JOAQUIM RAUL TORQUATO

**GEOLOGIA DO SUDOESTE DE MOÇÂ-
MEDES E SUAS RELAÇÕES COM A
EVOLUÇÃO TECTÔNICA DE ANGOLA**

Tese de doutoramento apresentada
ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005860

**SÃO PAULO
1974**

A minha mulher Manuela e
meus filhos Ana e Pedro

RESUMO

O Autor inicia o presente trabalho localizando e caracterizando a área estudada e fazendo uma retrospectiva histórica da evolução dos conhecimentos sobre a região.

No segundo capítulo procura dar uma idéia dos métodos de trabalho e técnicas usadas quer nos trabalhos de campo, quer ainda nos estudos laboratoriais, especialmente no que se refere às determinações radiométricas.

A geologia regional está descrita no terceiro capítulo. Começa-se com uma breve resenha geomorfológica sobre os principais aspectos da região, descrevendo-se seguidamente as características geológicas de cada uma das unidades mapeadas. Continua-se, fazendo breves referências à geologia econômica, hidrologia e vestígios arqueológicos encontrados durante o decorrer dos trabalhos. Especial referência é dada à evolução geocronológica com a caracterização de cinco eventos tectônicos: Pan-Africano (550 ± 100 m.a.), Kibariano (950 ± 100 m.a.), Muende ($1\ 300 \pm 100$), Namib ($1\ 675 \pm 72$) e Eburneano ($2\ 000 \pm 200$). Os dois primeiros (Pan-Africano e Kibariano) e o último (Eburneano) já eram descritos em várias regiões da África, os eventos Muende e Namib são descritos pela primeira vez. São igualmente descritas algumas manifestações anorogênicas que afetaram a porção angolana da Plataforma Africana.

O quarto capítulo é dedicado à interpretação da evolução geológica de Angola. Definem-se algumas unidades estruturais que condicionaram a sedimentação fanerozoica (Aulacógeno de Cassanje, Arco do Zaire, Arco de Moçâmedes e Horst do Cuanza) e procura-se interpretar resumidamente a sua história Pré-Cambriana. Como apêndice, procuramos, através dos dados disponíveis, elaborar, ao que sabemos, a primeira aproximação de uma carta tectônica de Angola.

Termina-se este trabalho apresentando no quinto capítulo uma tentativa de correlação geológica Pré-Cambriana entre a região costeira da América do Sul e África. Propõe-se a existência de um geotumor que ligaria os arcos de Moçâmedes em África e Ponta Grossa no Brasil e conclui-se pela existência de uma geossutura de proporções gigantescas que atravessaria toda a África, ligando as cidades de Moçâmedes e Djibouti.

ÍNDICE

I - INTRODUÇÃO	1
II - MÉTODOS DE TRABALHO	16
III - CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA REGIÃO	22
1 - Geomorfologia	22
2 - Geologia	26
2.1.- Generalidades	26
2.2 - Depósitos quaternários	27
2.2.1 - Areias de praia e cordões litorâ- neos	27
2.2.2 - Areias de dunas	30
2.2.3 - Eluviões, cascalheiras e areias várias	36
2.2.4 - Depósitos de origem mista (flu- viais e/ou marinhos)	38
2.2.5 - Depósitos fluviais recentes	42
2.3 - Depósitos terciários	43
2.3.1 - Depósitos continentais (ambiente desértico)	43
2.3.2 - Formação Cunene	44
2.3.3 - Depósitos de vertentes e playas associadas	47
2.3.4 - Depósitos fluviais	48
2.4 - Rochas mesozóicas	52
2.4.1 - Doleritos	52
2.4.2 - Granito da praia	53
2.4.3 - Outras	56

	IV
2.5 - Rochas pré-cambrianas	57
2.5.1 - Intrusões relacionadas com o ciclo Pan-Africano	57
2.5.1.1 - Granito do tipo Morro Vermelho	57
2.5.1.2 - Grabos	61
2.5.1.3 - Dioritos	65
2.5.1.4 - Werhlitos serpentinizados	66
2.5.1.5 - Pegmatitos	69
2.5.2 - Grupo Damara	72
2.5.2.1 - Generalidades	72
2.5.2.2 - Metassedimentos granitizados	74
2.5.2.3 - Grupo Damara(indiferenciado, calcários cristalinos e anfibolitos)	79
2.5.3 - Gabro do Muende	88
2.5.4 - Granito das Furnas	90
2.5.5 - Meta-riolitos potássicos	91
2.5.6 - Formação Nosib	92
2.5.7 - Complexo Cristalino	96
2.5.7.1 - Granito do Curoca	96
2.5.7.2 - Migmatitos	97
2.5.7.3 - Granulitos e Gnaisses Kinzigíticos	98
2.5.7.4 - Metabasitos	100
2.5.7.5 - Granito da Espinheira	104
2.5.7.6 - Granófiros	109
2.5.7.7 - Xistos e quartzitos	109
3 - Geologia Econômica	113

	v
4 - Recursos Hidrológicos Superficiais	117
5 - Arqueologia	117
6 - Dados Geocronológicos	118
6.1 - Generalidades	118
6.2 - Magmatismo mesozóico	119
6.3 - Ciclo Pan-Africano	124
6.4 - Evento Kibariano	134
6.5 - Evento Muende	136
6.6 - Evento Namib	142
6.7 - Evento Eburneano	146
6.8 - Rochas originadas em processos de ativação (nao descritas anteriormente)	152
6.9 - Considerações finais sobre os dados geocronológicos	153
IV - INTEGRAÇÃO DA REGIÃO ESTUDADA DENTRO DO CONTEXTO TECTÔNICO ANGOLANO	157
1 - Generalidades	157
2 - Caracterização das principais unidades geotectônicas do embasamento	159
2.1 - Introdução	159
2.2 - Escudo Angolano	161
2.3 - Arco do Zaire	161
2.4 - Arco de Moçâmedes	162
2.5 - Aulacógeno de Cassange	163
2.6 - Horst do Cuanza	164
3 - Evolução Tectônica de Angola	165
3.1 - Enbasamento	165
3.2 - Estádio de transição	167

	VI
3.3 - Estádio de estabilização	168
3.4 - Estádio de reativação	171
V - INTEGRAÇÃO DOS DADOS GEOTECTÔNICOS AFRICANOS COM OS CORRESPONDENTES DO LITORAL BRASILEIRO	176
1 - Generalidades	176
2 - Eventos orogênicos principais	179
2.1 - Rochas/Eventos do Pré-Cambriano Inferior	179
2.2 - Rochas/Eventos do Pré-Cambriano Médio	180
2.3 - Rochas/Eventos do Pré-Cambriano Superior	180
2.4 - Rochas/Eventos do Eocambriano/Paleozóico Inferior	181
3 - Correlação dos dados dos dois continentes	182
BIBLIOGRAFIA CITADA	196
APÊNDICES	209
1 - Descrição petrográfica sucinta das amostras datadas	210
2 - Determinações Rb/Sr - Dados analíticos	230
3 - Determinações K/Ar - Dados analíticos	234
4 - Idades apresentadas por F.Mendes (1968) e recalculadas com $R_0 = 0,705$	236
5 - Resultados analíticos Rb/Sr de rochas de Angola	240
6 - Resultados analíticos K/Ar de rochas de Angola	241

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES E TABELAS

Figura 1 - Localização da área estudada	3
Figura 2 - Esboço geológico de Pereira de Souza(1915)	6
Figura 3 - Croquis geológico de J.Bacelar Bebiano(1923)	7
Figura 4 - Esboço geológico de P.F.W.Beetz(1934)	8
Figura 5 - Esboço geológico de Montenegro de Andrade (1959)	10
Figura 6 - Carta geológica dos S.G.M.A. (1961)	11
Figura 7 - Esboço geológico do maciço ultrabásico do Morro Vermelho	12
Figura 8 - Esboço geológico de Torquato (1970)	13
Figura 9 - Carta geológica de Torquato (1971)	14
Figura 10 - Localização das amostras colhidas	28
Figura 11 - Foz do Paleocanal do Rio Vermelho	40
Figura 12 - Formação Cunene	46
Figura 13 - Distribuição das idades radiométricas	120
Figura 14 - Isocrona dos granulitos da folha 416	128
Figura 15 - Isocrona dos granitos da estrutura em anel da folha 439	130
Figura 16 - Isocrona de referência das rochas graníticas damarianas	132
Figura 17 - Isocrona do granito de Furnas	138
Figura 18 - Isocrona dos filitos das séries metamórficas	139
Figura 19 - Isocrona de referência das rochas afetadas pelo evento Namib	144
Figura 20 - Isocrona K/Ar dos metabasitos da folha 417	148
Figura 21 - Carta Tectônica de Angola	ANEXO
Figura 22 - Datações geocronológicas em Angola	160
Figura 23 - Principais elementos geotectônicos das regiões discutidas no texto	178
Figura 24 - Geotumor Moçâmedes-Ponta Grossa	188
Figura 25 - Distribuição dos geotumores em África e na América do Sul	190
Figura 26 - Geossutura Moçâmedes-Djibouti	191

VIII

Foto 1 - Rio Cunene encaixado em vale de falha	25
Foto 2 - Migmatitos verticais	25
Foto 3 - Vista parcial do grande erg do Morro Vermelho	33
Foto 4 - Aspecto dos trabalhos de campo	33
Foto 5 - Filão de diabásio na região ultrabásica	35
Foto 6 - Filão de bostonito	35
Foto 7 - Dunas plio-plistocênicas	37
Foto 8 - Areias termoclásticas	37
Foto 9 - Depósitos marinhos do Morro Vermelho	41
Foto 10 - Formação Cunene	41
Foto 11 - Depósitos fluviais terciários	50
Foto 12 - Fição de diabásio	50
Foto 13 - Filão ultrabásico	58
Foto 14 - Migmatitos damarianos	58
Foto 15 - Disjunção esferoidal em biotita-diabásios	62
Foto 16 - Bloco de werhlito cortado por veio granítico	62
Foto 17 - Pegmatitos	71
Foto 18 - Anticlinal do Cunene	71
Foto 19 - Anticlinal do Cunene	75
Foto 20 - Anticlinal do Morro da Cobra	75
Foto 21 - Migmatitos damarianos	77
Foto 22 - Encrave de anfibolito	77
Foto 23 - Complexo cristalino	78
Foto 24 - Bloco de diabásio em gnaisses migmatíticos	78
Foto 25 - Migmatito bandeado damariano	81
Foto 26 - Metaconglomerado	81
Foto 27 - Calcários damarianos	82
Foto 28 - Calcários damarianos com erosão eólica	82
Foto 29 - Conglomerado do Morro da Cobra	85
Foto 30 - Pormenor da foto anterior	85
Foto 31 - Soleira diabásica com falha de acavalamento	86
Foto 32 - Pormenor da foto anterior	86
Foto 33 - Serra de Álvaro Ferreira	87
Foto 34 - Quartzitos dobrados englobando anfibolitos	87
Foto 35 - Migmatitos damarianos	89
Foto 36 - Granito das Furnas	89

	IX
Foto 37 - Granito do Morro Vermelho	93
Foto 38 - Bancada quartzítica em relevo por erosão diferencial	93
Foto 39 - Quartzitos da Formação Nosib	95
Foto 40 - Quartzitos da Formação Nosib	95
Foto 41 - Discordância entre granulitos e gnaisses	99
Foto 42 - Morro Cariata	99
Foto 43 - Metabasitos	103
Foto 44 - Erosão eólica	103
Foto 45 - Falha entre micaxistos e granitos	106
Foto 46 - Granito Rapakivi	106
Foto 47 - Desagregação do granito Rapakivi	107
Foto 48 - Quartzitos intercalados em xistos	107
Foto 49 - Ortoanfibolitos	111
Foto 50 - Xistos sericíticos	111
Tabela 1 - Análises de Sr normal (E&A)	20
Tabela 2 - Composição mineralógica de uma areia da praia Amélia	31
Tabela 3 - Análises químicas de rochas intrusivas mesozóicas	54
Tabela 4 - Análise química do granito da praia	55
Tabela 5 - Análises químicas de rochas intrusivas mesozóicas	59
Tabela 6 - Análises químicas de granitos do tipo Morro Vermelho	63
Tabela 7 - Análise química do gabro da folha 439	64
Tabela 8 - Análise química de dioritos da região do Morro Vermelho	66
Tabela 9 - Análise química do Werhlito	67
Tabela 10 - Análise química de um mármore damariano	84
Tabela 11 - Análises químicas dos granulitos da folha 416	101
Tabela 12 - Análise química de um granito do tipo Espinheira	108
Tabela 13 - Idades K/Ar das rochas formadas durante o magmatismo mesozóico	121
Tabela 14 - Idades K/Ar das rochas afetadas pelo Ciclo Pan-Africano	125

Tabela 15 - Idades K/Ar das rochas afetadas ou formadas durante o evento Kibariano	135
Tabela 16 - Idades K/Ar das rochas afetadas pelo evento Muende	137
Tabela 17 - Idades K/Ar das rochas formadas pelo evento Namib	143
Tabela 18 - Idades K/Ar das rochas afetadas ou formadas durante o evento Eburneano	149

AGRADECIMENTOS

Um trabalho de tese, como este não é merito exclusivo do Autor, existindo sempre um agregado de pessoas que colaboram quer sob a forma de sugestões e críticas, quer ainda no domínio laboratorial. Neste caso, desejamos expressar os nossos melhores agradecimentos às seguintes pessoas e entidades que nos auxiliaram:

Ao antigo Diretor do Instituto de Investigação Científica de Angola, Professor Engenheiro Virgílio Cannas Martins, falecido em 1973, por ter permitido, facilitado e encorajado a realização deste trabalho.

A Luís Machado, José Antonio Barroso e Luís Andrade, funcionários do Instituto de Investigação Científica, pela valiosa contribuição tanto nos trabalhos de campo, como em Luanda, em trabalhos de gabinete.

Aos Diretores do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Professores Doutor Josué Camargo Mendes e Doutor Setembrino Petri e do Instituto de Investigação Científica de Angola, Professor Engenheiro L.A. Grandvaux Barbosa, pelas facilidades concedidas para que este trabalho fosse concluído.

A Coordenadoria de Atividades Culturais da Universidade de São Paulo pelo apoio financeiro concedido sob a forma de bolsa de estudos.

Ao Pesquisador Chefe do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, Professor Doutor Umberto Giuseppe Cordani, pela ajuda técnica e valiosas discussões de caráter interpretativo que sempre nos dispensou.

Ao Pesquisador do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, Professor Doutor Koji Kawashita pelo incomparável auxílio teórico e prático que nos concedeu durante todo o tempo em que este trabalho foi reali

zado.

Ao Professor Doutor Fernando Flávio Marques de Almeida, pelas discussões mantidas acerca da evolução tectônica de Angola.

Ao Professor Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, pela interpretação petrográfica das amostras da área estudada.

Ao Professor Doutor Vicente José Fúlfaro, por se ter deslocado a Angola, à região mapeada, com o fim de ali verificar e tentar solucionar alguns problemas surgidos durante o mapeamento.

Ao Professor Doutor Fernando Nunes Ferreira Real por ter facilitado a utilização da aparelhagem de raios X da Universidade de Luanda.

Ao Professor Doutor Antonio Carlos Rocha Campos por ter conseguido da parte da Universidade de São Paulo, as facilidades necessárias para que fossemos aqui aceites e pela hospitalidade e camaradagem com que sempre nos distinguiu.

Ao Professor Doutor João José Bigarella por nos ter proporcionado uma visita de campo às formações do Grupo Açungui.

Ao Professor Doutor Gilberto Amaral o nosso agradecimento muito especial por ter acedido em orientar esta tese e pelas informações e boa colaboração prestadas durante a sua realização.

Ao Doutor Marcos Berenholc e ao Químico José Salvador Barone pelas análises de raios X e absorção atômica.

Ao Geólogo Angelo dos Santos Bernardo pela execução das análises químicas presentes.

Ao pessoal técnico, quer do Centro de Pesquisas Geocronológicas, quer do Instituto de Investigação Científica que, de alguma maneira contribuíram para a execução deste trabalho: Maria Elisa Corrêa da Silva Lucena; Olga T. Kawashita; Tíeca Saito; Lourdes M. Pacheco; Cláudio dos Santos; José

Roberto de Medeiros; José Elmano Gouveia de Almeida; Timóteo Daniel; João de Jesus Barros; Claudino Ferreira e Albano Simões.

À Senhorita Itacy Kroehne e aos senhores Luís Lourenço, Luís Andrade e José Manuel Ferreira pelos desenhos que ilustram esta tese.

À Senhora Nair de Campos Louzada e ao Senhor José Ponchirolli pelos trabalhos finais de datilografia.

A todo o pessoal da Seção de Gráfica do Instituto de Geociências pela impressão e montagem deste trabalho.

Finalmente, à Comissão Executiva da Junta de Investigação do Ultramar pela receptividade com que sempre acarinhou o desenrolar deste programa.

I - INTRODUÇÃO

No quadro geral da geologia de Angola, a área agora apresentada, vem sido tratada sumariamente desde 1898, ano em que J. Pereira do Nascimento se refere pela primeira vez à existência de rochas de vários tipos, inclusive algumas ultrabásicas, na região compreendida entre a Baía dos Tigres e a Foz do Cunene.

Atendendo a que a região estudada se situa em pleno Deserto de Moçâmedes, continuação natural para norte do "Namib desert" do Sudoeste Africano e que, o desconhecido é sempre palco de fantasias e exageros no que respeita ao respectivo potencial económico, esta área, não foge à regra e assim inúmeras histórias têm aparecido, não só no que respeita a inofensivas plantas que por ali abundam (Welvitchia Mirabilis) as quais na opinião popular são terríveis e carnívoras, como também no elevado poderio mineralógico, especialmente no que se refere à presença de diamantes e outras pedras preciosas e semi-preciosas.

Foi, levado pela presença de um grande afloramento de rochas ultrabásicas (Werhlitos) e pela descrição da ocorrência de platina misturada nas areias das praias a oeste do Morro Vermelho (BEETZ, 1934) que nasceu a ideia de se fazer o levantamento geológico da região.

Mais tarde, depois de concluído o estudo dos afloramentos, ultrabásicos, foi o projeto do levantamento geral da área, integrado dentro do Plano de Trabalhos da Divisão de Geologia do Instituto de Investigação Científica de Angola. Durante alguns meses, de 1968 a 1971, foram concluídos os trabalhos de campo.

Da observação dos nossos mapas, surgiu a hipótese da tentativa de correlação das nossas rochas com as contíguas do Sudoeste Africano, especialmente com as metassedimen

tares do Sistema Damara e com as do litoral brasileiro, numa área que se situa nos Estados do Rio de Janeiro, São Paulo e Paraná, procurando evidenciar as semelhanças existentes entre os Grupos Açungui e São Roque e as rochas do canto sudeste de Angola.

A área estudada em pormenor, ocupa as cartas topográficas de Angola na escala 1/100.000, números: 394 (Praia do Navio), 395 (Tambor), 416 (Baia dos Tigres), 417 (Espinheira), 439 (Foz do Cunene) e 440 (Cafema) (Figura 1) e situa-se entre os meridianos $11^{\circ}30'$ e $12^{\circ}30'$ Este e os paralelos $16^{\circ}00'$ Sul e o Rio Cunene que ali serve de fronteira entre o Estado de Angola e o Sudoeste Africano. Ocupa uma superfície de cerca de 12 800 quilômetros quadrados.

Administrativamente a região pertence ao Concelho de Porto Alexandre e circunscrição do Virei. Está dividida em duas partes ambas do Distrito de Moçâmedes.

O melhor acesso a esta região é feito a partir da cidade de Moçâmedes, percorrendo inicialmente 64 quilômetros em asfalto, na rodovia que liga Moçâmedes a Porto Alexandre, e seguidamente cerca de 230 quilômetros através de um caminho de terra e pedra solta, com trechos muito difíceis tendo mesmo que atravessar a vau o importante Rio Curuca.

Em toda a região não existe nenhuma povoação digna de nota, resumindo-se as habitações ali existentes ao Posto Administrativo da Foz do Cunene e ao acampamento do fiscal de caça da Espinheira, uma vez que, toda a área fica situada dentro do Parque Nacional do Iona.

Igualmente, os meios de acesso são muito escassos e da pior qualidade. Em toda a região só existem cerca de 250 quilômetros de caminho em terra solta, os quais, próximos do deserto, desaparecem literalmente depois de cada "garroa" (nome local que denomina os fortes ventos que ali ocorrem). No entanto, em cerca de metade da área descrita,

Fig. 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

é possível andar por toda a parte com o auxílio de viaturas do tipo Land Rover.

O clima está classificado pelos Serviços Meteorológicos de Angola (SILVEIRA, 1967) como estando enquadrado dentro do tipo $E B'_2 d a'$ (classificação de Thornthwaite): clima árido (E), mesotérmico (B'_2), com excesso de água nulo ou pequeno (d) e de pequena concentração estival (a'). TORQUATO (1970) descreve que "dentro desta grande classificação, e atendendo às características particulares da região, podemos encontrar alguns microclimas. Um deles é o que se estende numa faixa costeira entre a Foz do Cunene e o Saco dos Tigres, não excedendo em largura a distância que vai do mar às primeiras dunas. É uma zona aplainada de solo rochoso ou arenoso, com grandes amplitudes térmicas diárias, humidade variável mas sempre pequena, diminuindo rapidamente à medida que nos aproximamos das cotas mais elevadas, formação noturna de orvalho, pluviosidade anual muito fraca ou mesmo nula, nebulosidade costeira muito intensa, desaparecendo à medida que se caminha para o interior e ventos que por vezes atingem os 70 km/hora..."

Os elementos florísticos e faunísticos são bastante escassos. A flora é essencialmente do tipo xerofítica, junto à orla costeira passando ao tipo savana mais para o interior. A fauna é um pouco mais variada e muito abundante, formada na sua maioria por antílopes, zebras, elefantes, rinocerontes, avestruzes, roedores variados e uma larga representação no que respeita a insetos. Na região coberta pelas grandes dunas móveis, vivem, em número muito abundante, uns insetos que pertencem às espécies "Onymacris".

Os trabalhos de campo tiveram como base as cartas topográficas citadas e a fotografia aérea na escala 1/40.000. Todos os contatos foram verificados no terreno.

O número das amostras coletadas foi cerca de 450, na sua grande maioria para identificação sumária das grandes unidades litológicas. Sempre que se achou necessário foram

colhidas especificamente para geocronologia, amostras apropriadas para o tipo de datação em vista.

Na parte que nós consideramos fundamental neste trabalho, isto é, na parte respeitante às correlações geocronológicas foram tratadas 139 amostras, das quais 66 foram analisadas pelo método K/Ar e as restantes por Rb/Sr.

Apesar de a região ser praticamente inacessível, já há mais de uma dezena de trabalhos que a visam, distribuídos do seguinte modo.

Em 1898, J. Pereira do Nascimento, na descrição das suas viagens pelo distrito de Moçâmedes, cita a ocorrência de rochas ultrabásicas na região costeira, entre a Baía dos Tigres e a Foz do Cunene.

Em 1915, Pereira de Souza (SOUZA E ANDRADE, 1952), no seu "Esboço geológico da parte ocidental do Sul de Angola" precisa bastante mais as citações de J. Pereira do Nascimento e localiza na região do Morro Vermelho os principais afloramentos de rochas ultrabásicas e dá uma primeira delimitação da região ocupada pelo deserto de Moçâmedes (Fig. 2).

Em 1923 e 1926, José Bacelar Bebiano descreve a região em causa e apresenta, ao que nós sabemos, o 1º "Croquis Geológico de Angola" na escala 1/8.000.000 (Fig. 3).

Em 1933, P.F.W. Beetz, numa síntese digna do maior apreço, elaborou um mapa geológico do canto sudoeste de Angola. Ali, embora com bastantes alterações em relação aquilo que hoje se conhece, encontram-se marcadas todas as principais feições quer da região desértica quer da semi-desértica (Fig. 4).

Em 1955, os Engenheiros Vasconcelos Ferreira e Cunha Gouveia (GOUVEIA, 1955), fizeram uma viagem de estudo à região do Morro Vermelho com o fim de ali verificarem da possibilidade da ocorrência de platina e cromite.

Em 1959, o Professor Montenegro de Andrade apresenta

Fig. 2 - ESBOÇO GEOLÓGICO DE PEREIRA DE SOUSA (1915)

Fig. 3 - CROQUIS GEOLOGICO DE J. BACELAR BEBIANO (1923)

— LEGENDA —

- **eD** - Dunas móveis
- **al** - "Siltos" lagunares
- **bF** - Cascalhos fluviais
- **bs** - Preenchimento de vales por depósitos continentais de natureza árida, formados por grés e cascalhos fluviais
- **bm** - Grés, marinhos, margas, calcários e depósitos de praia
- **KT** - "Stock" de gabro a 15 Km a E da Foz do Cunene
- **Sh** - Pórfiros nefelínicos
- **Py** - "Stock" de peridotito - piroxenito do Morro Vermelho
- **K1** - Grés, argilas e margas com níveis betuminosos; calcários compactos e leitos de brecha na base e lenticulas de cascalho. Arcoses vermelhas e grés argilosos com finas camadas e veios de gesso, lenticulas de cascalho grosso - seiro
- **Kn** - Noritos
- **cq** - Quartzitos, xistos, grés, arcoses e calcários inferiores silicificados
- **hcc** - Formação inferior do KONKIP (Algôntico) Sericitixistos, xistos cloríticos e arcoses sericiticas
- **P** - Diques de pegmatitos
- **D** - Diabases metamorfasadas em diques e camadas
- **Gs** - Granito de Salem
- **Gr** - Granito da Chela
- **h4** - Lavas intrusivas ou efusivas ácidas e básicas metamorfasadas apresentando-se sob a forma de leptinitos vermelhos compactos e anfibolitos escuros
- **h3** - Xistos quartzíferos branco-acinzentados
- **h2** - Xistos cloríticos verdes, clorite micaxistos, anfibolitos
- **h1** - Conglomerado gneissico e quartzitos quebradiços em formação máciça
- **LK** - Mármore, xistos biotíticos e granatíferos, quartzitos
- **I** - Gneisse bem estratificado, quartzitos, anfibolitos e micaxistos
- **99** - Anfibolitos não estratificados e gneisses ácidos e básicos a maior parte dos quais por injeções lit por lit de aplitos e pegmatitos
- **9a** - Augengneiss
- **9** - Fosseis

uma descrição petrográfica das rochas colhidas pelos Engenheiros V. Ferreira e C. Gouveia e publica um esboço geológico da região do Morro Vermelho (Fig. 5).

Em 1961 é publicada pelos Serviços de Geologia e Minas de Angola, a notícia explicativa da geologia da região e apresentado um mapa na escala 1/250.000, executado em 1952-55 pela firma "E.J.Longyear Co." (Fig. 6).

Em 1964, o Engenheiro Nunes de Souza realizou trabalhos de prospecção gravimétrica e magnetométrica na área ocupada pelas rochas ultrabásicas, a ocidente do Morro Vermelho.

Em 1970, J.R. Torquato, dá uma breve descrição das principais unidades litológicas da região do Morro Vermelho e apresenta uma carta geológica da região ultrabásica, na escala de 1/5.000 (Fig. 7) e da região do Morro Vermelho na escala de 1/40.000 (Fig. 8).

Em 1970, o mesmo autor, apresenta à "Conference on African Geology", realizada em IBADAN - Nigéria, uma síntese sobre a "Origem e evolução do deserto de Moçâmedes".

Em 1971, o mesmo autor, apresenta ao "I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Econômica", realizado em Lisboa e Madrid, a carta geológica provisória da região - Baía dos Tigres/Foz do Cunene (Fig. 9).

Em 1971, o mesmo autor descreve a existência em Angola, na região estudada, de duas fácies geossinclinais para o Sistema Damara.

Em 1973, o mesmo autor em co-autoria com H.L.Alsopp, publica datações radiométricas referentes a rochas graníticas da região do Morro Vermelho.

Atendendo à sua posição estratigráfica dentro do panorama pré-cambriano superior e médio e à sua posição geográfica a área focalizada no presente estudo é do maior interesse não só para a interpretação do que se passou na região

Fig. 5 - ESBOÇO GEOLÓGICO DE MONTENEGRO DE ANDRADE (1959)

Fig. 6 - CARTA GEOLÓGICA DOS S. G. M. A. (1961)

— INSTITUTO DE INVESTIGAÇÃO CIENTÍFICA DE ANGOLA —
 ESBOÇO GEOLÓGICO DO MACIÇO ULTRABÁSICO DO MORRO VERMELHO

Fig. 7 - ESBOÇO GEOLÓGICO DE TORQUATO (1970)

Fig. 8 - ESBOÇO GEOLÓGICO DE TORQUATO (1970)

Fig. 9 - CARTA GEOLÓGICA DE TORQUATO (1971)

litoral da África mas também para a verificação da deriva mesozônica dos continentes numa vez que neste trabalho procuramos estabelecer as continuidades físicas das faixas de dobramento formadas naqueles períodos.

Uma vez que existem cerca de 350 análises radiométricas de Angola, na sua maioria efetuadas pelos métodos Rb/Sr e K/Ar, dispersas em meia dúzia de trabalhos, achamos útil fazer a sua compilação, recálculo dos dados quando necessário e com o seu conjunto, tentar a interpretação da evolução da porção Angolana da Plataforma Africana consolidada no limite Pré-cambriano/Paleozôico como adiante definiremos.

II - MÉTODOS DE TRABALHO

A execução do presente trabalho compreendeu as seguintes fases:

- a) trabalhos preliminares de gabinete;
- b) levantamentos de campo;
- c) trabalhos de gabinete;
- d) trabalhos de laboratório;
- e) trabalhos finais de gabinete.

Os quais podem ser esquematizados do seguinte modo:

a) Trabalhos preliminares de gabinete

Precedendo a primeira saída para o campo, foi feita uma pesquisa sistemática sob o ponto de vista bibliográfico e cartográfico de tudo o que havia sido feito na região. Foi ainda efetuada a aerofotogeologia da área, usando para isso as fotografias aéreas na escala 1/40.000 dos Serviços Geográficos e Cadastrais de Angola.

b) Levantamento de campo

Depois de efetuados os esboços fotogeológicos, foram os mesmos confirmados e corrigidos no terreno. Esta tarefa foi bastante dificultada na região do deserto de dunas móveis, uma vez que as fotografias aéreas foram obtidas em 1953 e, daí para cá, a fisiografia do deserto mudou completamente, tornando assim, na maioria dos casos, bastante penoso, o reconhecimento no campo das unidades litológicas delimitadas. Todos os trabalhos de campo tiveram como base direta não só as fotografias aéreas, mas também as cartas topográficas da região na escala de 1/100.000.

Em todos os locais de amostragem foram colhidos três exemplares, os quais se destinavam: 1 para a coleção geral do Instituto de Investigação Científica de Angola; 1 pa

ra efetuar lâminas delgadas e análises variadas e outro de reserva, tendo em vista trabalhos futuros sobre a região. A escolha dos locais de amostragem foi bastante dificultada pois o tipo de afloramentos de paredes lisas e completamente moduladas pelo vento, não permitia a coleta e, onde esta era possível a rocha estava alterada em grande profundidade.

A maioria dos contatos foram verificados "in locu" dada a grande facilidade com que, na maioria da área, as viaturas percorrem a extensa planície, que forma parte da região desértica, numa superfície com mais de 3 000 quilômetros quadrados.

c) Trabalhos de gabinete

Terminados os trabalhos de campo, foram os dados transportados para o gabinete e ali implantados em mapas de modo conveniente.

Foram executadas lâminas delgadas e, definidas as principais unidades litológicas da região. Igualmente nesta fase foram, escolhidas as amostras destinadas a estudos geocronológicos.

d) Trabalhos de laboratório

Todos os trabalhos de datação radiométrica foram efetuados no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo.

As técnicas usadas para a determinação de idades pelos métodos K/Ar foram as já amplamente divulgadas e descritas por AMARAL et al. (1966).

As idades obtidas pelo método Rb/Sr foram efetuadas usando o tratamento químico preconizado por ALLSOPP et al. (1968). A obtenção das razões isotópicas teve lugar num aparelho recentemente adquirido pelo CPGeo., marca Varian-Mat, modelo Th-5, com as seguintes características:

- 1) Fonte iônica de superfície de emissão (duplo filamento) com 10 kv de voltagem de aceleração.

- 2) Tubo espectrométrico feito em aço inoxidável com 21 centímetros de raio de curvatura.
- 3) Magneto com deflexão iônica a 90° .
- 4) Coletor simples do tipo "Gaiola de Faraday" ou como alternativa, não usada neste trabalho; multiplicador de eletrons de 23 estágios com ganho aproximado de 10^6 com 2 kv.
- 5) Pré-amplificador com válvula electrométrica (BDI).
- 6) Vácuo produzido por três bombas iônicas com a capacidade total de 100 litros por minuto, secundadas por uma bomba de difusão de mercúrio de 150 litros por minuto e duas bombas mecânicas de 75 litros por minuto. Na região da fonte, o vácuo é auxiliado por uma bomba criogênica.
- 7) As pressões de análise da ordem dos 10^{-8} milímetros de mercúrio foram lidas por um medidor do tipo "Ion Gauge" e as de trabalho preliminar por medidores do tipo Pirani e Pening.
- 8) O poder de resolução é:
 $m/\Delta m = 5\ 000$ (10% "valley") máximo.
- 9) As massas que podem ser identificadas estão enquadradas dentro da gama de 1 - 350 com 10 kv de voltagem de aceleração.
- 10) A sensibilidade do aparelho usado com superfície térmica de ionização é da ordem de 1 ion no coletor por cada 10^4 átomos de urânio no filamento. 10^{-8} gramas de urânio natural produzem uma corrente iônica de aproximadamente 10^{-13} amperes durante mais de 10 minutos.

O porta amostras é do tipo cartucho tendo sido usados neste trabalho filamentos de Renio. O porta amostras, depois de cada análise, é desmontado e passado num aparelho de limpeza ultra-sônica do tipo BRANSON. Este aparelho possui cinco cavidades onde, em cada uma, se deixam permanecer as peças durante cinco minutos. A primeira contém um produto ácido e detergente (ácido nítrico 1/5, teepol 1/5 e água bi-destillada).

e desmineralizada 3/5), a segunda contém exclusivamente Teepol e água bi-destilada e desmineralizada, a terceira tem água bi-destilada e desmineralizada e tem por fim a lavagem dos resíduos de ácido e detergente que vierem agarrados às peças, a quarta, álcool etílico pró-análise, dissolve qualquer resto de impurezas que tenham escapado ao tratamento anterior e por último, acetona com o fim de facilitar uma secagem rápida e remover alguma gota de álcool que tenha permanecido.

Os filamentos, antes de ser depositada a amostra, são sujeitos a um tratamento de limpeza que consta num aquecimento da ordem de um milhar de graus centígrados durante 15 minutos, em vácuo, com fim de libertarem toda e qualquer impureza neles contida.

As amostras foram divididas em dois grandes grupos, as de baixo teor em Rb e Sr que foram sujeitas a análise por diluição isotópica, segundo os métodos já descritos por KAWASHITA (1969 e 1972) e as de médio e elevado teor ($= > 50$ p.p.m.) que foram analisadas tendo como base a composição isotópica obtida através de fluorescência de raios X. A precisão deste método encontra-se descrita em KAWASHITA (1972).

Os erros admitidos para Rb e Sr, através da fluorescência de raios X, foram de 2% para valores > 50 p.p.m., daí para baixo, as análises foram executadas por diluição isotópica.

Todas as análises de estrôncios foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

Os valores obtidos com o novo espectrômetro TH-5, para o padrão de Sr normal (SrCO_3 EIMER e AMEND) estão compilados na Tabela 1.

e) Trabalhos finais de gabinete

Concluídas as análises e a interpretação de todos os dados, procedeu-se a trabalhos de desenho, computação e organização das tabelas e gráficos, bem como à elaboração es

TABELA 1 - Análises de Sr Normal (E&A) - (normalizado para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$)

DATA	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \times$	$(^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}) \times$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ Norm.
13/7/1973	0,7097 ± 0,0022	0,1199 ± 0,0006	0,7112 ± 0,0028
16/7/1973	0,7107 ± 0,0001	0,1192 ± 0,0003	0,7101 ± 0,0009
16/7/1973	0,7098 ± 0,0005	0,1192 ± 0,0002	0,7092 ± 0,0008
16/7/1973	0,7095 ± 0,0011	0,1189 ± 0,0001	0,7080 ± 0,0011
7/8/1973	0,7069 ± 0,0010	0,1202 ± 0,0001	0,7093 ± 0,0010
7/8/1973	0,7054 ± 0,0017	0,1200 ± 0,0004	0,7072 ± 0,0021
7/8/1973	0,7060 ± 0,0011	0,1201 ± 0,0002	0,7081 ± 0,0013
7/8/1973	0,7054 ± 0,0007	0,1203 ± 0,0002	0,7081 ± 0,0009
5/9/1973	0,7064 ± 0,0007	0,1202 ± 0,0002	0,7088 ± 0,0009
5/9/1973	0,7058 ± 0,0007	0,1199 ± 0,0002	0,7073 ± 0,0009
5/9/1973	0,7058 ± 0,0012	0,1199 ± 0,0002	0,7073 ± 0,0013
5/9/1973	0,7056 ± 0,0011	0,1198 ± 0,0004	0,7068 ± 0,0016
10/9/1973	0,7086 ± 0,0007	0,1189 ± 0,0003	0,7071 ± 0,0011
10/9/1973	0,7077 ± 0,0011	0,1193 ± 0,0001	0,7074 ± 0,0011
10/9/1973	0,7076 ± 0,0007	0,1196 ± 0,0002	0,7082 ± 0,0009
10/9/1973	0,7079 ± 0,0010	0,1199 ± 0,0015	0,7094 ± 0,0046
11/9/1973	0,7076 ± 0,0007	0,1197 ± 0,0003	0,7085 ± 0,0011
11/9/1973	0,7059 ± 0,0005	0,1199 ± 0,0001	0,7074 ± 0,0006
11/9/1973	0,7056 ± 0,0007	0,1200 ± 0,0001	0,7074 ± 0,0008
11/9/1973	0,7066 ± 0,0006	0,1200 ± 0,0001	0,7084 ± 0,0007
7/9/1973	0,7069 ± 0,0010	0,1202 ± 0,0001	0,7093 ± 0,0010
7/9/1973	0,7054 ± 0,0017	0,1200 ± 0,0004	0,7072 ± 0,0021
7/9/1973	0,7060 ± 0,0011	0,1201 ± 0,0002	0,7081 ± 0,0013
7/9/1973	0,7054 ± 0,0007	0,1203 ± 0,0002	0,7081 ± 0,0009
20/9/1973	0,7084 ± 0,0019	0,1193 ± 0,0005	0,7081 ± 0,0024
3/10/1973	0,7079 ± 0,0004	0,1195 ± 0,0009	0,7082 ± 0,0027
3/10/1973	0,7076 ± 0,0005	0,1197 ± 0,0002	0,7085 ± 0,0008
3/10/1973	0,7075 ± 0,0005	0,1198 ± 0,0001	0,7087 ± 0,0006
3/10/1973	0,7062 ± 0,0005	0,1200 ± 0,0001	0,7080 ± 0,0006
4/10/1973	0,7078 ± 0,0007	0,1196 ± 0,0002	0,7084 ± 0,0009
4/10/1973	0,7072 ± 0,0008	0,1198 ± 0,0002	0,7084 ± 0,0010
4/10/1973	0,7071 ± 0,0010	0,1198 ± 0,0001	0,7083 ± 0,0010
4/10/1973	0,7062 ± 0,0016	0,1201 ± 0,0002	0,7083 ± 0,0017
5/10/1973	0,7067 ± 0,0004	0,1200 ± 0,0001	0,7085 ± 0,0005
5/10/1973	0,7077 ± 0,0008	0,1200 ± 0,0008	0,7095 ± 0,0025
5/10/1973	0,7049 ± 0,0005	0,1201 ± 0,0001	0,7070 ± 0,0006
MÉDIA ± σ σ = 1,25 %			0,7082 ± 0,0013
MÉDIA ± σ σ = $\frac{1,25}{\sqrt{n}}$			0,7082 ± 0,0003

crita do presente trabalho.

Os cálculos foram executados no Centro de Computação Eletrônica da Universidade de São Paulo. Para a obtenção dos valores respeitantes às análises K/Ar foram usados os programas do CPGeo, PARGON, PKARNV e PISOKA e para os resultados Rb/Sr, os programas PRBSR, PISOSP, PCRONO e PRSRN, conforme o quadro seguinte:

PROGRAMA	USO	MÉTODO DE CÁLCULO
PARGON	Idades K/Ar	Convencional com propagação de erros
PKARNV	Dados para isócrona K/Ar	Convencional com propagação de erros
PISOKA	Isócrona K/Ar	Mínimos quadrados
PRBSR	Idades convencionais por diluição isotópica	Convencional com propagação de erros
PISOSP*	Isócronas Rb/Sr	Willianson e York (modificado)
PCRONO	Isócronas Rb/Sr	Regressões lineares simples
PRSRN	Idades convencionais por Sr natural	Convencional

* Descrito por KAWASHITA (1972).

III - CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA REGIÃO

1 - Geomorfologia

O primeiro trabalho existente, de que temos conhecimento, tratando das características geomorfológicas da área discutida no presente estudo, data de 1926 e é da autoria de FABER. Para este autor, uma grande transgressão marinha, de provável idade Eocênica, foi o principal agente responsável pela grande planície que hoje se estende desde o mar até a serra da Chela.

Mais tarde, em 1932 e 1936, O. JESSEN dividiu Angola em cinco superfícies grosseiramente paralelas à costa, numeradas de I a V de altitudes crescentes de I para V, atribuindo as nivelações (a que chamou peneplanícies), não ao resultado de movimentos tectônicos nem a abrasão marinha, mas exclusivamente a fenômenos de denudação.

Em 1934, P.F.W. BEETZ, a expensas da Companhia dos Diamantes de Angola, percorre toda a área em causa e admite que a superfície que forma a região é devida a dois fatores:

a) Existência de uma antiga peneplanície de idade pré-Cretácea, a qual ainda hoje estaria preservada em muitos locais.

b) Preenchimento dos vales cretácicos e terciários por areias de duna até ao nível da atual peneplanície. Estas areias proviriam da região do Kaokoveld, anteriormente à existência do Rio Cunene.

Mais recentemente, M. FEIO (1964) descreve a formação dos cinco degraus de Angola por um sistema conjunto de flexura continental e de falhamentos verticais com um abaixamento das regiões costeiras e levantamentos para o interior.

TORQUATO (1970) admite a elevação das áreas inter

nas da planície do Namib, não a movimentos provenientes de flexura continental mas a ajustes isostáticos derivados da enorme e contínua erosão a que a região está submetida.

MARIANO FEIO (1970) dedica-se exclusivamente aos aspectos geomorfológicos do Rio Cunene e conclui além de outras coisas que o seu curso terminal, o único que nos interessa por se encontrar fazendo o limite meridional do nosso mapeamento, é de idade Quaternária.

Existem na região duas unidades geomorfológicas principais. Uma que se estende desde o mar, formando extensa planície com mais de 3 500 quilômetros quadrados de superfície e se prolonga até uma linha que passa pelo Morro do Cafema, Capacete e Bispo, indo-se perder em pleno deserto de areia. A outra é constituída pela cadeia montanhosa do Cafema, que se prolonga por uma faixa de elevações norte-sul, que bordeja o limite oriental da área cartografada.

Cortando a monotonia da primeira, aparecem por vezes algumas elevações calcárias, quase sempre formadas à custa de erosão diferencial (Monte Branco - 489,0 metros; Serra do Cangambo ou Cobra - 588,9 metros e Serra Álvaro Ferreira ou Beroruê 890,0 metros).

Dentro da região montanhosa, as principais elevações estão na Serra do Cafema com o ponto mais alto de toda a região cartografada 1 640 metros ($12^{\circ} 29' 45''$ longitude este e $17^{\circ} 07' 15''$ latitude sul). Igualmente, dignos de menção pelo contraste que formam com a planície, podemos citar o Morro do Capacete com 983,6 metros; o Morro do Bispo com 978,0 metros, o Monte Dunguio com 803,2 metros e ainda o Golo ou Espinheira com 669,5 metros.

A grande planície é (morfologicamente) formada na maior parte de sua extensão por um reg de substrato rochoso, o qual em alguns locais já se encontra fossilizado por areias de dunas. Esta planície não apresenta grandes quebras de nível, podendo pelo contrário ser considerada como uma unidade única com tendência para avançar para este por

degradação termoclástica e química dos relevos existentes. Do nível do mar até à cota aproximada de 250 metros, o declive é constante e paralelo à costa. Aí, devido à presença da Serra Álvaro Ferreira, as curvas de nível passam a estar orientadas NE-SW e a superfície atinge cotas superiores a 600 metros em ambos os lados da Serra. A sua extensão maior é, todavia, de altitude mais moderadas, variando de 350 a 500 metros.

As formas de relevo igualmente variam bastante em ambas as regiões citadas. Na primeira, os relevos (Morro Vermelho, Morro da Pedra, Monte Branco, etc.) são de formas suaves e arredondadas, demonstrando a inegável presença de um clima desértico, ativo há bastante tempo. Na segunda, especialmente nas folhas 395 e região oriental das folhas 417 e 440, os relevos tornam-se mais imponentes, jovens, de picos agrestes. Provavelmente, as formas de erosão estiveram condicionadas até há pouco tempo a um clima úmido, único capaz de fornecer relevos daquele tipo. Esta hipótese é corroborada pela presença de depósitos de vertente do tipo fanglomerado e respectivas playas conforme se pode verificar na carta geológica anexa.

Os vales que hoje existem cortando toda a região, estão tão profundamente entalhados no Complexo Cristalino, podendo em alguns casos, como no vale fóssil já descrito por M. FEIO (1970) e na grande "mulola" (nome local nativo para designar os rios secos) que corre a oeste da Serra da Cobra, o entalhe atingir profundidades superiores a 50 metros. Este fato, associado à presença de depósitos da Formação Cunene (adiante descrita) em ambos os lados do rio com o mesmo nome, mostrando um preenchimento flúvio-deltáico, hoje cortado numa profundidade da ordem dos 150 metros, evidencia os grandes movimentos epirogênicos a que a região está sujeita, movimentos estes com amplitudes próximas mas desiguais nas duas margens do Rio Cunene (Foto 1).

Toda a drenagem da região pode ser dividida em duas

Foto 1 - Rio Cunene encaixado em vale de falha. Nota-se perfeitamente nesta fotografia a diferença de nível entre os dois lados do rio, enquanto que do lado esquerdo (Sudoeste Africano) ainda é visível a superfície de aplanção terciária, do lado angolano, devido a movimentos epirogenéticos, os migmatitos estão muito mais levantados. No topo direito vê-se um dique básico.

Foto 2 Migmatitos Damarianos, verticais, cortados por um curso d'água terciário. No lado direito da fotografia pode ver-se um terraço fluvial com 2,20 metros de altura em relação ao nível atual do rio, mostrando assim ter havido movimentos verticais recentes que provocaram o abaixamento do nível de base.

grandes bacias: Cunene e Curoca, sendo sem dúvida, a do Cunene, a mais importante, devido ao fato de ser o único rio perene do Distrito de Moçâmedes.

As variações do nível de base foram muito importantes, especialmente durante o final do Terciário e Quaternário. Embora a tendência geral, no lado direito do Rio Cunene, seja a de um levantamento progressivo, ainda hoje evidenciado pelo reescavamento do leito arenoso de alguns rios terciários, notam-se por vezes terraços fluviais recentes a alturas superiores a três metros em relação ao nível atual de drenagem (Foto 2).

As costas de toda a região compreendida entre a Foz do Cunene e o limite setentrional da área cartografada, são do tipo de submersão, representando assim um avanço do mar em relação à terra. Este tipo de costa deve ser igualmente bastante recente pois, nos depósitos marinhos de cotas 2, 32 e 65 metros, ainda hoje são visíveis restos de cordões litorâneos com abundantes cascalheiras, denunciando assim ter havido costas do tipo de imersão.

2 - Geologia

2.1 - Generalidades

A área abrangida pelas folhas 394, 395, 416, 417, 439 e 440 forma o canto sudoeste de Angola e, pela sua posição geológica, pode ser considerada como área chave para a resolução dos problemas estratigráficos, não só da região, mas também, pensamos nós, de grande parte do sul de Angola.

Com efeito, a presença lado a lado de rochas pertencentes às duas principais faixas de dobramentos do sul da África, a Damariana e a Eburneana com quase todos os estágios intermediários conhecidos, torna a região o local ideal para o estudo evolutivo do bloco africano durante o eon Criptozóico.

Atendendo a que a região é desértica e que o substrato, na maioria das vezes, é formado por rochas do complexo cristalino, fácil se torna, onde as formações dunares não estão presentes, verificar todos os pormenores evolutivos das rochas presentes, nomeadamente no caso dos xistos e quartzitos das séries metamórficas do sudoeste de Angola onde é perfeitamente visível a transição entre esta unidade, os metasedimentos granitizados, os migmatitos e os granitos deles provenientes.

Todas as amostras referidas no texto estão localizadas na Figura 10.

As principais unidades geológicas da área estudada, podem, sob o ponto de vista estratigráfico, ser agrupadas conforme a coluna a seguir indicada.

2.2 - Depósitos quaternários

2.2.1 - Areias de praia e cordões litorâneos

Estes depósitos estendem-se desde a Foz do Cunene até ao Saco dos Tigres, de maneira praticamente contínua, numa largura variável, desde poucos metros até mais de quatro quilómetros na região do Saco dos Tigres. Igualmente foram enquadradas dentro desta rubrica os depósitos que formam a ilha barreira dos Tigres cuja extensão é da ordem dos 35 Km com uma largura máxima de 6 Km na região da Enseada Grande. A sua cota máxima está situada no canto noroeste e é de quatro metros.

As praias que formam a língua de areia que parte da Foz do Cunene, são geralmente de baixa inclinação, com areias de grão médio. Na região do Morro Vermelho, onde afloram as rochas ultrabásicas, o seu aspecto é diferente, o declive é maior, as areias são mais grosseiras e terminam na área da maré baixa onde afloram quer os werhlitos quer as rochas granito/migmatíticas da região.

CARTA DE AMOSTRAGEM

Fig. 10 - LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS COLHIDAS

COLUNA ESTRATIGRÁFICA

QUATERNÁRIO { Areias de praia e cordões litorâneos
 { Areias de duna
 { Eluviões, cascalheiras e areias várias
 { Depósitos de origem mista (Fluvial e/ou marinhos)
 { Depósitos fluviais recentes
 + ?
 Depósitos eólicos
 + ?
 Terciário { Depósitos continentais (Ambiente desértico)
 { Formação Cunene (Depósitos fluvio-deltáicos)
 { Depósitos de vertente e playas associadas
 { Depósitos fluviais
 Mesozóico { Doleritos
 { Granito da Praia

~~~~~DISCORDÂNCIA~~~~~

Intrusões relacionadas com o ciclo Pan-Africano { granitos do Morro Vermelho
 { gabros
 { dioritos
 { werhlito-serpentinizado
 { pegmatitos
 Grupo Damara { Metassedimentos granitizados
 { Indiferenciado
 { Calcários cristalinos
 { Ortoanfibolitos

~~~~~DISCORDÂNCIA~~~~~

PRÉ-CAMBRIANO { Gabro do Muende
 { Granito das Furnas
 { Meta-riolitos potássicos
 { Formação Nosib { indiferenciada
 { arcoses e quartzitos

~~~~~DIRCORDÂNCIA~~~~~

Complexo Cristalino { Granito do Curoca
 { Gnaisses kinzigíticos
 { Granulitos
 { Metabasitos
 { Granitos da Espinheira
 { Granófiros
 { Xistos e quartzitos com intercalações
 { de ortoanfibolitos

Numa trincheira com 4 metros de profundidade feita a 120 metros da praia, um quilômetro a sul do limite meridional das ultrabásicas por debaixo dos depósitos de praia atual foi verificada a existência de um nível de calhaus rolados, grosseiros e achatados, assentando sobre areias igualmente marinhas.

Por vezes, nomeadamente nas regiões que se situam em frente às dunas, as concentrações de pesados são enormes. A análise mineralógica de uma areia colhida um pouco a norte da região estudada, perto da cidade de Moçâmedes, na Praia Amélia, apresentou a seguinte composição (TORQUATO, 1970) - Tabela 2.

Estas concentrações são devidas à grande proximidade de rochas metamórficas, quer do Grupo Damara quer do Complexo Cristalino muito ricos em granadas e outros minerais pesados. Concentrações semelhantes podem ser vistas formando pequenas dunas no interior do grande erg que forma o canto noroeste da área cartografada.

A Ilha dos Tigres, uma ilha barreira, deve a sua formação à grande quantidade de areias e calhaus transportados por um rio de idade fins Terciária cuja foz ainda é visível na planície a oeste do Morro Vermelho. Hoje, a ilha existe, suportada pelos enormes acarreios de areia transportada para o mar pelo Rio Cunene.

2.2.2 - Areias de dunas

Pela sua imponência e raridade, provavelmente são estes os depósitos que mais impressionam a quem, pela primeira vez, visita o Deserto de Moçâmedes.

As dunas móveis ocupam uma área de cerca de quatro mil quilômetros quadrados e podem ser divididas em cinco grupos:

TABELA 2

	% da fração na areia total	M I N E R A I S P E S A D O S																	MINERAIS LEVES					
		% da fração no crivo	% de opacos	% de transparentes	% de alteritos*	Composição mineralógica centesimal dos minerais pesados trans- parentes														% da fração no crivo	% de alteritos*	composição mi- neralógica cen- tesimal		
						Anfibólio monoclinico	Cianita	Epidoto	Esfeno	Espinélio verde	Estaurolita	Granada	Hiperstênio	Hornblenda verde	Olivina	Rutilo	Turmalina	Zircão	Feldspato potás- sico			Plagioclásio	Quartzo	
1000-500 μ crivo 35	1,0	90,0	22,0	66,0	12,0	-	-	3,4	6,6	-	3,4	80,0	1,6	1,6	-	3,4	-	-	10,0	27,0	8,0	10,0	55,0	
500-250 μ crivo 60	52,8	82,4	21,4	69,4	9,2	0,6	-	3,7	3,7	-	8,7	77,6	2,0	1,7	1,0	-	1,0	-	17,6	12,6	9,0	12,7	65,7	
250-125 μ crivo 120	39,1	89,5	20,5	67,0	12,5	1,4	0,3	2,6	7,1	-	6,9	72,9	4,4	2,0	0,5	0,3	1,4	0,2	11,5	14,3	5,0	20,4	60,3	
125-63 μ crivo 230	7,0	99,8	62,7	28,9	8,4	2,0	0,4	2,0	18,7	1,2	1,6	45,2	4,1	1,6	1,2	0,8	0,8	20,4	0,2	16,0	12,0	5,3	66,7	

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DE UMA AREIA DA PRAIA AMÉLIA

* Sob esta designação agrupam-se todos os minerais cuja identificação não foi possível devido ao avançado estado de alteração em que se encontram

- a) o grande erg
- b) o pequeno erg
- c) o cordão misto
- d) dunas dispersas
- e) dunas Plio-Plistocênicas

as quais apresentam as seguintes características:

a) O grande erg estende-se desde o Morro Vermelho (Fotos 3 e 4) e prolonga-se para norte e nordeste, tendo como limites, a oeste o Oceano Atlântico, a norte e nordeste o Rio Curoca e a sul e sueste uma linha com direção SW-NE que liga o Morro Vermelho ao ponto onde o Rio Curoca inflete de aproximadamente E-W para grosseiramente N-S.

Neste erg que faz fronteira geológica com as formações do cristalino através de um reg de substratum rochoso (DERRUAN, 1965), de largura variável desde poucos metros até alguns quilômetros, é possível encontrar os principais tipos de dunas conhecidos.

Na planície a oeste do Morro Vermelho predominam as formas do tipo ante-dunas ("fore dune") (Foto 5) e dunas do tipo miformes (BIGARELLA et al., 1969). Com a aproximação da falésia fóssil do Morro Vermelho, começam a aparecer as primeiras barcanas, inicialmente isoladas e, ao caminhar para norte, transformadas em cadeias de barcanas simples e compostas. A orientação geral das barcanas é SSW-NNE com a encosta de sotavento virada a NNE.

A cerca de quinze quilômetros a nordeste do Morro Vermelho, na região do Morro da Pedra, ocorrem dunas de estruturas mais complexas, do tipo transversais reversas e transversais compostas (McKEE, 1966).

No interior do grande erg, especialmente na carta 394, é possível ver, até em fotografia aérea, dunas longitudinais ("seif") especialmente dos tipos simples e dendrítico.

b) O pequeno erg começa a individualizar-se num pon

Foto 3 - Vista parcial do grande erg que se estende a Norte do Morro Vermelho, vendo-se uma superfície de reg entre ca da duas cristas de dunas. A direção do vento predominante é do último para o primeiro plano da fotografia.

Foto 4 - Aspecto dos primeiros trabalhos de campo efetuados na região do Morro Vermelho. As manchas escuras representam rochas ultrabásicas serpentinizadas.

to situado a cerca de dez quilômetros a norte da Foz do Cune e prolonga-se, com uma largura média de 4 a 5 quilômetros, numa faixa paralela à linha de costa, até à vertente sul do Morro Vermelho.

Neste erg, as formas predominantes são as cadeias de barcanas quer simples quer compostas. Esta formação assenta, na sua totalidade sobre uma superfície do tipo reg. Entre este erg e o mar, numa extensão variável entre um e dois quilômetros e meio, estende-se uma superfície, de cota inferior, coberta parcialmente por dunas do tipo ante-dunas. Aqui e além aparecem dunas de retenção.

c) O cordão misto é um cordão dunar, com cerca de vinte quilômetros de comprimento por dois a três quilômetros de largura, que se inicia a este do marco geodésico Pedregal, segundo uma direção SW-NE, com dunas do tipo barcanas simples e compostas e passa para E-W segundo uma curvatura contínua, com dunas do tipo transversais simples.

d) As dunas dispersas encontram-se especialmente na região da Serra Álvaro Ferreira e não formam nenhuma estrutura complexa. Na maioria das vezes, estão depositadas nas vertentes das principais elevações. O Morro Vermelho, apesar de não estar compreendido dentro de nenhum dos grupos descritos, apresenta na sua encosta numerosas dunas deste tipo (Foto 6).

e) As areias vermelhas das dunas Plio-Plistocênicas que se situam preferencialmente entre as Serras de Álvaro Ferreira e Cafema (Foto 7), foram para ali transportadas num período anterior à abertura do curso terminal do Rio Cunene, e, pela sua orientação, mostram que os ventos predominantes na região corriam de sul para norte. A sua idade provável, atendendo a que o curso terminal do Rio Cunene é Quaternário, e que estas só, em alguns locais se encontram fossilizadas quer por depósitos do tipo caliche, quer por eluviões e areias várias, foi por nós situada no Plio-Plistoceno.

Foto 5 - Filão de diabásio na região ultrabásica. A atitude do filão é subvertical, apresentando curiosa curvatura que embora não o tenha falhado, o adelgaça bastante na região afetada. Do lado esquerdo e no último plano podem ver-se dunas do tipo "ante-dunas".

Foto 6 - Grande filão de BOSTONITO encaixado em granito que corta a vertente Oeste do Morro Vermelho. A cobertura amarelada é de dunas dispersas.

A cor destas areias é vermelha ocre, em contraste direto com as areias do deserto atual que são amarelo-douradas. Na região sul da Espinheira, temos um imenso campo destas dunas retrabalhadas atualmente, e, por vezes, já misturadas com as areias atuais.

As formas mais imponentes encontram-se, sem dúvida, dentro do grande erg, onde as barcanas na encosta de sotavento podem apresentar desníveis de cerca de cinquenta metros. No pequeno erg, as dunas são mais baixas, raramente ultrapassando as duas dezenas de metros de altura e, na sua generalidade, quer as dunas do cordão misto quer as dispersas, são baixas, de altura máxima de cerca de dez metros.

Quanto ao mecanismo de evolução do deserto de dunas, já foi parcialmente divulgado por BEETZ (1934) e TORQUATO (1970 e 1971). De novo só a acrescentar que a quase ausência de dunas recentes na região sul da área cartografada deve-se a uma mudança brusca na direção principal do vento. Enquanto que junto à costa a direção deste é SSW-NNE, ao caminharmos para o interior, na região do Vale do Rio Cunene, ele muda a sua direção passando a correr paralelamente a este rio.

2.2.3 - Eluviões, cascalheiras e areias várias

Dentro desta categoria incluem-se as grandes áreas aplainadas bem como alguns vales pouco encaixados, cuja cobertura é fundamentalmente uma mistura de eluviões, resultantes da desagregação local das rochas regionais, misturadas com areia de natureza eólica. Igualmente, as grandes cascalheiras de quartzo que, cobrem grande parte das folhas 395, 416, e 417, foram aqui incluídas.

São na sua maioria, depósitos extensos mas pouco espessos. Em alguns casos, como nas "Dambas" (nome local que indica uma depressão larga por cujo centro corria uma linha de água) do Ferro e do Pau, estes depósitos apresentam-se com elevada predominância de argilas e siltes e a sua espessura

Foto 7 - Aspecto das dunas plio-plistocênicas que cobrem grande parte da formação Cunene, a Sudeste da Espinheira. A direção do vento é aproximadamente da esquerda para a direita.

Foto 8 - Aspecto das areias termoclásticas que formam a mancha mais meridional deste tipo de rocha. Ao fundo vemos Gr nito das Furnas irrompendo entre rochas granítico/dioríticas.

pode atingir os três metros. Pela sua composição e aspecto físico, estes depósitos poderão ser considerados como um verdadeiro loess de cor avermelhada ou, mais raramente, amarelada.

Na folha 395, na região das Furnas (Foto 8), aparece extensa faixa alongada, com mais de vinte quilômetros de comprimento por cerca de um de largura, formada quase que exclusivamente por areias quartzosas de desagregação termoclástica dos granitos circundantes.

As grandes cascalheiras de quartzo presentes nas regiões indicadas, são os resultados da desagregação dos inúmeros veios e bolsões de quartzo que cortam todas as rochas do Complexo Cristalino e do Grupo Damara. Essa desagregação é causada exclusivamente por fenômenos termoclásticos.

2.2.4 - Depósitos de origem mista (fluviais e/ou marinhos)

Estes depósitos encontram-se situados em dois locais distintos, a Foz do Cunene e o Morro Vermelho.

Na Foz do Cunene, os depósitos apresentam-se sob a forma de cascalheiras distribuídas em dois níveis diferentes. Um forma uma longa faixa paralela à linha de costa com cerca de oito quilômetros de comprimento à cota de dois metros. A sua espessura é sempre reduzida, podendo, no entanto, apresentar-se em alguns locais com cerca de um metro. O outro é mais elevado, cotas de 65 metros, bem visível um pouco a nordeste do depósito da água (Lacrau) que abastece a Baía de Tigres, e 32 metros junto ao Cunene, a montante da povoação Foz do Cunene. Neste último, é de salientar a presença de uma camada de sal, separando este depósito dos granitos regionais.

O seu aspecto é o de uma cascalheira com matriz arenosa. As dimensões dos calhaus são bastante variadas, podem

do, lado a lado, aparecer pequenos seixos rolados, com menos de um centímetro e grandes seixos com mais de quinze centímetros de diâmetro. Litologicamente, predominam os quartzitos, especialmente os vermelhos e os diabásios.

Na região do Morro Vermelho (Foto 9), entre a falésia fôssil e o mar, desenvolvem-se depósitos marinhos e flúvio-marinhos. O seu aspecto é muito variado, um corte partindo do mar, em direção ao Morro Vermelho, mostra-nos primeiro um depósito em tudo semelhante ao descrito para a região da Foz do Cunene, mas, ali, os ventifactos abundam de uma maneira extraordinária. É possível encontrar seixos fluviais de quartzito, retrabalhados por mar com o aparecimento de perfurações de organismos litófagos e, por último, a ação do vento, na parte que lhe estava exposta, provocou-lhes um caráter eólico. Neste aspecto, a região é um verdadeiro mu seu de peças trabalhadas pelo vento.

Formando um terraço com cotas de 12 a 15 metros, aparecem seguidamente depósitos muito peculiares, os quais, de mostram, sem dúvida, a presença de um rio na região em tempos geológicos não muito recuados. Este rio, a que em trabalho anterior, (TORQUATO, 1970) chamamos Rio Vermelho, teria sido o responsável pela formação da Ilha dos Tigres. Na sua região central, o depósito está totalmente erodido, mostrando o mesmo aspecto típico que hoje mostra a Foz do Rio Cunene.

Na margem direita do Rio Vermelho (Figura 11) sedi mentaram-se depósitos mistos, fluviais e marinhos, sendo os primeiros representados por siltes micáceos, por vezes mesmo muito micáceos, de cor acinzentada ou amarelada e argilas com restos de vegetais e os segundos por areias finas, de cor amarelada, com grãos muito bem rolados, aparecendo frequentemente, ovóides perfeitos. Na base deste terraço, fazendo o seu contato com as rochas ultrabásicas presentes na região, encontra-se um conglomerado de seixos quartzíticos, bem rolados, achatados com matriz arenosa, ligeiramente carbonatada. Na margem esquerda do mesmo rio, apesar de terem sido vários

Foto 9 - Vista parcial dos depósitos marinhos situados a Oeste do Morro Vermelho. Os calhaus de quartzito vermelho, que se encontram à superfície, apresentam-se trabalhados sob a forma de ventifactos. Nos últimos planos é possível ver-se dunas do tipo "ante-dunas".

Foto 10 - Vista parcial do interior da Serra de Alvaro Ferreira. Em primeiro plano, do lado esquerdo, vemos os arenitos da parte média da Formação Cunene.

os cortes efetuados, só foi possível detectar areias mari
nhas, do mesmo tipo das intercaladas na margem direita.

Este fato prova-nos em primeiro lugar a existência do citado rio e em segundo a existência de uma corrente mari
nha de direção sul-norte, provavelmente a mesma que hoje cor
re na costa angolana (corrente de Benguela).

Como fato curioso temos a assinalar que as maiores percentagens de finos se encontram presentes no corte mais longe da foz do Rio Vermelho. Este fato é por nós interpre
tado como sendo o resultado da ação conjunta da corrente sul-norte com o encurvamento para norte que o rio apresenta na foz, obrigando-os sedimentos finos a serem transportados na
quela direção para mais longe.

2.2.5 - Depósitos fluviais recentes

Os principais locais onde, na escala do presente ma
peamento, é possível detectar tais sedimentos são os vales dos Rios Cunene e seus afluentes, Muende, Espinheira, Cuamu
care e nascentes do Rio Dejissiaéu e Cadilaué além da Damba Vermelha e da depressão interna da estrutura em anel descri
ta por BEETZ (1934) a montante da povoação Foz do Cunene.

Com exceção dos aluviões do Rio Cunene e do Rio Muen
de, que atingem espessuras consideráveis (até 20 metros), to
das as outras representam depósitos mais ou menos extensos, mas sempre de espessura reduzida. Não nos foi possível de
terminar a espessura destes depósitos no interior da estrutu
ra em anel, mas pelo escavamento que algumas chuvas recentes provocaram nos seus componentes, igualmente somos levados a concluir que deverá ser elevada.

São todos, sem exceção, formados essencialmente por elementos provenientes da desagregação das rochas cristali
nas e sedimentares que formam a região, com elevada predomi
nância de materiais siltosos e areias quartzozas. A fração
argilosa, na maioria dos casos, é nula ou muito pequena.

Num afluente do Cunene que corre a este da estrutura em anel, foi possível detectar depósitos de aluviões com mais de três metros de espessura (Foto 2).

Estes depósitos são raros na região, devido à fraca pluviosidade e, com exceção do Rio Cunene, ausência de cursos d'água permanentes.

2.3 - Depósitos terciários

2.3.1 - Depósitos continentais (ambiente desértico)

Com este nome resolvemos descrever todos os depósitos continentais formados em ambiente desértico, os quais, pelas suas características bem distintas, podem ser englobados dentro da designação comum de caliche.

O caliche é um dos depósitos da região que maior controvérsia poderá apresentar, não só quanto à sua gênese, mas também quanto à sua delimitação.

Por caliche aceitamos todas as crostas calcárias mais ou menos conglomeráticas que recobrem quer outros depósitos sedimentares, nomeadamente a Fm. Cunene, quer diretamente rochas cristalinas. O seu aspecto é muito variado, podendo-se mesmo dizer, parafraseando H.H. READ que "Há Caliches e Caliches". Por aquilo que tivemos ocasião de verificar no terreno, o aspecto litológico de cada unidade de caliche, depende exclusivamente da composição do material que lhe está subjacente. Assim, enquanto que um caliche formado sobre depósitos termoclásticos grosseiros ficará com o aspecto de uma brecha, um outro formado sobre areias finas tomará a configuração de um arenito consolidado ou de um calcário arenoso conforme a porcentagem de material clástico assimilado. Um fator constante a todos eles é a matriz carbonatada formada pela evaporação intensa de águas carregadas de sais de cálcio provenientes ou da dissolução de plagioclásios de rochas eruptivas ou metamórficas, ou da dissolução de banca

das de calcários e mármore muito comuns na região.

É comum verificar-se que, quando um depósito sedimentar, próximo do caliche, é erodido por qualquer motivo, imediatamente a sua parte superior começa a se consolidar por carbonatação, dando início à formação de um novo caliche.

A sua espessura, na área cartografada, varia de zero até mais de dois metros, como é o caso da barreira situada na estrada que liga a Espinheira à Foz do Cunene, a oito quilômetros a oeste do limite entre as cartas 439 e 440.

Igualmente, em alguns dos enormes cortes provocados por enxurradas esporádicas, é possível ver-se vários níveis de caliche tendo intermediariamente bancadas de arenitos mais ou menos consolidados.

2.3.2 - Formação Cunene

Na região sul da área cartografada, cobrindo uma área superior a trezentos quilômetros quadrados, surgem-nos uns depósitos avermelhados (Foto 10) de origem fluvial a norte e deltáica a sul, formados fundamentalmente por arenitos finos a médios, com o porcentual da matriz argilosa aumentando da base para o topo.

A sua idade, provavelmente será Terciário Superior uma vez que é possível encontrar estes depósitos de ambos os lados do Rio Cunene. Foram pois depositados antes da captura deste rio para o atual leito. MARIANO FEIO (1970) atribui a idade do curso terminal do Cunene ao Quaternário, uma vez que foram encontrados instrumentos paleolíticos na região do Cuanhama, no local por onde o rio corria antes da captura.

Para este conjunto de sedimentos propomos o nome de Formação Cunene e passaremos a designar o seu local tipo pelas seguintes coordenadas:

LATITUDE SUL: 17° 08' 30''

LONGITUDE ESTE: 12° 03' 30''

Um corte no local tipo mostra-nos as características indicadas na Figura 12.

BEETZ (1934), ao referir-se a estes depósitos diz: "In the Cretaceous and Tertiary epochs the dunes entered Southern Angola, and their remains are to be found as dune sandstones filling in all valleys of the old land surface; a thickness of over 150 m. having been observed on the banks of the Cunene River and in gullies leading down to that river from the unbroken Namib peneplain, although a thickness of 200 to 300 metres is probable in places. A similar arid or desert infilling of valleys and depressions by dune sand, gravels and local debris took place in the Cretaceous and Tertiary periods in South-West Africa and Namaqualand.

The Cunene cuts through these dune sandstones, which proves that this river originated at a later period than these Tertiary sandstones, i. e., in the Pleistocene period. This, together with the juvenile character of the Lower Cunene with its numerous rapids, cataracts and gorges, confirms the idea held by many eminent geologists that the present lower course of the Cunene must be quite young, as there exist many indications that its previous course was directed towards the Etosha Pan in South-West Africa".

MARIANO FEIO (1970) descreve estes mesmos depósitos na região do Vale Fossil, imponente escavação que corta os migmatitos damarianos (17° 07' Lat. e 12° 06' Long.). Com profundidades de entalhe de, por vezes, cerca de 100 metros e admite que eles estão a preencher um vale de fratura e que a maior espessura, da mesma fácies, cerca de 80 metros, é formada por sedimentos eólicos repousando em sedimentos fluviais tendo por cima uma fácies de transbordamento.

TORQUATO (1971) admite que estes depósitos atingem espessuras da ordem de uma centena de metros e, são formados

Fig.12- FORMAÇÃO CUNENE

por areias de grão fino a médio com evidentes sinais de estratificação cruzada e muitos canais de drenagem.

Hoje, depois dos últimos trabalhos de campo admitimos as seguintes fases para explicar a origem do Vale Fóssil e a deposição nele da Formação Cunene.

- a) Pediplanização dos migmatitos damarianos.
- b) Entalhe no Terciário de um rio de elevado caudal o qual desgastou o embasamento, não aproveitando exclusivamente uma fratura como M. FEIO pretende, mas, de maneira irregular até com a formação de meandros ainda hoje conservados nas rochas regionais.
- c) Provavelmente por elevação do nível de base, barramento na foz do Rio Terciário e assoreamento a montante.
- d) Deposição da Formação Cunene.
- e) Deposição de caliche.
- f) Levantamento progressivo do bloco continental.
- g) Novo entalhe de outro rio, agora afluente do Cunene, aproveitando as margens do rio fóssil.

Depois de demonstrar, de maneira irrefutável, a jovem idade (Quaternária) do curso terminal do Cunene e a pré-existência da Formação Cunene, na página 44, M. FEIO (1970) ao interpretar a origem primária do Vale fóssil escreve "... o que demonstra que o vale formou-se em função da erosão para o Cunene..." Não podemos concordar com esta opinião exclusivamente pelo simples fato de que o Rio Cunene ainda não corria naquela região, à altura da deposição da Formação Cunene.

2.3.3 - Depósitos de vertentes e playas associadas

Na região ocidental da nossa área, conforme foi descrito no item referente à geomorfologia, o relevo muda, passando de uma superfície contínua do tipo pediplano a um conjunto de elevações. Na base das elevações formadas por rochas cris

talinas, surgem depósitos de vertente os quais, pela sua configuração física, podem ser associados a fanglomerados com a clássica forma em leque.

A sua composição é muito variada, sendo sempre a mesma, conforme seria de esperar, da região elevada que lhe deu origem.

Em frente a estes depósitos aparecem extensos vales, completamente planos, cheios de um sedimento fino, quartzoso, por vezes siltoso, com abundantes palhetas de micas. Pela sua posição em relação aos depósitos atrás mencionados, parece-nos tratar-se de verdadeiras "playas".

A idade absoluta de todo este conjunto, não pode ser determinada, mas, pela sua posição relativa, chegamos a conclusão que, quer os depósitos de vertente quer as "playas" estão por debaixo dos caliches e das dunas vermelhas plio-pleistocênicas e, pelo menos aparentemente, por cima dos grandes depósitos fluviais do Terciário Inferior.

2.3.4 - Depósitos fluviais

Por depósitos fluviais descrevemos seguidamente grandes concentrações de sedimentos, os quais, pelas suas características de localização, de litologia e de deposição, foram por nós considerados como sendo de origem fluvial.

A sua deposição foi limitada a oeste, pelas elevações da Serra da Cobra, a norte pelo Rio Muende, a este prolonga-se para as regiões das cartas vizinhas e a sul atinge a povoação da Espinheira.

Localizam-se, preferencialmente, em leitos de rio muito encaixados (Muende e Espinheira), preenchendo-os na sua totalidade. Foram feitos alguns poços de prospecção e, num deles, cerca de dez quilômetros a nordeste da povoação de Espinheira, atingiu-se a profundidade de nove metros sem se ter alcançado o embasamento cristalino. Na própria povoação

ção da Espinheira, quando se procedeu à abertura de um furo para captação de água, foram encontrados dezessete metros destes depósitos (informação verbal dos sondadores encarregados da perfuração). Igualmente, na região leste-centro da área cartografada, eles estendem-se sobre um pediplano cobrindo toda superfície, com espessuras que, em alguns locais, foi por nós verificado que ultrapassam os dois metros.

A sua litologia é muito variada, englobando não só as rochas locais, inclusive grandes blocos de xisto, mas também quartzitos vermelhos e diabásios em tudo semelhantes aos da Serra da Chela.

É interessante notar que, enquanto os xistos se apresentam angulosos, os quartzitos e os diabásios se mostram completamente rolados (Foto 11), evidenciando assim um transporte a maior distância.

Quanto à matriz que une os seixos podemos verificar que, se eles se encontram nos interflúvios, superficialmente estão completamente desagregados e, mais para baixo, aglutinados por matriz carbonatada a qual passa, por vezes, como no caso da povoação Espinheira, aos caliches locais; se se encontram preenchendo leitos secos de rios, podem aparecer ou completamente ligados por um cimento calcário ou com as cavidades entre si preenchidas por areia solta.

A origem destes depósitos poderá facilmente ser explicada se atendermos aos seguintes fatos:

1 - Os depósitos fluviais encontram-se preferencialmente do lado leste da Serra da Cobra e seu prolongamento para noroeste, tendo servido esta elevação de barreira natural à quebra de competência do rio em questão e à consequente deposição dos depósitos grosseiros.

2 - Depósitos semelhantes são encontrados na praia do Morro Vermelho e para ali transportados pelo rio fóssil que chamamos Rio Vermelho.

Foto 11 - Depósitos fluviais terciários no canto NE da folha 417. De relevo a grande variedade de tamanho e a falta de orientação dos blocos que formam o depósito. Provavelmente o ambiente é do tipo enxurrada. A espessura destes depósitos é superior a 9 metros. Os blocos são, na sua maioria, formados por quartzitos, granitos e xistos, a matriz é fundamentalmente carbonatada.

Foto 12 - Filão de diabásio cortando os werhlitos. Os inúmeros movimentos horizontais, de fraca amplitude, a que a região foi sujeita, estão perfeitamente visíveis no traçado do filão.

3 - Na foz fôssil do Rio Vermelho é possível ver a existência de depósitos flúvio-marinhos recentes.

4 - Da observação da Formação Cunene, verificamos que o bloco continental tem-se elevado continuamente, atingindo atualmente 150 m.

5 - Não existe, ou pelo menos ainda não verificamos a presença de um cotovelo de captura na região onde o Rio Curoca inflete de E-W para N-S.

6 - O Rio Cunene tem um curso terminal jovem (Quaternário) conforme já ficou demonstrado na parte respeitante à geomorfologia.

7 - A região do Iona é conhecida pelos seus fortes abalos sísmicos (LAPIDO LOUREIRO, 1962) os quais, até agora, não foram explicados, mas que agora passamos a admitir como sendo o resultado dos ajustes isostáticos diferentes que se estão a proceder em ambas as margens do Rio Cunene.

8 - O antigo curso do Rio Cunene situar-se-ia mais ao sul do que o atual.

9 - Pela observação das cartas topográficas da região, verifica-se que as cotas do pediplano diminuem de sul para norte, o que prova que os levantamentos estão a ser mais ativos na parte meridional.

10 - Há uma série de rios secos que correm perpendicularmente ao limite sul e sudeste do deserto de dunas.

Assim, do conjunto de dados expostos, podemos concluir que o Rio Vermelho que teve a sua foz na região do Morro Vermelho, não foi mais do que o curso terciário do Rio Curoca. Este teria sido deslocado para norte, tal como o foi o Rio Cunene, devido aos movimentos epeirogenéticos que obrigaram a bascular o bloco continental de sul para norte. O Rio Vermelho continuou a correr, embora o seu maior caudal tivesse sido desviado, a sua alimentação foi feita até há pouco tempo (os depósitos flúvio-marinhos são recentes) pelos tri

butários que ficavam para leste do local da captura e que ainda hoje são bem visíveis e fáceis de mapear na escala 1/100.000. O local de captura não está visível pois a erosão destruiu e o deserto cobriu quer o cotovelo de captura quer a maior porção do antigo leito.

2.4 - Rochas Mesozóicas

2.4.1 - Doleritos

Estas rochas são relativamente abundantes nas cartas 416 e 439 e bastante mais raras (com esta idade) nas restantes.

O local onde ocorrem de maneira excepcional é a planície a oeste do Morro Vermelho a qual se encontra ocupada por rochas de natureza ultrabásica (Figura 7).

Atendendo às direções fundamentais, podemos agrupar os diques básicos da região do Morro Vermelho em dois grandes grupos:

- diques de direção aproximada norte-sul
- diques radiais

Os primeiros cortam todas as rochas da região e são os mais antigos testemunhos filoneanos da região. Estão profusamente cortados, deslocados e dobrados, seja por intrusões mais recentes, seja por pequenos ajustes da crosta terrestre (Fotos 5 e 12).

Os segundos, cortam exclusivamente as rochas ultrabásicas e parecem provir de um ponto comum situado nas proximidades do Morro Vermelho. É a principal rede filoneana da região. Os diques são horizontais, verticais e inclinados formando como que uma estranha rede onde ficou encaixado o que restou das rochas ultrabásicas. A sua orientação, é muito variável, a sul aparecem com direção predominante E-W, e à medida que vamos caminhando para norte, numa extensão de

sete quilômetros, os diques rodam de maneira contínua e, de E-W passam para SSE-NNW abrangendo assim quase um quarto de círculo.

Os valores de direção e inclinação apresentados no esboço geológico da região do Morro Vermelho, limitam-se a traduzir números locais, uma vez que, os diques básicos ali existentes, na sua maioria, variam de maneira excepcional, sendo possível seguir o mesmo corpo de horizontal a vertical e de poucos centímetros a mais de um metro de espessura.

A sua composição mineralógica, conforme se pode verificar pelo Apêndice 1 varia dentro de limites bem determinados. Petrograficamente, as rochas podem ser classificadas como DIABÁSIOS, TRAQUI-DIABÁSIOS, MELA-MONZONITOS, DIABASÓIDES, LEUCO-DIABÁSIOS e META-BASALTOS HORNFELSICOS (Amostras números 395-G8, 439-99, 416-169, 417-23, 416-156 e 416-62).

No canto sudeste da área cartografada, ocorrem pequenas manchas de doleritos, os quais, por não ter sido possível coletar uma amostra fresca, não foram datados. No entanto, se atendermos a que, a grande maioria dos doleritos de Angola são de idade Karroo e que, do outro lado da fronteira (Sudoeste Africano), não muito longe, existem manchas de basaltos do topo do Karroo (Formação Stormberg), é de admitirmos que estas rochas possuam a mesma idade.

Algumas análises químicas de rochas deste grupo deram os seguintes resultados, demonstrados no quadro da página seguinte. (Tabela 3)

2.4.2 - Granito da Praia

Na praia do Morro Vermelho, entre o antigo paiol da Bricon e o mar, aparece uma pequena mancha de um granito alcalino (Amostra 416-1) avermelhado, de grão fino a médio, hololeucocrático, com textura hipautomórfica granular, rico em ortoclásio e plagioclásio sódico. Como acessórios apresenta

TABELA 3

AMOSTRA	416-71	416-170	416-245	416-279	439-99
%	Monzodiorito	Monzonito	Epi-diabásio	Traquito pórfito	Monzo-diabásio
SiO ₂	40,6	50,9	44,4	59,8	56,5
TiO ₂	Vest. acent.	Vest.	Vest.	Vest.	Vest.
Al ₂ O ₃	12,3	18,3	19,4	13,6	10,4
Fe ₂ O ₃	7,32	8,42	16,1	7,90	3,2
FeO	7,4	0,079	0,111	0,07	7,7
MnO	0,162	0,13	0,214	-	0,188
CaO	8,76	6,03	2,275	2,94	9,0
MgO	13,86	3,7	10,1	0,907	6,2
K ₂ O	5,3	6,4	4,1	5,7	3,0
Na ₂ O	2,06	3,8	1,52	4,25	1,9
P ₂ O ₅					0,508
Perda ao fogo	1,5	2,2	0,23	3,65	1,42
TOTAL	99,35	99,98	98,45	99,23	100,066

Todas as análises químicas apresentadas neste trabalho foram efetuadas em Luanda, no Laboratório de Espectroquímica do Instituto de Investigação Científica de Angola.

zircão e fluorita. Em 1963-1964, no Curso de Geologia do Ultramar, dado na Faculdade de Ciências de Lisboa, já F. REAL, embora sem dados geocronológicos, mas apoiado em investigações de campo, afirmava que os granitos com fluorita deveriam corresponder à mais recente atividade ácida magmática de Angola.

Esta intrusão granítica é um corpo de pequenas dimensões com poucas centenas de metros quadrados de superfície. Pela sua posição, é de admitirmos que esteja correlacionado com o grande arqueamento SW-NE que atravessa Angola desde aquela região até à Lunda. Se assim for, é muito provável que, inicialmente a sua composição fosse sienítica e que, por assimilação de material silicoso esta fosse alterada e passasse a de um granito com pouco quartzo (Qz ~ 30%).

A sua análise química apresentou os seguintes valores (Tabela 4):

SiO ₂	-	71,2
TiO ₂	-	Vest.
Al ₂ O ₃	-	14,72
Fe ₂ O ₃	-	2,63
FeO	-	0,76
MnO	-	0,0098
CaO	-	4,206
MgO	-	1,008
K ₂ O	-	1,90
Na ₂ O	-	0,21
SrO	-	0,00115
PbO	-	0,083
NiO	-	0,16
CuO	-	0,012
Cr ₂ O ₃	-	0,029
P ₂ O ₅	-	1,86
Perda ao fogo		0,61
Total		99,438

2.4.3 - Outras

Com esta mesma idade (Mesozóica), vamos ainda encontrar, na região do Morro Vermelho, diques de composição petrográfica muito diferente.

Cortando as rochas ultrabásicas, em duas direções sensivelmente perpendiculares E-W e N-S, aparecem uns diques (?) e veios (?) de espessura máxima não superior a 30 cm, compostos por uma matriz de quartzo com clastos carbonatados, formando uma rocha extremamente rica em Ba, Sr, Nb, Zr, Cu e Fe.

Ao microscópio mostram-se como que uma pasta carbonatada com leitos de quartzo e muitos microgeodes de calcita, perfeitamente cristalizados.

Embora a constituição química destas rochas seja compatível com carbonatos primários, põe-se aqui a dúvida se estes diques (?) não serão unicamente o resultado de alteração meteórica das rochas ultrabásicas e a deposição química de soluções carbonatadas, ricas em alguns elementos raros, em falhas ou fraturas, uma vez que, é raro, mas possível, encontrar estas rochas com uma leve estratificação a qual também poderá ser interpretada como um esfriamento progressivo da rocha.

MAU e COUTINHO (1959) descrevem no Brasil, no Maciço de Itatiaia, a ocorrência de um veio carbonático, em tudo semelhante aos nossos diques e veios da região de Morro Vermelho e concluem que "Tanto a composição mineralógica como a distribuição dos elementos no veio parecem indicar tratar-se de um veio carbonatítico...", mais à frente acrescentam que "Militam ainda a favor da hipótese carbonatítica os seguintes fatores:

- 1 - Forma Tabular do jazimento, regra em veios intrusivos e exceção em xenólitos.
- 2 - Ausência de apófises da rocha alcalina encaixante para dentro do veio, coisa que seria de se

esperar tratando-se de xenólito".

Também no nosso caso, pelas razões indicadas, não pomos a hipótese de se tratarem de xenólitos calcários.

Alguns dos diques ultrabásicos da região encontram-se revestidos lateralmente (Foto 13) por uma massa branca em tudo semelhante à anteriormente descrita.

Igualmente na mesma área é possível encontrar mais variedades de rochas filoneanas, tais como: LUZITANITO (shonkinito) - Am. 416-158; META-LATITO - Am. 416-64; BOSTONITO - Am. 416-154; MINETE (Biotita-Piroxênio-Lamprófiro) - Am. 416-219; BIOTÍTITOS - Am. 416-52 e 416-70 e MICRO-FOÍAITOS - Am. 416-65; 416-165 e 416-166, conforme as análises químicas da Tabela 5.

De salientar que, a grande maioria das rochas mesozóicas aqui descritas se encontram cortando o corpo ultrabásico de werhlitos, o qual só tem 7 x 2,5 quilômetros de tamanho. É vulgar o aparecimento lado a lado de rochas ultrabásicas, básicas, alcalinas e até mesmo ácidas, tornando a região extremamente interessante para petrógrafos.

2.5 - Rochas pré-cambrianas

2.5.1 - Intrusões relacionadas com o ciclo Pan-Africano

2.5.1.1 - Granito do tipo Morro Vermelho

Rochas graníticas formam a elevação do Morro Vermelho, o anel externo da estrutura em anel a montante da Foz do Cunene, e dois pequenos stocks a norte da carta 417, além de outras pequenas intrusões não cartografáveis nesta escala, são rochas de cor rosada, as quais, para a região do Morro Vermelho, foram descritas em 1959 pelo Professor Doutor MONTE NEGRO DE ANDRADE, o qual define petrograficamente aquele tipo como sendo um granito "calco-alcalino-ortosi-plagioclásio-biotítico com a ortoclase em predomínio sobre a oligoclase".

Foto 13 - Filão ultrabásico cortando os verhlitos a oeste do Morro Vermelho. Nas paredes do filão notam-se concentrações brancas de material carbonatado, muito rico em Ba, Sr, Nb, Zr, Cu e Fe.

Foto 14 - Migmatitos da base do Grupo Damara, cortados por um filão pegmatítico de granito rosado.

TABELA 5

AMOSTRA	416-22	416-32	416-49	416-154
%	Biotita lamprôfiro	Lamprôfiro	Carbonatito (?)	Bostonito
SiO ₂	30,27	22,6	10,72	59,9
TiO ₂	Vest.	Vest. acent.	0,00	Vest.
Al ₂ O ₃	10,11	6,898	0,57	19,8
Fe ₂ O ₃	12,80	17,29	2,84	8,2
FeO	0,89	0,069	0,045	0,5
MnO	0,20	0,24	0,078	0,19
CaO	6,30	8,412	42,40	0,87
MgO	24,9	26,712	4,53	1,0
K ₂ O	3,6	0,8798	0,13	6,0
Na ₂ O	2,96	2,188	0,288	3,0
Perda ao fogo	7,94	15,624	38,1	0,47
TOTAL	99,97	98,92	99,709	99,93

Embora geneticamente diferentes, conforme será discutido na parte respeitante à geocronologia, mas igualmente correlacionados com o ciclo Pan-Africano, temos os diques graníticos que ocorrem na extensa planície a este do Morro Vermelho e se apresentam com direção primordial E-W. São diques muito compridos, alguns com mais de dez quilômetros de extensão, de espessura variável de dique para dique mas que podem atingir, em alguns casos, mais de vinte metros. As suas características petrográficas (TORQUATO, 1971) permitem caracterizá-los como sendo um granito biotítico. A sua textura é fanerítica de grão médio, leucomesocrático. O quartzo cataclástico é abundante. Microclina um pouco alterada por caulinitização. Plagioclásio não identificável por se encontrar em adiantado estado de alteração. Como no granito do Morro Vermelho propriamente dito, é a biotita o principal componente máfico.

O anel externo da estrutura em anel da carta 439 apresenta-se igualmente como sendo formado por um granito semelhante ao do Morro Vermelho. As determinações geocronológicas, conforme veremos, confirmam-no.

A norte da carta 417, aparecem dois pequenos stocks graníticos, um junto às dunas e o outro na região de fecho do anticlinal evidenciado pelos ortoanfibolitos marcados a negro no mapa geológico. Pelas suas características macro e microscópicas, podem igualmente ser correlacionados com o granito do Morro Vermelho.

Cerca de três mil metros a sudoeste do marco geodésico do Morro Vermelho aparece uma pequena elevação que localmente é conhecida por Morro Preto - nome derivado tal como o do Morro Vermelho da cor predominante das suas rochas. Formando o seu topo aparecem granodioritos com encraves das rochas encaixantes (gabros e sienitos). ANDRADE (1959) ao fazer o estudo petrográfico destas rochas descreve-as como representantes, não de granitos nem tão pouco de granodioritos mas sim como uma rocha de composição intermediária.

Atendendo não só ao seu aspecto macroscópico, mas também à passagem lateral que, por vezes se observa, por intermédio de filões ou filonetes, somos levados a admitir a hipótese deste afloramento ser cogenético com os granitos do Morro Vermelho, resultando a variedade petrográfica por simples diversificação magmática.

Cortando os migmatitos do Grupo Damara, é muito vulgar o aparecimento de filões graníticos (Foto 14) pegmatíticos ou aplíticos, de cor variando entre a rosada e a vermelha, os quais, pelas características petrográficas podem igualmente ser englobados dentro do mesmo grupo.

Algumas análises químicas destas rochas resultaram nos dados demonstrados na Tabela 6.

2.5.1.2 - Gabros

BEETZ (1934) descreve a existência de uma estrutura formada por gabros a que nós chamamos estrutura em anel, a cerca de 17 quilômetros a montante da Foz do Cunene. Ela está encaixada em granitos do tipo Morro Vermelho e estes, por sua vez intrusivos em migmatitos do Grupo Damara.

No campo esta estrutura, apesar de em fotografia aérea ser bem visível, torna-se difícil de localizar uma vez que se encontra numa área de relevo irregular e ela se encontrar com relevo negativo. A estrutura apresenta-se alongada segundo a direção norte-sul (5 quilômetros), tendo 3 quilômetros segundo este-oeste.

O gabro aparece com disjunção esferoidal (Foto 15) formando o centro da estrutura e numerosas bandas que irrompem através dos migmatitos. Estas bandas formam verdadeiros anéis negros que sobressaem estupendamente da cor clara das rochas encaixantes.

BEETZ descreveu o afloramento como sendo formado por um gabro ou um norito-olivínico e tenta correlacioná-lo ou

Foto 15 - Biotita-diabásios com disjunção esferoidal, na estrutura em anel situada a 17 quilômetros a montante da Foz do Cunene.

Foto 16 - Bloco de werhlito, aflorando entre as dunas, recortado por um filão dolerítico e filonetes de granito do tipo Morro Vermelho. Notar que a direção do vento é, grosseiramente de baixo para cima. Notar igualmente a presença de um ventifacto no canto superior esquerdo e a grande diferença entre as granulometrias das areias que se encontram expostas aos ventos e aquelas que se encontram protegidas.

TABELA 6

Amostra	T-9	416-179	416-186	416-200	416-202	439-86
%	Granito	Granito	Granodiorito	Granito-gnaíssico	Granito	Granito
SiO ₂	77,29	76,76	62,54	74,00	73,06	73,63
TiO ₂	Vest.	Vest.	Vest.	0,22	Vest.	0,1003
Al ₂ O ₃	13,23	7,41	16,93	10,64	12,2	12,4
Fe ₂ O ₃	1,126	1,52	0,78	0,948	0,17	1,48
FeO	1,156	2,23	4,62	0,1123	0,7	0,104
MnO	0,026	0,052	6,13	0,019	0,039	0,0260
CaO	2,06	5,33	6,44	1,487	9,1	3,08
MgO	0,53	0,202	1,66	1,05	0,51	5,85
K ₂ O	1,29	2,44	1,88	7,09	0,5	2,0
Na ₂ O	0,2	0,42	2,84	4,06	2,9	0,5
SrO	0,00236	-	0,0024	-	-	-
PbO	0,083	0,086	0,099	-	-	-
NiO	0,1369	0,344	0,165	-	-	-
CuO	0,0375	0,0125	0,0187	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,05845	0,0877	0,0219	-	-	-
P ₂ O ₅	0,18	1,372	0,624	-	-	0,128
Perda ao fogo	0,93	0,27	0,73	0,106	0,85	0,4
H ₂ O ⁻	0,04	0,079	-	-	-	-
TOTAL	98,377	98,6152	99,438	99,732	100,029	99,698

com as intrusões mesozóicas do Karroo ou com o Complexo Gabro-anortosítico do sul de Angola. Conforme iremos ver estas rochas estão numa posição estratigráfica intermédia e podem ser atribuídas às atividades finais dos dobramentos Pan-africanos que afetaram a região.

Para o Professor Doutor JOSÉ MOACYR VIANNA COUTINHO que fez o estudo petrográfico geral de todas as amostras da região, a rocha apresenta textura blasto subofítica, granularidade média e tem como minerais essenciais um plagioclásio (An 64-30), biotita e diopsídio. Como curiosidade petrográfica, cita a presença de biotita azul na amostra 439-96.

A análise deste gabro deu o seguinte resultado (Tabela 7):

SiO ₂	-	48,00
TiO ₂	-	Vest.
Al ₂ O ₃	-	16,2
Fe ₂ O ₃	-	3,46
FeO	-	7,5
CaO	-	8,9
MgO	-	3,8
K ₂ O	-	4,43
Na ₂ O	-	4,04
P ₂ O ₅	-	0,72
Perda ao fogo	-	0,78

TOTAL		97,83

A estrutura é cortada por numerosos diques diabásicos, graníticos e de quartzo, alguns circulares como os de granito (do anel ácido) onde está implantado o vértice geodésico Pedra Furada. Numerosas falhas de direção geral N-10-E cortam o conjunto.

Um corte este-oeste da estrutura, mostra-nos que

as inclinações dos migmatitos se processam sempre no sentido este. Para explicar isto, admitimos o seguinte mecanismo: numa primeira fase, existiriam migmatitos do Grupo Damara, inclinados para este (vergência normal de todo o eugeossinclinal ali presente). Depois disto houve a intrusão granítica que dobrou os migmatitos e formou até alguns diques circulares como os anteriormente descritos e granitizou, em parte, os arredores. Como esta intrusão, se processou no centro da faixa migmatítica, era de se prever que estes se apresentassem dobrados em forma de domo, no entanto, tal não aconteceu pois, admitimos nós, o lado este (lado cratônico) comportou-se como um sistema fixo e o lado oeste (lado oceânico) devido à menor resistência, como móvel. Numa fase final, os gabros irromperam no centro da já formada estrutura, obrigando o lado oeste a dobrar ainda mais.

2.5.1.3 - Dioritos

Em TORQUATO (1970) pode-se ler "Na região onde estava instalado o acampamento da Missão Hidrográfica, a cerca de 1 200 metros a Sul do Marco geodésico do Morro Vermelho, aparece-nos uma rocha escura de grão médio, composta essencialmente por: Andesina (An 40%), hiperstena, clinopiroxena (diopsido), micropertite, minerais opacos de brilho metálico, apatite e quartzo. Surgem mirmequites no contato dos feldspatos potássicos e calcossódicos.

Relacionado com as piroxenas há hornblenda verde e serpentina de alteração das mesmas. Os feldspatos estão cloritizados e sericitizados. A hiperstena apresenta-se com microplaquites.

A estrutura da rocha evidencia características sintomáticas de forte tectonismo".

A sua classificação será a de um diorito com hiperstena.

Estas rochas, apesar de no campo se apresentarem

cortadas por diques graníticos que se perdem no stock do Morro Vermelho, para nós, pertencem igualmente ao mesmo conjunto de rochas intrusivas sendo relacionados com o início do ciclo.

Algumas análises químicas destas rochas deram os seguintes resultados (Tabela 8):

	416-181	416-183	416-204	416-205
% Amostra				
SiO ₂	50,45	59,06	56,28	54,71
TiO ₂	Vest.	Vest.	Vest.	Vest.
Al ₂ O ₃	26,33	13,02	18,4	21,16
Fe ₂ O ₃	2,9	10,15	7,37	9,25
FeO	4,5	0,04	2,6	0,04
MnO	0,14	0,19	0,156	0,156
CaO	4,2	5,3	3,7	3,8
MgO	1,8	2,1	1,96	1,03
K ₂ O	5,25	3,0	5,2	5,6
Na ₂ O	3,0	6,0	3,13	3,56
Perda ao fogo	0,5	0,8	0,8	0,36
TOTAL	99,07	99,59	99,596	99,666

2.5.1.4 - Werhlitos serpentinizados

Estas rochas formam um pequeno afloramento situado entre o Morro Vermelho e o mar. Em terra, ocupam uma área de 7 x 2,5 quilômetros, prolongando-se pelo mar dentro numa extensão desconhecida mas que supomos ser pequena.

Embora na grande maioria se encontrem total ou parcialmente metamorfisadas e recortadas por centenas de diques

básicos (Figura 7) são elas as rochas mais importantes da região e a elas se devem todos os trabalhos de prospecção e levantamentos geológicos realizados no extremo sudoeste de Angola.

Estas rochas, descritas por ANDRADE (1959) sob a designação de werhlitos, são muito densas, melanocráticas, com grandes cristais de augita e abundantes minerais metálicos. Ao microscópio revelou-se ser "uma rocha holomelanocrata com textura xenomórfica-granular, constituída por cerca de 79,5% de augite, 19,3% de olivina e 1,2 de acessórios".

A análise química de um exemplar da região onde a rocha se encontra mais sã (Am. 416-17), deu o seguinte resultado (Tabela 9):

SiO ₂	-	49,86
TiO ₂	-	Vest.acentuados
Al ₂ O ₃	-	1,67
Fe ₂ O ₃	-	3,87
FeO	-	4,31
MnO	-	0,096
CaO	-	21,03
MgO	-	17,13
K ₂ O	-	0,113
Na ₂ O	-	0,918
SrO	-	0,0236
NiO	-	0,054
CuO	-	0,0039
Cr ₂ O ₃	-	0,099
P ₂ O ₅	-	0,099
Perda ao fogo	-	0,506
H ₂ O ⁻	-	0,0907
TOTAL		99,8732

TORQUATO (1970) descreve a ocorrência de um outro afloramento, em tudo semelhante ao anterior, situado entre o Morro Vermelho e as grandes dunas que lhe ficam a norte. Este segundo afloramento está encravado no granito róseo que forma todo o Morro.

Em ambos os afloramentos só é possível encontrar esta rocha sã, numa mancha junto à torneira da conduta de água Foz do Cunene-Baía dos Tigres. Em todos os outros locais a rocha aparece mais ou menos serpentinizada.

Os serpentinitos resultantes da alteração dos werhlitos apresentam-se com cor variável conforme o seu grau de alteração, podendo variar desde o quase preto ao amarelo esverdeado, passando pelo tom bastante comum de cor de chocolate. Apresentam-se com textura do tipo "mesh", notando-se muitas vezes, pequenos cristais metálicos (octaedros) e englobando raramente pequenos filonetes de magnetita.

Na região do Morro Vermelho, é possível agrupar os serpentinitos em dois grandes grupos como os descritos por F. REAL (1962) para o Monte Atchiza em Moçambique:

- Serpentinitos de cor cinzento-esverdeada ou violeta.
- Serpentinitos castanhos.

Os primeiros representam o estado mais avançado de alteração a que os werhlitos foram sujeitos. Uma vez que, na região é possível delimitar aproximadamente zonas onde abundam estes serpentinitos ou, onde pelo contrário, são os castanhos os predominantes, e que essas zonas estão relacionadas com as formas de relevo, parece-nos ser de atribuir a alteração das rochas ultrabásicas a fenômenos de meteorização e não a autometaformismo como ocorre, em afloramentos desta natureza, na grande maioria das vezes.

Estas rochas são granulares, por vezes terrosas, friáveis e com cristais de magnetita raros ou ausentes.

Ao microscópio polarizante mostram-se na sua quase totalidade constituídas por serpentinas (isótropas ou não), geralmente impregnadas por soluções ferrosas.

Ocupam ou o fundo de pequenas bacias outrora preenchidas por águas, ou as regiões mais sujeitas às intempéries. Todos os afloramentos à beira-mar são formados por serpentinitos deste tipo. Apresentam-se muito erodidos, finamente recortados por filonetes quartzo-carbonatados com calcedônia e opala os quais, por erosão diferencial, dão à rocha um aspecto alveolado.

Os segundos representam um estado de transição entre a rocha sã e os serpentinitos atrás descritos. São rochas muito duras, menos silicificadas que as anteriores com fratura conchoidal e minerais metálicos mais ou menos abundantes conforme o local de colheita da amostra. Por vezes apresentam-se mosqueadas de cinza-escuro revelando-nos o microscópio que estas manchas não são mais do que restos de piroxênios não alterados.

Os seus principais afloramentos ocorrem longe do leito do antigo Rio Vermelho, especialmente na região norte da Figura 7, mas, é possível encontrar pedaços desta rocha, em menor quantidade, por todo o maciço ultrabásico.

BEEZ (1934) descreve as rochas ultrabásicas a que chamou dunitos e piroxenitos e atribui-lhe uma idade Cretácica. TORQUATO (1970) observa no campo (Foto 16) a presença de finos filonetes de granito do tipo Morro Vermelho a cortar quer esta rocha quer já alguns dos filões básicos presentes e conclui pela sua idade Pré-cambriana.

2.5.1.5 - Pegmatitos

Sob a forma de diques e bolsões, aparecem-nos pegmatitos em duas regiões privilegiadas, embora seja possível encontrá-los em quase toda a região cartografada. Na área formada pelo canto noroeste da carta 417 e nordeste da 416 e

na carta 395.

Mineralogicamente são bastante pobres, sendo que a maioria é exclusivamente formada por quartzo e feldspato. Na região noroeste da carta 417 estão assinalados na carta geológica alguns diques pegmatíticos. Na verdade seria impossível, na escala em que estamos a trabalhar, representar todos os diques ali existentes pois eles são numerosos. Cortam os migmatitos do Grupo Damara segundo uma direção preferencial que se situa aproximadamente este-oeste. Ali, os componentes mineralógicos mais abundantes e aqueles que puderam ser reconhecidos são (Foto 17): Quartzo leitoso, Feldspato potássico, Moscovita e Turmalina negra.

Nos rios secos que se situam a oriente do Morro Branco, foram igualmente detectados vários bolsões e diques de quartzo e turmalina negra.

Na carta 395 é de salientar a presença na região dos xistos e dos migmatitos de enormes bolsões e diques de quartzo leitoso e hialino, este último normalmente bem cristalizado. Em raros afloramentos foram verificados cristais de calcita, siderita e, provavelmente schelita. O aspecto geral da região é o de um grande lençol branco, resultante de inúmeros pedaços de quartzo leitoso que, escorrendo pelas encostas dos morros (dos quais formam normalmente a crista) encobrem, por vezes, totalmente, as rochas regionais. Fenômeno semelhante se verifica nas rochas granulíticas a norte do Morro da Pedra na carta 416.

Além destes dois grupos que se consideram os maiores, é possível, conforme foi dito, encontrar diques pegmatíticos dispersos por toda a área. Entre estes últimos, salienta-se a presença de um conjunto filoneano a sudoeste do Morro do Coelho onde foi possível detectar a presença de apatita verde.

Foto 17 - Vista parcial dos pegmatitos situados no canto superior esquerdo da folha 417, junto ao limite com o deserto. O mineral branco é quartzo leitoso; o rosado é feldspato potássico e o cinzento é moscovita.

Foto 18 - Plano esquerdo do anticlinal do Cunene, junto à fronteira com o Sudoeste Africano. O Rio Cunene corre em vale encaixado na região central da fotografia. No último plano da fotografia, já em território do Sudoeste Africano, pode ver-se o prolongamento do anticlinal com relevo invertido.

2.5.2 - Grupo Damara

2.5.2.1 - Generalidades

As rochas que formam este grupo cobrem a maioria da região cristalina estudada e estendem-se desde o mar até ao flanco este, inclusive, das Serras de Álvaro Ferreira e Cobra.

Estas rochas têm a sua maior extensão e as melhores exposições no Sudoeste Africano. Em Angola apesar de cobrirem grande parte da área estudada, globalmente, apresentam-se com pouca importância.

O seu nome originalmente descrito como Sistema Damara (GEVERS, 1932) foi dado a um conjunto de rochas de elevado grau de metamorfismo que corta o Sudoeste Africano sensivelmente a meio, com direção SW-NE. Mais tarde, e depois de ter passado por uma série de modificações, MARTIN (1965) estudou e descreveu pormenorizadamente este conjunto de rochas e outras que durante o intervalo de tempo 1932-1965 lhe foram associadas e propôs que o Sistema Damara fosse dividido em duas fácies de geossinclinal, uma, a menos metamorfizada (miogeossinclinal) passou a designar-se por Outjo e a outra, de grau de metamorfismo mais elevado, o qual pode mesmo atingir a catazona (eugeossinclinal) tomou o nome Swakop. Ambas as fácies foram divididas em séries, e, aquela que nos interessa, (Swakop) por ser a que ocorre em Angola, na região estudada, passou a ser formada por Khomas, o topo, Hakos, a série intermédia separada da formação basal (Formação Nosisib) por uma discordância a qual tem levantado dúvidas sobre a sua existência contínua e a que nos haveremos de referir mais adiante.

Durante a nossa visita ao Sudoeste Africano (Maio de 1972) tivemos conhecimento que o nome Sistema Damara tinha sido mudado para Grupo Damara mas, o trabalho de tese em que este fato foi proposto ainda não nos chegou às mãos,

no entanto, concordamos em absoluto com a mudança, dada a grande complexidade e a importância que tais rochas apresentam no sul da África.

Na área mapeada, devido à sua complexidade tectônica, adaptamos o mesmo critério que os Serviços Geológicos de Windhoek usaram para a região fronteira e englobamos todas as rochas que formam o Grupo, dentro de uma só unidade, separando exclusivamente os metassedimentos já completamente granitizados e as bancadas de calcários, dolomites e anfibolitos por serem os únicos locais com possível interesse econômico e por nos darem uma idéia dos principais traços tectônicos da região.

Em Angola, a orientação geral das rochas deste grupo é sensivelmente norte-sul com encurvamento para noroeste a norte. As rochas estão dispostas em geossinclínio (eugeossinclínio) e metamorfasadas em grau de meso e catazona com o metamorfismo diminuindo do mar para o antigo craton. A vergência geral de todo o conjunto é para leste e nordeste, respectivamente nas porções sul e norte da região.

A estrutura das rochas do Grupo Damara indica que, todos os esforços principais tiveram a sua resultante na direção WSW-ENE e no sentido ENE o que está absolutamente de acordo com a idéia do desenvolvimento do geossinclínio Damariano.

Os principais dobramentos são do tipo isoclinal na região da Serra de Álvaro Ferreira onde é possível ver, no topo norte, uma terminação periclinal dobrada para a esquerda.

A oeste da Serra de Álvaro Ferreira, começando em território angolano junto ao Rio Cunene, no meridiano $12^{\circ} 06' 45''$ pode ver-se uma imponente estrutura em anticlinal (Anticlinal do Cunene) a qual corre para noroeste e perde-se debaixo das areias do deserto. Em Angola, é possível segui-la por mais de cinquenta quilômetros e, em território sul-africano, quando olhada do ponto mais alto do lado angolano.

lano, perde-se de vista (Foto 18). Apresenta-se com relevo invertido, mostrando nos seus flancos filitos Damarianos e no seu núcleo gnaisses kinzigíticos mais antigos (Foto 19). Na região da Damba Vermelha (carta 416), no corte provocado pelo rio fôssil, esta estrutura está muito bem exposta, num plano que apanha precisamente o topo do núcleo, assim num único corte, é possível ver-se o núcleo gnáissico coberto pelas camadas de filito metamorfizadas em migmatito.

A Serra da Cobra, elevação de mármore que se situa a norte da Serra de Álvaro Ferreira e que certamente é o seu prolongamento, é um anticlinal deitado para leste cujos flancos fazem ângulos de 40° e 70° .

Afetando as rochas do Grupo Damara ocorrem dois sistemas de falhas perpendiculares de direção predominantes N 50 W e N 50 E.

2.5.2.2 - Metassedimentos granitizados

O quadrante sudoeste da carta 416 e a quase totalidade da carta 439 encontram-se ocupados por rochas graníticas provenientes da granitização de metassedimentos do Grupo Damara durante os dobramentos Pan-Africanos que afetaram a região.

São duas faixas paralelas, de direção SE-NW as quais formariam os topos de dois anticlinais hoje completamente erodidos. A região intermédia está dobrada em sinclinal apertado e é formada pelas rochas que designamos por Grupo Damara indiferenciado.

Embora não tenhamos subdividido o Grupo Damara, pela sua posição estratigráfica, somos levados a supor que estas rochas seriam o resultado da evolução da série Khomas.

Fundamentalmente, são formadas por gnaisses graníticos com algumas intercalações de mármore, por vezes com forsterita.

Foto 19 - Anticlinal do Cunene. Contato entre filitos à direita e gnaisses kinzigíticos à esquerda. A fotografia foi tirada de norte para sul.

Foto 20 - Flanco Oeste do anticlinal deitado do Morro da Cobra. As rochas são mármore cristalino acinzentados a sul e azulados a norte.

A passagem dos gnaisses graníticos aos migmatitos que formam o Damara indiferenciado, é feita gradualmente, por vezes, durante alguns quilômetros. Nas regiões de transição, os limites foram marcados quando, caminhando dos migmatitos típicos (Foto 21) as bandas anfibolíticas de paleossoma, desapareciam para dar lugar aos gnaisses graníticos típicos (Foto 22).

Além dos dados geocronológicos, podemos só com dados de campo provar que estes gnaisses são o resultado da granitização dos metassedimentos. Partindo de cerca de dois quilômetros ao norte de estrutura em anel, em plena região migmatítica, aparece uma crista de mármore a qual, dez quilômetros a sudeste do Morro Vermelho, continua para dentro dos gnaisses sem a mais leve interrupção.

BEETZ (1934) ao tratar destas rochas, descreve-as como sendo gnaisses de idade pré-Damara e escreve: " This forms the country rock over large areas of the Namib peneplain between Cunene, Coroca and the Lunda axis, and along the coast between Morro Vermelho and the Cunene" e mais adiante continua "The pre-Damara gneiss is not stratified like the rocks of the Damara and the Muva-Ankole Systems, and is much more intruded-mostly in lit-par-lit fashion by basic and acid igneous rocks than that of other systems".

Efetivamente, nas regiões mencionadas por BEETZ, os gnaisses graníticos aparecem com as características por ele indicadas (Fotos 23 e 24), mas são simples variações locais que podem ser explicadas em função da distância ao centro do eugeossinclinal o que provoca um aumento no grau de homogenização do paleossoma e do neossoma.

Na notícia explicativa dos Serviços de Geologia e Minas de Angola, respeitante à cartografia da área (Serv. Geol.Minas, 1961) estes gnaisses são descritos como sendo o resultado de metassedimentos evoluídos os quais provinham de "arcoses e grauvaques com intercalações de sedimentos argilo-

Foto 21 - Migmatito bandeado do Grupo Danara de paleossoma anfibolítico. A largura da área fotografada é de cerca de 2 metros.

Foto 22 - Enclave alongado de anfibolito em gnaisses graníticos damarianos.

Foto 23 - Complexo cristalino a NE do Morro Vermelho. De notar as inúmeras microfraturas que afetaram a região.

Foto 24 - Bloco de diabásio encravado em gnaisses migmatíticos. À esquerda do martelo é bem nítida a curvatura das bandas de neossoma. A rocha diabásica apresenta fortes sinais de erosão eólica com a direção do vento quase perpendicular ao martelo e sentido de baixo para cima.

-calcário ou de soleiras de material máfico". Com o conhecimento que temos das áreas vizinhas do Sudoeste Africano onde estes sedimentos aparecem depositados em miogeossinclinal, portanto com as suas características primárias, conjugado com os filitos que ainda hoje ocorrem nos flancos do anticlinal do Cunene, não temos dúvidas em aceitar a sua origem primária como sendo fundamentalmente a descrita, acrescentando apenas bancadas de quartzitos e de calcários os quais estão bem evidentes a sudoeste do Morro Vermelho.

2.5.2.3 - Grupo Damara (indiferenciado, calcários cristalinos e anfíbolitos)

Como prolongamento natural de idênticas formações do Sudoeste Africano, em Angola, na região descrita, aparecem-nos duas faixas do Grupo Damara. As suas direções estruturais são, junto à fronteira, N-S, e no topo da área cartografada NW-SE. Não é possível ver o seu limite norte pois o mesmo está totalmente coberto por areias de duna. A este, contactam com as rochas mais antigas da Formação Nosib. Embora haja, por vezes, no Sudoeste Africano uma discordância nítida a separar estes dois conjuntos de rochas de idades bem distintas, em Angola, não foi possível verificá-la. Pelo contrário, na região da Serra da Chela, (a nordeste da área descrita), os quartzitos que formam a base, são, sem dúvida, os representantes de paraplataforma da Formação Nosib e os calcários da Leba que lhe estão por cima, são por nós considerados como sendo parte do Grupo Damara (Fácies Outjo, Série Otawi). Localmente, em toda a região da Leba, não é possível ver a existência da discordância que ali existe. Este conjunto continua-se para sul e, na nossa área, é provável que os movimentos de dobramento só se tenham efetuado depois da deposição do Grupo Damara. Assim, é praticamente impossível delimitar o lado este deste Grupo. O nosso critério para tal foi o limite das faixas calcárias que formam

as Serras de Álvaro Ferreira e da Cobra.

São rochas metamorfisadas em grau de epi e mesozona. Os seus tipos litológicos predominantes são os filitos e quartzitos a sul, nos flancos do anticlinal do Cunene (Foto 19) e migmatitos (Foto 25), quartzitos, mármore, ortoanfibolitos e conglomerados (Foto 26) no restante da área.

Na base do Grupo aparecem-nos mármore de cores variadas (Foto 27), impuros pela presença quase constante de grãos e filonetes de sílica. Por vezes azulados e, nestes casos, fétidos (norte da estrutura do Morro da Cobra), de espessura variada, mas sempre ao redor de duzentos metros. O seu modo de jazida é bastante variado, podendo aparecer ou sob a forma de massas compactas (Monte Branco e topo esquerdo da carta 417) ou em bancadas bem distintas uma das outras, com uma ligeira camada de hidróxidos de ferro e matéria orgânica entre elas como é o caso do Morro da Cobra (Foto 20).

As bancadas de mármore que aparecem no topo esquerdo da carta 417, estão desviadas da sua posição original (orientação NW-SE) e aparecem curvas, mas de direção geral N-S. Este fato é devido à intrusão de um corpo granítico pós-Damara o qual destruiu as bancadas carbonatadas no local da sua aparição e encurvou as mesmas no seu contato. Ali podemos contar cinco níveis distintos, intercalados com migmatitos. Esta rocha de cor branca, sacaróide, por vezes muito silicosa, está em relevo positivo por erosão diferencial. A sua superfície está totalmente trabalhada pelo vento dando lugar ao aparecimento de bonitos ventifactos como o que se vê no canto inferior esquerdo da Foto 28.

Estes mármore que, no seu conjunto, devido a dobramentos complexos, formam afloramentos por vezes com mais de dois quilômetros de largura, deverão corresponder à Série Hakos da Fácies Swakop.

Cobrindo os mármore aparecem-nos migmatitos com intercalações de quartzitos, muito dobrados, os quais poderão

Foto 25 - Grupo Damara. Migmatito bandeado de paleossoma anfibolítico. Crista de anticlinal notando-se ao fundo dobras secundárias.

Foto 26 - Metaconglomerado de matriz xistenta, de idade Damariana, situado entre os Morros do Coelho e do Guelengue.

Foto 27 - Calcários variegados que ocorrem junto ao Rio Cunene, a cerca de 20 quilômetros a montante da Foz do Cunene.

Foto 28 - Aspecto dos calcários damarianos que se situam na região noroeste da folha 417. O martelo indica a direção do vento. O ventifacto que se encontra no canto inferior direito está trabalhado pela resultante das forças das areias carregadas pelo vento que circundam o afloramento.

fazer a transição para a Série Khomas da Fácies Swakop.

Mais para oeste, aparece um espesso meta-conglomerado horizontal formado por clastos de granito (Fotos 29 e 30) alongados dentro de uma matriz migmatítica. Os clastos chegam a apresentar-se com cinquenta centímetros de diâmetro. Alguns dos níveis são ferruginosos. O conjunto está diaclado verticalmente e cortado por filões de quartzo leitoso. No seu conjunto, o afloramento mostra-se com espessura superior a cinquenta metros.

O local onde estes afloramentos estão mais bem expostos é no fundo do grande rio seco que corre a oeste e paralelamente à Serra da Cobra. Ali é igualmente de destaque a presença de uma camada falhada de metabasito a qual se apresenta de maneira muito peculiar (Fotos 31 e 32) dando a impressão que os quartzitos do Grupo Damara a atravessam de um lado para o outro. Estes quartzitos estão assentes em metaconglomerados semelhantes aos que se encontram a leste da Serra da Cobra.

O principal afloramento de rochas destes tipos é a Serra de Álvaro Ferreira (Foto 33) a qual se estende com direção norte-sul desde vinte quilômetros a sudoeste de Espinheira até ao Rio Cunene. É formada na sua maioria por quartzitos, micaxistos, anfibolitos e mármore, os quais sôsão mapeáveis (nesta escala) no seu extremo norte. Alguns dos mármore presentes são ricos em diopsídio (Am. 417-1) e outros em serpentina (Am. 417-8). A análise química da amostra 416-254 apresentou o resultado demonstrado na Tabela da página seguinte. (Tabela 10).

Na carta 416 existem duas faixas destas rochas. A mais a sul, pelo seu lado meridional, passa gradualmente a granitos e a gnaisses graníticos. O seu contato setentrional é feito com rochas mais antigas dos tipos granulitos e gnaisses kinzingíticos. A faixa mais setentrional prolonga-se pelas folhas vizinhas e perde-se no deserto. A cortar a

TABELA 10

-84-

SiO ₂	-	0,798
TiO ₂	-	0,00
Al ₂ O ₃	-	0,9383
Fe ₂ O ₃	-	0,13013
FeO	-	0,0815
MnO	-	0,0094
CaO	-	31,1
MgO	-	19,4
K ₂ O	-	0,15
Na ₂ O	-	0,369
SrO	-	0,0043
NiO	-	0,0032
CuO	-	0,00
Cr ₂ O ₃	-	0,00
P ₂ O ₅	-	0,0171
Perda ao fogo	-	46,8
H ₂ O ⁻	-	0,0353
TOTAL		99,84

primeira destas faixas temos parte do Anticlinal do Cunene. Ali, na região da Damba Vermelha este anticlinal apresenta-se cortado transversalmente e são visíveis nos seus flancos numerosas estruturas como a apresentada na Foto 34 onde é possível ver uma bancada quartzítica quase vertical, dobrada na base, englobando rochas do tipo anfibolítico.

Em alguns locais, especialmente na parte sul da área cartografada, o grau de metamorfismo diminui um pouco e as rochas aparecem ainda com aspecto xistoso embora injeta

Foto 29 - Espesso conglomerado a Oeste do Morro da Cobra. No canto superior direito aparece um filão de quartzo leitoso. Este conglomerado poderá corresponder à fase de molassa dos depósitos da Formação Nosib.

Foto 30 - Pormenor da fotografia anterior, mostrando claramente blocos de granito com estiramento e orientação provocado por metamorfismo.

Foto 31 - Grupo Damara a NW do Morro da Cobra. Curiosa falha que afeta uma soleira diabásica, hoje ortoanfibolito, dando a impressão que os quartzitos da base da soleira a atravessam e continuam no topo da mesma enquanto que, na realidade as duas bancadas de quartzitos (superior e inferior) são contínuas só que falhadas e ligeiramente acavaladas.

Foto 32 - Pormenor da fotografia anterior. Notar o corte da falha preenchido com quartzo leitoso nos quartzitos superiores e com minerais máficos do tipo anfibólio nos quartzitos inferiores.

Foto 33 - Serra de Alvaro Ferreira ou Berorué vista do lado poente. Na região central da fotografia notam-se os metassedimentos damarianos colocados verticalmente por dobramentos do tipo isoclinal.

Foto 34 - Curiosa dobra de uma bancada quartzítica englobando rochas do tipo anfibolítico. À esquerda da fotografia pode ver-se uma falha que põe em contato quartzitos verticais com anfibolitos horizontais.

das aqui e além com material metassomático e cortadas por inúmeros diques e bolsões (Foto 35) de granito do tipo Morro Vermelho.

Cortando os granitos da Serra do Cafema, aparece espessa camada de ortoanfibolito, com mais de dez quilômetros de comprimento por quase um de largura, de idade damariana o qual, provavelmente, é o resultado do metamorfismo de algum sill básico intrudido naquela altura.

2.5.3 - Gabro do Muende

No canto nordeste da carta 417 a cerca de três quilômetros a norte do Monte Dunguio, no local designado por MACÓRI, ocorre uma intrusão básica (Am. 417-134) quase paralela aos ortoanfibolitos que cruzam a região.

As suas dimensões são reduzidas, sendo de cerca de quatro quilômetros no sentido NW-SE e menos de dois mil metros no sentido N-S.

Este gabro é intrusivo nos xistos das séries metamórficas do sudoeste de Angola e corta o conjunto de filões básicos mais antigos, de direção N-60-W. Apesar da similaridade, não foi incluída no conjunto dos gabros que se situam na fronteira leste da área cartografada, a sul dos ortoanfibolitos, por questões de ordem geocronológica.

É uma rocha de textura granoblástica a blastoporfirítica, granularidade média, composta essencialmente por plagioclásio (An. 7) hornblenda, epidoto e biotita. Como acessórios apresenta quartzo, titanita e apatita.

A posição estratigráfica desta rocha é duvidosa conforme será abordado mais à frente, mas, como em Angola, temos inúmeros afloramentos com esta idade, resolvemos colocá-la nesta situação uma vez que, foi aquela que, nos pareceu mais conveniente.

Foto 35 - Migmatitos damarianos cortados por granito do tipo do Morro Vermelho. O grande encaixe que o rio apresenta não é recente, trata-se provavelmente do resultado dos fortes caudais que apresentavam os rios fin-terciários.

Foto 36 - Caos de blocos em Granito das Furnas. O tipo de erosão é fundamentalmente termoclástica. Nos lados esquerdo e direito da fotografia, pode ver-se rochas granítico/dioríticas muito orientadas, provenientes da granitização dos xistos.

2.5.4 - Granito das Furnas

Aparentemente sem ligação com as outras rochas da região, no quadrante nordeste da carta 395, aparecem-nos umas rochas graníticas intrusivas quer nos migmatitos quer nos granitos regionais mais antigos. Os seus afloramentos ocupam uma área relativamente pequena, não ultrapassando, as suas medidas máximas, vinte e cinco quilômetros de comprimento (direção N-S) por oito quilômetros de largura (direção E-W).

É um granito granular grosseiro, às vezes com tendência para porfiróide. A sua cor é levemente rosada. Distingue-se no terreno das demais rochas graníticas, pelo fato de se apresentar em enormes blocos (Foto 36), por vezes fortemente diaclasados. É neste granito que se situam as enormes cavidades cavadas pelo vento leste, as quais deram o nome ao granito e à região (Furnas).

Na maioria dos afloramentos pode ver-se a estrutura granítica denominada "caos de blocos". Como é um granito intrusivo e os restantes da região são de origem metassomática, não apresenta xistosidade a não ser nas regiões de fratura, logo reage mecanicamente de maneira muito diferente daquelas. A erosão termoclástica atua sobre toda a região. Os granitos metassomáticos, devido à sua composição estrutural, suportam muito melhor as grandes amplitudes térmicas do deserto, pois o coeficiente de dilatação de umas bandas compensa o das outras. O granito das Furnas, como é compacto e homogêneo, fratura-se com mais facilidade exclusivamente por fenômenos termoclásticos.

É um granito com textura hipidiomórfica granular cujos minerais essenciais são o microclínio, o plagioclásio e o quartzo. Acessoriamente, temos biotita, magnetita, apatita e zircão.

Os plagioclásios encontram-se intensamente saussuritizados nuns casos e epidotizados noutros. A biotita, co

mumente, é sagenítica.

BEETZ não o individualiza, colocando-o dentro do granito tipo Chela (embasamento regional) e a Longyear in clui-o dentro dos granitos do tipo Curoca.

Na notícia explicativa da geologia da região, os S.G.M.A. dizem "Granito do Norte do Rio Curoca - O contato entre os granitos e os gnaisses a norte do Rio Curoca, na zo na da Pediva, é vago, isto é, os granitos passam gradualmente aos gnaisses circunvizinhos. Os granitos do norte da Es pinheira mostram que os xistos e os gnaisses começam gradualmente a aparecer impregnados de material granítico. A norte do Curoca a rocha é um granito gnáissico com restos de gnaisse e xisto. Na Pediva, a transição do gnaisse para o granito é mais notável.

Trata-se de um granito biotítico, de grão médio, cinzento, vulgarmente gnaissóide e, em certas zonas, com nùmerosos e grandes restos de gnaisse e xisto. Os afloramentos de granito são geralmente maciços e constituem áreas de relvado considerável".

Como se pode verificar pela descrição, o Granito das Furnas não foi separado do Granito do Curoca, nem este do Granito do tipo Espinheira.

2.5.5 - Meta-riolitos potássicos

Com esta designação foram mapeadas as rochas que a Longyear classificou de "Latito Quartzífero". Estão situadas no canto inferior esquerdo da carta 417 e formam uma possível soleira, hoje colocada quase verticalmente, devido aos fortes movimentos tectônicos que afetaram a região. A sua direção é WSW-ENE e estende-se por cerca de dez quilômetros. A sua espessura no terreno é bastante regular e situa-se em torno dos setecentos metros. As terminações, quer a poente quer a nascente, são mais espessas, podendo atingir os

os dois mil e quinhentos metros. Formam a encosta norte do relevo mais importante daquela área.

Macroscopicamente, são rochas de grão fino, cinzentas, com fenocristais de feldspato e quartzo. Microscopicamente, a sua textura é porfirítica e os minerais essenciais presentes são o plagioclásio, o microclíneo pertitizado, o quartzo e a moscovita. Apresenta fenocristais de quartzo bipiramidado e plagioclásio (An 10) sericitizado. Aparentemente, a rocha sofreu fenômenos de recristalização e início de xistosidade.

2.5.6 - Formação Nosib

Formando uma faixa de largura variável no terreno entre nove a quatorze quilômetros com direção predominante N-S com ligeira curvatura a norte para NE, aparece-nos uma faixa de rochas metamorfisadas em grau de mesozona, composta fundamentalmente por conglomerados (na base), quartzitos, anfibolitos e migmatitos. Esta faixa contacta do lado poente, através de falhas do tipo cavalgamento com as rochas do Grupo Damara indiferenciado e, do lado nascente ou com granitos do tipo Espinheira ou com as formações xisto-quartzíticas da região do Muende.

A passagem destas rochas para os xistos sericíticos mais antigos é, por vezes, feita através de um conglomerado de espessura variável, com cinco metros de largura máxima. Este conglomerado apresenta-se com matriz arcósica e clastos de xisto muito bem rolados e de quartzo leitoso pouco ou mesmo nada rolados.

Por cima dos conglomerados começam a aparecer anfibolitos os quais próximo do limite com as rochas damarianas passam a migmatitos. É vulgar o aparecimento de enormes blocos de rochas damarianas colocadas em cima da Formação Nosib através de falhas de empurrão (Foto 37). Nestes casos, a

Foto 37 - Granitos do tipo Morro Vermelho postos por ação de uma falha de empurrão em cima dos migmatitos da Formação Nosib.

Foto 38 - Pequena elevação, a Norte da Serra de Álvaro Ferreira, de metassedimentos da Formação Nosib, granitizados, cortados por uma bancada quartzítica, posta em relevo por fenômenos de erosão diferencial.

passagem é feita através de milonitos típicos.

A sul da Espinheira, estas rochas aparecem por vezes granitizadas, mostrando sempre, a sua ascendência metasedimentar. São inúmeros os restos de quartzitos (Foto 38) e anfibolitos que se encontram recortando estes granitos.

Esta formação foi dobrada conjuntamente com as rochas do Grupo Damara, assim, e, conforme já foi dito ao tratarmos daquele grupo, uma vez que a discordância que na realidade existe mas que não se vê, não separa facilmente estas formações rochosas, o limite oeste, num mapeamento de pormenor poderá sofrer algumas pequenas modificações.

Contrastando com este tipo de deposição (geossinclinal), na região leste da carta 417, nos locais denominados Morro do Bispo, Morro do Capacete, numa faixa norte-sul com mais de dez quilômetros a noroeste daqueles morros e, num local definido pelas coordenadas $16^{\circ} 43'$ de Latitude e $12^{\circ} 28'$ de Longitude (TORQUATO, 1971), aparecem rochas de natureza quartzítica e arcósica, as quais pelas suas características somos levados a concluir que se tratam de restos da Formação Nosib. O seu prolongamento para nordeste vai ligar este sistema aos quartzitos da Serra da Chela.

No local indicado pelas coordenadas, estes quartzitos que assentam discordantemente sobre os xistos antigos (Fotos 39 e 40) e sobre metabasitos, começam com uma bancada de cerca de dez metros de espessura onde o caráter pisolítico predomina. Provavelmente, trata-se de um "bioherm" com algas silicificadas.

A presença de numerosas falhas nesta região torna o conjunto de difícil interpretação, mas, do que podemos concluir, unicamente o afloramento mostrado na Foto 39 está "in situ", todos os outros foram rebaixados ou basculados para sudoeste. Igualmente, admitimos que os topos dos Morros do Bispo e do Capacete se encontram na sua posição original.

Foto 39 - Quartzitos sub-horizontais da formação Nosib repousando sobre xistos das séries metamórficas. Em primeiro plano vêem-se quartzitos iguais aos que estão no topo do monte, rebaixados por uma falha que se situa na base da elevação.

Foto 40 - Outro aspecto dos quartzitos. Nesta foto, os quartzitos estão inclinados por uma falha que se vê no seu lado direito.

2.5.7 - Complexo Cristalino

2.5.7.1 - Granito do Curoca

O nome de Granito do Curoca foi dado em 1955 pelos geólogos da firma americana E.J.LONGYEAR CO. para designar um granito que se estende desde a margem esquerda do Rio Curoca até ao limite norte da área cartografada (Figura 6).

Neste trabalho, de acordo com a sua gênese, dividimo-lo em três categorias distintas, Granito das Furnas, Granito da Espinheira e Granito do Curoca. O nome foi mantido exclusivamente para os granitos que afloram em ambas as margens do Rio Curoca, o qual, pela sua localização e aspecto no terreno, parecem ser o resultado da intrusão "lit par lit" dos metassedimentos granitizados provenientes dos xistos antigos, por Granito das Furnas.

O contato sul e oeste é feito com migmatitos, o norte, com granitos das Furnas e Espinheira e a leste prolonga-se para as cartas vizinhas. Na carta 395 está cortado no sentido norte-sul por uma faixa de migmatitos, de menos de um quilômetro de largura as quais não evoluíram no processo de granitização a que a região foi sujeita.

É um granito granular, médio a fino, de cor cinzenta clara ou rosada. No campo, os seus feldspatos aparecem ou rosados ou esverdeados. Ao microscópio, apresenta-se com textura hipidiomórfica granular com microclíneo, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais. Acessoriamente, aparece biotita. Como opacos, exclusivamente a magnetita possivelmente titanífera, pois em parte já se encontra leucoxenizada e resultante da alteração do plagioclásio e da biotita é muito comum a presença de sericita e epidoto.

Na região dos migmatitos, este granito ocorre em diques ou pequenos núcleos, por vezes, ainda orientados segundo a direção dos antigos metassedimentos. Em áreas fran

cas de xisto ocorre em intrusões do tipo chaminé, e, mais raramente, em filões orientados com as camadas.

São cortados por inúmeros filões pegmatíticos, fundamentalmente formados por quartzo e feldspato e por filões básicos de direção predominante N-60-W. As principais falhas que afetam esta formação não lhe são exclusivas e cortam todas as rochas da região segundo N-30-W.

A sul e oeste não há uma separação nítida entre estes granitos e os migmatitos regionais, pelo contrário, há uma passagem gradual de um a outro. A norte, a passagem deste para o Granito das Furnas é mais brusca e o relevo muda com o aparecimento de inúmeros "inselbergs" graníticos.

Atravessando este granito ocorrem numerosas chaminés de metabasitos os quais poderão ser classificados como epi-diabásios. O plagioclásio (An 70-80) ocupa metade do volume da rocha e a hornblenda de cor verde, cerca de 40%. Os outros 10% são preenchidos por magnetita, biotita, diopsídio e epídoto. O quartzo, raro, pode aparecer sob a forma intersticial ou sob a forma secundária, misturado com epídoto (Am. 395 G 11). Em áreas onde a mistura do granito da Espinheira com o das Furnas foi mais ativa, estas chaminés aparecem sob a forma de relíquias já em avançado estado de granitização.

Estas chaminés, são igualmente muito abundantes na região norte da carta 395, junto ao limite com o deserto, cortando quer o granito da Espinheira quer os migmatitos regionais.

2.5.7.2 - Migmatitos

Como resultado da evolução dos xistos das séries metamórficas do sudoeste de Angola, e, no seu prolongamento para norte, até ao limite setentrional da área cartografada, surgem-nos migmatitos inteiramente ligados a rochas do tipo conglomerático, quartzítico e arcósicas.

Os conglomerados são muito abundantes, com clastos estirados de quartzo, de granitos e de rochas básicas. Embora de idades e orientações completamente diferentes, estes conglomerados fazem lembrar os já descritos no Grupo Damara e que se situam a oeste da Serra da Cobra.

O aspecto migmatítico é dado especialmente pelos cimentos, de várias gerações, que englobam os diferentes tipos de clastos.

Este conjunto é cortado por inúmeros diques básicos de direção N-60-W, os quais, formam um enxame com mais de vinte quilômetros de largura o qual se perde por debaixo das areias do deserto.

A passagem destes migmatitos aos xistos e aos granitos do tipo Espinheira e Curoca é feita de maneira lenta e gradual.

2.5.7.3 - Granulitos e Gnaisses Kinzigíticos

Na região central da carta 416, formando um núcleo residual no meio de rochas damarianas, aparecem-nos granulitos e gnaisses kinzigíticos de idade muito maior mas, retrabalhados fortemente no ciclo Pan-Africano.

Estas duas grandes unidades litológicas, apresentam-se com direção aproximada NW-SE.

Os gnaisses ocorrem em todos os locais onde o núcleo do Anticlinal do Cunene aflora. São rochas geralmente bem orientadas, com gnaissificação uniforme.

Os granulitos podem ser ácidos e básicos, ocorrendo ambos os tipos na mesma região. Parece haver uma discordância de erosão a separá-los dos gnaisses (Foto 41).

Ao microscópio verifica-se que os granulitos ácidos são formados fundamentalmente pela associação ortoclásio-quartzo-plagioclásio, podendo no entanto, aparecer como mi

Foto 41 - Discordância entre granulitos básicos e gnaisses kinzigíticos. A cortar o conjunto notam-se filões de quartzo.

Foto 42 - Morro Cariata a 15 km da Espinheira, no caminho para o Iona. Chaminé vulcânica de Olivina - Diabásio que irrompe através dos granitos do tipo Espinheira. O último plano mostra o contato entre xistos e granitos.

nerais acessórios, biotita, granada, zircão e ilmenita. A textura é sempre granoblástica e o diâmetro dos grãos varia entre 0,02 e 4 milímetros (Am. 416-271; 2; 3; 4 e 6).

Os granulitos básicos repartem-se por dois grandes grupos, Biotita-hiperstênio-granulito (Am. 416-264; 9) e Piroxênio-Granulito (Am. 416-266). O primeiro, apresenta como minerais essenciais o plagioclásio, o quartzo, a biotita e o hiperstênio e o segundo, o dipsídio, a hornblenda e o plagioclásio. A textura é granoblástica com tendência a xenobiástica e a granularidade média é de 1 milímetro.

Os gnaisses formam a planície do Morro da Pedra e pequenos afloramentos não cartografáveis na carta 439. A granada é o principal mineral presente podendo em alguns casos chegar até 20% do total da rocha. A textura da rocha é, normalmente, granoblástica, podendo, no entanto, aparecer sob a forma granoblástica lepidoblástica.

As análises químicas de três gnaisses kinzigíticos deram os resultados demonstrados na Tabela constante da página seguinte. (Tabela 11).

2.5.7.4 - Metabasitos

Cortando os xistos das séries metamórficas do sudoeste de Angola, e os granitos do tipo Espinheira na região centro-leste da carta 417, aparecem umas intrusões de rochas básicas, dispostas grosseiramente em dois alinhamentos perpendiculares N-S e E-W. No terreno aparecem sob a forma de faixas alongadas, de espessura máxima de dois quilômetros, ou sob a forma de intrusões do tipo pontual como é o caso do Morro Cariata (Foto 42) situado a cerca de dez quilômetros a este da Espinheira.

Macroscopicamente, as rochas apresentam-se de cor muito escura, densas, por vezes, com grandes cristais de plagioclásio.

TABELA 11

-101-

AMOSTRA	416-243	416-260	416-271
%			
SiO ₂	75,11	78,84	71,4
TiO ₂	Vest.	Vest.	0,1
Al ₂ O ₃	11,81	12,72	13,0
Fe ₂ O ₃	0,96	0,56	2,0
FeO	1,65	0,02	0,32
MnO	0,090	0,019	0,2
CaO	2,58	1,4	2,0
MgO	0,21	0,01	1,02
K ₂ O	0,99	4,1	6,2
Na ₂ O	4,45	1,723	3,2
PbO	0,11	-	-
NiO	0,4580	-	-
CuO	0,025	-	-
Cr ₂ O ₃	0,059	-	-
P ₂ O ₅	0,155	-	-
Perda ao fogo	0,38	0,5	0,302
H ₂ O ⁻	0,012	-	-
TOTAL	99,048	99,89	99,74

Como a região foi afetada pelo menos por um evento tectônico e por vários termo-tectônico, as rochas evoluíram de maneira diferente e assim, hoje, temos uma mistura de meta-hornblenditos com olivina-diabásios e epi-diabásios. (Am. 417-95; 102; 107; 116; 130; 133; 134 e 152).

Microscopicamente, os meta-hornblenditos são formados quase na sua totalidade (97%) por hornblenda verde clara, manchada irregularmente de verde mais escuro, por vezes passando a agregados tremolíticos e actinolíticos. O mineral opaco presente é a limonita e a textura do tipo granoblástica.

Os olivina-diabásios contêm como minerais essenciais o plagioclásio (labradorita), a augita e a olivina. Esta última pode conter até 20% do volume total da rocha, levemente serpentinizada nas bordas e fraturas. Como acessório, aparece magnetita e como minerais secundários, temos biotita, serpentina e, possivelmente, espinélio. A textura é nitidamente ofítica.

Os epi-diabásios (Foto 43) apresentam como minerais essenciais o plagioclásio (labradorita) e a hornblenda. Por vezes podem aparecer biotita, actinolita e clorita. Os principais acessórios são a apatita, a titanita, o quartzo e a biotita. Como opacos aparece sempre magnetita e, por vezes, ilmenita. Secundariamente, formou-se calcita, sericita, uralita, clorita, quartzo, leucoxênio e clinozisa. A textura da rocha é blastofítica.

Mais raramente poderão aparecer rochas do tipo Meta-Dacitos onde o principal mineral é o plagioclásio que forma 50% do volume da rocha. A hornblenda, o quartzo e o ortoclásio poderão igualmente aparecer em proporções variáveis mas normalmente inferiores a 20% do total da rocha. Como acessórios principais temos o epídoto e a titanita, não apresentam minerais opacos e secundariamente temos a formação de calcita. A textura é blasto-porfirítica.

Foto 43 - Metabasitos na parte central da fotografia, cortando os xistos das séries metamórficas do sudoeste de Angola.

Foto 44 - Rocha migmatítica próxima do Rio Cunene, profundamente recortada por erosão eólica.

No mapeamento efetuado pela LONGYEAR estas rochas trazem a indicação de que "Um gabro mais recente, fresco, de grão fino a médio, ocorre dentro dos limites do gabro mais antigo acima descrito. A rocha mais recente nunca foi vista em afloramentos "in situ" mas sempre em grandes blocos angulares. Os blocos não estão espalhados, encontrando-se em áreas circunscritas, o que indica a proximidade do "bedrock" ". Efetivamente, no campo tivemos a mesma dúvida mas, pela observação pormenorizada do terreno, chegamos à conclusão que estes blocos a que a LONGYEAR se refere, representam pedaços frescos de rocha sã, partida por efeitos termoclásticos, razão porque se apresentam angulosos.

2.5.7.5 - Granito da Espinheira

Servindo de substratum à maioria das rochas presentes, aparece-nos um granito a que BEETZ chamou de Granito da Chela e que, aqui resolvemos mudar para Granito da Espinheira porque, por falta de determinações geocronológicas, não há a certeza de a formação descrita como Granito da Chela, junto à escarpa com o mesmo nome, seja a mesma que se encontra nesta região. Assim, como na Espinheira aflora no Morro do Leão o granito que nós admitimos como típico para esta formação, propomos-lhe o nome de Granito da Espinheira.

O seu aspecto é muito variado uma vez que ele é o resultado direto da evolução dos xistos das séries metamórficas do Sudoeste de Angola. É possível que, aqui e além, surjam pequenas intrusões de outros tipos de granitos como é o caso de dois pequenos locais onde foi possível detectar um granito do tipo Rapakivi seguidamente descrito, mas onde, devido aos processos metamórficos que afetaram a região, não é possível fazer a sua separação do conjunto uma vez que a passagem é gradual e insegura.

BEETZ descreve este granito como sendo de um tipo

não porfirítico de grão fino ou grosseiro apresentando biotita e anfibólio e correlaciona-o com o Granito de Salém na África do Sul. Para nós, atendendo a que, conforme já foi dito, é o resultado da granitização de xistos, pode apresentar-se com aspectos variando desde os migmatitos (Foto 44) na região da Foz do Cunene até aos típicos granitos na região da Serra do Cafema, passando por todos os tipos intermédios e englobando muitas vezes pedaços de anfibolito e quartzo mal digeridos.

O seu contato com os xistos e com a Formação Nosib é, na maioria das vezes, através de falhas (Foto 45).

No campo, dependente do local, apresenta-se de cor cinzenta mais ou menos rosada de acordo com a porcentagem presente em feldspato potássico.

Os seus principais afloramentos situam-se na Serra do Cafema, na Espinheira, a sul do Morro Vermelho, na Foz do Cunene e na metade oeste da carta 395.

Mineralogicamente, o granito da Espinheira apresenta-se com textura hipidiomórfica granular, mais ou menos cataclasada. Os minerais essenciais são o microclíneo perítico o qual chega a formar 65% do volume da rocha, o quartzo em percentual variável entre 25 e 45% e o plagioclásio (An $\pm$ 30) o qual por vezes, atinge os 50% da rocha. Acessoriamente, é vulgar o aparecimento de biotita, moscovita, apatita, allanita, titanita e zircão e como opaco unicamente aparece a magnetita.

Em dois locais, imediatamente a sul da mancha de xistos antigos, (Am. 417-113) e, na folha 440, na região do Cafema (Am. 440-79), aparece, em plena região de granitos da Espinheira, um tipo de granito orbicular, vulgarmente conhecido como Granito Rapakivi (Fotos 46 e 47). A sua textura é orbicular. Os minerais essenciais são o microclíneo sob a forma de mesopertita (30%), o quartzo (30%) e o plagioclásio (An 5-10) (30%). Acessoriamente, aparece biotita, titanita, epídoto, alanita e zircão. Como único representante.

Foto 45 - Contato por falha entre micaxistos das séries metamórficas antigas e os granitos do tipo Espinheira.

Foto 46 - Granito do tipo RAPAKIVI os ovóides são de microclínio mesoperfítico e a massa intersticial é quartzo-feldspática.

Foto 47 - Aspeto do chão em redor do afloramento do granito tipo RAPAKIVI. Estes ovóides que chegam a atingir 3 centímetros estendem-se por mais de um quilómetro ao redor da rocha mãe.

Foto 48 - Bancada de quartzito intercalada entre os xistos sericíticos formando por erosão diferencial extensa crista que se prolonga por mais de 15 quilómetros

dos opacos, temos a magnetita. Os grandes ovóides ou esfe_{ra}s que podem atingir os três centímetros são de microclíneo mesopertítico cobertos por plagioclásio iso-orientado, por vezes, sericitizados. A massa intersticial é quartzo-feldspática.

Na folha 395 e 440 este granito apresenta-se em grandes afloramentos prolongando-se para as folhas vizinhas. Pelas suas características é possível que este granito cor_{respon}da ao granito de Franzfontein no Sudoeste Africano. (CLIFFORD et al., 1962 e CLIFFORD et al., 1969) e ao granito do Complexo gnaisso-migmatítico-granítico do Caraculo (CARVALHO, 1970).

Uma amostra deste granito colhida na Foz do Cunene, deu o seguinte resultado (Tabela 12):

SiO ₂	-	66,98
TiO ₂	-	0,646
Al ₂ O ₃	-	13,2
Fe ₂ O ₃	-	3,807
FeO	-	1,24
MnO	-	0,065
CaO	-	3,43
MgO	-	1,56
K ₂ O	-	4,8
Na ₂ O	-	3,2
P ₂ O ₅	-	0,32
Perda ao fogo	-	0,40
TOTAL		99,65

2.5.7.6 - Granófiros

Mais antigos que os granitos da Espinheira temos as rochas granofíricas do canto sudoeste da carta 417.

São quatro pequenos afloramentos, o maior dos quais com cerca de dez quilômetros quadrados de superfície. Os dois mais setentrionais formam o topo de dois pequenos morros. Estão preservados da erosão tal como se fossem dois "inselbergs" ainda morfologicamente em evolução.

A passagem deste granófiros aos Granitos da Espinheira é brusca, podendo, no entanto, aparecer pequenos xenólitos dos primeiros dentro dos segundos. A sua cor é um pouco rosada, resultante, provavelmente, dos feldspatos potássicos presentes.

A textura é granofírica cataclástica. Os minerais essenciais presentes são feldspato potássico mesoperitítico, provavelmente microclíneo (40% do volume), o quartzo (30%) e o plagioclásio (An 10). Como acessório aparece exclusivamente a moscovita. A magnetita titanífera é o único opaco presente. Secundariamente, temos carbonato, sericita, clorita e leucoxênio.

A granulometria dos feldspatos é variável, podendo no entanto, atingir os quatro milímetros. As rochas apresentam fortes deformações cataclásticas e sericitização ao longo das linhas de milonitização. A massa intersticial é micropegmatítica (Am. 417-109; 118; 124 e 440-49 e 70).

2.5.7.7 - Xistos e quartzitos

HEITOR DE CARVALHO (1969) e HEITOR DE CARVALHO e M. SIMÕES (1972) abordam o problema da existência destas rochas, chamando-lhes Séries Metamórficas do Sudoeste de Angola e as subdividem em três entidades distintas tendo em conta exclusivamente a litologia:

- Rochas gnaisso-migmatíticas
- Calcário cristalino
- Complexo xisto-quartzítico

As rochas gnaisso-migmatíticas são as mesmas que nós, neste trabalho, descrevemos como sendo migmatitos, podendo provavelmente, pelas suas características, o Granito do Curoca ser incorporado dentro deste grupo.

Dentro da região estudada não existem calcários cristalinos com esta idade.

As rochas do complexo xisto-quartzítico aparecem cobrindo grande parte do quadrante nordeste da carta 417 prolongando-se ainda para a folha 395 e vizinhas. Fundamentalmente, é uma sequência de xistos e quartzitos (Foto 48) metamorfisadas em grau de epizona, cortados por abundantes soleiras de rochas básicas metamorfisadas e transformadas em ortoanfibolitos, de direção geral E-W (Foto 49).

São estas rochas, as mais antigas da região, as quais, por evoluções sucessivas, foram dar os migmatitos e os granitos do tipo Espinheira.

Uma das características gerais da morfologia da região ocupada pelos xistos é a presença de alguns relevos acentuados cujos topos são, geralmente, ocupados por cristas quartzíticas e ortoanfibolíticas.

As direções tectônicas das rochas que fazem parte do complexo xisto-quartzítico são fundamentalmente WNW-ESE com tendência E-W.

Devido ao metamorfismo que afetou a região, não é possível, examinando exclusivamente os xistos, saber da sua original posição no espaço, uma vez que, a xistosidade vertical ou sub-vertical (Foto 50) apresentando pelos mesmos, mas cara por completo todo e qualquer indício de acamamento. No entanto, a presença de enormes bancadas de quartzitos e os ortoanfibolito que nós admitimos terem sido inter-estratifi

Foto 49 - Região do Rio Muende. Ortóanfibólitos apresentando xistosidade vertical. Nestas rochas é muito vulgar o aparecimento de pseudomorfos de limonite segundo pirite com dimensões que, por vezes, atingem os 2 a 3 centímetros de lado.

Foto 50 - Garganta dos Rinos. Xistos sericíficos apresentando xistosidade vertical. É enorme a semelhança que existe entre estas rochas e as da fotografia anterior, no entanto, a cor verde escura que as primeiras apresentam dá um bom carácter separativo das segundas que tem a coloração cinzenta.

cados, dão-nos uma idéia clara do seu modo de jazida. Nas regiões de contato e a sul da Espinheira, as bancadas aparecem praticamente verticais, passando a onduladas na região dos ortoanfibolitos. Estes evidenciam uma série de anticlinais e sinclinais paralelos de direção E-W. As bancadas mais meridionais dos ortoanfibolitos estão dobradas em sinclinal com flancos inclinados da ordem dos $65-70^{\circ}$. Seguidamente, aparece-nos um largo anticlinal com dez quilômetros entre flancos, tendo uma intrusão de granito do tipo Morro Vermelho na sua terminação oeste. Dai para norte, aparecem ainda uma série de ondulações, que se vão esbatendo à medida que vamos caminhando para o contato com os migmatitos.

Além do stock de granito do Morro Vermelho, ainda cortam esta formação, os metabasitos anteriormente descritos, os gabros do Muende e uma infinidade de filões básicos de direção geral N-60-W. É muito vulgar o aparecimento de bolsões de quartzo, o qual, na região do Rio Muende, injeta os xistos leito a leito.

Estas rochas estão profundamente recortadas por falhas de direção geral N-30W e N-30E.

Macroscopicamente, são xistos de cor cinzenta clara, variando de aspecto consoante o mineral mais abundante. Enquanto que, na região a este de Espinheira predominam os micaxistos e os talcoxistos, na região do Rio Muende e Garganta dos Rinos predominam os "quartzo-albita micaxistos" e "quartzo-albita-clorita-moscovita xistos". A presença de filitos é igualmente notável na região do Morro Dunguio.

Mais a sul, quinze quilômetros a sudeste da Espinheira, aparece-nos uma elevação de cerca de nove quilômetros de comprimento por dois de largura, orientada WSW-ENE, contactando a norte com os meta-riolitos potássicos e a sul com o granito da Espinheira, formada igualmente por uma crista quartzítica, clorito-xistos e quartzo-clorito xistos e ainda peluqueno conglomerado no flanco meridional.

No limite das cartas 417 e 440, dez quilômetros a sul da mancha anteriormente descrita, aparece outra elevação de menores dimensões, mas com a mesma litologia.

São rochas brancas, por vezes acinzentadas, muito duras e densas de grão fino a médio. Como fato notável temos a presença, tal como na região do Rio Muende, de inúmeros filonetes e bolsadas de quartzo leitoso o qual, por desagregação, cobre toda a região.

Pela composição atual e modo de jazida, provavelmente, no tempo da sedimentação, estas rochas seriam fundamentalmente constituídas por grauvaques, filitos e arenitos de grão fino a médio.

3 - Geologia Econômica

Conforme nos referimos na introdução, como a região é desértica e de muito difícil acesso, muitas são as lendas que se contam a cerca das suas possibilidades econômicas. No entanto, apesar da grande extensão da área cartografada, poucos são os potenciais econômicos presentes.

Não nos parece existir, pelo menos à superfície, nenhum elemento economicamente válido, salvo se os meios de comunicações melhorarem, neste caso, já será possível a extração de granito, barita e calcários cristalinos muito comuns na região.

Toda a área foi percorrida com um cintilômetro mas, não se obtiveram valores dignos de menção.

São, no entanto, de evidenciar:

Abrasivos - Na parte nordeste da carta 416, na região dos granulitos e dos gnaisses granatíferos, aparecem grandes concentrações de granadas vermelhas. Igualmente, mais para norte, e, salpicando o deserto aqui e além, aparecem, por concentração gravimétrica natural, pequenas dunas inteiramen

te formadas por minerais pesados, nomeadamente: granada, esfena, estaurolita e zircão, os quais, devido ao seu elevado poder abrasivo, podem vir a ser aproveitados como tal.

Granitos para construção - Entre o Morro Preto e o mar e no contato das ultrabásicas com o granito da Espinheira, aparece um granito vermelho que neste trabalho foi descrito como "Granito da Praia", de grão fino a médio, quase isento de máficos. Polido apresenta belas superfícies, ótimas para recobrimento de edifícios. Igualmente, o granodiorito arroxado que forma o topo do Morro Preto tem hipóteses de vir a ser aproveitado.

Travertinos - Na região central da mancha de Dama ra indiferenciado da carta 416, dois quilômetros a sul do eixo do Anticlinal do Cunene, preenchendo uma caixa de falha na Damba Vermelha, aparece uma bancada de travertino bandeado com dois tons de branco, o qual, pode ser facilmente aproveitado para a fabricação de estatuetas, cinzeiros, candeleros, etc.

Quartzo róseo - No canto nordeste da carta 416, já parcialmente coberto por areias de duna, aparece um dique de quartzo róseo, pouco transparente, com cerca de meio metro de espessura, o qual pode ser aproveitado se for incluído dentro de um plano de exploração da região.

Carbonatitos - Cortando as rochas ultrabásicas a oeste do Morro Vermelho, aparecem diques e veios de espessura máxima não superior a trinta centímetros, formados por uma brecha de material carbonatítico cimentado por uma pasta branca, siliciosa. Os clastos carbonatíticos são ricos em Ba, Sr, Nb, Zr, Cu e Fe.

Cromo e Níquel - Segundo GOUVEIA (1955) a análise de "uma amostra média de 18 amostras, feita no Laboratório dos S.G.M., deu o seguinte resultado:

Cr = 0,31%

Ni = 0,43%."

Além destes dois elementos químicos, foram ainda detectados (TORQUATO, 1970) nas mesmas rochas, mais as seguintes: Zn, Cu, Ca, Mn, Fe, Sr, Rb, e Ti e, nos diques básicos encaixantes, além destes, é possível verificar a presença quase constante de Zr, Ba e Ce.

Platina - BEETZ (1934) escreve "The few grains of platinum found during prospecting in beach deposits west of Morro Vermelho have probably been derived from the underlying dunite, in which it must occur in such minute quantities as to be of no economic value".

TORQUATO em trabalho anterior (1970), depois de efetuar 62 análises aos Raios X, cobrindo toda a região ultrabásica conclui que BEETZ "ou fez confusão com qualquer outro mineral ou encontrou-a, mas neste caso, transportada pelo mar ou pelo Rio Vermelho" uma vez que, nem traços daquele elemento foi possível detectar.

Cobre - Treze quilômetros a sul do marco geodésico do Monte Branco e dois quilômetros a sul do limite das cartas 395 e 417, na região central da carta, em bancadas de quartzitos, aparecem impregnações verdes de malaquita aparentemente sem valor econômico. Além destas duas regiões, é possível encontrar vestígios de cobre na maioria dos quartzitos que ocorrem dentro da região cartografada. Por vezes, o cobre está associado a quartzo leitoso.

Arsenopirita - É muito vulgar, mas sem interesse econômico, a presença de arsenopirita em diques de quartzo leitoso. As regiões onde maiores concentrações foram vistas localizam-se na Serra de Álvaro Ferreira.

Asbestos - No interior da Serra de Álvaro Ferreira estão localizadas algumas bancadas calcárias as quais possuem asbestos de fraca qualidade e em quantidade não compensadora para fins comerciais.

Barita - Dois quilômetros a sudoeste da terminação sul da Serra da Cobra, ocorrem quatro camadas de barita de

espessura média de vinte centímetros, mas onde, em bolsões, podemos atingir os quatro metros de largura. O comprimento das camadas é de cerca de cem metros. Apresentam-se por vezes mineralizadas com cobre.

Igualmente no flanco ocidental da Serra de Álvaro Ferreira, na região do meridiano $12^{\circ}10'$ e do paralelo $17^{\circ}04'$ ocorre outra mineralização de barita. Esta é de menores dimensões que a precedente.

Estas duas ocorrências aparecem orientadas paralelamente à atitude das rochas encaixantes. A sua gênese, atendendo a que as camadas se encontram de acordo com a disposição geral das rochas damarianas, poderá ser interpretada como de origem sedimentar.

Calcário - As rochas calcárias que se distribuem na região cartografada são, se as vias de comunicação melhorarem, os principais recursos minerais.

O Monte Branco, o Morro da Cobra e a Serra Álvaro Ferreira além de outros afloramentos de menor importância, formam o conjunto que pensamos poder vir a ser aproveitado.

Em todos os locais indicados é possível encontrar mármore mais ou menos puros embora a presença de grãos de sílica possa, em alguns casos, dificultar a exploração.

A quantidade e variedade de tons que os mármore apresentam, especialmente na metade norte da Serra da Cobra, torna o local promissor a uma futura exploração.

Xistos-sericíticos - A este da Espinheira, próximo dos metabasitos, ocorrem xistos-sericíticos, os quais, embora não estejam a ser explorados, poderão vir a fornecer ôtimo material para suporte de inseticidas, como carga no fabrico de sabões e borrachas e ainda na indústria cerâmica.

4 - Recursos Hidrológicos Superficiais

A região estudada, neste campo, pode ser dividida em dois grandes distritos: Água doce e Água salgada. Ocorrências superficiais de água doce são raras. Na vertente a nordeste do Morro Vermelho, no encontro de falhas, aparece água doce, aproveitada pelos animais do deserto. A água é escassa e, à superfície só é visível uma pequena crosta calcária e o granito permanentemente molhado.

Entre a Foz do Cunene e o Morro Vermelho, no limite entre as rochas do Grupo Damara e o Granito da Espinheira, igualmente é possível constatar a presença de água superficial.

No grande canhão situado a oeste da Serra da Cobra, em algumas falhas, é constante a presença de água doce, mesmo no tempo mais quente.

É necessário não esquecer que o Rio Cunene é o maior potencial em água doce de todo o sul de Angola e que ele corre por mais de uma centena de quilômetros na região estudada.

Água salgada aparece em plena região de rochas damarianas, a norte da carta 416, a este do grande dique dolerítico que as corta. São notáveis os espessos depósitos de sal que ali existem. Esta água está armazenada em albufeira tendo como barragem natural a parede do dique.

5 - Arqueologia

É muito vulgar a presença de restos de habitações do povo Ovakwambundo, formados por lages de gnaiss, dispostas circularmente, e já descritas por CRUZ (1967) e TORQUATO (1970 e 1971).

Depois do mapeamento da carta 416, a impressão com que ficamos foi a de os restos das habitações "se encontram segundo um alinhamento perfeito sub-paralelo ao deserto, com

direção SW-NE, partindo do Morro Vermelho e acabando no Complexo de Base, cerca do paralelo $16^{\circ}40'$ ". (TORQUATO, 1971).

Depois da cartografia da carta 417, chegamos à conclusão que tal alinhamento só é válido para a área abrangida pela carta 416. Chegado à 417 ele estende-se para sul, através de quase todas as principais linhas de água, perdendo-se assim a idéia de uma linha única de penetração no deserto.

Entre o Morro Guelengue o Monte Branco são muito vulgares as casas dispostas em aldeamentos de, por vezes, onde habitações dispostas em círculo com cerca de quinze metros de raio e uma casa maior no centro. As casas laterais apresentam-se, regra geral, com cerca de dois metros e quarenta centímetros de diâmetro, a central atinge por vezes os quatro metros.

De salientar que, a cerca de sete quilômetros a sudeste do Morro do Bispo, em plena região granítica aparece uma estação paleolítica com abundante material lascado.

Deverão totalizar mais de uma centena as casas isoladas ou dispostas em aldeamento que se situam nas cartas 416 e 417.

6 - Dados geocronológicos

6.1 - Generalidades

Das 450 amostras coletadas foram escolhidas 139 para nelas se efetuar o estudo geocronológico da região tendo em vista quais as técnicas disponíveis mais adequadas para cada uma. Os dados analíticos completos encontram-se nos Apêndices 2 (Rb/Sr) e 3 (K/Ar). No Apêndice 1 fez-se uma descrição sumária das amostras analisadas. Para a interpretação geocronológica da região do Morro Vermelho, foram incluídos os dados de TORQUATO e ALLSOPP (1973).

A totalidade das análises efetuadas pelo método Rb/Sr foram executadas em rocha total e os valores obtidos foram

ram implantados em gráficos isocrônicos segundo as técnicas descritas por NICOLAYSEN (1961). As idades convencionais foram calculadas para $R_0 = 0,708$ e, salvo em raras exceções, não foram usadas para a interpretação da evolução geológica, os seus valores encontram-se, no entanto, no Apêndice 2.

As análises K/ar foram efetuadas, sempre que possível, em minerais separados, e nestes, escolheram-se de preferência micas e anfibólios devido às suas conhecidas propriedades quanto à retenção de argônio.

Os resultados analíticos estão implantados na Figura 13 a qual representa a região estudada e a localização das amostras datadas.

Seguidamente iremos discutir os dados radiométricos obtidos, começando pelos ligados ao magmatismo mesozóico e terminando nas rochas mais antigas da região.

6.2 - Magmatismo Mesozóico

Conforme pudemos ver pelas descrições anteriores, foi muito variada a atividade magmática mesozóica que afetou a região descrita.

Foram efetuadas 16 análises, pelo método K/Ar, em rochas pertencentes a este grupo (Tabela 13).

Verifica-se que o magmatismo que ocorreu, se estendeu ao longo de um grande intervalo de tempo. Não duvidamos da existência de focos magmáticos em atividade durante pelo menos 190 milhões de anos uma vez que as idades mais antigas foram obtidas em biotitas, minerais que, quando puros, apresentam uma retentividade de 100% à difusão do argônio, e que em Angola, na região de Novo Redondo (TORQUATO e AMARAL, no prelo) já foram encontradas e descritas rochas diabásicas com 222 ± 16 m.a. Quanto às idades mais jovens, igualmente podemos aceitá-las, uma vez que não muito longe da região estudada (140 km para norte), vamos encontrar vários derrames

Fig. 13 - DISTRIBUIÇÃO DAS IDADES RADIOMÉTRICAS

TABELA 13

Idades K/Ar das rochas formadas durante o magmatismo mesozóico

SPK	AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	IDADES K/Ar (x 10 ⁶ anos)
2671	416-62	Metabasalto	Rocha Total	65 ± 6
2726	416-156	Leucodiabásio	Rocha Total	71 ± 5
2667	416-187	Leuco-monzogabro	Rocha Total	80 ± 20
2492	417-123	Leucogabro	Rocha Total	96 ± 15
2658	416-26	Biotita lamprófiro	Biotita	104 ± 22
2607	416-70	Biotitito	Biotita	111 ± 16
2673	416-52	Hornblenda biotitito	Rocha Total	112 ± 11
2650	416-159	Melamonzonito	Hornblenda	115 ± 6
2465	416-158	Luzitanito	Biotita	122 ± 7
2654	416-219	Minette	Biotita	127 ± 5
2604	439-99	Traquidiabásio	Rocha Total	134 ± 8
2484	416-154	Bostonito	Rocha Total	177 ± 7
2729	416-64	Metalatito	Rocha Total	186 ± 20
2772	395-G8	Diabásio	Rocha Total	196 ± 8
2652	416-184	Minette	Biotita	251 ± 10
2485	416-169	Melamonzonito	Biotita	255 ± 15

basálticos interestratificados em rochas sedimentares, data das pelos métodos clássicos como pertencentes ao Cretáceo Médio a Superior.

Os diques de rochas básicas e ultrabásicas são os que maior variação apresentam no tempo. É possível encontrar datações estendendo-se de 65 ± 6 m.a. a 255 ± 15 m.a. (SPK 2671 e 2485). Este fato é por nós interpretado como muito semelhante ao que no Brasil ocorre nos derrames basálticos da Bacia do Paraná (AMARAL et al., 1966; RUEGG e McDOUGALL, 1966; VANDOROS et al., 1966; AMARAL et al., 1967; MELFI, 1967; CORDANI e VANDOROS, 1967; HASUI e CORDANI, 1968; CORDANI, 1970; MINIOLI et al., 1971) e traduzir-se-ia por uma série de derrames sucessivos localizados numa região de maior fraqueza estrutural. Algumas chaminés e diques alimentadores dos derrames (hoje inexistentes na região por terem sido completamente erodidos) cessaram a sua atividade após as primeiras emissões, outras pelo contrário, continuaram e mantiveram-se ativas durante alguns milhões de anos.

A falta de testemunhos lávicos dos derrames atrás citados é interpretada pela enorme erosão que a região sofreu devido ao arqueamento de Moçâmedes conforme nos haveremos de referir no Capítulo IV. Para já indiquemos apenas a presença de um granito alcalino de idade 154 ± 12 m.a. aflorando no local da maior concentração de diques básicos e ultrabásicos, a sua granulação média pode atingir 0,15 centímetros mostrando que o seu esfriamento não foi rápido, logo ter-se-ia efetuado a uma profundidade compreendida entre 1 e 2 mil metros (desnível atual existente em Angola nas rochas que sofreram fenômenos de reativação de plataforma).

As intrusões de lamprôfiros podem situar-se em duas idades distintas 124 ± 2 m.a. e 251 ± 10 m.a. uma vez que as idades das análises nrs. SPK 2654 e 2658 atendendo ao elevado valor de argônio atmosférico presente na amostra SPK 2658 (80%) caem, dentro dos limites do erro experimental, no primeiro dos grupos indicados.

No que respeita às determinações de idade das rochas alcalinas presentes, igualmente podemos admitir a existência de dois ciclos a 122 ± 7 m.a. e 177 ± 7 m.a. Esta última idade, atendendo a que, por não ter sido possível separar minerais, foi efetuado em rocha total, deverá ser considerada como idade mínima.

As idades por nós obtidas enquadram-se perfeitamente dentro do contexto geocronológico de Angola/Sudoeste Africano/Brasil.

São poucas as referências indicadas na literatura sobre as idades do magmatismo mesozóico que afetou o Sudoeste Africano. SIEDNER e MILLER (1968) indicam a presença de três ciclos básicos com as idades médias respectivas de 125, 164 e 196 m.a. SIMPSON e KRÖNER (1971) admitem que as intrusões de diabásios, na África do Sul e Sudoeste Africano, se situam entre 150 e 190 m.a. Estes valores, se tivermos em mente o mecanismo de derrames sucessivos, já provado para as extrusões da Bacia do Paraná no Brasil e proposto para a região de Angola discutida no presente trabalho, igualmente se enquadram dentro do mesmo esquema de reativação de plataforma.

Quanto ao problema das alcalinas, verificamos que a idade de 122 ± 7 m.a. indicada para os luzitanitos da região do Morro Vermelho, se encaixa perfeitamente dentro dos esquemas brasileiros e sul-africanos. Com efeito, SIMPSON e KRÖNER (1971) afirmam "Cutting the Karroo dolerite dike swarm and aligned parallel to the NE - SW fold axes of the Damara System in South West Africa, is a series of sub-volcanic igneous ring complexes of granitic, alkali-basic or carbonatic character (Brandberg, Erongo, Messum, Okonjeje, Okorusu, etc.) dated at ± 130 m.y.". MANTON e SIEDNER (1967), ao fazerem o estudo do Complexo de Paresis no Sudoeste Africano igualmente concluem com uma isócrona Rb/Sr de cinco pontos pela sua idade de 135 ± 4 m.a. No mesmo complexo foi datado um basalto pelo método K/Ar e obtida a idade de 136 m.a.

No Brasil AMARAL et al. (1967) chegaram à conclusão de que, um dos ciclos de intrusão de rochas alcalinas, teve o seu ápice entre 122 e 135 m.a.

Quanto à amostra SPK 2484, um bostonito intrusivo nos granitos do Morro Vermelho, que forneceu a idade de 177 ± 7 m.a., tem similares na África do Sul e Sudoeste Africano. VAIL (1964) indica dois ciclos de magmatismo alcalino para aquelas regiões, um a cerca de 100 m.a. e outro a 190 m.a. A este último poderia pertencer a nossa amostra. No Brasil estas idades não são enquadradas dentro de nenhum dos padrões conhecidos, no entanto, AMARAL et al. (1967) indicam a presença de rochas alcalinas em Mogi Guaçu e Pão de Açúcar (Mato Grosso) com respectivamente 254 e 238 m.a.

6.3 - Ciclo Pan-Africano

No estudo do Ciclo Pan-Africano, a região é particularmente interessante uma vez que ali se faz a ligação entre as rochas formadas e/ou afetadas pelos seus efeitos e as mais antigas, de idade radiométrica variável e crescente até à Eburneana.

As rochas do Cinturão Damara repousam discordantemente sobre um embasamento siânico, rejuvenescido isotopicamente no seu lado noroeste e contatam a este e nordeste com formações mais antigas de idade Eburneana ou superior.

Foram datadas 23 amostras pelo método K/Ar (Tabela 14) e 18 pelo método Rb/Sr.

As idades obtidas permitem estabelecer uma escala de acontecimentos dentro da evolução do geossinclínio Damara a qual pode ser esquematizada do seguinte modo:

449 ± 14 m.a. - Intrusão de gabros na estrutura em anel da folha 439.

450 m.a. - Esfriamento regional das biotitas.

514 ± 14 m.a. - Implantação de pegmatitos.

529 ± 21 m.a. - Rejuvenescimento do embasamento.

TABELA 14

Idades K/Ar das rochas afetadas pelo Ciclo Pan-Africano

SPK	AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	IDADE K/Ar (x 10 ⁶ anos)
2880	417-168	Granulito ácido	Biotita	334 ± 206
2898	417-25	Quartzito	Moscovita	352 ± 117
2895	439-76	Gnaisse quartzo-diorítico	Biotita	435 ± 77
2456	439-96	Olivina-biotita diabásio	Biotita	449 ± 14
2511	417-152	Metabasito	Plagioclásio	452 ± 16
2879	417-168	Granulito ácido	Moscovita	459 ± 28
2734	416-264	Biotita-hiperstênio granulito	Rocha total	475 ± 29
2893	439-106	Gnaisse quartzo-diorítico	Biotita	488 ± 93
2774	440-77	Anfibolito	Plagioclásio	489 ± 29
2872	417-172	Filito	Moscovita	500 ± 20
2874	417-13	Pegmatito	Moscovita	514 ± 14
2904	417-152	Metabasito	Moscovita	521 ± 143
2902	417-99	Gnaisse granítico	Biotita	523 ± 22
2457	439-96	Olivina-biotita diabásio	Plagioclásio	524 ± 71
2875	417-9	Estaurolita-granada gnaisse	Biotita	535 ± 26
2897	417-156	Filito	Moscovita	545 ± 35
2488	417-11	Epidosito	Epidoto	545 ± 20
2464	416-266	Piroxenio granulito	Hornblenda	575 ± 37
2454	440-31	Anfibolito	Hornblenda	596 ± 28
2453	440-29	Hornblenda xisto	Moscovita	598 ± 278
2459	440-29	Hornblenda xisto	Hornblenda	604 ± 30
2460	417-6	Anfibolito	Hornblenda	605 ± 19
2778	440-77	Anfibolito	Hornblenda	668 ± 33

536 $\pm$ 20 m.a. - Intrusão de granitos na estrutura em anel da folha 439.

605 $\pm$ 31 m.a. - Intrusões de rochas graníticas e granitização dos sedimentos damarianos.

Analisando agora em pormenor cada uma das idades indicadas e, ao mesmo tempo tentando correlacioná-las com as publicadas sobre o Sudoeste Africano e Brasil, temos que:

A intrusão de gabros na estrutura em anel da folha 395 foi datada através de biotita e plagioclásio pelo método K/Ar. Os resultados a que chegamos permitem aceitar como idade da intrusão a fornecida pela biotita (449 $\pm$ 14 m.a.), uma vez que a determinação da idade obtida através do plagioclásio (524 $\pm$ 71 m.a.) está afetada de elevado erro experimental (13,6%) devido ao argônio atmosférico elevado (54%) e à baixa porcentagem em potássio que a amostra apresentou (0,1140%).

Na África do Sul e Sudoeste Africano não são conhecidas rochas básicas com essa idade. No Brasil, ALMEIDA et al. (1967); EBERT e BROCHINI (1968) e EBERT (1969) indicam a presença de rochas básicas e ultrabásicas no Estado de São Paulo e Rio Grande do Norte com idades de acordo com as nossas. De salientar o piroxenito de EBERT e BROCHINI o qual, datado através de biotitas deu 553 $\pm$ 17 m.a. e através de anfibolios 620 $\pm$ 19 m.a. Na Amazônia (AMARAL, 1974) cita igualmente a presença de rochas básicas com esta idade, como resultado da ativação reflexa da Plataforma Amazônica no Brasileiro.

A idade de 450 m.a. indicada como sendo o fim das atividades tectônicas que afetaram Angola no Eocambriano/Paleozóico Inferior é inferida da amostra nº SPK 2456, uma vez que é a mais jovem idade (deste grupo) digna de confiança, atendendo a que as amostras nrs. SPK 2880; 2895 e 2898 apresentam-se com erros analíticos grandes, provenientes da contaminação do argônio radiogênico com atmosférico o qual atin

ge valores muito elevados (96% na amostra SPK 2880). CLIFFORD (1967, página 20) indica a presença de biotitas colhidas no Grupo Damara no Khan Canyon, no Sudoeste Africano, analisadas pelo método K/Ar, com idades de 460 ± 24 m.a. e 452 ± 22 m.a. O mesmo autor (1968), ao fazer o estudo comparativo das várias rochas datadas em África, para a região indicada diz: "In South-West Africa, therefore, there is a consistent age pattern of 450-570 m.y. for a wide variety of minerals..." CAHEN e SNELLING (1966; páginas 98 e 100) ao fazerem a síntese das idades Pan-Africanas, mostram a presença de biotitas na Zâmbia com idades Rb/Sr de 455 ± 20 m.a. e idades K/Ar com 465 ± 20 m.a. No Brasil, rochas com esta idade, são apresentadas por CORDANI e BITTENCOURT (1967); CORDANI et al. (1968); HASUI e ALMEIDA (1970); CORDANI e KAWASHITA (1971); CORDANI et al. (1972); CORDANI et al. (1973); CORDANI (1973) e ALMEIDA et al. (1973). Na síntese apresentada sobre a evolução do Pré-cambriano da América do Sul (CORDANI et al., 1973), pode ler-se "The Rb-Sr and the K-Ar mica apparent ages cluster around 450-500 m.y. This indicates the final stages of the consolidation of the entire Brazilian platform..."

A idade dos pegmatitos (514 ± 14 m.a.) foi obtida através de uma moscovita, pelo método K/Ar. O alto teor em potássio e a boa qualidade da análise de argônio, aliados ao fato de que, no campo, estes pegmatitos cortam discordantemente todas as estruturas damarianas, levam-nos a aceitar esta idade como sendo real.

Na África do Sul e no Sudoeste Africano não são conhecidos pegmatitos com esta idade. No Brasil, são várias as citações, especialmente no Rio Grande do Norte, de pegmatitos com idades K/Ar e U/Pb situadas entre 450 e 510 m.a. (FLORENCIO, 1948; MARBLE, 1949; ALMEIDA et al., 1967; DIRAC e EBERT, 1967 e LEDENT e PASTEELS, 1968).

O rejuvenescimento do embasamento é nos fornecido por uma isócrona Rb/Sr de 6 pontos (Figura 14). Atendendo ao baixo valor apresentado para o erro na idade (4%) e à boa

Fig. 14 - ISÓCRONA DOS GRANULITOS DA FOLHA 416

colocação dos pontos na isócrona, somos levados a concluir que efetivamente este valor foi obtido através da perfeita homogenização isotópica que sofreram as rochas granulíticas do embasamento. Não aceitamos os granulitos como fazendo parte dos materiais damarianos pelo fato de os termos no campo em discordância angular sobre estas rochas. Fenômenos semelhantes foram estudados por CORDANI et al. (1973) para os Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais e CORDANI (1973) para os Estados do Espírito Santo e Bahia, neste último trabalho a semelhança é notória, pois, foram os mesmos tipos de rochas afetados durante um período de tempo que, dentro dos erros experimentais, se ajusta perfeitamente ao nosso.

A intrusão de granitos na estrutura em anel da folha 395 está associada aos acontecimentos pós-tectônicos do Ciclo Pan-Africano. A idade 536 ± 20 m.a. foi obtida através de uma isócrona Rb/Sr de cinco pontos (Figura 15). A elevada razão inicial obtida ($0,7197 \pm 0,0010$) sugere a hipótese deste granito ser o resultado da fusão dos metassedimentos damarianos. Atendendo à presença exatamente no mesmo local de uma câmara magmática básica de 449 ± 14 m.a. pode-se pensar que a fusão dos metassedimentos foi o resultado da presença da câmara básica que forneceu o calor necessário para tal.

Granitos igualmente com cerca de 540 m.a. são citados por ALLSOPP e KOLBE (1965) para o granito do Cabo na África do Sul (553 ± 8 m.a. λ Rb = $1,39 \times 10^{-11}$ anos⁻¹); TORQUATO e ALLSOPP (1973) para a região do Morro Vermelho (554 ± 12 m.a.), reinterpretados neste trabalho e colocados na isócrona de 605 ± 31 m.a.; DE VILLIERS e BURGER (1967) para o granito de Kuboos (550 ± 30 m.a. λ Rb = $1,39 \times 10^{-11}$ anos⁻¹) e SIMPSON e KRÖNER (1971) que indicam uma idade aproximada de 550 m.a. para os granitos de Tatasberg e Bremen. No Brasil, CORDANI e BITTENCOURT (1967) descrevem granitos pós-tectônicos intrusivos no Grupo Açungui com idades de 540 milhões de anos; HASUI e ALMEIDA (1970) para o Centro-Oeste brasileiro igualmente encontraram vários granitos que se enquadram dentro des

Fig. 15 - ISÓCRONA DOS GRANITOS DA ESTRUTURA EM ANEL DA FOLHA 439

ta idade e CORDANI e KAWASHITA (1971) apresentam duas isócronas para as rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. Uma delas representa os granitos por aqueles autores considerados como tardi-tectônicos (608 ± 48 m.a.) e a outra, as rochas pós-tectônicas com 541 ± 11 m.a. Deste breve apanhado de dados, verificamos que todos os autores são unânimes em apresentar os granitos de cerca de 540 m.a. como pós-tectônicos e que esta idade é muito comum quer em África quer no Brasil.

Por último temos as intrusões tardi e sintectônicas, representadas por rochas graníticas e gnaissicas de orientação, a maioria das vezes, em concordância absoluta com as estruturas damarianas. Foram datadas sete amostras pelo método Rb/Sr e construída uma isócrona com 19 pontos em que se associaram às nossas determinações, as de TORQUATO e ALLSOPP (1973) (Figura 16). Esta isócrona deu uma idade de 605 ± 31 m.a., resultado absolutamente de acordo com os que CORDANI e KAWASHITA (1971) encontraram para as rochas intrusivas no Grupo Açungui. CAHEN e SNELLING (1966) igualmente admitem que as idades da ordem dos 600 m.a. representam os eventos sintectônicos do ciclo Pan-Africano e indicam a sua presença no Congo, no Katanga e na Zambia.

Da observação conjunta dos valores K/Ar, podemos tirar algumas conclusões que não só elucidam alguns pontos obscuros da evolução do geossinclínio damariano, mas também esclarecem a nossa posição em relação a certas divisões cronológicas efetuadas em África, especialmente nas regiões do Alto Zambeze e Sudoeste Africano. Assim verificamos que:

- 1º - As idades K/Ar espalham-se de maneira quase contínua (contínua se entramos em conta com os erros experimentais) entre os 450 e os 670 m.a.
- 2º - Os valores situados entre 450 e 545 m.a. foram obtidos exclusivamente através de micas, plagioclásios, rochas totais e um epídoto.

- 3º - Os valores situados entre 575 e 668 m.a., na sua grande maioria, foram encontrados em hornblenda.
- 4º - As datações obtidas em pares de minerais da mesma rocha, mostram diferenças que alcançam a ordem dos 100 m.a.
- 5º - Não foram exclusivamente os materiais damarianos que sofreram aquecimentos violentos durante o Ciclo Pan-Africano. As rochas que lhe serviram de embasamento e ante-país, igualmente foram aquecidas.

Logo, do conjunto destas cinco observações e da sua localização no campo, podemos concluir que:

- 1º - O período de evolução do geossinclínio damariano foi muito longo, podendo-se prever que durou mais de 200 milhões de anos.
- 2º - A divisão que, em África, muitos autores admitem para os eventos com esta idade - Episódio Damara 450/550 m.a. e Episódio Katanga 580/680 m.a., não tem razão de existir, uma vez que as duas faixas de idade são exclusivamente o resultado de se trabalhar com micas ou com anfibólios, os quais, como é do conhecimento geral, apresentam temperaturas de retenção de argônio, respectivamente da ordem de 250 e 550 graus centígrados.
- 3º - Salvo pequenos núcleos do embasamento cristalino e da Formação Nosib a este da Serra de Álvaro Ferreira, toda a região ocupada pelas folhas 416, 417, 439 e 440 sofreu aquecimentos intensos durante os dobramentos da marianos os quais provocaram o escape do argônio radiogênico, de acordo com o mineral e a temperatura alcançada.

49 - As áreas ocupadas pelas folhas 394 e 395, na sua grande maioria, não foram afetadas durante o Ciclo Pan-Africano, mostrando-se completamente estáveis no final do Pré-Cambriano.

6.4 - Evento Kibariano

Apesar de em outras regiões de África este evento (950 ± 100 m.a.) estar bem marcado, não só como evento térmico, mas até com a presença de sedimentos como na região este e sudeste do Congo e na Zâmbia (CAHEN e SNELLING, 1966), na nossa região, o evento kibariano é um fenómeno termo-magmático, associado a diques e intrusões irregulares de rochas básicas.

Foram datadas seis amostras pelo método K/Ar e os resultados estão sumarizados na Tabela 15.

As duas primeiras amostras indicadas (SPK 2878 e 2510) são testemunhos de um magmatismo básico o qual está bem desenvolvido em Angola, especialmente sob a forma de diques de norito de direção geral N-S (CARVALHO, 1972; SILVA et al., 1973; TORQUATO e AMARAL, no prelo e TORQUATO et al., em preparação). Na região estudada, no lado este da folha 395 e norte da 417, é muito vulgar a presença de diques de rochas básicas desta idade, conforme o indicado durante a descrição da geologia da região. A amostra de metabasito a que chamamos de Gabro do Muende corta o complexo enxame de diques básicos (cerca de 1 900 m.a.) que afetam a área, razão porque resolvemos integrá-la dentro deste conjunto de rochas e não optamos por uma explicação mais simplista como seria o caso de admitirmos uma perda de argônio radiogénico durante o estágio de reativação da plataforma Eburneana.

No que respeita às restantes amostras, especialmente pela sua posição no terreno, somos levados a concluir que as idades apresentadas representam efetivamente um evento térmico.

TABELA 15

Idades K/Ar das rochas afetadas ou formadas durante o evento Kibariano

SPK	AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	IDADE K/Ar ($\times 10^6$ anos)
2878	417-170	Norito	Rocha total	804 $\pm$ 83
2510	417-134	Metabasito	Hornblenda	822 $\pm$ 87
2452	440-32	Anfibolito	Hornblenda	918 $\pm$ 47
2602	439-97	Biotita diabásio	Rocha total	925 $\pm$ 22
2455	440-30	Anfibolito	Hornblenda	940 $\pm$ 71
2479	416-269	Biotita-Hiperstênio Granulito	Rocha total	1031 $\pm$ 38

mico que afetou a região e não a formação destas rochas naquela altura. Este fato está bem evidenciado no granulito e nos dois anfibolitos que fazem parte do Complexo Cristalino os quais, como mais adiante veremos são de idade Eburneana.

NICOLAYSEN e BURGUER (1965) mostram a existência de um possível cinturão orogênico de 1 000 m.a. (Cinturão Namaquelândia - Natal). No entanto, (informação verbal do Doutor H.L. ALLSOPP) parece que tal fato não se verifica e só as extremidades dele são efetivamente de idade Kibariana. CLIFFORD (1968) publica uma síntese de idades enquadradas entre 800 e 1 300 m.a. e admite que todas representam rochas formadas ou rejuvenescidas durante o Evento Kibariano, no entanto, conforme a seguir iremos ver, discordamos deste ponto de vista e propomos a presença de um novo evento fundamentalmente térmico a $1\,300 \pm 100$ m.a., assim, muitos dos valores interpretados por CLIFFORD como sendo pertencentes ao kibariano precoce, nós admitimos que deverão sair deste conjunto e passar para o novo grupo que a seguir descreveremos.

6.5 - Evento Muende

Por evento Muende pretendemos definir um conjunto de fenômenos termo-magmáticos que tiveram lugar há $1\,300 \pm 100$ m.a. os quais, começaram com a implantação de granitos (Granito das Furnas) e terminaram com o rejuvenescimento isotópico dos xistos e filitos das séries metamórficas do sudoeste de Angola.

Foram datadas cinco amostras pelo método K/Ar (Tabela 16) e vinte e duas pelo método Rb/Sr, distribuídas por uma isócrona de 14 pontos (Granito das Furnas, Figura 17), uma de 5 pontos (xistos e filitos, Figura 18) e três amostras isoladas de granófiros.

A isócrona do Granito das Furnas, entidade que, na nossa opinião, iniciou o Evento Muende, mostra-nos em primeiro lugar que o material que originou o granito foi, em gran

TABELA 16

Idades K/Ar das rochas afetadas pelo evento Muende

SPK	AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	IDADE K/Ar ($\times 10^6$ anos)
2678	417-22	Escarnito	Rocha total	1234 $\pm$ 127
2686	440-72	Anfibolito	Horblenda	1250 $\pm$ 92
2871	417-171	Gnaisse granodiorítico	Biotita	1294 $\pm$ 44
2727	440-72	Anfibolito	Plagioclásio	1362 $\pm$ 108
2477	417-11	Epidosito	Plagioclásio	1423 $\pm$ 69

Fig. 17 - ISÓCRONA DO GRANITO DAS FURNAS

Fig. 18 - ISÓCRONA DOS FILITOS DAS SÉRIES METAMÓRFICAS

de parte, originário do manto, uma vez que, a sua razão inicial $0,7047 \pm 0,0009$ não é compatível ou pelo menos não é normal em rochas derivadas de sedimentos. Em segundo lugar, um erro de 3,62% na idade, e a distribuição espacial que os pontos apresentam na isócrona, dão-nos uma margem de segurança que pode ser considerada boa, pelo que, a idade de 1403 ± 51 m.a. poderá ser tomada como início dos fenômenos tectônicos que levaram cerca de 100 m.a. mais tarde, à homogeneização isotópica dos xistos e filitos das séries metamórficas do sudoeste de Angola.

As rochas epizonais que cobrem grande parte da região comum às folhas 395 e 417, são os mais antigos testemunhos geológicos que temos na região. São cortados por granitos mais recentes de idade Pan-Africana e por granitos mais antigos 1675 ± 72 m.a. conforme a isócrona da Figura 18 que mais adiante discutiremos. No terreno é absolutamente nítida a passagem destas rochas metassedimentares aos migmatitos e gnaisses que formam a quase totalidade da folha 395. O seu contato sul com os granitos da Espinheira, é, na sua maior extensão, feito através de falhas de cavalgamento de idade provável Pan-Africana.

A isócrona apresentou-se com uma razão inicial de $0,7162 \pm 0,0058$, a qual é absolutamente normal para rochas deste tipo. No entanto, a idade por nós obtida foi de 1204 ± 126 m.a., muito inferior ao esperado. De acordo com os dados quer de campo quer geocronológicos, esta idade é absolutamente incompatível com a formação destas rochas as quais devem ter idade superior a 2220 m.a. Para a explicação desta anomalia adotamos o seguinte modelo:

Toda a região foi afetada durante o evento Eburneano. Assim, as rochas epizonais (ou ainda sedimentares?), os granitos então existentes e as rochas básicas, foram homogeneizados isotopicamente para 2000 ± 200 m.a. Mais tarde, durante o Evento Namib que seguidamente descreveremos, foi a área mapeada, novamente atingida por um evento fundamental

mente térmico o qual homogenizou completamente os granitos e as rochas epizonais para $1\ 675 \pm 72$ m.a.

Hã $1\ 300 \pm 100$ m.a. a região foi novamente afetada por um outro evento térmico, de menor amplitude que o precedente. Aí, os granitos, rochas complexas com diferentes minerais portadores de rubídio e estrôncio, não foram afetados em rocha total e a sua idade isocrônica manteve-se em $1\ 675 \pm 72$ m.a. Já os filitos e xistos, rochas onde o rubídio se encontra quase que exclusivamente nas micas e estas constituem, juntamente com o quartzo (que não contém rubídio) os seus componentes fundamentais, a homogenização isotópica teve, ao nível de mineral, o mesmo efeito que se se tivesse efetuado em rocha total e o resultado final foi a homogenização e rejuvenescimento isotópico destas rochas, com a possível migração do estrôncio para fora do sistema.

Durante os eventos Pan-Africanos foi a região mais uma vez afetada, uma vez que moscovitas extraídas da amostra SPK 2872 e analisadas pelo método K/Ar deram uma idade de 500 ± 20 m.a.

O evento Muende fez-se sentir na porção inferior das folhas 417 e 440. Ali ocorrem rochas graníticas quer sob a forma de pequenos maciços quer sob a forma de xenólitos dentro do Granito da Espinheira. Conforme veremos, o Granito da Espinheira em Rb/Sr (isôcrona de 26 pontos) revelou ter uma idade de homogenização isotópica de $1\ 675 \pm 72$ m.a. Os granófiros SPR 413, 478 e 520 com valores Sr^{87}/Sr^{86} da ordem de 0,850 e concentrações normais para rochas ácidas, quer em rubídio quer em estrôncio, deram idades de $1\ 187 \pm 29$, $1\ 361 \pm 35$ e $1\ 205 \pm 34$ m.a., isto é, valores que se enquadram perfeitamente dentro dos limites estabelecidos para o Evento Muende. Provavelmente, deveremos atribuir o rejuvenescimento das rochas granofíricas em relação aos granitos mais jovens, às suas composições petrográficas muito diferentes.

CAHEN e SNELLING (1966) mostram a presença de rochas graníticas com cerca de $1\ 300$ m.a. na Tanzânia (Monta

nha de Sonzogoro); na República Central African (Maciço de Djallé); no Congo (Montanha Msolota), no Katanga (região de Mwanza) e no Uganda (região de Lwentobo). SIMPSON e KRÖNER (1971) apontam vários granitos na região do deserto de Namib, de idades enquadradas entre 1 290 e 1 020 m.a. CARVALHO (1969 e 1972), baseado nos dados de MENDES (1968) igualmente mostra a presença em Angola de vários núcleos graníticos de idades variando entre 1 250 e 1 350 m.a.

No Brasil são escassos os valores conhecidos que se enquadram dentro deste grupo. AMARAL (1974) cita que na Amazônia este período é caracterizado por intrusões graníticas acompanhadas de criptomorfismo e por dobramentos e metamorfismo nas sequências sedimentares existentes.

6.6 - Evento Namib

Afetando uma grande área de Angola e Sudoeste Africano, descrevemos seguidamente o evento termo-tectônico que passaremos a designar como Evento Namib, nome que propomos pelo fato das rochas afetadas se situarem em ambos os lados do Deserto de Namib.

Foram datadas duas amostras pelo método K/Ar (Tabela 17) e vinte e seis pelo método Rb/Sr (Figura 19).

As amostras datadas por K/Ar representam intrusões quase pontuais de diabásio. Estas rochas irrompem em inúmeros lugares na folha 395. Não podem ser atribuídas, por perda de argônio radiogênico aos mesmos fenômenos que originaram os diques dos metabasitos situados na mesma região, pois cortam-nos discordantemente. Aliás, é vulgar quer em África quer no Brasil a presença de rochas básicas com cerca de 1 500 - 1 600 m.a. HASUI e ALMEIDA (1970) descrevem anfibólitos, com esta idade, pertencentes ao Complexo basal do Centro-Oeste brasileiro, CORDANI (1973) indica em Ondina e em Salvador a presença de diabásios igualmente com cerca de 1 600 m.a., PRIEM (1968) datou as rochas toleíticas do Rorai

TABELA 17

IDADES K/AR DAS ROCHAS FORMADAS PELO EVENTO NAMIB

SPK	AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	IDADE K/AR ($\times 10^6$ anos)
2751	395-G11	Epidiabásio	Hornblenda	1 528 $\pm$ 57
2744	395-G11-A	Epidiabásio	Hornblenda	1 534 $\pm$ 87

Fig. 19 - ISÓCRONA DE REFERÊNCIA DAS ROCHAS AFETADAS PELO EVENTO NAMIB

ma e obteve $1\ 536 \pm 50$ m.a.

Em Angola, SILVA et al. (1973) indicam a presença de hornblenditos e de diabásios com cerca de 1 600 m.a. na região de Quilengues. AMARAL e TORQUATO (no prelo), citam um diabásio com $1\ 689 \pm 67$ m.a. na região de Catanda igualmente em Angola.

Quanto às determinações Rb/Sr, consideramo-las as mais importantes uma vez que foi através delas que chegamos à conclusão da existência do Evento Namib.

Foram inicialmente datados três conjuntos de rochas graníticas pertencentes dois ao Granito da Espinheira e um ao Granito do Curoca. Atendendo a que o Granito da Espinheira é, conforme foi descrito, o resultado da granitização progressiva dos xistos e filitos das séries matamórficas, no terreno, os dois conjuntos mostram-se como sendo de idades diferentes uma vez que aparecem restos do Granito da Espinheira no interior do das Dunas.

Os resultados obtidos foram:

Granito do Curoca	-	$1\ 686 \pm 114$ m.a.	$R_o = 0,7027 \pm 0,0010$
Granito das Dunas	-	$1\ 636 \pm 88$ m.a.	$R_o = 0,7050 \pm 0,0019$
Granito da Espinheira	-	$1\ 532 \pm 158$ m.a.	$R_o = 0,7022 \pm 0,0076$

Da observação destes valores chegamos à conclusão de que todos eles teriam que se situar numa mesma isócrona de referência o que realmente aconteceu. Os resultados para a isócrona das rochas afetadas pelo Evento Namib mostram efetivamente que todos os granitos daquela região, apesar de no campo se apresentarem com estratigrafia bem distinta, se encontram rejuvenescidos e homogenizados isotopicamente para $1\ 675 \pm 72$ m.a. com uma razão inicial média de $0,7033 \pm 0,0007$. Esta razão inicial mostra a grande contribuição de material do manto que as rochas em questão sofreram. Se o evento fosse exclusivamente de rejuvenescimento isotópico, certamente a razão inicial seria bem mais elevada.

CLIFFORD et al. (1962) e CLIFFORD et al. (1969) descrevem a existência de um granito no norte do Sudoeste Africano (Granito de Franzfontein) com 1650 ± 80 m.a. Esta idade está absolutamente de acordo com as obtidas para o Granito da Espinheira. Recentes determinações U/Pb efetuadas em zircões extraídos do Granito de Franzfontein mostraram uma idade de formação de cerca de 2 200 m.a. (informação verbal do Doutor H.L. ALLSOPP). MENDES (1972) refere-se à presença em Angola de rochas graníticas com $1\ 670 \pm 29$ m.a. (isócrona de feldspatos). Estes fatos vêm corroborar a nossa idéia de que efetivamente grande parte de Angola (conforme discutiremos no Capítulo IV) e o norte do Sudoeste Africano, foram palco de um evento geológico que além de homogenizar isotopicamente todas as rochas da região, provocou ainda a intrusão de materiais graníticos.

Nos restantes dados disponíveis sobre África, só conseguimos encontrar uma referência (CAHEN e SNELLING, 1966) sobre uma intrusão de granitos com $1\ 680 \pm 170$ m.a. (Granito de Mogandjo no nordeste do Katanga).

No Brasil (CORDANI, 1973), ao descrever as rochas do Complexo de Jequiê, na Figura 7, mostra três isócronas, uma delas com $1\ 830 \pm 150$ m.a. Esta idade tanto pode ser interpretada como CORDANI o fez, como uma fase final dos eventos Trans-Amazônicos ou, se entrarmos em conta com o limite inferior do erro experimental, como pertencentes a um prolongamento para noroeste dos eventos namibianos. A presença na região de diversas rochas básicas com cerca de 1 600 m.a. vem corroborar esta segunda hipótese.

6.7 - Evento Eburneano

BONHOMNE (1962) definiu o Evento Eburneano como sendo o período compreendido entre 1 800 e 2 200 m.a. Em Angola, conforme iremos ver no Capítulo IV, a maioria do Escudo Angolano foi formado ou reativado durante este período. Assim,

como a parte norte e nordeste da área descrita neste trabalho pertence aquele escudo, era de prevermos ali a presença de rochas de idade Eburneana.

Foram datadas treze amostras pelo método K/Ar (Tabela 18) e cinco pelo método Rb/Sr (Figura 18).

As amostras datadas por Rb/Sr, referentes aos filitos e xistos das séries metamórficas do sudoeste de Angola, uma vez que, apesar de serem mais antigas que 2 200 m.a., deram idade isocrônica inferior, já foram discutidas no item 6.5.

Quanto ao problema das rochas básicas da região, em nossa opinião, terá que ser dividido em duas partes:

- rochas que supomos não terem excesso de argônio;
- rochas com nítido excesso de argônio.

As primeiras estão representadas pelo enxame de filões básicos que ocorrem na região sul da folha 395 e norte da folha 417. Este enxame, corta todas as rochas da região, com orientação geral N-60°W, numa largura superior a 20 km. É cortado por espessos diques de direção N-S os quais foram datados (cerca de 800 m.a.) e já discutidos anteriormente. Pertencem igualmente a este grupo as amostras SPK 2462 e 2501, pertencentes respectivamente a um anfibolito e a um hornblendito. Pela sua posição no terreno estas amostras poderão efetivamente pertencer ao Complexo Cristalino, representando pois idades relíquias de um embasamento mais antigo.

As segundas estão representadas pelos metabasitos intrusivos na região centro-leste da folha 417 e por um metahornblendito intrusivo no Granito Espinheira.

Os metabasitos foram datados pelo método isocrônico K/Ar (Figura 20) e os resultados a que chegamos permitem enquadrá-los dentro de $2\,470 \pm 285$ m.a. Neste resultado, foi excluída a amostra nº SPK 2749 (amostra 417-102) por se mostrar nitidamente fora do esquema apresentado pelas restantes. Esta amostra é representante do Morro Cariata, uma chaminé

Fig. 20 - ISÓCRONA K/Ar DOS METABASITOS DA FOLHA 417

TABELA 18

IDADES K/AR DAS ROCHAS AFETADAS OU FORMADAS DURANTE O EVENTO EBURNEANO

SPK	AMOSTRA	ROCHA	MATERIAL	IDADE K/AR ($\times 10^6$ anos)
2714	395-G-14	Diabásio	Rocha Total	1798 $\pm$ 31
2720	395-G-14-A	Diabásio	Rocha Total	1904 $\pm$ 79
2462	417-34	Anfibolito	Hornblenda	1984 $\pm$ 50
2501	417-133	Hornblendito	Rocha Total	2088 $\pm$ 40
2723	417-107	Epidiabásio	Rocha Total	2806 $\pm$ 88 *
2725	395-G-14-B	Diabásio	Rocha Total	2985 $\pm$ 156*
2490	417-95	Epidiabásio	Rocha Total	3008 $\pm$ 52 *
2758	417-130	Olivina Diabásio	Rocha Total	4239 $\pm$ 43 *
2757	417-116	Olivina Diabásio	Rocha Total	4354 $\pm$ 90 *
2512	417-35	Meta hornblendito	Rocha Total	4519 $\pm$ 66 *
2753	417-58	Olivina Diabásio	Rocha Total	5376 $\pm$ 53 *
2749	417-102	Olivina Diabásio	Rocha Total	6391 $\pm$ 53 *
2513	417-102	Olivina Diabásio	Plagioclásio	8121 $\pm$ 195*

* Rochas com excesso de argônio radiogênico.

vulcânica (Foto 42) a qual, pelas suas menores dimensões em relação às restantes intrusões de metabasitos (as quais atingem por vezes dimensões de cerca de 20 km²), provavelmente esfriou mais rapidamente retendo assim muito mais argônio inicial.

A continuidade física destas intrusões e a datação dos granitos intrusivos (Granito Espinheira) leva-nos efetivamente a admitir a idade Eburneana para estas rochas. Como em Angola é bastante frequente o aparecimento de rochas básicas de cerca de 2 000 m.a. (AMARAL e TORQUATO, no prelo) e como a idade do Complexo gabro-anortosítico do sul de Angola é igualmente de 2 100 ± 200 m.a. (SILVA et al., 1973 e AMARAL e TORQUATO, no prelo) somos levados a pensar que a melhor idade para estas rochas é igualmente de cerca de 2 200 m.a.

Um problema nos surge assim no campo interpretativo. Como é possível que rochas mais antigas fossem homogenizadas e rejuvenescidas isotopicamente (isócronas Rb/Sr) enquanto que diques e intrusões de rochas básicas e ultrabásicas intrusivas nas anteriores, retenham a idade original (K/Ar) ?

Embora os fatos indicados sejam de explicação um tanto controvertida, é possível tentar a solução do que acontece se atendermos a uma série de fatores que passaremos a enumerar.

- 1) As temperaturas a que se pode obter a homogenização dos sistemas Rb/Sr quer em rocha total quer em minerais isolados são variáveis de autor para autor, mas todos concordam que se pode começar a realizar entre 200 a 300° centígrados (HART, 1964 e HART et al., 1968).
- 2) A temperatura a que as rochas começam a perder argônio já é mais variável, uma vez que é função primordial da sua constituição mineralógica. Enquanto que anfibolitos retêm argônio a temperaturas superiores a 500° centígrados, os micaxistos

por exemplo, tendem a liberar todo o seu argônio a pouco mais de 200° centígrados.

- 3) Os filitos e xistos que ocorrem nas folhas 395 e 440 estão, no máximo, metamorfizados na fácies xisto-verde, as temperaturas necessárias para tal são da ordem de 200° a 300° centígrados e as pressões da ordem de 3 000 Kg/cm² (MASON, 1917).
- 4) Os metabasitos (epidiabásios) que se apresentam com excesso de argônio são fundamentalmente constituídos por plagioclásio e piroxênio. Estes minerais são conhecidos pela sua grande retentividade ao argônio, especialmente o piroxênio que é um dos mais, se não mesmo o mais retentivo a este tipo de gás, o que muitas vezes proporciona situações como a presente onde é nítido o excesso de argônio (DALRYMPLE e LANPHERE, 1969).

Tendo em atenção o atrás indicado podemos explicar a aparente anomalia do seguinte modo:

As temperaturas a que a região foi submetida durante os Eventos Muende e Namib, não ultrapassaram os 300° centígrados uma vez que, de outro modo, os filitos e xistos estariam provavelmente numa fácies de grau mais alto de metamorfismo. Sendo assim, e uma vez que os minerais formadores dos metabasitos são muito retentivos, não é de admirar que tenha ocorrido homogenização e rejuvenescimento isotópico regional do sistema Rb/Sr, mas que a temperatura não tivesse sido suficiente para liberar o argônio retido nas rochas básicas.

Não é só em Angola que ocorrem estes casos. No Brasil EBERT (1969) e EBERT e BROCHINI (1968) citam a presença de rochas básicas (hornblenda gabro de Jabitacá no Pernambuco, com 1 860 ± 83 m.a.; hornblenda diabásio a SE de Pedro Avelino no Rio Grande do Norte, com 1 120 ± 36 m.a. e dique de diabásio da Cruzeta igualmente no Rio Grande do Norte com

2 470 $\pm$ 130 m.a.) circunscritas por filitos de idade brasiliana.

Na África do Sul é vulgar o aparecimento de corpos básicos de idade Eburneana como, por exemplo, o Complexo de Bushveld (1 954 $\pm$ 30 m.a.), o Complexo de Losberg (1 881 $\pm$ 282 m.a.) e o Complexo de Palabora (2 000 m.a.). No Sudoeste Africano temos o prolongamento do corpo anortosítico de Angola. No Brasil, CORDANI et al. (1969); HASUI e ALMEIDA (1970); CORDANI et al. (1972) e CORDANI (1973), mostram a existência de rochas básicas de idade semelhante, encontradas nos Estados da Bahia e Minas Gerais.

6.8 - Rochas originadas em processos de ativação (não descritas anteriormente)

Como representantes de processos de ativação de plataforma, temos no conjunto de análises a presença de um granito alcalino e de um granito Rapakivi, além das rochas básicas já descritas anteriormente e que, pelas suas idades, e tipo de ocorrência puderam ser incluídas como formadas através dos eventos citados.

O primeiro (SPR 518, Am. 417-164) ocorre no canto sudeste da folha 417 sob a forma de intrusões circunscritas de pequenas dimensões em pleno granito da Espinheira. Estudado pelo método Rb/Sr obteve-se 767 $\pm$ 18 m.a. Apesar de ter sido datado em amostra isolada, o alto valor obtido para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1,099 $\pm$ 0,004) leva-nos a aceitar a idade como representativa da intrusão. Este grupo de intrusões segundo os conceitos de SHCHEGLOV (1970), parecem ser o resultado da ativação do tipo autônomo da plataforma Kibariana.

O segundo, (SPR 522-Am. 440-79) um granito Rapakivi típico (Foto 46) semelhante ao que ocorre em numerosas regiões (Escudo Báltico, Escudo Ucraniano, Plataforma Amazônica, etc.) é o resultado da ativação autônoma da plataforma Muende. Ocorre igualmente sob a forma de pequenas intrusões

circunscritas, difíceis de delimitar em virtude de haver uma passagem quase gradual aos granitos regionais. A sua idade obtida através do método Rb/Sr foi computada em $1\,136 \pm 25$ m.a. Tal como a amostra precedente esta apresenta igualmente um alto valor para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($1,089 \pm 0,003$) pelo que foi datada exclusivamente através de uma amostra.

6.9 - Considerações finais sobre os dados geocronológicos

Conforme já foi anteriormente focado, a região estudada poderá ser tomada como modelo para o esquema da evolução de grande parte de Angola, uma vez que, por um feliz acaso, foram preservadas características de, pelo menos, cinco eventos Pré-Cambrianos, alguns muito bem representados e comuns a todo o continente, outros pelo contrário, de acordo com os atuais conhecimentos publicados em duas ou três sínteses sobre África, de aparência local.

Para uma melhor visão em conjunto do problema de evolução desta região de Angola, apresentamos seguidamente um quadro com todas as idades representativas citadas no decorrer do presente estudo. As idades estão indicadas em milhões de anos.

65 ± 6 a 266 ± 15 Diques de diabásio

122 ± 7	}	Rochas alcalinas
177 ± 7		
124 ± 2	}	Lamprófiros
251 ± 10		
154 ± 12		Granito da Praia
449 ± 14		Gabros da folha 439
450		Esfriamento regional das biotitas
514 ± 14		Pegmatitos
529 ± 21		Rejuvenescimento de parte do embasamento

536 $\pm$ 20	Granitos tarditectônicos
550 $\pm$ 100	CICLO PAN-AFRICANO
605 $\pm$ 31	Rochas graníticas sintectônicas
767 $\pm$ 18	Granitos alcalinos (anorogênicos)
821 $\pm$ 87	Gabro do Muende
950 $\pm$ 100	EVENTO KIBARIANO
1136 $\pm$ 25	Granito Rapakivi (anorogênico)
1204 $\pm$ 126	Rejuvenescimento dos filitos e xistos
1300 $\pm$ 100	EVENTO MUENDE
1361 $\pm$ 35	Rejuvenescimento dos granófiros
1403 $\pm$ 51	Granito das Furnas
1534 $\pm$ 86	Intrusões básicas pontuais na folha 395
1675 $\pm$ 72	EVENTO NAMIB
1904 $\pm$ 79	Diques de metabasitos
2000 $\pm$ 200	EVENTO EBURNEANO
~2200	Metabasitos da folha 417
>2200	Séries metamórficas do sudoeste de Angola

Igualmente, com o fim de facilitar a interpretação da da por nós, aos vários eventos aqui propostos, indicamos a seguir os tipos de fenômenos que ocorreram em cada um deles.

Ciclo Pan-Africano (550 $\pm$ 100)	- Intrusões de granitos e rochas básicas. Granitização. Sedimentação. Metamorfismo e dobramento em geossinclinal.
Evento Kibariano (950 $\pm$ 100)	Intrusões básicas e aquecimento regional.
Evento Muende (1300 $\pm$ 100)	Intrusão de granitos e aquecimento regional.

Evento Namib (1675 $\pm$ 72)	Intrusões básicas e aquecimento regional.
Evento Eburneano (2000 $\pm$ 200)	Intrusões de granitos e de rochas básicas. Granitização. Sedimentação (?). Metamorfismo e possíveis dobramentos em geossinclinal.

Não foi só em Angola, na região estudada que se verificou a presença destes ciclos e eventos. Em outras regiões do globo parece que, nos intervalos de tempo descritos, ocorreram fenômenos semelhantes. Especificamente, AMARAL (1974) cita a presença para a região da Amazônia de idêntico esquema evolutivo. Há assim uma correlação perfeita entre os processos indicados, conforme seguidamente podemos ver. SEMIKHATOV (1972) igualmente verifica que estes cinco eventos se apresentam como tendo extensão mundial.

Da verificação da recorrência de fenômenos tectônicos distanciados sistematicamente de 375 $\pm$ 25 m.a. e do fato de que, atualmente estamos em pleno desenvolvimento de um novo ciclo tectônico o qual começou aproximadamente depois de um período de repouso crustal de cerca de 350 m.a., somos levados a levantar novamente a hipótese do ciclismo tectônico ao longo da história Pré-Cambriana da Terra. Este fato, embora um tanto controvertido, e com um período diferente (300 m.a.), já foi verificado por outros autores, (como por exemplo) GUIMARÃES (1965 e 1967). Para nós, este fenômeno provavelmente estará ligado com qualquer causa global interna (correntes de convecção ?) ainda não esclarecida.

CORRELAÇÃO DOS EVENTOS PRÉ-CAMBRIANOS

Este trabalho		AMARAL (1974)		SEMIKHATOV (1972)
550 ± 100	Ciclo Pan-Africano	550 ± 100	Ciclo Brasileiro	675 ± 25
950 ± 100	Evento Kibariano	1000 ± 100	Evento Rondoniense	950 ± 50
1300 ± 100	Evento Muende	1350 ± 50	Evento Madeirense	1350 ± 50
1675 ± 72	Evento Namib	1600 ± 100	Evento Paraense	1700 ± 50
2000 ± 200	Evento Eburneano	2000 ± 200	Evento Trans-Amazônico	2000-2100

IV - INTEGRAÇÃO DA REGIÃO ESTUDADA DENTRO DO CONTEXTO TECTÔNICO ANGOLANO

1 - Generalidades

A interpretação dos resultados geocronológicos de uma dada região, pode ser afetada por erros que facilmente poderão passar despercebidos se os mesmos não forem integrados dentro de um esquema geral, sempre que possível, de caráter continental. Foi com base nesta idéia que resolvemos compilar e tentar interpretar, após minucioso levantamento bibliográfico, todos os dados geocronológicos, de que temos conhecimento sobre Angola. Com todos os dados disponíveis e o conhecimento que temos da geologia de Angola, procuramos esquematizar uma carta tectônica e nela enquadrar os nossos resultados.

Apesar de, até ao momento, existirem cerca de 350 datações radiométricas sobre Angola, só dois trabalhos (MENDES, 1968 e MENDES e VIALETTE, 1972) procuram fazer uma interpretação sobre a evolução tectônica de todo o território angolano; os outros ou descrevem feições locais, com um número muito limitado de análises ou, como é o caso de CARVALHO (1969 e 1972), procuram interpretar regiões maiores usando os dados publicados por outrem.

Numa pequena crítica sobre os diversos tipos de trabalhos indicados, podemos citar que, nos dois que se referem à totalidade do território angolano, F. MENDES, no primeiro, à página 20, escreve: "Une fois terminée l'analyse des mesures effectuées, nous avons imaginé une façon d'obtenir une confirmation de l'ensemble des mesures faites en les comparant avec des mesures dont la responsabilité incombe à d'autres chercheurs."

Dans ce but nous avons essayé d'établir des cartes d'isochrones, c'est-à-dire des cartes où nous avons pointé

les valeurs de l'âge. Une fois obtenue la carte avec les valeurs des mesures effectuées, nous avons analysé cette carte dans le but de dessiner des lignes, liant des points de même âge, obtenant ainsi une carte où les lieux de prélèvements étaient liés par des courbes, passant par des valeurs égales d'âge, soit des isochrones". Esta interpretação "sui generis" do conceito de isócronas torna imediatamente nulo o trabalho quanto aos seus possíveis resultados. No segundo, MENDES e VIALETT (1972), Usando fundamentalmente as determinações de MENDES (1968), já fazem uso quase correto do diagrama isocronico de NICOLAYSEN mas, a interpretação dos resultados, ao contrário do que no texto é afirmado, não se enquadra dentro dos esquemas estabelecidos para África, uma vez que, só para o estudo do Pré-Cambriano, MENDES e VIALETTE afirmam: " On peut aussi mettre en évidence 10 groupes de valeurs correspondant à 10 manifestations orogéniques ou événements associés dont les âges s'accordent avec les événements équivalents en Afrique". Igualmente não podemos aceitar a parte que se refere à interpretação geológica, por um desconhecimento total por parte dos autores, da geologia de Angola, especialmente no que se refere ao Escudo Angolano (seguidamente definido). Sobre ele dizem: "Age du massif de granite dans le complexe de base: Au S de la Cuanza se trouve un grand batholith de granite qui est intrusif dans le complexe de base et les formations sédimentaires du système d'Oendolongo. A la surface du granite on rencontre des panneaux de la série d'Oendolongo plus ou moins métamorphisés par contact. On distingue des granites, des granodiorites, et des granites gneissiques. Les rapports entre ces différents faciès sont mal connus. Quant au contact des granites avec le complexe de base, ils sont tantôt intrusifs, tantôt progressifs ce qui fait admettre l'existence de phénomènes de granitisations et d'une origine mixte, ignée et sédimentaire, pour le granite gneissique". As contradições são tantas que a leitura da passagem dispensa comentários.

Quanto aos trabalhos que se referem a feições 10

cais, foram de extrema importância na elaboração do mapa tectônico anexo (Figura 21 - em anexo).

Os trabalhos de CARVALHO (1969 e 1972) são na realidade as primeiras interpretações válidas no que se refere ao desenvolvimento tectônico do sul de Angola e a sua comparação com os territórios vizinhos do Sudoeste Africano. De lamentar unicamente que para a interpretação tenham sido usados, por falta de outros, os valores publicados por F.MENDES (1968), os quais, além de terem sido calculados com uma razão inicial de 0,712, absurda para rochas que na sua maioria apresentam idades superiores a 1 000 m.a., ainda vêm, com frequência, afetados por erros de cálculos.

O resumo das determinações analíticas disponíveis sobre Angola está apresentado nos Apêndices 4 (dados de F. MENDES, 1968, recalculados para $R_0 = 0,705$), 5 (dados Rb/Sr) e 6 (dados K/Ar).

Na Figura 22 procurámos colocar todas as idades que nos foi possível coletar bem como o seu modo de análise e o material usado.

2 - Caracterização das principais unidades geotectônicas do embasamento

2.1 - Introdução

Uma vez que é a primeira vez que se procura elaborar uma Carta Tectônica de Angola e que alguns dos elementos geotectônicos nela apresentados, ainda não foram definidos, começaremos por fazê-lo, de modo a dar uma visão conjunta da situação do problema.

Para a elaboração da Carta Tectônica procuramos seguir os modelos apresentados por F.F.M. de ALMEIDA (1966, 1967 e 1969) uma vez que, são os que melhor se adaptam, tendo em vista a situação geográfica de Angola nos mapas de reconstrução continental.

Não temos dúvida que muitos erros e omissões compõem

Fig. 22 - DATAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS EM ANGOLA

a nossa tentativa de Carta Tectônica, mas, é sempre necessário haver uma primeira aproximação para que, futuramente a mesma possa ser melhorada.

Os limites das várias províncias geotectônicas foram extraídos em grande parte da coordenação dos dados geocronológicos com as cartas geológicas de MOUTA (1954) na escala de 1/2.000.000 e das folhas na escala de 1/250.000 das regiões do Alto Zambeze e do Sistema do Congo Ocidental. Sabemos que breve será publicada uma nova edição na escala de 1/1.000.000 da Carta Geológica de Angola, quando esse fato se concretizar, poderá ser tentada uma segunda aproximação.

2.2 - Escudo Angolano

Por Escudo Angolano procuramos definir uma porção da Plataforma Africana, praticamente sem cobertura sedimentar, representando uma grande antéclise que ocorre em Angola entre o meridiano 18° leste e o Oceano Atlântico e o paralelo 10° sul e a fronteira com o Sudoeste Africano.

A sua idade é discutível uma vez que nela nos aparecem valores compreendidos entre cerca de 2 000 e cerca de 500 milhões de anos, no entanto, podemos afirmar que o Escudo Angolano se consolidou a partir de uma paraplateforma de idade Eburneana, tendo sofrido durante o Pré-Cambriano, vários eventos orogênicos que lhe imprimiram feições características conforme mais adiante iremos ver. Para esta designação, usamos os conceitos de HUANG (1954) o qual classificou as plataformas em orto e para, de acordo com o tipo de sedimentação, dobramentos e magmatismo.

2.3 - Arco do Zaire

Na região NW de Angola, contactando a leste com a faixa de dobramentos do Sistema do Congo Ocidental, aparecem-nos uma região arqueada, com eixo situado em pleno Oceano

Atlântico, de orientação aproximada N25W. Este arco, numa re construção entre a América do Sul e África, poderia ser in terpretado como uma grande antéclise cujos flancos seriam res pectivamente, a região costeira de Angola aqui definida como Arco do Zaire e a região brasileira compreendida entre a fai xa de afloramento da Formação Macaúbas e o mar.

A sua idade não pode ser determinada exatamente, por falta de datações radiométricas cobrindo toda a região, mas, baseando-nos em determinações de CAHEN et al. (1963) sobre os migmatitos de Boma e DELHAL et al. (1971) sobre o granito al calino de Nôqui, e aos fatos de que a superfície de erosão corta indistintamente quer a região gnáissica rejuvenescida quer os metassedimentos do Sistema do Congo Ocidental, e que este arco condiciona a sedimentação da bacia do Karroo, con forme adiante iremos discutir, podemos afirmar que o arquea mento se deu depois do término dos acontecimentos Pan-Africa nos na região (446 m.a.) e antes da sedimentação do lutoe. inferior (Carbonífero).

2.4 - Arco de Moçâmedes

Se observarmos a carta geológica de Angola, verifi camos que os sedimentos do Kalahari e do Sistema do Congo Oci dental se encontram erodidos segundo uma figura curva de cen tro um pouco a norte da cidade de Moçâmedes. Sobre o eixo de curvatura do arqueamento, encontram-se distribuídos os principais focos de rochas alcalinas de Angola. Este arquea mento, conforme será discutido no Capítulo V, prolonga-se pa ra nordeste através do graben do Lucapa e vai ligar-se ao Gol fo de Tadjoura depois de atravessar toda a África.

A sua idade não pode ser determinada rigorosamente em Angola. Unicamente podemos dizer que é posterior ao Siste ma do Congo Ocidental e anterior à intrusão das rochas alcali nas as quais consideramos como resultado do desequilíbrio crus tal provocado por este arco. No entanto, por considerações a que adiante nos haveremos de referir, acerca da liga ção que

existiu entre a América do Sul e África e a separação entre as sinéclises do Congo e do Kalahari, somos levados à conclusão de que a sua idade é, pelo menos, Permo-Carbonífera.

Esta idade é provavelmente uma idade de reativação uma vez que, se atendermos à Carta Tectônica anexa, verificamos que o Escudo Angolano, atinge o Oceano Atlântico, na região onde este arco se inicia, e que aí não foram até no momento encontradas idades Pan-Africanas, logo a área não foi afetada por aquela orogenia certamente porque no tempo da deposição dos sedimentos pan-africanos a área se apresentava já sob a forma de relevo positivo.

2.5 - Aulacógeno de Cassange

Cortando a Plataforma Africana com direção geral N28W, com um comprimento em Angola de cerca de 800 km (prolonga-se para o Zaire) e uma largura inferida através dos alinhamentos de diabásios e rochas alcalinas, da ordem de 230 km, aparece uma estrutura que, pelas definições de N. S. SHATSKIY poderá ser associada a um autocógeno.

Com efeito, as suas dimensões, o fato de os seus limites serem prováveis falhas normais, não possuir as bordas levantadas e os metasedimentos na sua base (Sistema do Congo Ocidental) se apresentarem relativamente dobrados, levam-nos a admitir que, em vez de um graben, estamos em presença de um verdadeiro aulacógeno onde se depositou o Karroo angolano.

A espessura dos sedimentos que se encontram no seu interior ainda não foi definida mas, por cálculos de terrenos aproximados (MOUTA, 1954), podemos prever que será superior a 450 metros, continuando ainda hoje o acumulo de sedimentos com a deposição das areias do Sistema Kalahari.

Não é necessário que um aulacógeno se traduza por um acidente morfológico, mas, no caso do de Cassange, por fenômenos de reativação que provocaram o abatimento da sua re-

gião central, acompanhados por erosão diferencial, tal fato acontece, podendo aparecer desníveis da ordem dos 400 m. No seu interior existem sedimentos tenros de idade Karroo, em contraste com as paredes encaixantes onde vamos encontrar gnaisses muito antigos, na sua maioria com idades superiores a 2 000 m.a.

2.6 - Horst do Cuanza

Cortando o Sistema do Congo Ocidental no sentido E-W, englobando as cidades de Salazar e Malanje, vamos encontrar um bloco levantado, constituído principalmente por charnoquitos e granulitos. Esta faixa, provavelmente, ir-se-á ligar ao Complexo Charnockítico do Kasai, passando pela região do Cuango onde estão em curso datações geocronológicas com o fim de caracterizar as rochas que ali ocorrem.

As rochas que se situam na região central do horst estão afetadas por rejuvenescimento isotópico. MENDES (1968) datou uma amostra colhida a NW de Malanje e obteve a idade de 1 867 m.a. Depois de recalculados os seus valores (Apêndice 4) verificamos que a mesma passou para 173 ± 5 m.a. Este fato é por nós interpretado das seguintes maneiras:

Ou os dados publicados vêm afetados de algum erro analítico ou de datilografia, ou a explicação será mais complexa e poderá ser interpretada como segue:

Para SCHERMERHORN (1961) a bacia onde se depositou o sistema do Congo Ocidental pode atingir em alguns locais a espessura de 14 000 metros. Os sedimentos desta bacia estão cortados abruptamente e encurvados no lado norte, por um grande horst de natureza charnockítica/granulítica. Até ao momento da implantação do horst do Cuanza, o sistema químico Rb/Sr estava em constante homogenização devido à profundidade (com o consequente aumento de temperatura) a que as rochas se encontravam no momento em que o falhamento transcorrente se deu (no sentido vertical e horizontal de oeste para este)

as rochas subiram, esfriaram e o sistema químico fechou-se. Isto, pelo valor recalculado de F. MENDES, passou-se à 173 ± 5 m.a. Um fato adicional que nos permite acreditar que a idade do levantamento do bloco está correta é a presença, precisamente em frente ao horst, da maior bacia sedimentar da costa angolana. Esta bacia teria sido formada, segundo esta interpretação, pelo acúmulo de materiais erodidos deste horst e transportados para o mar através da drenagem então existente.

3 - Evolução Tectônica de Angola

3.1 - Embasamento

A porção angolana da Plataforma Africana, apesar de estável desde o final do Ciclo Pan-Africano, passou durante o Pré-Cambriano por várias etapas de cratonização que lhe imprimiram características próprias e que de um modo, mais ou menos evidente, ficaram bem assinaladas quer através de faixas de dobramentos bem datadas, quer através de rejuvenescimentos isotópicos de idade comum a vários pontos do globo.

Da observação dos dados geocronológicos disponíveis verificamos que a região angolana que mais cedo sofreu cratonização foi a que está ligada e que faz parte do chamado Escudo do Kasai e nordeste de Angola. Este escudo, em Angola está pouco expressivo uma vez que toda a região está parcialmente coberta por sedimentos Fanerozóicos. No entanto, através da observação dos vales dos rios Luembe, Cassai, Chiumbe, Luachimo, Chicapa, Lovua e Luxico (REAL, 1959) chega-se à conclusão que efetivamente é pequena a espessura dos sedimentos podendo assim a região denominada Lunda ser englobada dentro do Escudo de Kasai. As idades mais antigas encontradas são de 2 898 e 2 915 m.a., ambas através de datações Rb/Sr, a primeira, numa biotita e a segunda num feldspato. Na mesma região existem outras determinações da ordem dos 2 500 m.a. Podemos pois incluir estes dados dentro do

evento SHAMWAIANO (McGREGOR, 1953). Na carta geológica de Angola (folhas nrs. 69 e 87, saídas recentemente), estas rochas são chamadas de Séries Metamórficas do Nordeste de Angola as quais provavelmente corresponderão às rochas do Complexo de Dibaya.

Depois de cratonizada a região da Lunda, à cerca de 2 000 m.a. (evento EBURNEANO) grande parte de Angola passou ao estágio de paraplataforma seguido de uma evolução bastante complexa. Ao sul, há cerca de 2 200 m.a. (SILVA et al. 1973 e AMARAL e TORQUATO, no prelo) instalou-se o grande Complexo Gabro-Anortosítico do sul de Angola (Kunene basic complex). No centro e ao norte, os sedimentos foram granitizados e cratonizados, restando até hoje, pequenos núcleos de filitos e xistos verdes os quais, certamente por ocuparem áreas mais estáveis, resistiram aos vários eventos a que foram submetidos sem que aumentassem o seu grau de metamorfismo, podendo, no entanto, terem sido rejuvenescidos isotopicamente. É o caso das séries metamórficas encontradas na região descrita no Capítulo III.

Um pouco mais jovens (1 900 m.a.) são os numerosos diques básicos da folha 395 que cortam o granito da Espinha. Estes diques poderão ser o resultado da ativação da plataforma Eburneana ou talvez mesmo Epi-Eburneana.

Ocupando uma faixa subparalela à costa, coberta a leste pelas areias do Kalahari, com direção aproximada SW-NE, ligando as cidades de Malanje e Sá da Bandeira, ocorrem numerosas idades (Rb/Sr) da ordem dos 1 550 - 1 670 m.a., especialmente obtidas em biotitas e rochas totais. Este fato é por nós interpretado como sendo o resultado de um evento termo-magmático a que, no Capítulo III propusemos o nome de evento NAMIB.

Uma segunda faixa paralela à NAMIB, de menores dimensões, ocorre do seu lado oeste. Ali são vulgares as idades da ordem dos 1 300 m.a. afetando quer granitos e gnais quer ainda rochas metassedimentares (isócrona Rb/Sr). Du

rante este período geológico ocorrem a implantação de granitos (Granito das Furnas) e o rejuvenescimento isotópico de vastas regiões do sudoeste de Angola entre Nova Lisboa e a Foz do Cunene. Este evento, foi anteriormente por nós chamado de MUENDE por ter sido confirmado na região do rio com o mesmo nome.

Um evento muito vulgar em África Central é o KIBARIANO de idade de 950 ± 100 m.a. Em Angola, com esta idade, parece que existe uma faixa paralela à costa que se inicia próximo do rio Cunene e que, por falta de dados geocronológicos, se perde na latitude de Benguela. É possível que, no Alto Zambeze, paralelamente à faixa Pan-Africana, surja uma pequena área afetada por este evento, uma vez que naquela região entra o cinturão Kibariano/Burundiano.

Sobre este conjunto, já com características de ortoplataforma, e vulgarmente designado por Craton do Congo, depositaram-se sedimentos Pan-Africanos. Em Angola, a norte e sul de Malange, separados pelo Horst do Cuanza, e na região da Leba, próximo de São da Bandeira, existem sedimentos depositados em ambiente de ortoplataforma que podem ser correlacionados com as três faixas de dobramentos Pan-Africanas: Damara, Congo Ocidental e Malonde-Maconde. As direções de vergência das faixas de dobramentos, apontam na sua totalidade para o interior de Angola, pondo bem em evidência os limites oeste e este do Craton do Congo que serviu de ante-país a este ciclo orogénico.

O calcário de Leba assenta em aparente mas falsa concordância com espessos quartzitos de idade muito duvidosa mas superior a 800 m.a. (TORQUATO e AMARAL, no prelo). Sobre todos os aspectos estes quartzitos parecem ser o equivalente lateral do Grupo Minas no Brasil.

3.2 - Estádio de transição

Para TUYEZOV (1966), o processo através do qual uma

dada região em desenvolvimento tectônico passa de geossinclínio a ortoplataforma, é longo e caracterizado por vários estádios intermédios. O primeiro deles, começa após a inversão dos geossinclínios com a deposição dos sedimentos que formam as sequências molássicas.

Em Angola, este estágio teve o seu início com a deposição dos sedimentos superiores à Série Xisto-gresosa do Sistema do Congo Ocidental a qual representa a sequência Terrígena Superior segundo os conceitos de evolução do geossinclínio de BELOUSSOV (1955). Estes sedimentos molássicos estão bem representados em Angola na região do Pungo-Andongo, dando lugar ao grande conglomerado que ali existe. Ao que sabemos, em Angola, estas rochas são as únicas que podem ser consideradas como verdadeiras molassas.

Mais a sul, perto da cidade de Moçâmedes, surgem rochas lávicas classificadas como traquiandesitos. Assentam sobre os granitos regionais e são cobertas por espesso conglomerado de idade ante-Aptiana. É provável que sejam testemunhos do estágio de transição.

Embora o aulacógeno de Cassange esteja colocado no estágio de estabilização, é possível que, por razões que abordaremos no item seguinte, a sua idade seja mais antiga e a sua formação se tivesse efetuado durante o estágio de transição.

3.3 - Estádio de estabilização

Na segunda etapa da evolução temos já uma plataforma onde se iniciam fenômenos de subsidência com o aparecimento de duas grandes sinéclises separadas entre si pelo arco de Moçâmedes. As idades quer do arco quer das duas grandes bacias de sedimentação, são semelhantes e podem ser atribuídas ao Permo-Carbonífero.

Ao norte temos a sinéclise do Congo com os sedimentos tilíticos da Série do Lutoe, assentando diretamente sou

bre o embasamento cristalino pré-cambriano. Ao sul, a sinéclise do Kalahari aparece totalmente colmatada por sedimentos do Kalahari, sendo provável, no entanto, que em subsuperfície apareçam rochas do Karroo uma vez que, relativamente próximo, no Sudoeste Africano, são muito comuns afloramentos deste sistema.

O arqueamento de Moçâmedes além de ter servido como elemento de separação entre os dois elementos estruturais citados, deveria ter servido tal como ainda hoje o faz, de divisor de águas ao longo do território angolano. Assim, é de admitirmos que, embora depositadas durante o mesmo intervalo de tempo, com condições ambientais semelhantes, e com uma fonte de materiais comuns (o arco de Moçâmedes), as rochas do sistema Karroo em Angola e no Sudoeste Africano, tiveram evolução geológica independente.

Até hoje, nunca foi verificado através de passagem lateral a verdadeira ligação entre os sedimentos do Karroo cujos afloramentos ocorrem na Baixa de Cassanje e os da região da Lunda, no entanto, devido à sua proximidade geográfica, sempre foram tomados como sendo depositados através do mesmo processo e dentro da mesma bacia. É possível, no entanto, que tal fato não se verifique, se atendermos ao seguinte:

- 1) Os falhamentos que provocaram o aulacôgeno de Cassanje serem de idade superior aos que foram dar origem ao graben que hoje se situa na sua região central.
- 2) A espessura dos sedimentos que ocorrem na Baixa de Cassanje é superior ao dobro da que ocorre na região da Lunda.
- 3) Não ter sido possível até hoje uma correlação perfeita entre os sedimentos das duas regiões.
- 4) Não existirem, fora das regiões indicadas no planalto de Malange, restos de sedimentos do Karroo.

Dentro deste esquema e partindo destas permissas, propomos que a evolução daquela região seja considerada do seguinte modo:

- 1) Falhamento do embasamento cristalino com a formação do início do desenvolvimento do aulacógeno.
- 2) Começo simultâneo da deposição dos sedimentos do Karroo quer numa depressão na Lunda quer no aulacógeno da Baixa de Cassanje.
- 3) Subsidência progressiva do aulacógeno de Cassanje ocasionando com isso uma espessura superior de sedimentos, embora as condições de deposição fossem semelhantes ali e na Lunda.
- 4) Término da deposição dos sedimentos do Karroo e falhamento em graben na região central da Baixa de Cassanje.

ROCHA-CAMPOS e OLIVEIRA (1972) ao descreverem sucintamente algumas observações sobre o Karroo de Angola, chegaram à conclusão que a direção fundamental de drenagem seria grosseiramente de oeste para este e concluem com isso que a fonte de sedimentos, numa reconstrução continental, se situaria num maciço mediano situado na região compreendida entre os dois continentes. Este fato correlacionado com a presença do arco do Zaire, agora descrito, vem corroborar a hipótese de que a bacia do Congo teve um desenvolvimento, embora paralelo, mas separado do da bacia do Paraná no Brasil. Atrás já tínhamos chegado à conclusão de que a evolução das bacias do Congo e do Kalahari se processaram independentemente. Assim, a história geológica da bacia do Congo deverá ser interpretada exclusivamente com o que lá ocorre, e não, como na maioria dos casos tem sido feito, procurando a sua ligação com os restantes sedimentos de idade Karroo espalhados quer em África, quer na América do Sul.

O arco do Zaire e Horst do Cuanza são duas unidades

des estruturais que tiveram a sua evolução durante a fase de estabilização da plataforma. O primeiro, logo no início, conditionado a sedimentação dos depósitos permo-carboníferos do Karroo, o segundo, no final, servindo como fonte de materiais para o preenchimento do topo do Aulacôgeno de Cassanje, processando-se a sua evolução através do estágio de reativação.

3.4 - Estádio de reativação

É um fato constatado que as plataformas, depois de completamente consolidadas, podem entrar num período de reativação que lhes vão imprimir características peculiares e levar o seu arranjo interno a uma completa reorganização estrutural traduzido por reativação de antigos falhamentos e arqueamentos, montanhas em bloco, intensa atividade vulcânica, formação de bacias tectônicas, implantação de plutonismo granítico e alcalino cratônico e importantes mineralizações. A atividade é sempre dispersa por toda a plataforma, sem relacionação seletiva com regiões de antigos geossinclinais.

A porção angolana da plataforma Africana começou o seu processo de reativação no Triássico através de vulcanismo básico e ultrabásico. Nas regiões de Novo Redondo e Foz do Cunene foram datados diques diabásicos pertencentes respectivamente ao Triássico e ao Permiano, estes ultimos, muito raros pelo que consideramos o início da reativação no Triássico.

Ao invés do que sucedeu no Brasil onde as áreas ativadas foram preferencialmente aquelas que ultimamente se consolidaram (ALMEIDA, 1969), em Angola, parece não haver uma correlação entre os vários fenômenos atribuídos ao estágio de reativação e as regiões formadas ou afetadas pelo ciclo Pan-Africano.

São vários os aspectos fornecidos em Angola pela reativação sendo de salientar o magmatismo básico e alcalino, as bacias tectônicas, o granito alcalino do Morro Vermelho.

e a elevação de toda a região costeira com a consequente formação de abundantes conglomerados.

O magmatismo básico estende-se através de toda a região ocupada pelo Estado de Angola, com atividades maiores situadas nas regiões de Novo-Redondo, Moçâmedes, Foz do Cune e Lunda. Ocorrem diques e enxames de diques básicos noutras regiões, nomeadamente na região da Tchivira-Bonga, mas a falta de datações radiométricas e a presença em Angola de magmatismo básico com várias idades, não nos leva a aceitá-las como pertencentes ao estágio de reativação sem primeiro fazermos as suas determinações.

O magmatismo alcalino em Angola já foi matéria para algumas publicações, algumas de caráter local, estudando um determinado complexo, outras de caráter mais amplo, procurando correlacioná-las à escala do país.

Desde 1958, altura em que SOUSA MACHADO apresentou pela primeira vez em Angola a hipótese de um alinhamento único de rochas carbonatíticas, passando por LAPIDO-LOUREIRO (1967), RODRIGUES (1970) e novamente LAPIDO-LOUREIRO (1973), a idéia dos alinhamentos variou bastante e, do único inicial de SOUSA MACHADO, passou a vários com direções quase perpendiculares com RODRIGUES e finalmente com LAPIDO-LOUREIRO a uma faixa de alinhamentos paralelos. A nossa idéia é, conforme iremos ver, bastante diferente.

Porque os restantes trabalhos já foram objeto de análise por parte de outros autores, reportamo-nos aqui exclusivamente aos dois últimos.

As conclusões a que RODRIGUES (1970) chega com a inclusão em Angola, de alinhamentos de rochas alcalinas de direção geral NW-SE, não nos parecem válidas uma vez que não foi levado em conta o condicionamento tectónico em que as mesmas foram implantadas, adiante procuraremos definir esses ambientes e tentaremos mostrar que não há razão para se efetuarem os novos lineamentos propostos.

A gênese para os carbonatitos, fundamentalmente associada a um sistema de "rifts" que LAPIDO-LOUREIRO (1973) propõe, igualmente não nos parece válida uma vez que por falta de evidências de "rifts", não aceitamos como tal a região onde eles ocorrem (pelo contrário, é uma região de compressão). Já a explicação que o mesmo autor apresenta para o "plug" carbonatítico do Virulundo é absolutamente válida e, tal e qual como ele afirma, deverão ser intensificados os esforços de prospecção ao longo do grande escarpamento da Chela.

O autor acha que, para o estabelecimento quer de direções fundamentais, quer de gêneses, deverá em primeiro lugar ser feito o estudo do condicionamento tectônico de tais intrusões. É perfeitamente válida a adaptação para Angola das conclusões a que F.F.M. de ALMEIDA (1971) chegou sobre idênticas intrusões no Brasil.

Numa primeira análise, é possível incluir em quatro grupos as rochas alcalinas de Angola, todos eles bem definidos e com características próprias.

1 - Durante o Triássico e o Jurássico o arqueamento de Moçâmedes foi afetado por notável elevação conforme atesta a falta de sedimentos costeiros na sua região terminal. Os desequilíbrios isostáticos provocados por tal, tiveram como consequência a intrusão no quadrante sudoeste de Angola, de numerosas estruturas alcalinas, predominantemente sieníticas, carbonatíticas e kimberlíticas. Neste ponto concordamos com LAPIDO-LOUREIRO quando ele afirma que não se trata de um alinhamento mas de uma faixa, só que não vemos necessidade de procurar alinhar estes focos alcalinos como aquele o fez, uma vez que a sua distribuição não está condicionada a um sistema de falhas paralelas mas sim a uma linha de fraqueza estrutural, a qual será descrita pormenorizadamente no Capítulo V.

2 - As numerosas intrusões kimberlíticas da Lunda estão intimamente relacionadas com a reativação que sofreu a linha indicada em 1, conjugada com o abatimento em graben de

importante região crustal (Graben do Lucapa).

3 - As intrusões alcalinas em número de 12 que se situam ao longo da costa de Angola, poderão ser correlacionadas exclusivamente com os processos da deriva dos continentes, uma vez que se encontram numa região de "rifts" e de grandes desequilíbrios isostáticos a que mais adiante nos havemos de referir. Por esta razão não aceitamos os alinhamentos de RODRIGUES (1970).

4 - As estruturas de Cuito e Calucinga, provavelmente estarão relacionadas com a reativação mesozóica que sofreu o aulacógeno de Cassanje e que está bem evidenciado pela série alinhada de intrusões pontuais de rochas básicas.

Por falta de dados geológicos, não nos podemos pronunciar sobre a gênese do centro kimberlítico do Canengo.

Não temos ainda dados suficientes para caracterizar geocronologicamente as várias intrusões alcalinas. MENDES (1968) cita que uma biotita extraída de um sienito do maciço da Tchivira, deu uma idade de 112 ± 8 m.a. Esta mesma idade recalculada com $R_0 = 0,705$ subiu para 126 ± 4 m.a. Na região do Morro Vermelho foram datadas e discutidas neste trabalho mais algumas rochas alcalinas. As suas idades caíram em dois grupos com 122 ± 7 m.a. e 177 ± 7 m.a.

As bacias tectônicas distribuem-se em Angola, ao longo da linha de costa, na sua grande maioria, assentando sobre o cristalino através de extensas falhas. Com gênese diferente e já anteriormente discutida, no Capítulo III, temos na porção terminal do rio Cunene, a bacia preenchida pela Formação Cunene.

O granito alcalino, cratônico, do Morro Vermelho (TORQUATO e ALLSOPP, 1973) é um testemunho bem evidente da reativação a que a plataforma foi sujeita.

A elevação de toda a faixa costeira de Angola é igualmente um fato intimamente correlacionado com a reativação. O processo deverá ter sido bastante semelhante ao que

ocorreu no Brasil e foi dar origem à Serra do Mar. Em Angola ainda não foram descobertas as linhas de falha que condicionaram o levantamento das regiões internas, mas não temos dúvidas que os mecanismos propostos de sucessivas flexuras continentais com falhamentos no lado leste, terá que ser revisto.

Não temos evidências de grandes dobramentos sub-paralelos à linha de costa que se traduzam por flexuras, nem tão pouco os atuais conceitos de SIAL e SIMA admitem entre eles uma separação física com possíveis regiões de abatimento.

Em nossa opinião, não se deram abatimentos do tipo monoclinal, pelo contrário, durante o estado de reativação da plataforma, toda a região costeira angolana esteve, e está, num contínuo processo epeirogenético. A atestá-lo temos a presença do granito cratônico do Morro Vermelho com 154 m.a. Se efetivamente a região tivesse várias flexuras (ou a mesma, várias vezes reativada) não seria possível a presença de um granito com aquela idade, pelo contrário, ele estaria muito mais profundo do que inicialmente se formou.

De citar igualmente como fazendo parte da reativação, os enormes conglomerados que se situam na base das bacias sedimentares costeiras e os depósitos fluviais descritos no Capítulo III (Foto 11).

Durante a grande calma tectônica que caracterizou a Era Terciária, desenvolveram-se sedimentos típicos de ortoplatforma (Sistema Kalaharia) os quais cobrem ainda hoje toda a metade oriental de Angola.

V - INTEGRAÇÃO DOS DADOS GEOTECTÔNICOS AFRICANOS COM OS CORRESPONDENTES DO LITORAL DO BRASIL

1 - Generalidades

Já há alguns anos que deixou de ser hipótese para se tornar uma realidade científica, o problema da ligação pretêrita entre os vários continentes, formando grandes massas siálicas que se fraturaram no Mesozóico por processos ainda muito controvertidos.

De todos os continentes, aqueles que melhor se ajustam fisicamente são, sem sobra de dúvidas, o Sul Americano e o Africano. Apesar disso, são escassos os trabalhos, de índole geológica, que procuram ligar as principais unidades geotectônicas destes dois continentes.

Só na última década, se avolumaram os estudos relativos ao problema da deriva dos continentes, mas logo nos primórdios do século alguns autores (MANTOVANI, 1909; TAYLOR, 1910; WEGENER, 1912; KEIDEL, 1916 e 1922; DU TOIT, 1921, 1927, 1928 e 1938; e LEME, 1929) já mostravam a grande similaridade geológica entre os dois continentes. Mais tarde (CHUBERT, 1935 e LONGWELL, 1944, 1944A), outros autores retomam o problema até que, recentemente apareceram os primeiros trabalhos fazendo uso de técnicas adequadas (geoquímicas, geotectônicas, geocronológicas e outras) para a correlação entre os dois continentes (MARTIN, 1961; PFLUG, 1963; HURLEY et al., 1967; ALMEIDA, 1968; ALMEIDA e BLAKE, 1968; COMPSTON et al., 1968; SIEDNER e MILLER, 1968; ALLARD, 1969; ALLARD e HURST, 1969 e CORDANI, 1973).

Com este capítulo, pretendemos dar mais uma pequena contribuição para a solução dos inúmeros problemas que se levantam quando encaramos o estudo conjunto da geologia dos dois continentes.

Os dados geotectônicos estão implantados na Figura 23 que representa a parte da reconstrução de BULLARD et al. (1965) que diz respeito ao Brasil e África Ocidental. Com o fim de simplificar o desenho e porque os limites das grandes unidades geológicas não são, via de regra, fronteiras políticas, não foram delimitados os contornos dos diversos países africanos abrangidos pelo mapa. Igualmente, para tornar mais explícita a observação da Figura, não desenhemos as áreas de encaixe imperfeito que constam do original de BULLARD et al.

Atendendo a que, qualquer comparação em escala intercontinental só pode ser feita com base em grandes unidades, e, no caso América do Sul/África, com algumas reservas por causa da enorme porção sílica que forma as margens continentais (na sua maioria mal conhecidas geologicamente), resolvemos reunir as principais unidades geotectônicas de cobertura das plataformas em dois grandes grupos:

- Coberturas Sedimentares Fanerozóicas
- Derrames Basálticos do Paraná

A individualização dos derrames basálticos do Paraná teve como finalidade a sua correlação com idênticos afloramentos na região de Novo Redondo, em Angola.

Devido às heterogeneidades da quantidade e qualidade dos dados radiométricos disponíveis para o Brasil e África Ocidental, uma correlação deste tipo pode conter inúmeras imperfeições as quais só poderão ser resolvidas com o melhor conhecimento geológico e geocronológico das regiões costeiras de ambos os continentes.

Os dados geocronológicos relativos ao Brasil, encontram-se dispersos por três dezenas de publicações e foram, na sua grande maioria efetuados no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, usando principalmente o método K/Ar.

Os dados radiométricos relativos à porção descrita do continente africano, estão, igualmente resumidos em cerca

Fig. 23 - PRINCIPAIS ELEMENTOS GEOTECTÔNICOS DAS REGIÕES DISCUTIDAS NO TEXTO

de duas dezenas de trabalhos sendo que, sem sombra de dúvidas, o de CAHEN e SNELLING (1966) e o de NICOLAYSEN (1962) representam as mais valiosas contribuições ao conhecimento da evolução geotectônica, respectivamente, da África Equatorial e do Sul da África. É pois, fundamentalmente, baseado nas divisões geocronológicas destes autores, que iremos fazer a discussão dos dados africanos.

2 - Eventos orogênicos principais

Em ambos os continentes as sequências de eventos orogênicos que envolvem as rochas aqui tratadas são, a partir dos mais antigos, os seguintes:

2.1 - Rochas/Eventos do Pré-Cambriano Inferior

Em África, na região representada na Figura 23, as rochas mais antigas pertencem à chamada Orogenia Shamvaiana (MACGREGOR, 1953) a qual foi definida na Rodésia, e compreende rochas com as idades enquadradas entre 2 500 e 2 700 m.a. (CLIFFORD, 1968). Estão expostas no canto nordeste de Angola, na região da Lunda, onde fazem parte do Escudo do Kasai e nordeste de Angola (Complexo Dibaya) e provavelmente farão o embasamento da Sineclise do Congo. Igualmente, rochas com esta idade aparecem formando a faixa de dobramentos Zadinianos que se estende paralelamente à costa deste o Gabão entrando provavelmente em Angola na região rejuvenescida isotopicamente pelos eventos Pan-Africanos. Por último, ainda podemos acrescentar, as rochas do Complexo Charnoquítico do norte do Gabão e sul dos Camarões (Maciço de Chaillu).

No Brasil, o evento geotectônico correspondente é o "Ciclo Guianense" (CHOUBERT, 1969) o qual, na região apresentada no mapa, está representado pelo Complexo granulítico de Jequiê com uma idade de formação de minerais (isócrona Rb/Sr), da ordem dos $2\ 670 \pm 70$ m.a. (CORDANI, 1973).

2.2 - Rochas/Eventos do Prê-Cambriano Médio

Do lado africano, o craton do Congo é a principal unidade geotectônica com idades da ordem dos 2 000 milhões de anos. Estas idades, em África, representam o evento Eburneano (BONHOMME, 1962). Este evento, atendendo à sua grande extensão territorial, apresenta-se descrito na literatura com vários nomes de acordo com a localização das respectivas faixas de dobramentos. Assim, para a região do Congo e Gabão toma o nome de Maiombiano; no Kasai, Luiziano; no Sudão e no Uganda está aceite a designação de Kibali - Toro - Buganda; na República do Congo e na Tanzânia a faixa tem o nome de Ubendian - Rusizian; no norte da África do Sul e Zâmbia está consagrado o nome de Cinturão Limpopo ou Messina (MacGREGOR, 1953). Em Angola, conforme ficou definido no Capítulo IV, a totalidade do Escudo Angolano foi formado ou provavelmente reativado nesta altura. É igualmente muito comum a designação de Episódio Huabiano para o evento com esta idade.

O ciclo correspondente no Brasil é o Trans-Amazônico (HURLEY et al., 1967). Na região indicada, o Craton de São Francisco é a principal unidade Trans-Amazônica, podendo no entanto, toda a região costeira rejuvenescida isotopicamente, situada entre o Paraná e a Bahia, pertencer a este mesmo grupo de rochas.

2.3 - Rochas/Eventos do Prê-Cambriano Superior

Rochas formadas ou reativadas durante este período encontram-se em África, na região descrita, sob a designação de rochas do Ciclo Kibariano (NICOLAYSEN, 1962 e CAHEN e SNELLING, 1966). As principais faixas de dobramentos com esta idade são: Cinturão Kibaras (CAHEN et al., 1967 e CAHEN et al., 1971) que veio dar o nome ao evento e que, se prolonga desde a região oriental da República do Zaire até a Uganda e Tanzânia passando lateralmente aos cinturões Burundiano

e Karagwe-Ankoliano. Cortando a Zambia com direção NE-SW e entrando na região meridional do Botswana temos o cinturão Irumide-Konse. Mais ao sul, atravessando no sentido E-W a República da África do Sul e entrando ainda um pouco no sul do Sudoeste Africano, temos o cinturão Namaqualandia-Natal.

No Brasil, no Pré-Cambriano Superior, temos a considerar o "Evento Madeirense" com $1\ 300 \pm 100$ m.a. (AMARAL, 1974) o qual, embora fora da região abrangida pelo mapa, parece ser na realidade o único representante em território brasileiro de um evento dentro dos limites de idade do Pré-Cambriano Superior. Trata-se de um fenômeno de reativação de plataforma.

2.4 - Rochas/Eventos do Eocambriano/Paleozóico Inferior

De todos os eventos tectônicos que decorreram ao longo da história da Terra, foram talvez estes, aqueles que melhores marcas deixaram gravadas na sua superfície.

Em África, este evento é conhecido por dois nomes: Ciclo Katanga (HOLMES e CAHEN, 1957) e Evento Pan-Africano (KENNEDY, 1964), ambos os nomes são usados comumente na literatura internacional. Neste trabalho, optamos pelo de Pan-Africano. As principais faixas de dobramentos que nos interessam, situam-se ao redor do Craton do Congo, delimitando-o perfeitamente. A oeste temos o Sistema do Congo Ocidental que se estende desde o Gabão até Angola, numa extensão superior a mil e duzentos quilômetros e o Grupo Damara que partindo do Sudoeste Africano se prolonga para norte, abrangendo o canto sudoeste de Angola, na região descrita neste trabalho no Capítulo III e para nordeste, indo-se provavelmente ligar em subsuperfície aos dobramentos da faixa Lufiliana (Katanga) através do canto sudeste de Angola bordejando a sul o Craton do Congo. A leste este Craton é delimitado pelas faixas Lufiliana e Katanga que se prolongam para oriente pelo cinturão Zambeze. A norte o limite do Craton

do Congo é, nesta idade, mais obscuro uma vez que as rochas ali depositadas estão, na maioria sob a forma de coberturas tabulares, mostrando assim que a região cratonizada tinha ampliado a sua área para norte (Sistemas de Bushimay; Lindiano; Ubangiano e cobertura paleozóica da Bacia do Congo).

No Brasil, estes dobramentos fazem parte do Ciclo Brasileiro e situam-se nas bordas das plataformas Epi-Brasílicas, ligando-as, por vezes, entre si.

Na região interessada existem quatro faixas principais de dobramentos: a faixa Caririana, formada pelo Grupo Ceará de divisão lito-estratigráfica bastante complexa e ainda não conclusiva; a faixa Sergipana constituída pelos Grupos Vasa Barris (ou Canudos) e Miaba; a faixa Brasília com os Grupos Canastra e Bambuí e a faixa Ribeira que engloba os Grupos Porongos, Brusque, Açungui e São Roque (ALMEIDA et al., 1973).

De salientar ainda em ambos os lados dos continentes, na região costeira, de um embasamento rejuvenescido, provavelmente de idade Trans-Amazônica/Eburneana. Este embasamento em África bordeja o Sistema do Congo Ocidental, prolongando-se para sul até a região de Benguela e no Brasil podemos dizer que acompanha toda a linha de costa, e contorna o Craton de São Francisco.

3 - Correlação dos dados dos dois continentes

Quer em África (na região discutida) quer no Brasil, é notória a presença de quatro grandes períodos de idênticas idades, os quais se podem esquematizar do seguinte modo:

TEMPO GEOLÓGICO	EVENTOS ou CICLOS	
	ÁFRICA	BRASIL
Eocambriano/ /Paleozóico Inferior	Pan-Africano	Brasiliano
Pré-Cambriano Superior	Kibariano	Uruaçuano
Pré-Cambriano Médio	Eburneano	Trans-Amazônico
Pré-Cambriano Inferior	Shamwaiano	Guianense

Conforme já CORDANI (1973) frizou, este fato por si só não é suficiente para admitirmos a ligação pretérita dos dois continentes, pois as idades indicadas não afetaram exclusivamente as regiões em causa, mas tiveram um caráter universal.

Com os trabalhos de ALMEIDA (1965), HURLEY et al. (1967) e os de CORDANI (1973) a correlação da costa africana com a brasileira ficou esquematizada desde as latitudes de cerca de 10° norte até 15° sul. Com este trabalho, pretendemos prolongar a esquematização da ligação um pouco mais para sul e precisar um pouco mais as ligações no que se referem ao Estado de Angola com as respectivas regiões adjacentes.

Apesar de termos tentado coletar todos os dados geocronológicos disponíveis, achamos que, para uma correlação mais precisa, serão necessários muito mais dados, especialmente obtidos pelas técnicas Rb/Sr (isócronas) e U/Pb. Assim, com os elementos disponíveis, tudo o que se fizer não passará de um esquema o qual, no entanto, poderá vir a ser confir-

mado com a evolução dos conhecimentos radiométricos em ambos os continentes. Pelas razões indicadas, na figura respeitante à reconstrução tectônica dos continentes, só evidenciámos as faixas de dobramentos e coberturas dos Ciclos Brasileiro e Pan-Africano por serem as melhores conhecidas.

A primeira coisa que reparamos ao estudar o mapa da reconstrução é o fato de, na maior parte, a separação dos dois continentes se ter dado ao longo das regiões de dobramentos ativos no Pré-Cambriano Superior. Assim, caminhando de sul para norte, é nítida a presença de um "nó" a cerca de 22° de latitude sul, a fazer a ligação das faixas de dobramentos do Grupo Damara com o Cinturão Ribeira. Depois dos trabalhos de KRÖNER (1971), ficou provado que os sedimentos do Sistema de Nama passariam a ser os representantes de plataforma correspondentes aos sedimentos do Grupo Damara. Pela sua posição relativamente próxima à costa e pelo seu ambiente de deposição, facilmente se verifica que a região homologa afetada pelos dobramentos correspondentes ao Grupo Porongos terá que se situar nas regiões submersas correspondentes às plataformas dos dois continentes.

Este mesmo fato repetido na costa brasileira, um pouco mais a norte, talvez explique a anomalia das direções de vergência encontradas no Grupo Açungui. Assim, para o padrão de separação dos continentes ser coerente, a fraturação a sul da região anômala deveria ter ocorrido um pouco mais para oeste ou, o que vem a ser o mesmo, todas as áreas onde a vergência é para este deveriam ter ficado ligadas ao continente africano. A presença do Escudo Angolano cortado pela linha de costa é outro fator que evidencia o padrão anômalo da separação das duas regiões.

Da observação das características litológicas, estratigráficas, tectônicas e geocronológicas dos Cinturões Damara e Ribeira, facilmente verificamos que estamos em presença da mesma faixa de dobramentos.

Em ambos os cinturões, o grau de metamorfismo au

menta à medida que nos aproximamos da costa, podendo atingir, pelo menos, a fácies anfibolito, mascarando assim, em parte, as identidades das várias formações rochosas, provocando com isso uma maior complexidade na observação conjunta dos cinturões.

Quer em África, quer no Brasil, o embasamento das rochas formadas nos Ciclos Pan-Africano e Brasileiro é, sem sombra de dúvida, de natureza siálica, mais ou menos rejuvenescida isotopicamente consoante a posição que ocupa em relação às áreas de maiores esforços e aquecimentos.

Sobre estes embasamentos depositaram-se no Sudoeste Africano e em Angola, rochas variadas, mas onde predominam (MARTIN, 1965) dolomitos, calcários, mármore, filitos, grauvacas, arcósios e quartzitos. No Brasil, na região ocupada pelo Cinturão Ribeira (BIGARELLA e SALAMUNI, 1965 e COUTINHO, 1971), a deposição foi de dolomitos, quartzitos, filitos e metabasitos (Formação Capiu) e, se atendermos aos trabalhos de PETRI e SUGUIO (1969) e EBERT (1971) podemos ainda incluir a Formação Votuverava (filitos, quartzitos, calcários e metabasitos). Com esta inclusão ficamos com uma homogenia quase perfeita entre os tipos litológicos dos dois cinturões.

A semelhança litológica só por si nada nos indica pois condições ambientais de deposição semelhantes, dão origem à formação de rochas semelhantes. No entanto, podemos adicionar à grande semelhança litológica mais os seguintes fatores:

- Proximidade geográfica
- Semelhança tectônica
- Semelhança geocronológica

A proximidade geográfica é bem evidente se atendermos ao mapa da reconstrução tectônica dos dois continentes. Esta proximidade é, no entanto, muito relativa e só poderá ser usada quando tratarmos, como é o presente caso, de fenômenos globais onde 200 ou 300 km possam ficar incluídos dentro.

tro do assunto estudado, sem que isso afete as conclusões.

A semelhança tectônica entre os Cinturões Ribeira e Damara já foi discutida neste trabalho, de salientar que até a presença das anomalias, no Cinturão Ribeira, na direção da vergência, vem corroborar a hipótese da sua ligação com o Cinturão Damara no Continente de Gondwana.

Quanto às características geocronológicas, os padrões existentes entre os dois continentes nos cinturões indicados, são de tal maneira semelhantes que não deixam dúvidas quanto à sua correlação.

Em África, tratando dos dobramentos damarianos, há relativamente poucos trabalhos de índole geocronológica. Entre eles, são de salientar os de HOLMES e CAHEN (1955); CLIFFORD et al. (1962); NICOLAYSEN (1962); MARTIN (1965); NICOLAYSEN e BURGER (1965); ALLSOPP e KOLBE (1965); CAHEN e SNELLING (1966); CLIFFORD (1967); CLIFFORD (1968); CLIFFORD et al. (1969); KRONER (1971); TORQUATO e ALLSOPP (1973) e TORQUATO e AMARAL (no prelo).

No Brasil, no respeitante à definição e evolução do Cinturão Ribeira, o panorama está bastante melhor e, entre os já numerosos trabalhos que focam este assunto, podemos citar: ALMEIDA (1966); CORDANI e BITTENCOURT (1967), CORDANI (1968); CORDANI et al. (1968); DELHAL et al. (1969); MINIOLI (1971); CORDANI e KAWASHITA (1971); MINIOLI e KAWASHITA (1971); HASUI e HAMA (1972); FERREIRA (1972); CORDANI et al. (1973) e ALMEIDA et al. (1973).

Da compilação dos elementos publicados podemos esboçar o seguinte esquema comparativo entre os Cinturões Ribeira e Damara (idades em milhões de anos):

	ÁFRICA	BRASIL
Pegmatitos	420/430	-
Esfriamento regional das biotitas	450	450
Magmatismo pós-tectônico	460	400/500
Granitos pós-tectônicos	520/550	540 $\pm$ 5
Granitos tardi-tectônicos	600	600
Fase principal de dobramentos	600/750	650/700
Início da sedimentação	1 200	> 1 300

A semelhança é de tal maneira evidente que achamos desnecessário mais comentários sobre o assunto. De evidenciar exclusivamente que o mesmo fenômeno que se verificou durante o estágio de reativação do Escudo Angolano onde existem idades substancialmente mais antigas que as similares, brasileiras, processou-se igualmente durante as primeiras fases de dobramentos do Cinturão Damara o qual apresenta idades de eventos sintectônicas que alcançam os 750 m.a. enquanto que no Brasil as mais antigas conhecidas alçam unicamente pelos 700 m.a.

Propositadamente, não falamos dos complexos basais de ambos os Cinturões (Formação Setuva no Brasil e Formação Nosib em África) devido à incerteza estratigráfica com que ainda são descritos.

A faixa de dobramentos Ribeira/Damara, na região do Grupo São João Del Rei apresenta outro "nó" com ramificação através da faixa Brasília. Em África, na região descrita no Capítulo III é bem nítida a curvatura que as estruturas apresentam, passando de norte-sul para NW-SE, indo-se perder em direção à faixa Brasília.

Cerca do paralelo 15 sul, numa região situada um pouco a norte da cidade de Moçâmedes, vai terminar a crista do Arco de Moçâmedes, definido e proposto no Capítulo IV.

Da observação da Figura 24 onde estão implantados os dados respeitantes à localização das alcalinas quer em África quer no Brasil, compilados respectivamente de LAPIDO-LOU-

LEGENDA

Arco Moçâmedes	Intrusões Alcalinas
Arco de Ponta Grossa durante a Formação Botucatu e Sta. Maria	Limite cristalino/sedimentar
Idem Formação Serra Geral	Centro Kimberlítico
Direção do atual arco de P. Grossa	Geotumor Moçâmedes - P. Grossa

Fig. 24 - GEOTUMOR MOÇÂMEDES - P. GROSSA

REIRO (1973) e AMARAL et al. (1967) e a localização do Arco de Ponta Grossa em várias fases de sua evolução (FÚLFARO, 1971) e do Arco de Moçâmedes podemos concluir que, em ambos os lados dos continentes houve uma elevação na região costeira a qual está bem evidenciada pelos limites curvos de erosão que as rochas sedimentares apresentam.

Podemos assim esboçar a existência de um geotumor, para aquelas regiões. Este geotumor, a que propomos se passe a chamar "Geotumor Moçâmedes-Ponta Grossa", nome dos dois arcos através dos quais ele foi descoberto, teria sido desenvolvido a partir do Permo-Carbonífero conforme os dados de subsuperfície existentes sobre a Bacia do Paraná (FÚLFARO, 1971 e NORTHFLEET et al., 1969). Pelas observações em Angola, só podemos chegar às conclusões já indicadas que o arco é pós Sistema do Congo e ante Kalahari.

Embora não seja nova a teoria da formação de geotumores, só em 1965 (WILSON) a propósito do estudo dos vulcões do Hawaí propôs um mecanismo para a sua formação e desenvolvimento. Seriam pontos quentes no manto inferior que permaneceriam fixos enquanto os continentes se moveriam sobre eles. HALES (1969) e JACOB (1970) mostraram que os continentes se poderiam mover sobre a astenosfera com um ponto de atrito muito baixo. Mais tarde, MORGAN (1971) ampliou as idéias de WILSON explicando que os geotumores não somente gravavam feições passadas dos continentes, mas também seriam a causa do seu movimento. Novamente WILSON (1972) ao examinar feições características da formação de geotumores, define algumas regiões do globo onde tais fenômenos poderiam estar a acontecer (Figura 25). Exatamente nas duas margens das costas angolana e brasileira WILSON prevê a existência de geotumores embora sem a continuidade física que aqui lhe estamos a dar, uma vez que faz a ligação do Arco de Ponta Grossa com o Sudoeste Africano e não com o Arco de Moçâmedes e admite que tal fato é o resultado da evolução do processo tectônico que levou à separação dos dois continentes.

Intimamente correlacionado com a presença do geotumormor temos a citar que, a reativação do Escudo Angolano segundo a direção do Arco de Moçâmedes, não foi um fenômeno isolado e restrito a Angola, antes pelo contrário, parece-nos que o mesmo se processou através de toda a África, indo ligar o Arco de Moçâmedes ao Golfo de Aden (Figura 26). Com efeito, uma série de fraturas e lagos (Graben do Lucapa, porção norte de Lago Tanganica e Lagos Kivu, Eduardo, Alberto, Rudolfo, Chamo e Abbe) parecem delimitar uma direção privilegiada a qual certamente representa uma geossutura profunda no antigo Continente de Gondwana e que passaremos a designar por "Linha MOÇÂMEDES-DJIBOUTI".

Ainda como observação complementar, podemos acrescentar que as maiores elevações de África se situam precisamente sobre esta linha, demonstrando assim a realidade da linha MOÇÂMEDES-DJIBOUTI.

A posição um pouco distorcida que apresenta a fratura que condiciona o Golfo de Adem em relação ao alinhamento geral poderá ser explicado pelo duplo fato da região do Mar Vermelho ser uma zona de tensão em abertura ativa e a área do

Figura 25 - Distribuição dos geotumores em África e na América do Sul (extratido de WILSON, 1972).

Fig. 26 - GEOSUTURA MOÇÂMEDES - DJIBOUTI

Golfo Pérsico ser uma região de compressão com dobramentos recentes. No entanto, a posição do Golfo de Tadjoura (a norte da cidade de Djibouti) não deixa dúvidas quanto à posição original da referida falha.

A ligação ante-deriva que apresentava o Arco de Ponta Grossa com o de Moçâmedes vai prolongar a extensão deste fenómeno de reativação ao Continente Sul Americano, perdendo-se as evidências do mesmo de encontro aos dobramentos andinos.

De evidenciar que, pelo menos aparentemente em ligação com esta linha tectónica, se situa a Crista de Walvis fazendo a ligação entre o Arco de Moçâmedes e a Crista Média Atlântica. LAPIDO-LOUREIRO (1973) já põe em destaque a ligação da Crista de Walvis com os alinhamentos das alcalinas em Angola.

Continuando com a observação do que se passa com a região de dobramentos Pan-Africanos/Brasilianos, verificamos que, no paralelo 13, a porção ocidental do Escudo Angolano se encontra rejuvenescida (TORQUATO e AMARAL, no prelo) e este rejuvenescimento prolonga-se para norte indo formar toda a região costeira em ambos os continentes, entre os Sistemas do Congo Ocidental em África e o Grupo Macaubas no Brasil. A falta de sedimentos nas regiões indicadas poderá ser explicada pela formação de uma antecrise paralela à costa seguida de forte erosão que levou à destruição total de todos os sedimentos ali depositados.

Como prova evidente da forte erosão a que a região foi sujeita podemos indicar os fenómenos que originaram a formação do "horst" do Cuanza, já discutidos no Capítulo IV.

Os derrames basálticos do Paranã, se atendermos à forte erosão provocada pelos arqueamentos de Moçâmedes e Ponta Grossa, poderão ser correlacionados quer em idade, quer como prolongamento geográfico com os derrames basálticos de Novo Redondo e provavelmente com os diques basálticos do distrito de Moçâmedes, em Angola.

Com efeito, as idades encontradas no Brasil apresentaram-se distribuídas num intervalo de tempo bastante longo mostrando, no entanto, um máximo próximo dos 130 m.a. (AMARAL et al., 1966; VANDOROS et al., 1966; McDOUGALL e RÜEGG, 1966; MELFI, 1967; CORDANI, 1967; CORDANI, 1970 e MINIOLI et al., 1971).

Em Angola, fenómeno semelhante está descrito (TORQUATO e AMARAL, no prelo) para a região de Novo Redondo. Ali, ocorrem vários derrames basálticos trapeanos e é verificada a presença de chaminés vulcânicas do tipo pontual. As idades encontradas mostram que os derrames se processaram no intervalo 84 ± 8 a 168 ± 13 m.a. e que as chaminés vulcânicas hoje expostas podem ser muito mais antigas, atingindo os 222 ± 16 m.a.

Mais a sul, em plena região descrita no Capítulo III, numa faixa de terreno compreendida entre o Morro Vermelho e o mar, é notória a presença de centenas de diques e veios de diabásios, de idade semelhante, mostrando que aquele local, provavelmente, pelo tipo de rocha presente, foi palco de intensa atividade magmática, hoje, através dos fenómenos erosivos, reduzida exclusivamente aos seus testemunhos hipabissais.

Esta correlação, conforme já SIEDNER e MILLER (1968) evidenciaram, pode ser estendida até ao território do Sudoeste Africano. Ali, as idades encontradas para rochas deste tipo foram distribuídas em três grupos de, respectivamente, 125, 164 e 196 m.a. De salientar que só no grupo de 125 m.a. foram encontradas rochas basálticas e que este grupo representa 68% do total das medidas efetuadas. Os outros dois grupos são formados exclusivamente por diabásios e gabros.

Como conclusão podemos prever que apesar de os máximos dos histogramas de idades, apresentados quer no Brasil quer em Angola, quer ainda no Sudoeste Africano, se situarem na faixa dos 130 m.a., os fenómenos tectono/magmáticos que deram origem aos vários derrames basálticos citados tiveram origem comum e anterior à abertura do Atlântico Sul. É pois, pro

vavel que os primeiros derrames basálticos que ocorreram nas regiões indicadas tenham formado capas que se estenderiam por uma área hoje ocupada pelas plataformas marinhas dos dois continentes. Este fato, a ser confirmado, vem aumentar substancialmente a área total das regiões ocupadas pelos basaltos.

Embora na carta tectônica de África esteja assinado o topo do Sistema do Congo Ocidental como sendo formações tabulares de cobertura de plataforma, na realidade são as rochas que formam a sequência terrígena superior (xisto-gresoso) no seu lado este se apresentam praticamente horizontais e sem metamorfismo (SCHERMERHORN, 1961) as restantes que lhes estão subjacentes, incluindo a sequência calcária (xisto-calcário) estão dobradas e com metamorfismo de intensidade variável e crescente de este para oeste e de norte para sul (SCHERMERHORN e STANTON, 1960 e STANTON et al., 1963).

Este fato levou CORDANI (1973), ao elaborar o seu mapa de correlações geotectônicas da parte oriental da América do Sul e da parte ocidental da África Equatorial a esboçar a continuação de um grande craton, já estável no fim do Pré-Cambriano e a continuá-lo para o Brasil, na região da Bahia. Tal conclusão não nos parece muito válida, embora da análise da carta tectônica de África só isso se possa concluir. Em nossa opinião, a faixa de dobramentos Pan-Africanos/Brasilianos, apresenta mais um "nó" entre o Equador e o paralelo 5° norte onde a ligação do sistema do Congo Ocidental se fará com a faixa de dobramentos Semba-Ouessou e estas com a faixa Sergipana.

A ligação que ALLARD (1969) pretende realizar entre os grupos Vasa Barris no Brasil e as séries de Nodjolé em África, é incompatível uma vez que enquanto o primeiro é de idade Brasileira, o segundo é nitidamente mais antigo, provavelmente, de idade Eburneana (CAHEN e SNELLING, 1966).

Quanto a ligar a série Estancia no Brasil com as séries Xisto-Calcária e Xisto-Gresoso em África, conforme já atrás afirmamos, não vemos inconveniente nenhum em tal fato,

antes pelo contrário, somos igualmente partidários da mesma opinião. Com a criação do "nó" atrás indicado põmo-nos numa posição medianeira e conciliadora entre as hipóteses de ALLARD (1969) e CORDANI (1973).

BIBLIOGRAFIA CITADA

- ALLARD, G.O. (1961) - The Propirã geosyncline, a key tectonic element in the continental drift puzzle of the South Atlantic. An. XXIII Congr. Bras. Geol., Salvador, pp. 47-59
- ALLARD, G.O. e HURST, V.J. (1969) - Brazil-Gabon geologic link supports continental drift. Science, nº 163, pp. 528-532
- ALLSOPP, H.L. e KOLBE, P. (1965) - Isotopic age determinations on the Cape Granite and intruded Malmesbury sediments, Cape Peninsula, South Africa. Geoch. Cosmoch. Acta, vol. 29, pp. 1115-1130
- ALLSOPP, H.L., ULRICH, T.J. e NICOLAYSEN, L.O. (1968) - Dating some significant events in the history of the Swaziland System by the Rb-Sr isochron method. Canadian Journal of Earth Science, vol. 5, p. 605
- ALMEIDA, F.F.M. de (1965) - Precambrian geology of North-eastern Brazil and Western Africa and the theory of continental drift. Natural Resources Researches, vol. 8, pp. 151-162
- ALMEIDA, F.F.M. de (1966) - Origem e evolução da plataforma brasileira. SEDEGEO nº 2 CAEG. Porto Alegre, pp. 45-67
- ALMEIDA, F.F.M. de (1968) - Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. An. Acad. Bras. Ciên. vol. 40 (supl.), pp. 258-300.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1969) - Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. Anais do XXIII Congr. Bras. Geol., pp. 29-46
- ALMEIDA, F.F.M. de (1971) - Geochronological division of the precambrian of South America. Rev. Bras. de Geociências, vol. 1, pp. 13-21
- ALMEIDA, F.F.M. de (1971) - Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do Sul do Brasil e do Paraguai Oriental. An. Acad. Bras. Ciên., vol. 43, nº 3/4, pp. 835-836
- ALMEIDA, F.F.M. de, AMARAL, G., CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (1973) - The precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In "The ocean basins and margins, vol. 1 (The South Atlantic). Publishing Corporation - New York
- ALMEIDA, F.F.M. de e BLAKE, R. (1968) - Geological comparison of north-eastern South America and western Africa. An. Acad. Bras. Ciên., vol. 40 (supl.), pp. 317-319

- ALMEIDA, F.F.M. de, MELCHER, G.R. et al (1967) - Absolute age determinations from Northern Brazil. UNESCO. Field symposium on the granites and basement of north-eastern Brazil and their comparison with those of the West Africa
- AMARAL, G. (1974) - Geologia Pré-Cambriana da região amazônica. Tese de Livre-Docência. USP
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. (1967) - Potassium-Argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta, vol. 31, pp. 117-142
- AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. (1966) - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta, vol. 30, pp. 159-189
- AMARAL, G. e TORQUATO, J.R. (em impressão) - Idades K/Ar de alguns corpos básicos de Angola e sua possível correlação geotectônica com outras rochas de África. Bol. Inst. Invest. Cient. de Angola. Luanda
- ANDRADE, M.M. de (1959) - Contribuição para o estudo das rochas eruptivas da região do Morro Vermelho, próximo da foz do Rio Cunene (Angola). Garcia de Orta, vol. 7, nº 1, pp. 109-133
- BEBIANO, J.B. (1923) - Geologia e riqueza mineira de Angola. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, vol. 14, pp. 125-217
- BEBIANO, J.B. (1926) - Subsídios para o estudo geológico e mineiro da Província de Angola. Bol. da Agência Geral das Colônias. Lisboa, 2º ano, vol. 8, pp. 17-39
- BEETZ, P.F.W. (1934) - Geology of South West Angola, between Cunene and Lunda Axis. Transactions of the Geological Society of South Africa, Johannesburg, vol. 36, pp. 137-176
- BELOUSSOV, V.V. (1965) - Basic problems in geotectonics. McGraw Hill Book Co., New York
- BIGARELLA, J.J., BECKER, R.D. e DUARTE, G.M. (1969) - Coastal dune structures from Paraná (Brazil). Marine Geology, Amsterdam, vol. 7, pp. 5-55
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. (1956) - Estudos preliminares na série Açungui, V: Estruturas orgânicas nos dolomitos da Formação Capiirú (Estado do Paraná). Dusenía, vol. 7, pp. 317-323

- BONHOMME, M. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique de la plateforme de l'ouest africain. Ann.Fac.Sc.Univ. Clermont Ferrand, vol.5, parte 5
- BULLARD, E., EVERETT, J.E. e SMITH, A.G. (1965) - The fit of the continents around the Atlantic. In "A Symposium on Continental drift". Phil.Trans.Roy.Soc.London, vol. 258 (1088), pp.41-51
- CAHEN, L., DELHAL, J., LEDENT, D. e REINHARZ, M. (1963) - L'âge des migmatites de Boma et de l'orogénese ouest-congolienne. Indications préliminaires sur l'âge des formations Mayumbiennes et antérieures. Ann.Soc.Geol.de Belgique, T.86, Bull., 4, pp.229-269
- CAHEN, L., DELHAL, J. e DEUTSCH, S. (1967) - Rubidium-strontium geocronology of some granitic rocks from the Kibaran belt (Central Katanga, Rep.of the Congo). Ann.Mus.Roy. Afr.Centr., 89, Sc.Géol., vol.59
- CAHEN, L., DELHAL, J. e DEUTSCH, S. (1971) - Nouvelles données sur l'âge et la petrogenese des granites post-tectoniques de la chaine Kibarienne, Rep. democratique du Congo. Ann.Soc.Géol.Belg., vol.94, pp.179-183
- CAHEN, L. e SNELLING, N.J. (1966) - The geocronology of Equatorial Africa. North-Holland Publ.Co.Amsterdam
- CARVALHO, H. (1969) - Contribution à la géochronologie du Sud-Ouest de l'Angola. Bol.Serv.Geol.Minas de Angola, vol.19
- CARVALHO, H. (1969) - Cronologia das Formações precâmblicas da região central do Sudoeste de Angola e tentativa de correlação com as do Sudoeste Africano. Bol.Serv. Geol. Minas de Angola, vol.20
- CARVALHO, H. (1970) - Carta Geológica de Angola - Folha nº 334 - Munhino. Direção dos Serv.Geol.Minas de Angola. Luanda
- CARVALHO, H. (1972) - Chronologie des formations géologiques Précambriennes de la région centrale du Su-Ouest de l'Angola et essai de corrélation avec celles du Sud-Ouest African. 24 Congr.Int.Geol., Seção 1, pp.187-194.
- CARVALHO, H. e SIMÕES, M.C. (1972) - Algumas considerações sobre as séries metamórficas da região central do sudoeste de Angola. Rev.da Fac.Ciencias de Lisboa, 2ª série, C, vol.XVII, Fasc.19, pp.135-158

- CHOUBERT, B. (1935) - Recherches sur la genèse de chaînes paléozoïques et antécambriennes. Rev. Géog. Phy. Géol. Dynam. vol. VII, n° 1
- CHOUBERT, B. (1965) - État actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane Française. Bull. Soc. Géol. France, vol. 7, n° 1, pp. 129-135
- CHOUBERT, B. (1969) - Les Guyano-Eburnéides de l'Amérique du Sud et l'Afrique Occidentale. Bull. B.R.G.M., 2^{ème} Ser. Sec. IV, n° 4, pp. 39-49
- CLIFFORD, T.N. (1967) - The Damara episode in the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic Structural history of Southern Africa. Dep. Geol. Univ. Leeds. Special paper n° 92
- CLIFFORD, T.N. (1968) - Radiometric dating and the pre-silurian geology of Africa. In "Radiometric dating for geologists", Ed. por Hamilton e Farquhar. Interscience Publishers
- CLIFFORD, T.N., NICOLAYSEN, L.O. e BURGER, A.J. (1962) - Petrology and Age of the Pre-Otavi basement granite at Franzfontein, Northern South West Africa. Journal of Petrology, vol. 3, n° 2, pp. 244-279
- CLIFFORD, T.N., ROOKE, J.M. e ALLSOPP, H.L. (1969) - Petrochemistry and age of the Franzfontein granitic rocks of Northern South-West Africa. Geoch. Cosmoch. Acta, vol. 33, pp. 973-986
- COMPSTON, W., MACDOUGALL, I. and HEIER, K.S. (1968) - Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South America, South Africa and Tasmania. Geoch. Cosmoch. Acta, vol. 32
- CORDANI, U.G. (1968) - Esboço da Geocronologia Pré-Cambriana da América do Sul - An. Acad. Bras. Ciên., 40, (supl.), pp. 47-51
- CORDANI, U.G. (1970) - Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. Bol. Inst. Geociências e Astronomia, vol. 1, pp. 9-75
- CORDANI, U.G. (1973) - Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Tese de Livre-Docência, USP
- CORDANI, U.G., AMARAL, G. e KAWASHITA, K. (1973) - The precambrian evolution of South America. Geol. Rundschau, vol. 62, n° 2, pp. 309-317
- CORDANI, U.G., BASEI, M.A.S., SOBRERO NETO, A.F. e MENDONÇA, P.M.M. (1972) - Idades potássio-argônio da região leste brasileira. Anais do XXVI Congr. Bras. Geol., pp. 71-75

- CORDANI, U.G., e BITTENCOURT, I. (1967) - Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. Anais do XXI Congr. Bras. Geol., pp. 218-233
- CORDANI, U.G., DELHAL, J., GOMES, C.B. e LEDENT, D. (1968) - Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Órgãos e vizinhanças (leste de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro). Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 17, nº 1, pp. 89-92
- CORDANI, U.G., DELHAL, J. e LEDENT, D. (1973) - Orogeneses superposées dans le précambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Rev. Bras. de Geociências, vol. 3, nº 1, pp. 1-22
- CORDANI, U.G., ISOTTA, C.A.L. e ABREU, A.C.S. (1969) - Reconhecimento geocronológico do embasamento da região oriental do Estado da Bahia. Anais do XXIII Congr. Bras. Geol. pp. 159-165
- CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (1971) - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr, de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. Anais do XXV Congr. Bras. Geol., pp. 105-110.
- CORDANI, U.G. e VANDOROS, P. (1967) - Basaltic rocks of the Paraná basin. In "Problems in Brazilian Gondwana Geology", Editores: J.J. Bigarella, G.D. Becker e I.D. Pinto, Curitiba, pp. 207-231
- COUTINHO, J.M.V. (1971) - Estado atual de conhecimentos do Pré-Cambriano superior sul brasileiro; uma síntese. Anais XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, pp. 83-91
- CRUZ, A.M. (1967) - O Povo Ovakwambundo. Bol. Inst. Invest. Cient. Angola, vol. 4, nº 2, pp. 67-88, Luanda
- DALRYMPLE, G.B. e LAMPHERE, M.A. (1969) - Potassium-argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology. W.H. Freeman and Company. San Francisco
- DELHAL, J., LEDENT, D. e CORDANI, U.G. (1969) - Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Brésil (états de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Annales de la Soc. Géol. de Belgique, vol. 92, pp. 271-283
- DELHAL, J., LEDENT, D., PASTEELS, P. e VENIER, J. (1971) - Étude du comportement isotopique de systèmes Rb/Sr et U/Pb dans le granite hyperalcalin de Noqui (République Démocratique du Congo et Angola). Annales de la Soc. Geol. de Belgique, vol. 94, pp. 223-236
- DERRUAU, M. (1965) - Précis de Géomorphologie. 4^a ed. Paris, Masson et Cie. 395 p.

- DE VILLIERS, J. e BURGER, A.J. (1967) - Note on the minimum age of certain granites from the Richtersveld area. *Ann. Geol. Survey of South Africa*, vol. 6, pp. 83
- DIRAC, F.M. e EBERT, H. (1967) - Isotopic ages from the pegmatite provinces of Eastern Brazil. *Nature*, vol. 215, pp. 948-949
- DU TOIT, A.L. (1921) - Land connections between the other continents and South Africa. *S. Af. Journal of Science*, vol. 18, pp. 120-140
- DU TOIT, A.L. (1927) - A geological comparison of South America with South Africa. *Charneg. Inst. Washington*, Publ. 381, 157 p.
- DU TOIT, A.L. (1928) - Some reflections upon a geological comparison of South Africa with South America. *Geol. Soc. S. Af., Proc.*, vol. 31, pp. 9-38
- DU TOIT, A.L. (1938) - Our wandering continents: an hypothesis of continental drifting. *Edinburgh*, 366 pp.
- EBERT, H. (1969) - Geologia do Alto Seridó, Brasil. *SUDENE, Série Geologia Regional*, nº 11
- EBERT, H. (1971) - Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do "Geossinclinal Açungui". *Anais do XXV Congr. Bras. Geol.*, São Paulo, pp. 131-146
- EBERT, H. e BROCHINI, M.F. (1968) - Estudos estratigráficos e geocronológicos no escudo cristalino brasileiro. *Ciência e Cultura*, vol. 20, nº 3, pp. 621-625
- FABER, F.J. (1926) - *Bijdrage tot de Geologie van Zuid-Angola (Afrika)*. Delft.
- FEIO, M. (1964) - A evolução da escadaria de aplanções do Sudoeste de Angola. *Garcia de Orta*, vol. 12, nº 2, pp. 323, 354
- FEIO, M. (1970) - O Rio Cunene. Estudo Geomorfológico. *Finis-terra. Centro de Estudos de Geografia*. Lisboa, vol. V, nº 9
- FERREIRA, E.O. (1972) - Carta tectônica do Brasil. Notícia Explicativa - Ministério das Minas e Energia, DNPM, Bol. 1
- FLORENCIO, W. (1948) - Uraninita no Brasil - *Inst. Tecnol. Industr. do Estado de Minas Gerais*, Avulso nº 4
- FÚLFARO, V.J. (1971) - A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "Trend Surface Analysis". *Esc. Eng. São Carlos, USP, Geol.* nº 14

- GEVERS, T.W. (1932) - Kaoko - Eruptives and Alkali Rocks at Cape Cross, South West Africa. Trans. Geol. Soc. S. Afr., XXXV, pp. 85-96
- GOUVEIA, J.A.C. (1965) - Breves notas sobre a ocorrência de dunitos na região do Morro Vermelho. Relatório inédito dos Serv. Geol. e Minas de Angola. Luanda
- GUIMARÃES, D. (1965) - Considerações sobre dados cronológicos da América do Sul e outros continentes. Bol. 228 da Div. de Geol. do DNPM
- GUIMARÃES, D. (1972) - Considerações complementares sobre dados cronogeológicos que fundamentam o conceito de políciclismo em processos geodinâmicos da crosta terrestre e outros fenômenos. CPRM, Série Geológica TG-01-72
- HALES, A.L. (1969) - Gravitational sliding and continental drift. Earth and Planetary Science Letters, vol. 6, pp. 31-34
- HART, S.R. (1964) - The petrology and isotopic mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. J. Geol., vol. 72
- HART, S.R., DAVIS, G.L., STEIGER, R.H. e TILTON, G.R. (1968) - A comparison of the isotopic mineral age variations and petrologic changes induced by contact metamorphism. In "Radiometric dating for Geologists". Interscience publishers
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F.M. de (1970) - Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. Bol. Soc. Bras. Geol., vol. 19, nº1, pp. 5-26
- HASUI, Y. e CORDANI, U.G. (1968) - Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. Anais do XXII Congr. Bras. Geol., pp. 139-143
- HASUI, Y. e HAMA, M. (1972) - Geocronologia do Grupo São Roque pelo método do potássio-argônio. Rev. Bras. de Geociências, vol. 2, pp. 18-24
- HOLMES, A. e CAHEN, L. (1955) - African Geochronology. Colonial Geology and Mineral Resources, vol. 5, nº1
- HUANG, T.K. (1954) - Characteristics of Chinese regional Geology. Acta Geol. Sinica, vol. 34, nº3, pp. 217-244
- HURLEY, P.M., ALMEIDA, F.F.M. de, MELCHER, G.C., CORDANI, U.G., RAND, J.R., KAWASHITA, K., VANDOROS, P., PINSON, W.H., e FAIRBAIRN, H.W. (1967) - Test of Continental drift by comparison of radiometric ages. Science, vol. 157, pp. 495-500

- JACOBY, W.R. (1970) - Instability in the upper mantle and global plate movements. J.Geophys.Res. vol.75, nº29, pp. 5671-5680
- JESSEN, O. (1932) - Berichte ueber seine Forschungsreise nach Angola. Mittl.Geogr.Ges.Muenchen. vol. XXV
- JESSEN, O. (1936) - Reisen und Forschungen in Angola. 397 p. Berlin
- KAWASHITA, K. (1969) - Um sensível espectrômetro de massa de fonte sólida e sua aplicação a análise de K, Rb e Sr. Trabalho apresentado para a obtenção do grau de Mestre em Geologia, Fac.Fil.Ci.e Letras da USP
- KAWASHITA, K. (1972) - O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e do Amazonas. Trabalho apresentado para a obtenção do grau de Doutor em Geologia do Inst.de Geociências da USP
- KEIDEL, J. (1916) - La geologia de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudafrica y los Andes. Minist.Agr.Arg.Sec.Geol.An., vol. 11, nº3
- KEIDEL, J. (1922) - Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Permico conocidos en la Argentina, y su significación para la estratigrafia de la serie de Gondwana y la paleogeografia del hemisferio austral. Bol. Acad.Nac.Cien., Córdoba, vol.25, pp.239-368
- KENNEDY, W.Q. (1964) - The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 m.a.) Tectonic episode. Res.Inst.Afr.Geol.Univ.Leeds - 8th Ann.Rep.Sci.pp.48-49
- KRONER, A. (1971) - Late-Precambrian correlation and the relationship between the Damara and Nama Systems of South West Africa. Geol.Rundschau, vol.60, nº4
- LAPIDO-LOUREIRO, F.E.V. (1962) - Alguns apontamentos sobre o reconhecimento aéreo e inquéritos efetuados em 1960 na região do Iona. Rel.Com.Inst.Invest.Cient.de Angola, nº3, 48 p. LUANDA
- LAPIDO-LOUREIRO, F.E.V. (1967) - Nota prévia sobre as estruturas carbonatíticas de Angola. Bol.Inst.Invest.Cient. de Angola, vol.4, nº2, pp.45-66, LUANDA
- LAPIDO-LOUREIRO, F.E.V. (1973) - Carbonatitos de Angola. Mem. Trab.do Inst.Invest.Cient. de Angola, vol.11, LUANDA

- LEDENT, D. e PASTEELS, P. (1968) - Determinations de l'age des roches post-tectoniques du sud-est du Brésil. Ann.Soc. Geol.Belgique, vol.91. pp.305-309
- LEME, A.B.P. (1929) - État des connaissances geologiques sur le Brésil. (Rapport avec la théorie de Wegener sur la dérive des continents). Bull.Soc.Géol.França, 4^e série, vol.29, pp.35-87
- LONGWELL, C.H. (1944) - Discussion of Continental Drift. Amer. Journ.Sci., vol.242, pp.218-231
- LONGWELL, C.H. (1944A) - Futher discussion of Continental Drift. Amer.Journ.Sci., vol.242, pp.514-515
- MACGREGOR, A.M. (1952) - Pre-cambrian formations of Tropical Southern Africa. C.R.XIX Sess.Congr.Intern.Geol., Sect 1, pp.39-50. Algeria 1953
- MACHADO, F.J. DE SOUSA (1958) - The volcanic belt of Angola and its carbonatites. C.C.T.A/A.S.G.A., Leopoldville, pp.309-317
- MANTON, W.I. e SIEDNER, G. (1967) - Age of the Paresis Complex, South West Africa. Nature, vol.216, pp.1197-1198
- MANTOVANI, R. (1909) - L'Antarctide. Je m'instruis, pp.559-597
- MARBLE, P.J. (1949) - Present states of absolute age in Brazil. Rep.Comm.Measur. Geol. Time pp.68-74
- MARTIN, H. (1961) - The hypotesis of continental drift in the light of recent advances of geological Knowledge in Brazil and South-West Africa. Trans.Geol.Soc.S.Afr., vol.64
- MARTIN, H. (1965) - The Precambrian Geology of South West Africa and Namaqualand. The Precambrian Researchs Unit. University of Cape Town - Africa do Sul
- MASON, B. (1917) - Princípios de Geoquímica. Tradução de R.R. Franco. Editora da Universidade de São Paulo
- MAU, H. e COUTINHO, J.M.V. (1959) - Um veio carbonático com terras raras e tório no Maciço de Itatiaia, Rio de Janeiro, Bol.Soc.Bras.Geol., vol.8, nº1, pp.51-62
- MCDUGALL, I. e RÜEGG, N.R. (1966) - Potassium-argon dates on the Serra Geral Formation of South America. Geoch.Cosmoch. Acta, vol.30, pp.191-195

- McKEE, E.D. (1966) - Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, vol.7, nº1, pp.1-70. Amsterdam
- MELFI, A.J. (1967) - Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch.Cosmoch.Acta*, vol.31, pp.1079-1089
- MENDES, F. (1964) - Ages absolus par la méthode au strontium de quelques roches d'Angola. *C.R.Acad.Sc.Paris*, vol.258, groupe 9, pp.4109-4111
- MENDES, F. (1966) - Ages absolus par la méthode au strontium de quelques roches d'Angola. *C.R.Acad.Sc.Paris*, vol.262, série D, pp.2201-2203
- MENDES, F. (1968) - Mesures Geochronologiques en Angola - Univ. Clermont-Ferrand. Tese mimeografada: 21 p.
- MENDES, F. e VIALETTE, Y. (1972) - Le Precambrian de l'Angola. 24 Congr.Intern.de Geol. Secção 1, pp.213-220
- MINIOLI, B. (1971) - Determinações potássio-argônio em rochas localizadas no litoral Norte do Estado de São Paulo. *Anais Acad.Bras.Ciê.*, vol.43, nº2, pp.443-448
- MINIOLI, B. e KAWASHITA, K. (1971) - Contribuição à estratigrafia do Eo-Paleozóico do "Escudo Riograndense". *Anais do XXV Congr.Bras.de Geol.*, pp.193-198
- MINIOLI, B., PONÇAMO, W.L. e OLIVEIRA, S.M.B. (1971) - Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. *Anais Acad.Bras.Ciê.*, vol.43, nº2, pp.433-437
- MORGAN, W.J. (1971) - Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, vol.230, pp.42-43
- MOUTA, F. (1954) - Notícia explicativa do esboço geológico de Angola. Ministério do Ultramar. Junta de Investigações do Ultramar - Lisboa
- NASCIMENTO, J.P.do (1898) - Exploração geographica e mineralógica no distrito de Mossamedes em 1894-1895, Lisboa. Ed. do autor
- NICOLAYSEN, L.O. (1961) - Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks. *Annals of the New York Academy of Sciences*, vol.91, Art.2, pp.198-206
- NICOLAYSEN, L.O. (1962) - Stratigraphic interpretation of age measurements in Southern Africa; *Petro.Studies, Buddington Volume* (Geol.Soc.of America), pp.569-598

- NICOLAYSEN, L.O. e BURGER, A.J. (1965) - Note on an extensive zone of 1000 million-year old metamorphic and igneous rocks in Southern Africa. *Sciences de la Terre*, vol. X (1964-1965), nºs 3-4, pp.497-516
- NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A. e MUHLMANN, H. (1969) - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Tec. da Petrobrás*, vol.12, nº3, pp.291-346
- PETRI, S. e SUGUIO, K. (1969) - Sobre os metassedimentos do grupo Açungui do extremo sul do Estado de São Paulo. *Univ. São Paulo. Convênio USP/DAEE*
- PFLUG, R. (1963) - Präkambrische Strukturen in Africa und Sudamerika, eine Gegenüberstellung. *N.Jb.Geol.Palaeont.* vol.7, pp.355-358
- PRIEM, H.N.A., HEBEDA, E.H., BOELRIJK, N.A.I.M. e VERSCHURE, R.H. (1968) - Isotopic age determination on Surinam rocks 3, Proterozoic and Permo-Triassic basalt magmatism in the Guiana Shield. *Geol.en Mijnbouw*, vol.47, pp.17-20
- REAL, F. (1959) - Intrusões kimberlíticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karoo de Angola. *Ser. Geol. de Portugal. Memória 5 (nova série). Lisboa*
- REAL, F. (1962) - O Maciço ultrabásico do Monte Atchiza (Moçambique) - Reconhecimento geológico-mineiro. Estudos científicos oferecidos em homenagem ao Prof. Doutor J. Carrington da Costa. *Junta de Investigações do Ultramar - Lisboa*
- ROCHA-CAMPOS, A.C. e OLIVEIRA, M.E.C.B.de (1972) - Lower gondwana rocks in Angola and Mozambique. *Bol.Inst.Ivest. Cient.Angola, LUANDA*, vol.9, nº1, pp.51-74
- RODRIGUES, B. (1970) - Tectonic alignments related with alkaline intrusions in Angola and Brazil. 2º Gondwana Symposium - South-Africa, pp.457-460
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1961) - Sedimentary cycles in the west Congo Geosyncline of Northwest Angola. *Bol.Serv.Geol. Minas de Angola*, vol.3, pp.47-62
- SCHERMERHORN, L.J.G. e STANTON, W.I. (1960) - Le limite schisto-calcaire Schisto-gréseux en Angola, en A.E.F. et au Congo. *Ann.Soc.Geol.Belgique*, vol.84, pp.91-101
- SEMIKHATOV, M.A. (1972) - On the Precambrian Stratigraphic Scale. 24 Congr.Int.Geol.Secção 1, pp.273-277
- SHCHEGLOV, A.D. (1970) - Main Types of areas of Tectono-magmatic activation. *Int.Geol.Rev.*, vol.12, nº12, pp.1473-1479
- SIEDNER, G. e MILLER, J.A. (1968) - K/Ar age determinations on basaltic rocks from South-West Africa and their bearing on continental drift. *Earth and Planetary Sc. Letters*, vol.14, pp.451-458

- SILVA, A.T.S.F., TORQUATO, J.R. e KAWASHITA, K. (1973) - Alguns dados geocronológicos pelo método K/Ar da região de Vila Paiva Couceiro, Quilengues e Chicomba (Angola). Bol. dos Serv. Geol. Minas, vol. 24, LUANDA
- SILVEIRA, M. de M. (1967) - Climas de Angola. Luanda. Serviços Meteorológicos de Angola
- SIMPSON, E.S.W. e KRÖNER, A. (1971) - The geology of Southern Africa. In "Encyclopedia of world Geology". Universidade da Columbia, New York
- SIMPSON, E.S.W. e OTTO, J.D.T. (1960) - On the Precambrian anorthosite mass of southern Angola. 13^o Congr. Int. Geol. Copenhaga Rept. Session Norden, PT 25, pp. 216-277
- SOUZA, F.L.P. de e ANDRADE, M.M. de (1952) - Esboços Geológicos da parte Ocidental de Angola. Serviços Geológicos de Portugal - Lisboa
- SOUZA, M.N. de (1964) - Relatório dos trabalhos de prospecção gravimétrica e magnética da área do Morro Vermelho. Relatório inédito dos Serv. Geol. Minas de Angola. LUANDA
- STANTON, W.I., SCHERMERHORN, L.J.G. e KÖRPERSHOEK, H.R. (1963) - The West Congo System. Bol. Serv. Geol. Minas de Angola, vol. 8, pp. 69-78
- TAYLOR, F.B. (1910) - Bearing of the tertiary mountains belt in the origin of the Earth's plan. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 21
- TORQUATO, J.R. (1970) - Nota prévia sobre a geologia da região do Morro Vermelho (Baía dos Tigres). Rel. Com. Inst. Invest. Cient. Angola, vol. 6
- TORQUATO, J.R. (1970) - Origin and evolution of the Moçâmedes desert (Angola). Bol. Inst. Invest. Cient. Angola, 7, n^o 2
- TORQUATO, J.R. (1971) - Algumas considerações sobre os trabalhos de campo realizados na região Baía dos Tigres/Foz do Cunene (carta geológica provisória). Bol. Inst. Invest. Cient. Angola, 8, n^o 2, pp. 105-123
- TORQUATO, J.R. (1971) - The Damara system in Angola (some preliminary observations on the existence of two geosyncline facies). Rel. Com. do Inst. Invest. Cient. Angola, 13
- TORQUATO, J.R. e ALSOPP, H.L. (1973) - Rubidium-Strontium geochronology of granitic rocks from the Morro Vermelho area (Tiger Bay - Angola). Geol. Rundschau, vol. 62, n^o 1, pp. 172-179

- TORQUATO, J.R. e AMARAL, G. (em impressão-a) - Algumas idades K/Ar do magmatismo mesozóico de Angola e sua correlação com o correspondente do sul do Brasil. Bol.Inst.Invest.Cient. Angola, LUANDA
- TORQUATO, J.R. e AMARAL, G. (em impressão-b) - Idades K/Ar em rochas das regiões de Catanda e Vila de Almoester. Bol. Inst. Invest. Cient., Angola, - LUANDA
- TORQUATO, J.R., RAMALHAL, M.R.A. e RAMALHAL, F.J.S. (em impressão) - Idade radiométrica pelo método K/Ar do arenito glauconítico da região do Giraul (Moçâmedes-Angola). Bol.Inst.Invest.Cient., Angola, LUANDA
- TORQUATO, J.R., SILVA, A.T.S.F., CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (em preparação) - Evolution of the Quipungo orogenic belt in Western Angola
- TUYEZOV, I.K. (1966) - Parekhodnyye etapy drevnik plataform na territorii SSSR. Sovet.Geol., nº1, pp.51-69. Trad. int. Geol.Rev., vol.9, nº4, pp.584-597
- VAIL, J.R. (1964) - Mesozoic igneous rocks in Southern Africa and the dating of the magmatic activity. Eight Annual Report on Scientific Results. Research Inst.of African Geology. Leeds, pp.27-29
- VANDOROS, P., RUEGG, N.R. e CORDANI, U.G. (1966) - On potassium-argon age measurements of basaltic rocks from Southern Brazil. Earth and Planetary Sc.Letters, vol.1. nº 6, pp. 449-452
- WEGENER, A. (1912) - Die Entstehung der Kontinente. Geol. Rundsch., vol.3, fas.4, pp.276-292
- WILSON, J.T. (1965) - Evidences from ocean islands suggesting movements in the earth. In P.M.S.Blackett, Sir Eduard Bulaard and S.K.Runcorn (Editores), "A Symposium on Continental Drift". Philos.Trans.R.Soc.vol. 258, pp. 145-167
- WILSON, J.T. (1972) - New insights into old shields. In A.R. Ritsema (Editor), "The Upper Mantle". Tectonophysics, vol.13, nº1-4, pp.73-94
- 1952-1955 - The Curoca area Province of Angola, Portuguese West Africa. Relatório inédito da firma E.J.Longyear Company.
- 1961 - Carta geológica de Angola. Folhas provisórias do Iona e Oncôcua. Dir.Prov.Serv.Geol.Minas de Angola, LUANDA

APÊNDICES

- 1 - Descrição petrográfica sucinta das amostras datadas
- 2 - Determinações Rb/Sr - Dados analíticos
- 3 - Determinações K/Ar - Dados analíticos
- 4 - Idades apresentadas por F.Mendes (1968) e recalculadas com $R_0 = 0,705$
- 5 - Resultados analíticos Rb/Sr de rochas de An gola
- 6 - Resultados analíticos K/Ar de rochas de An gola

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA SUCINTA DAS AMOSTRAS DATADAS

Com o fim de facilitar uma melhor visão de alguns dos problemas que surgiram durante a elaboração do presente trabalho, resolvemos agrupar e descrever sucintamente as amostras que foram sujeitas a estudos geocronológicos.

As amostras estão descritas por ordem de folha topográfica, surgindo assim em primeiro lugar as rochas estudadas na folha 395, em segundo lugar as da folha 416 e assim por diante até à última (folha 440). Dentro de cada folha a ordenação é por numeração no sentido crescente.

A seguir a cada mineral e entre parênteses, está indicada a sua porcentagem estimada em volume no total da rocha.

Para simplificar a relação, foram usadas as seguintes abreviaturas:

ACT-Actinolita	GRN-Granulação	PER-Pertitizado
ALB-Albita	HIP-Hiperstênio	PIR-Pirita
ALL-Allanita	HOR-Hornblenda	PLA-Plagioclásio
APA-Apatita	ILM-Ilmenita	PIX-Piroxênio
AUG-Augita	LEU-Leucoxênio	QUA-Quartzo
BIO-Biotita	LIM-Limonita	SEP-Serpentina
CAR-Carbonato	MAF-Máfico	SER-Sericita
CLO-Clorita	MES-Mesopertita	TAL-Talco
CLP-Clinopiroxênio	MET-Mesostasis	TEX-Textura
DIO-Diopsídio	MGP-Micropegmatita	TIT-Titanita
EPI-Epidoto	MIC-Microclínio	TRE-Tremolita
ESC-Escapolita	MIN-Mineralogia	TUR-Turmalina
ESP-Espinélio	MOS-Moscovita	URA-Uralita
EST-Estauroлита	OLI-Olivina	VES-Vestígios
FEA-Feldspato alcalino	OPA-Opacos	ZEO-Zeolito
GRA-Granada	OPL-Opala	ZIR-Zircão
	ORT-Ortoclásio	

Conforme já foi focado no texto, todas as determinações petrográficas foram executadas pelo Prof. Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, tendo em vista a publicação futura das notícias explicativas das folhas geológicas presentes.

395-G6 - Granito pórfito granofírico

TEX: Porfíritica granofírica

GRN: Fenocristais 1-3mm; Massa fundamental 0,01-0,2mm.

MIN: PLA(30); MIC.PER(20); QUA(20); MGP(20); BIO(8); MAG, TIT, EPI e APA(2).

Plagioclásio An_{35-45} em núcleos variando zonadamente e recorrente até An_{20} na borda. Retangular. Tende a fenocristais com 20 1-3mm. Massa fundamental micropegmatítica e placas de biotita pardo esverdeada. Poucos opacos, leucoxênio e epidoto.

395-G6A - Granito pórfito granofírico

Rocha semelhante à 395-G6.

395-G6B - Granito pórfito granofírico

Rocha semelhante à 395-G6.

395-G7 - Granodiorito

TEX: Hipidiomórfica granular.

GRN: 0,1-0,6mm

MIN: PLA(50); MIC PER(9); QUA(30); BIO(7); EPI(4); OPA e APA(VES).

Plagioclásio com núcleos de An_{30-40} mas essencialmente oligoclásio algo sericitizado e epidotizado. O quartzo tende a formar mosaicos intersticiais. Biotita verde parda.

395-G7A - Granodiorito

Rocha semelhante à 395-G7.

395-G7B - Granodiorito

Rocha semelhante à 395-G7 (SPR-497) mas com um aumento da biotita de 12% e de apatita para 3%.

395-G8 - Diabásio

TEX: Intersertal

GRN: 0,3mm

MIN: PLA(60); MET(18); AUG(15); MAG(5); APA, CLO, SER, ZEO, OPL, ACT; PIR(2).

Plagioclásio labradorítico An_{55} que pode zonar de An_{70-30} . Parcialmente alterado em fraturas e clivagens para sericita e clorita. Augita quase incolor. Vidro mesostático recheado de microlitos cloritizados. Magnetita em cristais poiquilíticos tendendo ao idiomorfismo.

395-G9 - Gnaisse granítico

TEX: Granoblástica com tendência gnaissosa

GRN: 0,2-0,8mm

MIN: PLA(28); MIC(28); QUA(37); MOS(6); BIO+CLO(1); OPA; APA; EPI e TIT(VES).

O quartzo tende a segregar em corpos de textura em mosaico ligeiramente alongados. A biotita parda e a clorita verde intenso levemente orientadas. O plagioclásio An_{10-15} está alterado e moscovitizado.

- 395-G9A - Gnaiss granítico
Rocha semelhante à 395-G9.
- 395-G9B - Gnaiss granítico
Rocha semelhante à 395-G9.
- 395-G9C - Gnaiss granítico
Rocha semelhante à 395-G9.
- 395-G10 - Augen gnaiss quartzodiorítico
Rocha semelhante à 395-10A mas onde a
porcentagem de micas aumenta para cerca de 30%.
A sericita aparece em corpos elipsóidicos.
- 395-G10A - Augen gnaiss quartzodiorítico
TEX: Augen lepidoblástica
GRN: Augens 1-3mm; matriz 0,1-0,3mm
MIN: PLA(53);QUA(17);MIC(5);BIO(16);MOS+SER(8); CAR
(1); APA e ZIR(VES).
Augens redondos e retangulares de plagioclásio
An₁₀, sericitizados. Massa intersticial orienta-
da mista de camadas de biotita pardo vermelha,
moscovita e quartzo, feldspato e quartzo gros-
seiro em mosaico. Plagioclásio com sinais de de
formação pós-cristalização.
- 395-G11 - Metabasito (Epidiabásio)
TEX: Blastofítica
GRN: Média - 1mm; Hornblenda até 8mm
MIN: PLA(50);HOR(40);MAG(3);BIO(3);DIO(1);EPI(2);
SER,ACT,QUA,PIR(1).
O plagioclásio ripiforme é labradorita/bitownita
com manchas irregulares sericitizadas. Hornblen-
da verde médio em cristais poiquiloblásticos. Opa-
co primário é magnetita arredondada e ilmenita.
Quartzo raro intersticial ou secundário com epi-
doto.
- 395-G11A - Metabasito (Epidiabásio)
TEX: Blastofítica
GRN: 1mm - Hornblenda até 8 mm
MIN: PLA(40);HOR(53);MAG(3);BIO(2);DIO(1);EPI,SER,
ACT,QUA,PIR e CAL(1).
Plagioclásio límpido ou fortemente saussuritiza-
do, geminação complexa Carlsbad-Albita Labradori-
ta An₅₀ em média, mas existem zonais mais cálcio-
cas e mais sódicas. Hornblenda verde médio em
cristais poiquiloblásticos geralmente englobando
plagioclásio e biotita. Magnetita arredondada.
Quartzo intersticial e secundário. Biotita pardo
amarelado em placas na hornblenda.

395-G12 - Granito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 1-4mm

MIN: MIC(31);PLA(25);QUA(35);BIO(8);TIT,OPA,APA e ZIR(1).

Microclínio de média a alta triclinicidade, pertítico, xenomórfico. Plagioclásio idiomórfico retangular (An_{15-25}) intensamente saussuritizado. Quartzo em grãos tendendo ao arredondamento. Biotita verde ou pardo verde vulgarmente sagenítica. Titanita em parte leucoxenizada.

395-G12A - Granito

Rocha semelhante à 395-G12.

395-G12B - Granito

Rocha semelhante à 395-G12.

395-G12C - Granito

Rocha semelhante à 395-G12.

395-G12D - Granito

Rocha semelhante à 395-G12.

395-G13 - Granito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 0,5-3,5mm

MIN: MIC(15);PLA(54);QUA(30);BIO(1);OPA(VES).

Microclíneo altamente triclinico, geralmente xenomórfico. O quartzo aparece por vezes com nítidos contornos bipiramidados. Plagioclásio (An_{10}) intensamente sericitizado. Biotita parda em parte epidotizada, cloritizada e com sagenita. Opacos muito raros, em parte leucoxenizados.

395-G13A - Granito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 0,5-3,5mm

MIN: MIC(32);PLA(31);QUA(36);BIO(1);OPA(VES).

A descrição mineralógica é semelhante à amostra 395-G13.

395-G13B - Granito

Rocha semelhante à 395-G13.

395-G13C - Granito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 0,5-3,5mm

MIN: MIC(42);PLA(30);QUA(27);BIO(1);OPA(VES).

Descrição mineralógica semelhante à amostra 395-G13.

395-G13D - Granito

Rocha semelhante à 395-G13.

395-G14 - Diabásio

TEX: Ofítica

GRN: 0,5-1,5mm

MIN: PLA(50); AUG(40); OLI(2); MAG(5); URA(3); APA, BIO(VES).

Plagioclásio labradorítico. Augita poiquilítica. Olivina, crisolita. Magnetita coroada por fibras de uralita. Actinolita abundante em diversas cores (incolor, verde e azul forte).

395-G14A - Diabásio

Rocha semelhante à 395-G14.

395-G14B - Diabásio

Rocha semelhante à 395-G14.

395-81 - Granito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 1-3mm

MIN: PLA(30); QUA(30); MIC(30); BIO(10); SER, EPI, CLO, LEU e TIT(VES).

Plagioclásio tendendo a retangular, geminado segundo albita (zonado de An₂₂ até albita). Intensa saussuritização. Quartzo bipiramidado mas bastante deformado e microgranulado. Microclínio peritítico. Biotita parda por vezes com rutilo sagenítico. Biotita verde secundária. Epidoto e sericita formam mais de 50% dos plagioclásios.

395-82 - Granito

Rocha semelhante à 395-81.

395-83 - Granito

Rocha semelhante à 395-81.

395-84 - Granito

Rocha semelhante à 395-81.

416-17 - Wehrlito

TEX: Panxenomórfica

GRN: 1-2,5mm

MIN: AUG(95); OLI(5).

O clinopiroxênio augita apresenta-se pouco colorido e forma a quase totalidade da rocha. A olivina, bastante fresca, constitui a menor parte.

416-26 - Biotita lamprôfiro

TEX: Blasto porfirítica

GRN: 0,05-0,4mm

MIN: BIO(20); PIX(20); SEP(50); OPA(10).

Biotita formando as maiores placas. O clinopiroxênio aparece sob a forma de inclusões granulares. A serpentina é granular e finamente intersticial. Os opacos são granulares.

416-52 - Hornblenda biotitito

TEX: Grano a poiquiloblástica

GRN: 0,05-1mm

MIN: BIO(40);HOR(30);DIO(10);SEP(15);TIT(4);APA(0,5);
MAG(0,5).

Biotita pardo alaranjado com sagenita e hornblenda verde poiquiloblástica. Diopsídio em pequenos cristais equidimensionais agrupados ou prismáticos e isolados. Titanita em losangos. Apatita em prismas largos. Serpentina granular e em fitas substitui hornblenda.

416-62 - Metabasalto hornfêlsico

TEX: Granoblástica blastoporfirítica

GRN: Média 0,3-0,5mm. Fenocristais 1 mm.

MIN: PLA(30);BIO(15);DIO(30);MAG(15);SEP,LIM e ZEO(VES).

Plagioclásio labradorítico An_{52-74} com complexas formas geminadas originais. Diopsídio de verde a incolor, granular arredondado ou alongado em fenocristais. Biotita e magnetita xenomórficas. Serpentina em ninhos formados por alteração de diopsídio e possivelmente olivina.

416-64 - Metalatito

TEX: Granoblástica

GRN: Média 0,1mm. Fenocristais 0,3-1mm

MIN: ORT(20);PLA(25);BIO(12);DIO(26);MAG(13);SEP(3) e
APA(1).

Plagioclásio labradorítico An_{50-60} em duas formas: granular e pouco geminado e como possíveis fenocristais reliquias. Ortoclásio límpido e xenomórfico. Biotita poiquiloblástica. Apatita abundante, fina. Magnetita xenomórfica. Serpentina possivelmente substitui olivina.

416-70 - Piroxênio biotitito

TEX: Decussada

GRN: 1mm

MIN: BIO(40);DIO(15);SEP(40);MAG(4);HOR(1);APA(VES).

Biotita pardo alaranjado pouco intenso em placas caoticamente distribuídas. Diopsídio em cristais prismáticos. Hornblenda substitui diopsídio. Serpentina em agregados incolores intersticiais. Apatita em pequenos prismas. Magnetita em cristais irregulares secundários.

416-154 - Bostonito

TEX: Porfirítica bostonítica

GRN: Média 0,2mm. Fenocristais 0,5-1mm

MIN: FEA(80);PLA(5);BIO(4);HOR(5);PIX(2);MAG(3);APA,
ZIR, CLO(VES).

Fenocristais de 1) Feldspato alcalino parcialmen-

te anortoclásio. 2) Máfico totalmente transformado em serpentina e magnetita. 3) Biotita pardo vermelha idiomórfica com corrosões magmáticas. 4) Apatita arredondada e 5) Zircão prismático. A matriz é fundamentalmente de feldspato alcalino.

416-156 - Leucodiabásio pórfito

TEX: Intergranular porfirítica

GRN: Média 0,1mm. Fenocristais 0,3-2mm

MIN: PLA(55); MES(20); AUG(8); MAG(6); MAF(9); APA(2). BIO, CLO, ACT, TRE e ZEO(VES).

Fenocristais de: 1) Labradorita An_{55} . 2) Augita. 3) Magnetita. A matriz contém plagioclásios mais sódicos que os fenocristais e possivelmente até ortoclásio. Serpentina como possível alteração de olivina.

416-158 - Luzitanito (Shonkinito)

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 1mm

MIN: FEA(50); BIO(23); DIO(19); MAG(5); APA(3); ZEO(VES).

O feldspato alcalino é ortoclásio com manchas de feldspato de índice superior ao bálsamo. Diopsídio idiomórfico com inclusões de outros minerais. Biotita pardo alaranjada. Magnetita poiquilítica. Apatita em prismas longos.

416-169 - Melamonzonito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 1mm

MIN: FEA(20); PLA(10); BIO(3); DIO(50); HOR(15); TIT(1); APA(1).

Descrição mineralógica semelhante à 416-158.

416-184 - Biotita-piroxênio lamprófito (Minette)

TEX: Panidiomórfica granular porfirica

GRN: 0,05-0,3. Fenocristais até 1 mm

MIN: BIO(20); PIX(25); OPA(5); ORT(50); ZEO, SER(VES).

A biotita é parda, o piroxênio é clino. Os opacos são fundamentalmente magnetita. A base dos fenocristais é um feldspato, provavelmente ortoclásio alterado. São comuns zeolitas e sericita.

416-187 - Leuco-monzogabro

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: Média 0,3-1mm. Plagioclásios 4-10mm

MIN: PLA(73); ORT(10); BIO(11); AUG(3); MAG(2); APA(1). PIR, CLO, OPL e ZEO(VES).

Plagioclásio com grandes cristais retangulares geminados Carlsbad-Albita (An_{45-60}). Ortoclásio lim

po, raramente geminado. Biotita pardo-laranja-avermelhada. Augita levemente esverdeada em grãos subidiomórficos. Magnetita xenomórfica. Opala e zeolitos em fraturas de plagioclásio.

- 416-219 - Biotita-piroxênio lamprófiro (Minette)
TEX: Porfirítica panidiomórfica
GRN: Média 0,01-0,1mm. Fenocristais 0,1-1mm
MIN: FEA(60); BIO(10); AUG(20); MAG(5); APA(2); CAL(2); ZEO(1).

Piroxênio augítico levemente cinza ou esverdeado. Biotita vermelha a esverdeada escura nas bordas. Matriz feldspática essencialmente de ortoclásio. Apatita em agulhas compridas. Titanita e magnetita irregulares. Calcita secundária.

- 416-264 - Biotita-hiperstênio granulito
TEX: Granoblástica
GRN: 0,05-0,5mm
MIN: PLA(45); QUA(35); BIO(10); HIP(8); MAG(3); APA(VES).

Agregados xenoblásticos de quartzo granular com contornos irregulares engrenados em plagioclásio (Andesina-Labradorita). Hiperstênio xenomórfico em pequenos grãos irregulares a poiquiloblásticos, levemente pleocrômico. Biotita parda em plaquetas sub orientadas.

- 416-266 - Piroxênio granulito
TEX: Granoblástica xenoblástica
GRN: 1mm
MIN: PLA(60); DIO(20); HOR(18); MAG(2).

Diopsídio levemente esverdeado em grãos tendendo a redondos associado a hornblenda verde que pode substituí-lo ou cristalizar independentemente. Opacos xenomórficos. Plagioclásio An₆₀ em agregados xenoblásticos.

- 416-268 - Hornblenda granulito
TEX: Granoblástica
GRN: 0,3-0,7mm; 3,5mm em poiquiloblastos.
MIN: PLA(48); HOR(40); CLP(10); OPA(2); APA(VES).

Plagioclásio retangular pouco geminado. Hornblenda parda. O clinopiroxênio aparece por vezes sob a forma de porfiroblastos poiquilíticos. Vestigialmente encontra-se apatita sob a forma de agulhas e pequenos prismas.

- 416-269 - Biotita-hiperstênio granulito
TEX: Granoblástica
GRN: 0,05-0,5mm
MIN: PLA(45); QUA(35); BIO(18); HIP(1); MAG(1); APA(VES).

Rocha semelhante à 416-264 mas aqui os feldspatos e biotitas estão mais alterados em clorita + sagenita e sericita + calcita respectivamente.

416-271 - Granulito ácido

TEX: Granoblástica

GRN: Mega-cristais 3-4mm; Massa 0,1-0,3mm

MIN: ORT(50);QUA(40);PLA(10);BIO(VES).

O ortoclásio pertita deformado forma cristais irregulares maiores em base quartzo-feldspática fina. O quartzo aparece segregado em fitas de granulação maior. A biotita é vermelha.

416-272 - Granulito ácido

TEX: Granoblástica

GRN: 0,02-2mm

MIN: ORT(50);QUA(35);PLA(14);GRA(1);ZIR,BIO e OPA(VES).

Ortoclásio pertítico tende a formar cristais maiores em associações quartzo-feldspáticas. Alguns grãos de granada arredondada. Os opacos são alongados. Biotita vermelha. Raros zircões.

416-273 - Granulito ácido

TEX: Granoblástica

GRN: 0,1-3,5mm

MIN: ORT(40);QUA(30);PLA(15);GRA(3);BIO(2);ZIR(VES).

O ortoclásio pertita e o quartzo tendem a formar grãos maiores, irregulares. O plagioclásio (An₂₂) também pode aparecer em grãos maiores. Massa quartzo-feldspática fina. Biotita pardo-vermelha em linhas.

416-274 - Granulito ácido

TEX: Granoblástica (em parte mortor)

GRN: 0,1-0,2mm

MIN: ORT(35);QUA(30);PLA(25);GRA(9);BIO(1).

O ortoclásio pertita, quartzo e plagioclásio (An₂₅) aparecem em agregados irregulares tipo mosaico com fortes evidências de deformação e microgranulação. Granada abundante.

416-276 - Granulito ácido

TEX: Granoblástica

GRN: 0,2-4mm

MIN: MIC(50);QUA(30);PLA(15);GRA(2);BIO(3);ZIR,ILM(VES).

A rocha apresenta-se com o aspecto de um mosaico engrenado de microclínio de alta triclinicidade, quartzo e plagioclásio (An₂₂). Pouca biotita pardo vermelha e granada.

417-6 - Anfibolito

TEX: Grano a nematoblástica

GRN: 0,5 - 3mm

MIN: HOR(80);PLA(10);QUA(10);APA,MAG(VES).

Hornblenda verde relativamente pálida. Plagioclásio em agregados xenoblásticos. Quartzo igualmente xenoblástico ocorrendo também em pequenos cristais na periferia da hornblenda.

417-9 - Estauroлита-granada gnaiss

TEX: Granolepidoblástica

GRN: 1-2mm

MIN: QUA(40); PLA(30); BIO(10); MOS(5); EST(10); GRA(4);
APA(1); TUR e OPA(VES).

Mosaicos de quartzo e plagioclásio An_{20} , Biotita pleocróica com exsudações. Grandes cristais de estauroлита.

417-11 - Epidosito

TEX: Granoblástica

GRN: 0,2mm

MIN: EPI(50); PLA(40); HOR(5); CLO(4); TIT(1); APA, CAL,
BIO(VES).

Epidoto verde bem claro medianamente ferrífero, em grãos poligonais arredondados. Plagioclásio An_{80} quase sem geminação. Hornblenda verde com tendência a formar porfiroblastos poiquiloblásticos. Biotita descorada. A sericita altera o plagioclásio tornando-o labradorita.

417-13 - Moscovita

Colhida num pegmatito.

417-22 - Escarnito

TEX: Granoblástica poiquiloblástica

GRN: 0,3-3mm

MIN: QUA(6); ESC(6); EPI(26); HOR(22); DIO(27); TIT(2); CAL
(6); MAG, APA, GRA, TUR(VES).

Diopsídio verde claro parcialmente substituído por hornblenda verde. Epidoto incolor. Titanita e granada em idióblastos poiquiloblásticos. Apatita em prismas longos. Quartzo, calcita e escapolita em agregados pavimentosos. Turmalina azul.

417-23 - Leucogabro

TEX: Sub-ofítica

GRN: 0,5-3mm

MIN: PLA(56); MET(30); AUG(12); MAG(2); APA, CLO, URA, ZEO,
FEA e OPL(VES).

Plagioclásio geminado de Carlsbad-Albita com zoneamento An_{65-40} com o desenvolvimento de zeolita, feldspato, opala e clorita em fraturas. Augita em prismas incolores. Magnetita em grãos esqueléticos.

417-25 - Quartzito

TEX: Granoblástica

GRN: 0,3-1,5mm

MIN: QUA(88); MOS(12); FEA(VES).

Mosaicos mais ou menos retangulares de quartzo e placas de moscovita. O feldspato pode aparecer raramente e sempre muito alterado.

417-27 - Gnaiss granítico

TEX: Granoblástica

GRN: 0,3-4mm

MIN: MIC(30); PLA(28); QUA(40); BIO(1); MOS(1); APA, MAG e GRA(VES).

Os cristais maiores são normalmente de quartzo o qual se concentra em lentes ou ninhos. Plagioclásio An_{10} com inclusões mirmequíticas de quartzo.

Biotita parda por vezes cloritizada. Como opacos, exclusivamente a magnetita.

417-28 - Gnaiss granítico

Rocha semelhante à 417-27.

417-29 - Gnaiss granítico

Rocha semelhante à 417-27.

417-30 - Gnaiss granítico

Rocha semelhante à 417-27.

417-34 - Anfibolito

TEX: Granoblástica xenoblástica

GRN: 0,5-4mm

MIN: HOR(90); QUA(5); EPI(5).

Cristais xenoblásticos de hornblenda verde muito pálido por vezes geminada. A massa mais fina é constituída por quartzo e epidoto claro os quais podem igualmente aparecer como inclusões nas hornblendas.

417-35 - Metahornblendito

TEX: Granoblástica-xenoblástica

GRN: 1-5mm

MIN: HOR(97); CLO(1); MAG(1); TAL(1).

Grandes cristais de hornblenda verde pálido a incolor, contendo núcleos ou manchas de outra hornblenda mais verde. A clorita verde pálido forma ninhos nos grandes cristais de hornblenda. Intersicialmente aparecem placas de talco.

417-43 - Metagranito pórfiro

TEX: Blastoporfirítica

GRN: Fenocristais 0,4-3mm; Massa fundamental 0,02-0,2mm

MIN: MIC(25); PLA(30); QUA(25); BIO(10); MOS(2); EPI(3); TIT(3); MAG(1); GRA(1); APA, ZIR(VES).

Os fenocristais formam cerca de 20% da rocha, sendo na maior parte formados por plagioclásio An_{10} sericitizado. O microclínio mesopertítico com extinção tremula forma o restante dos fenocristais. Quartzo na massa fundamental muito fino e em mosaicos de granulação maior. A magnetita está rodeada por titanita. Epidoto em cristais pequenos. Moscovita e granada poiquiloblásticas.

417-44 - Metagranito pórfito
Rocha semelhante à 417-43.

417-45 - Metagranito pórfito
Rocha semelhante à 417-43.

417-46 - Metagranito pórfito
Rocha semelhante à 417-43.

417-52 - Moscovita-albita-quartzo xisto
TEX: Granolepidoblástica
GRN: 0,1-0,3mm
MIN: QUA(50);ALB(40);MOS(6);BIO(2);APA(2);TUR,ILM,
TIT(VES),
Mosaicos engrenados de quartzo e albita. Micas orientadas. Biotita verde.

417-58 - Olivina diabásio
TEX: Hipidiomórfica granular
GRN: 0,3-1,5mm
MIN: OLI(31);PLA(68);PIX(1);SEP,MAG,BIO(VES).
Olivina em grãos sub idiomorfos arredondados alterados em serpentina nas fraturas e bordas. Plagioclásios formam a massa restante. Biotita, orto e clinopiroxênio desenvolvem-se em monocristais.

417-68 - Micro-quartzo diorito
TEX: Hipidiomórfica granular
GRN: Fenocristais 1-2mm; massa fundamental 0,2mm
MIN: ALB(50);QUA(40);MOS(10).
Os fenocristais são de albita (An_{10}) mais ou menos retangulares, idiomórficos ricos em sericita.

417-69 - Micro-quartzo diorito
Rocha semelhante à 417-68.

417-70 - Granito
TEX: Hipidiomórfica granular
GRN: Quartzo-0,2-2mm; Feldspato 1-3mm
MIN: MIC(35); PLA(30);QUA(30);MOS(5);CLO; EPI(VES).
Feldspatos idiomórficos mais ou menos retangulares separados por quartzo em mosaicos engrenados. O plagioclásio é An_{10} .

417-71 - Granito
Rocha semelhante à 417-70.

417-95 - Epidiabásio
TEX: Blastofítica
GRN: 0,4-4mm
MIN: PLA(60);HOR+URA(30);CLO+CAR+BIO(8);MAG(1);APA(1);LEU(VES).

Plagioclásio labradorita An_{60-70} geminado em Carlsbäd-Albita, zonado. Intersticialmente aparece hornblenda verde. Periféricamente desenvolve-se actinolita azul(uralita) associada a quartzo, carbonatos e clorita. Leucoxênio forma pseudomorfos.

417-99 - Gnaiss granítico

TEX: Granoblástica

GRN: 0,2-3mm

MIN: QUA(25);MIC(50);PLA(20);BIO(5).

Agregados granulares xenoblásticos. Microclínio de alta triclinicidade.

417-102 - Olivina diabásio

TEX: Ofítica

GRN: 0,2-1mm; Augita 1cm

MIN: PLA(61);AUG(17);OLI(20);MAG(2);SEP,BIO,ESP(VES).

Olivina crisolita levemente serpentizada nos bordos e fraturas em corpos sub-idiomórficos arredondados, imersa em grandes cristais de augita (com mais de 1 cm). Biotita pardo claro e possivelmente espinélio ao redor de magnetita xenomórfica.

417-107 - Epidiabásio

TEX: Blastofítica

GRN: 0,2-1mm

MIN: PLA(30);ACT(37);HOR(16);QUA(1);BIO(5);CLO(7);MAG(3);CAL,SER,TIT,APA(VES).

Corpos poliminerálicos formados de hornblenda verde, biotita parda, clorita verde claro(clinoclóro) entrecruzados com quartzo. Plagioclásio tipo labradorita An_{60-45} . Apatita rara em cristais prismáticos.

417-116 - Olivina diabásio

TEX: Ofítica

GRN: Média 0,3-2mm. Piroxênio 3 a 10mm

MIN: PLA(56);AUG(30);OLI(10);BIO(1);MAG(2);SER(1).

Descrição semelhante à amostra 417-102.

417-130 - Olivina diabásio

TEX: Ofítica

GRN: Média 0,3-2mm. Piroxênio 3-10mm.

Composição e descrição mineralógica semelhante à 417-102.

417-133 - Meta hornblendito

TEX: Granoblástica

GRN: 10 mm

MIN: HOR(90);CLO(2);ACT(1);LIM,APA(VES).

Grandes cristais de hornblenda verde clara mancha

dos irregularmente de verde mais escuro. Em glóbulos e veios é descorada completamente, passando a agregado tremolítico-actinolítico. Rocha semelhante à 417-35.

417-134 - Metabasito

TEX: Granoblástica

GRN: 0,1-0,5mm. Hornblenda até 1mm

MIN: PLA(42);HOR(20);EPI(19);BIO(16);TIT(2);QUA(1);APA(VES).

Corpos grandes formados por um ou mais cristais de hornblenda poiquiloblástica e intercrescida com quartzo, epidoto e biotita. O resto da rocha é formado por fundo inequigranular de albita cravejada de actinolita, biotita e epidoto.

417-149 - Metarriolito pórfiro

TEX: Porfirítica

GRN: Fenocristais 1-4mm; Massa fundamental 0,02-0,05mm

MIN: MIC(25);PLA(30);QUA(30);MOS(12);CAR(2);OPA(1);BIO, ZIR, APA e TIT(VES).

Fenocristais de quartzo bipiramidado e plagioclásio An₁₀ um pouco sericitizado. Microclínio microperítico. Matriz muito fina quartzo-feldspática juntamente com moscovita fina. Aparentemente houve recristalização e início de xistosidade.

417-150 - Metarriolito pórfiro

TEX: Porfirítica

GRN: Fenocristais 1-4mm; Massa fundamental 0,02-0,05mm

MIN: MIC(25);PLA(30);QUA(30);MOS(1);BIO(11);OPA(1);CAR(2); ZIR,APA e TIT(VES).

Descrição mineralógica semelhante à 417-149.

417-152 - Metabasito

TEX: Blastoporfirítica

GRN: Média 0,1mm. Plagioclásio até 4mm

MIN: PLA(50);ORT(10);QUA(13);HOR ou ACT(22);EPI(4);TIT(1);CAL(VES).

Originalmente a rocha foi um pórfiro. Fenocristais de albita (An₇) recristalizaram-se mas ainda conservam nítido idiomorfismo embora com bordas corroídas. O quartzo está igualmente em fenocristais subdivididos por recristalização e deformação.

417-156 - Filito

TEX: Lepidoblástica

GRN: 0,02-0,3mm

MIN: QUA(38);SER(52);BIO(4);OPA(6);TUR,APA(VES).

Lenticulas de agregados em mosaico de quartzo separados por leitos de sericita. A biotita é amarelada. A turmalina e a apatita encontram-se presentes em pequenas quantidades.

417-164 - Granito alcalino

TEX: Hipidiomórfica granular cataclasada
GRN: Feldspatos até 5mm, restante 0,3mm
MIN: MIC(65);PLA(10);QUA(25);OPA;MOS(VES).

Microclínio intensamente micropertítico e um pouco deformado, produz extinção heterogenea. Quartzo de granulação menor em mosaicos intersticial e preenchendo fraturas.

417-166 - Granulito ácido

TEX: Granoblástica
GRN: 0,5-3mm
MIN: MIC(45);QUA(30);PLA(15);BIO(1);CLO(1);MOS(8);CAR;SER,ZIR(VES).

Mosaico pavimentoso xenoblástico equigranular com tendência à formação de línguas segregadas de quartzo mais grosseiro. Microclínio de alta triclínica. Plagioclásio An_8 muito pouco geminado.

Biotita parda. Clorita verde em plaquetas separadas ou alterando biotitas.

417-167 - Granulito ácido

Rocha semelhante à 417-166.

417-168 - Granulito ácido

Rocha semelhante à 417-166.

417-170 - Norito

TEX: Blastofítica
GRN: 0,5-1,5mm
MIN: PLA(50);URA(55);MGP(5);QUA(3);BIO(5);MAG+LEU(2);ACT,SER,CLO(VES).

Plagioclásio labradorítico em ripas grossas ou retângulos modificados, conservam geminação Albita e Carlsbad-Albita. Corpos uralitizados são pseudomorfos de piroxênio. Micropegmatita desenvolvendo-se perifericamente nos plagioclásios cálcicos. Magnetita em parte leucoxenizada.

417-171 - Gnaiss granodiorítico

TEX: Granoblástica blastoporfírica
GRN: Média 0,1-0,8mm. Porfiroblastos 1-3mm
MIN: MIC(15);QUA(35);PLA(30);BIO(10);MOS(5);EPI(5);ZIR,ALL,APA(VES).

Microclínio de baixa triclínica forma megacristais xenomórficos. Plagioclásio An_{25} geminado de Albita e Carlsbad-Albita com moscovita e epidoto recristalizados forma cristais sub-idiomórficos arredondados. Quartzo pavimentoso intersticial. A rocha aparenta ter sido porfirítica ígnea, deformada e recristalizada metamorficamente.

417-172 - Filito

TEX: Lepidoblástica

GRN: 0,1mm

MIN: QUA e SER (predominantes); CLO (abundante); EPI, FEL, TUR, ZIR, TIT, GRA, BIO, APA (VES).

Textura lepidoblástica fina, composição mineral e variações de proporções minerais em camadas, identificam um metassedimento de derivação argilo-silitica. Quartzo, clorita e sericita ocorrem como elementos essenciais. O feldspato neoformado é certamente albítico mas verificou-se a presença de algum microclíneo provavelmente clástico.

417-173 - Filito

Rocha semelhante à 417-172.

417-174 - Filito

Rocha semelhante à 417-172.

417-175 - Filito

Rocha semelhante à 417-172

417-176 - Filito

Rocha semelhante à 417-172.

439-74 - Granito augen gnaiss

TEX: Granoblástica tendendo a augen

GRN: Porfiroblastos 1-2mm; Matriz 0,05-0,1mm

MIN: MIC (35); PLA (30); QUA (30); BIO (5).

O plagioclásio e o microclínio de alta triclinicidade tendem a desenvolver cristais maiores em parte arredondados. Interstecialmente há quartzo em mosaico e biotita pardo esverdeada.

439-75 - Granito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 0,4-3,5mm

MIN: MIC (32); PLA (30); QUA (35); BIO e MOS (3); OPA (VES).

Microclínio de alta triclinicidade e plagioclásio em cristais destacados tendendo ao retangular, separados entre si por um agregado quartzoso grosseiro. Biotita pardo e moscovita em pequena quantidade.

439-76 - Gnaiss quartzo-diorítico

TEX: Granolepidoblástica

GRN: 0,2-2mm

MIN: PLA (50); QUA (35); BIO (14); APA, ALL, TIT, MAG (1).

Plagioclásio An_{35} (levemente zonado An_{30-35}) e quartzo em agregados xenoblásticos tendendo o plagioclásio a formar cristais maiores arredondados. A biotita parda mostra alguma isorientação.

439-77 - Granito

Rocha semelhante à 439-75.

439-82 - Granodiorito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 0,1-2mm

MIN: PLA(40);MIC(10);QUA(40);BIO(8);MOS(2);CAR, APA, CLO(VES).

Microclínio de alta triclinicidade, xenomórfico, com tendência arredondada. Mirmequita. Plagioclásio An₃₂ mais ou menos retangular. Quartzo em agregado de mosaico, intersticial. Biotita parda. Moscovita e apatita como acessórios.

439-84 - Granada gnaiss

TEX: Granolepidoblástica poiquiloblástica

GRN: Granadas 1-3mm; Massa 0,1-1mm

MIN: QUA(35);PLA(25);GRA(20);BIO(10);HOR(5);MAG(5);APA; ZIR e ALL(VES).

Granada em grandes cristais poiquiloblásticos ou em "peneira". Agregado de quartzo-bitownita xenoblástico. Biotita parda isorientada. Hornblenda em cristais isolados verdes com Z=azul e 2V=60° (Hastingsita).

439-85 - Hornblenda gnaiss

TEX: Granoblástica

GRN: 0,1-2mm

MIN: HOR(45);BIO(5);PLA(35);QUA(15);MAG, APA(VES).

Placas finas e compridas de biotita parda avermelhada. Hornblenda verde poiquilítica. Massa de plagioclásio(bitownita) poiquilítico com inclusões de quartzo. Apatita em grãos arredondados.

439-86 - Granito

TEX: Hipidiomórfica granular

GRN: 0,4-3,5mm

MIN: MIC(45);PLA(17);QUA(35);BIO e MOS(3).

Microclínio de alta triclinicidade e plagioclásio em cristais destacados tendendo ao retangular e separados entre si por agregados de quartzo grosseiro. Biotita parda vermelha e moscovita em pequena quantidade.

439-88 - Granito

Rocha semelhante à 439-86.

439-89 - Granito

Rocha semelhante à 439-86.

439-95 - Micro augen gnaiss blastomilonítico

TEX: Blastomilonítica augen

GRN: Augens 0,5-3mm; Massa fina 0,01-0,05mm

MIN: MIC(40);PLA(25);QUA(25);BIO(10);MAG, ILM, APA, ZIR, MOS(VES).

Porfiroblastos elipsoidais de microclínio de alta triclinicidade e em menor porcentagem plagioclásio An₂₀. Massa muito fina quartzo feldspática com

biotita parda isorientada. O conjunto forma linhas fluxionais ao redor dos augens. Quartzo em mosaicos lineares. Titanita muito rara xenomórfica. Moscovita fina e zircão como acessórios.

439-96 - Olivina-biotita diabásio

TEX: Ofítica

GRN: 0,4-5mm

MIN: PLA (54); AUG (16); HOR (6); OLI (15); BIO (7); HIP (2); APA, MAG, CAR (VES).

Plagioclásio zonado An_{64-54} . A olivina é crisolita serpentizada em fraturas e nas bordas. Aparece biotita azul envolta por fitas de orto ou clinopiroxênio. Augita incolor parcialmente alterada em hornblenda cor de laranja amarelada. Grandes placas poiquilíticas de biotita vermelha alaranjada envolvem plagioclásio e hornblenda.

439-97 - Biotita diabásio

TEX: Blasto subofítica

GRN: 0,4-4mm

MIN: PLA (56); BIO (20); AUG (12); ORT (8); HIP (2); MAG (2); HOR (1); APA (1); PIR, SER, CAL, ZIR, QUA (VES).

Plagioclásio com geminação fina Carlsbad-Albita zona heterogeneas com núcleos An_{60} e bordas An_{30} .

O restante é augita incolor, biotita pardo alaranjada, ortoclásio micropertítico. Zircão raro sem halo em biotita.

439-98 - Granito

TEX: Granoblástica/xenoblástica

GRN: 0,2-0,5mm

MIN: MIC (35); QUA (35); PLA (23); BIO (7).

O microclínio apresenta alta triclinicidade. O plagioclásio é An_{20} . Biotita parda. Textura geral xenoblástica pouco indicativa de rocha ígnea. Não há gnaissificação conspícua.

439-99 - Traquidiabásio (micro-kentalenito)

TEX: Subofítica

GRN: 0,01-0,6mm

MIN: PLA (32); AUG (24); ORT (25); OLI (15); ILM (3); APA (1); CLO, CAL (VES).

Plagioclásio zonado An_{50-40} sem orientação privilegiada. Olivina crisolita e augita tendem a formar concentrações granulares mas independentes umas das outras. O ortoclásio inclui finas agulhas de apatita. Clorita em agregados.

439-106 - Gnaiss quartzodiorítico

TEX: Granolepidoblástica blastoporfirítica

GRN: Massa fina 0,1-0,4mm. Porfiroblastos 1-3mm

MIN: PLA(60);QUA(18);BIO(20);MAG(1);APA(1);CAR,ZIR(VES).

Porfiroblastos de plagioclásio tendendo a retangular geminado segundo Albita, Carlsbad-Albita e Periclínio zonado de An_{32-20} . Matriz rica em quartzo, plagioclásio e biotita pardo escuro.

440-19 - Gnaiss granítico

TEX: Blastoporfirítica

GRN: Média 0,1-0,5mm. Fenocristais 2-7mm

MIN: PLA(30);QUA(30);MIC(35);BIO(5);APA,OPA,TIT,EPI(VES).

O plagioclásio é An_{10-15} . Microperthita finíssima. Feldspatos em porfiroblastos.

440-29 - Hornblenda xisto

TEX: Nematoblástica

GRN: 0,1-2mm

MIN: HOR(50);PLA(48);MAG(1);CLO(1);TIT,LEU,BIO,APA(VES).

Plagioclásio pouco geminado em mosaico poligonal An_{33-40} - Andesina. Hornblenda verde muito pálida, quase não pleocrônica em agulhas e prismas orientados. Clorita verde pálido. Biotita parda. Magnetita em agregados apresentando corpos poiquiloblásticos.

440-30 - Anfibolito

TEX: Granoblástica

GRN: 3mm

MIN: HOR(100).

Aparentemente pelo menos a rocha só contém hornblenda verde pálida.

440-31 - Anfibolito

TEX: Granoblástica

GRN: 0,5-2mm

MIN: HOR(60);EPI(20);PLA(15);ORT(2);QUA(2);TIT(1),APA,BIO(VES).

Hornblenda verde pálida manchada de verde mais carregado. Plagioclásio e epidoto em mosaicos segregados, epidoto incluso em hornblenda. Ortoclásio em pequenos cristais intersticiais. Quartzo raro concentrado em lentes. Titanita idiomorfa arredondada.

440-32 - Anfibolito

TEX: Granoblástica

GRN: 5mm

MIN: HOR(95); PIX(5); APA, QUA (VES).

Hornblenda em grandes cristais verde pálido envolvem restos de piroxênio incolor, diopsídio e raros cristais xenomórficos de quartzo. Apatita é o único acessório visível.

440-49 - Granófiro

TEX: Granofírica cataclástica

GRN: Variável com feldspatos até 4mm

MIN: MIC(40); PLA(25); QUA(30); MOS(5); CAR, SER, CLO, LEU, e LIM(VES).

O feldspato potássico é uma mesopertita fina com parte possivelmente de microclínio muito sericitizado. Plagioclásio sericitizado e epidotizado. Massa intersticial micro pegmatítica. Opacos e acessórios raros. Fortes deformações cataclásticas com sericitização ao longo de linhas de milonitização.

440-70 - Granófiro

Rocha semelhante à 440-49.

440-72 - Anfibolito

TEX: Granoblástica

GRN: 0,5mm

MIN: HOR(60); CLO(3); PLA(28); QUA(5); MAG(3); TIT(1); EPI, APA(VES).

Hornblenda pleocrôica entre o azul forte e o verde. Plagioclásio em ripas retangulares, ricas de epidoto e apatita. Magnetita em cristais maiores.

440-77 - Anfibolito

TEX: Granoblástica porfiroblástica

GRN: 1mm

MIN: HOR(63); BIO(4); PLA(24); QUA(1); MAG(4); APA(3).

Rocha semelhante à 440-72.

440-79 - Granito rapakivi

TEX: Orbicular

GRN: Ovóides 1-2cm, massa 0,05-0,2-2mm

MIN: MES(30); PLA(30); QUA(30); BIO(8); SER(2); TIT, EPI, ALL, ZIR e MAG(VES).

Grandes ovóides ou esferas de microclínio mesopertítico coberto por plagioclásio isorientado An₅₋₁₀ sericitizado. Massa intersticial quartzo-feldspática e zonas microgranulares com quartzo, biotita e acessórios. Os cristais maiores de quartzo são arredondados (bipirâmides?) e deformados. Zonas quebradas sericitizadas.

APENDICE 2

Determinações Rb/Sr - DADOS ANALÍTICOS

Nº LAB	Nº CAMPO	Rocha*	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	IDADE CONVENCIONAL
SPR-308	439-75	Granito	163	257	$0,7193 \pm 0,0014$	$1,84 \pm 0,04$	417 ± 91
SPR-309	439-95	Gnaiss	226	115	$0,7653 \pm 0,0017$	$5,72 \pm 0,11$	678 ± 34
SPR-310	416-273	Granulito	167	110	$0,7243 \pm 0,0016$	$4,40 \pm 0,09$	251 ± 40
SPR-311	417-29	Gnaiss	122	153	$0,7904 \pm 0,0040$	$2,33 \pm 0,05$	2367 ± 134
SPR-328	416-271	Granulito	154	158	$0,7394 \pm 0,0046$	$2,83 \pm 0,06$	751 ± 119
SPR-329	416-274	Granulito	210	98	$0,7644 \pm 0,0020$	$6,24 \pm 0,12$	613 ± 33
SPR-330	417-30	Gnaiss	128	212	$0,7467 \pm 0,0011$	$1,75 \pm 0,03$	1484 ± 91
SPR-331	439-77	Granito	104	187	$0,7354 \pm 0,0015$	$1,61 \pm 0,03$	1143 ± 107
SPR-332	439-82	Granodiorito	162	176	$0,7439 \pm 0,0011$	$2,67 \pm 0,05$	908 ± 60
SPR-333	439-86	Granito	185	185	$0,7428 \pm 0,0019$	$2,90 \pm 0,06$	810 ± 67
SPR-359	439-76	Gnaiss	166	340	$0,7157 \pm 0,0034$	$1,41 \pm 0,03$	369 ± 190
SPR-360	417-46	Granito	148	133	$0,7751 \pm 0,0017$	$3,24 \pm 0,06$	1393 ± 61
SPR-361	417-45	Granito	158	113	$0,8060 \pm 0,0016$	$4,09 \pm 0,08$	1611 ± 52
SPR-362	417-44	Granito	159	111	$0,7872 \pm 0,0016$	$4,18 \pm 0,08$	1277 ± 49
SPR-363	439-88	Granito	182	137	$0,7508 \pm 0,0021$	$3,86 \pm 0,08$	750 ± 53
SPR-364	417-43	Granito	161	132	$0,7842 \pm 0,0018$	$3,56 \pm 0,07$	1442 ± 58
SPR-397	417-27	Gnaiss	172	51	$0,9290 \pm 0,0030$	$9,98 \pm 0,20$	1490 ± 39
SPR-398	416-272	Granulito	154	56	$0,7715 \pm 0,0021$	$8,01 \pm 0,16$	537 ± 27
SPR-402	416-276	Granulito	193	54	$0,7941 \pm 0,0014$	$10,43 \pm 0,21$	559 ± 19
SPR-411	417-28	Gnaiss	142	41	$0,9640 \pm 0,0025$	$10,28 \pm 0,20$	1674 ± 40

APENDICE 2 (continuação)

Nº LAB	Nº CAMPO	Rocha*	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	IDADE CONVENCIONAL
SPR-413	417-150	Riolito	196	56	$0,8895 \pm 0,0014$	$10,31 \pm 0,20$	1187 ± 29
SPR-415	439-74	Granito	49	240	$0,7209 \pm 0,0099$	$0,59 \pm 0,01$	1467 ± 1132
SPR-416	439-84	Gnaiss	77	280	$0,7255 \pm 0,0044$	$0,80 \pm 0,02$	1478 ± 408
SPR-446	395-G9	Gnaiss	239	262	$0,7692 \pm 0,0018$	$2,66 \pm 0,05$	1550 ± 74
SPR-447	395-G10	Gnaiss	117	259	$0,7227 \pm 0,0055$	$1,31 \pm 0,03$	761 ± 300
SPR-448	395-G10A	Gnaiss	92	393	$0,7166 \pm 0,0013$	$0,68 \pm 0,01$	857 ± 239
SPR-449	395-G12	Granito	203	299	$0,7429 \pm 0,0007$	$1,97 \pm 0,04$	1192 ± 76
SPR-450	395-G12A	Granito	195	332	$0,7430 \pm 0,0034$	$1,71 \pm 0,03$	1382 ± 156
SPR-451	395-G12B	Granito	213	286	$0,7540 \pm 0,0020$	$2,17 \pm 0,04$	1431 ± 92
SPR-452	395-G12C	Granito	214	319	$0,7454 \pm 0,0009$	$1,95 \pm 0,04$	1294 ± 80
SPR-453	395-G12D	Granito	189	327	$0,7425 \pm 0,0010$	$1,68 \pm 0,03$	1385 ± 92
SPR-454	395-G6	Granito	144	543	$0,7198 \pm 0,0012$	$0,77 \pm 0,02$	1037 ± 203
SPR-455	395-G6A	Granito	145	562	$0,7230 \pm 0,0013$	$0,75 \pm 0,01$	1352 ± 213
SPR-456	395-G9A	Gnaiss	212	266	$0,7701 \pm 0,0009$	$2,32 \pm 0,05$	1797 ± 72
SPR-457	395-G9B	Gnaiss	243	258	$0,7728 \pm 0,0014$	$2,74 \pm 0,05$	1587 ± 67
SPR-458	395-G9C	Gnaiss	243	258	$0,7693 \pm 0,0009$	$2,74 \pm 0,05$	1504 ± 61
SPR-459	395-G13A	Granito	112	507	$0,7178 \pm 0,0009$	$0,64 \pm 0,01$	1034 ± 229
SPR-460	395-G13B	Granito	125	473	$0,7199 \pm 0,0009$	$0,77 \pm 0,02$	1049 ± 191
SPR-461	395-G13C	Granito	118	448	$0,7196 \pm 0,0010$	$0,76 \pm 0,02$	1026 ± 199
SPR-478	440-49	Granófiro	204	89	$0,8439 \pm 0,0010$	$6,72 \pm 0,13$	1361 ± 35
SPR-480	439-89	Granito	128	66	$0,7660 \pm 0,0026$	$5,65 \pm 0,11$	696 ± 42
SPR-481	439-98	Granito	301	85	$0,7965 \pm 0,0018$	$10,34 \pm 0,21$	580 ± 21

APENDICE 2 (continuação)

Nº LAB	Nº CAMPO	Rocha*	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	IDADE CONVENCIONAL
SPR-494	395-G13	Granito	84	559	$0,7146 \pm 0,0019$	$0,44 \pm 0,01$	1023 $\pm$ 428
SPR-495	395-G6B	Granito	141	531	$0,7222 \pm 0,0014$	$0,77 \pm 0,02$	1244 $\pm$ 211
SPR-496	395-G13D	Granito	80	554	$0,7138 \pm 0,0006$	$0,42 \pm 0,01$	937 $\pm$ 335
SPR-497	395-G7	Granodiorito	78	678	$0,7115 \pm 0,0010$	$0,33 \pm 0,01$	706 $\pm$ 448
SPR-498	395-G7A	Granodiorito	83	650	$0,7138 \pm 0,0010$	$0,37 \pm 0,01$	1059 $\pm$ 408
SPR-499	395-G7B	Granodiorito	62	1000	$0,7068 \pm 0,0021$	$0,18 \pm 0,00$	460 $\pm$ 1109
SPR-518	417-164	Granito	223	19	$1,0999 \pm 0,0043$	$34,56 \pm 0,67$	767 $\pm$ 18
SPR-520	440-70	Granófiro	216	90	$0,8337 \pm 0,0014$	$7,03 \pm 0,14$	1205 $\pm$ 34
SPR-522	440-79	Granito	305	41	$1,0890 \pm 0,0025$	$22,63 \pm 0,44$	1136 $\pm$ 25
SPR-568	417-149	Riolito	226	33	$0,8679 \pm 0,0042$	$20,09 \pm 0,40$	539 $\pm$ 19
SPR-652	416-264	Granulito	31	261	$0,7158 \pm 0,0016$	$0,34 \pm 0,01$	1524 $\pm$ 494
SPR-653	416-268	Granulito	2	420	$0,7028 \pm 0,0013$	$0,02 \pm 0,00$	
SPR-654	416-269	Granulito	41	202	$0,7178 \pm 0,0013$	$0,59 \pm 0,01$	1129 $\pm$ 276
SPR-657	439-85	Gnaisse	13	304	$0,7127 \pm 0,0018$	$0,12 \pm 0,00$	2620 $\pm$ 1462
SPR-661	417-68	Diorito	53	457	$0,7135 \pm 0,0013$	$0,34 \pm 0,01$	1097 $\pm$ 468
SPR-662	417-69	Diorito	54	545	$0,7115 \pm 0,0009$	$0,29 \pm 0,01$	816 $\pm$ 515
SPR-663	417-70	Granito	140	257	$0,7444 \pm 0,0006$	$1,59 \pm 0,03$	1544 $\pm$ 93
SPR-664	417-71	Granito	159	229	$0,7486 \pm 0,0009$	$2,02 \pm 0,04$	1357 $\pm$ 77
SPR-666	395-81	Granito	192	327	$0,7405 \pm 0,0008$	$1,71 \pm 0,03$	1284 $\pm$ 88
SPR-667	395-82	Granito	200	300	$0,7456 \pm 0,0014$	$1,94 \pm 0,04$	1302 $\pm$ 89
SPR-668	395-83	Granito	188	307	$0,7426 \pm 0,0097$	$1,78 \pm 0,04$	1313 $\pm$ 372

APENDICE 2 (continuação)

Nº LAB	Nº CAMPO	Rocha*	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	IDADE CONVENCIONAL
SPR-669	395-84	Granito	196	286	$0,7450 \pm 0,0041$	$1,99 \pm 0,04$	1253 ± 155
SPR-671	417-52	Xisto	162	93	$0,7815 \pm 0,0035$	$5,08 \pm 0,10$	976 ± 56
SPR-672	417-166	Granulito	142	164	$0,7566 \pm 0,0018$	$2,52 \pm 0,05$	1300 ± 75
SPR-673	417-167	Granulito	167	302	$0,7461 \pm 0,0023$	$1,60 \pm 0,03$	1595 ± 130
SPR-674	417-168	Granulito	140	173	$1,0834 \pm 0,1014$	$2,43 \pm 0,05$	9753 ± 2462
SPR-675	417-172	Filito	198	74	$0,8636 \pm 0,0035$	$7,83 \pm 0,15$	1339 ± 44
SPR-676	417-173	Filito	104	113	$0,7607 \pm 0,0144$	$2,68 \pm 0,05$	1325 ± 362
SPR-677	417-174	Filito	153	165	$0,7548 \pm 0,0020$	$2,70 \pm 0,05$	1170 ± 74
SPR-678	417-175	Filito	98	231	$0,7425 \pm 0,0039$	$1,23 \pm 0,02$	1882 ± 237
SPR-679	417-176	Filito	77	301	$0,7340 \pm 0,0018$	$0,75 \pm 0,01$	2333 ± 244

* Todas as determinações foram efetuadas em rocha total

A idade convencional foi calculada empregando-se $\lambda_{\text{Rb}} = 1,47 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,708 \pm 0,002$

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizadas para $(^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr})_n = 0,1194$

APENDICE 3 - Determinações K/Ar - DADOS ANALÍTICOS

Nº LAB	Nº CAMPO	MATERIAL	ROCHA	K**	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g x 10 ⁻⁵	Ar ⁴⁰ atm	IDADE M.A.***
SPK-2450	416-17	Rocha Total	Wehrlito	0,2043	0,03027	87,1	37 ± 10
SPK-2452	440-32	Hornblenda	Anfibolito	0,3740	1,761	19,5	918 ± 47
SPK-2453	440-29	Moscovita	Hornblenda xisto	0,0570	0,1598	92,4	598 ± 278
SPK-2454	440-31	Hornblenda	Anfibolito	0,4643	0,1294	9,7	596 ± 28
SPK-2455	440-30	Hornblenda	Anfibolito	0,1260	0,06093	33,3	940 ± 71
SPK-2456	439-96	Biotita	Olivina-Biotita Diabásio	7,1199	14,39	5,0	449 ± 14
SPK-2457	439-96	Plagioclásio	Olivina-Biotita Diabásio	0,1140	0,2717	54,1	524 ± 71
SPK-2459	440-29	Hornblenda	Hornblenda xisto	0,1960	0,5555	35,0	604 ± 30
SPK-2460	417-6	Hornblenda	Anfibolito	0,3860	1,097	16,6	605 ± 19
SPK-2462	417-34	Hornblenda	Anfibolito	0,0860	1,204	12,0	1984 ± 50
SPK-2464	416-266	Hornblenda	Piroxênio Granulito	0,2220	0,5939	41,2	575 ± 37
SPK-2465	416-158	Biotita	Luzitanito	7,1223	3,580	34,0	122 ± 7
SPK-2477	417-11	Plagioclásio	Epidosito	0,0502	0,4252	50,1	1423 ± 69
SPK-2479	416-269	Rocha Total	Biotita Hiperstênio Granu- lito	0,5090	2,780	6,4	1031 ± 38
SPK-2484	416-154	Rocha Total	Bostonito	5,3509	3,951	9,8	177 ± 7
SPK-2485	416-169	Biotita	Melamonzonito	3,1740	3,446	48,0	255 ± 15
SPK-2488	417-11	Epidoto	Epidosito	0,7618	1,919	15,0	545 ± 20
SPK-2490	417-95*	Rocha Total	Epidiabiásio	0,2813	8,299	2,6	3008 ± 52
SPK-2492	417-23	Rocha Total	Leucogabro	1,3078	0,5111	42,0	96 ± 15
SPK-2501	417-133*	Rocha Total	Hornblendito	0,2107	3,209	4,4	2088 ± 40
SPK-2510	417-134	Hornblenda	Metabasito	1,5449	6,335	67,0	822 ± 87
SPK-2511	417-152	Plagioclásio	Metabasito	0,4823	0,9813	17,0	452 ± 16
SPK-2512	417-35*	Rocha Total	Metahornblendito	0,0936	7,015	7,8	4519 ± 66
SPK-2513	417-102*	Plagioclásio	Olivina Diabásio	0,1990	108,5	1,0	8122 ± 195
SPK-2602	439-97	Rocha Total	Biotita Diabásio	1,6939	8,060	12,0	925 ± 22
SPK-2604	439-99	Rocha Total	Traquidiabásio	2,1306	1,177	47,2	134 ± 8
SPK-2607	416-70	Biotita	Piroxênio biotítico	6,9610	3,179	84,6	111 ± 16
SPK-2650	416-169	Hornblenda	Melamonzonito	1,3028	0,6149	40,2	115 ± 7
SPK-2652	416-184	Biotita	Minette	3,6100	3,857	22,6	251 ± 10
SPK-2654	416-219	Biotita	Minette	7,1050	3,726	25,5	127 ± 5
SPK-2658	416-26	Biotita	Biotita Lamprófiro	5,5297	2,354	80,1	104 ± 22
SPK-2667	416-187	Biotita	Leuco-monzogabro	8,7000	2,823	83,8	80 ± 20
SPK-2671	416-62	Rocha Total	Metabasalto hornfêlsico	2,3807	0,6290	75,7	65 ± 6
SPK-2673	416-52	Rocha Total	Hornblenda biotitito	2,8364	1,305	77,0	112 ± 11
SPK-2678	417-22	Rocha Total	Escarnito	0,3248	2,256	74,1	1234 ± 127

APENDICE 3 (continuação)

Nº LAB	Nº CAMPO	MATERIAL	ROCHA	K**	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g x 10 ⁻⁵	Ar ⁴⁰ atm	IDADE M.A.***
SPK-2686	440-72	Hornblenda	Anfibolito	0,1082	0,7594	14,7	1250 ± 92
SPK-2714	395-G14	Rocha Total	Diabásio	1,1292	13,53	9,6	1798 ± 31
SPK-2720	395-G14A	Rocha Total	Diabásio	0,0959	1,257	8,0	1904 ± 79
SPK-2723	417-107*	Rocha Total	Epidiabásio	0,7209	18,57	0,9	2806 ± 88
SPK-2725	395-G14B	Rocha Total	Diabásio	0,1164	3,370	8,6	2985 ± 156
SPK-2726	416-156	Rocha Total	Leucodiabásio pórfiro	5,9501	1,721	7,8	71 ± 5
SPK-2727	440-72	Plagioclásio	Anfibolito	0,1150	0,9155	62,5	1362 ± 108
SPK-2729	416-64	Rocha Total	Metalatito	0,5102	0,3954	46,3	186 ± 20
SPK-2734	416-264	Rocha Total	Biotita Hiperstênio Granu- lito	0,7045	1,517	57,8	475 ± 29
SPK-2744	395-G11-A	Hornblenda	Epidiabásio	0,4885	4,604	10,1	1534 ± 87
SPK-2749	417-102*	Rocha Total	Olivina Diabásio	0,3777	81,17	1,2	6391 ± 53
SPK-2751	395-G11	Hornblenda	Epidiabásio	0,6540	6,130	6,0	1528 ± 57
SPK-2753	417-58*	Rocha Total	Olivina Diabásio	0,1918	23,47	3,5	5376 ± 53
SPK-2757	417-116*	Rocha Total	Olivina Diabásio	0,2321	15,77	3,5	4354 ± 90
SPK-2758	417-130*	Rocha Total	Olivina Diabásio	0,2192	13,94	1,6	4239 ± 43
SPK-2772	395-G8	Rocha Total	Diabásio	1,5030	1,237	19,9	196 ± 8
SPK-2774	440-77	Plagioclásio	Anfibolito	0,3129	0,6958	55,4	489 ± 29
SPK-2778	440-77	Hornblenda	Anfibolito	0,2966	0,9463	33,1	668 ± 33
SPK-2871	417-171	Biotita	Gnaiss	7,9370	58,81	6,2	1294 ± 44
SPK-2872	417-172	Moscovita	Filito	5,0807	11,60	24,7	500 ± 20
SPK-2874	417-13	Moscovita	Pegmatito	9,0090	21,21	11,6	514 ± 14
SPK-2875	417-9	Biotita	Estaurolita-Granada Gnaiss	6,0730	14,96	14,0	535 ± 26
SPK-2878	417-170	Rocha Total	Norito	0,8032	3,199	76,4	804 ± 83
SPK-2879	417-168	Moscovita	Granulito ácido	9,2023	19,02	4,2	459 ± 28
SPK-2880	417-168	Biotita	Granulito ácido	5,3709	7,689	96,0	334 ± 206
SPK-2883	440-19	Biotita	Gnaiss granítico	7,3680	6,760	27,0	217 ± 10
SPK-2893	439-106	Biotita	Gnaiss quartzodiorítico	7,1770	15,77	84,4	488 ± 93
SPK-2895	439-76	Biotita	Gnaiss quartzodiorítico	6,9188	13,44	84,0	435 ± 77
SPK-2897	417-156	Biotita	Filito	4,3318	10,87	25,7	545 ± 35
SPK-2898	417-25	Moscovita	Quartzito	9,2900	14,35	89,7	352 ± 117
SPK-2902	417-99	Biotita	Gnaiss granítico	7,4240	17,82	29,7	523 ± 22
SPK-2904	417-152	Moscovita	Metabasito	6,6490	15,72	87,7	521 ± 143

*Os valores apresentados são médias de 2 determinações

**Constantes do K⁴⁰ usadas nos cálculos:

% de K⁴⁰ em K total = $1,19 \times 10^{-2}$

$\lambda_B = 0,530 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$

$\lambda_K = 0,585 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$

***Grau de confiança no cálculo dos erros: 2σ

APENDICE 4
IDADES APRESENTADAS POR FRANCISCO MENDES (1968) e RECALCULADAS COM $R_0 = 0,705$

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
750	07°53'	21°07'	Gnaisse	Biotita	415,24	126,97	3,247	0,9781	9,65	1852 ± 62	1899 ± 57
751	07°22'	21°13'	Granito	Biotita	572,562	30,848	6,022	3,1721	66,3	2479 ± 22	2485 ± 75
752	07°21'	21°12'	Diorito quart.	Biotita	614,713	14,772	6,466	8,6072	213	2479 ± 40	2481 ± 74
755	07°21'	20°49'	Granito	Biotita	705,012	40,226	8,675	3,5005	64,2	2297 ± 70	2898 ± 87
755	07°21'	20°49'	Granito	Feldspato	-	-	-	0,7753	1,88	2446	2497 ± 75
756	12°55'	14°50'	Granito	Biotita	705,012	20,962	4,991	3,8814	127	1678 ± 40	1682 ± 51
770	11°08'	16°00'	Granito	Biotita	757,230	10,98	4,667	8,2096	345	1463 ± 30	1465 ± 44
771	11°20'	16°20'	Gnaisse	Biotita	677,884	84,627	4,373	1,2646	24,3	1531 ± 36	1550 ± 47
772	11°20'	15°50'	Granito	Biotita	1149,103	6,486	7,683	?	?	1586 ± 31	?
773	12°09'	16°45'	Granito	Biotita	477,492	39,704	3,381	1,6560	37,8	1678 ± 70	1691 ± 51
774	11°56'	16°41'	Granito	Biotita	531,030	10,994	3,796	6,0605	212	1694 ± 34	1696 ± 51
775	12°20'	16°30'	Granito	Biotita	607,936	34,443	4,098	2,0816	57,6	1599 ± 25	1607 ± 48
778	10°51'	14°22'	Gnaisse	Biotita	459,431	19,842	0,9415	1,2172	69,9	490 ± 8	497 ± 15
779	10°54'	14°16'	Gnaisse	Biotita	835,072	24,233	1,776	1,5140	107	509 ± 58	512 ± 15
780	10°54'	14°16'	Gnaisse	Biotita	488,462	63,699	1,049	0,8818	22,4	513 ± 59	534 ± 16
798	11°07'	23°58'	Granito	Biotita	645,543	43,780	5,405	2,1404	48,4	1869 ± 40	1990 ± 60
799	17°03'	12°17'	Granito	Biotita	573,800	11,762	1,208	1,8728	156	503 ± 26	506 ± 15
800	09°41'	14°49'	Granito	Biotita	516,184	14,398	3,032	3,4174	131	1398 ± 73	1399 ± 42
802	15°01'	12°24'	Granito	Biotita	487,022	22,976	2,622	2,0185	68,8	1281 ± 57	1287 ± 39
803	15°01'	12°26'	Granito	Biotita	549,474	35,558	2,122	1,3556	47,2	920 ± 24	930 ± 28
804	12°29'	15°01'	Granito	Biotita	995,802	28,323	4,440	2,6046	120	1062 ± 24	1066 ± 32
830	07°21'	21°12'	Granito	Biotita	551,09	23,988	5,726	3,8920	85,2	2441 ± 123	2497 ± 75
831	15°07'	13°04'	Granito	Biotita	417,65	31,994	2,420	1,5419	39,9	1371 ± 88	1412 ± 42
292	11°11'	15°00'	Granito	Biotita	591,0	35,317	2,9255	1,6280	51,5	1178 ± 44	1208 ± 36
1293	14°56'	12°28'	Granito	Biotita	606,57	34,223	2,2112	1,4125	53,5	871 ± 24	893 ± 27
1294	14°53'	12°38'	Granito	Biotita	1960,54	15,536	8,411	12,6845	777	1023 ± 53	1041 ± 31
1295	14°54'	12°43'	Gnaisse	Biotita	664,31	76,788	2,894	1,1092	25,4	1040 ± 62	1074 ± 32
1401	14°59'	12°40'	Granito	Biotita	414,22	84,811	0,955	0,8275	13,9	551 ± 30	595 ± 18

APENDICE 4 (continuação)

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
1403	08°11'	21°47'	Gnaiss	Biotita	860,31	50,95	5,8150	2,0186	53,8	1605 ± 42	1640 ± 49
1404	07°42'	21°39'	Gnaiss	Biotita	729,20	29,699	5,742	3,1428	86,0	1872 ± 130	1902 ± 57
1405	08°16'	20°44'	Granito	Moscovita	314,67	15,396	2,672	2,8418	69,9	2010 ± 20	2050 ± 62
1406	13°31'	13°56'	Granito	Biotita	542,82	30,494	3,090	1,8556	55,9	1159 ± 22	1385 ± 42
1407	13°43'	13°57'	Granito	Biotita	469,95	44,958	2,851	1,3987	31,5	1442 ± 22	1481 ± 44
1408	13°46'	13°41'	Granito	Biotita	477,47	51,604	2,887	1,3130	27,7	1437 ± 7	1478 ± 44
1409	11°33'	15°35'	Granito	Biotita	1135,87	16,474	7,379	8,9404	353	1544 ± 10	1570 ± 47
1410	14°22'	13°49'	Granito	Biotita	794,98	21,429	5,812	4,4864	144	1734 ± 8	1766 ± 53
1411	14°06'	13°18'	Granito	Biotita	225,07	156,71	1,404	0,8037	4,09	1483 ± 20	1620 ± 49
1530	13°56'	14°19'		Biotita	298,46	92,811	1,415	0,8690	9,22	1525 ± 116*	
1532	13°54'	14°21'		Biotita	499,84	32,778	0,2356	0,7854	43,4	113 ± 8	126 ± 4
1544	11°58'	17°43'		Biotita	774,78	26,122	3,6531	2,3609	97,4	1134 ± 164	1147 ± 34
1545	11°55'	17°40'		Biotita	529,29	31,896	3,4492	1,9417	52,6	1557 ± 49	1582 ± 48
1546	11°55'	17°40'		Feldspato	-	-	-	0,7668	1,8686	2032	2213 ± 66
1547	07°40'	17°35'		Biotita	473,73	9,5129	4,7188	10,6947	279	2361 ± 73	2392 ± 72
1548	09°20'	15°40'		Feldspato	-	-	-	0,8938	73,941	1867*	
1550	08°40'	15°40'		Biotita	605,05	51,532	5,0375	1,8108	36,8	1964 ± 135	2016 ± 61
1550	08°40'	15°40'		Feldspato	-	-	-	0,7397	0,6124	4168*	
1551	09°00'	16°40'		Biotita	372,78	19,2173	2,8769	2,4978	64,4	1830 ± 159	1867 ± 56
1552	09°00'	18°00'		Biotita	692,58	46,6216	5,7959	2,1518	47,9	1981 ± 224	2024 ± 61
1554	10°30'	22°20'		Feldspato	-	-	-	0,8019	3,399	1793	1912 ± 57
1555	10°30'	22°20'		Feldspato	-	-	-	0,8122	3,3175	2017	2163 ± 65
1557	08°20'	21°20'		Biotita	339,81	30,0790	2,0556	1,4559	34,3	2021 ± 58*	
1558	07°20'	20°30'		Biotita	601,82	23,6145	5,5216	3,8071	94,0	2179 ± 152	2210 ± 66
1558	07°20'	20°30'		Feldspato	-	-	-	0,7252	1,6232	579	841 ± 25
1559	10°30'	22°00'		Feldspato	-	-	-	0,7378	0,7493	2456	2915 ± 87
1560	08°40'	20°40'		Feldspato	-	-	-	0,7602	1,8339	1789	2017 ± 61
1561	08°05'	20°15'		Feldspato	-	-	-	0,7378	0,7493	2222	2915 ± 87
1562	09°40'	21°40'		Biotita	255,40	47,6630	1,7993	1,1099	15,7	1667 ± 513	1729 ± 52
1562	09°40'	21°40'		Feldspato	-	-	-	0,8631	4,3062	2342	2453 ± 74
1563	11°20'	23°00'		Biotita	630,84	13,3797	4,6398	6,0952	204	1744 ± 122	1775 ± 53
1564	08°50'	21°00'		Biotita	564,16	16,0653	4,2056	4,3084	134	1769 ± 140	1800 ± 54
1565	10°20'	22°20'		Feldspato	-	-	-	0,8219	3,8839	1910	2017 ± 61

APENDICE 4 (continuação)

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
1787	15°33'	13°26'		Biotita	-	-	-	1,1062	135,369	1728*	
1788	15°44,5'	13°10,5'		Feldspato	-	-	-	0,7820	4,62	1023	1124 ± 34
1789	15°31,7'	13°25,6'		Biotita	-	-	-	3,5265	90,072	2079	2098 ± 63
1789	15°31,7'	13°25,6'		Feldspato	-	-	-	0,7785	3,3156	1348	1492 ± 45
1790	15°34,6'	13°26,2'		Moscovita	-	-	-	6,9845	248,694	1726	1696 ± 51
1790	15°34,6'	13°26,2'		Feldspato	-	-	-	1,1223	16,54	1667	1696 ± 51
1791	15°33,0'	13°25,2'		Biotita	-	-	-	4,0931	143,922	1554	1583 ± 48
1792	15°32,0'	13°17,5'		Biotita	314,68	24,747	2,2152	1,7091	39,4	1671	1710 ± 51
1792	15°32,0'	13°17,5'		Feldspato	-	-	-	0,7627	2,0627	1604	1877 ± 56
1793	15°39,7'	13°22,0'		Biotita	382,46	16,175	2,6650	2,7126	79,96	1653	1687 ± 51
1793	15°39,7'	13°22,0'		Feldspato	-	-	-	0,7555	1,9362	1494	1752 ± 53
1794	15°43,2'	13°10,5'		Biotita	250,668	13,524	1,4653	1,9444	58,7	1389	1421 ± 43
1795	15°49,5'	13°04,5'		Biotita	226,433	11,932	2,3333	3,1773	66,6	1575*	
1795	15°49,5'	13°04,5'		Feldspato	-	-	-	0,7241	0,6031	1254	2121 ± 64
1796	15°49,5'	13°04,5'		Biotita	272,18	7,866	2,2769	4,8436	138	1509*	
1796	15°49,5'	13°04,5'		Moscovita	162,532	12,876	1,6682	2,2215	41,0	1813*	
1797	15°45,2'	13°29,0'		Biotita	467,52	5,144	2,6051	11,1184	520	1338	1349 ± 41
1797	15°45,2'	13°29,0'		Feldspato	-	-	-	0,9565	25,1658	1310*	
1798	15°47,3'	13°13,6'		Biotita	322,213	17,816	17,816	?	?	4231?	?
1799	15°39,3'	13°04,0'		Biotita	576,55	34,216	3,0524	1,7054	52,3	1260	1290 ± 39
1799	15°39,3'	13°04,0'		Moscovita	-	-	-	1,096	15,858	1648	1657 ± 50
1799	15°39,3'	13°04,0'		Feldspato	-	-	-	0,7390	1,1488	1503	1984 ± 60
1826	08°15,8'	20°44,2'		Feldspato	-	-	-	0,7305	1,25	998	1374 ± 41
1826	08°15,8'	20°44,2'		R.T.	-	-	-	0,7885	1,11	4520?	4934 ± 148
1827	16°32,2'	13°17,3'		R.T.	-	-	-	0,7176	0,23	1610	3628 ± 109
1923	12°30'	14°00'		Biotita	681,20	20,4774	2,5409	2,1487	107	890	909 ± 27
1923	12°30'	14°00'		R.T.	-	-	-	0,7327	0,9367	1367	1982 ± 60
2150	12°23'	13°45'		Biotita	527,81	49,9458	5,0638	1,8562	33,2	2266?	2318 ± 70
2150	12°23'	13°45'		Moscovita	302,13	41,8062	0,6476	0,8715	20,7	513	544 ± 16
2150	12°23'	13°45'		R.T.	-	-	-	0,7383	1,11	1583	2011 ± 60
2151	12°25'	14°30'		Biotita	518,07	36,6732	4,2279	2,0336	45,1	1933	1975 ± 59
2151	12°25'	14°30'		R.T.	-	-	-	0,8043	1,24	4882?	5240 ± 157

APENDICE 4 (continuação)

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
2152	14°30'	14°05'		Biotita	737,10	29,9033	5,0495	2,7725	83,8	1626	1659 ± 50
2152	14°30'	14°05'		R.T.	-	-	-	0,7419	1,73	1164	1436 ± 43
2153	13°00'	14°25'		Biotita	624,93	31,6892	3,7886	2,0891	63,3	1441	1472 ± 44
2153	13°00'	14°25'		R.T.	-	-	-	0,7272	0,76	1344	1959 ± 59
2154	12°50'	13°25'		Biotita	514,77	15,0784	0,9860	1,4216	103	459	471 ± 14
2154	12°50'	13°25'		R.T.	-	-	-	0,7338	0,88	1648	2191 ± 66
2155	14°10'	14°05'		Biotita	576,44	22,4991	4,0596	2,9448	88,3	1671	1704 ± 51
2155	14°10'	14°05'		R.T.	-	-	-	0,7393	1,16	1569	1982 ± 60

As colunas representam:

- (1) - Número da amostra
- (2) - Latitude SUL
- (3) - Longitude ESTE
- (4) - Tipo de rocha (quando foi possível saber, uma vez que, no original completo(1968) não constam as características de cada rocha)
- (5) - Material usado na análise
- (6) - Rubídio total em microgramas por grama
- (7) - Estrôncio total em microgramas por grama
- (8) - Estrôncio radiogênico em microgramas por grama baseado em $R_0 = 0.712$
- (9) - Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
- (10) - Razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
- (11) - Idades apresentadas por Francisco Mendes, $R_0 = 0,712$ (1964; 1966 e 1968)
- (12) - Idade calculada com $R_0 = 0.705$, com um erro médio na idade estimado em $\pm 3\%$
  - Os números em itálico representam os valores por nós calculados, usando os dados analíticos publicados por Francisco Mendes
  - As constantes usadas nos cálculos foram:
    - $^{87}\text{Rb} = 0,2785 \times \text{Rb Total}$
    - $^{87}\text{Sr} = 0,0702 \times \text{Sr Total}$
    - $\lambda \text{ Rb} = 1,47 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$
  - Os pontos de interrogação mostram os casos onde não foi possível recalculer a idade por falta de dados adequados
  - Os asteriscos(*) representam os casos onde não foi possível, ao recalculer as idades de Francisco Mendes, obter um valor semelhante.

APENDICE 5
Resultados analíticos Rb-Sr de rochas de Angola

Nº CAMPO	ROCHA	MATERIAL	$\lambda = 1,47 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Y_o	Idade m.a.	Laboratório	Referência
			Rb total p.p.m.	Sr total p.p.m.						
T2	Granodiorito	R.T.	184,44	328,29	0,7235	1,623	0,7089	644 ±	B.P.I.	a)
T3	Granito	R.T.	115,63	1010,06	0,7075	0,331	0,7089		B.P.I.	a)
T6	Granito	R.T.	326,54	49,58	0,8595	19,029	0,7089	536 ±	B.P.I.	a)
T6A	Granito	R.T.	284,84	30,78	0,9259	26,736	0,7089	550 ±	B.P.I.	a)
T8	Granito	R.T.	266,75	88,94	0,7791	8,666	0,7089	580 ±	B.P.I.	a)
T10	Granito	R.T.	308,73	50,10	0,8598	17,805	0,7089	607 ±	B.P.I.	a)
T11	Granito	R.T.	259,25	66,84	0,8115	11,208	0,7089	656 ±	B.P.I.	a)
T12	Granito	R.T.	295,02	102,16	0,7785	8,352	0,7089	565 ±	B.P.I.	a)
T13	Granito	R.T.	473,87	59,71	0,8984	22,933	0,7089	560 ±	B.P.I.	a)
T21	Granito	R.T.	180,20	107,12	0,7476	4,861	0,7089	539 ±	B.P.I.	a)
T22	Granito	R.T.	239,11	61,77	0,7999	11,184	0,7089	551 ±	B.P.I.	a)
T23	Granito	R.T.	252,72	54,65	0,8167	13,363	0,7089	547 ±	B.P.I.	a)
T5	Granito	R.T.	279,61	67,04	0,7373	12,051	0,7084	163 ±	B.P.I.	a)
T16	Granito	R.T.	206,77	89,87	0,7249	6,648	0,7084	168 ±	B.P.I.	a)
T17	Granito	R.T.	261,76	52,27	0,7407	14,470	0,7084	151 ±	B.P.I.	a)
T19	Granito	R.T.	263,71	87,90	0,7255	8,668	0,7084	133 ±	B.P.I.	a)
T20	Granito	R.T.	279,19	30,47	0,7681	26,473	0,7084	153 ±	B.P.I.	a)
10.504	Granito	R.T.	276,8	15,6	1,2887	54,18	0,9107	473 ±	C.B.G.	b)
10.504	Granito	Feldspato	388,3	10,1	1,7548	122,4	0,9107	473	C.B.G.	b)
10.504	Granito	Biotita	1614	18,7	2,9140	303,8	0,9107	446	C.B.G.	b)
23.109	Granito	R.T.	475,0	5,34	3,4215	325,0	1,2864	451 ±	C.B.G.	b)
23.109	Granito	Feldspato	822,6	2,59	17,684	2448	1,2864	445 ±	C.B.G.	b)
23.109	Granito	Egírina	21,68	4,80	1,3793	13,92	1,2864	453 ±	C.B.G.	b)
R.G.G.28848	Granito	Moscovita	749	7,7				483 ± 10	S.G.G.N.	c)
R.G.G.28848	Granito	Moscovita	749	7,7				485 ± 10	S.G.G.N.	c)
R.G.G.10626	Quartzito	Moscovita	510	20,5				695 ± 35	S.G.G.N.	c)
	Peqmatito	Moscovita						1190	B.P.I.	d)
32/HC/72/397	Granito	R.T.	171,7	126,2	0,7896	3,938	0,705	1446 ± 141	C.P.Geo.	e)
G77/338	Granito	R.T.	260,0	24,4	1,2824	30,845	0,705	1262 ± 44	C.P.Geo.	f)
G78/338	Granito	R.T.	258,0	23,4	1,2824	31,916	0,705	1220 ± 32	C.P.Geo.	f)
G70/338	Pórfiro	R.T.	197,7	149,5	0,7992	3,828	0,705	1654 ± 62	C.P.Geo.	f)
G64/338	Pórfiro	R.T.					0,705		C.P.Geo.	f)
G38/317	Granito	R.T.	136,0	17,2	1,2604	22,888	0,705	1631 ± 52	C.P.Geo.	f)
G39/317	Granito	R.T.	106,0	11,2	1,5033	27,396	0,705	1954 ± 51	C.P.Geo.	f)
G75/318	Tonalito	R.T.	129,0	253,7	0,7424	1,472	0,705	1708 ± 117	C.P.Geo.	f)
G91/297	Granito	R.T.	273,0	12,0	2,863	65,855	0,705	2194 ± 66	C.P.Geo.	f)
G19/337	Granito	R.T.	218,2	168,2	0,8247	3,755	0,705	2134 ± 99	C.P.Geo.	f)
G31/317	Granito	R.T.	61,1	335,5	0,7205	0,527	0,705	1972 ± 368	C.P.Geo.	f)
G42/317	Granito	R.T.	149,8	408,0	0,7360	1,063	0,705	1955 ± 158	C.P.Geo.	f)
G50/318	Granito	R.T.	206,6	212,4	0,7926	2,816	0,705	2083 ± 81	C.P.Geo.	f)
G81/337	Pórfiro	R.T.	84,0	595,0	0,7164	0,409	0,705	1840 ± 438	C.P.Geo.	f)
G83/337	Pórfiro	R.T.	147,0	303,0	0,7451	1,404	0,705	1916 ± 132	C.P.Geo.	f)
G88/298	Rio-Dacito	R.T.	129,2	153,3	0,7791	2,440	0,705	2035 ± 107	C.P.Geo.	f)
G89/297	Rio-Dacito	R.T.	123,6	362,4	0,7403	0,987	0,705	2389 ± 199	C.P.Geo.	f)
G90/297	Rio-Dacito	R.T.	193,7	170,3	0,8129	3,292	0,705	2190 ± 79	C.P.Geo.	f)
G51/338	Gnaiss	R.T.	66,0	456,0	0,7227	0,419	0,705	2465 ± 406	C.P.Geo.	f)
G52/338	Gnaiss	R.T.	101,9	334	0,7309	0,763	0,705	1969 ± 179	C.P.Geo.	f)
G57/338	Gnaiss	R.T.	117,4	138,9	0,7823	2,447	0,705	2115 ± 117	C.P.Geo.	f)
G61/318	Gnaiss	R.T.	39,50	443,0	0,7132	0,288	0,705	2127 ± 545	C.P.Geo.	f)
G62/337	Gnaiss	R.T.	78,22	315,0	0,7254	0,469	0,705	1906 ± 246	C.P.Geo.	f)

Referências:

- a) TORQUATO, J.R. e ALLSOPP, H.L. (1973)
b) DELHAL, J.; LEDENT, D.; PASTEELS, P. e VENIER, J. (1971)
c) CAHEN, L.; DELHAL, J.; LEDENT, D. e REINHARZ, M. (1963)
d) SIMPSON, E.S.W. e OTTO, J.D.T. (1960)
e) INÉDITA
f) TORQUATO, J.R.; SILVA, A.T.S.F.; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (em preparação)

Laboratórios:

- B.P.I. - Bernard Price Institute - Joanesburgo
C.B.G. - Centre Belge de Géochronologie-Bruxelas
S.G.G.N. - Serviço de Geologia et de Geoquímica Nucleares - Bruxelas
C.P.Geo- Centro de Pesquisas Geocronológicas - São Paulo

Idades isocronicas

- 1) $T = 557 \pm 16$ $R_o = 0,7089 \pm 0,0216$ (1σ) - Recalculadas para $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$
2) $T = 154 \pm 12$ $R_o = 0,7084 \pm 0,0564$ (1σ) - Recalculadas para $\lambda = 1,47 \times 10^{-11} \text{anos}^{-1}$
3) $T = 533 \pm 11$ m.a. $R_o = 0,8633 \pm 0,0096$ (2σ)
4) $T = 450 \pm 9$ m.a. $R_o = 1,2864 \pm 0,0096$ (2σ)
5) $T = 2160 \pm 42$ $R_o = 0,7021 \pm 0,0011$ (1σ)
6) $T = 1631 \pm 99$ $R_o = 0,7077 \pm 0,0025$ (1σ)

APENDICE 6 - RESULTADOS ANALITICOS K-Ar* DE ROCHAS DE ANGOLA

SPK	Nº	CAMPO	ROCHA	MATERIAL	% K	^{40}Ar rad cc.STP/g x 10^{-6}	^{40}Ar atm.	IDADE m. a.	REFERÊNCIA
1568	572-66-LL		Basalto	R.T.	0,9640	5,105	59,60	128 ± 13	a)
1569	145-67-MP		Basalto	R.T.	1,2520	6,426	45,90	124 ± 10	a)
1571	G55-67-FG		Anfibolito	Anfibólio	0,785	18,62	36,10	517 ± 34	b)
1691	41-67-MP		Gnaisse	Biotita	5,697	131,5	1,37	505 ± 27	b)
1692	178-67-MP		Basalto	R.T.	0,9762	6,842	41,81	168 ± 13	a)
1694	G1-HC-377		Granito	Feldspato	9,726	194,0	1,63	444 ± 30	b)
1695	1265-67-FG		Basalto	R.T.	1,4133	13,29	34,54	222 ± 16	a)
1696	G5-MS-207		Diabásio	R.T.	0,964	105,1	1,62	1689 ± 67	c)
1699	10-HC-376		Norito	R.T.	0,663	25,43	11,03	777 ± 41	b)
1702	841-67-FG		Basalto	R.T.	0,7426	2,540	51,03	84 ± 8	a)
1754	563-67-FG		Basalto	R.T.	1,4027	7,446	69,67	128 ± 11	a)
1755	147-67-MP		Diabásio	R.T.	1,2023	6,983	46,20	140 ± 8	a)
1756	731-67-FG		Sienito	R.T.	1,4124	5,032	33,65	87 ± 6	a)
1758	731B-67-FG		Basalto	R.T.	0,8242	3,560	78,13	105 ± 10	a)
1759	G6-MS-207		Sienito	R.T.	3,535	99,71	3,93	601 ± 26	b)
1765	649-FG-68		Diabásio	R.T.	0,630	105,5	3,55	2209 ± 66	c)
1766	G8-MS-207		Tinguaito	R.T.	3,8182	1,434	57,36	92 ± 7	a)
1775	60-MP-64		Diabásio	R.T.	0,367	44,76	8,30	1818 ± 60	c)
1777	583-67-FG		Diabásio	R.T.	0,5031	2,715	57,04	130 ± 9	a)
1778	679-FG-67		Anfibolito	R.T.	0,313	40,63	86,01	1876 ± 246	c)
1779	143-67-MP		Diabásio	R.T.	0,7100	4,280	44,67	145 ± 9	a)
1780	662-FG-68		Diabásio	R.T.	0,404	59,81	4,18	2054 ± 23	c)
1781	33-HC-376		Granodiorito	R.T.	3,710	147,4	3,29	800 ± 13	b)
1782	180-HC-377		Pórfiro	R.T.	2,854	166,9	3,62	1085 ± 43	b)

APENDICE 6 (continuação)

SPK	Nº	CAMPO	ROCHA	MATERIAL	% K	^{40}Ar rad cc.STP/g x 10^{-6}	^{40}Ar atm.	IDADE m. a.	REFERÊNCIA
2049	PUÇ-1-2450	Basalto	R.T.		1,9477	11,44	50,96	142 ± 12	a)
2065	BJ-1-3427	Basalto	R.T.		2,8800	11,33	59,95	96 ± 8	a)
2076	PUÇ-2-2570	Basalto	R.T.		0,8253	4,864	70,15	143 ± 18	a)
2083	RT-ANGOLA	Basalto	R.T.		1,5762	4,788	72,31	75 ± 7	a)
2442	MOÇÂMEDES	Arenito	Glauconita		6,5765	13,29	41,67	50 ± 2	d)
2515	G-33/317	Basalto	R.T.		1,1830	38,430	6,75	678 ± 27	e)
2518	G-54/317	Diabásio	R.T.		0,6605	42,020	8,64	1157 ± 26	e)
2519	G-12/317	Norito	R.T.		0,9140	31,070	6,14	704 ± 17	e)
2521	G-6/318	Diabásio	R.T.		0,9390	5,104	65,77	132 ± 13	e)
2524	G-24/317	Diabásio	Plagioclásio		0,1609	10,440	36,13	1175 ± 69	e)
2525	G-36/317	Diabásio	R.T.		0,4485	64,192	7,67	2000 ± 250	e)
2526	G-40/317	Hornblendito	Hornblenda		0,4570	47,730	7,77	1643 ± 40	e)
2527	G-58/338	Gabro	Plagioclásio		0,2955	40,660	12,59	1964 ± 61	e)
2528	G-59/318	Gabro	Plagioclásio		0,1785	264,5	5,65	5718 ± 51	e)
2529	G-3/337	Anortosito	Plagioclásio		0,1295	19,93	9,24	2102 ± 51	e)
2531	G-4/337	Anortosito	Plagioclásio		0,1215	19,520	8,36	2157 ± 43	e)
2532	G-17/317	Diabásio	R.T.		0,6895	50,370	2,76	1281 ± 22	e)
2534	G-29/317	Fonolito	R.T.		4,1200	13,800	21,70	82 ± 3	e)
2535	G-23/317	Norito	R.T.		0,7980	24,410	16,39	644 ± 27	e)
2537	G-5/318	Diabásio	R.T.		0,3215	24,010	13,59	1309 ± 99	e)
2538	G-16/317	Diabásio	R.T.		0,0920	5,027	61,97	1031 ± 65	e)
2539	G-2/337	Diabásio	R.T.		0,3000	27,760	34,05	1514 ± 36	e)
2541	G-18/317	Diabásio	R.T.		0,6037	59,380	44,90	1600 ± 160	e)
2543	G-11/317	Fonolito	R.T.		3,8110	13,450	74,01	87 ± 11	e)

APENDICE 6 (continuação)

SPK	Nº	CAMPO	ROCHA	MATERIAL	% K	^{40}Ar rad cc.STP/g x 10^{-6}	^{40}Ar atm.	IDADE m. a.	REFERÊNCIA
2546	G-27/317		Basalto	R.T.	0,3410	1,550	86,51	111 ± 11	e)
2548	G-55/317		Pegmatito	Moscovita	8,6700	998,600	6,71	1753 ± 42	e)
2553	G-28/317		Pegmatito	Feldspato	0,7500	41,500	42,58	1043 ± 57	e)
2554	G-60/337		Pegmatito	Feldspato	9,0410	309,500	9,73	708 ± 11	e)
2563	G-1/318		Diabásio	R.T.	0,5565	24,840	34,35	880 ± 340	e)
2564	G-8/317		Gabro	R.T.	0,1775	7,171	63,58	811 ± 26	e)
2565	G-60/337		Pegmatito	Feldspato	9,0410	309,600	18,51	708 ± 14	e)
2568	G-67/317		Pegmatito	Moscovita	9,1730	1125,00	31,95	1826 ± 61	e)

* Todos estes resultados foram obtidos no Centro de Pesquisas Geocronológicas de São Paulo

Constantes usadas nos cálculos:

$$\lambda \text{ Total} = 0,530 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda \text{ K} = 0,585 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\% \text{ de } ^{40}\text{K} \text{ em K total} = 0,0119$$

Referências:

Grau de confiança no cálculo dos erros: 2σ

- a) TORQUATO, J.R. e AMARAL, G. (em impressão, a)
- b) TORQUATO, J.R. e AMARAL, G. (em impressão, b)
- c) AMARAL, G. e TORQUATO, J.R. (em impressão)
- d) TORQUATO, J.R.; RAMALHAL, M.R.A. e RAMALHAL, F.J.S. (em impressão)
- e) SILVA, A.T.S.F. da; TORQUATO, J.R. e KAWASHITA, K. (1973).

CARTA GEOLÓGICA DE ANGOLA

LEGENDA

QUATERNÁRIO	- Areias de praia e cordões litorâneos - Areias de duna - Eluviões, cascalheiras e areias várias - Depósitos de origem mista (Fluvial e/ou marinhos) - Depósitos fluviais recentes - Depósitos eólicos
TERCIÁRIO	- Depósitos continentais (Ambiente desértico) - Formação Cunene (Depósitos fluvio - deltáicos) - Depósitos de vertente e playas associadas - Depósitos fluviais
MESOZOÍCO	- Doleritos - G.P. Granito da Praia
PRÉ-CAMBRIANO	- Gabro do Muende - Granito das Furnas - Meta-riolitos potássicos
-
Intrusões relacionadas com o ciclo Pan-Africano	- granitos do Morro Vermelho - gabros - dioritos - wehrlito - serpentizado - pegmatitas - Metassedimentos granitizados - Indiferenciado - Calcários cristalinos - Ortoanfibolitos
Grupo Damara	
Formação Nasib	- Indiferenciado - arcosios e quartzitos
Complexo Cristalino	- Granito do Curaca - Migmatitos - Gnaisses kinzigíticos - Granulitos - Metabasitos - Granitos da Espinheira - Granófiros - Xistos e quartzitos com intercalações de ortoanfibolitos

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Limites observados - Limites interpretados - Estações Arqueológicas - Água - Ocorrência Mineral: Cu-Cobre, Ba-Barita - Falhas de Cavalgamento	- Inclinado - Vertical - Falhas ou Diaclases - Dobre Anticlinal: observada, interpretada - Diques: β - Dolerito, γ - Granito, p - Porfiro, q - Quartzito

LEGENDA TOPOGRÁFICA

- Povoação - Vértice Geodésico	- Faia - Fronteira

Sistema de projeção U.T.M. - Elipsóide de Clark de 1880
Base Topográfica extraída das folhas respectivas à escala 1:250.000 do Levantamento Aerofotogramétrico

Trabalhos executados em 1968/71 pelo geólogo Joaquim Raul Torquato e pelos assistentes técnicos Luís Machado, José A. Barros, Luís P. Andrade e Manuel D. Soares

1:100.000

Des. por Luís Soares

CARTA TECTÔNICA DE ANGOLA

LEGENDA

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

EMBASAMENTO (Pré-Cambriano)

- Áreas tectônicas do final do Pré-Cambriano e limites das províncias Pan-Africano/Eburneana
- Faixas de dobramentos Pan-Africanos e/ou zonas pré-existentes rejuvenescentes
- Região de paraplataforma e/ou faixas de dobramentos Pan-Africanos com a indicação das vergências
- Coberturas Pré-Cambrianas pouco dobradas e pouco metamorfizadas

ESTÁDIO DE TRANSIÇÃO (Cambriano/ordoviciano)

- Vulcanismo ácido

ESTÁDIO DE ESTABILIZAÇÃO (Ordoviciano/triásico)

- Sinécise paleozóica (Sedimentos do Karroo)
- Aulacógeno de Cassange
- Arco de Moçâmedes
- Arco do Zaire
- Horst do Cuanza

ESTÁDIO DE REATIVAÇÃO (Triásico-recente)

- Coberturas pós-Karroo
- Bacias Tectônicas costeiras
- Vulcanismo trapeciano e/ou pontual
- Magmatismo alcalino
- Granito cratónico
- Falhas transcorrentes e/ou normais

UNIDADES GEOTECTÔNICAS DO EMBASAMENTO

- A - Escudo Angolano (≈ 2000 m.a.)
- B - Sistema do Congo Ocidental (ortoplataforma) (500-900 m.a.)
- C - Calcário do Leba (ortoplataforma) (500-900 m.a.)
- D - Faixa de dobramentos do Ciclo Pan-Africano (sistema Congo Ocidental) (≈ 500 m.a.)
- E - Faixa de dobramentos do Ciclo Pan-Africano (grupo Damara) (≈ 500 m.a.)
- F - Faixa de dobramentos do Ciclo Pan-Africano (séries de Malonde - Maconde) (≈ 500 m.a.)
- G - Arco do Zaire (≈ 500 m.a.)
- H - Arco de Moçâmedes (permo-carbonífero)
- I - Graben do Lucapa
- J - Aulacógeno de Cassange (Jurássico)
- K - Horst do Cuanza (Jurássico)

ELABORADA POR J.R. TORQUATO (1974)

Limites geológicos extraídos de:
- Mouta (1954) e
- Cartas geológicas dos S.G.M.A. de:
- Sistema do Congo Ocidental
- Alto Zambeze

ESCALA
0 20 80 160 km.