arquivadas já pulverizadas, sendo que, estas pulverizações foram realizadas em moinhos de ágata disponíveis naquele centro.

A seleção foi feita com base nestas descrições e nas localizações das amostras, visando cobrir o maior número de unidades geológicas possíveis.

5.3 Elaboração do mapa geológico da área

Confecção do esboço geológico da área de estudo, na escala 1:1.000.000, em microcomputador utilizando o programa CorelDRAW 9.0, a partir da compilação de mapas geológicos de Angola, Escala 1:1.000.000, elaborados na década de 80 (Carvalho, *et al.*, 1982) e 90 (Araújo, *et al.*, 1992).

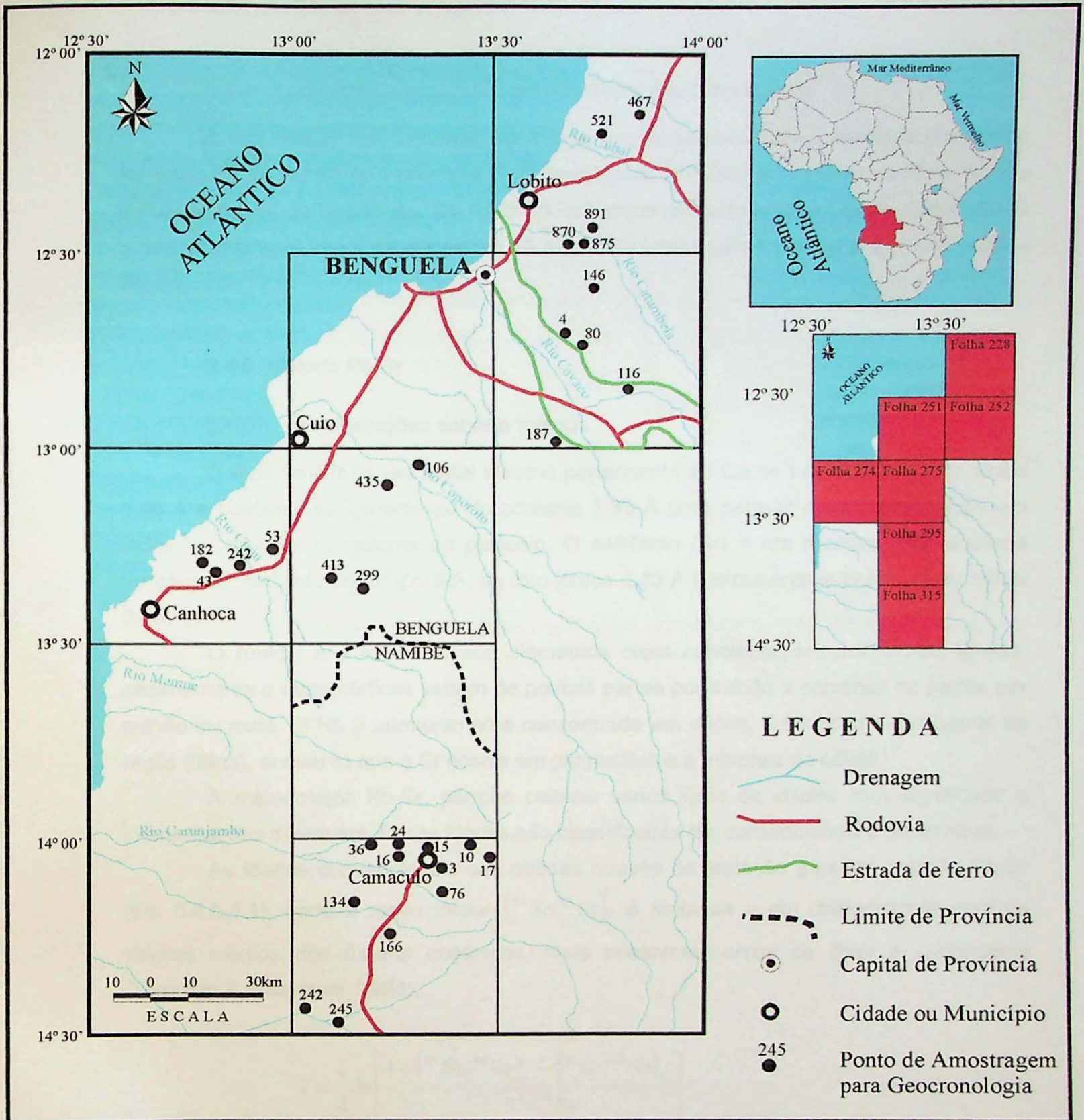


Figura 3.2 - Mapa de Pontos de Amostragem para Geocronologia

5.4 Estudos geocronológicos

5.4.a. Preparação de amostras para análises geocronológicas

A preparação das amostras de rochas granito-gnaisses, para análises isotópicas, foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Os métodos isotópicos utilizados neste Centro, foram Rb-Sr e Sm-Nd. No total foram selecionadas 16 amostras para análise Sm-Nd e 24 para análise Rb-Sr.

5.4.b. Método Rb-Sr

5.4.b.1. Considerações sobre o método

O Rubídio (Rb) é um metal alcalino pertencente ao Grupo I-A, cujo seu raio iônico 1,48 Å é bastante semelhante ao do potássio 1,33 Å para permitir a sua substituição em todos os minerais portadores de potássio. O estrôncio (Sr) é um membro dos alcalinos terrosos pertencente ao Grupo II-A, de raio iônico 1,13 Å ligeiramente superior ao do cálcio 0,99 Å.

O rubídio e o estrôncio são elementos cujas concentrações em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas variam de poucas partes por milhão a centenas de partes por milhão ou mais. O Rb é primeiramente concentrado em micas, K-feldspatos e minerais de argila (illitas), enquanto que o Sr ocorre em plagioclásios e minerais de cálcio.

A metodologia Rb-Sr, permite calcular vários tipos de idades com significado e interpretações diferentes. Essas idades são classificadas em convencionais e isocrônicas.

As idades convencionais são obtidas através da equação geral do método Rb-Sr (Eq. 5.4.b.1.1), onde a razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ é atribuída e em conformidade com os valores médios dos fundos oceânicos, ilhas oceânicas, arcos de ilhas e continentes (Torquato & Kawashita, 1994).

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{1 + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i}{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}} \right] \quad (5.4.b.1.1)$$

onde:

λ = constante de desintegração (1/ano), assumida como $(1,42 \cdot 10^{-11})$ /ano

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p$ = razão isotópica atual do estrôncio contido na rocha

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ = razão isotópica inicial do estrôncio contido na rocha

$$\left({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr} \right) = \text{razão isotópica entre o Rb e o Sr atual}$$

As idades Rb-Sr em rocha total, relativas a conjuntos cogenéticos são normalmente tratadas em diagramas isocrônicos, e indicam episódios formadores de rochas, por cristalização magmática ou recristalização metamórfica.

A partir dos diagramas isocrônicos, além de se obter uma idade representativa do evento geológico atuante, é possível determinar a razão ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ inicial (traçador petrogenético) dos agrupamentos de amostras cogenéticas, parâmetro genético importante na caracterização regional. No entanto, a construção de diagramas isocrônicos permite verificar a colinearidade ou dispersão dos pontos analíticos com relação a isócrona traçada. O significado das idades isocrônicas é portanto função da história térmica das rochas datadas.

Razões iniciais superiores a 0,705 indicam materiais de derivação crustal, enquanto que as razões iniciais inferiores a 0,705 sugerem origem do manto superior ou crosta inferior.

O espectrômetro de massa utilizado foi o VG-354 termoiônico com 5 coletores (taça de Faraday) e com um detector Daly.

Os valores obtidos para a razão ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ foram normalizados em função da relação ${}^{86}\text{Sr}/{}^{88}\text{Sr} = 0,1194$, sendo as constantes utilizadas aquelas recomendadas por Steiger & Jaeger (1978):

$$\lambda {}^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Rb}/\text{SR})\text{N} = 2,59265$$

Para o cálculo do teor de ${}^{87}\text{Rb}$ utiliza-se a fórmula 5.4.b.1.2.

$${}^{87}\text{Rb} = \text{Rb}_{\text{total}} \times 0,278346, \quad (5.4.b.1.2)$$

As idades são calculadas com o Programa ISOPLOT de Ludwig (1999). Sendo adotado, neste trabalho, a opção de erro absoluto 2σ na razão ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$.

5.4.b 2 Procedimentos analíticos

Para a confecção das análises, as amostras devidamente moídas foram analisadas através de fluorescência de raio-X no equipamento do Laboratório do Departamento de Mineralogia e Geotectônica (Espectrômetro de Fluorescência de raio X-PHILIPS, modelo PW 2400), para dosagem quantitativa de Rb e Sr e, conseqüente seleção das amostras a serem analisadas isotopicamente. Para as amostras selecionadas após dosagens quantitativas, os valores situados dentro do intervalo 50 e 650 ppm, os erros são calculados

por duplicata. Para os valores fora deste intervalo não utiliza-se este método de dosagem e sim a técnica da diluição isotópica. Os resultados obtidos constam da Tabela (11.1.a).

Técnicas de separação química de Sr:

- deposita-se aproximadamente 0,1 g de amostra em béquer 'savilex' ao qual são adicionados 1ml de ácido nítrico (HNO_3) concentrado e 2ml de ácido fluorídrico (HF) concentrado;
- coloca-se em ultrassom por aproximadamente 45 minutos;
- mantém-se em aquecimento sob lâmpada, em evaporador, por 12 horas;
- dissolve-se com ácido clorídrico (HCl) 6N destilado e deixa-se sob lâmpada por uma noite;
- evapora-se até a secura e dissolve-se com HCl 2,62 N;
- transfere-se a amostra para um tubo de centrifuga;
- centrifuga-se durante tempo necessário para que o líquido fique transparente, ou seja com o resíduo totalmente depositado no fundo. Após filtragem na coluna, devidamente calibrada, adiciona-se algumas gotas de ácido perclórico (HClO_4) a 50% e coloca-se para secar em evaporadores até a secagem total. Este ácido elimina a matéria orgânica da resina que por ventura escapou da coluna. O resíduo seco é levado para espectrômetro de massa para análise isotópica.

5.4.c. Método Sm-Nd

5.4.c.1 Considerações sobre o método

Os primeiros resultados de datação isotópica através do método Sm-Nd foram obtidos em meteoritos (Lugmair *et al.*, 1975). O Sm e Nd são dois elementos do Grupo dos Elementos Terras Raras (ETR) ou Lantanídeos, com raios iônicos bastante próximos (0,96 e 1,0 Å respectivamente), e com mesma valência, o que os tornam praticamente elementos isoquímicos, ao contrário do sistema Rb-Sr, onde os elementos possuem ciclos geoquímicos opostos e alta mobilidade.

O Sm e Nd concentram-se principalmente nos silicatos formadores de rochas, tais como, clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspato, que constituem os principais minerais a serem analisados. Ocorrem também em minerais acessórios de rochas graníticas, como por exemplo, as alanitas, monazitas, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita e scheelita. Quando o sistema rocha total é enriquecido nesses minerais acessórios pode ocorrer o fracionamento de Sm e Nd, modificando substancialmente a razão original Sm-Nd (Pimentel & Chamley, 1991).

O significado geológico das idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total é similar ao observado no método Rb-Sr em rocha total. A vantagem na aplicação do método, deve-se a

fraca mobilidade desses elementos em escala de rocha total, resultando em um sistema (Sm-Nd) dificilmente perturbado por eventos geológicos superpostos (De Paolo, 1988). Acrescenta-se ainda que este método é melhor aplicado na datação de rochas básicas e ultrabásicas, enquanto que o método Rb-Sr é mais aplicado em rochas ácidas e intermediárias.

Pelo fato da razão Sm-Nd modificar-se em geral significativamente durante a diferenciação manto-crosta permite calcular idades denominadas modelo, interpretadas como da época em que os precursores crustais (protólitos) se diferenciaram do manto superior. Os modelos da evolução isotópica de Nd para o manto superior, envolvem principalmente a evolução dos condritos (CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*) e manto empobrecido (DM - *Depleted Mantle*). Este último modelo admite processos envolvendo fracionamento, resultando em manto residual, enriquecido na relação Sm-Nd e empobrecido em elementos litófilos de íons grandes.

Da mesma forma que o método Rb-Sr fornece a idade em um parâmetro petrogenético, a metodologia Sm-Nd nos possibilita além da determinação da idade, estabelecer um indicador petrogenético, denominado ϵ_{Nd} , que consiste basicamente na comparação da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ da amostra estudada para época de sua formação ou de seu valor atual, com um *Chondritic Uniform Reservoir* (CHUR). Este parâmetro indica fonte mantélica, quando maior ou igual a zero e, contribuição crustal quando negativo (Sato *et al.*, 1998).

As razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$, são obtidas através de análises isotópicas no espectrômetro de massa, tipo VG-354 Micromass, multicoletor.

Para os cálculos dos parâmetros de ϵ_{Nd} e das idades modelo T_{DM} foram utilizadas as seguintes constantes (Faure 1986; DePaolo 1988):

$$^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$$

$$\lambda_{Sm} = 0,654 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR(0)} = 0,512638$$

$$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR(0)} = 0,1967$$

Técnicas de separação química de Sm e Nd:

- pesa-se em bequer savilex uma quantidade de amostra entre 50mg e 100g;
- Adiciona-se o *spike* combinado Sm-Nd (a quantidade depende da amostra e da concentração do *spike*);
- Adiciona-se 1ml de HNO₃ e 3ml de HF sendo os ácidos concentrados e destilados;
- Coloca-se em ultrassom por aproximadamente 45 minutos;
- Deixa-se em aquecimento a aproximadamente 60°C sob lâmpada de infravermelho em evaporador por 5 a 10 dias (bequer savillex fechado);

- Após esse tempo, coloca-se para evaporar até a secura, sob lâmpada em evaporador (bequer aberto); dissolve-se com aproximadamente 5ml de HCl 6,2N e deixa-se por uma noite em aquecimento de 60°C sob lâmpada em evaporador (bequer fechado);
- Após uma noite de aquecimento, se não houver resíduo, evapora-se até a secura e dissolve-se com 0,2 ml de HCl 2,5 N. Caso haja resíduo, deixa-se em aquecimento por mais tempo e se o resíduo persistir deixa-se secar e retorna-se o procedimento a partir da adição de 1ml de HNO₃ e 3ml de HF;
- separação dos elementos: a separação é feita em duas etapas. Na primeira etapa utiliza-se a coluna de troca iônica catiônica, separa o grupo do ETR de outros elementos. Na segunda etapa é feita a separação final de Sm e Nd usando a coluna preenchida com pó de teflon (200 mesh) previamente tratada com ácido Di (2-etilexil) fosfórico conhecido como HDEHP.

6. CONTEXTO TECTÔNICO

A área de estudo, sob o ponto de vista tectônico, situa-se no Cráton Angola-Kasai, que aflora no sul do Cráton do Congo. Esta unidade cratônica se prolonga desde Angola, próximo a borda da Namíbia, à República do Congo, República Democrática do Congo, Gabão e Camarões, abrangendo a região nordeste da África Equatorial, constituindo uma importante unidade geológica do Oeste Gondwana (Figura 6.1).

O Cráton do Congo, possui continuidade no Brasil, representada pelo Cráton São Francisco, formando uma mega estrutura geotectônica denominada Congo-São Francisco, separado pela ruptura do Gondwana, provocada pelas manifestações tectônicas (rifteamento) no Fanerozóico ao redor de 120 Ma (Trompette, 1993; Brito Neves, 1999).

A unidade cratônica do Congo está limitada por cinturões orogênicos neoproterozóicos, que formam um anel quase contínuo ao seu redor. Nessa estrutura em forma anelar encontram-se a Faixa Oubanguides, que se correlaciona no Brasil com a Faixa de Dobramentos Sergipe ou Sergipano; o Cinturão Oeste-Congo, relacionado a Faixa Araçuaí (Brasil), formando o sistema de dobramentos Oeste-Congo-Araçuaí e a Faixa Damara, que está ligada à faixa Katanga a leste, relacionada com a Faixa Orogênica Ribeira-Mantiqueira no Brasil (Brito Neves, 1993; Trompette, 1994).

O Cráton do Congo é constituído por províncias formadas em diferentes ciclos orogenéticos, desde o arqueano tardio até o final do mesoproterozóico e início do Neoproterozóico. As rochas presentes foram formadas e afetadas por diversos eventos

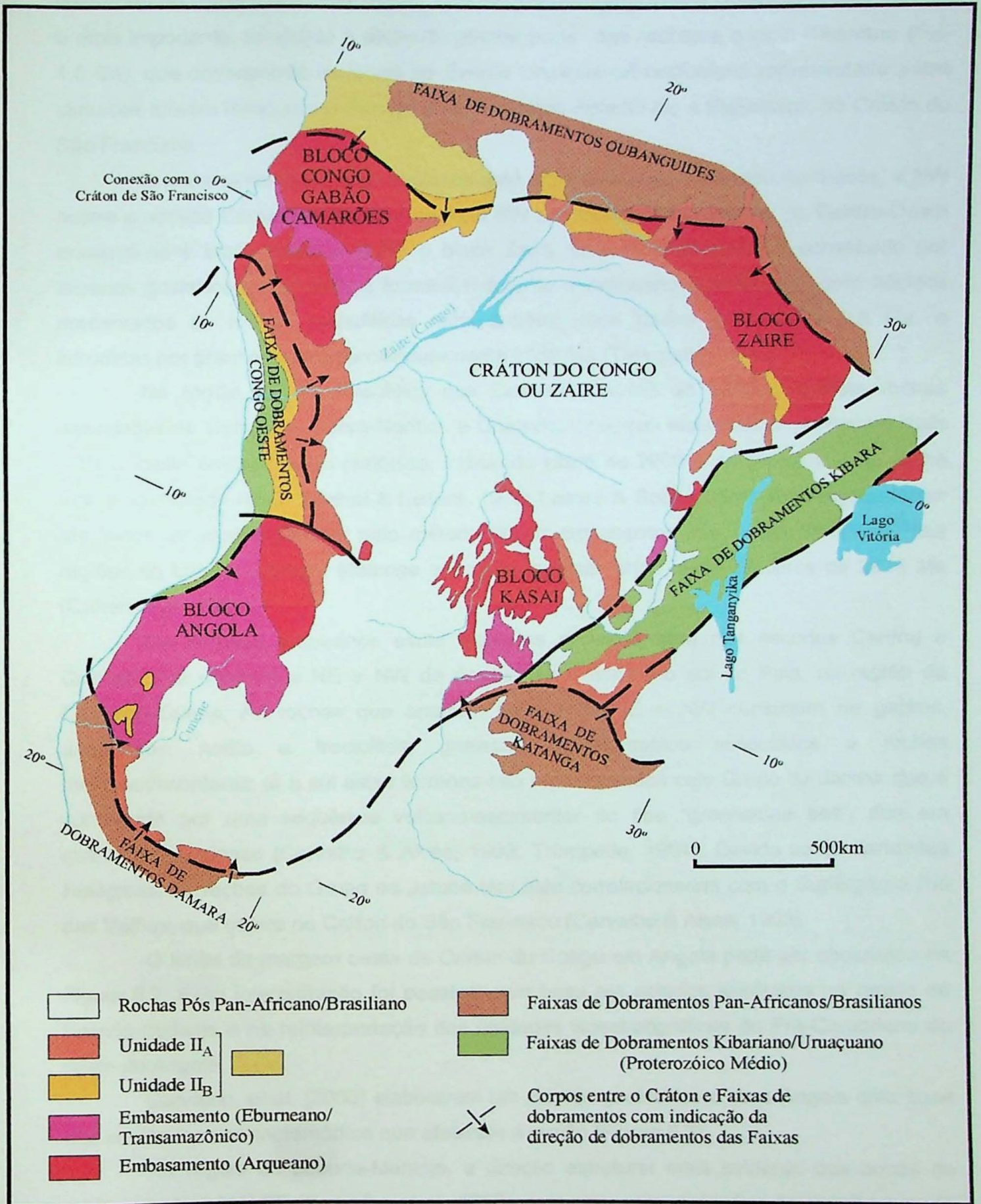


Figura 6.1 - Mapa Geológico simplificado do Crátón do Congo (Extraído e modificado de Trompette, 1994)

tectono-metamórficos, como por exemplo os episódios Limpopo-Liberiano (2900-2500 Ma), conhecido no Brasil como ciclo Jequié, Eburneano/Transamazônico (2200-1800 Ma), que foi o mais importante, formando e afetando grande parte das rochas e o ciclo Kibariano (1,4-1,0 Ga), que corresponde no Brasil ao Evento Uruaçuano/Rondoniano representado pelos cinturões Móveis Rondoniano-San Ignacio, no Cráton Amazônico e Espinhaço, no Cráton do São Francisco.

O embasamento da área cratônica está exposto em quatro zonas ou blocos, a NW ocorre o escudo Camarões-Gabão-Congo, a SW aparece o bloco Angola, no Centro-Oeste encontra-se o bloco Kasai e a NE o bloco Zaire. Este embasamento é constituído por terrenos gnaissicos-migmatíticos formados durante o Arqueano (~2700 Ma), com núcleos preservados de rochas granulíticas mais antigas, com idades próximas a 2,9 Ga. e intrudidas por granitóides há aproximadamente 2550 Ma (Trompette, 1994).

Na região SE da República dos Camarões e NE do Gabão ocorrem rochas associadas ao Complexo Gabro-Norítico e Charnoquítico, que representam as rochas mais antigas deste embasamento cratônico, indicando idade de 2900 ± 44 Ma obtida em rocha total pelo método Rb-Sr (Delhal & Ledent, 1975; Lasere & Soba, 1976). Em Angola, foram efetuados estudos isotópicos pelo método Rb-Sr em charnoquitos deste Complexo, nas regiões de Lunda, Cuango, Malange e Andulo, apresentando idade de cerca de 2820 Ma (Cahen *et al.*, 1984).

Os terrenos arqueanos estão expostos principalmente nos escudos Central e Cuango, que ocorrem a NE e NW de Angola, bem como no sul do País, na região da Cassinga-Cuima. As rochas que ocorrem na porção NE e NW consistem de gabros, anortositos, norito e troctolitos; gnaisses e migmatitos associados a rochas metassedimentares, já a sul estes terrenos são representados pelo Grupo da Jamba que é constituído por uma sequência vulcano-sedimentar do tipo "greenstone belt", rica em quartzito ferruginoso (Carvalho & Alves, 1993; Trompette, 1994). Devido as similaridades litológicas, as rochas do Grupo da Jamba têm sido correlacionadas com o Supergrupo Rio das Velhas, que ocorre no Cráton do São Francisco (Carvalho & Alves, 1993).

O limite da margem oeste do Cráton do Congo em Angola pode ser observado na Figura 6.2. Essa interpretação foi possível com base em estudos isotópicos na região de Luanda-malanje e na reinterpretação das unidades litoestratigráficas do Pré-Cambriano do oeste de Angola.

Carvalho, *et al.* (2000) elaboraram um esboço geotectônico para Angola com base nos evento tectono-metamórfico que afetaram a região (Figura 6.3).

Na região de Luanda-Malanje, a direção estrutural mais evidente das zonas de cisalhamento é NW-SE (Carvalho *et al.*, 1998), com pequenas variações de direção a norte da região de Bembe, de N-S e NNE-SSW para WNW-ESE e que provavelmente se estende até a região do Iona a sul de Angola.

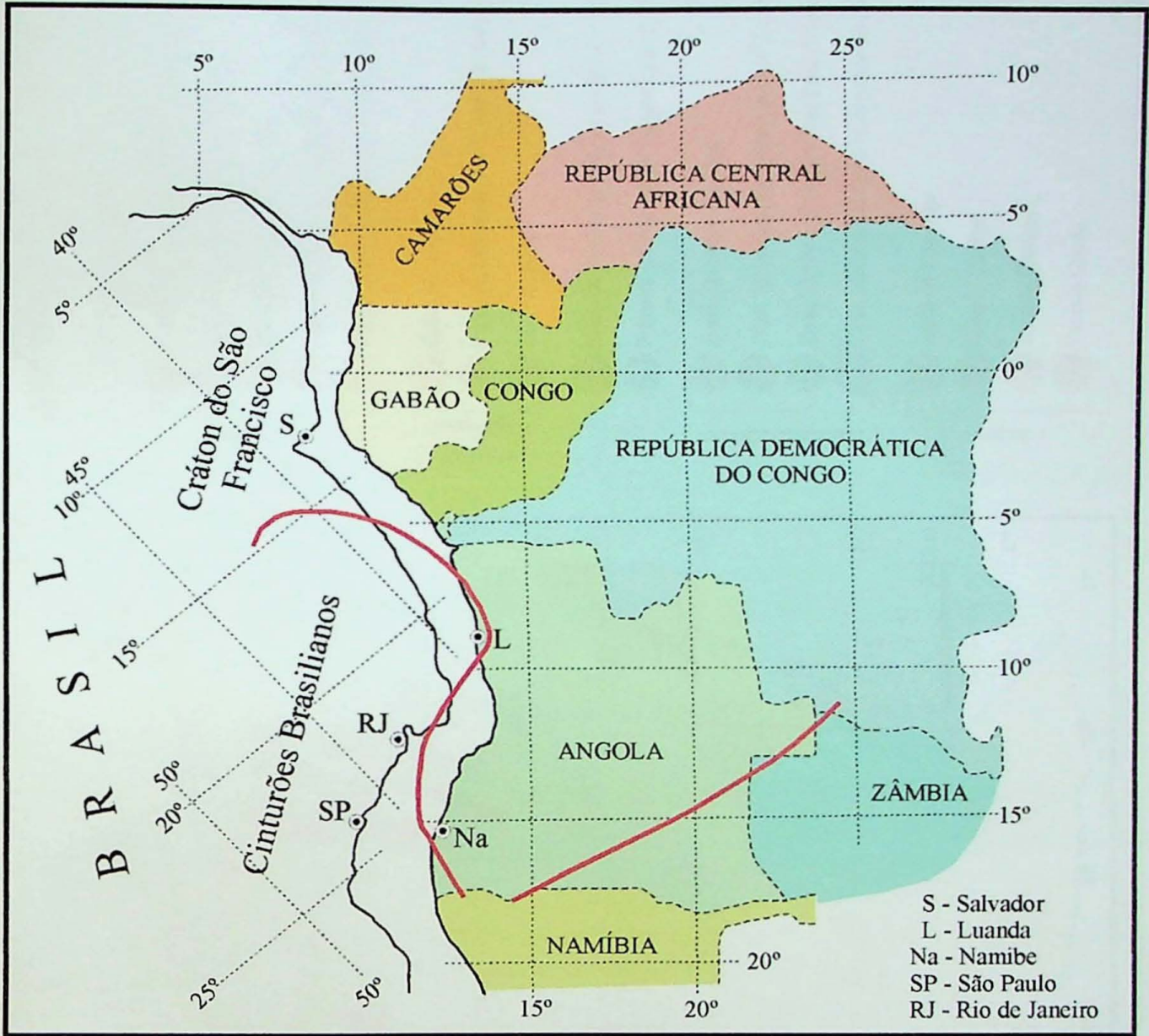


Figura 6.2 - Diagrama mostrando a conexão entre o Cráton do Congo e Faixas Pan-Africanas da Angola, e a margem sudeste do Cráton do São Francisco e as Faixas Costeiras Brasileiras do Brasil.

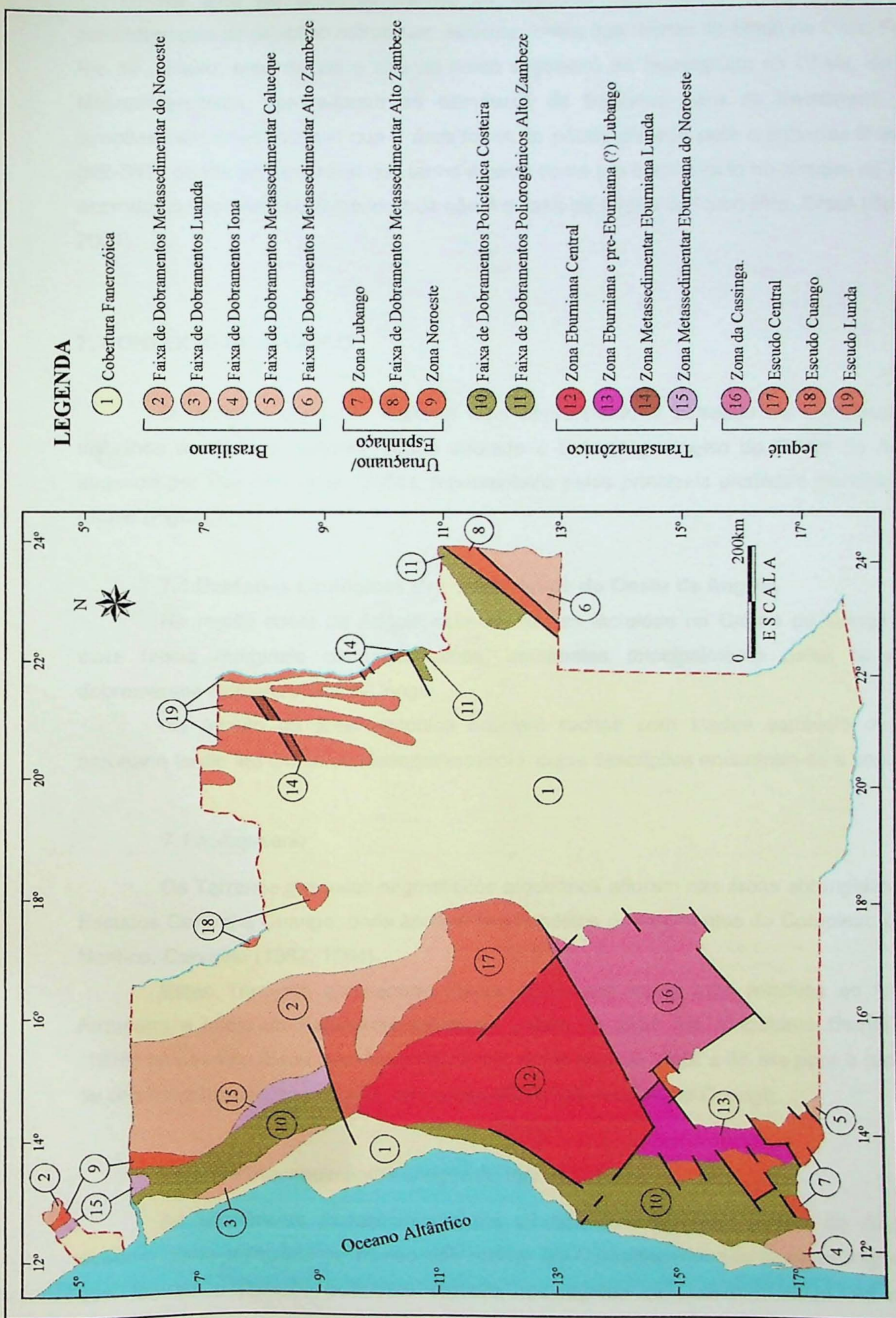


Figura 6.3 - Esboço Geotectónico de Angola (modificado de Carvalho et. al., 2000)

Na área do presente estudo as direções estruturais NW-SE predominantes coincidem com as direções estruturais deformacionais das rochas do bloco de Cabo Frio, no Rio de Janeiro, e os diques e sills de norito e dolerito do Supergrupo da Chela, de idade Mesoproterozóica, aproveitaram as estruturas de fraqueza para se instalarem. Estas direções estruturais indicam que a área foi muito pouco afetada pela orogênese Brasileira (NE-SW), sendo bem provável que tenha atuado como um corpo rígido no choque de placas ocorrido no Proterozóico Superior, que não é o caso da região de Cabo Frio, Brasil (Schimitt, 2001).

7. CONTEXTO GEOLÓGICO

O contexto geológico regional aqui apresentado é baseado na compilação de trabalhos de diversos autores, sendo utilizado o Esboço geológico do Oeste de Angola, sugerido por Carvalho *et al.* (2000), representado pelas principais unidades geológicas da região (Figura 7.1).

7.1. Unidades Litológicas Pré-Cambrianas do Oeste de Angola

Na região oeste de Angola ocorrem rochas incluídas no Cráton do Congo e em suas faixas marginais neoproterozóicas, compostas principalmente pelas faixas de dobramentos Damara e Oeste-Congo.

No âmbito da área cratônica ocorrem rochas com idades variáveis desde o arqueano tardio até o final do Mesoproterozóico, cujas descrições encontram-se a seguir:

7.1.a. Arqueano

Os Terrenos gnaissico-migmatíticos arqueanos afloram nas áreas abrangidas pelos Escudos Central e Cuango, onde apresentam xenólitos de fragmentos do Complexo Gabro-Norítico, Carvalho (1982, 1984).

Estes Terrenos apresentam idades Rb-Sr em rocha total relativas ao final do Arqueano e início do Paleoproterozóico da ordem de 2550 Ma. Entretanto Delhal *et al.* (1976) apresentou idade isocrônica Rb-Sr em rocha total de 2822 ± 66 Ma para o processo de chamoquitização que ocorreu em rochas aflorantes no Escudo Cuango.

7.1.a.1. Metassedimentos antigos do NW

As sequências metassedimentares afloram essencialmente a NW de Angola e ocorrem como relíquias no núcleo das rochas do Complexo Granito-Gnaiss-migmatítico que formam o cinturão policíclico costeiro nas regiões de Luanda-Malanje. As rochas

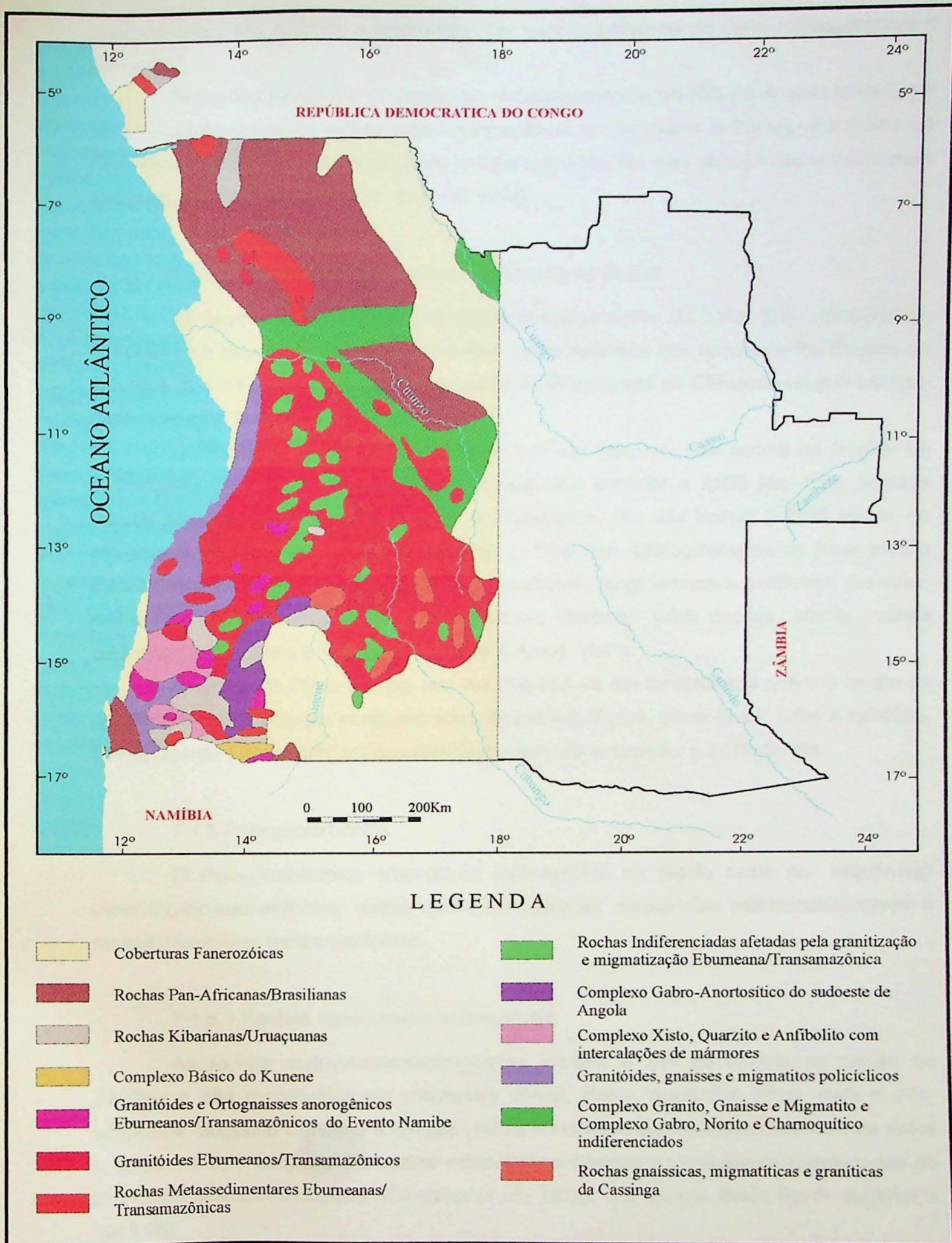


Figura 7.1 - Esboço Geológico do Oeste de Angola (modificado de Carvalho *et al.*, 2000)

predominantes são itabiritos a magnetitas, por vezes portadoras de ouro, metaquartzitos e xistos.

Segundo Carvalho *et al.* (2000) os metassedimentos do NW de Angola devem ser cronocorrelacionados às rochas metassedimentares do Arqueano e Paleoproterozóico na República Democrática do Congo, mais antigas que 2100 Ma e as sequências metavulcano-sedimentares na Bahia, Brasil (Trompette, 1994).

7.1.a.2. Sequências Metavulcanossedimentares do SW

As sequências de rochas metavulcanossedimentares de baixo grau metamórfico, associadas a rochas do tipo greenstone-belt estão incluídas nos denominados Grupos da Jamba e da Chivanda, este último pertencente ao Supergrupo da Chivanda-Negola-Utende-Cela (Carvalho & Alves, 1993)

O Grupo da Jamba é uma unidade rica em itabiritos, que ocorre na Região de Cassinga-Cuima e sua idade tem sido considerada superior a 2500 Ma. Esta unidade parece ser equivalente no Brasil a base do Supergrupo Rio das Velhas (~2790 Ma) e, na Namíbia e África do Sul ao Grupo Marydale (~3000 Ma). Litologicamente da base para o topo este Grupo é composto por grauvacas, quartzitos, conglomerados, anfibolitos vesicular, estruturas do tipo pillow-lavas, lavas siliciosas (dacitos), tufos dacitos, *cherts*, rochas carbonáticas, itabiritos e folhelhos (Carvalho & Alves, 1993).

O Grupo da Chivanda, por sua vez dispõem-se em discordância sobre o Grupo da Jamba e é constituído por conglomerados, quartzitos, Xistos, pillow-lavas, tufos e itabiritos. Evidências de Campo indicam que este Grupo tem idade superior a 2219±90 Ma.

7.1.b. Paleoproterozóico

O Paleoproterozóico encontra-se representado na região oeste por sequências metavulcano-sedimentares, rochas gabro anortosíticas, sequências metassedimentares e rochas granitóides transamazônicas.

7.1.b.1. Rochas metavulcano-sedimentares

As rochas metavulcano-sedimentares afloram a SW de Angola na região de Tómbua e são constituídas por mármore, *cherts*, xistos, quartzitos, filitos, para e orto-anfibolitos. Segundo Carvalho & Simões (1972), o mármore ocorre intercalado com os xistos e quartzitos e, o conjunto é intrudido pelas rochas básicas e ultrabásicas relacionadas ao Complexo Gabro-Anortosítico. (Carvalho *et al.*, 1979), que possui idade Rb-Sr superior a 1826 Ma.

7.1.b.2.Complexo Gabro-Anortosítico

O Complexo Gabro-Anortosítico está representado por gabros noríticos, anortositos e troctolitos. Este Complexo é intrudido por granitóides transamazônicos tipo Quibala e Regional em diversas localidades, conforme descrito em Carvalho & Alves (1990). As idades isotópicas K-Ar obtidas em plagioclásio das rochas máficas e ultramáficas variam no intervalo de 1964 ± 61 Ma e 2157 ± 43 Ma. Estas idades podem estar associadas as idades do grande dique de Zimbabwé (~2200 Ma) e aos anortositos de Gabão com idade próxima a 2700 (Carvalho & Alves, 1993).

Rochas vulcânicas félsicas, datadas em 2219 ± 90 Ma, através de isócronas Rb-Sr, podem estar relacionadas ao Complexo Gabro-anortosítico e representam uma componente mais ácida dentro deste episódio magmático (Carvalho & Alves, 1993).

7.1.b.3.Sequências Metassedimentares

As Sequências metassedimentares de idades Paleoproterozóicas ocorrem na região oeste de Angola no âmbito das seguintes unidades geológicas:

- *Grupos Lulumba e Uonde*, ocorrem numa faixa com cerca de 100Km ao longo da costa a NW de Angola, na região de Luanda-Malanje.
- *Grupo de Bale e Grupo Oendolongo*, constituem as ocorrências do Centro-Oeste e ocorrem como afloramentos isolados na zona central Transamazônica de Angola.
- *Formação Tchipa-lona*, ocorre em faixas isoladas com direção aproximadamente à E-W na região Tchipa-Otchinjau-Chitado-Epupa no sul de Angola (Carvalho & Alves, 1993).

As sequências metassedimentares são constituídas por quartzitos, arcóseos, conglomerados, folhelhos, siltitos, arenitos e grauvas. Assim como o Complexo Gabro-Anortosítico estas sequências também foram intrudidas por granitóides transamazônicos (Carvalho, 1984).

Segundo Cahen *et al.* (1979), os metassedimentos incluídos nos Grupos Lulumba e Uonde apresentam idades Rb-Sr entre 2150 Ma e 1960 Ma e para as ocorrências da região Centro-Oeste (Torquato & Salgueiro, 1977) indicaram a idade Rb-Sr de 2162 ± 99 Ma. A Formação Tchipa-lona é correlacionada à Formação de Khoabendus da Namíbia, que possui a idade de 1860 ± 60 Ma (Carvalho & Alves, 1993).

7.1.b.4.Granitóides Transamazônicos

Os Granitóides Transamazônicos compreendem os granitos Vista Alegre, os denominados Granitos Regionais e Granito Tipo Quibala (Carvalho *et al.*, 1998; 2000). Estes

granitóides apresentam granulação média a grossa, textura porfiroblástica devido a presença de fenocristais de microclíneo e em geral são leucocráticos. As variações mineralógicas permitem a identificação de granodioritos (Araújo & Guimarães, 1992).

A idade obtida a partir de isócronas Rb-Sr nos granitóides Vista Alegre é de 1960 Ma (Carvalho *et al.*, 1998), nos Granitos Regionais a idade está entre 2191±60 Ma e 1853±74 Ma (Carvalho *et al.*, 1979) e, nos Granitos Tipo Quibala a idade está entre 2243±49 Ma e 1847±62 Ma (Carvalho *et al.*, *op. cit.*).

Por sua vez os granitóides Pós-Transamazônicos compreendem os granitos leucocráticos, granitos da Chicala-Cacula, granitos da Canjola, granitos de Caraculo-Chipindo, granitos dos Gandarengos e granitos da Bibala. Segundo Carvalho & Alves (1993) essas rochas estão relacionadas ao último estágio da atividade do ciclo Transamazônico e suas idades estão entre 1650 Ma e 1800 Ma (Rb-Sr em rocha total).

7.1.c. Mesoproterozóico

O Mesoproterozóico está representado por rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares de baixo grau metamórfico e por rochas graníticas de carácter orogênico.

7.1.c.1. Sequências metassedimentares

As sequências metassedimentares compreendem a Formação Cahama-Otjinjau constituída por conglomerados, arenitos, folhelhos e quartzitos, sendo basculada pela instalação dos granitos vermelhos e rochas associadas (Carvalho & Alves, 1993). Segundo Torquato & Salgueiro (1977) esta Formação apresenta idades isotópicas Rb-Sr entre 1700 Ma e 1300 Ma

7.1.c.2. Sequências Metavulcanossedimentar: O supergrupo da Chela

O Supergrupo da Chela constituído por rochas metavulcanossedimentares, compreende o Grupo da Chela, a Formação Leba-Tchamalindi e, sills e diques de norito e dolerito. Ao contrário da Formação Cahama-Otjinjau este Supergrupo não foi intrudido granitos vermelhos e rochas associadas.

O Grupo da Chela é uma sequência vulcano-sedimentar essencialmente vulcano-clástica, conglomerática, quartzítica e argilosa e ocorre geralmente em camadas sub-horizontais (Carvalho & Alves, 1993). A Formação Leba-Tchamalindi é formada por calcários dolomíticos, e por vezes com estromatólitos. Diques de noritos e doleritos são muito abundantes a SW de Angola, estendendo-se desde a Namíbia até a região de Benguela numa extensão cerca de 500 Km. Esses diques, quando ocorrem na região dos sedimentos

do Grupo da Chela, originam sills sub-horizontais de grandes dimensões (Carvalho *et al.*, 1987).

As idades radiométricas Rb-Sr obtidas para as rochas do Supergrupo da Chela estão entre 1411 ± 24 Ma e 1119 ± 44 Ma (Carvalho *et al.*, 1987).

7.1.c.3. Granitos vermelhos e rochas associadas

Os granitos vermelhos anorogênicos encontram-se associados aos granitos pórfiros, riolitos e sienitos exibindo textura granular a porfirítica ou até mesmo vítrea criptocristalina (Torquato & Salgueiro, 1977). Geralmente são porfiróides de granulação média a fina e raramente apresentam minerais máficos. Ocorrem a SW de Angola apresentando-se como corpos alongados, controlados por zonas de cisalhamento (Carvalho & Alves, 1990).

As idades Rb-Sr em rocha total disponíveis para os granitos vermelhos estão entre 1407 ± 26 Ma e 1302 ± 20 Ma (Carvalho *et al.*, 1987).

7.1.d. Neoproterozóico

As rochas Neoproterozóicas da porção oeste de Angola, correspondem aos metassedimentos do Supergrupo Oeste Congo e Supergrupo Damara e, também as intrusões graníticas de diversas composições.

7.1.d.1. Supergrupo Oeste-Congo

O Supergrupo Oeste-Congo aflora a NW e é formado por folhelho, quartzitos, calcários, siltitos, cherts, arcóseos, calcários estromatolíticos e lavas máficas (Cahen *et al.*, 1976). Já o Supergrupo Damara, aflora a SW de Angola e inclui conglomerados, quartzitos, mármore, dolomitos, filitos e arenitos (Carvalho & Alves, 1993).

As idades radiométricas obtidas nos metassedimentos do Supergrupo Oeste-Congo e Supergrupo Damara estão entre 1100 Ma e 600 Ma (U-Pb em zircões), conforme descrito em Torquato (1974) e Cahen, *et al.* (1976).

7.1.d.2. Intrusões graníticas

Os granitóides Brasilianos ocorrem na região de Luanda-Malange e a sul de Angola próximo a borda com a Namíbia. Essas intrusões são conhecidas como, granitóides e migmatitos do cinturão dobrado de Luanda e granitóides Damara (Carvalho *et al.*, 2000).

8. TRABALHOS ANTERIORES DE GEOCRONOLOGIA REGIONAL

Os trabalhos pioneiros de geocronologia na região Oeste de Angola tiveram início na década de setenta, durante a segunda fase da história do conhecimento geológico do território de Angola (meados dos anos 50-1975). Porém na constituição do quadro geológico atualmente aceite, destacam-se os trabalhos citados abaixo:

Torquato & Amaral (1973), apresentaram idades K-Ar de 800 ± 13 Ma e 1085 ± 43 Ma em intrusões noríticas e pórfiros granitóides, nas regiões de Catanda e Vila de Almoester a SW de Angola respectivamente.

Torquato (1974), caracterizou a partir de estudos radiométricos (métodos Rb-Sr e K-Ar), a sul do Namibe, os eventos Muende (1300 ± 100 Ma) e Namibe (1675 ± 72 Ma), além dos eventos Pan-Africano (550 ± 100 Ma), Kibariano (950 ± 100 Ma) e Ebumeano (2000 ± 200) já descritos anteriormente.

Delhal *et al.* (1976), determinaram idades de 2860 Ma (U-Pb) e 2850 ± 120 a 2830 ± 77 Ma (Rb-Sr) em diferentes tipos de rochas associadas ao Complexo Gabro-Norito e Charnoquítico na região de Kasai, Zaire. Segundo os autores estes resultados são similares aos valores obtidos em rochas charnoquíticas no Escudo Cuango em Angola.

Torquato & Oliveira (1977), dataram com base no método Rb-Sr as rochas da região de Chipindo a SW de Angola e obtiveram idade de 1557 ± 35 Ma em granitos e idade de 2149 ± 83 Ma na Sequência vulcano-sedimentar.

Torquato & Salgueiro (1977), apresentaram a geologia da região de Cahama e, concluíram através de datações radiométricas Rb-Sr que esta região foi afetada por um fenômeno termotectônico (Evento Namibe) com cerca de 1675 ± 72 Ma, o qual provocou um rejuvenescimento regional com uma possível atividade magmática.

Bassot *et al.* (1981), calcularam idade Rb-Sr de 1903 ± 26 Ma em rochas migmatíticas do Complexo granito-migmatítico, na porção meridional angolana e, segundo os autores, esta idade corresponde provavelmente a um evento de homogenização isotópica de Sr, que teria rejuvenescido estas rochas.

Delhal *et al.* (1986), buscaram relacionar os dados obtidos pelo método Sm-Nd em rochas de fácies granulítica no Zaire próxima a borda com Angola, com os dados de Rb-Sr e U-Pb já existentes. Contudo obtiveram idade de $3000 \pm 0,2$ Ma através do método Sm-Nd em gnaisses enderbíticos.

Carvalho *et al.* (1987), fizeram a interpretação da história do Ciclo Kibariano/Uruaçuano em Angola, com base em idades isotópicas Rb-Sr e K-Ar. Descreveram ainda que as rochas Kibarianas/Uruaçuanas estendem-se de norte ao sul do Lobito na Província de Benguela até a falha de Ruacana na Província do Cunene.

Carvalho & Tassinari (1992), efetuaram estudos geocronológico através do método Rb-Sr em rochas graníticas que ocorrem na região de Caraculo-Bibala (SW de Angola),

visando caracterizar a idade e a evolução do magmatismo plutônico. Os autores definiram três intervalos para as manifestações magmáticas, correspondendo aos valores de 1950-1900 Ma, 1750-1700 Ma e 1550-1500 Ma.

Carvalho *et al.* (1998), com base em idades Rb-Sr, concluíram que as rochas mais antigas de Angola estão representadas na região de Luanda-Malanje a NW e segundo os autores as rochas devem estar relacionadas ao evento de formação de rochas ou ao metamorfismo de alto grau com aproximadamente 2900 Ma (idade Rb-Sr em rocha total).

Carvalho *et al.* (2000), revisaram o Pré-Cambriano a Oeste de Angola e concluíram que os dois mais importantes eventos metamórficos caracterizados em Angola, são chamados de Lunda-Cuango-Malanje (~2900 Ma) e Malanje-Andulo (~2680-2593 Ma), ambas idades determinadas pelo método Rb-Sr. Estes Eventos correspondem na República Democrática do Congo aos Episódios de Charnokitização Musefu (~2820 Ma) e Moyo (2680±50 Ma a 2593±96 Ma).

9.GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A geologia da área objeto de estudo é constituída essencialmente por rochas do Complexo Granito-Gnaiss-Migmatítico; granitos regionais; intrusões básicas e ultrabásicas que compreendem os gabros e doleritos na forma de maciço e, noritos e doleritos na forma de diques e Sills; metassedimentos; complexos carbonatíticos e diques básicos do Cretáceo e por última as coberturas quaternárias (Figura 9).

Nos trabalhos de campo realizados pela atual equipe do instituto de Investigação Científica Tropical e do Serviço Geológico de Angola, que serviram de base para este projeto, foram mapeadas duas unidades litológicas principais, a mais antiga correspondendo ao Complexo Granito-Gnaiss-Migmatítico com idade Arqueana, que aflora na porção oeste da Província de Benguela, e a segunda, mais jovem, composta pelos granitóides regionais intrusivos com idade Eburneana/Transamazônica.

A figura 9 mostra as unidades que serão descritas a seguir:

9.1.Complexo Granito-Gnaiss-Migmatítico (Arqueano ~2.7 Ga)

O Complexo basal é constituído predominantemente por rochas granitóides e gnáissicas de composição granodiorítica, tonalítica e diorítica pouco orientada (Torquato, 1973).

Os granitóides normalmente apresentam uma mineralogia principal formada por microclíneo, quartzo, oligoclásio-albita verde, e como minerais acessórios observa-se esfênio, zircão, epidoto, alanita, calcita e, raramente muscovita e opacos (Torquato, 1973). Observações de campo e petrográficas indicam que a rocha predominante é de composição

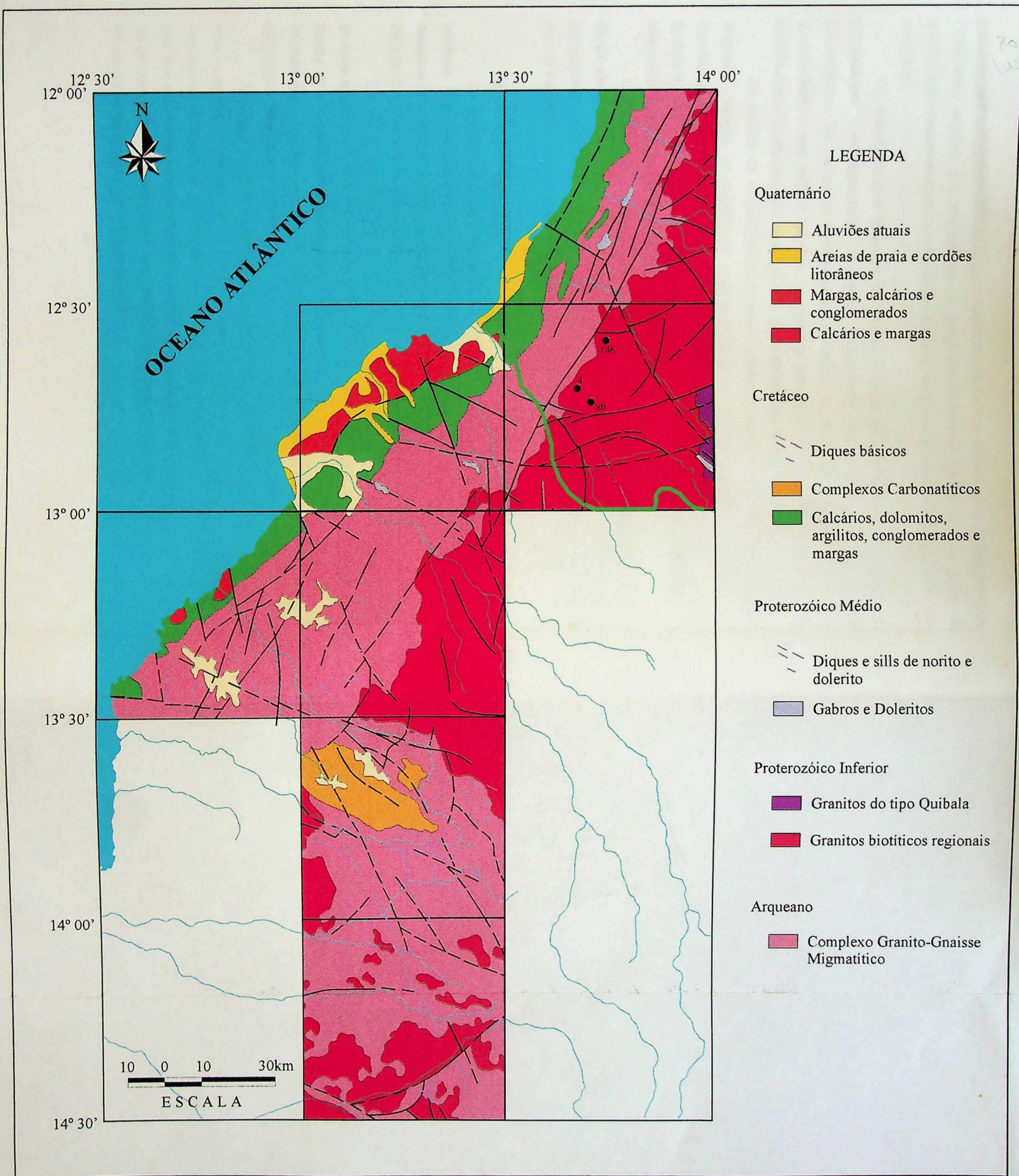


Figura 9 - Mapa Geológico da área de estudo (Extraído da Folha n.º 4 do Mapa Geológico de Angola, Escala 1:1.000.000, 1992).

granítica, aparentemente maciça de granulação média a fina e textura xenomórfica granular. O feldspato alcalino e o plagioclásio em geral apresentam-se alterados e os grãos de quartzo aglomeram-se com frequência formando o conjunto textura em mosaico e textura ondulante.

As estruturas nos gnaisses são caracterizadas pela orientação incipiente dos constituintes ferromagnesianos e ligeiro estiramento dos cristais. Em geral são leucocráticos. As variações mineralógicas permitem a identificação de granodioritos e quartzo-dioritos que exibem granulação média a grossa e às vezes porfírica. A biotita, esfênio e apatita são acessórios frequentes, além de ilmenita e magnetita.

As rochas do embasamento cristalino afloram continuamente ao longo da costa angolana, exceto na região de Luanda-Malange e Malange-Andulo, onde elas são interrompidas pelas rochas afetadas pelos eventos Lunda-Cuango-Malange e Malange-Andulo e, na região do Namibe e Tómbua onde ocorre o Complexo xisto, quartzito com intercalações de mármore (Carvalho *et al.*, 2000).

Carvalho *et al.* (1979), determinaram com base em análises isotópicas pelo método Rb-Sr em rocha total nas amostras de granitóides, gnaisses e migmatitos da Província de Benguela a idade de 2230 ± 160 Ma, considerada por estes autores como a idade de um evento de resfriamento isotópico superposto em rochas arqueanas.

9.2. Granitos regionais

Os granitos regionais ocorrem a NE de Benguela, constituindo a segunda maior unidade. Segundo Bassot *et al.* (1981) os granitos regionais exibem coloração esverdeada devido a presença de clorita e apresentam minerais ferromagnesianos orientados na mesma direção das sequências vizinhas da Chivanda e da Jamba, cujo contato é do tipo intrusivo.

Do ponto de vista geoquímico os granitos regionais possuem uma tendência alcalina e calcio-alcalina, sendo esta última mais frequente. Na composição mineralógica a biotita é o mineral ferromagnesiano mais comum, muscovita e hornblenda são menos abundantes. Apresentam ainda clorita, quartzo, porfiroblastos de microclina e albita-oligoclásio (Bassot *et al.*, 1981).

Quanto à idade dos granitos regionais não existem datações isotópicas disponíveis, mas, segundo Torquato *et al.* (1979), essas rochas são intrusivas nos granitóides Arqueanos. Com base em correlações geológicas pode-se supor que a idade destes granitos está entre aproximadamente 1853 ± 74 Ma (idade Rb-Sr calculada para os granitos da Jamba) e 2243 ± 49 Ma (idade determinada nos granitos tipo Quibala na serra da Ganda, Província de Benguela) (Carvalho *et al.*, 1979).

9.3. Granitos do tipo Quibala

Os granitos porfiroblásticos do tipo Quibala ocorrem na região NE da área. Segundo Araújo & Guimarães (1992), os granitos tipo Quibala, foram formados por processos de fusão parcial de rochas intrusivas e metamórficas pré-existentes. Exibem uma textura porfirítica peculiar devido à presença de fenocristais de feldspato potássico com dimensões variando de 2 a 7 cm. Apresentam ainda plagioclásio, quartzo, biotita e contendo como minerais acessórios zircão, esfênio, apatita e fluorita.

As idades Rb-Sr obtidas para esses granitos na Província de Benguela correspondem a 2243 ± 49 Ma e 1847 ± 62 (Carvalho *et al.*, 1979).

9.4. Intrusões Básicas e Ultrabásicas do Mesoproterozóico

O magmatismo básico e ultrabásico na área de estudo ocorre sob a forma de corpos maciços ovalados de gabros e doleritos e, diques e sills de norito e dolerito.

9.4.a. Corpos maciços

Os maciços básicos e ultrabásicos na área apresentam direção N-S e por vezes NW-SE, constituem estruturas pouco alongadas e às vezes em forma de anel.

Os gabros são muitas vezes metamorfizados, apresentando cordierita deformada por ações tectônicas na composição mineralógica. Ao microscópio estas rochas revelam metassomatismo mais ou menos acentuado com formação de mirmequita frequente e substituição do plagioclásio por feldspato alcalino pertítico. O plagioclásio é labradorita ou andesina-oligoclásio. Apresentam granulometria média e textura blasto-subofítica (Torquato, 1974; Torquato & Salgueiro, 1977). Segundo Torquato (1974) estas rochas também apresentam disjunção esferoidal formando o centro da estrutura. A idade destas rochas está próximo a 1119 ± 44 Ma, obtida através do método K-Ar (Carvalho *et al.* 1987).

9.4.b. Sills e Diques

Os sills e diques de noritos e doleritos do Supergrupo da Chela formam estruturas alongadas e apresentam direção principal NW-SE. São muito abundantes na área, aflorando a SW de Angola, estendendo-se desde a Namíbia até a Província de Benguela numa extensão de 500 Km (Carvalho *et al.*, 1987; Carvalho & Alves, 1990; Carvalho & Tassinari, 1992). Mineralogicamente, tais rochas são compostas por labradorita, piroxênio e anfibólio dispostos numa matriz de textura granular a ofítica e granulometria fina a média (Torquato & Salgueiro, 1977; Carvalho & Tassinari, 1992).

Os sills e diques de norito e dolerito possuem idade de 1100 Ma, obtida através do método K-Ar e idade de 1119 Ma obtida através do método Rb-Sr em rocha total (Carvalho *et al.*, 1987).

9.5. Rochas Cretácicas

A geologia do Cretáceo na área é constituída por rochas Sedimentares, Complexos Carbonatíticos e intrusões básicas:

9.5.a. Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares do Cretáceo na área ocorrem ao longo da linha de costa. São constituídos por calcários de composições diversas, dolomitos, depósitos terrígenos carbonatados e evaporitos das Formações Catumbela e Cuvo.

9.5.b. Complexos Carbonatíticos

Na área de estudo, os Complexos Carbonatíticos afloram a norte da província da Huila próximo ao limite sul da Província de Benguela. Pertencem a Província Diagonal Transangolana recebendo a denominação de Carbonatitos de Bonga (Loureiro, 1995).

O Monte Bonga é constituído por carbonatitos, brechas carbonatíticas, carbonatitos feldspáticos, brechas feldspático-carbonatíticos e granito-carbonatíticas, com clastos graníticos fenitizados, carbonatitos silicificados e fenitos (Loureiro, *op. cit.*).

Segundo Loureiro (*op. cit.*) este Complexo apresenta idades Rb-Sr entre 135 e 85 Ma.

9.5.c. Intrusões Básicas do Cretáceo

Essas intrusões na área correspondem aos diques básicos constituídos principalmente por gabros e dioritos. Na sua maioria, apresentam-se bastantes extensos, sendo orientados segundo as direções N-S, W-E, NNW e WNW.

9.6. Depósitos do Quaternário

O Quaternário na área de estudo está representado por depósitos de fácies marinhas e continentais.

Os depósitos de fácies marinhas são formados por areias de praia e cordões litorâneos que se estendem a norte da cidade do Lobito até a região da Baía Farta. Estes depósitos são constituídos de areias que apresentam granulometria fina a média e concentrações de minerais pesados. Na base deste terraço, encontra-se um conglomerado de seixos quartzíticos, bem rolados, achatados com matriz arenosa, ligeiramente carbonatada (Torquato, 1974).

Os depósitos de fácies continentais compreendem os aluviões modernos que ocorrem nos vales dos rios como é o caso dos rios Cubal, Catumbela e Hanha. O material aluvionar é formado por areias finas contendo matéria orgânica, argilas, e cascalhos

resultantes da desagregação de rochas cristalinas e sedimentares (Araújo & Guimarães, 1992).

10. PRINCIPAIS DIFICULDADES E CRONOGRAMA DE DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

O trabalho se desenvolveu bem, dentro do cronograma proposto (Quadro 10.1). Como principal dificuldade encontrada podemos considerar o fato das únicas amostras disponíveis na área de estudo terem sido coletadas há pelo menos 20 anos pelo geólogo Heitor de Carvalho com finalidade de análises petrográficas, e os exemplares estarem armazenados já moídas no Instituto de Investigação Científica Tropical em Lisboa, o que dificultou a obtenção das amostras grandes para serem efetuados estudos complementares. Foi solicitado o envio das seções delgadas destas amostras, mas não foi possível obtê-las a tempo.

A bibliografia relacionada a área de estudo é bastante escassa, caracterizada, por abordagens restritas, envolvendo poucos dados de campo e/ou laboratoriais incluídos em trabalhos de cunho regional.

Quadro 10.1 - Cronograma de atividades realizadas.

Atividades / Mês	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Levantamento bibliográfico (envolvendo estudo de métodos geocronológicos e geologia de Angola).	■								
Registro de amostras no CPGeo-USP									
Fluorescência de raio X e estudo sobre geocronologia e geologia de Angola.		■							
Preparação química para análises isotópicas.			■	■					
Estudos sobre geocronologia, geologia de Angola e do Brasil em área correlata / Término da preparação de amostras para análises espectrométricas.			■	■	■				
Análises espectrométricas.						■	■		
Tratamento dos dados obtidos em diagramas apropriados, interpretação geológica dos resultados e elaboração do relatório final.								■	■

11. RESULTADOS OBTIDOS

11.1. Apresentação dos resultados

O programa de análises geocronológicas elaborado para este trabalho envolveu 24 análises Rb-Sr e 15 análises Sm-Nd em rochas total, em amostras das principais Unidades litológicas presentes na área, estando representadas pelos granito-gnaisses do

embasamento e pelos granitos regionais. Os dados analíticos encontram-se nas tabelas 11.1.a e 11.1.b e a localização das amostras datadas consta na Figura 3.2.

11.1.a. Análise pelo método Rb-Sr

Os pontos analíticos Rb-Sr relativos aos conjuntos de amostras agrupadas como cogenéticas, com base nas informações geológicas disponíveis, quando lançados em diagramas isocrônicos mostram-se dispersos, sugerindo que muitas destas amostras não eram rigorosamente consanguíneas. Entretanto tais pontos situaram-se próximos a uma reta de referência com inclinação relativa a idade de 1,9 Ga (Figura 11.1.a.1). Selecionando os pontos colineares pode-se definir para os granito-gnaisses do Camaculo (Folha 315) a idade isocrônica de 1831 ± 17 Ma com uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70540 \pm 0,00036$ (MSWD = 8,4)(Figura 11.1.a.2) e para os granito-gnaisses do Lobito (Folha 228) a idade de 1938 ± 17 Ma e com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70402 \pm 0,00021$ (MSWD = 0,4)(Figura 11.1.a.3).

11.1.b. Análise pelo método Sm-Nd

Os dados isotópicos Sm-Nd permitiram o cálculo de idades modelo manto-empobrecido através do método de DePaolo (1988), que definiram dois intervalos principais, o mais antigo entre 2,9 e 2,8 Ga e o mais jovem entre 2,7 e 2,6 (Figura 11.1.b.1).

Os valores de ϵ_{Nd} calculados para 1,8 Ga, foram negativos situando-se principalmente entre -8,5 e -7,0 (Tabela 11.1.b).

11.2. Discussão dos resultados

As idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total obtidas para os granito-gnaisses indicam claramente que estas rochas formaram-se no Paleoproterozóico, próximos a 1,9Ga, a partir de retrabalhamento de rochas crustais mais antigas, com baixa razão Rb-Sr, provavelmente rochas de composição tonalítica-trondjemíticas, como as suites do tipo TTG, muito comuns nos terrenos arqueanos. A Figura 11.2.a. mostra as curvas de evolução isotópica de Sr para as rochas granito-gnaissicas estudadas das Folhas 228 e 315. As curvas iniciam sua evolução no campo crustal próximo de materiais de composição similar a do manto superior. Esta interpretação é confirmada pelas idades modelo manto-empobrecido que indicaram dois intervalos de tempo durante o Arqueano, como as épocas principais de ocorrência dos processos de diferenciação manto-crosta, responsáveis pela formação da crosta continental na área de estudo.

Os valores de ϵ_{Nd} negativos, calculados para 1,8 Ga, demonstram que as rochas paleoproterozóicas que ocorrem na área de estudo foram produzidas através de processos de fusão parcial de rochas mais antigas. No gráfico ϵ_{Nd} versus tempo geológico (Figura

11.1.b.1) observa-se que todas as rochas analisadas são derivadas de uma crosta continental primitiva arqueana.

No diagrama ϵ_{Nd} versus razão inicial de Sr (Figura 11.2.b) observa-se que os pontos relativos as amostras analisadas, onde foi possível obter confiabilidade no valor de suas razões iniciais de Sr, apresentam valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (Tabela 11.2.a) compatível com rochas da crosta inferior e valores de ϵ_{Nd} relativos a crosta continental superior. Estes dados reforçam mais uma vez que esta composição é típica de Terrenos tonalíticos-thronjdemíticos com longo tempo de residência crustal (Arqueano), que em geral ocorrem associados as sequências do tipo "greestone belt" como já mencionado anteriormente.

Tabela 11.2.a – Dados de Razões Sr^{87}/Sr^{86} Iniciais.

No. Campo	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	1/Sr	Sr^{87}/Sr^{86} (Y)	Rb^{87}/Sr^{86} (X)	T(Ma) $\lambda = 1.42$	$(Sr^{87}/Sr^{86})_0$ p/T(Ma)
228-467	Granito-gnaisse	141,65	282,8	0,00354	0,74218	1,455	1831	0,70387
228-870	Granito-gnaisse	127,95	330,85	0,00302	0,735340	1,1223	1831	0,70578
252-4	Granito-gnaisse	36,96	52,46	0,01906	0,761043	2,0498	1831	0,70705
274-182	Granito-gnaisse	133,15	162,1	0,00617	0,771567	2,3923	1831	0,70855
315-17	Granito-gnaisse	140,35	386,15	0,00259	0,735694	1,0548	1831	0,70791

12. CORRELAÇÃO GEOLÓGICA COM A REGIÃO CONTÍGUA NO SUDESTE DO BRASIL

A área contígua em território brasileiro da região angolana de Benguela corresponde a faixa situada aproximadamente entre as cidades de São Sebastião em São Paulo e o sul do Rio de Janeiro. A Figura 12.1 ilustra a correlação geológica Brasil-Angola, onde se observa que a orogenia brasiliana, representada na Africa pela Faixa Damara, ocorre somente no extremo sudoeste de Angola e depois inflete-se para oeste, ocorrendo no Brasil na Faixa de Dobramentos Ribeira, que se estende para norte, amalgamando os Crátoms do São Francisco e de Angola-Kasai.

Em contexto geotectônico esta área está incluída nos domínios de dobramentos do segmento central da Faixa Ribeira, que teve sua evolução durante o Proterozóico superior, com suas fases sintectônicas variando desde 800 até 600 Ma, dependendo da região, (Carvalho & Tassinari, 1992).

A Faixa Ribeira se constitui em um complexo cinturão orogênico, que se estende por aproximadamente 1400 Km com direção NE-SW ao longo da costa brasileira (Trouw *et al.*, 2000). A reconstrução do Gondwana, mostra que essa importante unidade geotectônica participou do episódio de colagem, que originou a parte oeste do paleocontinente Gondwana, do Neoproterozóico ao Eopaleozóico (Brito Neves & Cordani, 1991).

Tabela 11.1.a. Dados analíticos Rb-Sr em Rocha Total dos Granito-Gnaisses da área estudada.

SPR	No. Campo	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (X)	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Y)	Erro
2094	F228-467 B21	RT/Granito-gnaisse	141,65	282,80	1,4546	0,0570	0,742183	0,000089
14451	F228-521 B21	RT/Granito-gnaisse	55,40	538,85	0,2977	0,0054	0,712349	0,000057
14448	F228-870 B21	RT/Granito-gnaisse	127,95	330,85	1,1223	0,0051	0,735340	0,000037
14449	F228-875 B21	RT/Granito-gnaisse	117,65	359,40	0,9498	0,0234	0,733010	0,000037
14450	F228-891 B21	RT/Granito-gnaisse	89,80	619,55	0,4198	0,0127	0,715626	0,000029
2096	F252-116 B21	RT/Granito-gnaisse	157,25	297,90	1,5342	0,0356	0,750629	0,000030
14453	F252-146 B21	RT/Granito-gnaisse	99,55	329,60	0,8762	0,0080	0,731520	0,000037
14454	F252-187 B21	RT/Granito-gnaisse	92,00	467,85	0,5698	0,0079	0,720064	0,000086
14452	F252-4 B21	RT/Granito-gnaisse	36,96	52,46	2,0498	0,0165	0,761043	0,000046
14455	F252-80 B21	RT/Granito-gnaisse	76,90	738,78	0,3014	0,0028	0,713426	0,000029
2244	F274-182 B21	RT/Granito-gnaisse	133,15	162,10	2,3923	0,0092	0,771567	0,000023
14507	F274-242 B21	RT/Granito-gnaisse	54,65	593,15	0,2668	0,0008	0,713116	0,000064
14504	F274-43 B21	RT/Granito-gnaisse	82,85	197,80	1,2163	0,0261	0,742002	0,000059
14505	F274-53 B21	RT/Granito-gnaisse	91,85	396,00	0,6723	0,0137	0,723333	0,000051
14497	F315-10 B21	RT/Granito-gnaisse	85,45	371,65	0,6664	0,0103	0,722675	0,000029
14506	F315-10 B22	RT/Granito-gnaisse	65,00	461,25	0,4082	0,0018	0,716156	0,000029
14501	F315-15 B21	RT/Granito-gnaisse	135,25	463,20	0,8468	0,0111	0,727951	0,000051
14502	F315-16 B21	RT/Granito-gnaisse	123,75	231,70	1,5458	0,0323	0,707729	0,000028
2240	F315-17 B21	RT/Granito-gnaisse	140,35	386,15	1,0548	0,0034	0,735694	0,000118
14498	F315-24 B21	RT/Granito-gnaisse	102,35	363,40	0,8167	0,0023	0,727241	0,000029
14500	F315-3 B21	RT/Granito-gnaisse	110,70	553,70	0,5794	0,0067	0,720511	0,000065
14499	F315-36 B21	RT/Granito-gnaisse	44,15	655,43	0,1950	0,0016	0,710446	0,000050
2241	F315-76 B21	RT/Granito-gnaisse	191,15	143,85	3,8836	0,0372	0,807465	0,000024
2233	F228-870 B21	RT/Granito-gnaisse	127,95	330,85	1,0412	0,0047	0,000000	0,000000
14503	F315-107 B21	RT/Granito-gnaisse	138,45	378,10	0,9858	0,0116	0,000000	0,000000

Tabela 11.1.b. Dados analíticos Sm-Nd em Rocha Total e de ϵ_{Nd} para T genérico

SPS	No. Campo	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(t)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{(T_{\text{DM}})}$	T_1 (Ma)	$\epsilon_{(T_1)}$	T_2 (Ma)	$\epsilon_{(T_2)}$
2094	F228-467 B21	RT/Granito-gnaiss	13,556	86,865	0,0944	0,511024	-31,48	-0,52	2594,8	2,3852672	1938	-6,1882892	1831	-7,5849161
2233	F228-870 B21	RT/Granito-gnaiss	5,811	34,324	0,1024	0,511068	-30,63	-0,48	2725,6	2,1673111	1938	-7,3089653	1831	-8,5963296
2096	F252-116 B21	RT/Granito-gnaiss	0,000	30,513	0,0000	0,511214	-27,78	-1,00	1306,2	4,9948599	1938	20,846534	1831	18,161904
2095	F252-4 B21	RT/Granito-gnaiss	1,848	5,903	0,1893	0,512121	-10,09	-0,04	---	---	1938	-8,2468942	1831	-8,3483838
2244	F274-182 B21	RT/Granito-gnaiss	4,874	28,715	0,1026	0,511118	-29,65	-0,48	2660,9	2,2746641	1938	-6,3986655	1831	-7,6824384
2237	F275-413 B21	RT/Granito-gnaiss	8,379	57,297	0,0884	0,510907	-33,77	-0,55	2615,1	2,3205549	1938	-7,0230865	1831	-8,4996333
2238	F275-106 B21	RT/Granito-gnaiss	3,342	15,829	0,1277	0,511408	-23,99	-0,35	2934,2	1,839509	1938	-6,931069	1831	-7,8731145
2236	F275-299 B21	RT/Granito-gnaiss	8,371	47,633	0,1063	0,511800	-16,35	-0,46	1762,4	3,9811334	1938	6,0060796	1831	4,7719413
2239	F275-435 B21	RT/Granito-gnaiss	4,930	30,771	0,0969	0,511012	-31,72	-0,51	2668,9	2,2604927	1938	-7,044992	1831	-8,4072432
2235	F315-134 B21	RT/Granito-gnaiss	8,489	54,606	0,0940	0,511053	-30,92	-0,52	2548,5	2,4648685	1938	-5,5324336	1831	-6,9340381
2234	F315-166 B21	RT/Granito-gnaiss	17,501	97,100	0,1090	0,511221	-27,64	-0,45	2672,4	2,2563559	1938	-5,9596012	1831	-7,1566837
2240	F315-17 B21	RT/Granito-gnaiss	5,232	35,173	0,0900	0,510942	-33,08	-0,54	2603,9	2,3692999	1938	-6,6968411	1831	-8,1537048
2242	F315-242 B21	RT/Granito-gnaiss	8,812	43,370	0,1229	0,511367	-24,79	-0,38	2842,8	1,9813265	1938	-6,5403679	1831	-7,548142
2243	F315-245 B21	RT/Granito-gnaiss	6,238	41,655	0,0906	0,510955	-32,83	-0,54	2600,4	2,3752574	1938	-6,5928101	1831	-8,0414164
2241	F315-76 B21	RT/Granito-gnaiss	2,427	11,250	0,1305	0,511492	-22,35	-0,34	2874,6	1,9323199	1938	-5,9810564	1831	-6,8850849

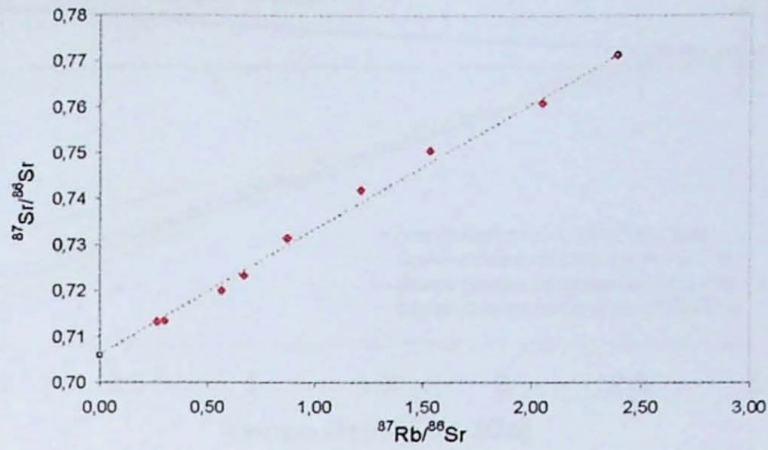


Figura 11.1.a.1. Diagrama Isocrônico Rb-Sr de Referência para os Granito-Gnaisses da Catumbela (Folha 252) e da Canhoca (Folha 274). A reta tracejada tem uma inclinação relativa a idade de 1,9 Ga.

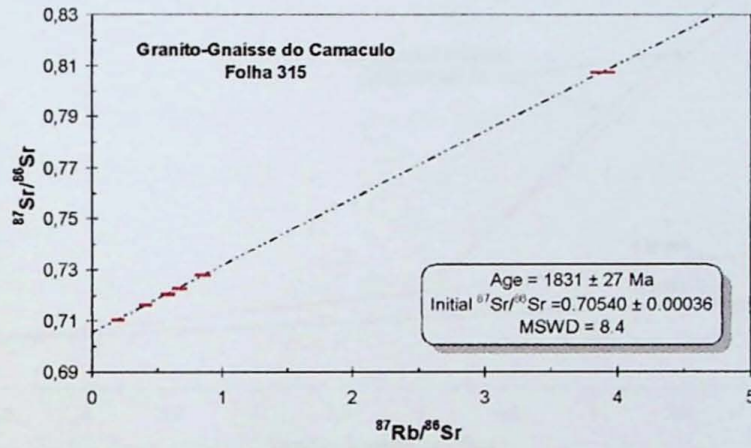


Figura 11.1.a.2. Diagrama Isocrônico Rb-Sr dos Granito-Gnaisses do Camaculo (Folha 315).

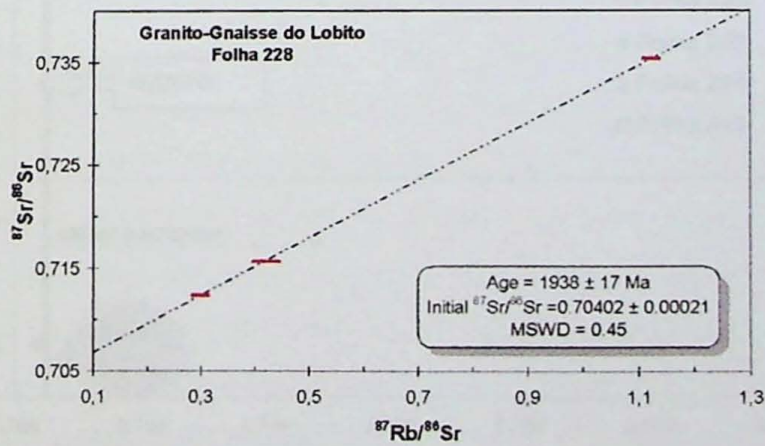


Figura 11.1.a.3. Diagrama Isocrônico Rb-Sr dos Granito-Gnaisses do Lobito (Folha 228).

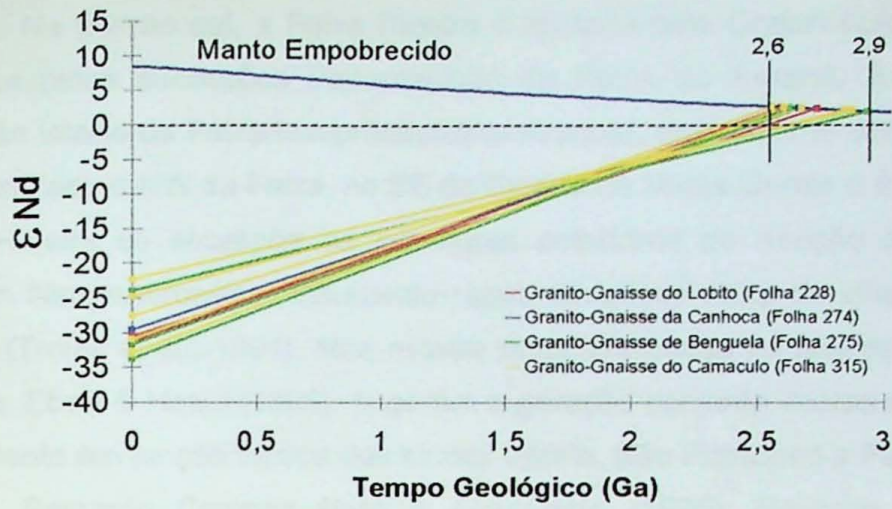


Figura 11.1.b.1. Diagrama de Evolução do ϵNd x Tempo Geológico para os granito-gnaisses do Lobito, Canhoca, Benguela e Camaculo.

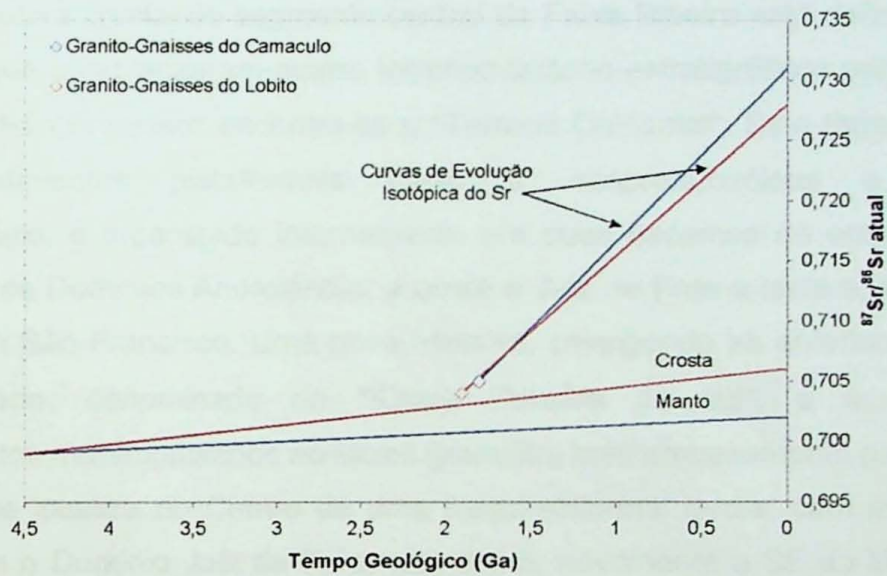


Figura 11.2.a. Diagrama Tempo Geológico x $^{87}Sr/^{86}Sr$ Atual

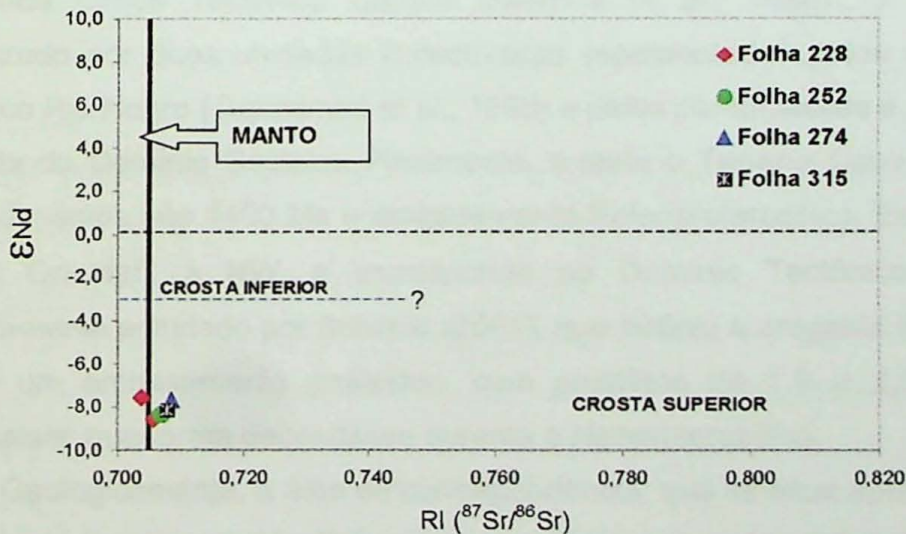


Figura 11.2.b. Diagrama Ri x ϵNd para os granitos-gnaisses da área

Na porção sul, a Faixa Ribeira é limitada pelo Craton Luís Alves e, ambos estão cobertos pelas sucessões Fanerozóicas da Bacia do Paraná. A norte observa-se uma transição lateral da Faixa Neoproterozóica Araçuaí, que assume direção predominante N-S. Por outro lado a NW da Faixa, no SE do Estado de Minas Gerais o *trend* estrutural de NE da Faixa Ribeira se sobrepõe as estruturas anteriores de direção NNW da Faixa Brasília também Neoproterozóica, resultando numa complexa zona de interferência entre as duas Faixas (Trouw et al., 1994). Isso mostra mais diferenças do que semelhanças com a faixa Brasília. Ebert & Hasui (1998), sugerem a geração conjunta destas duas Faixas, através do fechamento em junção tríplice dos blocos Vitória, São Francisco e Paraná.

Segundo Campos Neto & Figueiredo (1995); Heilbron et al. (1995), o grau metamórfico nesta Faixa aumenta de SE para NE, apresentando baixo a médio grau na porção SE e atingindo fácies granulítica nas porções centrais e NE.

A estrutura crustal do segmento central da Faixa Ribeira está definida por Heilbron et al. (2000), que caracterizaram quatro terrenos tectono-estratigráficos principais. No limite sul do Cráton São Francisco encontra-se o "Terreno Ocidental". Este terreno é constituído por metassedimentos plataformais meso a neoproterozóicos e embasamento paleoproterozóico, é organizado internamente em duas escamas de empurrão de escala crustal, sendo os Domínios Andrelândia, a oeste e Juíz de Fora a leste e, ambos cavalgam sobre o Cráton São Francisco. Uma nova escama, cavalgando as anteriores, representa o próximo Terreno, denominado de "Klippe Paraíba do sul", e é constituído por metassedimentos metamorfisados no fácies granulito, com embasamento paleoproterozóico. Este terreno se localiza no Centro de uma mega-sinformal tardia, com eixo NE-SW, que dobra, também o Domínio Juíz de Fora, que aflora, novamente a SE da klippe. A seguir o "Terreno Oriental", em contato com o "Terreno Ocidental" através de uma zona de cisalhamento milonítica mergulhando para NW, com mais de 200 Km de extensão e, denominada Limite Tectônico Central (Almeida *et al.*, 1998). O Terreno Oriental, é caracterizado por duas unidades litotectônicas representadas pelos ortognaisses do arco magmático Rio Negro (Tupinambá et al., 1998) e pelos paragnaisses e granitóides sin a tardi colisionais do Domínio Costeiro. Finalmente, a leste o Terreno Cabo Frio, constituído por metassedimentos pós 1400 Ma e embasamento Paleoproterozóico. Este Terreno cavalga o "Terreno Oriental", a NW, e corresponde ao Domínio Tectônico de Cabo Frio, foi detalhadamente estudado por Schimitt (2001), que definiu a orogenia Búzios e Caracterizou na área um embasamento gnáissico, com protólitos de 1,9 a 2,0 Ga, recoberto por supracrustais, que foram depositadas durante o Neoproterozóico.

Geologicamente, a área de correspondência, que se situa aproximadamente entre o sul do Rio de Janeiro até São Sebastião, inclui terrenos metamórficos de médio a alto grau do Complexo Costeiro e ortognaisses e granitóides representativos do Arco Magma Rio Negro, ambos do Terreno Oriental. O Complexo Costeiro é constituído por rochas gnaissica-

migmatíticas, que apresentam paleossomas de hornblenda-biotita gnaisses e neossoma de composição granodiorítica, paragnaisses portadores de granadas e, subordinadamente, quartzitos, rochas calcio-silicatadas e metassedimentos síltico-argilosos. Núcleos de rochas máficas-ultramáficas, centimétricos a métricos, em estruturas de "boudinagem", ocorrem no interior dos paragnaisses (Carvalho & Tassinari 1992; Dias Neto, 2001).

Este conjunto metamórfico encontra-se intrudido por vários corpos de granitóides porfiróides, por vezes foliados, de composição variando de granítica a granodiorítica, mas ocorrendo também variações elasquíticas, cálcio-alcálicas e alcálicas. Estes maciços graníticos estão, em geral relacionados com corpos charnockíticos (granito com "hiperstênio") de natureza ígnea (Carvalho & Tassinari, 1992).

Em termos geocronológicos (Tassinari *et al.*, 1990; Gasparini & Mantovani, 1975) forneceram para os granitóides e charnockitos intrusivos, idades, isocrônicas Rb-Sr, no intervalo de tempo 550-500 Ma, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais próximas a 0,712.

Estudos geocronológicos realizados por (Tassinari *et al.*, 1998), indicaram idades Rb-Sr em rocha total para os terrenos gnaissico-migmatíticos do Complexo Costeiro, obtidas para locais distintos, variáveis entre 650 a 600 Ma, com razões iniciais entre 0,709 e 0,727, sendo que próximo a área de correspondência os valores variam de 0,717 a 0,727.

Dias Neto (2001), forneceu idades Rb-Sr, em rocha total de 633 ± 59 Ma, em granitóides de Juqueí do Complexo Costeiro em São Paulo.

O Complexo Rio Negro, é constituído por ortognaisses interpretados como embasamento Transamazônico da Faixa Ribeira, intrudidos por rochas relacionadas ao Brasileiro (Tupinambá, 1999).

Em termos geocronológicos (Fonseca *et al.*, 1984), apresentaram idade isocrônica Rb-Sr de 623 ± 19 Ma e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7069, obtidas em migmatitos ortoderivados correlatos, na cidade do Rio de Janeiro.

Tupinambá (1999), apresentou idades Rb-Sr em rocha total de 547 ± 8 Ma, $r_i = 0,7042$ e 560 ± 23 Ma, $r_i = 0,70688$, obtidas em leucogranitos e granitóides pórfiros na região serrana do Rio de Janeiro.

As rochas graníticas do Batólito de Niterói foram analisadas por Silva *et al.* (2000) e apresentaram idades Rb-Sr de 644 ± 30 Ma, 564 ± 21 Ma e 531 ± 19 Ma, com razões iniciais de Sr/Sr entre 0,711 e 0,713.

Estes dados de Rb-Sr indicam claramente que os Terrenos metamórficos e os granitóides intrusivos formaram-se respectivamente por retrabalhamento e anatexia de rochas da crosta continental superior, no final do Proterozóico Superior e início do Fanerozóico.

Tassinari *et al.* (1989), obtiveram também para as rochas gnaissicas-migmatíticas do Complexo Costeiro, valores de ϵ_{Nd} fortemente negativos, o que confirma, pelas composições isotópicas de Nd, a hipótese de origem a partir da reciclagem de materiais

crustais. Em adição estes autores obtiveram, para as mesmas rochas, idades modelo Sm-Nd T_{Dm} , de 1800 e 2000 Ma, sugerido o ciclo Transamazônico como o principal evento formador dos protólitos crustais das rochas do Complexo Costeiro e dos granitóides intrusivos.

Em convergência aos resultados obtidos por (Tassinari *et al.*, 1989), (Tupinambá, 1999), apresentou idades modelos T_{Dm} entre 1800 e 1300 Ma, em granitóides do Complexo Rio Negro na região serrana do Rio de Janeiro. Estas idades não se correlacionam temporalmente com as idades obtidas para o magmatismo granítico mais antigo da região angolana de Benguela.

Embora as idades de Formação das rochas da região Centro-Oeste de Angola e da área contígua no Brasil não se correlacionarem diretamente, é muito provável que as rochas incluídas nos Complexos Costeiros e Rio Negro tenham sido geradas a partir de retrabalhamento, pela orogênese brasileira, de terrenos paleoproterozóicos similares aos existentes no sudoeste do Cráton-Angola-Kasai, a exemplo da região de Caraculo-Bibala.

A área de estudo onde as rochas foram predominantemente produzidas por retrabalhamento de terrenos arqueanos, deve representar antigos microcontinentes que sofreram amalgamações nos ciclos orogênicos subsequentes. Estes dados contrastam fortemente com o padrão geocronológico disponível para as rochas da Faixa de Dobramentos Ribeira, que ocorrem nas áreas contíguas no Brasil, onde o principal evento metamórfico responsável pela formação das rochas presentes ocorreu em torno de 580 Ma (Neoproterozóico), retrabalhando rochas diferenciadas do manto superior há 2,0 Ga, já no Paleoproterozóico. Tais informações reforçam a hipótese de que a ruptura do supercontinente Gondwana, ocorreu na zona de contato entre a faixa orogênica neoproterozóica e a área Cratônica.

Apesar do Domínio Tectônico de Cabo Frio não pertencer a área correlata, Schmitt (2001) determinou em ortognaisses félsicos, idades modelo Sm-Nd (T_{Dm}) próximas as obtidas na área de estudo que variam entre 2,4 e 2,6 Ga e nesta mesma unidade a autora conclui que o magma do Paleoproterozóico não é juvenil. Os valores de ϵ_{Nd} dos granitóides na época de sua cristalização (de 2,0 a 1,96 Ga, idades U-Pb em Zircão) estão no intervalo entre -2,5 e -5, sugerindo uma forte contribuição de material crustal na formação.

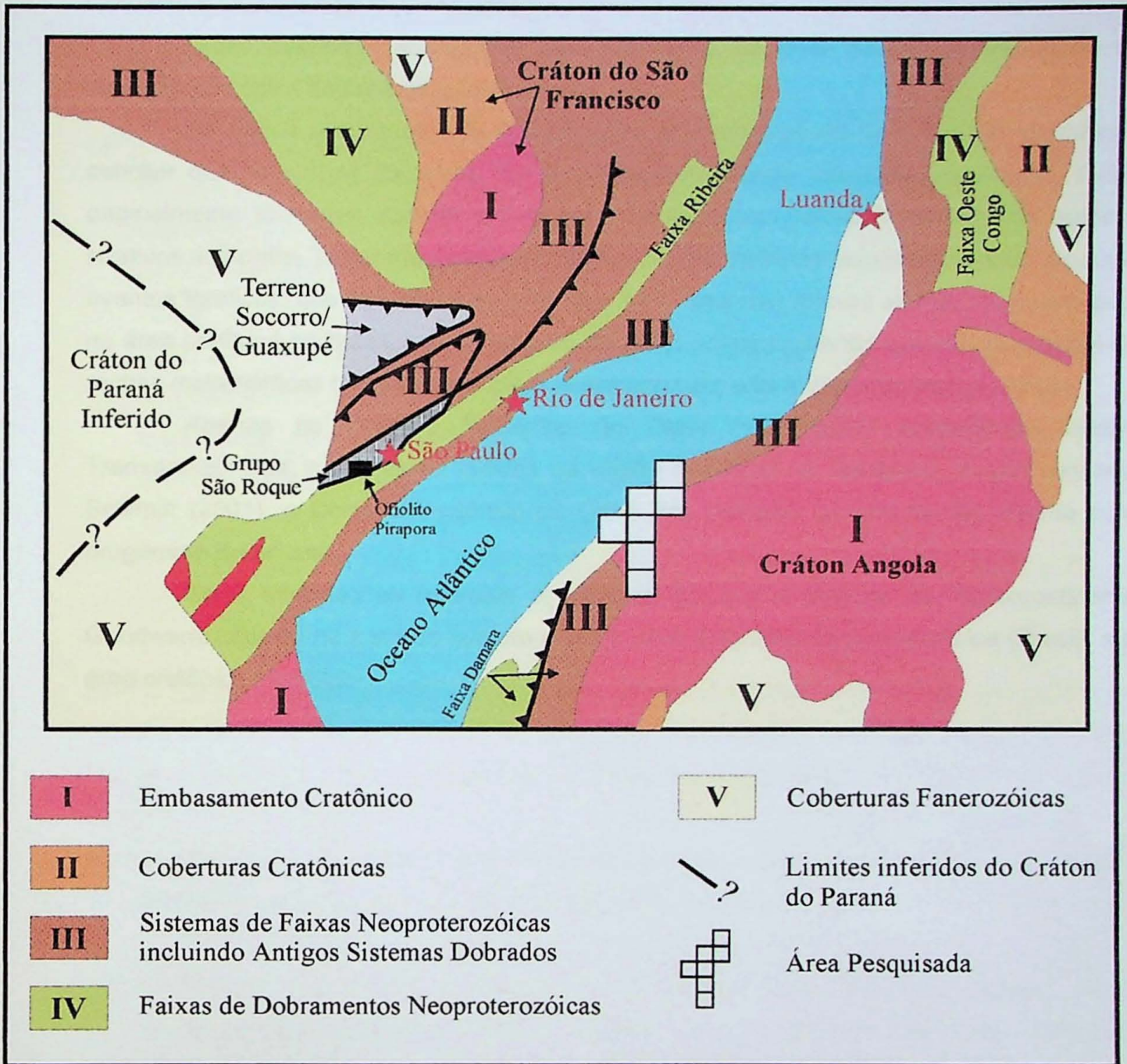


Figura 12.1.a - Correlação Geológica com a região contígua no sudeste do Brasil (Modificado de Tassinari *et al.*, 2001).

13. CONCLUSÃO

A realização deste trabalho, é uma contribuição ao projeto que vem sendo desenvolvido na região oeste de Angola coordenado pelos professores Dr. Heitor de Carvalho e Dr. Colombo C. G. Tassinari.

O levantamento bibliográfico realizado serviu de base para o entendimento da evolução geológica da área de estudo.

Os dados obtidos através da aplicação dos métodos Rb-Sr e Sm-Nd, permitiram concluir que as rochas da borda Sul do Cráton do Congo (bloco Angola-Kasai), foram originalmente formadas durante o Arqueano tardio e retrabalhadas durante os eventos relativos aos ciclos Transamazônicos e Brasilianos. A orogênese brasileira apenas produziu eventos térmicos, que rejuvenesceram idades K-Ar, mas não formou rochas, ao passo que, na área contígua no Brasil, esta orogênese foi muito intensa gerando grande quantidade de rochas metamórficas que atingiram até a fácies granulito e forte magmatismo granítico.

Apenas no Domínio Tectônico de Cabo Frio, foram encontradas idades Transamazônicas, próximas as obtidas na região angolana de Benguela, e que segundo Schmitt (2001), o Domínio Tectônico de Cabo Frio também foi fortemente afetado pela orogênese Brasileira.

Estas informações reforçam a hipótese de que a ruptura do Supercontinente Gondwana ocorreu na zona de contato entre a faixa orogênica neoproterozóica (Brasil) e a área cratônica (Angola).

14. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R.A.J. (1998) Geometric and Kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In; CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 39., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. p32
- ARAÚJO, A.G.; GUIMARÃES, F.; PEREVALAV, O.V.; VOINOUSKI, A.S.; TSELIKOUSKY, A F.; AGUEEV, Y.L.; POLSKOI, F.R.; KHÓDIREV, V.L.; KONDRÁTIEV, A.I. (1992) *Geologia de Angola: notícia explicativa da carta geológica à escala 1;100.000*. Luanda, Serviço Geológico de Angola. 137p.
- BASSOT, J.P.; PASCAL, M.; VIALETTE, Y. (1981) "Données nouvelles sur la stratigraphie, la géochimie et la géochronologie des formations précambriennes de la partie méridionale du Haut Plateau angolais". *Bulletin. Bureau Recherche Geologique Minières.Serie IV*, n.2, p.285-309.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. (1991) Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v.33, p23-40.
- BRITO NEVES, B.B. (1993) De Rodínia a Gondwana. São Francisco/ Congo: Placa, Continente/Península, Cráton e Antepaís. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais*. Salvador, SBG. p.3-5.
- BRITO NEVES, B. B. (1999) Quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. *Revista Brasileira de Geociências*, v.29, n.3, p.379- 392.
- BRITO NEVES, B.B. (1993) De Rodínia a Gondwana. São Francisco/ Congo: Placa, Continente/Península, Cráton e Antepaís. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. *Anais*. Salvador, SBG. p.3-5.
- CAHEN , L.; SNELLING, N. J.; DELHAL, J.; VAIL, J. R. (1984) *The geochronology and evolution of Africa*. Oxford, Clarendon Press. 512p.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1995) The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal and South American Earth Sciences*, v.8, n 2, p143-162.

- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1995) The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal and South American Earth Sciences*, v.8, n 2, p143-162.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1995) The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal and South American Earth Sciences*, v.8, n 2, p143-162.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1995) The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal and South American Earth Sciences*, v.8, n 2, p143-162.
- CARVALHO, H.; SIMÕES, M.C. (1972) Algumas considerações sobre as séries metamórficas da região central do sudoeste de Angola. *Revista Faculdade Ciências Lisboa. Série C*, v.17, n.1, p. 135-158.
- CARVALHO, H.; FERNANDEZ, A.; VIALETTE, Y. (1979) Geochronologie absolue du Précambrien du Sud-Ouest de l'Angola. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, n. 288, p. 1647-1650.
- CARVALHO, H. de (1984) Estratigrafia do Pré-Cambriano de Angola. *Garcia de Orta. Série Geologia. Lisboa. Instituto de Investigação Científica Tropical*, v. 7, n. 1-2, p. 1-66.
- CARVALHO, H. de; CASTRO, J.; SILVA, Z.C.; VIALETTE, Y. (1987) The Kibarn cycle in Angola: a discussion. In: BOWDEN, P.; KINNAIRD, J. (ed.) *African geology reviews*. London, John Wiley. p.85-102.
- CARVALHO, H.; ALVES, P. (1990) Gabbro-Anorthosite Complex of SW Angola/NW Namíbia, notes about the general geology: na essay of genetic interpretation. *Comunicações Instituto Investigação Científica Tropical*, n.2, p.1-66.
- CARVALHO, H. de; TASSINARY, C.C.G. (1992) Idades do magmatismo granítico da região do Caraculo-Bibala (SW de Angola) e suas implicações na correlação geológica com o cinturão Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira Geociências*, v. 22, n. 1, p.73-81.
- CARVALHO, H. de; ALVES, P. H. (1993) The Precambrian of SW Angola and NW Namíbia. *Comunicações. Instituto de Investigação Científica Tropical. Série de Ciências da Terra*. n.4, p.1-38.

- CARVALHO, H. de; ALVES, P. H.; TASSINARI, C. C. G.; GUIMARÃES, F. R.; SIMÕES, M. C. (1998) Rb-Sr basement geochronology of the Luanda-Malange region (NW Angola). *Garcia de Orta. Série. Geologia. Lisboa*, v.17, n.1-2, p.15-25.
- CARVALHO, H. de; ALVES, P. H.; TASSINARI, C. C. G.; GUIMARÃES, F. R.; SIMÕES, M. C. (2000) Geochronological review of the Precambrian in Western Angola: links with Brasil. *Journal of African Earth Sciences*, v. 31, n. 2, p.383-402.
- DELHAL, J.; LEDENT, D.; TORQUATO, J. R. (1976) Nouvelles données géochronologiques relatives au complexe gabbro-noritique et charnockitique du bouclier du Kasai et à son prolongement en Angola. *Annales Société Géologique de France*, n. 99, p.211-226.
- DELHAL, J.; DEUTSCH, S.; DENOISEUX, B. (1986) A Sm-Nd isotopic study of heterogeneous granulites from the archaean Kasai-Lomami gabbro-norite and charnockite complex (Zaire, Africa). *Chemical Geology*, n. 57, p.235-245.
- DEPAOLO, D.J. (1988) *Neodymium isotope geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. 187p.
- DIAS NETO, C.M. (2001) *Evolução tectono-termal do complexo costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo*. São Paulo, 159p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y. (1998) Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in Precambrian of south-east Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY, J.F. (eds). *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London, Geological Society. p231-253. (Geological Society Special Publication, 135).
- FAURE, G. (1986) *Principles of isotope geology*. 2.ed. New York, John Wiley. 589p.
- FONSECA, A.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1984) Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro - método Rb/Sr. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. p233-2345
- FONSECA, A.C. (1986). *Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na Cidade do Rio de Janeiro, RJ*. São Paulo, 211p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

- FONSECA, A.C. (1993) *Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro*. São Paulo, 186p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- GASPARINI, P.; MANTOVANI, M.S.M (1979) Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v.42, 311-320.
- HEILBRON, M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. (1995) a Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v 25, n 4, p249-266.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M; MILANI, E.J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. (2000) From collision to extension; the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.U.; TALWANI, M. (eds.). *Atlantic rifts and continental margins*. Washington, American Geophysical Union. p.1-32. (Geophysical Monograph 115).
- LASERE, M.; SOBA, D.; (1976) Age libérien des granodiotites et des gnaiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin. Bureau Recherche Geologique Miniere, Serie 2*, v.9, p. 17-32.
- LOUREIRO, F.E.V.L. (1995) *A mega província carbonatítica Brasil-Angola e seus recursos minerais*. Lisboa, 193p. Tese (Doutorado) - Universidade de Lisboa.
- LUDWIG, K.R. (1999) *Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers. version 2.10b*.
- LUGMAIR, G.W.; TATSUMOTO, M.; NUNES, P.D.; MARTI, K. (1975) Sm-Nd age of Apollo 17 basalt 75075: evidence for early differentiation of lunar exterior. In: LUNAR SCIENCE CONFERENCE, 6., Houston, 1975. Houston, Nasa, p.1419-1429.
- MANOEL, V. (1999) *Reabilitação urbana e ambiental de Lobito e Benguela: um desafio para República de Angola*. São Paulo, 150p. Dissertação (Mestrado) - Pontifícia Universidade Católica de São Paulo.
- PIMENTEL, M.M.; CHARNLEY, N. (1991). Intracrustal RRE fractionation and applications for Sm-Nd model age calculations in late stages granitic rocks: NA example for central Brasil. *Chemical Geology*, v. 186, p. 123-138.

- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. (1995) O método geocronológico Sm-Nd no Igc – USP e suas implicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n.3, 313-336p.
- SCHIMITT, R.S. (2001) "A orogenia Búzios: um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil". Rio de Janeiro, 273. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- SILVA, L.C.; Mc NAUGHTON.; HARTMANN, L.A; CANEJO, H. (2000) U-Pb shrimp dates the main Cambrian Collision in the Rio de Janeiro Suite. In: ° INTERNACIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, Brazil. (CD-ROM).
- TASSINARI, C.C.G. (1988) *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal*. São Paulo, 236 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C.; VIDAL, P. (1989) Idades e natureza da crosta continental primitiva da região Leste do Estado de São Paulo: evidências a partir dos isótopos de Nd, Sr e Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1. Rio de Janeiro, 1990. *Atas. SBG/NSP/NRJ*, p.103-104.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. (1990) Aplicações dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do vale do Ribeira – São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 36., NATAL, 1990. *Anais*. Natal, SBG. v. 3, p. 1252-1266.
- TASSINARI, C.C.G.; MUNHÁ, J.M.U.; RIBEIRO, A.; CORREIA, C.T. (2000) Neoproterozoic oceans in the Ribeira belt (Southeastern Brasil): the Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic Complex. *Episodes (in press)*
- TORQUATO, J.R.; AMARAL, G. (1973) Idade K/Ar em rochas das regiões de Catanda e Vila de Almoester. *Boletim. Instituto de Investigação Científica de Angola*, v.10, p.1-7.
- TORQUATO, J.R. (1974) *Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola*. São Paulo, 243p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

- TORQUATO, J.R.; OLIVEIRA, J.T. (1977). Sobre a idade dos granitos e do grupo vulcano-sedimentar da região de Chipindo, Angola. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal*, n.61, p. 223-238.
- TORQUATO, J.R.; SALGUEIRO, M.A. (1977). Sobre a idade de algumas da região da região da Cahama (Folha geológica nº 399), Angola. *Boletim. Instituto de Geociências. Universidade São Paulo*, n. 8, p.97-106.
- TORQUATO, J.R.; SILVA, A. T. S.F.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1979) A evolução geológica do Cinturão Móvel do Quipungo no Ocidente de Angola. Rio de Janeiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 51, p.133-143.
- TORQUATO, J.R.; KWASHITA, K. (1994) O método Rb-Sr. *Revista de Geologia. Universidade Federal de Fortaleza*, v.3, p101-121.
- TROMPETTE, R.; EGYDIO DA SILVA, M.; VAUCHEZ, A (1993) Aglutinação do gondwana ocidental no Pan-Africano/Brasiliano e o papel da geometria do cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZÓICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA , 1., La Paloma, 1993. *Resumenes Extensos*. La Paloma, Dinamige/Facultad de Agronomia. v.1, part. 11.
- TROMPETTE, R. (1994) Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, Balkema, 350p.
- TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V..P.; RIBEIRO, A. (1994) A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Ribeira e a Faixa Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriu, SBG. v.3, p. 234-235.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON,M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. (2000) The central segment of Ribeira belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, S.N. p.287-370.
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; BASEI, M. (1998) The Panafrican/Brasiliano Arc-Related Magmatism at the Costeiro Domain of Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new Geochronological and Litogeogemical Data. In:

INTERNACIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, Ouro Preto, Minas Gerais. *Abstracts*. v. 1. p. 12-14.

TUPINAMBÁ, M. (1999) *Evolução tectônica e magmática da faixa ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro*. São Paulo, 221p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

WEBER, W. (1998). *Geologia e geocronologia da Ilha do Cardoso, Sudeste do Estado de São Paulo*. São Paulo, 82p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

