



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

JENIFFER ALVES NOBRE

**INTERPRETAÇÃO PALEODEPOSICIONAL DAS FORMAÇÕES POTI E
CABEÇAS COM BASE EM DADOS GAMAESPECTRAIS, OBTIDOS EM
AMOSTRAS DE CALHA DE POÇOS DA ÁREA DO PARQUE DOS GAVIÕES,
BACIA DO PARNAÍBA.**

Niterói, RJ

2019

JENIFFER ALVES NOBRE

**INTERPRETAÇÃO PALEODEPOSICIONAL DAS FORMAÇÕES POTI E
CABEÇAS COM BASE EM DADOS GAMAESPECTRAIS, OBTIDOS EM
AMOSTRAS DE CALHA DE POÇOS DA ÁREA DO PARQUE DOS GAVIÕES,
BACIA DO PARNAÍBA.**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao Programa de Graduação em Geofísica do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título de Geofísico.

ORIENTADOR: PROF. Dr. ANTONIO FERNANDO MENEZES FREIRE

Niterói, RJ

2019

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

N754i Nobre, Jeniffer Alves
INTERPRETAÇÃO PALEODEPOSICIONAL DAS FORMAÇÕES POTI E CABEÇAS
COM BASE EM DADOS GAMAESPECTRAIS, OBTIDOS EM AMOSTRAS DE CALHA
DE POÇOS DA ÁREA DO PARQUE DOS GAVIÕES, BACIA DO PARNAÍBA. /
Jeniffer Alves Nobre ; Antonio Fernando Menezes Freire,
orientador. Niterói, 2019.
70 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)-
Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências,
Niterói, 2019.

1. Raio gama natural total e espectral. 2. Bacia do
Parnaíba. 3. Estratigrafia de alta resolução. 4.
Estratigrafia de sequência. 5. Produção intelectual. I.
Menezes Freire, Antonio Fernando, orientador. II. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD -

JENIFFER ALVES NOBRE

**INTERPRETAÇÃO PALEODEPOSICIONAL DAS FORMAÇÕES POTI E
CABEÇAS COM BASE EM DADOS GAMAESPECTRAIS, OBTIDOS EM
AMOSTRAS DE CALHA DE POÇOS DA ÁREA DO PARQUE DOS GAVIÕES,
BACIA DO PARNAÍBA.**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao Programa de Graduação em Geofísica do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título de Geofísico.

Aprovada em 13 de dezembro de 2019.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire - Orientador (GIECAR/GGO/UFF)

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (GGO/UFF)

BSc. Ricardo de Melo Pereira (Petrobras)

MSc. Marcos Klotz de Souza (Petrobras)

Niterói, RJ

2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço enormemente a minha família que desde sempre me incentivou e mostrou a importância da educação e do conhecimento. Principalmente por me apoiarem e demonstrarem orgulho em todas as minhas escolhas.

A todos os professores do Departamento de Geologia e Geofísica que, com muita excelência, me ensinaram muito da área de geociências e a admirar a pesquisa. Assim como a Universidade Federal Fluminense por sua estrutura e por me proporcionar tamanho privilégio de uma formatura de qualidade.

Agradeço em especial ao meu orientador Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire que grandiosamente me ensinou e me motivou em todos os projetos. E está sempre disposto para estimular todo potencial de seus alunos com muita graça e paciência. Que mesmo tendo muitos alunos para orientar e muitos outros projetos para coordenar, sempre esteve muito presente, dedicado e preocupado com nosso trabalho. Me sinto honrada por ter tido o senhor como orientador e como professor que transformou as salas de aula em verdadeiro ambiente de conhecimento e questionamento. Muito obrigado por ser um líder incrível, humano e amigo.

A todos os companheiros do Projeto Parnaíba, com quem tive um imenso prazer de trabalhar, onde fiz ótimos amigos e troquei experiências.

Ao Ricardo de Melo Pereira não só por aceitar fazer parte da banca examinadora, mas também pela ajuda com a aquisição dos dados dos poços aqui trabalhados.

Aos meus amigos da geofísica que a todo tempo me deram força para continuar, acreditaram em mim e foram muito parceiros nos estudos em grupo, nos trabalhos de campo, em congressos e no dia a dia da faculdade.

Ao meu amigo Leandro Batista, mais conhecido como Moreno, pela ajuda na confecção do mapa com os poços georreferenciados utilizando o *software* Oasis montaj – Educational.

A Empresa Júnior Horizonte Soluções Geofísicas pela ótima experiência de trabalho em equipe, trabalho de campo, gerenciar e ser gerenciada, e especialmente aos participantes da gestão que fiz parte por serem minha inspiração.

Ao professor Cleverson Guizan Silva pelo apoio com o equipamento utilizado para o levantamento dos dados trabalhados aqui, o *Rdiation Solutions Inc RS-230 BGO Super-SPEC Handheld Gamma-Ray Spectrometer*.

Ao Fernando Vizeu e ao Prof. Dr. Rodrigo Bijani por ajudar a superar minhas dificuldades com programação e com os scripts em Python utilizados neste trabalho.

A empresa Bratexco, principalmente a Ana Peruzzolo que me ensinou muito, sobretudo a ser uma pessoa melhor e ao Cosme Peruzzolo pela grande oportunidade de trabalhar com mentes tão brilhantes para negócios relacionados a geofísica.

Agradeço à Agência de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela liberação de dados técnicos públicos, sem os quais não seria possível realizar este trabalho.

Finalmente, agradeço à K2 Sistemas pela permissão de uso de licenças acadêmicas do *software* Trace, nas quais foram realizadas as interpretações de perfis deste estudo.

Epígrafe

“Não devemos para de explorar. E o fim de toda nossa exploração será chegar ao ponto de partida e ver o lugar pela primeira vez.”

- *T.S. Eliot*

RESUMO

A principal fonte de radiação gama na natureza provém da desintegração natural dos isótopos instáveis dos elementos da série potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th) presentes na composição da maioria das rochas. Individualmente o elemento tório é diagnóstico de ambientes subaéreos e sua origem se relaciona com rochas de áreas fontes onde predominam composições ácidas. Já o potássio está relacionado com a formação das argilas, tendo sua maior acumulação em ambientes de baixa energia. Por outro lado, a maior presença de urânio pode indicar sistemas lacustrinos, lagunares e marinhos devido a sua maior facilidade de fixação em matéria orgânica. Medições gamaespectrais em amostras de calha dos poços 3-PGN-5-MA, 1-OGX-101-MA e 1-OGX-110-MA, perfurados no agrupamento de campos de gás conhecido como Parque dos Gaviões, na Bacia do Parnaíba, utilizando um gamaespectrômetro portátil, mostraram-se eficientes para a interpretação de estudos paleodeposicionais. Foram observados ciclos de progradações/retrogradações nos intervalos avaliados das formações Poti e Cabeças, nos três poços. Este estudo estabeleceu como critérios para a identificação de progradações, os intervalos que apresentam uma elevada razão Th/U, evidenciado por um aumento das concentrações de Th em relação ao U, observadas nas curvas de cada um dos elementos, acompanhados por uma diminuição da razão U/K. Por outro lado, intervalos com reduzidos valores da razão Th/U, com uma diminuição do Th em relação ao U, acompanhados por uma maior razão U/K, foram interpretados como episódios de afogamentos. Este fluxo de trabalho mostrou que a utilização de medições gamaespectrais em amostras de calha é uma ferramenta poderosa, podendo ser utilizada durante a perfuração ou em laboratório, principalmente em poços onde medidas gamaespectrais não são corridas em perfilagens a poço aberto. Este trabalho propõe uma metodologia de trabalho eficaz, utilizando uma ferramenta de relativo baixo custo operacional, a fim realizar interpretações paleodeposicionais e no refinamento estratigráfico, favorecendo correlações entre poços e zoneamentos de reservatórios.

Palavras-chave: Raio gama natural total e espectral; Bacia do Parnaíba; Estratigrafia de alta resolução; Estratigrafia de sequência.

ABSTRACT

The main source of gamma radiation in nature comes from the natural disintegration of the unstable isotopes of the potassium (^{40}K), uranium (^{238}U) and thorium (^{232}Th), series elements present in the composition of most rocks. Individually the thorium element is diagnostic of subaerial environments and its origin is related to rocks from source areas where acid compositions predominate. Potassium is related to the formation of clays, having its highest accumulation in low energy environments. On the other hand, the higher presence of uranium may indicate lacustrine, lagoon and marine systems due to its easier fixation in organic matter. Spectral gamma measurements on cutting samples from wells 3-PGN-5-MA, 1-OGX-101-MA and 1-OGX-110-MA, drilled in the gas field cluster known as the Parque dos Gaviões, in the Parnaíba Basin, using a portable gamma-spectrometer proved to be efficient for the interpretation of paleodepositional studies. Progradation/retrogradation cycles were observed at the evaluated intervals of both Poti and Cabeças formations in the three wells. This study established as criteria for the identification of progradation, the intervals that present a high Th/U ratio, evidenced by an increase of Th concentrations in relation to U, observed in the curves of each element, followed by a decrease in the ratio U/K. On the other hand, intervals with reduced Th/U ratio values, with a decrease of Th in relation to U, accompanied by a higher U/K ratio, were interpreted as episodes of flooding. This workflow has shown that the use of gamma-spectral measurements in cutting samples is a powerful tool and can be used during drilling or in the laboratory, especially in wells where gamma-spectral measurements were not run during the open hole logging. This work proposes an effective working methodology, using a relatively low operational cost tool, in order to perform paleodepositional and stratigraphic refinement interpretations, favoring correlations between wells and reservoir zoning.

Keywords: Natural and spectral gamma-ray; Parnaíba Basin; High resolution stratigraphy; Sequence stratigraphy.

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	16
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	17
2.1. Radiação Gama Natural	17
2.2. Raios Gama Total (GR).....	21
2.3. Raios Gama Espectral (GRS).....	22
2.4. Comportamento Geoquímico do K, U e Th	24
2.4.1. Potássio (K).....	24
2.4.2. Urânio (U).....	25
2.4.3. Tório (Th)	26
2.5. Transporte dos Elementos	27
2.5.1. Transporte do Potássio	27
2.5.2. Transporte do Urânio	28
2.5.3. Transporte do Tório.....	28
3. ÁREA DE ESTUDO - BACIA DO PARNAÍBA.....	28
3.1. Embasamento	29
3.2. Lineamento Transbrasiliano (LTB)	31
3.3. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba	32
3.3.1. Sequência Siluriana	34
3.3.2. Sequência Mesodevoniana – Eocarbonífera.....	34
3.3.3. Sequência Neocarbonífera- Eotriássica	36
3.3.4. Sequência Jurássica	38
3.3.5. Sequência Cretácea.....	38
3.4. Rochas Magmáticas	39
4. MATERIAIS E MÉTODO	40
4.1. Amostra de Calha.....	40
4.1.1. Representatividade da Coleta	41
4.1.2. Material Desabado	42
4.1.3. Tempo de Retorno	42
4.2. Gamaespectrômetro.....	43
4.2.1. Detector a Cintilação	44
4.3. Testes Iniciais.....	45
4.4. Aquisição de Dados Gamaespectrométricos.....	50
4.5. Tratamento de Dados.....	52

5. DISCUSSÕES E RESULTADOS.....	53
6. CONCLUSÕES.....	66
7. REFERÊNCIAS	67

Índice de Figuras

Figura 1. Séries de decaimento do Tório, Potássio e Urânio. Fonte: SERRA et al. 1980.	18
Figura 2. Nível energético em que os elementos K, U e Th liberam radiação gama ao sofrerem decaimento radioativo. O potássio com um único pico de energia enquanto o urânio e tório apresenta diferentes níveis de energia. Fonte: IAEA 2010.	20
Figura 3. Esquema do efeito Compton. Fonte: https://www.todamateria.com.br/efeito-fotoeletrico/	21
Figura 4. Intervalo de energia da contagem total de raios gama e dos espectros K, U e Th. Fonte: IAEA 2010.....	24
Figura 5. Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e seus limites. Fonte: Fernandes, 2011.	29
Figura 6. Seção geológica representando o arcabouço estrutural da Bacia do Parnaíba bem como seu preenchimento sedimentar segundo a direção WNW-ESE (Wanderley Filho et al. 2001, Agência Nacional do Petróleo, ANP 2002). Fonte: HASUI, 2012.	30
Figura 7. Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Vaz, 2007.....	33
Figura 8. Local de coleta de amostras de calha na peneira de lama.....	41
Figura 9. Seção esquemática de um poço, mostrando o ciclo da lama.....	43
Figura 10. Gamaespectrômetro portátil RS-230.....	44
Figura 11. Um detector de cintilação com seu fotomultiplicador associado. O cátodo responde a um flash de luz no cristal liberando elétrons. A liberação de elétrons é amplificada pelo restante da estrutura do fotomultiplicador em um pulso elétrico.....	45
Figura 12. Curvas de raios gama totais: em verde a curva GR corrida do poço em API, em vermelho a curva GR Total obtida usando o gamaespectrômetro RG-230 em nGy/h com tempo de aquisição de 90s, em azul com 60s e em preto com 30s de duração. Notar o aspecto bloqueado “em escada” das curvas adquiridas neste estudo,	

representando o intervalo de 3m, em contraste com as curvas pontuais do GR do poço.47

Figura 13. Visualização das curvas: track 1: profundidade; track 2: GR Total (nGy/h); track 3: razão Th/U; track 4: K (%); track 5: U (ppm); track 6: Th (ppm). Todas as curvas foram medidas usando um tempo de aquisição de 60s.48

Figura 14. Amostra padrão de areia monazítica.....49

Figura 15. Gráfico de dados gamaespectrométricos realizados sob a amostra padrão de areia monazítica, onde no eixo x mostra o número da medida e no eixo y os parâmetros TotalGR (nGy/h), Th (ppm), K (%) e U (ppm). Os pontos em laranja foram dados coletados utilizando a manta de chumbo e, os pontos em azul sem a blindagem da manta. Nota-se uma considerável diminuição em todos os componentes, utilizando a manta de chumbo.....50

Figura 16. Mapa de localização dos poços utilizados para o estudo gamaespectrométrico. O *shapefile* utilizado para a construção deste gráfico foi adquirido do site da ANP.....51

Figura 17. Configuração da aquisição, mostrando uma amostra de calha no centro da manta de chumbo e o gamaespectrômetro em funcionamento sobre a amostra.....51

Figura 18. Determinação do tipo de mineral de argila contido no poço 3-PGN-5-MA na Formação Poti, baseado na razão Th/K. Fonte: Schlumberger (2009).57

Figura 19. Determinação do tipo de mineral de argila contido no poço 1-OGX-101-MA nas Formações Poti (a esquerda) e Cabeças (a direita), baseado na razão Th/K. Fonte: Schlumberger (2009).....57

Figura 20. Determinação do tipo de mineral de argila contido no poço 1-OGX-110-MA nas Formações Poti (a esquerda) e Cabeças (a direita), baseado na razão Th/K. Fonte: Schlumberger (2009).....57

Figura 21. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 3-PGN-5-MA. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afogamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar a presença de espessa soleira de diabásio e do

intervalo testemunhado, no qual não há amostras de calha e, conseqüentemente, dados espectrais.59

Figura 22. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 1-OGX-101-MA na Fm. Poti. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afogamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar os sucessivos ciclos de progradação/retrogradação, mostrando o caráter dinâmico do ambiente deposicional deltaico.....62

Figura 23. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 1-OGX-101-MA na Fm. Cabeças. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afogamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar os sucessivos ciclos de progradação/retrogradação, mostrando o caráter dinâmico do ambiente deposicional deltaico.....63

Figura 24. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 1-OGX-110-MA na Fm. Poti. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afogamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar os sucessivos ciclos de progradação/retrogradação, mostrando o caráter dinâmico do ambiente deposicional deltaico.....64

Figura 25. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 1-OGX-110-MA na Fm. Cabeças. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afogamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar os sucessivos ciclos de progradação/retrogradação, mostrando o caráter dinâmico do ambiente deposicional deltaico.....65

Índice de Tabelas

Tabela 1. Janelas padrão de energia de raios gama recomendadas pela IAEA 1991, para mapeamento de radioisótopos naturais. Estão representados os valores centrais dos picos de energia e o intervalo em que ocorrem.....	19
Tabela 2. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 3-PGN-5-MA na Fm. Poti, e suas razões.....	53
Tabela 3. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 1-OGX-101-MA na Fm. Poti, e suas razões.....	54
Tabela 4. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 1-OGX-110-MA na Fm. Poti, e suas razões.....	54
Tabela 5. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 1-OGX-101-MA na Fm. Cabeças, e suas razões.....	54
Tabela 6. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 1-OGX-110-MA na Fm. Cabeças, e suas razões.....	55

1. INTRODUÇÃO

A perfilagem a cabo de raios gama é uma ferramenta amplamente utilizada na indústria de hidrocarbonetos por mais de meio século para interpretação da litologia e correlação dos eventos em subsuperfície. Considerada como uso padrão na perfilagem de poços, mede a contagem total da radioatividade natural das formações cortadas durante as perfurações. (NIELSEN *et al.* 1987).

Avanços tecnológicos subsequentes permitiram determinar, individualmente, os principais elementos radioativos que compõe a radiação total natural dentro de uma formação, porém, devido ao custo elevado, perfilagens gamaespectrais são restritas a determinados poços de petróleo. A gamaespectrometria de poço foi usada nos campos do Mar do Norte para a detecção de mica e subsequente cálculo de volumes de argila (MARETT *et al.* 1976). Desde então, a ferramenta que mede os espectros dos raios gama foi executada em formações de carbonato, arenito e folhelho em todo o mundo. Foi muito utilizada para fornecer informações relevantes na determinação da mineralogia da argila, e volumes mais precisos de argila foram calculados em reservatórios de arenito e carbonato contendo argilas simples e complexas, permitindo, assim, análises mais acuradas quanto a qualidade dos reservatórios (SERRA, 1980).

A gamaespectrometria é o estudo da radiação gama natural emitida de um volume de formação dentro da janela de energia entre 0,4 e 2,8 MeV que compreende a energia que se origina o decaimento radiogênico do potássio (^{40}K), tório (^{232}Th) e urânio (^{238}U), dos quais cada um exibe um espectro de energia característico. O elemento tório é diagnóstico de ambientes oxigenados e de alta energia deposicional, em que sua origem se relaciona com rochas de áreas fontes terrígenas. O potássio está associado à formação das argilas, tendo sua maior acumulação em ambiente de baixa energia deposicional. A maior presença do urânio está relacionada com a concentração de matéria orgânica, originada por acúmulo de organismos comuns em ambientes marinhos (SERRA, 1980).

Sendo assim, o estudo radiométrico que apresenta as variações típicas de minerais radioativos de ocorrência natural foi aplicado em amostras de calha, recuperadas de três poços da área gaseífera conhecida como Parque dos Gaviões,

na Bacia do Parnaíba, provenientes de intervalos arenosos da sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera.

Este fluxo de trabalho mostrou que a utilização de medições gamaespectrais em amostras de calha é uma ferramenta poderosa, podendo ser utilizada durante a perfuração ou em laboratório, principalmente em poços onde medidas gamaespectrais não são corridas em perfilagens a poço aberto. Este trabalho propõe uma metodologia de trabalho eficaz, utilizando uma ferramenta de relativo baixo custo operacional, a fim realizar interpretações paleodeposicionais e no refinamento estratigráfico, favorecendo correlações entre poços e zoneamentos de reservatórios.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Radiação Gama Natural

Na natureza alguns isótopos dispõem, em seus núcleos atômicos, um excesso de energia que os torna instáveis e provoca sua desintegração para formar núcleos mais estáveis de um isótopo diferente. Esse processo vem acompanhado da radiação nuclear que é a emissão de partículas ou energia que ocorre no momento do decaimento espontâneo desses radionuclídeos. A desintegração de elementos radioativos libera energia através da emissão de partículas alfa (α), beta (β) e da radiação gama (γ) (IAEA, 2003).

Frequentemente, o decaimento radioativo, que é um fenômeno estatístico, ocorre em séries (ou cadeias) com vários produtos derivados a partir de um isótopo inicial (elemento-pai), que decai em elementos-filho radioativos, no qual o processo é encerrado ao se alcançar um isótopo estável. Durante o decaimento, cada desintegração atômica acontece completamente independente de qualquer outro evento de decaimento e o intervalo de tempo entre as desintegrações não é constante (IAEA, 2003).

Os raios gama, base desse estudo, são ondas eletromagnéticas com frequências entre 10^{19} e 10^{21} Hz. Eles são emitidos espontaneamente a partir de um núcleo atômico durante o decaimento radioativo, em pacotes chamados fótons e o transporte de sua energia está relacionada ao comprimento de onda ou à frequência (BLUM, 1997).

A energia liberada a partir da radiação gama, gerada pela instabilidade dos núcleos dos átomos radioativos em condições naturais, provêm da desintegração natural do potássio (^{40}K) e dos elementos das séries do urânio (^{238}U) e do tório (^{232}Th) presentes na composição da maioria das rochas (Figura 1). Através de longas cadeias de produtos derivados, o urânio 238 e o tório 232 decaem para isótopos de chumbo estáveis, enquanto que um isótopo de potássio 40 decai em argônio e emite um raio gama.

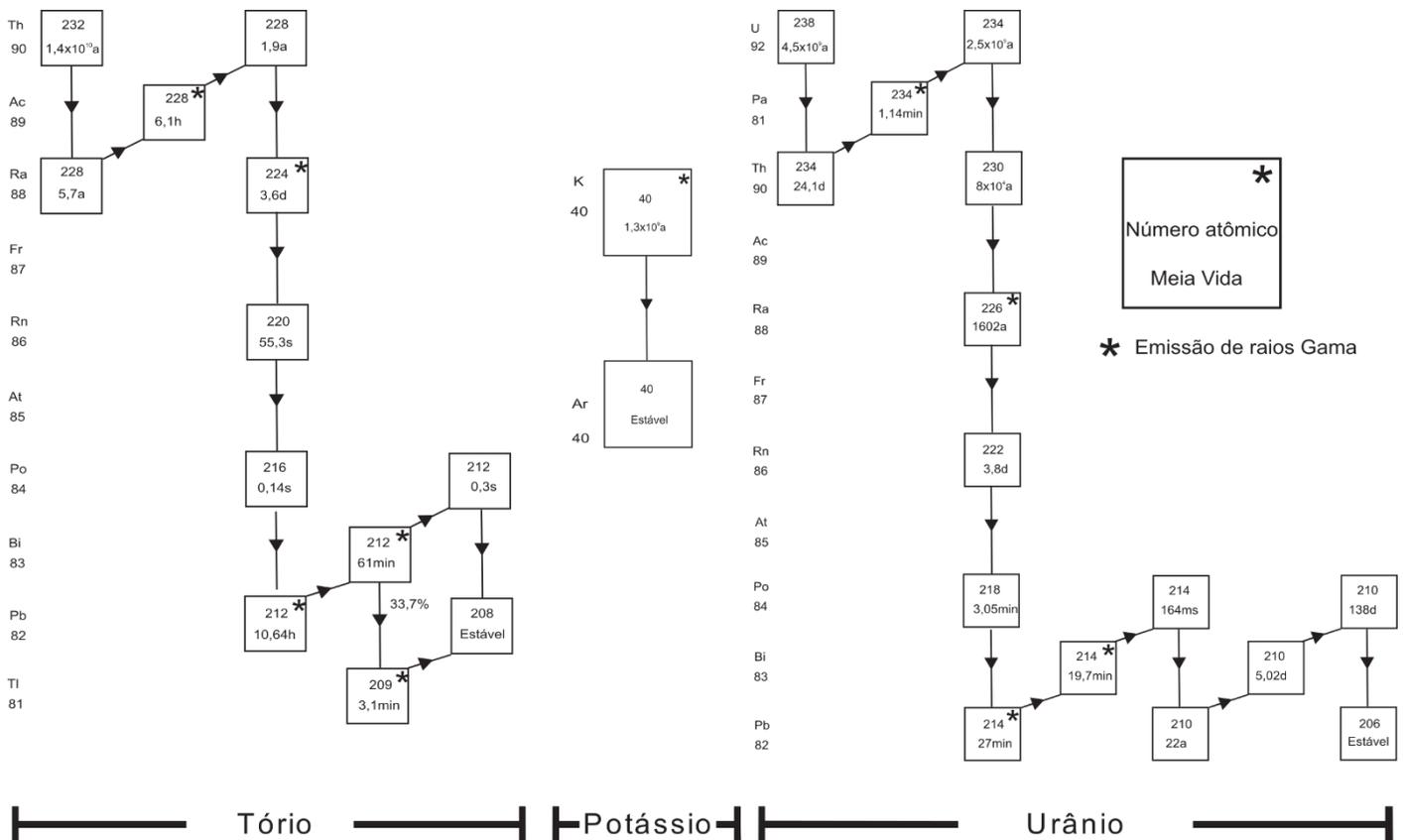


Figura 1. Séries de decaimento do Tório, Potássio e Urânio. Fonte: SERRA et al. 1980.

Os elementos-filho das séries radioativas naturais (K, U, Th) emitem raios gama de energia específica (comprimento da onda, frequência ou cor) e a frequência de ocorrência de cada energia de decaimento é diferente, o que os caracterizam quantitativamente e qualitativamente (Tabela 1).

Tabela 1. Janelas padrão de energia de raios gama recomendadas pela IAEA 1991, para mapeamento de radioisótopos naturais. Estão representados os valores centrais dos picos de energia e o intervalo em que ocorrem.

Janela	Nuclídeo	Intervalo de Energia (MeV)
Contagem Total	-	0,400 – 2,810
Potássio	^{40}K (1,460 MeV)	1,370 – 1,570
Urânio	^{214}Bi (1,765 MeV)	1,660 – 1,860
Tório	^{208}Tl (2,614 MeV)	2,410 – 2,810

O ^{40}K emite apenas raios gama monoenergéticos de 1,46 MeV, enquanto o Urânio e o Tório, polienergéticos, têm seus níveis de energia na ordem de 1,76 e 2,62 MeV, respectivamente (Figura 2). Este é um conceito importante, pois é usado como base para a análise de dados das ferramentas de gamaespectrometria (NERY, 1990) que será o método descrito e aplicado neste estudo.

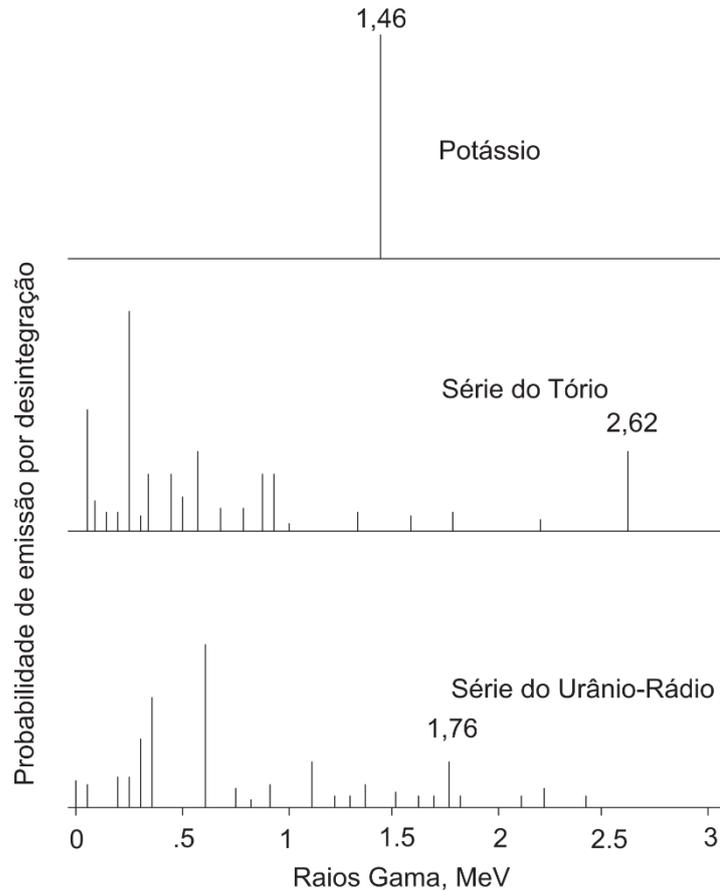


Figura 2. Nível energético em que os elementos K, U e Th liberam radiação gama ao sofrerem decaimento radioativo. O potássio com um único pico de energia enquanto o urânio e tório apresenta diferentes níveis de energia. Fonte: IAEA 2010.

Existem três processos os quais os raios gama interagem com a matéria (rochas): produção de par, efeito Compton e fotoelétrico. A forma de interação dependerá do nível de energia dos radioisótopos envolvidos.

Para o registro de raios gama, o processo mais relevante é o efeito Compton que ocorre entre um fóton incidente de média energia (entre 75 keV e 1,02 MeV) e um elétron presente na camada mais externa da eletrosfera de um átomo. O fóton ejeta o elétron de sua órbita, doa ao mesmo, parte de sua energia cinética e sofre um desvio em sua trajetória. Assim, ele permanece interagindo no meio, porém com menor energia que a inicial (Figura 3). Os raios gama naturais oriundos do K, U e Th, por possuírem níveis energéticos da ordem de 1,4 a 2,6 MeV, interagem principalmente pelo efeito Compton. Após cada colisão, os raios gama defletidos continuam a sofrer choques sucessivos até serem absorvidos fotoeletricamente, quando então ocorre a

expulsão de elétrons dos respectivos átomos absorvedores, dando origem a correntes elétricas, finitas e possíveis de serem medidas (NERY, 1990).

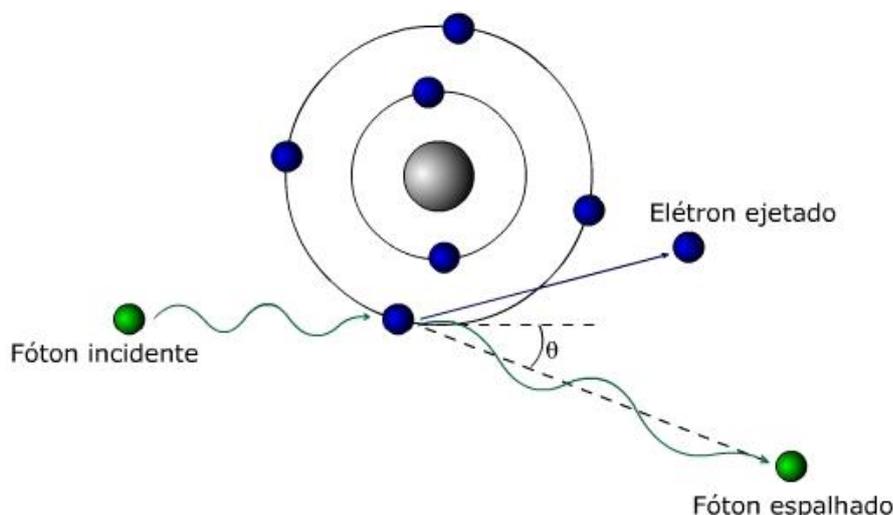


Figura 3. Esquema do efeito Compton. Fonte: <https://www.todamateria.com.br/efeito-fotoeletrico/>.

2.2. Raios Gama Total (GR)

Por mais de 60 anos a perfilagem a cabo de raios gama é uma ferramenta padrão na perfilagem de poços, a qual mede a contagem total da radioatividade natural das formações cortadas nos poços. (NIELSEN, *et al.* 1987).

Os elementos radioativos naturais ocorrem originalmente nas rochas ígneas que ao serem submetidas por processos de intemperismo, erosão e transporte, são acomodadas nos sedimentos e na água do meio ambiente deposicional. Sendo assim, os minerais portadores dos elementos radioativos, potássio, urânio e tório varia de acordo com o conjunto mineral do tipo de rocha e dependem de vários fatores, dentre eles a natureza em si dos sedimentos e a presença de organismos vivos nas águas em que decorreu a deposição (NERY, 1990).

Portanto o perfil gama é usado como um "perfil litológico" primário e quantitativamente como um indicador do conteúdo de folhelho (NIELSEN *et al.* 1987). Por isso, são amplamente utilizados na indústria de hidrocarbonetos para interpretação da litologia e correlação dos eventos em subsuperfície.

O perfil de raios gama também tem sido utilizado para inferir quanto a granulometria em sucessões sedimentares, em que se observa um aumento da leitura

de raios gama à medida que ocorre uma diminuição do tamanho dos grãos, proporcionalmente à quantidade de minerais argilosos presentes na formação (Cant 1983; Selley 1985; Selley, apud MYERS & BRISTOW, 1989). No entanto, a leitura de raios gama não é necessariamente a resposta ao tamanho dos grãos, mas da mineralogia, por exemplo, a leitura de raios gama de um arenito fino limpo (sem argila) é bem semelhante a um arenito grosso da mesma mineralogia. De fato, um arenito limpo constituído por feldspatos de potássio, micas, glauconita, monazita ou minerais de urânio pode dar uma alta resposta aos raios gama (MYERS & BRISTOW, 1989; DAVIES & ELLIOTT, 1996).

A concentração de raios gama é detectada através de um processo composto em duas etapas. A primeira ocorre quando os raios gama interagem com o material do detector. Ao fazer isso, eles convertem parte ou toda a sua energia em radiação ionizante, para nossa consideração, isso consistirá em elétrons energéticos. Já na segunda fase, os elétrons são convertidos em um sinal elétrico mensurável (ELLIS & SINGER, 2007).

As ferramentas de medição dos raios gama de poço geralmente usam detectores que empregam um cristal de cintilação, sensível a radiação ionizante, que emite luz quando atingido por um fóton. Um tubo fotomultiplicador é acoplado ao cristal com a função de amplificar a corrente elétrica em um milhão de vezes. Os cristais mais comuns são de fósforo, com iodeto de sódio ativado por tálio. A sensibilidade dos cintilômetros é função da forma e do tamanho do cristal, enquanto a intensidade da cintilação é diretamente proporcional à energia do fóton que o atingiu (NERY, 1990).

2.3. Raios Gama Espectral (GRS)

O perfil espectral de raios gama (GRS) é cada vez mais usado desde 1975 (NIELSEN *et al.* 1987), sendo uma melhoria considerável do método convencionais de perfis de raios gama de contagem total, pois mede as concentrações elementares dos três principais contribuintes para a radioatividade natural, ou seja, potássio (^{40}K) urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th) (MYERS & BRISTOW, 1989). Esse avanço, permitiu uma interpretação litológica e deposicional mais acurada pela possibilidade de distinguir a resposta de cada radioisótopo emitido pela formação.

As contribuições individuais dos três elementos em relação ao peso total da formação são calculadas a partir dos espectros de energia. Assim, as concentrações elementares calculadas revelam uma correlação com o ambiente deposicional, processos diagenéticos, tipo e volume de argila. O perfil de GRS é analisado para definir a natureza e quantidade dos materiais radioativos mais prováveis presentes na formação. Aplicações adicionais das medições GRS incluem análise de dados de perfil para correlações, identificação de fácies, reconstrução do ambiente de deposição, delimitação de reservatórios e informações de suporte para a identificação de rochas ígneas, bem como a determinação de permeabilidade e produtividade (SERRA *et al.* 1980).

A energia dos raios gama tem como unidade de medida o elétron-volt (eV), onde 1 eV é definido como a energia adquirida por um elétron no decaimento através da diferença de potencial de um volt (Parasnis, 1997, apud SOWER, G. A.). No entanto, no campo da gamaespectrometria, são utilizadas unidades derivadas, como milhões de elétrons-volt (MeV), ou quiloelétrons-volt (keV). As janelas de aquisição da contagem total, potássio, urânio e tório são medidos através de energias de radiações de núclídeos específicos, onde, o potássio tem seu próprio núclídeo de emissão de radiação gama natural, enquanto que o urânio e o tório não emitem radiação gama natural e têm como núclídeos o bismuto (^{214}Bi) e o tálio (^{208}Tl), respectivamente. (SOWEK *et al.* 2013, Figura 4).

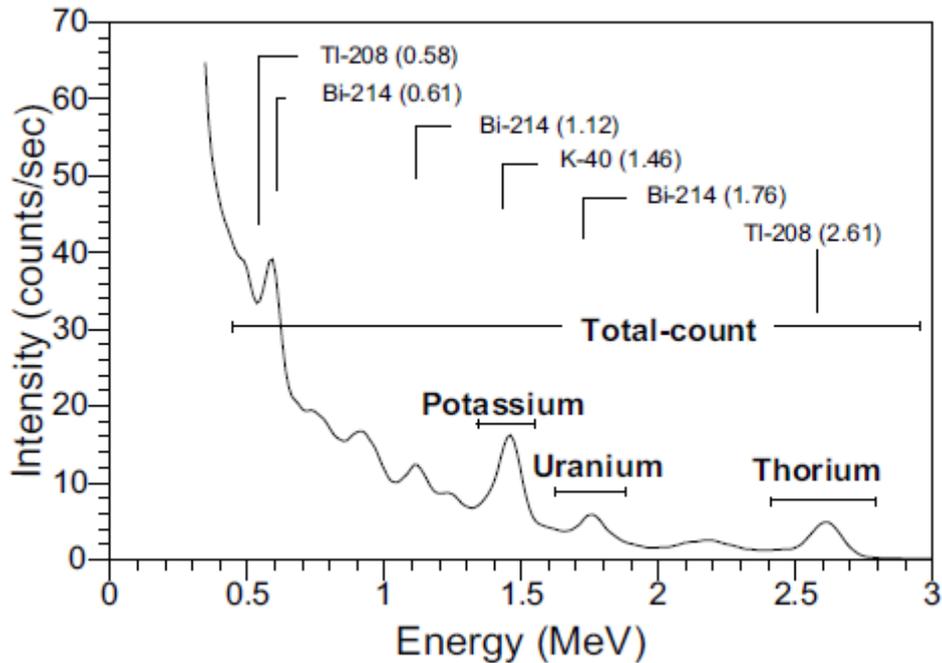


Figura 4. Intervalo de energia da contagem total de raios gama e dos espectros K, U e Th. Fonte: IAEA 2010.

Traços de minerais radioativos são encontrados em todos os tipos de rochas, além de rios, hidrocarbonetos e matéria orgânica. Dos elementos detectados por um gamaespectrômetro, o K é o de maior ocorrência (medido em %), enquanto o Th e o U são medidos em ppm. (SOWEK *et al.* 2013)

2.4. Comportamento Geoquímico do K, U e Th

As componentes (radioativas ou não) de uma formação sedimentar são derivados principalmente da alteração de rochas ígneas. Os elementos radioativos são liberados e dispersos e podem ser concentrados localmente durante ciclos sedimentares e processos diagenéticos (SERRA *et al.* 1980). Portanto, o estudo da geoquímica desses elementos é fundamental para a compreensão de sua ocorrência em rochas sedimentares ou ígneas.

2.4.1. Potássio (K)

Na crosta terrestre a concentração de potássio é de 2,59% e existe sob a forma de três isótopos naturais: ^{39}K , ^{40}K e ^{41}K e suas respectivas proporções na Terra são 93,10%, 0,01990% e 6,88%. Contudo, o ^{40}K é o único isótopo radioativo e possui uma meia vida de $1,3 \times 10^9$ anos. A determinação do conteúdo de ^{40}K fornece uma

indicação direta do percentual total de potássio em uma formação, devido a relação $^{40}\text{K}/\text{K}$ total que se apresenta muito estável e constante na Terra (SERRA *et al.* 1980).

As fontes que dão origem ao potássio são principalmente as rochas ígneas silicosas (granito, granodiorito, riolito), nas quais está presente através de feldspato potássico (ortoclasio, microclina), micas (muscovita, biotita) e vários outros minerais de importância secundária. (SERRA *et al.* 1980). Minerais como micas e feldspatos potássicos concentram a maior parte do potássio em rochas sedimentares, principalmente nas fácies de areia e folhelho. Nas rochas carbonáticas, está associado a minerais argilosos micáceos e glauconita (HASSAN *et al.* 1976).

Durante o processo de alteração, feldspatos e micas são amplamente destruídos, dependendo do grau de intemperismo, para fornecer minerais argilosos: illita, montmorilonita, illita interestratificada, montmorilonita, clorita, caulinita. Uma pequena parte da concentração total de potássio entra na formação de alguns desses minerais, mas a maior parte é dissolvida pela água. Em regiões áridas, essa grande parte tende a permanecer com os produtos da alteração (resíduo). Em outras regiões, é transportado por rios para o mar (SERRA *et al.* 1980).

Muito subordinadamente, é integrante menor em plagioclásios, principalmente nos mais sódicos, com teores que raramente ultrapassam 0,5% K_2O (por vezes, até 1%). Não aparece em outros minerais abundantes na crosta continental, como quartzo, olivinas e carbonatos, ocorrendo apenas em teores muito baixos nos piroxênios ou anfibólios mais comuns. Nos evaporitos certos minerais como silvita e carnalita são indicados por altas concentrações de potássio. (Dickson e Scott 1997; Deer *et al.*, 1995, apud ULBRICH, *et al.* 2009).

2.4.2. Urânio (U)

Existem três isótopos naturais de urânio e todos são radioativos: ^{234}U , ^{235}U , ^{238}U e suas respectivas proporções na Terra são 0,0057%, 0,72% e 99,27%. Na água do mar, a concentração relativa de ^{234}U é maior porque os íons ^{238}U são seletivamente fixados no CaCO_3 . As meias-vidas dos isótopos de urânio são: $2,5 \times 10^5$ anos para ^{234}U , $7,1 \times 10^8$ anos para ^{235}U e $4,4 \times 10^9$ anos para ^{238}U (SERRA *et al.* 1980).

A concentração média de urânio na crosta terrestre é de cerca de 3 ppm e existe como um número de minerais acessórios, em que os minerais de origem estão em rochas ígneas de origem ácida. É dissolvido durante a alteração ou lixiviação de minerais de origem, onde a lixiviação é predominante na presença de água rica em ácidos orgânicos (SERRA *et al.* 1980; SERRA, 1984).

Sob condições de pH neutro, o íon uranil ($(\text{UO})^{2+}$) forma complexos iônicos com carbonatos, que controlam sua dispersão e mobilidade na natureza. O íon uranil também forma numerosos complexos com compostos orgânicos (por exemplo, ácidos húmicos), que facilitam sua fixação pela matéria orgânica e mineral (HASSAN *et al.* 1976). A principal característica geoquímica do urânio é que ele é facilmente oxidado no íon uranil ($(\text{UO}_2)^{2+}$) por ação bacteriana, o que faz com que o urânio se torne muito móvel devido à alta solubilidade deste íon (SERRA *et al.* 1980).

Os íons solúveis de urânio podem ser recirculados durante a diagênese pela ação de percolação de águas subterrâneas ou hidrotérmicas. Isso é aprimorado pela presença de fissuras na rocha. Essa migração é comparável à dos hidrocarbonetos aos quais o urânio pode estar associado, mas geralmente o precede em virtude de sua solubilidade. O urânio, portanto, tenderá a acumular down-dip, enquanto os hidrocarbonetos mais tarde migrarão em up-dip (SERRA, 1984)

Nas rochas carbonáticas limpas, o urânio é o único elemento presente, e sua passagem para marga é sinalizada por tório e potássio. Concentrações de urânio superiores a 3 ou 4 ppm podem indicar horizontes enriquecidos em fosfatos e / ou material orgânico e, em certos casos, podem estar relacionados a um desenvolvimento abundante de estilólito. Altas concentrações de urânio indicam fácies de folhelho orgânico nas quais podem ser atingidas concentrações acima de 100 ppm.

2.4.3. Tório (Th)

Existe apenas um isótopo do tório de vida longa, o ^{232}Th , outros isótopos de Th (^{234}Th e ^{230}Th) são encontrados na natureza como elementos-filho de ^{238}U , mas tem vida relativamente curtos e, portanto, muito raros. A concentração média de tório na crosta terrestre é de cerca de 12 ppm (SERRA *et al.* 1980).

O tório é originário de rochas ígneas dos tipos ácido e ácido-básico (granitos, pegmatitos, sienitos, nefelina-sienitos), no quais concentrações significativas são encontradas em minerais pesados, como a monazita. Durante a alteração e a lixiviação de rochas, até 90% do tório presente pode ser removido (HASSAN *et al.* 1976). No entanto, sob condições naturais o tório possui um grau de oxidação muito estável, presente na maioria dos ambientes como um elemento traço. Em ambientes de intemperismo é praticamente insolúvel e seu produto de solubilidade, expresso como $\text{Th}(\text{OH})_4$, é próximo de 10^{-42} (SERRA, 1984).

A maioria das argilas parece conter tório. No entanto, considerações teóricas indicam que Th^{4+} com um raio iônico grande de 0,97 Å não pode ser acomodado na estrutura da camada de minerais argilosos. É provável que o tório nesses minerais seja fixado por absorção e troca catiônica. Parece plausível que a quantidade fixada seja dependente do pH e da abundância de outros cátions no meio (HASSAN *et al.* 1976).

2.5. Transporte dos Elementos

2.5.1. Transporte do Potássio

Em solução, o íon potássio tem um potencial iônico muito fraco e pode permanecer na solução sob uma ampla faixa de pH. É absorvido preferencialmente por finas partículas sedimentares, principalmente em minerais argilosos micáceos, pois satisfaz as condições necessárias à sua estabilidade bioquímica e, por esse motivo, desempenha um papel importante na agradação e transformação cristalográfica desses minerais (HASSAN, *et al.* 1976).

Assim, apenas uma pequena parte do potássio original chega ao mar, cuja concentração média de potássio é de 380 ppm. Uma fração do potássio é dissolvida na água do mar e extraída por organismos como algas. Outra parte reage com minerais de argila (por exemplo: caulinita passando a illita). Vários minerais de potássio podem cristalizar diretamente da água do mar fornecendo evaporação de potássio, o que representa as concentrações máximas de potássio nas rochas (SERRA *et al.* 1980).

2.5.2. Transporte do Urânio

O urânio é transportado principalmente em solução, devido à solubilidade do íon uranil ($(\text{UO}_2)^{2+}$ - obtido pela oxidação de U^{4+} e U^{6+}). Uma parte do urânio também é transportado em suspensão como minerais pesados contendo urânio, como fosfatos, schoepite ou uraninita, dependendo das condições de Eh e pH. Além disso, também é transportado e fixado por absorção em argilas ou transportado com matéria orgânica em complexos estáveis (SERRA *et al.* 1980). Por isso, o urânio é associado ao material orgânico devido sua propriedade de ser fundamentalmente confinado à redução de meios podendo ser absorvido por sílica amorfa, alúmen, alumínio, silico-aluminatos, carvão e linhito. (HASSAN *et al.* 1976).

2.5.3. Transporte do Tório

Durante a alteração ou intemperismo, o tório é facilmente hidrolisado e, portanto, possui mobilidade limitada e tendência a se concentrar em minerais residuais, como minerais de bauxita e argila (HASSAN *et al.* 1976). Minerais contendo tório são estáveis, conseqüentemente, quase todo o tório é transportado em suspensão e é um constituinte comum da fração detrital dos sedimentos. A pequena quantidade de tório que passa para a solução é prontamente adsorvida nos minerais da argila ou forma produtos secundários de hidrólise com os minerais contendo tório. Ao contrário do urânio, o tório não migra durante a diagênese (SERRA, 1984).

3. ÁREA DE ESTUDO - BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba é uma ampla bacia sedimentar intracratônica localizada no Nordeste do Brasil, sobre os estados Piauí, Maranhão, Tocantins e em menor proporção nos estados Pará, Ceará e Bahia. Abrange uma área que ultrapassa 600 mil km^2 atingindo uma espessura de 3.500 m em seu depocentro (Vaz *et al.* 2007). Seus limites são decorrentes de arcos regionais em que a noroeste a bacia é limitada pelo Arco de Tocantins, ao norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos e, finalmente, a sudeste pelo Arco São Francisco (Figura 5).

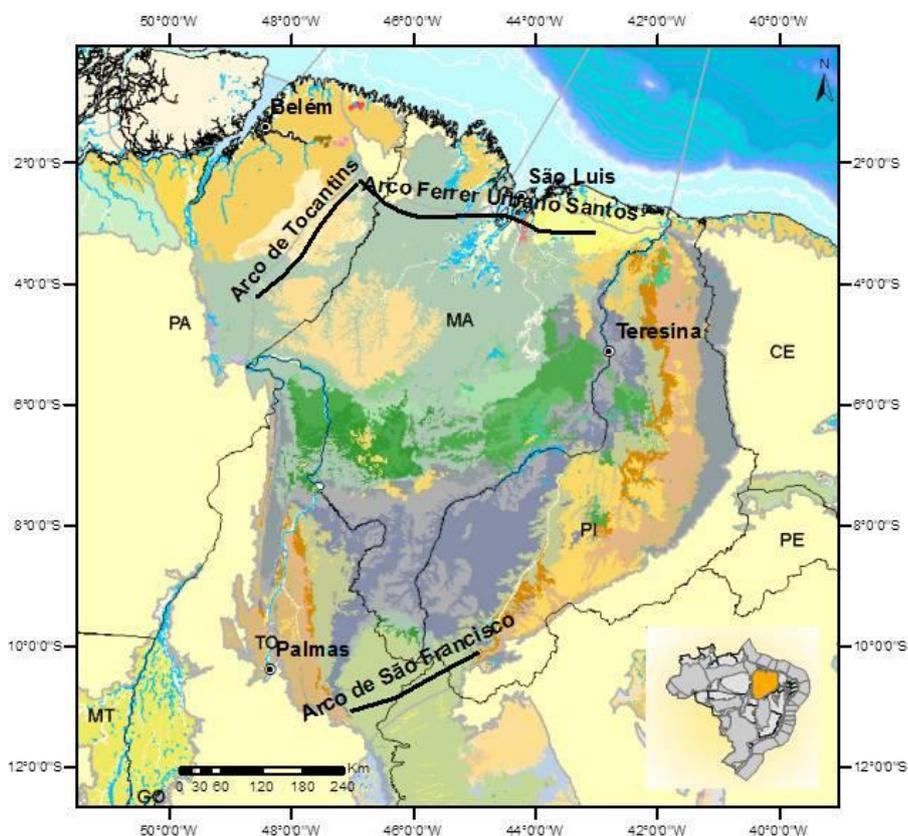


Figura 5. Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e seus limites. Fonte: Fernandes, 2011.

3.1. Embasamento

A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se ao longo de uma bacia continental durante o Estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida e Carneiro, 2004, apud Vaz *et al.*, 2007). Assume-se, através de correlação com os litotipos existentes nas faixas de dobramentos, maciços medianos e outras entidades complexas, situadas nas suas bordas ou proximidades, que o substrato desta bacia é constituído por rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades cobrem um longo intervalo - do Arqueano ao Ordoviciano; entretanto, as rochas formadas entre o final do Proterozóico e o início do período Paleozoico, que corresponde ao tempo de consolidação dessa plataforma, podem predominar (Vaz *et al.* 2007).

Segundo Vaz *et al.* (2007) a subsidência inicial que originou a Bacia do Parnaíba possivelmente esteve relacionada às deformações e eventos térmicos finais e pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro ou ao Estádio de Transição da plataforma, fazendo-se uso da terminologia de Almeida e Carneiro (2004). Relativo ao arcabouço

estrutural da bacia foram interpretadas, a partir de dados sísmicos, gravimétricos e magnetométricos, estruturas grabeniformes no substrato configurados por blocos falhados de pequenos rejeitos, além de dobras e outras estruturas consequentes de intrusões ígneas mesozóicas nas camadas sedimentares (Figura 6).

Acrescentando-se a isso, a evolução da bacia contou com um importante controle nas direções dos eixos de deposição até o Eocarbonífero por falhas e fraturas geradas do embasamento. Já entre os períodos Neocarbonífero e Jurássico a bacia tomou a forma ovalada típica de uma sinéclise interior com o depocentros deslocado para a parte central.

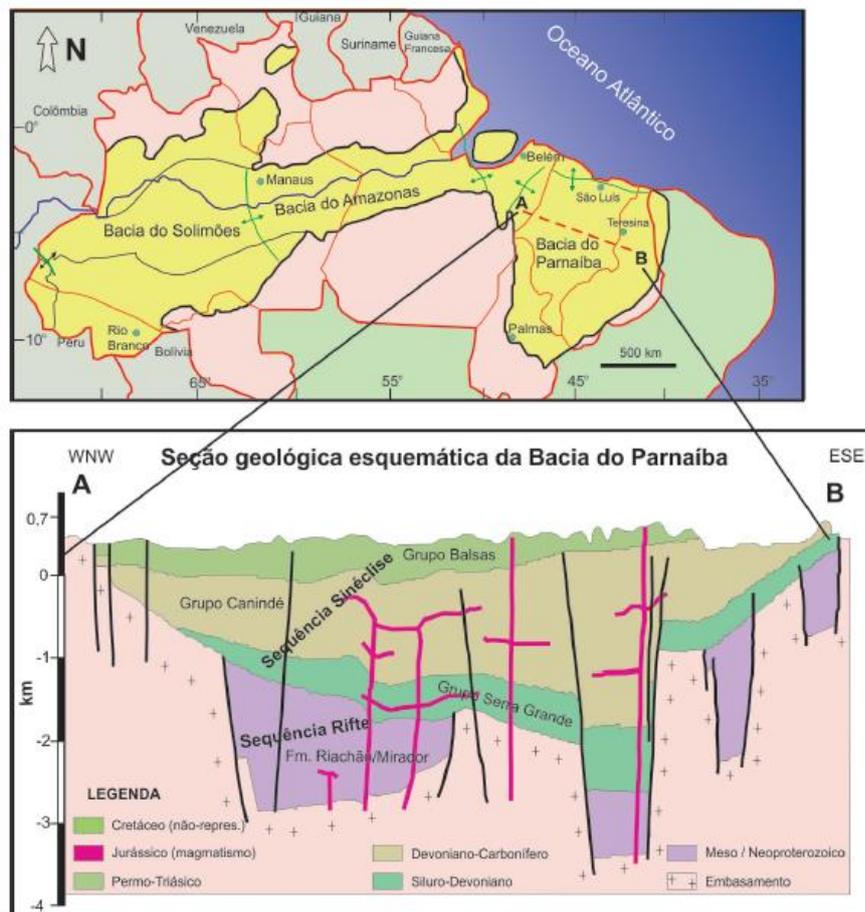


Figura 6. Seção geológica representando o arcabouço estrutural da Bacia do Parnaíba bem como seu preenchimento sedimentar segundo a direção WNW-ESE (Wanderley Filho et al. 2001, Agência Nacional do Petróleo, ANP 2002). Fonte: HASUI, 2012.

Além dos fatores citados acima, o registro sedimentar teve contribuição também da subsidência causada por estiramento litosférico, sobrecarga representada pela inserção de sedimentos e outros processos da dinâmica continental. Portanto, as

ascensões eustáticas respondem, em parte, pelas sucessivas inundações do mar no Brasil durante o Fanerozóico. Sendo assim, a eustasia foi o fator primordial no controle dos ciclos transgressivos-regressivos e, conseqüentemente, das discordâncias que definem os limites das sequências da Bacia do Parnaíba (Almeida e Carneiro, 2004).

3.2. Lineamento Transbrasiliano (LTB)

O embasamento da bacia é cortado por três grandes lineamentos, Transbrasiliano, Picos – Santa Inês e Tocantins – Araguaia (Ferraz, 2015).

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é um sistema strike-slip situado entre o Cráton Amazônico e a porção leste da Plataforma Sul-Americana, sendo composto por vários segmentos de falhas transcorrentes, com alguns setores levemente curvilíneos (Praxedes, 2015). O LTB foi definido como uma faixa cataclasada com cerca de 2700 km de extensão que cruza o Brasil passando desde o Ceará até o Mato Grosso do Sul, chegando ao Paraguai e Argentina (Schobbenhaus *et al.*, 1975, apud Goulart, 2019). Segundo alguns autores, representa reativação de mega-sutura que atuou na formação do supercontinente Gondwana, entre o final do Proterozóico e início do Paleozoico (Marini *et al.*, 1984; Cordani e Sato, 1999; Cordani *et al.*, 2000, Almeida *et al.*, 2000; Brito Neves e Fuck, 2013, 2014, apud Praxedes, 2015).

É formado por uma série de zonas de cisalhamento dúcteis, que ocorrem ao longo de áreas muito grandes. Provavelmente atinge o fundo da litosfera, e o movimento da zona cisalhamento deve ter começado logo após o fechamento do Oceano Goiano-Faruiano, aproveitando as várias zonas litosféricas fracas formadas durante colisões continentais. Todas as suturas colisionais relacionadas às faixas Brasiliano-Pan Africanas são acomodadas em algumas centenas de quilômetros do lineamento. O lineamento é claramente visível no centro e nordeste do Brasil, formando uma série anomalias magnéticas de baixa amplitude, que podem ser rastreadas em todo o país de NE a SW. Na bacia do Parnaíba, está associado ao principal depocentro de sedimentos do Paleozoico (Cordani *et al.* 2013).

As reativações do LTB começaram no Cambriano (540 Ma), em seguida no Mesozoico (250 Ma), depois no início do Cenozoico há 65 milhões de anos (Chamani, 2015, apud Goulart, 2019). Houve também reativações até o recente, quando se

observa uma série de abalos sísmicos associados ao LTB, principalmente na área do pantanal Mato-grossense (Farias, 2016; apud Goulart, 2019).

O Lineamento Picos-Santa Inês é uma faixa cataclada disposta no sentido NW-SE disposta transversalmente em relação ao lineamento Transbrasiliano, apresentando 160 km de extensão e 200 a 300 m de rejeito. Esta faixa reflete na morfologia contemporânea uma série de alinhamentos orientados para NW (Vetorazzi, 2012). Os Lineamento Transbrasiliano e Picos-Santa Inês constituem fraturas e falhas herdadas do embasamento, com relevante importância desde a fase inicial da bacia e por toda a sua evolução, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero (VAZ *et al.*, 2007, apud Fernandes, 2011).

Outra estrutura importante na evolução desta bacia é o Arco Ferrer-Urbano Santos, relacionado à abertura do Oceano Atlântico Equatorial, que quebrou a conexão até então existente entre a sinéclise e as bacias análogas que hoje encontram-se no Noroeste da África (Milani & Thomaz Filho, 2000, apud Oliveira e Mohriak, 2003).

3.3. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba é formada por uma sucessão de rochas sedimentares e ígneas disposta em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, que são delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas como pode ser observada na carta estratigráfica (Vaz *et al.* 2007, Figura 7).

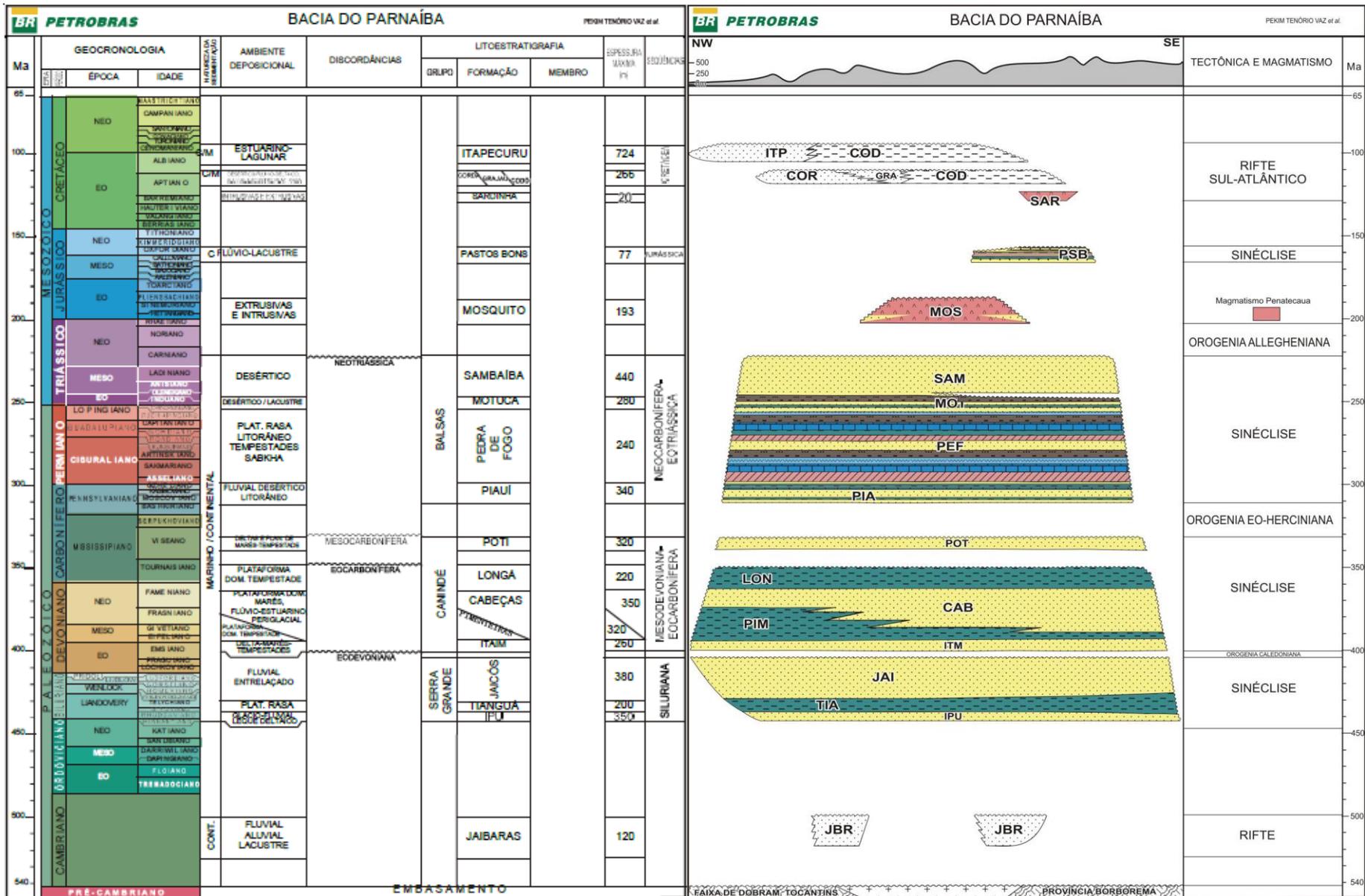


Figura 7. Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Vaz, 2007.

3.3.1. Sequência Siluriana

Depositado em contato direto com o embasamento pré-cambriano, litoestratigraficamente corresponde ao Grupo Serra Grande, que foi proposto por Small (1914, apud Santos, 2005) e redefinido por Caputo & Lima (1984, apud GÓES, A.M.O; FEIJÓ, F. J. 1994) que propuseram a subdivisão do Grupo Serra Grande em três formações (Ipú, Tianguá e Jaicós), como é aceito atualmente.

Formação Ipu, unidade mais basal com até 350 m de espessura (Campbell, 1949, apud Góes e Feijó, 1994) (Neo-Ordoviciano), designa arenitos seixosos, conglomerados com matriz areno-argilosa contendo matacões de quartzo ou quartizito e arenitos finos a grossos. As rochas dessa unidade foram depositadas numa grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicos (Caputo, 1984, apud Vaz *et al.* 2007).

A Formação Tianguá, de espessura máxima de 250 m, é atribuída à primeira inundação máxima (Rodrigues, 1967, apud Góes e Feijó, 1994) (Liandoverly), sendo constituída de folhelhos cinza escuro bioturbados, sideríticos e carbonáticos; de arenitos cinza claros, fino a médio, feldspáticos; de intercalações de siltitos e folhelhos cinza escuros, bioturbados e micáceos, depositados num ambiente de plataforma rasa (Góes e Feijó, 1994).

Esta sequência encerra com a Formação Jaicós que pode alcançar 280m de espessura (Plummer, 1946, apud Góes e Feijó, 1994) (Liandoverly-Eo-Devoniano) é composta de arenitos cinza com tonalidades claras, grossos, com seixos angulares a subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços, com estratificação cruzada lenticular (Caputo, 1984, apud Vaz *et al.* 2007), depositados por sistemas fluviais entrelaçados (Góes e Feijó, 1994).

3.3.2. Sequência Mesodevoniana – Eocarbonífera

A sedimentação dessa sequência é representada litoestratigraficamente pelo Grupo Canindé (Rodrigues, 1967, apud Góes e Feijó, 1994), que se subdivide, de acordo com Caputo (1984, apud Ferraz, 2015) em quatro formações: Itaim, Pimenteiras, Cabeças e Longá.

A Formação Itaim, que não ultrapassa 250 m de espessura (Kegel, 1953, apud Góes e Feijó, 1994) (Emsiano) designa arenitos finos a médios com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade. Na base dessa unidade observa-se um maior número de intercalações de folhelhos bioturbados na porção basal da unidade (Vaz *et al.* 2007). Em subsuperfície Caputo (1984, apud Ferraz, 2015) descreveu os litotipos presentes na unidade como camadas de arenito e folhelhos bioturbados, siltitos com intercalações de arenitos de granulação fina a média, sendo comum também a ocorrência de folhelhos sideríticos com camadas contendo siderita oolítica, hematita e clorita. Góes e Feijó (1994) interpretaram como indicadoras de deposição em sistemas deltaicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestade.

A Formação Pimenteiras com espessura de até 320 m (Small, 1914, apud Góes e Feijó, 1994) (Eifeliano-Fransiano) é composta por folhelhos cinza-escuros a pretos, esverdeados, em parte bioturbados, radioativos e ricos em matéria orgânica, ocorrendo também intercalações de siltitos e arenitos com níveis piritosos (Lima e Leite, 1978, apud HOLLANDA *et al.* 2014). Em subsuperfície Caputo (1984, apud Ferraz, 2015) descreveu folhelhos pretos, cinza-escuros e esverdeados, micáceos e geralmente sideríticos, folhelhos siltosos e camadas de siltito, podendo ocorrer também delgadas camadas de arenito fino, às vezes com fragmentos de folhelhos. Vaz *et al.* (2007) atribuiu a esta unidade o ambiente de plataforma rasa dominada por tempestade.

A Formação Cabeças, intervalo o qual também será melhor estudado via medições gamaespectrométricas neste trabalho, compreende até 350 m de espessura (Plummer, 1946, apud Góes e Feijó, 1994) (Eifeliano-Fameliano) e consiste litologicamente em arenitos cinza-claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. Eventualmente ocorrem diamictitos e Tilitos, com maior frequência na parte superior da unidade. A presença de pavimentos e seixos estriados denotam um ambiente glacial ou periglacial (Caputo, 1984, apud Vaz *et al.* 2007). Em subsuperfície é composta por corpos areníticos separados por camadas de folhelhos e siltitos e camadas de diamictito Caputo (1984, apud Ferraz, 2015). Góes e Feijó (1994) interpretaram esta unidade como um sistema nerítico

plataformal influenciado por processos de maré, podendo também ocorrer fácies flúvio-estuarinas.

A Formação Longá compreende uma espessura máxima de 220 m representa uma nova fase de transgressão marinha (Albuquerque e Dequech, 1946, apud Góes e Feijó, 1994) (Fameniano-Tournasiano) e é caracterizada por folhelhos cinza-escuros a pretos, em parte arroxeados, homogêneos ou bem laminados, bioturbados. Em sua porção média comumente apresentam um pacote de arenitos e siltitos cinza-claros a esbranquiçados, laminados (Lima e Leite, 1978, apud Vaz *et al.* 2007). Góes e Feijó (1994) interpretaram como um ambiente nerítico plataformal dominado por tempestades.

O ciclo encerra com a Formação Poti, que será um dos objetivos deste trabalho. Refere-se a uma sucessão de estratos que pode ser dividido em duas porções, a inferior constituída de arenitos cinza-esbranquiçados, médios, com lâminas dispersas de siltito cinza-claros, e a superior de arenitos cinza, lâminas de siltitos e folhelhos com eventuais níveis de carvão (Lima e Leite, 1978, apud Vaz *et al.* 2007). Góes e Feijó (1994) interpretaram como depósitos deltaicos e planícies de maré influenciadas ocasionalmente por tempestades.

O modelo deposicional proposto por Ana Maria Goés em 1995 referentes ao ambiente sedimentar para a Formação Poti, dominado por sistemas francamente marinhos ou transicionais, resultantes da interação entre os fenômenos eustáticos, tectônicos e de suprimento sedimentar. Em que a transgressão marinha máxima do topo da Formação Longá propiciou um aumento de espaço deposicional, configurando uma paisagem de plataformas marinhas distais. Além disso, o abaixamento do nível do mar provocou a coexistência entre sistemas litorâneos e marinho durante a passagem Longá-Poti, formando uma sucessão progadante, composta por pelitos de offshore com tempestitos individualizados, arenitos de *shoreface* com tempestitos almagamados.

3.3.3. Sequência Neocarbonífera- Eotriássica

Esta sequência compreende o Grupo Balsas (Góes *et al.* 1989,1992, apud Góes e Feijó, 1994), composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba.

O Grupo Balsas inicia com a Formação Piauí (Small, 1914, apud Góes e Feijó, 1994) Lima e Leite (1978, apud Vaz *et al.* 2007) (Moscoviano-Gzheliano) dividiram a Formação Piauí em duas sucessões: a inferior, composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelho vermelho, e a superior, formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Interpretaram um ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas, num clima semiárido a desértico. Sua espessura máxima é de 350 m.

A Formação Pedra de Fogo de até 250 m de espessura (Plummer, 1946, apud Góes e Feijó, 1994) é caracterizada pela presença de sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e, eventualmente, dolomito. São característicos desta formação os grandes troncos fósseis. Depositados num ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de sabkha, sob ocasional influência de tempestades (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Motuca (Plummer, 1946, apud Góes e Feijó, 1994) (Permiano terminal ao início do Eotriássico) denomina siltito vermelho e marrom, arenito branco fino e médio, subordinadamente folhelho, anidrita e raros calcários. Os pelitos ocorrem sob forma de lentes delgadas segundo Lima e Leite (1978, apud Vaz *et al.* 2007). Com espessura máxima de 280 m, foram depositados num ambiente continental desértico controlado por sistemas lacustres (Vaz *et al.* 2007).

O Grupo Balsas se encerra com a Formação Sambaíba que atinge 440 m de espessura (Plummer, 1946, apud Góes e Feijó, 1994) (Triássico Médio-Superior) é atribuída a arenitos róseo e amarelo, médio a fino, bem selecionado, bimodal, com estratificação cruzada de grande porte, depositado por sistemas eólicos em ambientes desérticos (Góes e Feijó, 1994). Esta Formação foi depositada em ambiente de mares abertos com ampla circulação e clima temperado passando a restritos e rasos num clima quente e árido, devido a uma grande regressão de alcance mundial no final do Permiano- início do Triássico (Caputo, 1984, apud Vaz *et al.* 2007).

3.3.4. Sequência Jurássica

Anteriormente estabelecia-se para esta idade Neojurássica – Eocretácea o Grupo Mearim (Lisboa, 1914 e Aguiar, 1959, apud Góes e Feijó, 1994) que englobava as formações Mosquito, Pastos Bons, Corda e Sardinha. Góes *et al.* (1992) estabeleceu o Grupo Mearim composto pelas formações Pastos Bons (Lisboa, 1914, apud Góes e Feijó, 1994) e Corda (Lisboa, 1914, apud Góes e Feijó, 1994), que ocorrem interdigitadas. Vaz *et al.* (2007) definiu para a Sequência Jurássica apenas a Formação Pastos Bons. A Formação Corda foi reinterpretada e passou a fazer parte da Sequência Cretácea.

A Formação Pastos Bons (Jurássico Médio) tem sua litologia dividida em três partes: na base predomina arenito branco ou com tonalidades esverdeadas, amareladas, fino a médio, grãos subarredondados e, geralmente, apresentam estratificação paralela e raras lentes de calcário. Na parte média da seção ocorrem siltito, folhelho/argilito cinza a verdes, comumente intercalados com arenito. A porção mais superior é formada de arenito vermelho/cor-de-rosa, fino, gradando para siltito, contendo níveis de folhelho (Caputo, 1984, apud Vaz *et al.* 2007). Vaz *et al.* (2007) interpretou que esta Formação foi depositada em paleodepressões continentais, lacustrinas, com alguma contribuição fluvial, em clima semiárido a árido.

3.3.5. Sequência Cretácea

A última sequência depositada na Bacia do Parnaíba é constituída pelas seguintes Formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru.

A Formação Corda refere-se, essencialmente, a arenitos vermelhos, castanho-avermelhados, muito finos/finos e médios, seleção regular a boa, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxidos de ferro e zeólitas. Quando ocorrem sobrepostos a basaltos é abundante a presença de fragmentos dessa rocha como arcabouço. Estratificações cruzadas de grande porte, *climbings* transladantes e *ripples*, fluxos de grãos e outras estruturas típicas de dunas eólicas são comuns nessa unidade. Estruturas cruzadas de baixo ângulo e cruzadas acanaladas também ocorrem. Desse conjunto de informações deduz-se que essa unidade foi depositada num sistema desértico (Vaz *et al.* 2007).

A Formação Grajaú (Lisboa, 1914, apud Góes e Feijó, 1994) (Neo-aptiano-Eo-albiano) apresenta arenitos creme-claro/esbranquiçado, creme-amarelado ou variegados, médios/grossos, subangulosos/angulosos, mal selecionados. Sendo comum a presença de seixos e de níveis conglomeráticos. Eventualmente observam-se camadas de arenitos finos/muito finos e de pelitos. Estruturas cruzadas acanaladas e marcas de carga são abundantes. Eventualmente encontra-se clastos de basaltos em arenitos (Vaz et al. 2007).

A Formação Codó (Lisboa, 1914, apud Góes e Feijó, 1994) (Neo-aptiano-Eo-albiano) é composta por folhelhos pretos e betuminosos, com intercalações de carbonatos, anidritas e arenitos brancos e esverdeados (Bagni, 2010). Mendes (2007, apud Bagni, F. B. 2010) interpreta que a Formação Codó foi depositada em ambiente lacustre fechado e evoluiu para um ambiente lacustre aberto com influência marinha no topo, acima de um nível correlacionável de gipsitas.

A Formação Itapecuru (Campbell, 1949, apud Góes e Feijó, 1994) (Mesoalbiano-Neocretáceo) é formada por arenitos variegados, finos, friáveis, com estruturas diversas, como, por exemplo, estratificações cruzadas *swaley*, *hummocky*, acanalada, tabular, *mud couplets* e escorregamento de massa. Pelitos e arenitos conglomeráticos ocorrem, mas subordinadamente (Anaisse Junior et al. 2001, apud Vaz et al. 2007). Seus depósitos correspondem a seis ciclos deposicionais transgressivos, atribuídos a sistemas de vales estuarinos incisos um sistema estuarino-lagunar episodicamente atingido por ondas de grande escala, no qual foram observados os seguintes ambientes: canal fluvial, laguna, canal de maré e litorâneo (Rossetti et al. 2001b, apud Vaz et al. 2007).

3.4. Rochas Magmáticas

Segundo Vaz et al. (2007), na Bacia do Parnaíba acomodaram-se as ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas, de composição básica, as quais do ponto de vista estratigráfico foram divididas em duas unidades: Formação Mosquito e Formação Sardinha. Em subsuperfície, os diques e soleiras estão presentes em maior quantidade na Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera e ocorrem também na Sequência Siluriana e são muito raros na Neocarbonífera-Eotriássica. A Formação

Mosquito (Aguiar, 1971, apud Vaz *et al.* 2007) (Eocretáceo) derrames basálticos com intercalações de arenitos.

Na Formação Sardinha (Aguiar, 1971, apud Vaz *et al.* 2007) (Eojurássico) ocorrem derrames de basalto, preto a roxo. Em afloramento a espessura média é de 20m.

4. MATERIAIS E MÉTODO

As amostras de calha utilizadas no presente estudo foram doadas à UFF pela PGN Gás Natural, tendo sido retiradas de poços de petróleo perfurados na área do Parque dos Gaviões. O intervalo escolhido para ser realizado o estudo gamaespectrométrico corresponde a uma área de interesse exploratório e por isso são amostras que foram coletadas em um intervalo de perfuração de 3x3 metros. Devido à natureza do procedimento de recuperação dessas amostras, serão pontuados, a seguir, aspectos sobre esse material que podem influenciar diretamente nas análises da concentração dos radioelementos, bem como as razões que serão discutidas.

4.1. Amostra de Calha

As amostras de calha são fragmentos de rochas cortados pela broca e trazidas para a superfície pelo fluido de perfuração, sendo representativas de determinado intervalo perfurado. A análise desse material permite o reconhecimento da média das diferentes litologias atravessados em um poço, do conteúdo fossilífero, do potencial gerador e de indícios da existência de hidrocarbonetos, naquele intervalo representado pela amostra.

Uma quantidade representativa das amostras é coletada a partir dos fragmentos acumulados na extremidade das peneiras de lama (Figura 8), as quais, após sua chegada, são separadas, lavadas para remover o fluido de perfuração e peneiradas em uma malha de 2 a 3 mm para separar os fragmentos grossos, que podem ser indício de materiais desabados. Dessa forma, o material coletado é armazenado em sacos de pano, previamente identificados com os prefixos do poço e a profundidade da amostra. Um dos problemas encontrados no processo de lavagem

das amostras de calha é que, em excesso, no caso de amostras argilosas, pode prejudicar a estimativa da percentagem da argila, subestimando-a.

Em zonas de interesse ou em seções pouco conhecidas as amostras de calha são coletadas em intervalos de 3x3 m. Nas primeiras fases da perfuração, quando as formações são penetradas muito rapidamente, as amostras são coletadas em intervalos de 9x9 m.

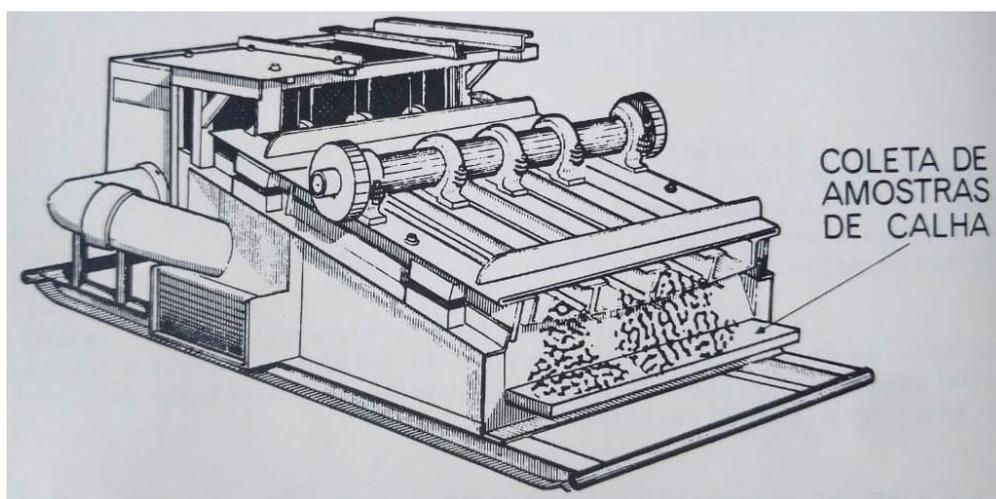


Figura 8. Local de coleta de amostras de calha na peneira de lama.

Parte das amostras de calha coletadas em um poço destina-se à análise paleontológica, que permitirá o reconhecimento de unidades bioestratigráficas, a identificação de paleoambientes e, conseqüentemente, a reconstrução paleogeográfica. As amostras para estudos geoquímicos são analisadas em laboratórios, para obtenção de importantes informações empregadas na exploração do petróleo, tais como o teor de carbono orgânico, o tipo de matéria orgânica, o potencial gerador, o topo da zona madura, correlação óleo-óleo e óleo-rocha geradora, ambiente de geração e estudos de migração dos hidrocarbonetos.

4.1.1. Representatividade da Coleta

A representatividade das amostras de calha pode ser afetada por diversos fatores, que se desprezados, dificultarão o reconhecimento ou levarão à interpretação errônea da litologia perfurada, além de não permitir a eficiente detecção dos indícios de hidrocarbonetos.

Há três tipos básicos de contaminantes que podem mascarar a correta análise das amostras de calha de um poço: material desabado de camada anteriormente perfuradas, aditivos utilizados no fluido de perfuração contra perda de circulação e, finalmente, material oriundo do próprio equipamento de perfuração. O tipo de contaminação relevante para a análise do estudo de caso que será tratado adiante, é o desabamento de materiais de intervalos anteriormente perfurados que podem ser reconhecidos com certa facilidade.

4.1.2. Material Desabado

O reconhecimento de um material desabado pode ser analisado muitas vezes de maneira fácil, devido a sua semelhança com amostras já descritas e proveniente de intervalos anteriormente perfurados. Os desabamentos ocorrem particularmente após manobras para a mudança de broca, teste de formação e operações de testemunhagem. Dentre as litologias que mais se verifica este fenômeno, estão os folhelhos, que poderão ser encontrados em amostras de intervalos abaixo de sua posição real.

Embora não existam regras seguras para distinguir, com base no tamanho, os materiais desabados são normalmente maiores que os fragmentos realmente cortados pela broca, e apresentam efeitos da abrasão. O aspecto granular, as bordas abruptas e os sinais de trituração pela broca podem ser usados como critérios para o reconhecimento de amostras provenientes do fundo do poço.

4.1.3. Tempo de Retorno

O tempo de retorno é o período decorrido para que os fragmentos cortados pela broca no fundo do poço sejam carregados pelo fluido de perfuração, através do espaço anular (espaço entre a coluna de perfuração e as paredes do poço), até às peneiras de lama na superfície. Este depende de diversos fatores, como profundidade do poço, volume no espaço anular, vazão de bombeio, tamanho e forma dos fragmentos.

Em geral, admite-se que o tempo de retorno seja equivalente, ou ligeiramente superior, ao período gasto pelo fluido de perfuração para chegar à superfície. O tempo de retorno, calculado com base nessa suposição, será menor que o tempo real, uma

vez que os fragmentos levarão mais tempo do que a lama para atingir a superfície, e também porque o volume no espaço anular da seção a poço aberto é calculado com base no diâmetro nominal, sem considerar o alargamento natural do poço (Figura 9). Em resumo, para obter-se o tempo de retorno é necessário calcular o tempo gasto pela lama no trajeto fundo do poço-superfície e acrescentar ao mesmo 10% a 20% do seu valor.

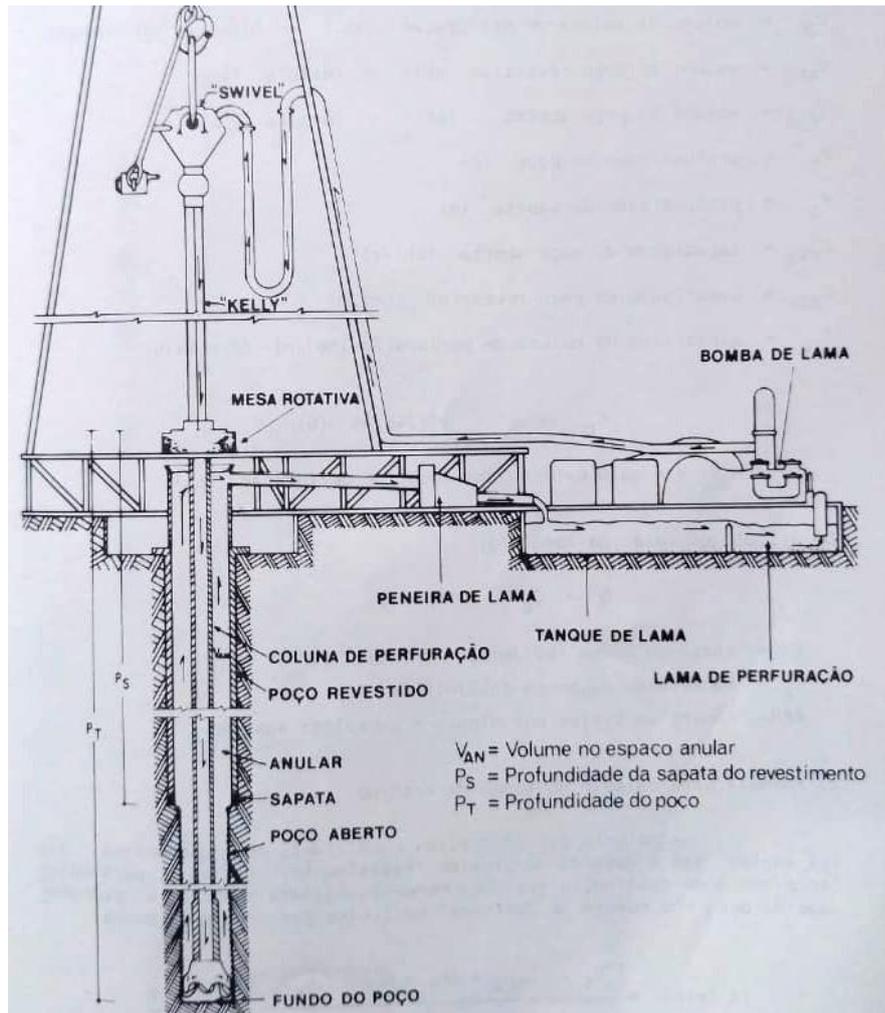


Figura 9. Seção esquemática de um poço, mostrando o ciclo da lama.

4.2. Gamaespectrômetro

O equipamento utilizado em todo o trabalho foi o gamaespectrômetro portátil *Radiation Solutions Inc RS-230 BGO Super-SPEC Handheld Gamma-Ray Spectrometer* (Figura 10) configurado no modo *Assay*, que fornece a cada medida, além do valor de dose de radiação, denominado de *TotalGR*, em nGy/h, os valores de *K* em % e os valores de *U* e *Th* em ppm. Tal equipamento emprega um cristal sensível

a radiação ionizante de germanato de bismuto ($\text{Bi}_4 \text{Ge}_3 \text{O}_{12}$) como detector que se tornou disponível no final dos anos 70 e rapidamente passou a ser utilizado em um grande número de aplicações devido a sua principal vantagem de possuir uma alta densidade e o elevado número atômico, o que faz dele o detector com maior probabilidade de interação por volume entre os mais comumente utilizados (TAUHATA, *et al.* 2013). A seguir será fundamentado o seu funcionamento afim de melhor esclarecer o método aplicado.



Figura 10. Gamaespectrômetro portátil RS-230.

4.2.1. Detector a Cintilação

O cintilador mais comumente usado é o de iodeto de sódio ativado com uma impureza de tálio, NaI (TI), o qual possui boas propriedades de absorção de raios gama e um tempo de decaimento de cintilação bastante rápido ($\pm 0,23 \mu\text{s}$).

O detector BGO de germinação de bismuto ($\text{Bi}_4 \text{Ge}_3 \text{O}_{12}$) de alta densidade, que constitui o equipamento utilizado neste trabalho, oferece a possibilidade de alta eficiência de detecção com cristais fisicamente pequenos. Sua densidade é de 7,13

g/cm^3 sendo quase o dobro do cristal de NaI, e com um tempo de decaimento característico da luminosidade da cintilação um pouco mais longo de apenas $0,3 \mu\text{s}$.

Outra característica do BGO é ser um cintilador inorgânico puro, isto é, não necessita de um ativador para promover o processo de cintilação. Isso ocorre porque a luminescência está associada à transição ótica do Bi^{3+} . Comparado ao iodeto de sódio, tem, além disso, boas propriedades mecânicas e de resistência à umidade (TAUHATA *et al.* 2013).

O funcionamento desse tipo de detector cintilador ocorre quando a energia emitida na forma de fótons de um volume de formação que contém radiação gama natural constituído pelos radioisótopos K, U e Th, atingem a estrutura cristalina. Esses transmitem sua energia a uma cascata de elétrons que ficam presos enquanto uma luz visível ou quase visível é emitida. Os flashes de luz são então detectados por um tubo fotomultiplicador acoplado opticamente ao cristal e transformados em um pulso elétrico (Figura 11). A altura do pulso de saída pode estar relacionada à energia total depositada no cristal pelo elétron energético inicial, com a grande vantagem para a gamaespectrometria pela possibilidade de identificar e separar a energia característica de cada radionuclídeo. (ELLIS & SINGER, 2007)

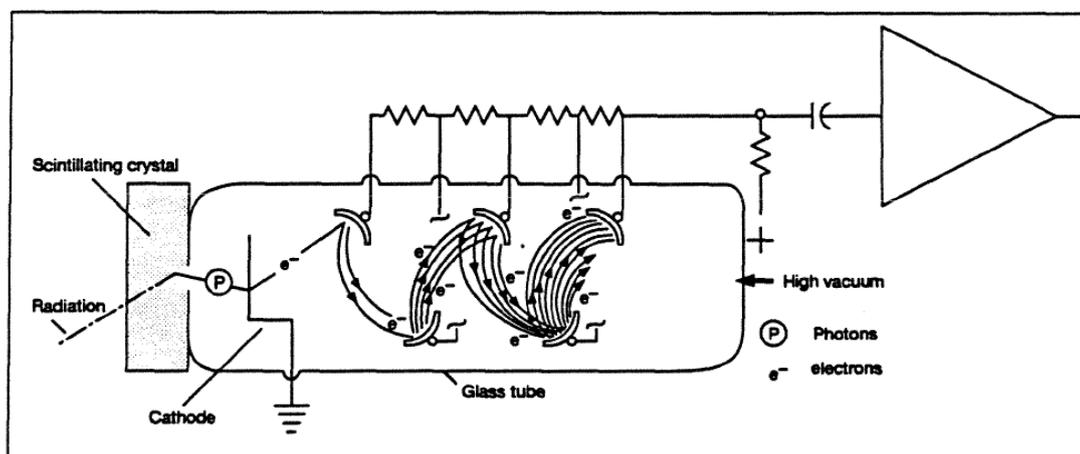


Figura 11. Um detector de cintilação com seu fotomultiplicador associado. O cátodo responde a um flash de luz no cristal liberando elétrons. A liberação de elétrons é amplificada pelo restante da estrutura do fotomultiplicador em um pulso elétrico.

4.3. Testes Iniciais

Ao se iniciar os estudos de gamaespectrometria, uma série de testes foi realizada, a fim de determinar os processos laboratoriais a serem adotados e também

para compreender o comportamento dos dados medidos. Assim, a primeira etapa foi selecionar uma caixa contendo as amostras de calha coletadas em um poço da Bacia do Parnaíba. Feito isso, um total de 35 amostras de calha do poço 3-PGN-5-MA, localizado no Campo Gavião Caboclo, no Parque dos Gaviões, recuperadas em intervalos de 3x3 m coletadas no intervalo 1044/1146 m de profundidade, foram medidas em três diferentes tempos de leitura (30, 60 e 90 segundos) e teve suas as concentrações de TotalGR (nGy/h), K (%), U (ppm) e Th (ppm) observadas no *display* do equipamento e registradas em planilhas.

Foi necessário determinar a duração de medição, que melhor representasse a demanda de aquisição. Para isso, uma avaliação primária das curvas foi pautada na comparação das curvas de TotalGR (nGy/h), medidas para três tempos, com a curva GR (API) realizada durante a perfilagem do poço.

A visualização das curvas foi realizada após a importação no *software* Trace K2 dos dados obtidos em laboratório, assim como a curva na extensão LAS cedida pela ANP do poço em questão. Isso possibilitou a comparação e a identificação do melhor ajuste por duração, ou seja, o que melhor respeitou o comportamento da curva, Gamma Ray, de maior resolução adquirida pela ferramenta geofísica de poço (Figura 12).

A partir da avaliação das curvas, foi possível concluir que o tempo de 60 s proporciona um resultado satisfatório. É possível observar ciclos crescentes e decrescentes de radiação gama total que acompanham a curva realizada na parede do poço. No entanto, em outros intervalos não houve boa correlação e isto pode ser explicado pelas condições de recuperação das amostras de calha descrito anteriormente, como o tempo de retorno, que pode causar um deslocamento de uma curva em relação a outra, e por representarem a média de um pacote sedimentar de 3 m de espessura. Em função desta característica intervalar da amostra foi decidido utilizar a função blocada “curva em escada” de apresentação do *software* Trace (Figura 12), ao invés de considerar o valor nominal, referente à base da amostra de calha, pois as curvas não estariam apresentando um valor do intervalo (3m), mas sim um valor pontual.

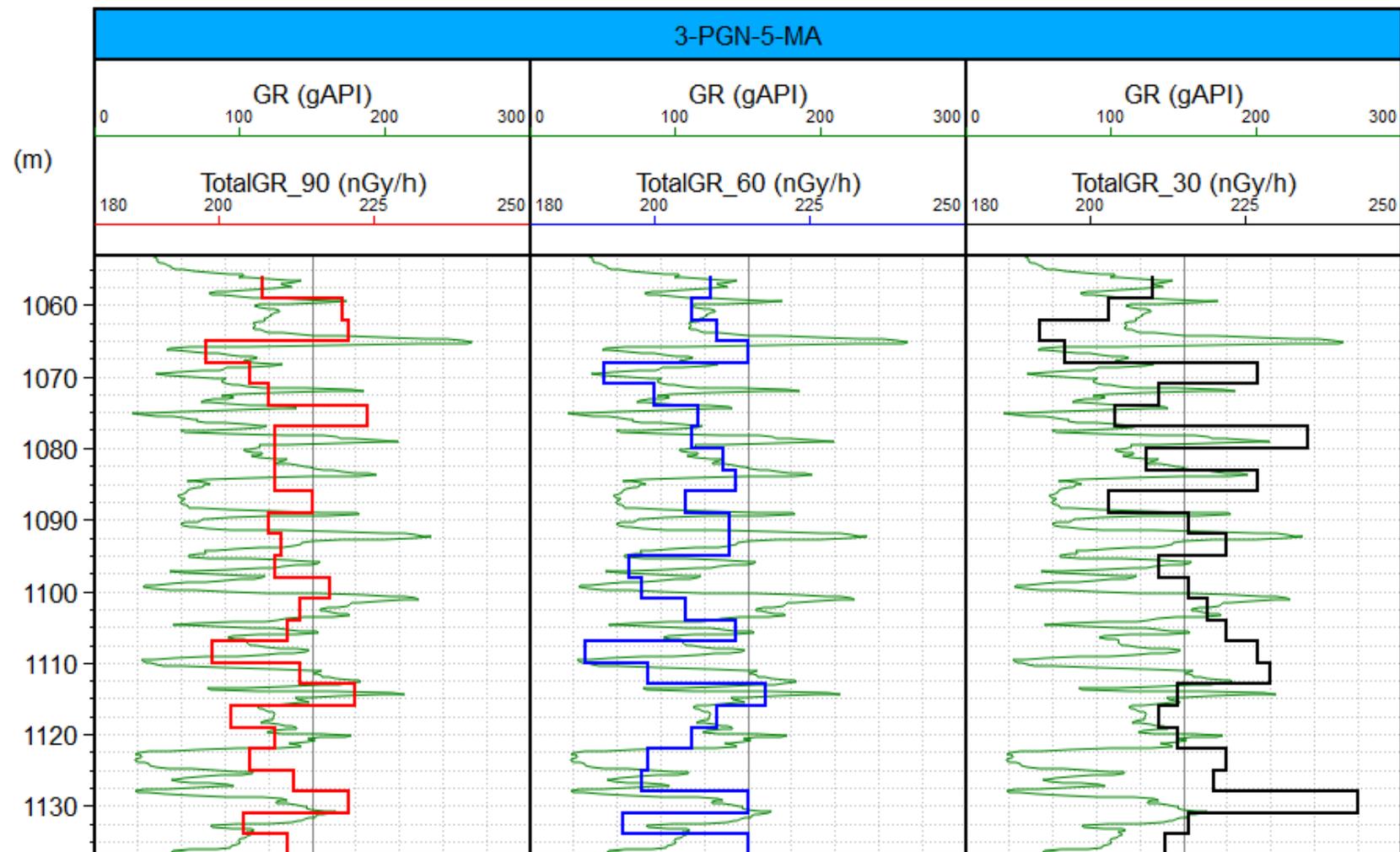


Figura 12. Curvas de raios gama totais: em verde a curva GR corrida do poço em API, em vermelho a curva GR Total obtida usando o gamaespectrômetro RG-230 em nGy/h com tempo de aquisição de 90s, em azul com 60s e em preto com 30s de duração. Notar o aspecto blocado “em escada” das curvas adquiridas neste estudo, representando o intervalo de 3m, em contraste com as curvas pontuais do GR do poço.

Deve-se lembrar, ainda, que a amostragem das ferramentas de perfilagem a poço aberto possui resolução de cerca de 30 cm, fazendo com que a comparação entre os métodos seja feita com respeito às diferentes escalas de observação.

Análises preliminares do comportamento das curvas espectrais de K, U e Th, bem como a relação Th/U (Figura 13) mostram o potencial de se adquirir as contribuições individuais dos raios gama. Uma interpretação que pode ser feita, observando principalmente os perfis da razão Th/U, TotalGR e GR, é a ocorrência de ciclos de crescimentos e diminuições.

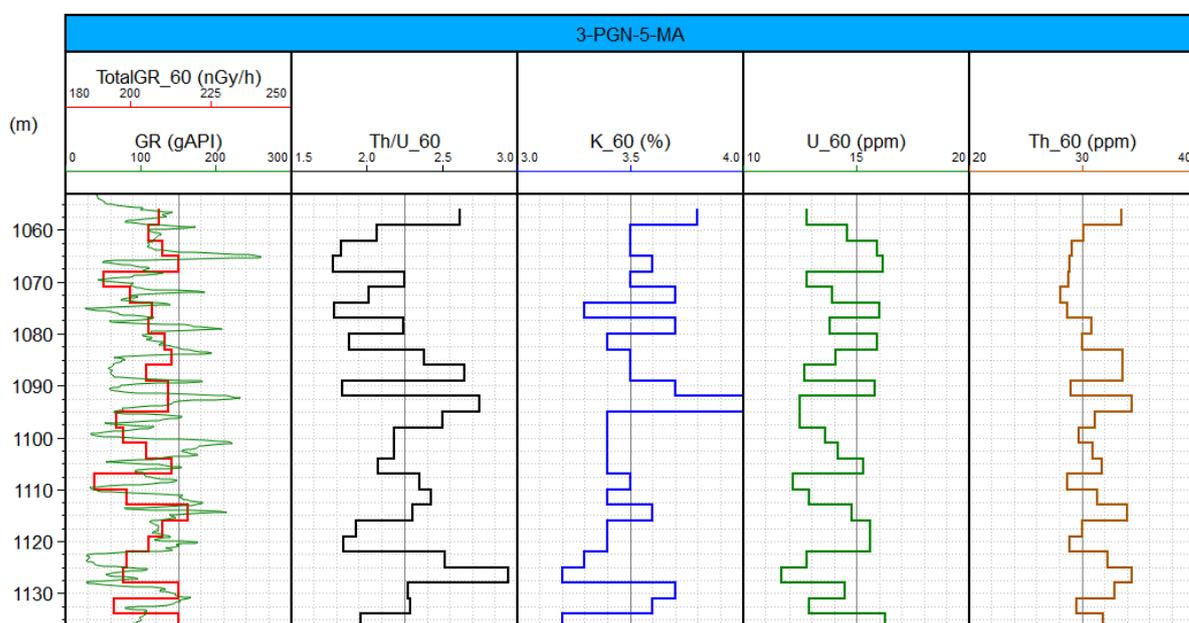


Figura 13. Visualização das curvas: track 1: profundidade; track 2: GR Total (nGy/h); track 3: razão Th/U; track 4: K (%); track 5: U (ppm); track 6: Th (ppm). Todas as curvas foram medidas usando um tempo de aquisição de 60s.

Posteriormente a esses testes iniciais, a fim de observar a flutuação dos dados medidos, foi criada uma amostra padrão em um aparato cilíndrico de 8,5 cm de diâmetro (Figura 14) contendo areia monazítica (rica em tório). Essa amostra padrão foi medida por 60 s repetidas vezes e em momentos diferentes. Porém, nesta fase, houve o acréscimo de um isolamento fornecido por uma manta de chumbo de 2 mm de espessura com 1 m de comprimento e 10 cm de altura. Portanto, algumas medidas foram realizadas com a amostra padrão no centro na manta de chumbo e outras sem o uso da manta.



Figura 14. Amostra padrão de areia monazítica.

Isso permitiu verificar uma diminuição relevante das influências do ambiente onde seriam feitas as aquisições principalmente na concentração do Urânio e do Tório e, conseqüentemente, nos valores de dose de radiação, TotalGR, como pode ser observado nos gráficos abaixo (Figura15).

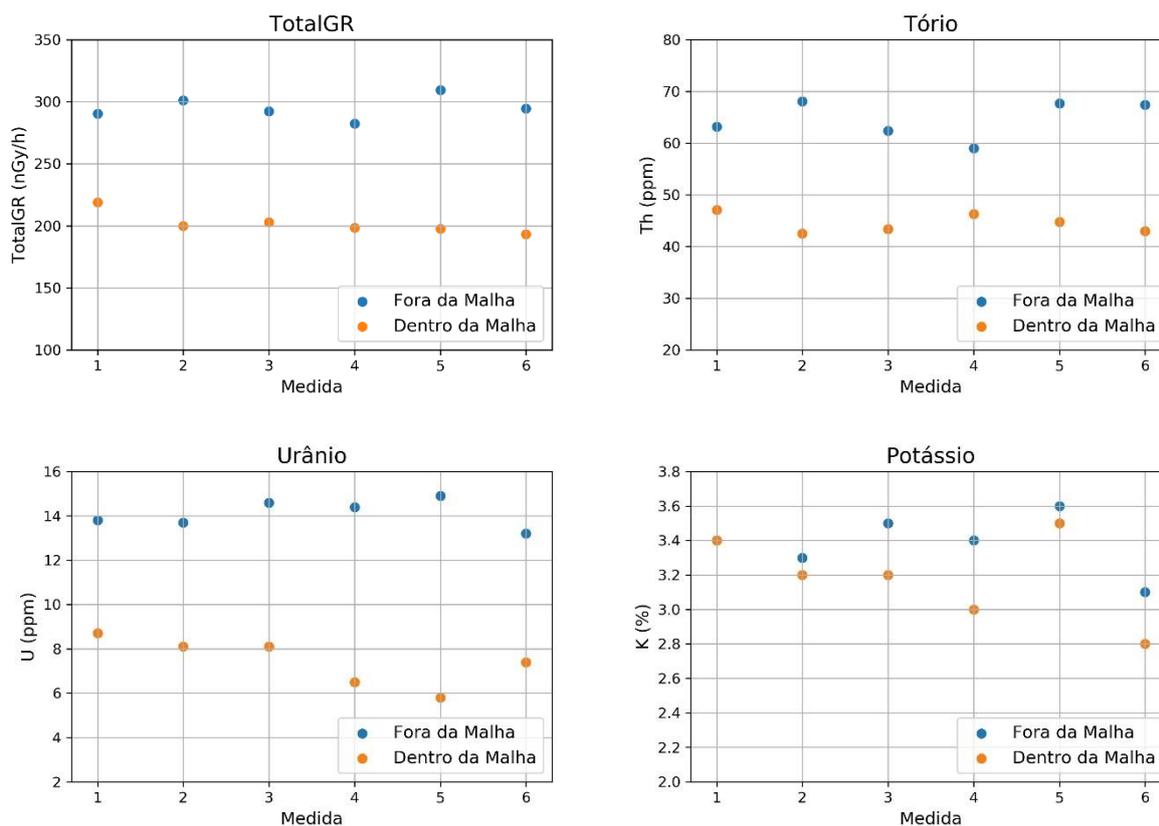


Figura 15. Gráfico de dados gamaespectrométricos realizados sob a amostra padrão de areia monazítica, onde no eixo x mostra o número da medida e no eixo y os parâmetros TotalGR (nGy/h), Th (ppm), K (%) e U (ppm). Os pontos em laranja foram dados coletados utilizando a manta de chumbo e, os pontos em azul sem a blindagem da manta. Nota-se uma considerável diminuição em todos os componentes, utilizando a manta de chumbo.

4.4. Aquisição de Dados Gamaespectrométricos

O gamaespectrômetro portátil RS-230 foi usado para medir a radioatividade total e os conteúdos de potássio (K %), urânio (U ppm) e tório (Th ppm) nas amostras de calha de três poços: 3-PGN-5-MA, 1-OGX-110-MA e 1-OGX-101-MA, localizados em campos produtores de gás que juntos compõem a área conhecida como Parque dos Gaviões (Figura 16). A aquisição foi realizada nos intervalos que compreendem a Formação Poti e a Formação Cabeças (potenciais reservatórios de gás) na qual as amostras de calha foram coletadas a cada 3 m. Como definido no período de testes, o tempo de leitura foi de 60s no modo Assay para cada amostra, as quais estavam armazenadas em sacos de pano com aproximadamente 500 g.

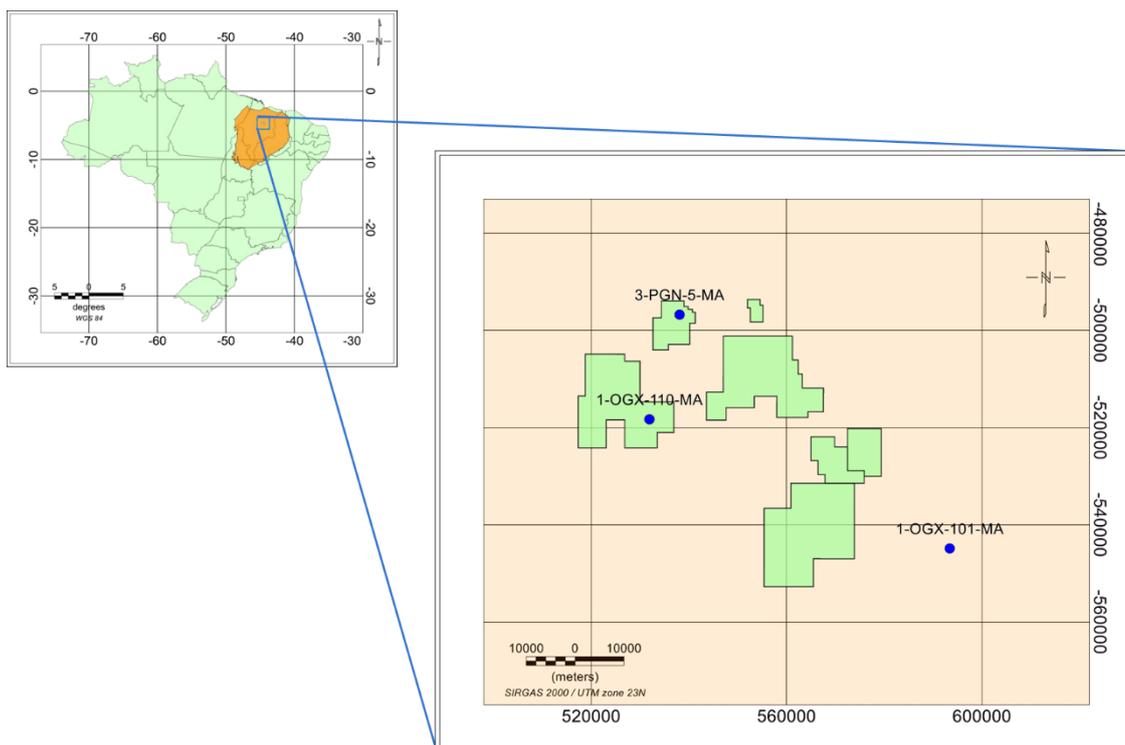


Figura 16. Mapa de localização dos poços utilizados para o estudo gamaespectrométrico. O *shapefile* utilizado para a construção deste gráfico foi adquirido do site da ANP.

Com isso, o equipamento foi posicionado sobre cada amostra de calha situado, individualmente, no centro da manta de chumbo (Figura 17) e os valores de Total GR (nGy/h), K (%), U (ppm) e Th (ppm) foram anotados em planilha Excel.



Figura 17. Configuração da aquisição, mostrando uma amostra de calha no centro da manta de chumbo e o gamaespectrômetro em funcionamento sobre a amostra.

4.5. Tratamento de Dados

Após a obtenção de todos os dados desejáveis, iniciou-se o processo de importação dos valores de TotalGR (nGy/h), K (%), U (ppm), Th (ppm), bem como as razões Th/U, Th/K e U/K para a manipulação e a avaliação dos perfis no software Trace K2.

Devido à principal função do perfil TotalGR ser a de fornecer, de forma visual, uma correlação com a curva GR do poço, servindo como curva de calibração e controle para as avaliações que se sucedem, foi realizada uma conversão matemática da unidade nGy/h para a unidade de representação nos dados de poço, feita em API (*American Petroleum Institute*), sem alterar o comportamento da curva, para que assim fosse estabelecido o mesmo intervalo de variação de ambas as curvas.

Com isso, a curva convertida para API foi chamada de GRSp (*Gamma Ray Spectral portable*) e teve, para sua obtenção, a seguinte operação:

$$GRSp = GR_{\min} + \frac{TotalGR - TotalGR_{\min}}{TotalGR_{\max} - TotalGR_{\min}} \times (GR_{\max} - GR_{\min})$$

Onde:

GR_{\min} = valor mínimo de raios gama medido no poço (API);

GR_{\max} = valor máximo de raios gama medido no poço (API);

TotalGR = valores medidos de Dose com o gamaespectrômetro portátil a serem convertidos (nGy/h);

TotalGR_{min} = valor mínimo de Dose medido pelo gamaespectrômetro portátil (nGy/h);

TotalGR_{max} = valor máximo de Dose medido com o gamaespectrômetro portátil (nGy/h).

Os valores máximos e mínimos dos parâmetros acima foram escolhidos não se referindo aos valores máximos e mínimos encontrados no perfil completo e sim dentro de um intervalo onde ocorria um bom ajuste entre a curva medida no poço e a curva gerada em laboratório das amostras de calha. Isto é, o ponto foi escolhido na mesma profundidade que se encontrava o valor mínimo de GR que correspondia ao menor

valor de TotalGR (chamados de GR_{min} e $TotalGR_{min}$ respectivamente), e o mesmo foi feita nas escolhas dos valores máximos de GR e TotalGR.

Com todos os valores devidamente convertidos para os três poços, as curvas GRSp foram importadas no *software* Trace K2.

5. DISCUSSÕES E RESULTADOS

A seguir será demonstrado uma sequência de cinco tabelas com os resumos estatísticos dos dados obtidos com os valores máximo, mínimo, média e desvio padrão de cada parâmetro levantado, bem como de suas razões calculadas para as formações estudadas. Dessa forma, foi possível visualizar o intervalo de variação e compreender a magnitude dos radioelementos em questão.

Na Tabela 2 observa-se o resumo estatístico da formação Poti do poço 3-PGN-5-MA, no qual a profundidade final ocorreu dentro da Fm. Poti, não atingindo a Fm. Cabeças. Na Tabela 3, os valores estatísticos do Poço 1-OGX-101-MA também para a formação Poti e na Tabela 4 para a mesma formação do poço 1-OGX-110-MA. Já nas tabelas 5 e 6 verifica-se as variações de leituras da formação Cabeças nos poços 1-OGX101-MA e 1-OGX-110-MA respectivamente.

Em geral, nota-se que o teor de K (%) tem a menor concentração e variação entre valores adquiridos, quanto à magnitude. Por outro lado, ocorre uma maior variação do conteúdo de Th. Além disso, é possível observar uma semelhança nos resumos estatísticos dentre todos os dados mensurados.

Tabela 2. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 3-PGN-5-MA na Fm. Poti, e suas razões.

3-PGN-5-MA - Formação Poti							
Valores	TotalGR (nGy/h)	K (%)	U (ppm)	Th(ppm)	Th/U	Th/K (10^{-4})	U/K (10^{-4})
Máximo	165,8	3,0	8,9	35,4	9,8	14,7	3,8
Mínimo	136,1	2,2	3,4	29,1	3,5	10,0	1,3
Média	149,7	2,5	5,7	31,6	5,8	12,5	2,3
Dev. Padrão	2,3	0,1	1,2	1,4	1,3	0,9	0,5

Tabela 3. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 1-OGX-101-MA na Fm. Poti, e suas razões.

1-OGX-101-MA - Formação Poti							
Valores	TotalGR (nGy/h)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Th/K (10 ⁻⁴)	U/K (10 ⁻⁴)
Máximo	167,0	3,0	8,4	36,1	8,2	17,7	3,6
Mínimo	134,4	2,0	4,1	27,1	3,7	10,1	1,5
Média	149,9	2,5	5,7	31,7	5,7	12,5	2,3
Dev. Padrão	6,0	0,1	0,9	2,0	1,0	1,2	0,3

Tabela 4. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 1-OGX-110-MA na Fm. Poti, e suas razões.

1-OGX-110-MA - Formação Poti							
Valores	TotalGR (nGy/h)	K (%)	U (ppm)	Th(ppm)	Th/U	Th/K (10 ⁻⁴)	U/K (10 ⁻⁴)
Máximo	164,5	3,0	8,3	36,9	10,4	16,0	3,3
Mínimo	132,4	2,3	3,1	24,6	3,4	8,8	1,2
Média	150,4	2,6	5,8	31,6	5,7	12,3	2,3
Dev. Padrão	6,4	0,1	0,9	2,3	1,3	1,2	0,4

Tabela 5. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 1-OGX-101-MA na Fm. Cabeças, e suas razões.

1-OGX-101-MA - Formação Cabeças							
Valores	TotalGR (nGy/h)	K (%)	U (ppm)	Th(ppm)	Th/U	Th/K (10 ⁻⁴)	U/K (10 ⁻⁴)
Máximo	164,7	2,9	8,3	35,9	11,2	15,6	3,5
Mínimo	137,3	2,1	3,2	27,6	3,6	10,2	1,3
Média	151,3	2,5	6,0	32,0	5,5	12,9	2,4
Dev. Padrão	5,8	0,2	1,0	1,8	1,2	1,2	0,5

Tabela 6. Resumo estatístico dos parâmetros medidos no poço 1-OGX-110-MA na Fm. Cabeças, e suas razões.

1-OGX-110-MA - Formação Cabeças							
Valores	TotalGR (nGy/h)	K (%)	U (ppm)	Th(ppm)	Th/U	Th/K (10 ⁻⁴)	U/K (10 ⁻⁴)
Máximo	166,4	2,9	8,1	37,7	12,8	15,0	3,5
Mínimo	135,4	2,2	2,8	26,6	3,8	9,8	1,0
Média	152,0	2,5	5,9	32,2	5,8	12,7	2,3
Dev. Padrão	6,8	0,2	1,2	2,4	1,8	1,1	0,5

Os perfis de raios gama total e espectral produzidos, usando o gamaespectrômetro portátil em amostras de calha dos depósitos flúvio-deltaicos das formações Poti e Cabeças, revelaram superfícies de um sistema dinâmico, típicos de ambientes de plataforma rasa, em que há a coexistência de um sistema litorâneo marinho com influência de descargas fluviais ocasionais. Foram caracterizados sucessivos padrões progradacionais e de afogamentos, através da análise das curvas obtidas e das razões calculadas.

Isso se deve ao fato, como já detalhado anteriormente, das características de cada radioelemento estudado. Ou seja, o potássio (K) é geralmente quimicamente combinado em muitos minerais, ocorrendo principalmente na estrutura mineral ou adsorvidos às partículas de argila devendo a sua origem em grande parte à erosão, sendo frequentemente retrabalhado e transportado por longas distâncias (Baker Atlas, 1985, apud S.J. Schon, 2011).

Já o tório (Th) é concentrado em minerais pesados do tamanho de areia e silte, como os grupos monazita e zircão, ou na fração refinada, em associação com minerais argilosos selecionados (Herron & Matteson 1993, apud DAVIES & ELLIOTT, 1996). Assim sendo, sua deposição ocorre apenas como sedimentos detríticos, além de ser o elemento o mais estável dentre os três radioisótopos. Portanto tem sua concentração maior próximo a fonte que o gerou (DAVIES & ELLIOTT, 1996).

Por outro lado, o urânio (U), diferentemente do K e do Th, possui componentes detríticos e autigênicos, devido a sua característica geoquímica de ser facilmente adsorvido pela matéria orgânica sob condições anóxicas, ao passo que tem sua

origem em rochas ácidas. Dessa forma é estimável sua fração não detrital pelo enriquecimento relativo do U sobre o Th (MYERS & WIGNALL, 1987).

Tendo visto essas informações, interpretações do tipo de mineral de argila, que é fortemente influenciado pela reação dos ambientes sedimentares e da diagênese, foram apoiadas na razão Th/K pois cada mineral de argila está amplamente relacionado ao conteúdo variável de isótopos radioativos, principalmente potássio e tório (Weaver & Pollard 1973, apud KLAJA & DUDEK, 2016).

Portanto, o tipo de minerais de argila dominante pode ser determinado com base em um gráfico de dispersão entre tório e potássio, como visto em Schlumberger 2009 (Figura 18), onde foram plotados dados da Formação Poti do poço 3-PGN-5-MA. Já a figura 19 mostra os dados das formações Poti e Cabeças do poço 1-OGX-101-MA. Por fim, o mesmo está representado para o poço 1-OGX-110-MA para ambas formações na figura 20.

Observa-se, com isso, que existe uma consistência do tipo de mineral de argila encontrado para ambas as formações estudadas entre os três poços, sendo elas identificadas como caulinita e esmectita, determinadas a partir da interpretação dos dados gamaespectrais.

Os minerais de argila são formados em ambientes continentais e marinhos, o que influencia sua variabilidade em relação à composição química, apesar de manter inúmeras características estruturais comuns (KLAJA & DUDEK, 2016), devido à tendência de identificação da presença de caulinita à medida que ocorre um aumento na razão Th/K. Da mesma forma é inferida a presença de esmectita com a diminuição desta relação, uma vez que esta última possui maior enriquecimento em K (Hillel, 2008). Estas informações também foram analisadas em perfis, confrontadas com os outros parâmetros e razões, sendo observado de que maneira o tipo de argila se relaciona com as superfícies estratigráficas interpretadas.

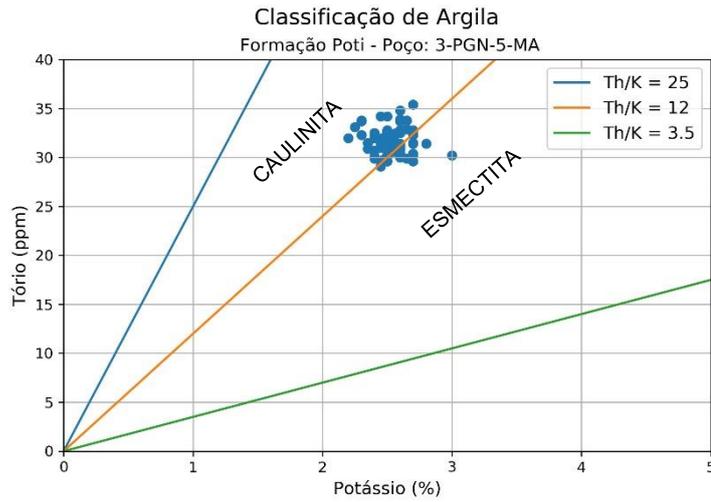


Figura 18. Determinação do tipo de mineral de argila contido no poço 3-PGN-5-MA na Formação Poti, baseado na razão Th/K. Fonte: Schlumberger (2009).

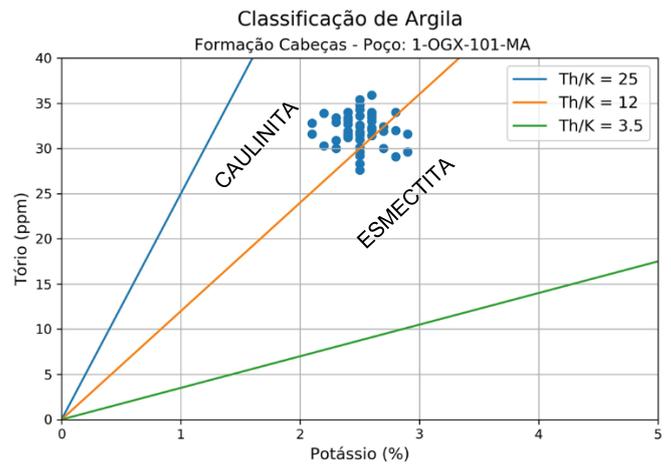
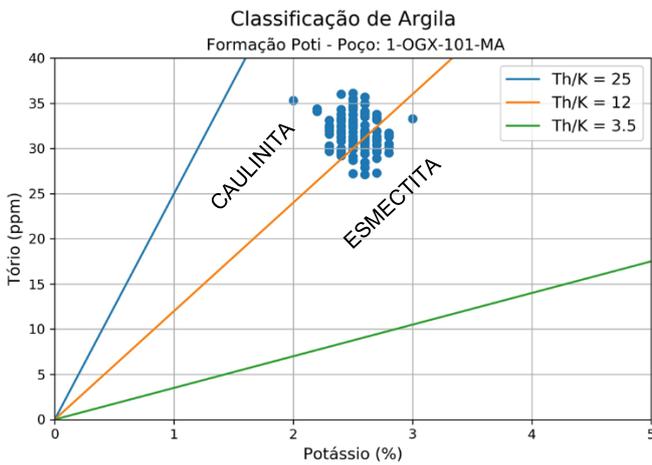


Figura 19. Determinação do tipo de mineral de argila contido no poço 1-OGX-101-MA nas Formações Poti (a esquerda) e Cabeças (a direita), baseado na razão Th/K. Fonte: Schlumberger (2009).

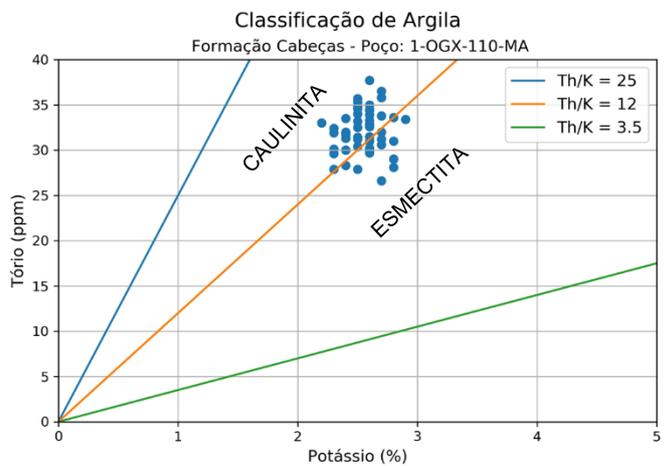
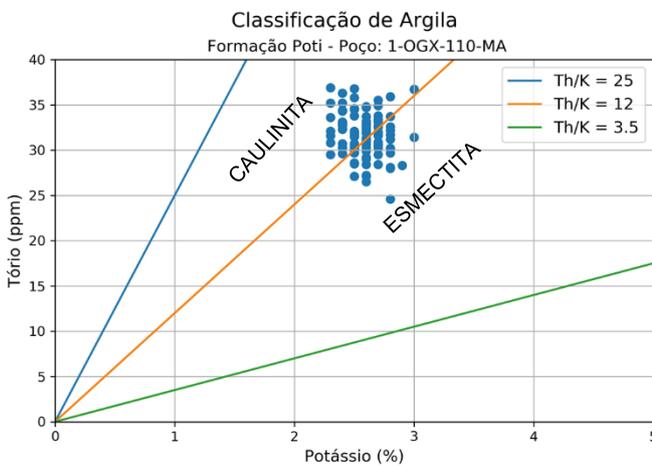


Figura 20. Determinação do tipo de mineral de argila contido no poço 1-OGX-110-MA nas Formações Poti (a esquerda) e Cabeças (a direita), baseado na razão Th/K. Fonte: Schlumberger (2009).

Outra interpretação foi baseada no agrupamento das curvas U/K e Th/U, uma vez que tais relações são inversamente proporcionais, sendo a variação de valores, associada do conteúdo de urânio, interpretada como característica de inferência sobre a origem da matéria orgânica, já que as curvas oscilam em tendências opostas (KLAJA & DUDEK, 2016). Assim, torna-se mais claro o aumento de urânio de origem marinha, o que permite delimitar momentos de afogamento dentro dos intervalos avaliados. Até o presente, estudos têm mostrado que razões altas de Th/U são típicas de ambiente continental, sendo as baixas razões relacionadas à ambientes marinhos (Halliburton Ledger 1995, apud KLAJA & DUDEK, 2016).

O perfil de K (%) indica a argilosidade da formação, porém a interpretação individual deste parâmetro, de forma isolada, é complexa devido ao comportamento muito dispersivo e variável desta curva. Logo, a partir da análise dos perfis gerados em laboratório, foi possível inferir o retrabalhamento sedimentar no ambiente de deposição em que se originou a formação Poti, inicialmente com a progradação de sedimentos detríticos, marcando os sucessivos aportes continentais (progradação) nos tracejados em vermelho, os afogamentos (retrogradações) nos marcos em azul, e as setas pretas indicando o processo de progradação dos sedimentos.

No poço 3-PGN-5-MA, existe uma ausência de dados no intervalo assinalado com “Testemunho 1” na figura 21, devido à ausência de amostras de calha neste intervalo testemunhado. Infelizmente este estudo não teve acesso ao referido testemunho, causando uma lacuna de dados. Além disso, neste estudo, o comportamento dos valores gamaespectrais nas soleiras de diabásio não foi considerado nas discussões e interpretações, devendo ser alvo para futuros estudos.

Acredita-se que os deltas que progrediram no tempo de deposição da Fm. Poti estiveram sob a influência constante de marés e ondas (Vaz et al., 2007). Nas frentes deltaicas e zonas de prodelta, onde a interação oceano-continente é intensa e bastante dependente de variações climáticas, a topografia relativamente plana é rapidamente emersa e submersa por conta das variações de marés.

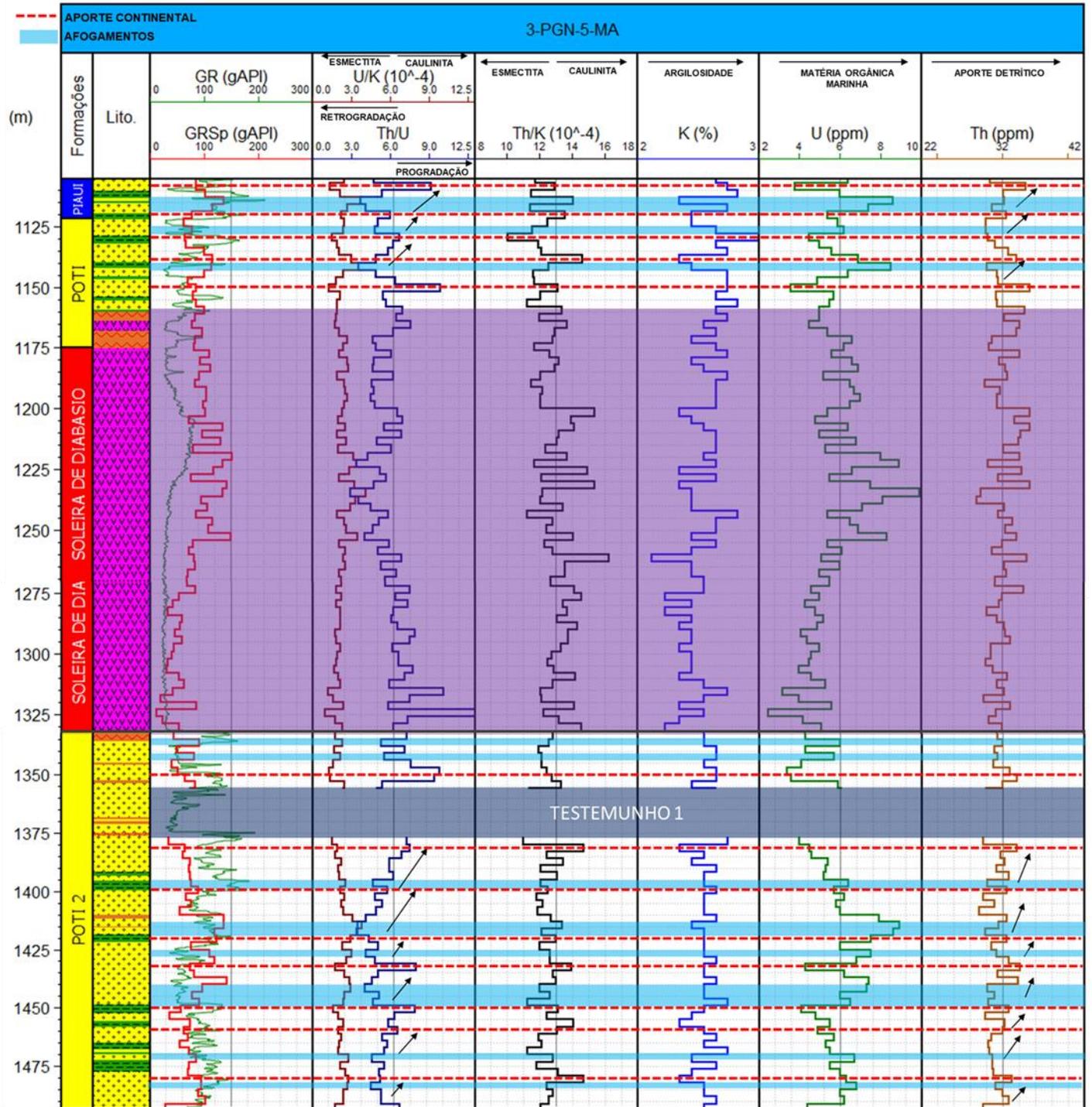


Figura 21. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 3-PGN-5-MA. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afogamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar a presença de espessa soleira de diabásio e do intervalo testemunhado, no qual não há amostras de calha e, consequentemente, dados espectrais.

As variações dos dados gamaespectrais (Figura 21) revelaram a presença de sucessivas superfícies de afogamento, provavelmente relacionadas aos eventos transgressivos, evidenciados pelo baixo aporte dos rios durante períodos áridos, intercaladas com superfícies onde são observados um maior aporte de sedimentos terrígenos, trazidos para o mar em períodos mais úmidos. Estas variações podem ser da ordem de décadas ou mesmo anuais, em função da alta taxa de sedimentação inferida para este intervalo estratigráfico, capaz de promover a sedimentação de várias dezenas de metros de areias finas a médias.

Os dados gamaespectrais e as razões calculadas do poço 3-PGN-5-MA (Figura 21) sugerem um maior aporte continental (progradação) quando há aumento da razão Th/U e na medida em que a razão U/K diminui. Por outro lado, as curvas das razões Th/U e U/K sugerem episódios de afogamento, em que o nível relativo do mar foi mais significativo do que o aporte sedimentar, dando origem a retrogradações na formação Poti. Isso é constatado pelo aumento da razão U/K e diminuição da razão Th/U, revelando a entrada clástica reduzida e a deposição de sedimentos marinhos com maior conteúdo de urânio, como pode ser notado no perfil individual de U, presente na matéria orgânica marinha.

A distribuição dos valores de Th e K nos gráficos do tipo *cross plot* (figuras 18, 19 e 20), quando mostrados em relação à profundidade em forma de curvas (Figura 21) mostra a relação dos valores maiores da razão Th/K causada pelo aumento relativo do mineral caulinita na estrutura da argila, uma vez que a caulinita possui uma menor concentração de K, fazendo com que a razão Th/K aumente. Assim como, tendências de diminuição desta razão são caracterizadas pela presença mais significativa do mineral esmectita na formação da argila. Nota-se que, o perfil Th/K indica, dentro do contexto de aporte continental e afogamento, maior relação do argilomineral esmectita a episódios de afogamento, enquanto a caulinita pode ser associada à episódios progradantes.

Desta forma, este estudo estabeleceu como critérios para a identificação de progradações, os intervalos que apresentam uma diminuição da razão U/K, acompanhados por um aumento da razão Th/U, evidenciado por um aumento das concentrações de Th em relação ao U, observadas nas curvas de cada um dos elementos. A razão Th/K auxiliou na inferência do tipo de mineral de argila presente,

mas a sua interpretação como parâmetro de definição de nível relativo do mar é imprecisa, devido à natureza comum do potássio nos sedimentos. Por outro lado, intervalos com baixos valores da razão Th/U, com uma diminuição do Th em relação ao U, acompanhados por uma maior razão U/K, foram interpretados neste trabalho como episódios de afogamentos.

As superfícies interpretadas na Fm. Poti no poço 1-OGX-101-MA podem ser observadas na figura 22 e mostram-se semelhantes às do poço 3-PGN-5-MA. O mesmo pode ser observado nas figuras 23 (Fm. Cabeças no poço 1-OGX-101-MA), 24 (Fm. Poti no poço 1-OGX-110-MA) e 25 (Fm. Cabeças no poço 1-OGX-110-MA). As semelhanças nas superfícies encontradas podem estar relacionadas a parasequências ou conjunto de parasequências que estão relacionadas a autociclos. Contudo, não foi possível realizar uma correlação entre os poços, devido à necessidade de correções de profundidade em relação aos diferentes tempos de retorno em cada poço. Esta etapa ficará para trabalhos futuros.

Ciclos de progradação e retrogradação bem definidos, através do agrupamento Th/U e U/K e justificados pelas variações dos perfis de U e Th, sugerem que o processo de sedimentação das formações Poti e Cabeças foi dinâmico, mostrando sucessivos episódios de afogamentos e progradações em ambiente deltaico/litorâneo. Alguns episódios de afogamentos um pouco mais prolongados ou preservados na metade superior do perfil (Figura 22), revelam uma mudança na configuração do sistema deposicional e na variação relativa do nível do mar, observado também pela ocorrência de um processo agradacional na porção superior da formação Poti próximo à sua transição para a formação Piauí, em que a intensidade da chegada de aporte continental dentro da bacia não supera o aumento relativo do nível do mar.

Nota-se, no intervalo de agradação (1025/1065 m), um aumento expressivo de urânio na profundidade 1038 m onde foi interpretado uma fina camada de folhelho no perfil litoestratigráfico (track 3), podendo significar uma superfície de inundação máxima, com altos valores de U e uma diminuição nos elementos K e Th.

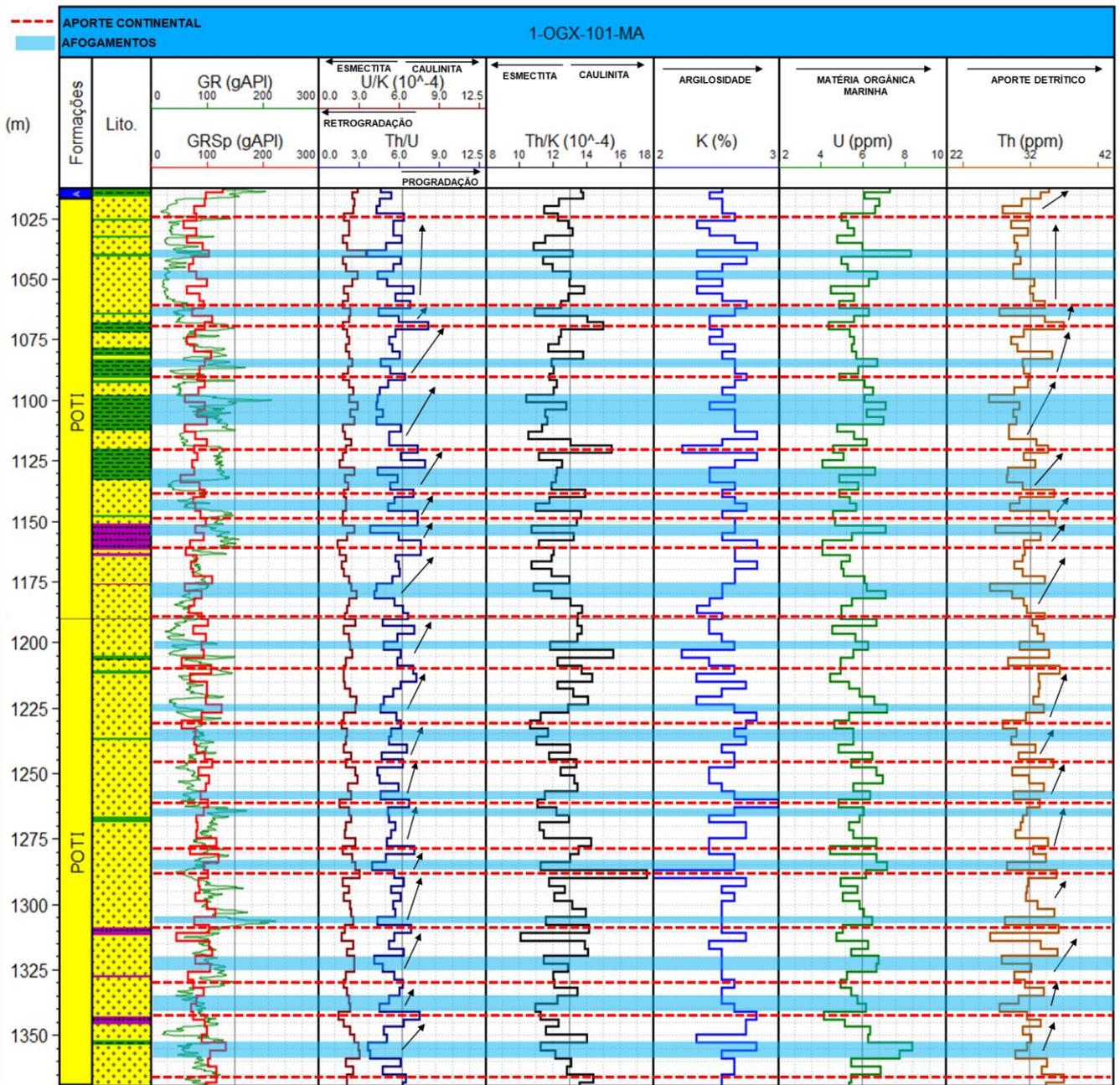


Figura 22. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 1-OGX-101-MA na Fm. Poti. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afoçamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar os sucessivos ciclos de progradação/retrogradação, mostrando o caráter dinâmico do ambiente deposicional deltaico.

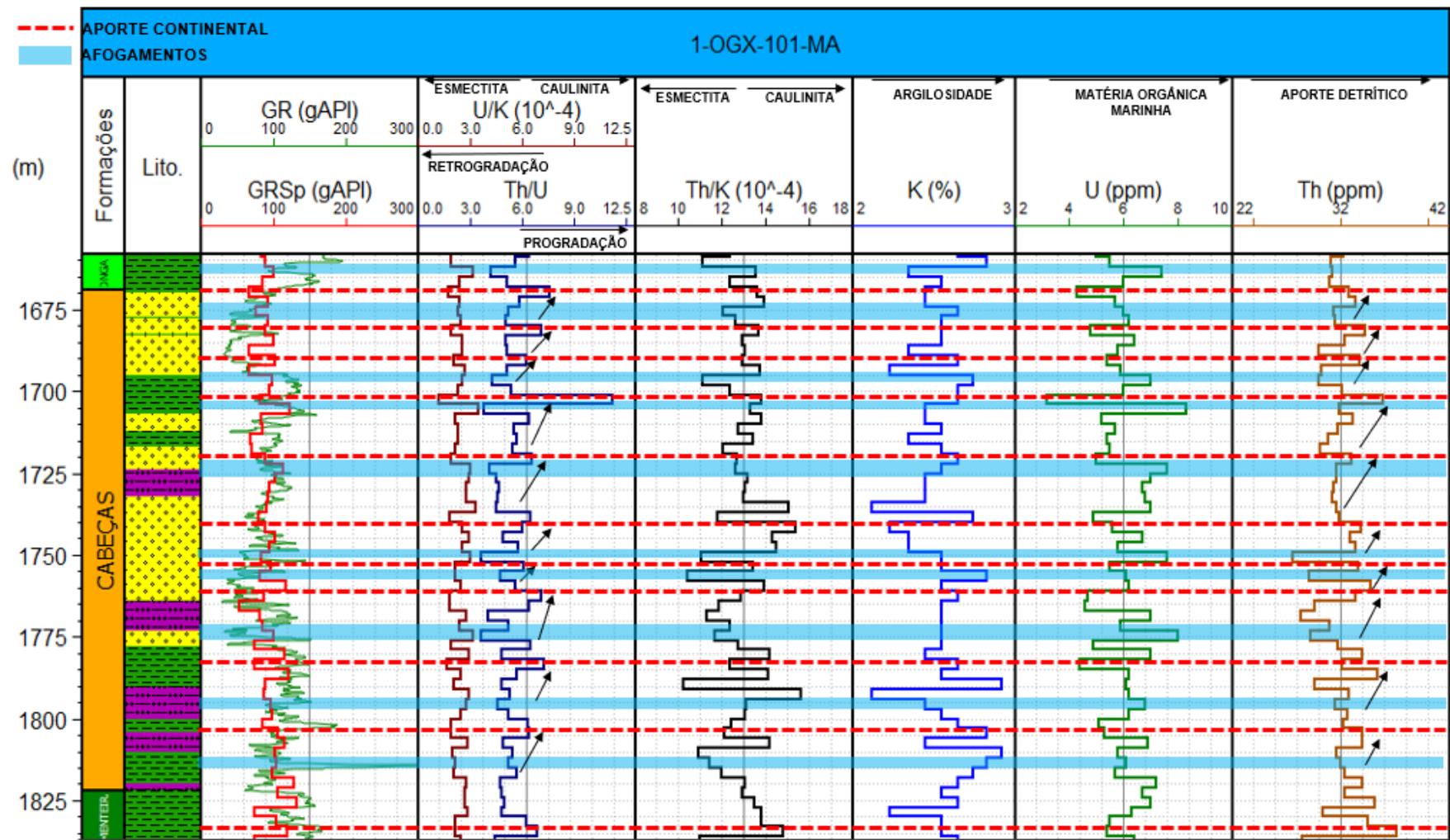


Figura 23. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 1-OGX-101-MA na Fm. Cabeças. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afogamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar os sucessivos ciclos de progradação/retrogradação, mostrando o caráter dinâmico do ambiente deposicional deltaico.

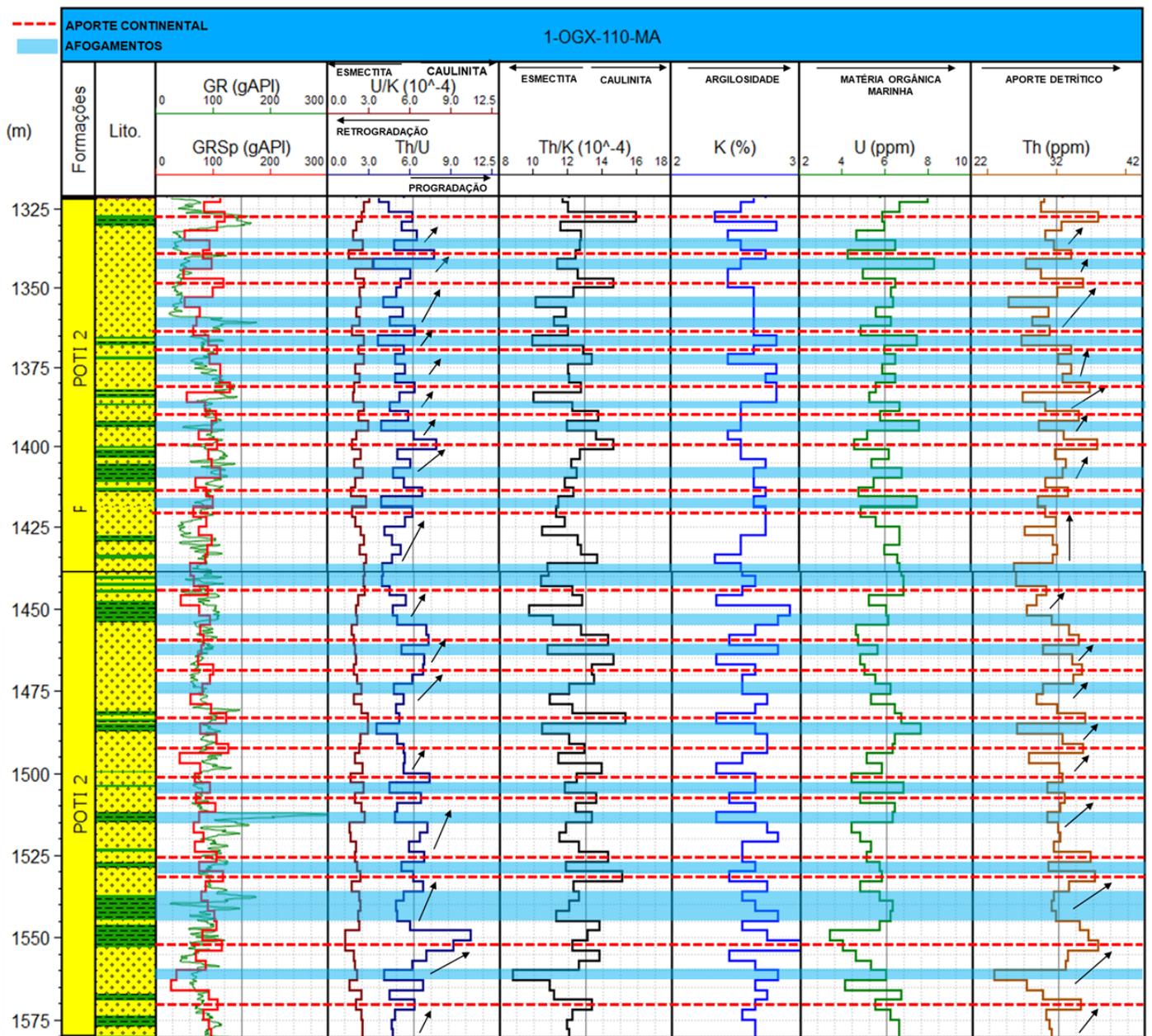


Figura 24. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 1-OGX-110-MA na Fm. Poti. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afogamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar os sucessivos ciclos de progradação/retrogradação, mostrando o caráter dinâmico do ambiente deposicional deltaico.

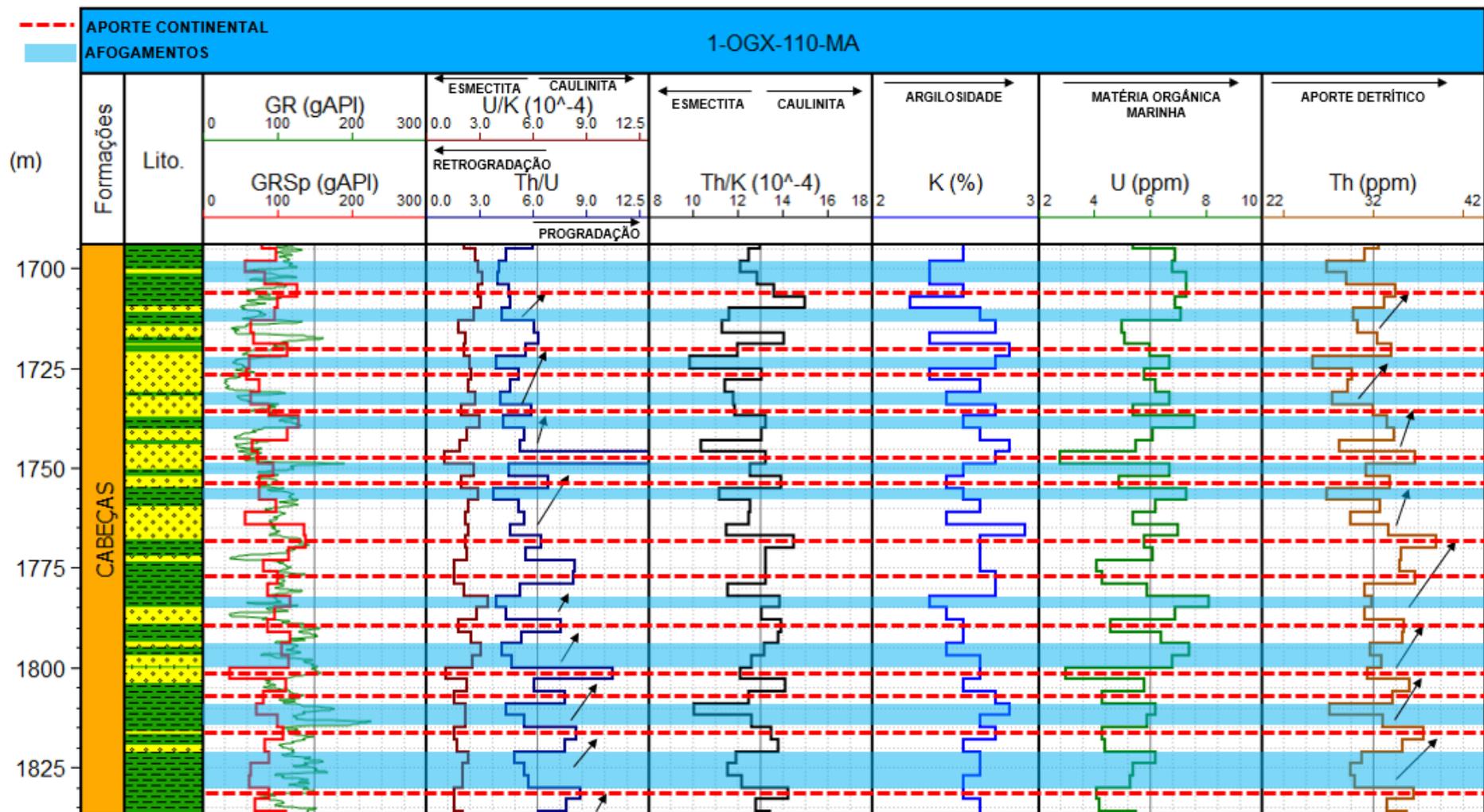


Figura 25. Interpretação dos dados gamaespectrais do poço 1-OGX-110-MA na Fm. Cabeças. O tracejado vermelho indica o aporte continental, os marcos em azul representam superfícies de afofamento e as setas a progradação relacionada também com o aumento do conteúdo de tório. Notar os sucessivos ciclos de progradação/retrogradação, mostrando o caráter dinâmico do ambiente deposicional deltaico.

6. CONCLUSÕES

Medições gamaespectrais em amostras de calha dos poços 3-PGN-5-MA, 1-OGX-101-MA e 1-OGX-110-MA, perfurados no agrupamento de campos de gás conhecido como Parque dos Gaviões, na Bacia do Parnaíba, utilizando um gamaespectrômetro portátil, mostraram-se eficientes para a interpretação de estudos paleodeposicionais. Foram observados ciclos de progradações/retrogradações nos intervalos avaliados das formações Poti e Cabeças, nos três poços. Este estudo estabeleceu como critérios para a identificação de progradações, os intervalos que apresentam uma elevada razão Th/U, evidenciado por um aumento das concentrações de Th em relação ao U, observadas nas curvas de cada um dos elementos, acompanhados por uma diminuição da razão U/K. Por outro lado, intervalos com reduzidos valores da razão Th/U, com uma diminuição do Th em relação ao U, acompanhados por uma maior razão U/K, foram interpretados como episódios de afogamentos. A razão Th/K auxiliou na inferência do tipo de mineral de argila presente, mas a sua interpretação como parâmetro de definição de nível relativo do mar é imprecisa, devido à natureza aleatória do potássio nos sedimentos. Este fluxo de trabalho mostrou que a utilização de medições gamaespectrais em amostras de calha é uma ferramenta poderosa, podendo ser utilizada durante a perfuração ou em laboratório, principalmente em poços onde medidas gamaespectrais não são corridas em perfilagens a poço aberto. Este trabalho propõe uma metodologia de trabalho eficaz, utilizando uma ferramenta de relativo baixo custo operacional, a fim realizar interpretações estratigráficas refinadas, favorecendo correlações entre poços e zoneamentos de reservatórios.

7. REFERÊNCIAS

- Adams, J.A.S.; Weaver, C.E. **Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: Example of concept of geochemical facies.** AAPG Bulletin, v. 42(2), p. 387-430, 1958.
- AMO, GÓES; FEIJÓ, F. J. **Bacia do Parnaíba.** Boletim de Geociências Petrobrás, n. 8, p. 57-67, 1994.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados.** In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.
- Arthur, M.A. **Marine Black Shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits.** Annu. Rev. Earth and Planetary Science, v.22, p. 499-551, 1994.
- BAGNI, F. L., **Correlação estratigráfica e considerações paleogeográficas da transgressão marinha aptiana nas bacias da margem equatorial brasileira** Dissertação (mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. 2010. 103f. : il.
- Bodin, S., et al. **"Early toarcian source-rock potential in the central high atlas basin (central morocco): Regional distribution and depositional model."** Journal of Petroleum Geology 34.4 (2011): 345-363.
- CORDANI U, G.; PIMENTEL M. M.; ARAÚJO C. E. G.; FUCK R. A. 2013. **The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana,** Braz. J. Geol., São Paulo, 43(3): 583-597, September 2013 P. 586-589, 593
- Davies, S.J.; Elliott, T. **Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous flúvio-deltaic systems, County Clare, Ireland.** In: Howell, J.A.; Aitken, J.F. (eds) High resolution sequence stratigraphy: Innovations and applications. Geological Society of London, Special Publications, v.104, p. 25-35, 1996.

EIKENBERG, Jost. **Radium isotope systematics in nature: applications in geochronology and hydrogeochemistry**. 2002.

Ellis, Darwin V.; SINGER, Julian M. **Well logging for earth scientists**. Dordrecht: Springer, 2007.

Fabricius, Ida L., et al. **"The use of spectral natural gamma-ray analysis in reservoir evaluation of siliciclastic sediments: a case study from the Middle Jurassic of the Harald Field, Danish Central Graben."** Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 1 (2003): 349-366.

FERNANDES, R.F. 2011, **Estudo da evolução termomecânica da Bacia do Parnaíba**/ Regina Freitas Fernandes. – Rio de Janeiro:UFRJ/COPPE, 2011.

FERRAZ, N. C., **Análise estratigráfica da sequência Mesodevonianiana-Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil**, Dissertação de Mestrado UFRN-Natal, 2015

Ferreira, Francisco José Fonseca, Ary Gustavo Candido, and Sidnei Pires Rostirolla. **"Correlação gamaespectrométrica de afloramento e poços: estudo de caso na Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil)."** Revista Brasileira de Geofísica 28.3 (2010): 371-396.

García, Marga, et al. **"Sediment lithofacies, processes and sedimentary models in the Central Bransfield Basin, Antarctic Peninsula, since the Last Glacial Maximum."** Marine Geology 290.1-4 (2011): 1-16.

GÓES, Ana Maria. **Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 57-68, jan./mar. 1994.

GOULART, J. P. M., **Caracterização de chaminés de gás nas bacias do Parnaíba, Paraná e Tacutu: uma nova ferramenta exploratória** / José Paulo de Melo Goulart. - 2019. 102f.: il.

Hampson, G.J.; Davies, W.; Davies, S.J.; Howell, J.A.; Adamson, K.R. **Use of spectral gamma-ray data to refine subsurface fluvial stratigraphy: Late Cretaceous strata in the Book Cliffs, Utah, USA.** Journal of the Geological Society, v.162, p. 603-621, 2005.

HASSAN, M. et al. **Fundamentals of the differential gamma ray log-interpretation technique.** In: SPWLA 17th Annual Logging Symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts, 1976.

HASUI, Yociteru et al. (Ed.). **Geologia do Brasil.** São Paulo: Beca, 2012.

Hillel, D. **Soil fertility and plant nutrition.** Soil in the Environment, p. 151-162. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-348536-6.50016-2>.

HOLLANDA, Maria Helena Bezerra Maia de et al. **Proveniência sedimentar dos arenitos da Bacia do Parnaíba (NE do Brasil).** Boletim de Geociências da Petrobras, v. 22, n. 2, p. 191-211, 2014.

HURST, Andrew. **Natural gamma-ray spectrometry in hydrocarbon-bearing sandstones from the Norwegian Continental Shelf.** Geological Society, London, Special Publications, v. 48, n. 1, p. 211-222, 1990.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY; INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. **Radioelement mapping.** International Atomic Energy Agency, 2010.

JONES, D.G. **Development and application of marine gamma-ray measurements: a review.** Journal of Environmental Radioactivity, v. 53, p. 313-333, 2001.

Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. **An introduction to geophysical exploration.** Blackwell Science, 3rd Ed. 262 pp., 2002.

KLAJA, Jolanta; DUDEK, Lidia. **Geological interpretation of spectral gamma ray (SGR) logging in selected boreholes.** Nafta-Gaz, v. 72, n. 1, p. 3-14, 2016.

Lüning, S., and S. Kolonic. **"Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations."** Journal of petroleum geology 26.2 (2003): 153-174.

MYERS, K. J.; BRISTOW, C. S. **Detailed sedimentology and gamma-ray log characteristics of a Namurian deltaic succession II: Gamma-ray logging.** Geological Society, London, Special Publications, v. 41, n. 1, p. 81-88, 1989.

MYERS, Keith J.; WIGNALL, Paul B. **Understanding Jurassic organic-rich mudrocks—new concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire.** In: Marine clastic sedimentology. Springer, Dordrecht, 1987. p. 172-189.

NERY, Geraldo Girão. **Perfilagem geofísica em poço aberto.** Salvador, BA, 231p, 1990.

NIELSEN, B. Leth et al. **Gamma-Ray Analysis for U, Th, and K on Bulk Cutting Samples from Deep Wells in the Danish Subbasin and the North German Basin.** 1987.

NORTH, Colin P.; BOERING, Martijn. **Spectral gamma-ray logging for facies discrimination in mixed fluvial-eolian successions: A cautionary tale.** AAPG bulletin, v. 83, n. 1, p. 155-169, 1999.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras **Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern Brazil.** Marine and Petroleum Geology, Guildford, v. 20, p. 351-383. 2003.

PRAXEDES, I.F. **Lineamento Transbrasiliano, Contribuição Aero-geofísica, Tectônica e Geocronológica no Setor Nordeste da Faixa Brasília,** Dissertação de Mestrado N338 UNB-Brasília, 2015

Prieto, María José, et al. **"Seismic stratigraphy of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula): interpretation of deposits and sedimentary processes in a glacio-marine environment."** Marine Geology 157.1-2 (1999): 47-68.

RADIATION SOLUTIONS Inc. **RS-125/230 User Manual,** 2015.

ROSTIROLLA, S. P.; FERREIRA, FJF; CÂNDIDO, A. G. **Correlação gamaespectrométrica de afloramentos e poços: estudo de caso na Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná, Brasil).** Revista Brasileira de Geofísica (Impresso), v. 28, p. 371-396, 2010.

RUFFELL, Alastair; WORDEN, Richard. **Palaeoclimate analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155, n. 3-4, p. 265-283, 2000.

SCHLUMBERGER, **Log Interpretation Charts**. Gen-9. SP-1, SP-2 Charts, p. 19-20, 2009.

SERRA, O. Fundamentals of Well-log Interpretation V. 1-the Acquisition of Data. **Developments in Petroleum Science A**, v. 15, 1984.

SERRA, Oberto et al. **Theory, Interpretation, And Practical Applications Of Natural Gamma Ray Spectroscopy**. In: SPWLA 21st Annual Logging Symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts, 1980.

SOWEK, Guilherme Arruda et al. **Assinatura gamaespectrométrica de depósitos fluviais: estudo de caso na Formação Rio do Rasto, Permiano Superior da Bacia do Paraná**. *Geologia USP. Série Científica*, v. 13, n. 3, p. 83-98, 2013.

TAUHATA, Luiz et al. **Radioproteção e dosimetria: fundamentos**. CBPF, 2003.

Ulbrich, Horstpeter Herberto Gustavo José, et al. **"Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U."** (2009).

Vaz, P. T. et al. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

VETORAZZI, A.L.S. 2012. **Caracterização Geológica dos Arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) Na Borda Leste da Bacia do Parnaíba**. Dissertação de Mestrado UFRJ/IGeo.