

Evolução Geológica do Cinturão Móvel do Quipungo no Ocidente de Angola*

J. R. TORQUATO, A. T. S. FERREIRA DA SILVA, U. G. CORDANI e K. KAWASHITA

Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais e Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP

(Com 4 figuras no texto)

INTRODUÇÃO

Neste trabalho procura-se demonstrar a presença de um cinturão móvel de idade eburneana, situado no quadrante sudeste de um núcleo cratônico mais antigo, na região entre Sá da Bandeira e Benguela.

O Cinturão móvel inicia-se um pouco a leste de Moçâmedes, com direções mais ou menos E-W, encurva-se para baixo, passando a sul de Sá da Bandeira, bordejando a serra da Chela e em seguida adquire a direção NE seguindo em direção à cidade de Nova Lisboa. As suas dimensões, na região conhecida, são aproximadamente 400 km de comprimento por mais de 100 km de largura. Está melhor definido na região que está situada entre Vila Paiva Couceiro, Quilengues e Chicomba (Fig. 1). O nome aqui proposto de "Quipungo", é o nome nativo da povoação mais importante da região: Vila Paiva Couceiro.

A sudeste o cinturão contata com rochas mais antigas, o Complexo Gabro-Anortositico do sul de Angola, e a sudeste e leste perde-se sob as formações terciárias arenítico-arcoseanas do Kalahari. A oeste, eventos posteriores marcaram a sua evolução. Pelas relações de campo, pela extensão e zoneamento N-S que apresentam as rochas do Complexo Gabro-Anortositico do sul de Angola, e ainda pela presença, ao longo de todo o flanco oeste do cinturão geológico, de derrames ácidos a intermediários, procura-se explicar o desenvolvimento da região através

de um modelo coerente, em base aos dados geocronológicos aqui apresentados.

GEOLOGIA

ROCHAS QUE CONSTITUEM O CINTURÃO MÓVEL DO QUIPUNGO

Embora o mapeamento geológico da região em estudo (Fig. 1) não contenha elementos estruturais suficientes para a perfeita divisão da área em altos e baixos tectônicos, de acordo com o grau de metamorfismo e granitização, é possível encontrar rochas características de cada uma dessas unidades geotectônicas.

Como representantes dos baixos estruturais (rochas epizonais) observa-se a presença de metassedimentos, essencialmente quartzíticos, nas regiões de Vila Branca, Negola, Gando, Cola, Calépi, Cariango-Imbanda, Volta e Taquete, entre outras de menor importância. Geralmente são acompanhadas de quartzitos grauvacóides, metagrauvas, metarenitos, xistos diversos e raros metaconglomerados intraformacionais. Suas camadas orientam-se, regra geral, segundo N40°-70°E, com mergulho subvertical a forte para noroeste.

Tais rochas metassedimentares, na região entre Taquete e Capala, são acompanhadas por vitrófiros de natureza riolítica a andesítica, vulcano-sedimentares de composição dacítica e pórfiros granitóides (riolíticos a andesíticos), enquanto que a oeste do Sendi afloram granito-pórfiros e quartzo-pórfiros na proximidade de testemunhos residuais de quartzitos. A norte de

* Recebido em 13 de setembro de 1978.

Caluquembe (Xitoma e Capala) rochas extrusivas alternam-se, geralmente, com as rochas metassedimentares.

Ainda associados às rochas metassedimentares, plutônicas e vulcânicas acima referidas, afloram espilitos e albitófiros na região entre Taquete e Capala, cortados por lavas e tufos de natureza riolítica. A leste da região de Vila Paiva Couceiro, em Cassinga, foram detectadas lavas almofadadas e outras rochas verdes alternando com as rochas metassedimentares da mesma idade das da região aqui estudada (Korpershoek, 1970). Tais espilitos, albitófiros, lavas almofadadas e outras rochas verdes correspondem, na opinião de Silva (1974), ao vulcanismo pré-orogênico Eburneano.

Ao conjunto das rochas metassedimentares que ocorrem na região em estudo e às suas congêneres que afloram a leste, nordeste e norte de Vila Paiva Couceiro (Cassinga, Chipindo, Oendolongo, Nova Lisboa e Vila Mariano Machado) foi dado o nome de Sistema do Oendolongo (Mouta e O'Donnell, 1933 e Mouta, 1954). Korpershoek (1970) criou, a partir das mesmas rochas metassedimentares, os Sistemas de Cassinga, Chivanda e Oendolongo. Silva (em publicação) denominou de Supergrupo do Oendolongo ao conjunto de metassedimentos e metavulcânicas acima descrito.

A atestar a presença de altos estruturais ocorrem regionalmente rochas magmáticas recristalizadas e muito afetadas por granitização, rochas metamórficas meso-catazonais (gnaisses, migmatitos, leptinitos, granulitos e charnoquitos, estes últimos contíguos ao complexo gabro-anortosítico) e rochas granitóides biotita-granitos porfiroblásticos ou não, granitóides porfiríticas, muscovita-granitos e pegmatitos.

Gnaisses (s.l.) e migmatitos foram mapeados na região em redor e a nordeste de Vila Paiva Couceiro e a nordeste de Caluquembe. Estas rochas passam de modo gradual a rochas granitóides, ou então são intrudidas por estas. A nordeste de Caluquembe, no Sendi e no Lumbir, a migmatização das rochas metassedimentares originou migmatitos de paleossoma grauvacóide dominante. Na área de Vila Paiva Couceiro apresentam xistosidade geral orientada

para N15°-45°E, raramente atingindo N60°E. O seu mergulho é praticamente subvertical. A sudeste de Vila Paiva Couceiro encontram-se muito mascaradas por rochas arenito-arcoseanas de idade cenozóica. Para sudoeste daquela cidade as direções da xistosidade parecem circundar o planalto da Chela, a sul-sudoeste de Sá da Bandeira, orientando-se a pouco e pouco para W-E e NW-SE, à medida que o Quipungo se aproxima do Sudoeste Africano.

Ainda na região de Vila Paiva Couceiro, regra geral entre as rochas gabro-anortosíticas e gnaissico-migmatíticas, afloram rochas charnoquíticas (enderbíticas) e afins, de composição diorítica a granodiorítica, evidenciando os mesmos aspectos estruturais dos gnaisses regionais. Alguns granulitos ácidos também se associam aos migmatitos, a nordeste daquela cidade, com evidências de terem sido geradas em condições catazonais, simultaneamente com anortositização das rochas básicas remobilizadas do embasamento pré-existente (Silva, 1974; Silva e Paixão, em publicação; Simões, em publicação).

Os biotita-granitos, em geral de granulação média e acinzentados (granito regional), são as rochas de maior expressão na região. Ter-se-iam originado por palingênese e/ou anatexia durante a fase mais intensa do metamorfismo regional Eburneano. Simultaneamente, processou-se a granitização e migmatização nas rochas metamórficas antes referidas, bem como a formação das rochas granitóides (a sul da Cacula, sudoeste de Negola e Gando, e outras), de composição diorítica a granítica, e geralmente de textura porfirítica. Estas situam-se quase sempre nas bordas dos granitos regionais com freqüentes passagens graduais.

Os biotita-granitos porfiroblásticos (granito da Quibaba) englobam termos menos ácidos que podem chegar a quartzodioritos. Apesar dos seus porfiroblastos de K-feldspato se terem gerado por microclinização tardia (metassomatose) considerámo-los gerados por ocasião da formação do granito regional, pois sua mesóstasis quartzodiorítica à granodiorítica se formou durante esse período (Silva, *op. cit.*). São rochas de comportamento

intrusivo em todas as anteriormente mencionadas, incluindo as básicas e ultrabásicas relacionadas ao complexo gabro-anortosítico. A sul e sudeste da Chicomba, embora reomogeneizando o embasamento gnáissico-migmatítico, não conseguiram apagar a sua xistosidade. Seus afloramentos mais expressivos ocorrem a norte e nordeste de Taquete, intrusivos em quartzitos e metariolitos.

Na região compreendida entre Quilengues e Chicala, aparece o muscovita-granito da Chicala, leucocrático, intrusivo no granito regional, por vezes orientado segundo N25°E.

Diversos diques pégmatíticos com muscovita ocorrem entre Sendi e Taquete, cortando as rochas do Supergrupo do Oendolongo, o granito regional e rochas associadas.

ROCHAS ASSOCIADAS AO CINTURÃO MÓVEL DO QUIPUNGO

Rochas básicas e ultrabásicas do complexo gabro-anortosítico do sul de Angola ocorrem na região sul de Vila Paiva Couceiro, e teriam feito parte do embasamento remobilizado durante a gênese do Quipungo. Delas fazem parte anortositos, olivina-gabros, noritos, hiperitos, troctolitos, olivina-diabásios, piroxenitos, hornblenditos e wehrlitos. Foi, assim, possível a anortositização deste material básico, em condições catazonais. Em vista disso seu comportamento em relação às rochas gnáissico-migmatíticas torna-se confuso, pois umas vezes parece intrusivo, mas noutras parece mobilizado por elas. As rochas diorítico-granodioríticas, de fácies granulito, associam-se-lhes, nas imediações e à nordeste de Vila Paiva Couceiro, atestando sua gênese em condições de metamorfismo de alto grau (Silva, *op. cit.*; Silva e Paixão, *op. cit.*). O complexo, de orientação geral entre N-S à NNE-SSW, estende-se para sul numa extensão de cerca de 350 km com uma largura média de 20 km e máxima de 60 km. Suas rochas exibem zoneamentos, e regionalmente orientam-se paralelamente às do Quipungo, embora na área estudada tal não tivesse sido observado.

Entre Quilengues e Vila Paiva Couceiro afloram pequenas ocorrências de gabros por-

firóides, olivina-gabros, hornblenditos, piroxenitos, olivina-diabásios e raramente troctolitos e olivina-basaltos. Tais tipos litológicos nunca ocorrem conjuntamente no mesmo afloramento. São manchas reliquias, regra geral granitizadas e metamorfizadas, que parecem corresponder a digitações do complexo gabro-anortosítico preservadas durante a gênese do Quipungo.

Após o resfriamento do cinturão do Quipungo, as regiões da Cacula e da Chicala foram afetadas por magmatismo granítico alcalino que intradiu as rochas pré-existentes. Em sua fase tardia, ter-se-iam gerado diques de pegmatitos gráficos e feldspáticos, muito freqüentes entre Quilengues e Sendi. Tais pegmatitos foram por sua vez cortados por diques diabásicos, em geral olivínicos, orientados segundo N50°-70°W.

Magmatismo granítico alcalino posterior, e caráter anorogênico provável, foi responsável, a leste e sudeste de Vila Paiva Couceiro, pela intrusão de granito-pórfiros e granitos avermelhados da Matala. Estes associam-se mesmo em direção ao sudoeste de Angola, mostrando passagens graduais entre si. Seus afloramentos orientam-se segundo NE-SW. São intrusivos nos complexos gabro-anortosítico e gnáissico-migmatítico, dos quais os granito-pórfiros sofreram contaminação.

Magmatismo básico, também de caráter anorogênico, afetou a região a norte da Cacula, resultando dois importantes diques de noritos, de orientação próxima de N15°W. Intrudiram rochas graníticas e gabróicas, rejeitaram diques de olivina-diabásios, mas foram cortados por diques de rochas fonolíticas orientadas segundo N30°-50°E.

Mais recentemente, magmatismo básico e alcalino ocasionou a formação de diques de olivina-basaltos orientados segundo N10°W à N20°E, e de diques e chaminés fonolíticos, entre Quilengues e Cacula, bem como de diques de diabásio orientados segundo N-S nas regiões de Vila Branca e de Múcua.

Entre o Terciário e o Quaternário originaram-se conglomerados (Grês Polimorfos), ro-

TABELA I

N.º LAB. SPR	N.º CAMPO		Rb Total ppm	Sr Total ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sr* ppm	Idade convencional m.a.
301	G77/338	Granito	260	24	30.85	1.282	1.37	1262 ± 44
302	G78/338	Granito	258	23	31.92	1.282	1.32	1220 ± 32
665	G64/338	Granito-pórfiro	187	159	3.42	.785	1.23	1565 ± 61
700	G70/338	Granito-pórfiro	198	150	3.83	.799	1.38	1654 ± 62
298	G38/317	Granito	136	17.2	23.09	1.260	.94	1631 ± 52
299	G39/317	Granito	106	11.2	27.66	1.503	.88	1954 ± 51
340	G75/318	Tonalito	129	254	1.47	.742	.93	1708 ± 117
303	G91/297	Granito	273	12.0	66.50	2.863	2.54	1922 ± 51
312	G19/337	Granito	218	168	3.79	.825	1.97	2134 ± 99
313	G31/317	Granito	61	336	.53	.721	.51	1972 ± 368
314	G42/317	Granito	150	408	1.06	.736	1.24	1955 ± 158
315	G50/318	Granito	207	212	2.82	.793	1.82	2083 ± 81
365	G81/337	Quartzo-pórfiro	85	595	.41	.716	.66	1840 ± 438
366	G83/337	Quartzo-pórfiro	147	303	1.40	.745	1.19	1916 ± 132
367	G88/298	Vitróforo riolítico	129	153	2.44	.779	1.11	2035 ± 107
379	G89/297	Vitróforo riolítico	124	362	.99	.740	1.25	2389 ± 199
380	G90/297	Vitróforo riolítico	194	170	3.29	.813	1.80	2194 ± 79
1328	C7 / 297	Dacito	174	138	3.69	.813	1.44	1967 ± 73
316	G51/338	Gnaisse	76	456	.42	.723	.79	2465 ± 406
383	G52/338	Migmatito	102	334	.76	.731	.85	1969 ± 179
378	G57/338	Migmatito	117	139	2.45	.782	1.05	2115 ± 117
381	G61/318	Gnaisse	40	443	.29	.713	.36	2127 ± 545
382	G62/337	Ortognaisse	78	315	.47	.725	.63	1906 ± 246

— Todas as determinações foram efetuadas em rocha total.
— A idade convencional foi calculada usando-se $R_o = 0.705 \pm 0.002$
— As razões (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) foram normalizadas para (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) = 0.1191
— $R_b = 1,47 \times 10^{-11}$ anos⁻¹
— As quantidades de Rb total e Sr total foram determinadas por fluorescência de Raios X.

chas arcossianas do Kalahari inferior e areias ocráceas do Kalahari superior na região de Vila Paiva Couceiro.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

GENERALIDADES

Para este trabalho, foram analisadas 23 amostras, em rocha total, pelo método Rb/Sr. A localização das amostras é dada na Figura 1 e os resultados analíticos na Tabela I.

As análises Rb-Sr foram obtidas no *Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo*, usando-se o tratamento químico preconizado por Allsopp et al. (1968). A obtenção das razões isotópicas teve lugar num aparelho marca Varian-Mat, modelo TH5, usando filamento duplo de rênio com 10. (Torquato, 1974). Com este espectrômetro obteve-se como

média de 36 determinações do padrão de Sr normal (SrCO_3 , Eimer & Amend) o valor de 0.7082 ± 0.0003 . Os cálculos foram efetuados no *Centro de Computação Eletrônica da Universidade de São Paulo*, usando-se os programas identificados como PRBSR e PISOSP.

Igualmente, e sempre que necessário, nos referimos a algumas das 27 análises K/Ar efetuadas na mesma região (Silva et al., 1973) e a 9 determinações radiométricas K/Ar efetuadas no *Laboratório de Geocronologia da Universidade de Coimbra-Portugal* (Silva et al., 1975), as quais constam, respectivamente, das Tabelas II e III.

COMPLEXO GABRO-ANORTOSÍTICO DO SUL DE ANGOLA E ROCHAS ASSOCIADAS

Admitimos que as rochas básicas donde proveio este complexo já se encontravam pre-

TABELA II

N.º LAB.	N.º CAMPO	MATERIAL ANALISADO	ROCHA	% K	Ar ⁴⁰ rad ccSTP/g 10 ⁻⁵	% Ar ⁴⁰ atm.	IDADES K-Ar m.a.
SPK2543	G11/317	Rocha Total	Fonolito	3.8110	1.3450	74.01	87 ± 11
SPK2534	G29/317	Rocha Total	Fonolito	4.1200	1.3800	21.70	82 ± 3
SPK2546	G27/317	Plagioclásio	Basalto	0.3420	0.1550	86.51	111 ± 11
SPK2515	G33/317	Rocha Total	Basalto	1.1830	3.8430	6.75	678 ± 27
SPK2521	G6 /318	Rocha Total	Diabásio	0.9390	0.5104	65.77	132 ± 13
SPK2519	G12/317	Rocha Total	Norito	0.9410	3.1070	6.14	704 ± 17
SPK2535	G23/317	Rocha Total	Norito	0.7980	2.4410	16.39	644 ± 27
SPK2532	G17/317	Rocha Total	Diabásio	0.6895	5.0370	2.76	1281 ± 22
SPK2518	G54/317	Rocha Total	Diabásio	0.6605	4.2020	8.64	1157 ± 26
SPK2563	G 1/318	Rocha Total	Diabásio	0.5565	2.4840	34.35	880 ± 34
SPK2537	G 5/318	Rocha Total	Diabásio	0.3215	2.4040	13.59	1309 ± 99
SPK2538	G16/317	Rocha Total	Diabásio	0.0920	0.5027	61.97	1031 ± 65
SPK2524	G24/317	Plagioclásio	Diabásio	0.1609	1.0440	36.13	1175 ± 69
SPK2553	G28/317	Feldspato	Pegmatito	0.7500	4.1500	42.58	1043 ± 57
SPK2548	G55/317	Muscovita	Pegmatito	8.6700	99.8600	6.71	1753 ± 42
SPK2554	G60/337	Feldspato	Pegmatito	9.0410	30.9500	9.73	708 ± 11
SPK2565	G60/337	Feldspato	Pegmatito	9.0410	30.9600	18.51	708 ± 14
SPK2568	G67/317	Muscovita	Pegmatito	9.1730	112.5000	31.95	1826 ± 61
SPK2539	G 2/337	Rocha Total	Diabásio	0.3000	2.7760	34.05	1514 ± 36
SPK2564	G 8/317	Rocha Total	Gabro	0.1775	0.7171	63.58	811 ± 26
SPK2541	G18/317	Rocha Total	Diabásio	0.6037	5.9380	44.90	1600 ± 60
SPK2525	G36/317	Rocha Total	Diabásio	0.4485	6.4192	7.67	2000 ± 250
SPK2526	G40/317	Hornblenda	Hornblendito	0.4570	4.7730	7.77	1643 ± 40
SPK2527	G58/338	Plagioclásio	Gabro	0.2955	4.0660	12.59	1964 ± 61
SPK2528	G59/318	Plagioclásio	Gabro	0.1785	26.5500	5.65	5718 ± 51
SPK2529	G 3/337	Plagioclásio	Anortosito	0.1295	1.9930	9.24	2102 ± 51
SPK2531	G 4/337	Plagioclásio	Anortosito	0.1215	1.9520	8.36	2157 ± 43

TABELA III

Nº CAMPO	MATERIAL	ROCHA	% K	Ar ⁴⁰ rad. ccSTP s ₁₀ ⁻³	% Ar ⁴⁰ atm.	IDADES K/Ar m.a.	IDADE Rb/Sr m.a.*
P/297	Muscovita	Pegmatito	7.5479	1.0689739	.22	1996 ± 11.0	—
G49/317	Biotita	Granodiorito	5.4119	.54785546	.34	1607 ± 8.0	—
G49/317	Biotita	Granodiorito	5.4119	.56918875	.22	1649 ± 9.0	—
G75/318	Biotita	Tonalito	6.5320	.72581670	.18	1710 ± 12.0	1708 ± 117
G91/297	Muscovita	Granito	7.3976	.81510029	.32	1700 ± 9.5	1922 ± 51
G31/317	Muscovita	Granito	6.7447	.81608925	.34	1807 ± 10.0	1972 ± 368
G50/318	Biotita	Granito	6.8853	.64545147	.27	1525 ± 7.0	2083 ± 81
G57/338	Biotita	Migmatito	7.3910	.53405275	.26	1269 ± 7.0	2115 ± 117
G62/337	Biotita	Ortognaisse	7.2767	.46199784	.21	1153 ± 7.0	1906 ± 246

* Determinações radiométricas, pelo método Rb/Sr, em rocha total, citadas na TABELA I.

sentes quando da gênese do Quipungo, tendo sido remobilizadas, reativadas e essencialmente anortositizadas durante o ciclo Quipungo. Algumas das suas rochas associadas, de fácies granulito, atestam terem sido submetidas a metamorfismo catazonal, por ocasião do Quipungo, ou até mesmo em ocasião anterior.

Análises K/Ar nos plagioclásios de olivina-gabros e anortositos forneceram idades aparentes de 1964 ± 61 , 2102 ± 51 e 2157 ± 43 m.a. (Tabela II). Os dois últimos resultados, relativos a anortositos, talvez sejam indicativos de sua anortositização, que teria acontecido há cerca de 2200 m.a. A idade anômala e absurda de 5718 ± 51 m.a., fornecida pelo plagioclásio de um dos olivina-gabros, bem como, as nove determinações radiométricas K/Ar com excesso de argônio, efetuadas por Torquato (1974), no sudoeste de Angola, relativamente a corpos básicos equivalentes deste, permitem-nos concluir que a mobilização do complexo, durante as atividades do Quipungo, fez concentrar, em alguns de seus minerais, o argônio radiogênico presente no ambiente.

Além dos dados da Tabela II, Mendes (1968) obteve, na biotita de um hornblenda-granodiorito pertencente às rochas de bordadura do complexo gabro-anortositico, a idade Rb/Sr de 2079 m.a., corroborando, ainda que isoladamente, as determinações K/Ar.

É possível que o complexo gabro-anortositico tenha sido reativado, como consequência

do acréscimo marginal do continente, de tal modo que as partes sul e sudeste da região de Vila Paiva Couceiro teriam constituído uma bacia oceânica com substrato básico, sujeita às várias fases magmáticas e metamórficas da unidade orogênica.

VITRÓFIROS RIOLÍTICOS E ROCHAS VULCANO-SEDIMENTARES DACÍTICAS DA REGIÃO DA CHICALA-CALUQUEMBE E GRANITO-PÓRFIROS DO SENDI

As rochas totais de seis amostras analisadas pelo método Rb/Sr, das quais 4 extrusivas, forneceram-nos uma isócrona de referência de 2244 m.a., com uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703$ (Tabela I). Considerando, apenas, a isócrona de referência relativa aos vitrófiros de natureza riolítica que acompanharam a sedimentação, a idade calculada seria de 2 100 m.a. (Tabela I e Fig. 2). Sua razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708$, bastante elevada, mostraria que as rochas vulcânicas teriam se originado a partir de material siálico, ao mesmo tempo que alternaram com os sedimentos pelitogresosos.

Na região do Chipindo, a cerca de 100 km a leste de Caluquembe, Torquato (1974) obteve a idade isocrônica de 2150 ± 83 m.a. em sericita-muscovita-xistos interestratificados em quartzitos, ambos pertencentes ao Supergrupo do Oendolengo.

Quanto às duas amostras de quartzo-pórfiros do Sendi, forneceram também uma isó-

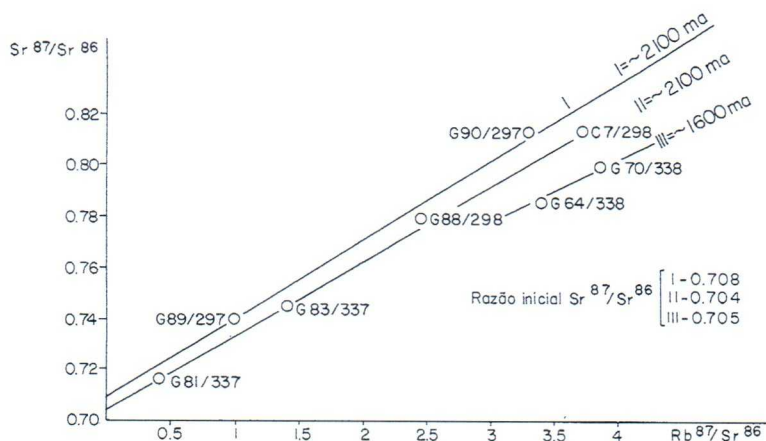


Fig. 2 — Isócrona de Referência dos Riodacitos da Chicala e dos Pórfiros Granitóides do Sendi.

crona de referência igualmente computada em 2100 m.a., mas com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.704$ (Tabela I e Fig. 2).

GNAISSES E MIGMATITOS SIN-TECTÔNICOS

Cinco amostras de rocha total, em gnaisses e migmatitos referentes à região de Vila Paiva Couceiro, forneceram, pelo método isocrônico Rb/Sr, a idade aparente de 2040 m.a. (Tabela I e Fig. 3). Este resultado deve corresponder ao final da primeira fase de intenso metamorfismo regional eburneano, a que se seguiu o imediato fecho dos sistemas.

A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708$, relativamente elevada, permite-nos concluir que as rochas gnáissico-migmatíticas resultaram por granitização e migmatização do substrato gnáissico pré-existente, bem como, de sedimentos pelítico-grauvacóides do próprio cinturão eburneano.

A amostra G61/318, cujo ponto analítico situa-se abaixo da curva isocrônica de 2040

m.a., apresenta uma idade um pouco mais jovem, que poderá estar relacionada com a proximidade das rochas granitóides biotíticas porfiroblásticas, as quais sofreram microclinição tardia até ao final da gênese do Quipungo.

Duas determinações radiométricas K/Ar nas biotitas das amostras G57/338 (migmatito) e G62/337 (ortogneisse) da região de Vila Paiva Couceiro forneceram as idades aparentes de 1269 ± 7 e 1153 ± 7 m.a., respectivamente (Tabela III). Tal fato, aliado à deformação das biotitas, demonstra, na opinião dos autores, os efeitos termo-tectônicos da intrusão dos granito-pórfiros e granitos alcalinos da Matala, no extremo sudeste do Quipungo, os quais apresentam idades semelhantes.

BIOTITA-GRANITOS SIN-TECTÔNICOS (GRANITOS REGIONAIS)

Na unidade de maior expressão na área estudada, dos biotita-granitos regionais, foram

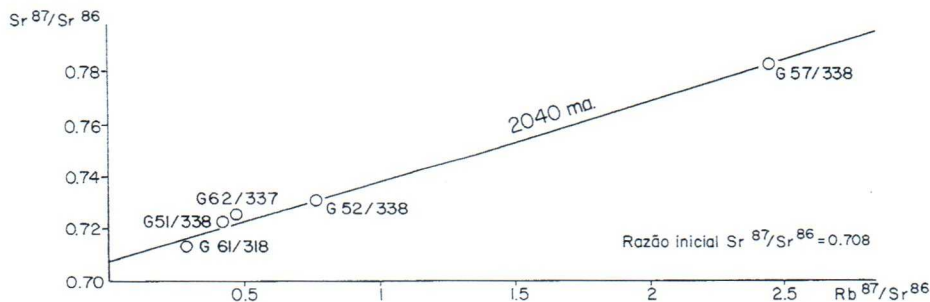


Fig. 3 — Isócrona de Referência dos Gnaisses e Migmatitos.

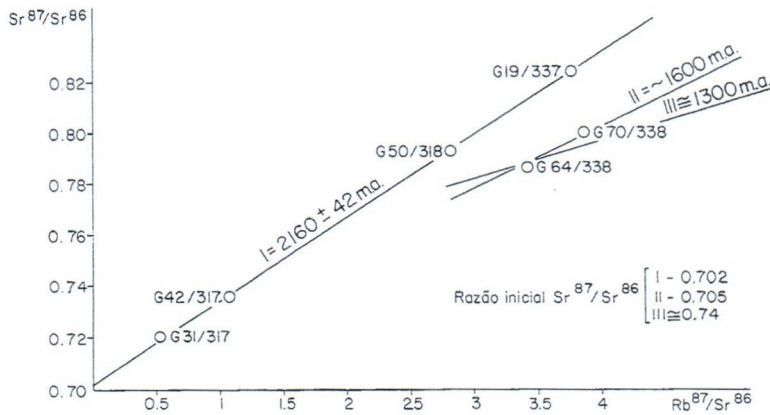


Fig. 4 — Isócrona dos Biotita-Granitos Sintectônicos.

analisadas quatro amostras, pelo método Rb/Sr, em rocha total, que nos definiram uma isócrona de 2160 ± 42 m.a. com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.702 \pm 0.001$ (Tabela I e Fig. 4). A baixa razão inicial sugeriria que estes granitos geraram-se sem a mobilização de rochas siálicas superficiais, isto é, de origem profunda. Contudo, o processo de granitização regional, na bordadura desta unidade mobilizou as rochas sedimentares, porfiríticas, vulcânicas e gabróicas aí existentes, originando rochas granitóides, às vezes de textura porfirítica.

A idade isocrônica obtida deve ser considerada relativa ao metamorfismo regional. Pelas observações de campo, e pelos correspondentes estudos petrológicos, os granitos são metassomáticos, originados em momento de metamorfismo regional intenso, em condições de facies anfibolito que possibilitou inclusive fusão anatética e/ou palingênese.

Às rochas granitóides porfiroblásticas denominamos sintectônicas (Silva *op. cit.*) porque sua mesóstasis de composição quart-zodiorítica a granodiorítica fora gerada simultaneamente com o granito regional. A natureza pouco ácida desta mesóstasis e o seu teor elevado em ferromagnesianos ricos em potássio teria possibilitado o desenvolvimento porfiroblástico por microclinização tardia, que se processou até o final da orogênese Eburneana. Estes porfiroblastos, geralmente de microclina, representam a maior parte do volume destas rochas, pelo que as idades convencionais Rb/Sr, em rocha total, se aproximam das do resfriamento do

Quipungo. Por exemplo, a análise da rocha porfiroblástica (G75/318) de composição tonalítica, que aflora na região de Chicomba, forneceu a idade Rb/Sr em rocha total de 1708 ± 117 m.a., concordante com o valor obtido em sua biotita, pelo método K/Ar.

As muscovitas e biotitas dos granitos sin-tectônicos e tardi-tectônicos do Quipungo forneceram, pelo método K/Ar, idades aparentes de 1807 ± 10 (G31/317), 1525 ± 7 (G50/318), 1710 ± 12 (G75/318) e 1700 ± 10 m.a., (G91/297) conforme Tabela III. Tais resultados correspondem ao resfriamento final do Quipungo e confirmam os valores obtidos por Mendes e Vialette (1972) em regiões circunvizinhas do próprio cinturão. A citada idade de 1525 ± 7 m.a., posterior ao resfriamento do Quipungo, parece ser o resultado de cloritização da biotita, originando evidente perda de argônio radiogênico. Além disso, a idade isotópica de aproximadamente 1700 m.a. acima citada (da região de Chicomba), demonstra que o magmatismo granítico responsável no sudeste do Quipungo pela intrusão dos granitopórfiros e granito alcalino avermelhados da Matala não se fez sentir termicamente naquela região.

MUSCOVITA-GRANITOS E PEGMATITOS MUSCOVÍTICOS TARDI-TECTÔNICOS

Foi datada, pelo método K/Ar, apenas uma muscovita de um pegmatito intrusivo nas rochas metavulcânicas, na região de Taquete, que

forneceu a idade K/Ar de 1996 ± 11 m.a., permitindo definir com melhor precisão o episódio gerador de tais rochas aos 2000 ± 50 m.a. (Silva et al., 1975).

Na rocha total do muscovita-granito (G91/297), rico em microclina, quartzo e oligoclásio-albita, que ocorre a oeste de Caluquembe, foi obtida a idade convencional Rb/Sr de 1922 ± 51 m.a.. Sua muscovita forneceu a idade isotópica K/Ar de 1700 ± 10 m.a. acima citada.

PEGMATITOS MUSCOVÍTICOS PÓS-TECTÔNICOS

As muscovitas destes pegmatitos, ocorrendo entre Quilengues e Cariango-Imbanda (Cacula), intrusivos nos granitos sin-tectônicos e nas rochas metassedimentares do Supergrupo do Oendolongo, forneceram, pelo método K/Ar, as idades aparentes de 1753 ± 42 e 1826 ± 61 m.a. (Tabela II). Tais resultados referem-se à fase terminal do Quipungo no que respeita à gênese de rochas, de caráter claramente pós-tectônico.

GRANITOS CALCO-ALCALINO E ALCALINO DA CACULA E DA CHICALA E PEGMATITOS FELDSPÁTICOS E GRÁFICOS

As idades convencionais Rb/Sr de 1631 ± 52 e 1954 ± 51 m.a. obtidas para duas rochas totais do granito alcalino avermelhado que ocorre na Cacula são discordantes. Em nossa opinião, um dos resultados é demasiado elevado (amostra G39/317) o qual poderá imputar-se ao baixo teor em estrôncio total (Tabela I), se considerarmos a possibilidade de perda de Sr pelo sistema, em época posterior à sua formação. Os granitos da Cacula, intrudiram e mobilizaram as rochas metabásicas e metaultrabásicas ali existentes gerando um complexo metabásico. Neste, datou-se a hornblenda de um metahornblendito, pelo método K/Ar, com idade de 1643 ± 40 m.a. (Tabela II). Além disso, a biotita de um granodiorito porfiróide da Cacula pertencente ao denominado granito calcoalcalino avermelhado, forneceu idades K/Ar de 1607 ± 8 e 1649 ± 9 m.a. (Tabela III). Tais determinações radiométricas K/Ar, obtidas em

hornblenda e biotita, a nosso ver confirmam de modo inequívoco a idade convencional Rb/Sr de 1631 ± 52 m.a., que parece coadunar-se com a época de formação destes granitos.

Relativamente aos pegmatitos feldspáticos e gráficos, associados ao término deste magmatismo granítico alcalino, foram obtidas as idades K/Ar de 708 ± 11 e 1043 ± 57 m.a. em K-feldspatos (Tabela II). As idades aparentes obtidas nestes K-feldspatos devem ser muito inferiores à sua época de formação, tendo em vista que cristais destes minerais perdem continuamente argônio radiogênico, mesmo à temperatura ambiente. Com efeito, estes pegmatitos são cortados por diques de olivina-diabásios com idade mínima de 1175 ± 69 m.a. (Tabela II).

GRANITO-PÓFIROS E GRANITO ALCALINO DA MATALA

Os pontos analíticos dos granito-póriferos que afloram na região de Vila Paiva Couceiro (Tabela I e Figs. 2 e 4), situam-se próximos da isócrona de referência de 1600 m.a., com uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$, cuja significação é obscura. No terreno, apresentam-se como diferenciações marginais do granito alcalino avermelhado da Matala, a que passam gradualmente. As idades convencionais Rb/Sr obtidas neste granito, utilizando a rocha total de duas amostras, foram 1220 ± 32 e 1262 ± 44 m.a. (Tabela I), valores que permitem associá-los com a orogênese Quibariana (1100 ± 200 m.a.). A confirmação destas idades aparentes é encontrada nas idades isotópicas K/Ar das biotitas de gnaisses e migmatitos contíguos às citadas rochas graníticas e porfiriticas da Matala, (Tabela III), que perderam totalmente seu argônio radiogênico durante o aquecimento resultante das intrusões.

Na região de Cahama, a cerca de 150 km a sudoeste de Vila Paiva Couceiro, afloram os mesmos tipos de rochas. Três amostras de granito avermelhado forneceram uma idade isocrônica Rb/Sr, em rocha total, de 1298 ± 35 m.a. com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7107 \pm 0.0009$ (Salgueiro e Torquato, 1977). Além disso, a idade convencional Rb/Sr de um granito-pór-

firo semelhante aos de Vila Paiva Couceiro, forneceu 1294 ± 258 m.a.

Pelos motivos acima expostos a idade de 1600 m.a. para os citados granito-pórfiros é aqui considerada anômala. Vale assinalar que uma idade de cerca de 1300 m.a. poderia ser sugerida, desde que seja assumida uma razão inicial da ordem de 0.74. Como são disponíveis apenas duas análises, a interpretação permanece no terreno especulativo.

DIABÁSIOS COM E SEM OLIVINA

Estas rochas, regra geral filonianas, ocorrem na região de Vila Paiva Couceiro, mas predominam na de Quilengues. Forneceram diversas idades isotópicas K/Ar em rocha total e apenas uma em plagioclásio (1175 ± 69 m.a.) (Tabela II). Este último valor é interpretado como o de maior confiança para a época de formação do conjunto de diques. De qualquer maneira, os diques podem ter idades próprias e diferentes dos demais, e na falta de outras informações todos os valores devem ser considerados idades mínimas.

NORITOS

As idades K/Ar de 644 ± 27 e 704 ± 17 m.a. (Tabela II), destas rochas filonianas, ocorrendo entre a Cacula e Quilengues, são idades mínimas por se tratar de determinações em rocha total e com certa alteração.

Determinações radiométricas K/Ar em noritos semelhantes a estes, que aparecem a sudoeste da região de Vila Paiva Couceiro, em Vila de Almoester (Torquato e Amaral, 1973), permitiram-lhes concluir que a época mais provável para a formação de tais rochas é a de 800 ± 13 m.a.

DIABÁSIOS COM MICROPEGMATITO, OLIVINA-BASALTOS E FONOLITOS

Estas rochas, regra geral filonianas, que se relacionam com a gênese das estruturas vulcânicas carbonatíticas da Bonga e da Tchivira, situadas na área vizinha, a sudoeste de Quilengues, geraram-se durante o Cretáceo, na região entre Quilengues, Cacula e Negola.

Para os diabásios foi obtida a idade K/Ar, em rocha total, de 132 ± 13 m.a. (Aptiano), enquanto para os olivina-basaltos chegou-se à idade de 111 ± 11 m.a. (Albiano-Cenomaniano). Por fim, utilizando rocha total, foram obtidas as idades K/Ar de 87 ± 11 e 83 ± 3 m.a. (Senoniano) para os fonolitos constituindo um dique e um cone vulcânico, respectivamente, ocorrendo entre Cacula e Quilengues (Tabela II).

CONCLUSÕES

Dos estudos efetuados, quer das observações de campo, quer dos dados radiométricos disponíveis, é possível definir a presença de um cinturão móvel de idade Eburneana (2000 ± 200 m.a.), rodeando a sul e a leste uma região cratônica suposta mais antiga, situada entre as cidades de Sá da Bandeira e Benguela. De notar que, sobre tal unidade cratônica, as direções estruturais das rochas granitóides que ali formam o embasamento são praticamente perpendiculares às do cinturão móvel.

Os presentes autores admitem que o Cinturão Mónico do Quipungo se desenvolveu na margem de tal região cratônica de idade possívelmente ao redor de 2700 ± 200 m.a. Ao longo de sua borda ocorrem afloramentos de rochas efusivas ácidas e intermediárias, que provavelmente representaram atividades pré-tectônicas do cinturão. O lado oceânico da unidade poderia estar representado pelas rochas do complexo gabro-anortositico do sul de Angola, e seu bandeamento paralelo às rochas regionais indicaria dobramentos pelos mesmos mecanismos que afetaram o cinturão.

Uma síntese dos dados geocronológicos tirados do texto fornece-nos o seguinte esquema para a evolução geológica geral da área:

- ~ 85 m.a. — vulcanismo fonolítico associado à gênese das estruturas carbonatíticas
- ~ 110 m.a. — implantação hipoabissal de olivina-basaltos
- ~ 130 m.a. — magmatismo diabásico
- ~ 800 m.a. — magmatismo norítico
- ~ 1200 m.a. — magmatismo diabásico
- ~ 1250 m.a. — magmatismo granítico alcalino (Ciclo Quibariano)

~ 1650 m.a. — magmatismo granítico alcalino anorogênico

~ 1700-1800 — resfriamento do Cinturão Quipungo

~ 1800-2000 — pegmatitos e muscovita-granitos tardi e pós-tectônicos

~ 2040 — gênese das rochas migmatíticas

~ 2160 — gênese das rochas granitóides, inclusive as porfiroblásticas. Metamorfismo regional do Cinturão Quipungo (Ciclo Eburneano)

~ 2200 — implantação e/ou metamorfismo das rochas básicas do Complexo Gabro-Anortosítico do sul de Angola.

AGRADECIMENTOS

Os autores desejam expressar os seus agradecimentos ao pessoal do *Centro de Pesquisas Geocronológicas*, especialmente ao Dr. Marcos Berenholc pelas determinações de fluorescência de Raios X e aos técnicos Cláudio dos Santos e José Elmano Gouveia de Almeida pela sua colaboração na extração de argônio e tratamento químico das amostras destinadas a Rb/Sr.

RESUMO

Este trabalho apresenta os dados geocronológicos relativos à região de Vila Paiva Couceiro, Angola, demonstrando a existência de uma unidade geotectônica de idade Eburneana, aqui denominada de Cinturão móvel do Quipungo. Na unidade predominam rochas metamórficas de médio a alto grau, com granitóides associados, cortados por intrusões diversas de caráter granítico. Aparecem também, em algumas áreas, metassedimentos predominantemente quartzíticos, e rochas vulcânicas ácidas. Na região estudada, predominam as direções estruturais NE-SW.

As rochas do cinturão delimitam-se a leste com o complexo gabro-anortosítico do Kunene, considerado mais antigo, e que revelou idades K-Ar, da ordem de 2200 m.a. Idades similares, em isócronas Rb-Sr de rocha total, foram obtidas para as rochas vulcano-sedimentares, e para os biotita granitos. Resultaram também outros dados radiométricos Eburneanos nas rochas metamórficas regionais, e para pegmatitos. O resfriamento da unidade foi detectado por idades K-Ar de micas, por volta de 1700-1800 m.a.

Fenômenos posteriores de caráter anorogênico, e relativos à formação de corpos de natureza variada, desde granitos até diabásio, ocorreram posteriormente, com idades entre 1650 m.a. e cerca de 80 m.a., já no Cretáceo Superior.

SUMMARY

This work presents the available geochronological data for the Paiva Couceiro area, in Angola, and demonstrates the existence of a geotectonic unit of Eburnean age, here named as "Quipungo mobile belt". In this unit, metamorphic rocks of medium to high grade predominant, with associated granitoids. In some areas, quartzitic metasediments, as well as acid volcanics, also occur. Regional trends are mainly NE-SW.

The Quipungo mobile belt is bounded to the East with the Kunene basic complex, which is considered to be older, and yielded K-Ar ages of about 2200 m.y. Similar ages, but by Rb-Sr whole-rock isochron work, were obtained for the volcanic-sedimentary units, and for the biotite granites. Other Eburnean type age values were also obtained for the metamorphic rocks, and for pegmatites. K-Ar results on micas indicated the final cooling ages at about 1700-1800 m.y. ago.

Anorogenic bodies, from granites to diabases, yielded younger apparent ages, from 1650 m.y. down to about 80 m.y., well inside the Upper Cretaceous.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLSOPP, H. L.; ULRYCH, T. J.; NICOLAYSEN, L. O., (1968), Dating some significance events in the history of the Swaziland System by the Rb/Sr isochron method. *Canadian Journal of Earth Science*, 5, p. 605.
- KORPERSHOEK, H. R., (1970), *Geology of the Cassinga north area; explanatory note of the 1:50.000 geological map*, Rel. Comp. Min. Lobito, Jamba, (inédito).
- MENDES, F., (1968), *Mémoires Géochronologiques en Angola*, Clermont-Ferrand. Tese mimeografada: 21 p.
- MENDES, F.; VIALETTE, Y., (1972), Le Précambrien de l'Angola, 24th Intern. Geol. Congr., Montreal, Sec. 1, pp. 213-220.
- MOUTA, F., (1954), *Notícia Explicativa do Esboço Geológico de Angola (1/2.000.000)*, Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 179 p.
- MOUTA, F.; O'DONNELL, H., (1933), *Carte Géologique de l'Angola (1/2.000.000). Notice Explicative*, Ministério das Colónias, Lisboa.
- SILVA, A. T. S. F., (1974), Nota prévia sobre o Geossinclinal Eburneano assinalado na região de Caluquembe (Angola), *Mem. Ser. Geol. Min. Angola, Luanda*, 13, 10 p.
- SILVA, A. T. S. F., *As orogêneses assinaladas na região do Cariango (Angola) e considerações acerca do Sistema do Oeldolongo e da Série do Sansikwa (Sistema do Congo Ocidental)*. Junta de investigações do Ultramar, Garcia de Orta, Lisboa.
- SILVA, A. T. S. F.; MACEDO, C. A.; FERREIRA, J. T., (1975), Interpretação das determinações de idades radiométricas K/Ar de algumas rochas do Precâmbrio da região de Vila Paiva Couceiro, Quilengues, Chicomba e Caluquembe (Angola), *Mem. Ser. Geol. Min. Angola, Luanda*, 15, 15 p.

- SILVA, A. T. S.; PAIXÃO, J. C. C., (em publicação), Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha $\frac{\text{Sul D-33}}{\text{D}}$ (Vila Paiva Couceiro), *Publ. Serv. Geol. Min. Angola, Luanda*.
- SILVA, A. T. S. F.; TORQUATO, J. R.; KAWASHITA, K., (1973), Alguns dados geocronológicos da região de Vila Paiva Couceiro, Quilengues e Chicomba (Angola), *Bol. Serv. Geol. Min. Angola, Luanda*, **24**, pp 1-20.
- SIMÕES, M. V., (em publicação), Breve achega sobre as rochas charnoquíticas e afins da área da Matala — Sul de Angola, *Bol. Serv. Geol. Min. Angola, Luanda*.
- TORQUATO, J. R., (1974), Geologia do Sudoeste de Moçâmedes e sua relação com a evolução tectônica de Angola, *Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo*, 243 pp.
- TORQUATO, J. R.; AMARAL, G., (1973), Idades K/Ar em rochas das regiões de Catanda e Vila de Almoester, *Bol. Inst. Invest. Cient. Angola, Luanda*.
- TORQUATO, J. R.; SALGUEIRO, M. A. A., (1977), Sobre a idade de algumas rochas da região de Cahama (Folha Geologia n.º 399) — Angola, *Bol. Inst. Geociências, USP*, **8**: pp. 97-106.