

Bacia do Tacutu

Pekim Tenório Vaz¹, Joaquim Ribeiro Wanderley Filho², Gilmar Vital Bueno³

Palavras-chave: Bacia do Tacutu | Estratigrafia | carta estratigráfica

Keywords: Tacutu Basin | Stratigraphy | stratigraphic chart

introdução

O rifte intracontinental do Tacutu está situado, geograficamente, numa região de fronteira entre o Brasil, nordeste do Estado de Roraima e da Guiana, distrito de Upper Takutu-Upper Essequibo. No país vizinho, esta bacia é denominada North Savannas gráben (Berrangé e Dearnley, 1975). Do ponto de vista geológico, esta bacia desenvolveu-se na área central do Escudo das Guianas.

A fisiografia da região do gráben caracteriza-se por uma planície, com altitude média em torno de

100 m acima do nível do mar, na qual predomina vegetação do tipo cerrado ou savana (Eiras e Kinoshita, 1990), mas em seu extremo guianense florestas equatoriais são abundantes. Na Guiana, as rochas pré-cambrianas, na borda sul do gráben (montanhas Kanuku), atingem altitudes superiores a 1.000 m, e na borda norte (montanhas Pakaraima) o terreno apresenta escarpas de falhas e altitudes de 180 a 300 m.

Este gráben apresenta uma largura média de 30 a 50 km e se estende, segundo uma direção geral NE-SW, por aproximadamente 280 km da confluência dos rios Rupununi e Essequibo, na Guiana, ao Rio Branco, no Estado de Roraima.

¹ Unidade de Negócio de Exploração e Produção da Amazônia/Exploração/Sedimentologia e Estratigrafia
e-mail: pekimvaz@petrobras.com.br

² Unidade de Negócio de Exploração e Produção da Amazônia/Exploração/Avaliação de Bloco e Interpretação Geológica

³ E&P Exploração/Geologia Aplicada a Exploração/Modelagem de Sistema Petrolífero

A área total da bacia abrange cerca de 12.500 km² distribuídos entre a Guiana e o Brasil. O pacote sedimentar e vulcânico preservado no gráben alcança, localmente, mais de 7.000 m de espessura (Eiras *et al.* 1994).

Em seções sísmicas, do lado brasileiro, observa-se um espessamento predominante de noroeste para sudeste, comprovando o forte controle tectônico exercido pelas falhas na borda sudeste, onde estão registrados os maiores rejeitos e, conseqüentemente, a mais espessa coluna sedimentar, característico da geometria assimétrica de um meio-gráben.

Segundo Eiras e Kinoshita (1988, 1990), os sistemas de fraturas NW-SE e NE-SW presentes nas rochas pré-cambrianas sobre as quais o Gráben do Tacutu se implantou, tiveram uma participação essencial no desenvolvimento desta bacia, pois os mesmos teriam controlado os sentidos e as intensidades dos movimentos verificados nos primeiros estágios de sua história.

Esta fossa tectônica é constituída por dois meio-grábens, separados pela Zona de Acomodação North Savannas, a partir da qual os mergulhos se invertem. O primeiro, que se estende desde o limite sudoeste da bacia, coincidindo com o Rio Mucajá, no Brasil, até o Arco Savannas, na Guiana, possui perfil notadamente assimétrico, um acentuado mergulho para sudeste e é limitado pelas falhas normais do Pirara e de Lethem, a noroeste e sudeste, respectivamente.

O segundo meio-gráben, com assimetria menor, prolonga-se do Arco Savannas até o limite nordeste da bacia, próximo ao Rio Essequibo, também na Guiana. Apresenta mergulho para noroeste e é limitado pelas falhas normais do Maú e do Kanuku, a noroeste e sudeste, respectivamente (Eiras e Kinoshita, 1990).

As grandes falhas de Lethem e do Kanuku que estabelecem os limites sul/sudeste do meio-gráben nas Guianas e as do Pirara e do Maú, que delimitam o meio-gráben a norte/noroeste no Brasil, podem ser consideradas como as ombreiras do Rifte Tacutu-North Savannas.

Na parte brasileira do gráben, as feições estruturais mais significativas são falhas normais e transtensionais de rejeitos variáveis (1.000-400 m) e lístricas associadas a halocinese. Altos e baixos estruturais gerados pela tectônica rifte são comuns, entre eles se sobressaem os Altos de São José e do Tomba, o *horst* de Vista Alegre e o Baixo de São Bento. Anticlinais e sinclinais formados por

transpressão e transtensão (tectônica transcorrente), geraram o Alto do Tucano e os Baixos da Girafa e do Tucano. As feições estruturais presentes na Guiana, bem como as suas origens, são similares ao observado no Brasil (Eiras *et al.* 1994).

A partir do final do Albiano, a região foi caracterizada por relativa estabilidade, possivelmente coincidindo com o estágio final da abertura da porção meridional do Atlântico Norte. Porém, no Mioceno, a bacia sofreu um evento modificador transcorrente que afetou toda a seção vulcânica e sedimentar mesozóica, deformando as estruturas pré-existentes. Formaram-se dobras, arqueamentos regionais, estruturas “em flor” positiva e reativação de antigos falhamentos (Eiras e Kinoshita, 1988). Supõe-se que a origem desses esforços relacione-se às complexas interações entre a placa continental da América do Sul e as oceânicas de Nazca e do Caribe (Mendiguren e Richter, 1978).

histórico

McConnell (1969) elaborou a hipótese que a origem do gráben estivesse associada à formação do sistema de riftes na atual região do Caribe, que se propagaram e evoluíram para resultar no Oceano Atlântico Norte, também conhecido como Oceano Central na sua porção meridional. Concluiu que a bacia teria se formado sobre uma zona de falhamentos muito antiga, que separava rochas pré-cambrianas situadas a norte e a sul do gráben, que não se correlacionavam entre si.

A hipótese que se baseia numa vinculação entre a origem do Gráben do Tacutu e a abertura do Atlântico Central foi também defendida pelos trabalhos de Eiras e Kinoshita (1990) e Berrangé e Dearnley (1975).

Recentemente, Zalán (2004) também vinculou os basaltos da Formação Apoteri, idade de 150 Ma; os diques do magmatismo Taiano intrudidos no escudo das Guianas, idade em torno de 200 Ma (Reis *et al.* 2006) e as soleiras de diabásio da Bacia do Solimões, idades médias de cerca de 200 Ma (Mizusaki, 2004), à abertura do Atlântico Central.

Trabalhos de geologia de campo, levantamentos de prospecção sísmica, gravimétrica e magnetométrica integrados aos dados obtidos da perfuração de quatro poços exploratórios, no período 1982-1984, dois em Roraima e dois na Guiana, constituem a base

de todas as análises, interpretações e modelos propostos para a Bacia do Tacutu.

Após a publicação do artigo de Eiras *et al.* (1994), poucos dados foram adquiridos no que concerne à porção brasileira da Bacia do Tacutu, tendo em vista que, desde então, a Petrobras não perfurou poços nem executou levantamentos geofísicos neste gráben. Não obstante, as escassas informações obtidas nos últimos anos permitiram avançar no conhecimento sobre a evolução dessa bacia, tal como, melhor posicionar a idade dos basaltos Apoteri. No que tange à porção guianense do gráben constatou-se que os últimos artigos remontam à década de 80, não havendo dados novos a serem introduzidos na evolução geológica da bacia.

embasamento

A Bacia do Tacutu está implantada sobre a Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas, de direção geral NW-SE, formada durante o Ciclo Orogênico Transamazônico (2.1-1.8 Ma). A história geológica do substrato da bacia é muito complexa, remontando a eventos ocorridos desde o Arqueano até o Cenozóico (Cordani *et al.* 1984). Esta faixa móvel, bem como os escudos das Guianas e o do Guaporé, faz parte do conjunto de províncias tectônicas que constituem o Cráton Amazônico (Cordani *et al.* 2000). Na faixa predominam rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorizadas nas fácies xistos-verdes a anfíbolito, bem como terrenos gnáissico-migmatíticos e granulíticos. Sua principal evolução ocorreu no intervalo 2.2-1.95 Ga (Tassinari e Macambira, 2004). Na parte norte do gráben, o embasamento consiste de rochas efusivas ácidas (riodacitos, riolitos e dacitos) e intermediárias (traquitos, latitos, andesitos) do Grupo Surumu, com idade aproximada de 1.85 Ma (Eiras e Kinoshita, 1990; Santos, 1984).

seqüências sedimentares

Seis seqüências foram estabelecidas para os depósitos vulcânicos e sedimentares desta bacia: duas

(J10 e J20) referentes à fase pré-rifte, três (J30, K10-K30 e K40-K60) pertencentes à fase rifte e uma (N50-N60) correspondendo à fase de sinéclise recente.

Superseqüência Pré-Rifte

Seqüência J10

Esta seqüência é representada pela Formação Apoteri, que é constituída predominantemente por basaltos. A fase efusiva pré-rifte ocorreu sob a forma de fissuras, que serviram de condutos para sucessivos derrames (Eiras *et al.* 1994). A espessura relativamente constante desse pacote vulcânico é a evidência para posicioná-la na fase pré-rifte, pois indica que a bacia ainda não era estruturalmente compartimentada. Resultados de análises petrológicas atestam que essas vulcânicas possuem uma composição toleítica (Berrangé e Dearnley, 1975). Em alguns afloramentos foram observadas intercalações de basalto e rochas sedimentares (siltitos, arenitos e conglomerados), indicativos de um magmatismo pulsátil intercalado à atividade de uma sedimentação clástica em ambiente de lagos rasos.

Em afloramentos, estes basaltos toleíticos apresentam coloração cinza-escuros a esverdeados e geralmente oxidados, granulação muito fina a afanítica, amigdaloidal (aspecto conchoidal quando fragmentado), padrão de juntas ortogonal e localmente observa-se estruturas em almofadas (*pillows*), indicando que parte das extrusões ocorreram em ambientes subaquosos. Essas vulcânicas afloram nas margens leste e sul do gráben e se estendem por cerca de 280 km do Rio Essequibo, próximo à cidade de Apoteri (Guiana), ao Rio Branco e próximo à cidade de Boa Vista (Roraima) (Berrangé e Dearnley, 1975).

Um conjunto de dados geocronológicos produzidos na década de 70 pelo método K/Ar, indicava um intervalo de ocorrência bastante extenso para os basaltos Apoteri, 178 Ma a 114 Ma. A datação de um andesito da Formação Apoteri, na localidade do Morro do Redondo (Roraima), utilizando-se o método Ar/Ar, forneceu uma idade de $149,5 \pm 0,3$ Ma (Reis *et al.* 2006), que permitiu posicionar melhor a Formação Apoteri no contexto geológico.

Ainda com base no artigo de Reis *et al.* (2006), foi acrescentada uma ocorrência ígnea na fase pré-rifte deste gráben. Trata-se do dolerito Taiano, com idade em torno de 200 Ma, que corresponde a um magmatismo caracterizado pela ocorrência de enxame de diques que afloram na porção oriental de Roraima com direções NE-SW a E-W.

Seqüência J20

Após o resfriamento das vulcânicas Apoteri, a sobrecarga decorrente do espesso pacote basáltico provocou uma subsidência capaz de gerar espaço suficiente para acomodar os clásticos finos da Formação Manari (Eiras e Kinoshita, 1990). Esse ajuste isostático é evidente em seções sísmicas, onde são visíveis algumas falhas normais de pequeno rejeito restritas à Formação Apoteri (Eiras e Kinoshita, 1988).

A Formação Manari assenta-se discordantemente sobre os basaltos da Formação Apoteri e distribui-se de forma uniforme por quase toda a extensão do gráben. Compõem-se de siltitos, folhelhos e, localmente, calcissiltitos e dolomitos. Interpreta-se para este intervalo um ambiente sedimentar lacustre, no qual situam-se as melhores rochas com potencial para a geração de petróleo. As datações bioestratigráficas sugerem uma idade neojurássica (Eiras *et al.* 1994).

Superseqüência Rifte

Seqüência J30

A fase rifte começou com a atividade das falhas da borda sudeste, no Eocretáceo. Levando-se em conta a magnitude destas falhas na porção mais interna do gráben e das cunhas clásticas a elas associadas, Eiras e Kinoshita (1990) concluíram, a partir de dados sísmicos, que a Formação Pirara foi depositada contemporaneamente ao clímax da tectônica distensiva que se iniciava. A Formação Pirara é constituída por halitas nas áreas mais centrais do gráben e lateralmente interdigitase a folhelhos e, menos freqüentemente, a siltitos

e carbonatos. Os fanglomerados da borda sudeste identificam esta como a borda falhada do meio-gráben, onde a movimentação de blocos criou relevos proeminentes, que posteriormente foram expostos à erosão. Interpreta-se que as partes distais das cunhas alcançaram os lagos e formaram leques deltaicos interdigitados com os depósitos lacustres. A presença de anomalias de amplitude em seções sísmicas no fundo dos lagos permite interpretar a ocorrência de depósitos turbidíticos (Eiras e Kinoshita, 1988, 1990).

Sua idade neojurássica é inferida, pois os dados bioestratigráficos não são conclusivos. O contato com a Formação Manari é discordante e considera-se que a deposição das rochas da Formação Pirara se deu sob condições de clima árido, em ambientes de circulação restrita, semelhantes às planícies de sabkhas ou mesmo marinhos (Eiras *et al.* 1994). Os evaporitos são contemporâneos aos sais depositados no mar do Caribe e no Atlântico Central, sugerindo que o gráben pode ter estado temporariamente conectado ao mar Jurássico situado a nordeste (Crawford *et al.* 1984).

Seqüência K10-K30

Contemporâneo ao progressivo decréscimo do tectonismo distensivo, acumularam-se os sedimentos vermelhos da Formação Tacutu (Seqüência K10-K30). Dados sísmicos sugerem que ela se distribuiu ao longo de todo o gráben, mostrando espessamento em direção às grandes falhas de sudeste (Eiras *et al.* 1994). Seu contato com a Formação Pirara é discordante e se interdigita lateralmente com os leques conglomeráticos da borda sudeste. Sob a análise de seções sísmicas, constatou-se que, de sudeste para noroeste, há uma variação na extensão dos leques conglomeráticos, estando suas maiores dimensões situadas na porção média da Formação Tacutu. Quanto aos litotipos, consistem basicamente de siltitos castanhos-escuros a vermelhos, calcíferos, argilosos, com laminação plano-paralela ou de baixo ângulo. Subordinadamente ocorrem arenitos, carbonatos e folhelhos. Para esta associação litológica interpreta-se a deposição num ambiente lacustre raso. Estudos palinológicos permitem posicioná-la no Eocretáceo (Van Der Hammen e Burger, 1966).

Seqüência K40-K60

O abrandamento da tectônica produziu uma redução da taxa de subsidência que, acompanhada do aumento do influxo de clásticos, permitiu a implantação de sistemas flúvio-deltaicos que caracterizam a Formação Tucano (Seqüência K40-K60).

A Formação Tucano está restrita ao sinclinal homônimo e em superfície apresenta-se sob a forma de elevações suaves que atingem até 200 m de altitude, constituindo a Serra do Tucano, feição fisiográfica que se destaca amplamente na planície circundante (Eiras e Kinoshita, 1990). Com base em interpretação sísmica estima-se que sua espessura possa atingir cerca de 2.200 m. Em afloramentos no sopé da Serra do Tucano, observam-se arenitos castanhos, médio a grossos, com seixos gradando para o topo para arenitos róseo-esbranquiçados, caulínicos e friáveis, com estratificação cruzada e raras intercalações de siltitos. Sua idade é inferida a partir da sua posição estratigráfica. Essa sedimentação marca o encerramento da fase rifte e culmina com o assoreamento da bacia (Eiras e Kinoshita, 1988).

Seqüências do Neógeno

Seqüências N50-N60

Esta unidade (Pleistoceno a Holoceno) foi definida por Ramos (1956). Predominam arenitos, secundariamente observam-se lateritos, argilitos e níveis conglomeráticos. São depósitos de ambientes continentais fluvial, lacustre e eólico. Esta formação recobre discordantemente não só as rochas das Formações Tucano, Tacutu e Apoteri, mas também as rochas proterozóicas adjacentes ao gráben.

Suas maiores espessuras são encontradas nos blocos rebaixados das grandes falhas das bordas, onde dados sísmicos indicam espessuras de até 120 m. Na ausência de informações bioestratigráficas capazes de datar esta unidade, presume-se que a mesma tenha sido depositada no fim do Pleistoceno (Eiras

et al. 1994). De acordo com Montalvão *et al.* (1975), na Guiana a correlação é feita com a Formação White Sand (Pleistoceno-Holoceno).

Uma subdivisão dos depósitos neógenos da Bacia do Tacutu foi proposta por Reis *et al.* (2001). Para o intervalo inferior, cuja extensão areal restringe-se ao gráben do Tacutu, manteve-se o nome de Formação Boa Vista que, na interpretação desses autores, deve sua sedimentação à reativação de estruturas regionais. Os intervalos superiores, cujos depósitos ultrapassam os limites do gráben e recobrem as rochas pré-cambrianas circunvizinhas, foram por eles denominados Formação Areias Brancas (Pleistoceno Superior-Holoceno). Esses autores afirmam que há uma discordância angular entre estas duas unidades, que tem mais chances de ser detectado na borda norte do gráben. Esta unidade mais nova constitui-se de areias predominantemente eólicas, parte fluvial, sendo considerada o produto do retrabalhamento dos depósitos da Formação Boa Vista.

A extrapolação da sedimentação da Formação Boa Vista para além dos limites do Gráben do Tacutu aponta para uma subsidência regional no Cenozóico e constitui-se numa repetição dos processos ocorridos na formação das sinéclises paleozóicas (Cordani *et al.* 1984).

Depósitos aluviais recentes (areias, cascalhos e, menos freqüentemente, argilas) distribuem-se nos leitos e terraços dos principais cursos d'água que drenam a região (Montalvão *et al.* 1975), que denotam denudação e assoreamento no Holoceno.

referências bibliográficas

BERRANGÉ, J. P.; DEARNLEY, R. The apoteri volcanic formation – tholeiitic flows in the North Savannas Gráben of Guyana and Brazil. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v. 64, n. 1, p. 883-899, 1975.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. DE B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. DA. **Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias**

sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro: PETROBRAS. Cenpes, 1984. 70 p., il., (Ciência Técnica Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, n. 15).

CORDANI, U. G.; SATO K., TEIXEIRA W.; TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. A. S. 2000. Crustal Evolution of the South American Platform. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). **Tectonic evolution of South America.** Rio de Janeiro: [s.n.]: 2000. p. 19-40. International Geological Congress, 31., 2000. Rio de Janeiro.

CRAWFORD, F. D.; SZELEWSKI, C. E.; ALVEY, G. D. Geology and exploration in the Takutu Gráben of Guyana. **Journal Petroleum Geology**, Beaconsfield, v. 8, n. 1, p. 5-36. 1984.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2-4, p. 193-208, abr./dez., 1988.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu, p.197-220. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E. J. **Origem e evolução de bacias sedimentares.** Rio de Janeiro: Petrobras, 1990, 416 p.

EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Tacutu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 83-89, jan./mar., 1994.

McCONNELL, R. B. Fundamental fault zones in the Guiana and West African Shields in relation to presumed axes of Atlantic spreading. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 80, p. 1775-1782, Sep. 1969.

MENDIGUREN, J. A.; RICHTER, F. M. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 90-102, 1978.

MIZUSAKI, A. M. P. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano:** evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004.

MONTALVÃO, R. M. G.; MUNIZ, M. B.; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, P. E. C. A.; SILVA, G. G. Geologia. In: **Projeto Radambrasil. Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21.** Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 13-136. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).

RAMOS, J. R. A. Reconhecimento geológico no Território do Rio Branco. **Relatório Anual da Diretoria de Divisão Geológica Mineral.** Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, p. 58-62, 1956.

REIS, N. J.; SZATMARI, P.; WANDELEY FILHO, J. R.; YORK, D.; EVENSEN, N. M.; SMITH, P. E. Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil-Guiana, Escudo das Guianas: enfoque à região do Rifte Tacutu – North Savannas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais.** Bahia: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. p. 244.

REIS, N. J.; FARIA M. S. G.; MAIA, M. A. M. O quadro cenozóico da porção norte-oriental do Estado de Roraima. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Ed.). **Contribuição à geologia da Amazônia,** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001. v. 3, p. 259-272.

SANTOS, J. O. S. A Parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. p. 57-91. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, E. A. (Coord.). **Geologia do Brasil:** texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais: escala 1:2 500 000. Brasília: DNPM/Min. das Minas e Energia, 1984, 502 p.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA M. J. B. A evolução tectônica do cráton Amazônico. In: MONTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Ed.). **Geologia do continente sul-americano:** evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004, p. 471-485.

HAMMEN, T. V. D.; BURGER, D. Pollen flora and age of the Takutu Formation, (Guyana). **Leidse Geologische Mededelingen**, Leiden, v. 38, p. 173-180, 1966.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MONTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Ed.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004, p. 595-612.

bibliografia

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia, 1967. 37 p. (Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. DGM. Boletim, 241).

Ma	GEOCRONOLOGIA			NATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS	LITOESTRATIGRAFIA			ESPESSURA MÁXIMA (m)	SEQÜÊNCIAS	
	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE				GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO			
0	NEÓGENO	PLEISTOCENO		CONT.	FLUVIAL			BOA VISTA		120	N50-N60	
10		MIOCENO	MESO									
20												
			OLIGOCENO									
100		CRETÁCEO	NEO	CENOMANIANO	CONTINENTAL	FLÚVIO-DELTAICO	ALBIANA	REWA	TUCANO		2200	K40 - K60
105				ALBIANO								
110												
115	(GÁLICO)											
120	APTIANO											
125	ALGOAS											
130	JIQUEIA											
135	BARREMIANO											
140	BURACICA											
145	ARATU											
150	JURÁSSICO	NEO	TITHONIANO	CONT.	SABKHA L.A.	DOM JOÃO		PIRARA		950	J30	
155			DOM JOÃO									
160		MESO	KIMMERIDGIANO		LACUSTRE	DOM JOÃO INFERIOR		MANARI		300	J20	
165			OXIFORDIANO			TITONIANA		APOTERI		950	J10	
170			CALLOVIANO									
175			BATHONIANO									
180		EO	BAJOCIANO									
185			ALENIANO									
190			TOARCIANO									
195			PLIENSBACHIANO									
200	TRIASSICO	NEO	SINEMURIANO									
205			HETTANGIANO					DOLERITO TAIANO				
542			RHAETIANO									
			NORIANO									
			PRÉ - CAMBIANO									
											EMBASAMENTO	

