

ÍNDICE DE CRISTALINIDADE DA ILITA E CARACTERIZAÇÃO DOS ARGILOMINERAIS DA FORMAÇÃO PIMENTA BUENO – BACIA DOS PARECIS.

Jéssica Melanya Sisti de Paiva¹, Gislaíne Amorés Battilani^{1,2}, Rubia Ribeiro Viana^{1,2},
Maurício José dos Reis³

1- Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Ciências Exatas e da Terra (ICET), Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT – Avenida Fernando Corrêa, nº 2367, Bairro Coxipó. CEP: 78060-900. Cuiabá-MT, Brasil. E-mail: contato.sisti@gmail.com.

2- Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM), Instituto de Ciência e Tecnologia.
E-mail: gislainexand@hotmail.com; rrviana@gmail.com.

3- Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá (MT), Brasil.

Recebido em 14 de maio de 2016; aceito em 5 de dezembro de 2016

Resumo: A Bacia dos Parecis é uma das maiores bacias intracratônicas brasileiras e poucos são os estudos relacionados à sua gênese. A Formação Pimenta Bueno, objeto desse estudo, é constituída, da base para o topo, de calcários, folhelhos, siltitos e arenitos. O presente estudo tem como principal objetivo estimar o provável estágio diagenético/metamórfico em que essas rochas foram submetidas, por meio do estudo de difratogramas de raios-X da fração argila e dos parâmetros do Índice de Kübler (Índice de Cristalinidade da Ilita). Os resultados indicam que essas rochas encontram-se na Epizona e, a média das medidas da largura a meia altura (FWHM) é de 0,16°. A análise de difratometria de raios – X indicou a presença de clorita, ilita, pirofilita, caulinita e esmectita (montmorilonita). Além das espécies bem definidas, identificou-se, também, argilominerais interestratificados de ilita/esmectita e clorita/esmectita.

Palavras Chave: Cristalinidade da ilita; Bacia dos Parecis; Formação Pimenta Bueno.

Abstract: INDEX CRYSTALLINITY OF ILLITE AND CHARACTERIZATION CLAY MINERALS OF PIMENTA BUENO FORMATION – PARECIS BASIN. The Parecis basin is one of the largest Brazilian intracratonic basins and few are the studies related to its genesis. Pimenta Bueno Formation, object of this study, is represented, from bottom to top, by limestones, shales, siltstones and sandstones. To achieve the objectives of this study, knowing the diagenetic stage and / or metamorphic degree to which were subjected the Parecis Basin rocks, were developed diffraction studies of X-ray of the clay fraction, followed by the calculation of the Kübler Index parameters (crystallinity of illite). The results indicated that these rocks are at the Epizone and the average width measured at half height (FWHM) is 0.16°. The X-ray diffraction indicated the presence of the chlorite, illite, pyrophyllite, kaolinite and smectite (montmorillonite). Likewise were identified interstratified phases of Illite/ smectite and chlorite / smectite.

Keywords: Crystallinity of Illite; Parecis Basin; Pimenta Bueno Formation.

1. INTRODUÇÃO

A Bacia dos Parecis aflora nos estados de Rondônia e Mato Grosso, ocupa uma área de 500.000 km² acumulando aproximadamente 6.000 metros de sedimentos paleo, meso e cenozoicos, além de rochas vulcânicas cretáceas que cortam a sequência sedimentar (Bahia *et al.* 2006). A Bacia dos Parecis apresenta uma sequência sedimentar constituída, da base para o topo, por conglomerados, argilitos, arenitos, siltitos, folhelhos, calcários e evaporitos (Siqueira 1989 e Bahia *et al.* 2006). Trabalhos recentes propõem que as unidades pré-cretáceas da bacia são correlatas às sequências neoproterozóicas da Faixa Paraguai (Vasconcelos *et al.* 2014), enquanto outros destacam seu potencial para hidrocarbonetos, o que tem despertado grande interesse da comunidade científica (Alves *et al.* 2007 e Haeser *et al.* 2013).

Este trabalho tem como objetivo principal caracterizar os argilominerais da Formação Pimenta Bueno, utilizando amostras do testemunho PB 01-RO (784150/8657815 20L; Fig. 1), e estabelecer a zona de temperatura a que foram submetidas estas rochas, a partir do índice de cristalinidade da ilita,

possibilitando o melhor entendimento da diagênese no ambiente deposicional.

A zona de transição entre diagênese e metamorfismo de grau muito baixo, é caracterizada por mudanças sutis e graduais com diferentes características. Para caracterizar e subdividir esse campo de transição são utilizados inúmeros critérios tais como, associações minerais, zonas do índice de Kübler, zonas microestruturais e escalas de rank do carvão (Arkái *et al.* 2007).

Os argilominerais são utilizados para identificação das zonas diagenéticas (Wang *et al.* 1996, Dudek & Srodon 2003, Srodon *et al.* 2009) e de metamorfismo de baixo grau em rochas sedimentares. Para resolver esta questão Kübler em 1964 (in: Figueiras 1985) propôs o uso do método denominado de “cristalinidade”, o qual consiste em medidas de largura a meia altura (FWHM) da reflexão de raios - X da ilita com espaçamento basal aproximado de 10Å, em análises da fração argila (<2µm) orientada, glicolada e aquecida.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia dos Parecis situa-se na Região Centro-Oeste do Brasil, entre os cinturões de cisalhamento

doi: 10.18285/geonomos.v24i1.825

Rondônia e Guaporé e é considerada uma das maiores bacias intracratônicas brasileira (Bahia *et al.* 2006). Ela ocupa uma área de aproximadamente 500.000 km², estendendo-se desde o sudeste do Estado de Rondônia até as proximidades da fronteira entre os estados de Mato Grosso e Goiás, acumulando mais de 6.000m de sedimentos paleozóicos, mesozóicos e cenozóicos (Bahia *et al.* 2006). Trabalhos mais recentes, como os de Alves *et al.* (2007) Haeser (2013) e Vasconcelos *et al.* (2014) inferem que os sedimentos da Bacia dos Parecis começaram a se depositar ainda no Neoproterozóico. Após realizar análises das litofácies/microfácies dolomíticas concomitantes a dados isotópicos, Gaia (2014), constatou que, realmente, a sedimentação da Bacia dos Parecis iniciou-se no Neoproterozóico.

O embasamento da bacia é constituído por rochas do Cráton Amazônico representadas por granulitos do Complexo Jamari e, gnaisses, migmatitos e granitoides do Complexo Xingu (Bahia *et al.* 2006).

De acordo com Alves *et al.* (2007) e Haeser (2013), o estágio inicial de formação da bacia foi marcado pelo desenvolvimento de um sistema de

riftes que evoluíram para bacias do tipo sag. Durante o Paleozoico, a bacia foi afetada por processo de abatimento caracterizado por um conjunto litológico predominantemente siliciclástico (Quadros & Rizzotto 2007). A partir de então, o preenchimento da Bacia dos Parecis foi marcado pela deposição, em direção ao centro da bacia, de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, com algumas contribuições carbonáticas e glaciais (Siqueira 1989). Essa sequência é representada pelas formações Cacoal, Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda da Casa Branca, Anari/Tapirapuã, Rio Ávila, Salto das Nuvens e Utiariti (Siqueira 1989; Bahia & Pedreira 1996; Pedreira & Bahia 2004) (Fig 2).

Esse trabalho foi realizado em amostras de rochas da Formação Pimenta Bueno (Fig 3), a qual é representada, da base para o topo, por folhelhos e siltitos, marrons e arenitos finos micáceos, ritmicamente alternados em escala centimétrica, bem como calcários e siltitos carbonáticos e conglomerados polimíticos com matriz arcossiana (Quadros & Rizzotto 2007). O contato inferior da Formação Pimenta Bueno é com o embasamento cristalino e o contato superior com a Formação Fazenda da Casa Branca (Quadros & Rizzotto 2007).

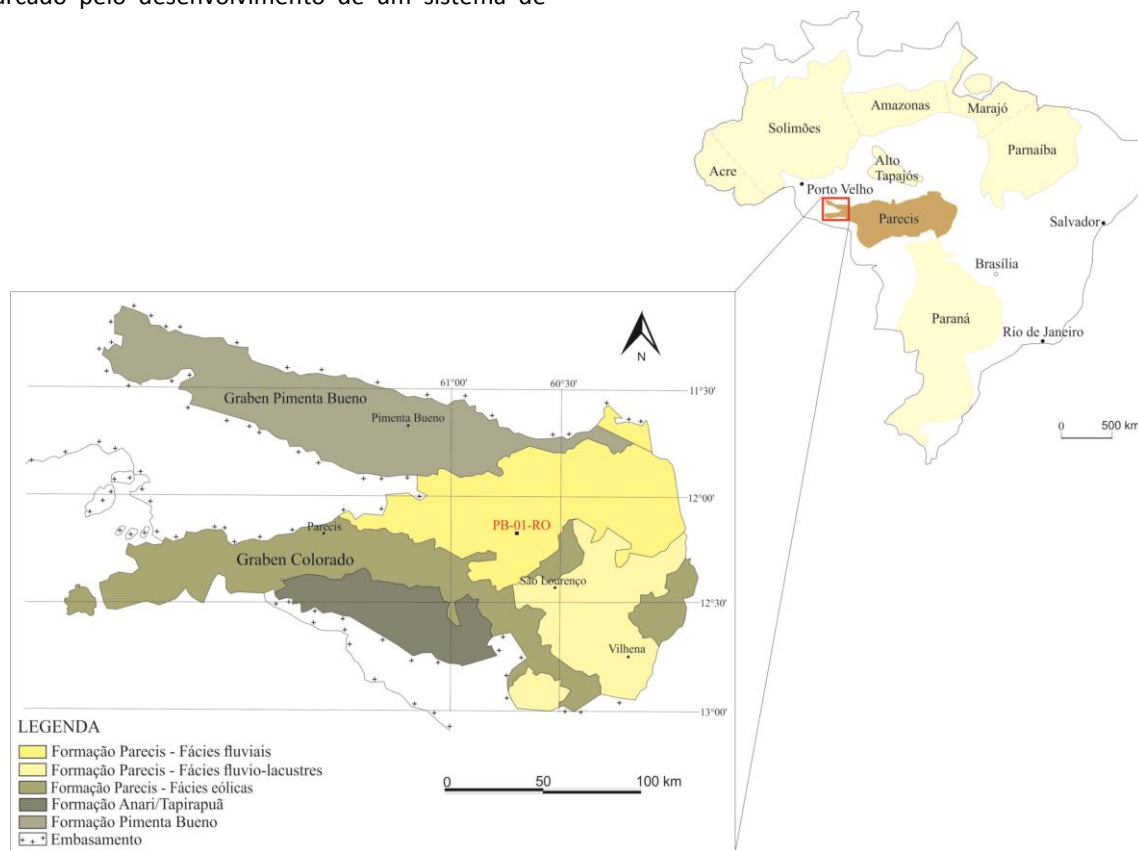


Figura 1. Mapa de localização do testemunho PB - 01 - RO. (Modificado de Teixeira 2001 e Dardenne *et al.* 2006).

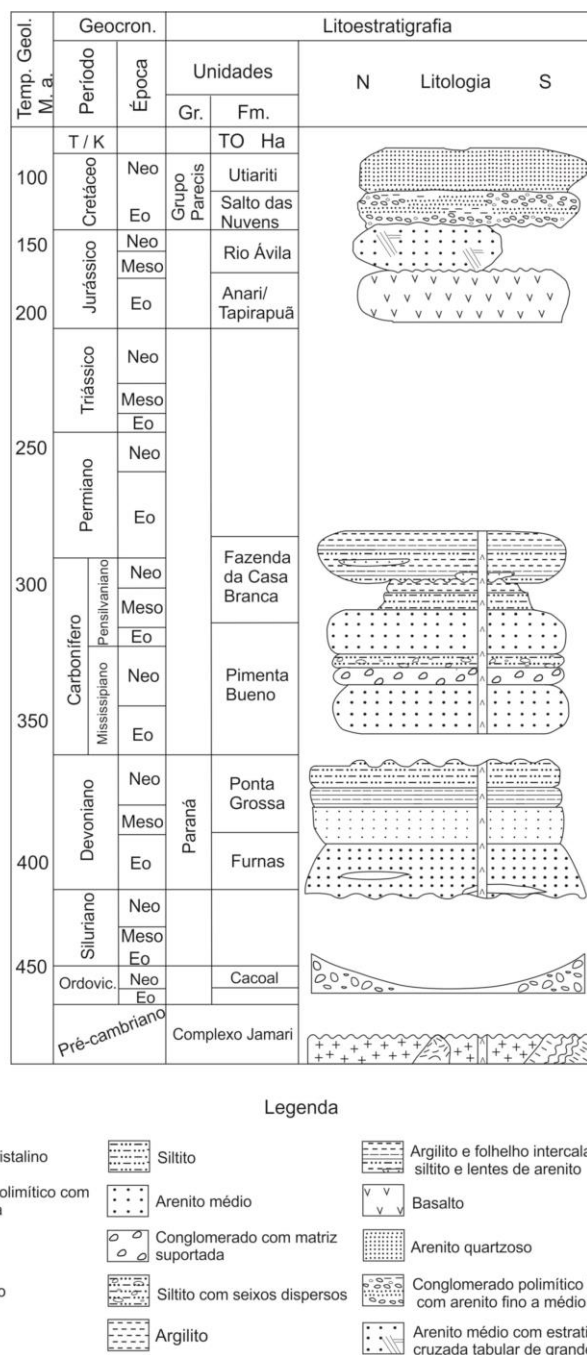


Figura 2. Coluna litoestratigráfica da Bacia dos Parecis. (Modificado de Bahia et al. 2006 e Batezelli et al. 2014)

3. MÉTODOS

Primeiramente procedeu-se às descrições macroscópicas do testemunho PB 01-RO, com 941 metros de sedimentos e que está na litoteca da CPRM, Residência de Porto Velho, seguido da coleta de amostras no mesmo.

No Laboratório de Sedimentologia do DRM/UFMT sete amostras (Tab. 1) foram selecionadas para estudos de difratometria de raios-X (Fig 4 e 5). Estas amostras foram trituradas, peneiradas e a separação da fração pelítica constituiu-se na dispersão em água destilada,

seguida de centrifugação a 1000 rpm durante 2 minutos, que ocasionou a deposição da fração silte, enquanto a fração argila permaneceu em suspensão. A seguir foram coletados dois ml do material em suspensão de cada amostra e depositados em lâminas de vidros apropriadas, utilizando a técnica da pipetagem. A fração depositada nas lâminas de vidro foi submetida à técnica do esfregaço para orientação dos grãos conforme propostos por Gibbs (1965). As amostras da fração inferior a 2 µm foram examinadas por DRX após as rotinas de tratamento de secagem ao ar (amostra natural), de saturação com etileno-glicol (glicolada) e de aquecimento a 550°C por cinco horas (aquecida).

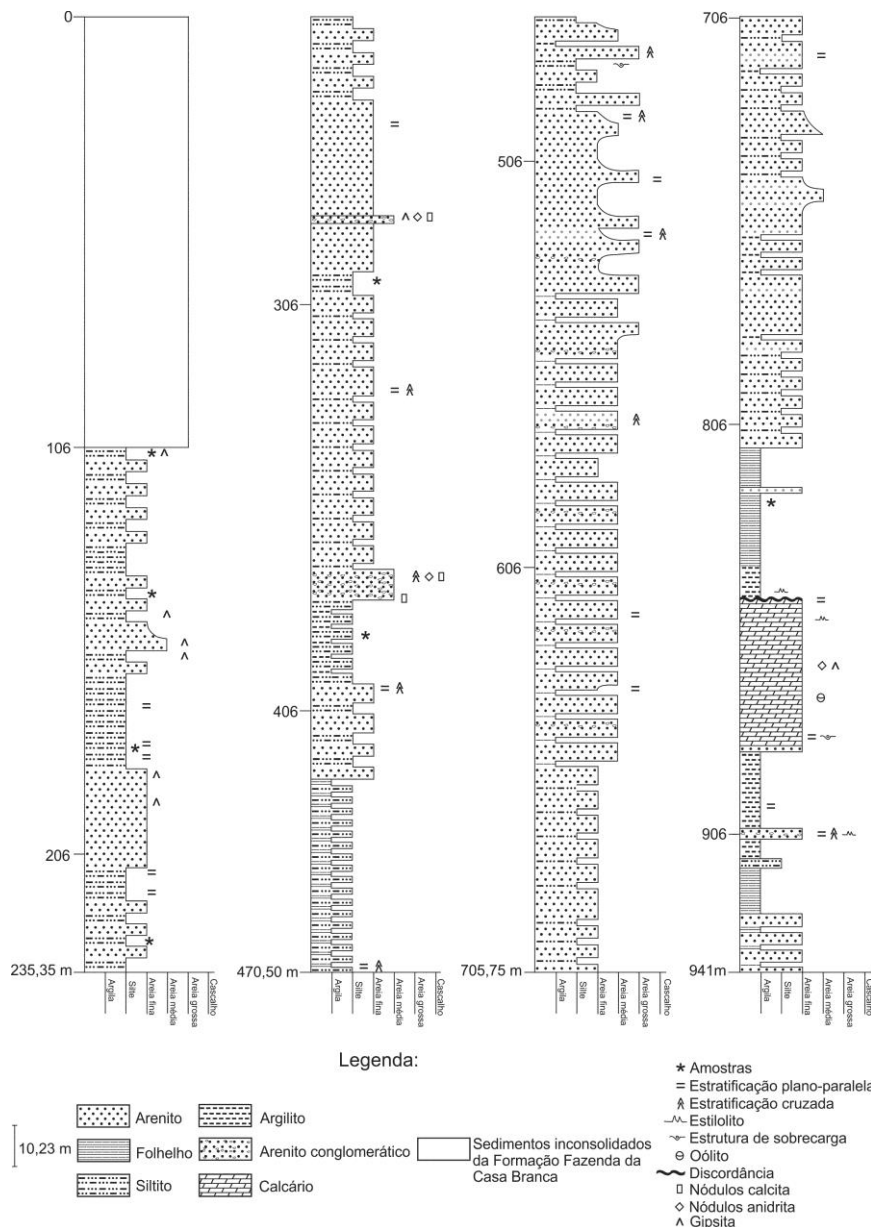


Figura 3. Perfil estratigráfico do testemunho PB 01-RO. (Paiva 2016).

De acordo com Albers *et al.* (2002) quando os argilominerais possuem distâncias interplanares (\AA) similares, não é possível identifica-los com precisão utilizando apenas a reflexão principal. O etileno glicol facilita a identificação de argilominerais, baseado na capacidade de que alguns argilominerais admitirem em sua estrutura ligações com álcoois e desta forma, aumenta-se a distância interplanar (\AA) referentes à direção (001) (Albers *et al.* 2002). Desse modo por mais que os picos dos minerais sejam iguais, estes se revelam em virtude das suas distâncias interplanares estarem expandidas (Santos 1992). Por esse motivo foram analisadas amostras secas ao ar (natural), glicoladas, ou seja, impregnadas com etileno glicol e amostras aquecidas. Depois de realizada as análises foram verificados os deslocamentos dos picos de acordo

com cada tratamento, e a partir das características observadas houve a caracterização dos argilominerais presentes na Formação Pimenta Bueno.

Tabela 1. Relação das amostras selecionadas para estudos de difratometria de raios-X, do testemunho PB 01-RO.

Amostra	Profundidade (m)
PB 01	106,45
PB 02	135,52
PB 12	178,8
PB 21	235,2
PB 24	299,2
PB 29	379,43
PB 63	825,9

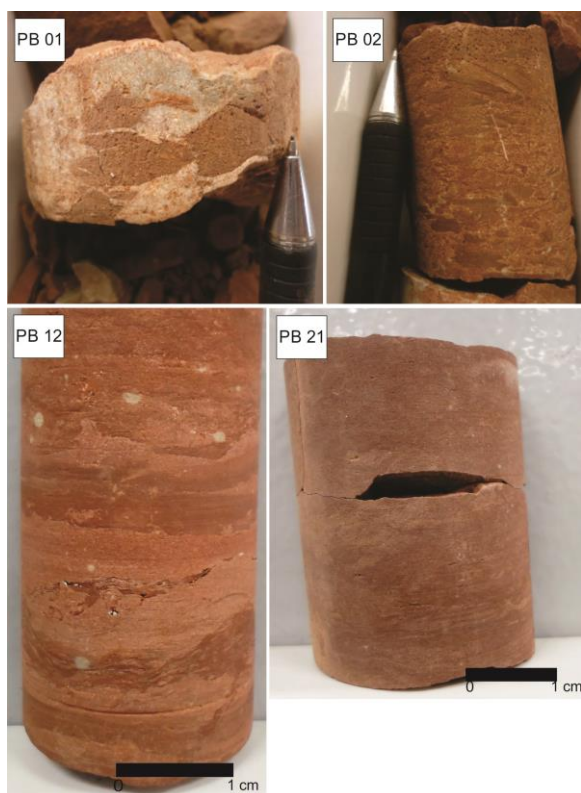


Figura 4. Fotografias ilustrando as amostras selecionadas para análise.



Figura 5. Fotografias ilustrando as amostras selecionadas para análise.

As análises de difratometria de raios-X foram desenvolvidas no Laboratório Multiusuário de Técnicas Analíticas (LAMUTA) da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) utilizando-se de um Difratômetro de Raios-X marca BRUKER, modelo D8 ADVANCE, equipado com tubo Cu2K α de comprimento de onda 1,5408 Å. No programa de medidas de difração de raios - X DIFFRAC.SUITE,

utilizou-se a rotina de análise com as seguintes especificações: corrente de 40 mA, sob voltagem de 40 kV, fenda de dispersão de 1,0 mm, tempo por passo foi de 1,0 s, incremento de 0,2038°, onde analisou-se o intervalo 2 θ de 5° - 70°. Objetivando-se diminuir o efeito de fluorescência, configurou-se o detector do tipo Lynxeye com discriminador inferior em 0,18 V e de o superior em 0,25 V. A identificação dos grupos minerais contou com o auxílio do software DIFFRAC.EVA com a base de dados PDF-2003, retirando-se o background. Após a obtenção dos difratogramas e da identificação dos argilominerais foram realizadas manualmente as medidas dos parâmetros de cristalinidade da ilita.

4. RESULTADOS

Os filossilicatos são fontes de informação importantes para o entendimento das condições ambientais e da evolução diagenética das rochas sedimentares. Esses minerais podem estar presentes nas rochas como partículas detríticas, produto de intemperismo ou como resultado de transformações diagenéticas (Costa Neto, 2006).

As interpretações dos difratogramas de raios-X das amostras selecionadas revelaram a presença de clorita, ilita, pirofilita, caulinita e esmectita (montmorilonita), além da presença de argilominerais interestratificados do tipo ilita/esmectita e clorita/esmectita.

Na amostra PB 01, posicionada a 106,45 metros, os argilominerais identificados foram: ilita (I), clorita (C) e interestratificados irregulares de clorita/esmectita (C/S) e ilita/esmectita (I/S) conforme observado na figura 6.

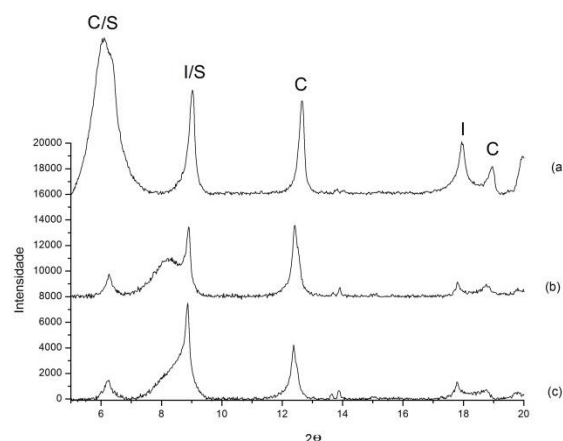


Figura 6. Difratograma de raios - X da amostra PB 01. (a) natural; (b) glicolada e; (c) aquecida.

Na amostra PB 02, profundidade de 135,52 metros, foram identificados ilita (I), clorita (C) e interestratificado de ilita/esmectita (I/S) (Fig. 7).

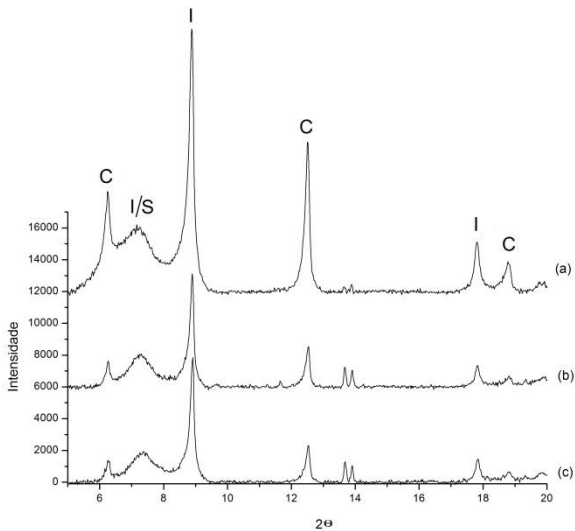


Figura 7. Difratoograma de raios – X da amostra PB 02. (a) natural; (b) glicolada e; (c) aquecida.

Na amostra PB 12, correspondente à profundidade de 178,80 metros, foram identificados os seguintes argilominerais: ilita (I), clorita (C) e pirofilita (P) (Fig. 8). Os picos entre 13° e 14° correspondem a feldspatos (albita).

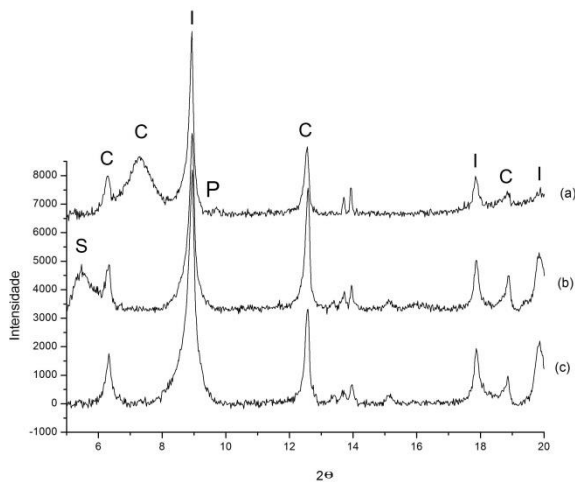


Figura 8. Difratoograma de raios – X da amostra PB 12. (a) natural; (b) glicolada e; (c) aquecida.

Na amostra PB 21, profundidade de 235,20 metros, foram identificados ilita (I), clorita (C), caulinita (K) e pirofilita (P) (Fig. 9). O pico em, aproximadamente, 14° corresponde a albita.

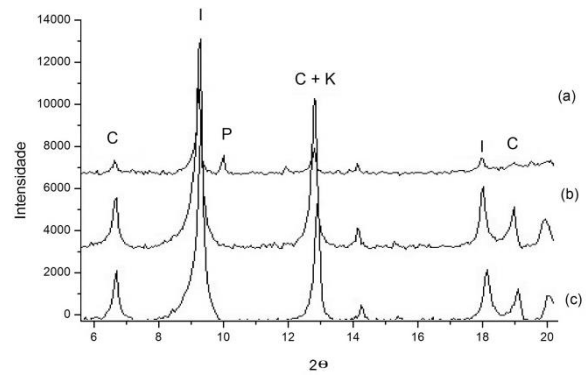


Figura 9. Difratoograma de raios – X da amostra PB 21. (a) natural; (b) glicolada e; (c) aquecida.

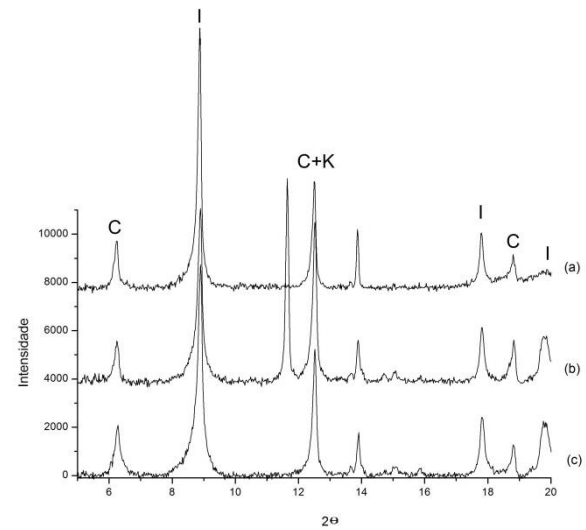


Figura 10. Difratoograma de raios – X da amostra PB 24. (a) natural; (b) glicolada e; (c) aquecida.

Na amostra PB 24, profundidade de 299 metros, identificou-se ilita (I), clorita (C) e caulinita (K) (Fig. 10). Também foi constada gipsita, na amostra glicolada, próximo a 12°, e albita em 14°.

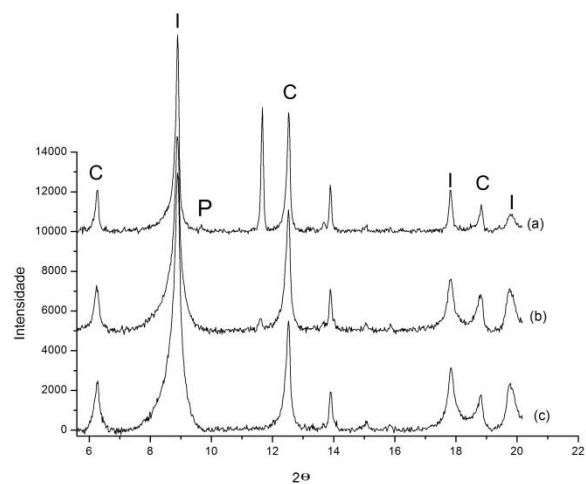


Figura 11. Difratoograma de raios – X da amostra PB 29. (a) natural; (b) glicolada e; (c) aquecida.

Na amostra PB 29, 379,43 metros de profundidade, os argilominerais identificados foram ilita (I), clorita (C) e pirofilita (P) (Fig. 11). Também foi constada gipsita, próximo a 12°, e albita em 14°.

Na amostra PB 63, 825,9 metros de profundidade, os argilominerais identificados foram: ilita (I), pirofilita (P) e clorita (C). Em 14° foi constatado albita (Fig. 12).

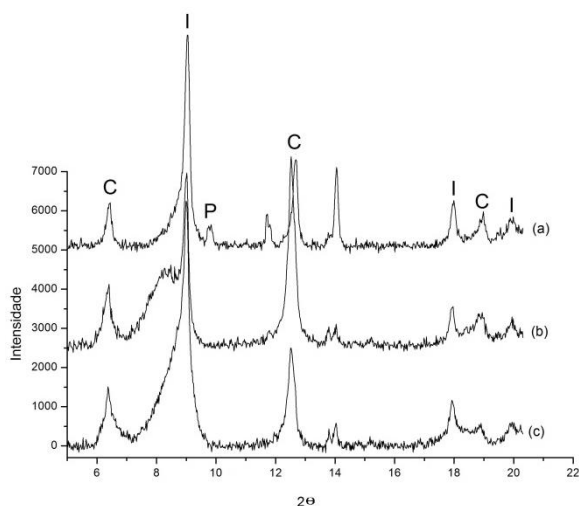


Figura 12. Difratograma de raios – X da amostra PB 63. (a) natural; (b) glicolada e (c) aquecida.

5. DISCUSSÕES

Para obter as medidas do índice de cristalinidade da illita, foram utilizados apenas os difratogramas das amostras glicoladas, a partir dos quais foram determinadas a largura a meia altura dos picos de reflexão da illita. Os limites considerados para identificação e delimitação dos campos da diagênese, anquizona e epizona são marcados pelos limites $\Delta 2\theta$ entre $0,25^\circ$ - $0,42^\circ$, onde: acima de $0,42^\circ$ equivalente a zona diagenética, entre $0,42^\circ$ e $0,25^\circ$ correspondem a anquizona e inferior a $0,25^\circ$ para epizona e metamorfismo (Kübler 1967 in: Kisch 1991). Os valores das medidas de cada amostra estão apresentados na tabela 2, e ilustrados no diagrama (Fig. 13).

Tabela 2. Medidas de FWHM obtida das amostras analisadas.

Amostra	Medidas de FWHM
PB 01	$0,24^\circ$
PB 02	$0,15^\circ$
PB 12	$0,19^\circ$
PB 21	$0,19^\circ$
PB 24	$0,16^\circ$
PB 29	$0,23^\circ$
PB 63	$0,21^\circ$

De acordo com Figueiras (1985) as evidências minerais podem delimitar os campos da diagênese, anquizona e epizona, com o aparecimento ou desaparecimento de algumas espécies minerais. Na diagênese são comuns a caulinita, esmectita e illita e o surgimento da pirofilita marca a transição da diagênese para o anquimetamorfismo (Segonzac 1970). Já os minerais que marcam a passagem da anquizona para a epizona são os cloritóides, pirofilita, estilpnomelano, laumonita, lausonita, glaucofana, paragonita e pumpeleita (Segonzac *et al.*

1968 in: Figueiras 1985; Winkler, 1978). A partir de 290°C , a illita é convertida em muscovita caracterizando a transição da diagênese/anquizona para o metamorfismo de fácies xisto-verde. (Campos *et al.* 2015).

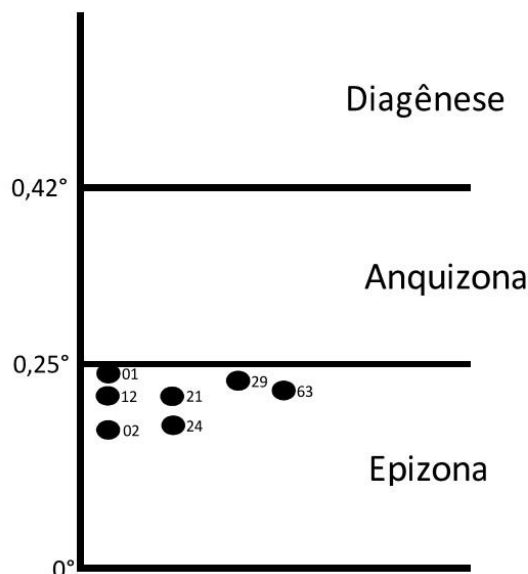


Figura 13. Diagrama ilustrativo com a posição de cada amostra, de acordo com Índice de Cristalinidade da illita das argilas da Formação Pimenta Bueno.

6. CONCLUSÕES

Os resultados das análises demonstram que os sedimentos da Formação Pimenta Bueno, estão situados na Epizona, ou seja, metamorfismo de grau muito baixo a baixo. A presença de clorita em todas as amostras e a pirofilita identificada nas amostras PB 12; PB21; PB29 e PB 23 certifica essa conclusão. No entanto, para maior certeza, sugerimos a análise de maior número de amostras.

7. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPEMAT pelo suporte financeiro através do edital 009/2009 - PRONEX (FAPEMAT/CNPq). A CPRM, por disponibilizar as amostras do testemunho PB 01 – RO, utilizadas nesse trabalho.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albers A. P. F., Melchiades F. G., Machado R., Baldo J. B., & Boschi A. O. 2002. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X (A simple method for the characterization of clay minerals by X-ray diffraction). *Cerâmica*, 48(305), 34.
- Alves R. A. M., Ferreira M. A., Haeser B. S. 2007. Décima Rodada de Licitações – Bacia dos Parecis. Disponível em: http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round10/arquivos/seminarios/STA_5_Bacia_dos_Parecis_portugues.pdf. Acessado em 08 mar 2016.
- Árkai P., Sassi F. P., & Desmons J. 2007. Very low-to low-grade metamorphic rocks. In: D Fettes, J Desmons (eds): *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms:*

- Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, UK, p. 36-42.
- Bahia R.B.C. & Pedreira A.J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, 1: 24-29.
- Bahia R.B.C., Martins-Neto M.A., Barbosa M.S.C., Pedreira J.A. 2006. Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis-Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4): 692-703.
- Batezelli A., Ladeira, F. S. B., Assine, M. L. 2014. Ambientes Depositionais e Evolução Estratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis. *Geociências*, 33(3): 429- 448.
- Campos L. F. B., Guimarães E. M., Barroso R. H. G., & Gomes A. W. 2015. Influência da pressão e temperatura na cristalinidade da illite em sequências Proterozoicas: Norte do Distrito Federal e Goiás, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3): 383.
- Dudek T. & Srodon J. 2003. Thickness distribution of illite crystals in shales. II: origin of the distribution and the mechanism of smectite illitization in shales. *Clays and Clay Minerals*, 51(5): 529-542.
- Figueiras A. J. M. 1985. Considerações sobre a utilização do índice de cristalinidade da illite e de outros parâmetros como possíveis indicadores do limite diagênese/metamorfismo. In: *Anais do II Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, p. 200-213.
- Gaia V. D. C. D. S. 2014. A capa carbonática do sudoeste do cráton amazônico, estado de Rondônia: nova ocorrência e extensão dos eventos pós-glaciação marinoana (635 Ma). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Pará, 60 p.
- Gibbs R. J. 1965. Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting technique. *American Mineralogist*, 50: 741-751.
- Haeser B. 2013. Brasil 12th Rodada: Licitações de Petróleo e Gás – Bacia dos Parecis. Disponível em: http://www.brasilrounds.gov.br/arquivos/Seminarios_R12/apresentacao/r12_07_parecis.pdf. Acessado em 24 fev 2016.
- Kisch H.J. 1991. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite 'cristallinity' scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8:31-46.
- Lanson B. 1997. Decomposition of X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 45:132-146.
- Paiva J. M. S. 2016. Petrografia e Diagênese da Formação Pimenta Bueno – Bacia dos Parecis, Rondônia. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 89 p.
- Pedreira A. J. & Bahia R. B. C. 2004. Estratigrafia e Evolução da Bacia dos Parecis–Região Amazônica, Brasil–Integração e síntese de dados dos projetos Alto Guaporé, Serra Azul, Serra do Roncador, Centro-Oeste de Mato Grosso e Sudeste de Rondônia. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 39 p.
- Quadros M.L.E.S., Rizzoto G.J. (orgs.). 2007. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia, escala 1:1.000.000. Porto Velho, Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil, CD-ROM.
- Neto C. 2006. Ritmo superior do grupo Paranoá e fim da deposição na margem passiva. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Brasília, Brasília, 109 p.
- Santos P. S. 1992. Ciência e tecnologia de argilas. ed. EDGARD BLUCHER, São Paulo, vol. 1, p. 408.
- Segonzac G.D. 1970. The transformation of clay during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15: 281-346.
- Siqueira L.P. 1989. Bacia dos Parecis. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da Petrobras, 3:3-16.
- Srodon J. & Eberl D.D. 1984. Illite. in: *Reviews in Mineralogy* 13, (S.W. Bailey, editor), Mineralogical Society of America, Washington, p. 495-544.
- Srodon J., Zeelmaekers E., Derkowski A. 2009. The charge of component layers of illite-smectite in bentonites and the nature of end-member illite. *Clays and Clay Minerals*, 57(5): 649-671.
- Vasconcelos C. S., Morales, I. V.F., Figueiredo, M.F. 2014. Revisão da Estratigrafia da Bacia dos Parecis-Alto Xingu. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, p. 400.
- Wang H., Frey M., Stern W.B. 1996. Diagenesis and metamorphism of clay minerals in Helvetic Alps of eastern Switzerland. *Clay and Clay Minerals*, 44: 96-112.
- Winkler H. G. 1978. Petrogenesis de rochas metamórficas. Madrid. H.Blume (ed.), 346 p.