

5.3 Geologia Estrutural da região do Serrote do Breu e de Alto das Pedras

Na região do Serrote do Breu e de Alto das Pedras, a formação ferrífera apresenta um bandamento composicional representado pela alternância de bandas ricas em óxidos de ferro e anfibólio, e bandas ricas em quartzo, e provavelmente representa um bandamento metamórfico S_1 . Este bandamento encontra-se afetado por uma fase de dobramento que gerou dobras abertas a fechadas, geralmente assimétricas, harmônicas a desarmônicas e localmente rompidas (Figura 36). As direções das medidas de bandamento tomadas na formação ferrífera mostrou uma forte concentração de mergulhos para NE e SW, paralelas ao *trend* NW-SE dos corpos de formação ferrífera (Figura 37).

Ainda na formação ferrífera, foi observada a presença de uma lineação mineral, de baixo ângulo com o bandamento, definida pela orientação preferencial dos cristais alongados de anfibólio e de agregados de hematita neoformados. Uma lineação de estiramento, representada pela orientação preferencial de cristais de quartzo estirados, foi observada nas bandas silicosas (Figura 38). Em algumas lâminas polidas de formação ferrífera foi observado o estiramento dos cristais de quartzo, geralmente acompanhados de extinção ondulante, assim como a alternância de bandas granulométricas de quartzo mais fino e mais grosso, oblíquas ao bandamento (estruturas S/C?), gerando um L-tectonito, possivelmente associado à implantação de zonas de cisalhamento transcorrentes, conforme interpretado por Amorim (1995). Também em lâminas polidas de formação ferrífera foi possível observar a presença de agregados de cristais neoformados de hematita, nas bandas ricas em óxidos de Fe, definindo assim uma foliação metamórfica (S_2 ?), aparentemente paralela ao bandamento.

Figura 36 – Fotos de estruturas em formação ferrífera



(a)



(b)



(c)

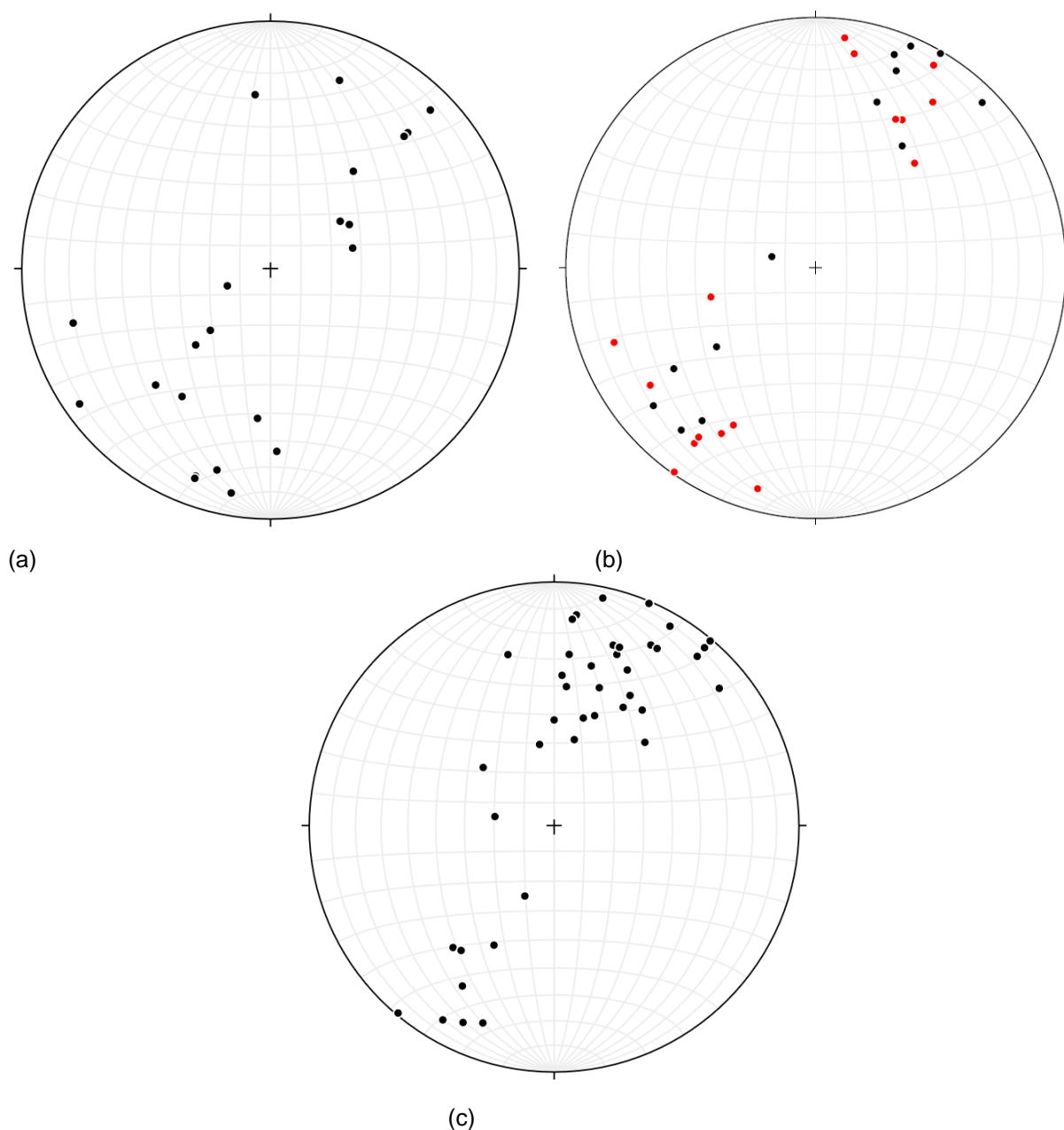


(d)

Legenda: (a) – bandamento composicional, plano-paralelo, levemente descontínuo. Ponto CG-SB-MCT-0361; (b) – bandamento dobrado em formação ferrífera silicosa. Ponto CG-AP-MCT-0125; (c) – fechadas, assimétricas e mais ou menos harmônicas. Ponto CG-AP-MCT-0127; (d) – ptigmáticas, comumente sem raiz. Ponto CG-AP-MCT-0199.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 37 – Projeções estereográficas de medidas de bandamento e foliação em formação ferrífera e em gnaisses e quartzitos da unidade metassedimentar



Legenda: Projeções estereográficas (polos) em rede de Schmidt (hemisfério inferior) de medidas de: (a) - bandamento ($n = 22$) na formação ferrífera; (b) - bandamento ($n = 13$, em preto) e foliação ($n = 16$, em vermelho) em gnaisses e quartzitos da unidade metassedimentar; (c) - xistosidade ($n = 41$) em gnaisses da unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 38 – Lineação de estiramento em formação ferrífera



Legenda: Vista ortogonal à lineação. Amostra ME-23A.
Fonte: O autor, 2015.

Nos gnaisses e quartzitos da unidade metassedimentar (APÊNDICE A), D1 é responsável pelo bandamento composicional, caracterizado pela alternância de bandas milimétricas a centimétricas, mais ou menos ricas em biotita e/ou anfibólio, no caso dos gnaisses, e de bandas milimétricas a centimétricas, micáceas e feldspáticas, no caso dos quartzitos. Esse bandamento encontra-se dobrado em um afloramento a sul do Serrote do Breu, com o eixo com atitude $130^{\circ}/15^{\circ}$ e suas direções concentram-se para NW-SE, com mergulhos para NE e SW (Figura 37).

Nos gnaisses quartzo-feldspáticos da unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos (Figura 39) foi observada uma xistosidade (S_1) com mergulhos se concentrando para NE e SW, paralelos ao bandamento dos gnaisses e quartzitos da unidade metassedimentar (Figura 37).

Figura 39 – Xistosidade em gnaisse com biotita da unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos



Legenda: Xistosidade (S1) em gnaisse com biotita da unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos, definida pela forte orientação planar deste mineral. Xistosidade está crenulada (D2). Ponto CG-AP-MCT-0059. Visada para aproximadamente N30W, ortogonal aos eixos das dobras.

Fonte: O autor, 2015.

Uma fase final de dobramento é responsável pelo dobramento em macro-escala do corpo principal de formação ferrífera, assim como de suas encaixantes, formando um sinformal revirado de direção NW-SE e com vergência para NNE, cujo eixo é interpretado pelo autor supracitado como mergulhando suavemente para NW,

com base no fechamento deste sinformal a leste de Alto das Pedras, já fora da área estudada.

Cortando as demais estruturas ocorrem na formação ferrífera fraturas de pequeno porte, com direção predominante NE-SW, e frequentemente mergulhando para NW (Figura 37). Estas fraturas comumente formam brechas localizadas e/ou estão preenchidas por vênulas milimétricas de hematita-magnetita (Figura 40).

Figura 40 – Fraturas em formação ferrífera



Legenda: Fraturas estão preenchidas por vênulas de hematita. Ponto CG-SB-MCT-0051.

Fonte: O autor, 2015.

6 GEOQUÍMICA

6.1 Formação Ferrífera

As sete amostras de formação ferrífera utilizadas neste estudo pertencem aos furos CG-SB-DDH-0001 (amostra ATL-0154), CG-SB-DDH-0004 (amostras ATL-00433, ATL-00434, ATL-00491 e ATL-00492), CG-SB-DDH-0005 (amostra ATL-00593) e CG-SB-DDH-0006 (amostra ATL-00677), apresentando resultados compatíveis com BIFs de outras unidades litoestratigráficas do mundo (ANEXO A e Figura 41).

Quimicamente as amostras de formação ferrífera são caracterizadas por teores (% em peso) de SiO_2 entre 40,38 e 46,01; TiO_2 entre 0,08 e 0,42; Al_2O_3 entre 0,77 e 4,27; Fe_2O_3 entre 40,42 e 55,79; MnO entre 0,06 e 0,11; MgO entre 1,37 e 2,39; CaO entre 1,07 e 2,6; Na_2O entre 0,04 e 1,33; K_2O entre 0,07 e 0,32; P_2O_5 entre 0,04 e 0,13 e Perda ao Fogo entre $<0,01$ (limite de detecção) e 0,34 (ANEXO A). A amostra ATL-00677 apresentou valores anormalmente altos de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O , que provavelmente refletem uma importante diferença mineralógica em relação aos outros furos (ANEXO A). Não foi feita determinação de FeO para estas amostras.

6.2 Gnaiss Quartzo-Feldspático Rosa com Titanita

Noventa e oito análises químicas (ANEXO B) para elementos maiores, menores e traços dos gnaisses quartzo-feldspáticos foram utilizadas neste estudo buscando caracterizar a geoquímica de seus protólitos, identificar e/ou confirmar a presença de alterações secundárias e correlacionar diferentes intervalos de furos distintos. Estas análises representam amostras distintas coletadas em seis furos de sondagem (CG-SB-DDH-0001 ao CG-SB-DDH-0006; APÊNDICE A e APÊNDICE C), localizados em duas seções adjacentes, SB-SCT-01 e SB-SCT-02.

Quimicamente os gnaisses quartzo-feldspáticos são caracterizados por teores (% em peso) de SiO_2 entre 68,85 e 77,13; TiO_2 entre 0,02 e 0,48; Al_2O_3 entre 11,69 e 15,51; FeO_t entre 0,63 e 5,93; MgO entre 0,14 e 0,91; MnO entre 0,01 (limite de detecção) e 0,06; CaO entre 0,58 e 2,62; Na_2O entre 2,6 e 4,68; K_2O entre 2,43 e 5,93 e P_2O_5 entre 0,01 (limite de detecção) e 0,14 (ANEXO B).

Comparando-se os teores de SiO_2 com os dos elementos maiores e menores, observa-se uma forte correlação negativa com TiO_2 ($R^2 = 0,73$), moderada correlação negativa com MgO ($R^2 = 0,66$) e fracas correlações negativas com Al_2O_3 , CaO e FeO_t ($R^2 = 0,55$; 0,54 e 0,53; respectivamente). No conjunto dos dados não foi identificada correlação entre SiO_2 e Na_2O e K_2O (Figura 42). Comparando os elementos maiores e menores entre si foram identificadas correlações positivas fortes a moderadas de TiO_2 com Al_2O_3 , MgO e CaO ($R^2 = 0,67$; 0,68 e 0,62; respectivamente); moderada entre Al_2O_3 e Na_2O ($R^2 = 0,63$); e fraca entre MgO e CaO ($R^2 = 0,57$). Dentre os elementos traços destacam-se ainda as correlações positivas de Ba com Sr e Ce ($R^2 = 0,77$ e 0,69; respectivamente); de Zr com Ba, Ce e Nb ($R^2 = 0,63$; 0,72 e 0,53; respectivamente); de Ti com Ba, Zr, Ce, e Ga ($R^2 = 0,69$; 0,74; 0,67 e 0,58; respectivamente); e entre Ga e Nb ($R^2 = 0,51$).

Praticamente todas as amostras posicionaram-se dentro da série subalcalina e foram classificadas como riolitos (Figura 43 e Figura 45). Possuem caráter peraluminoso a metaluminoso (Figura 46) e filiação cálcio-alcalina, exibindo um amplo *trend* de diferenciação (Figura 47). Em termos de alteração, os gnaisses apresentaram uma grande dispersão quando plotados em diagramas de elementos relativamente imóveis, o que poderia indicar enriquecimento ou empobrecimento dos elementos mais móveis como Na e K. Entretanto, ao se observar a média das

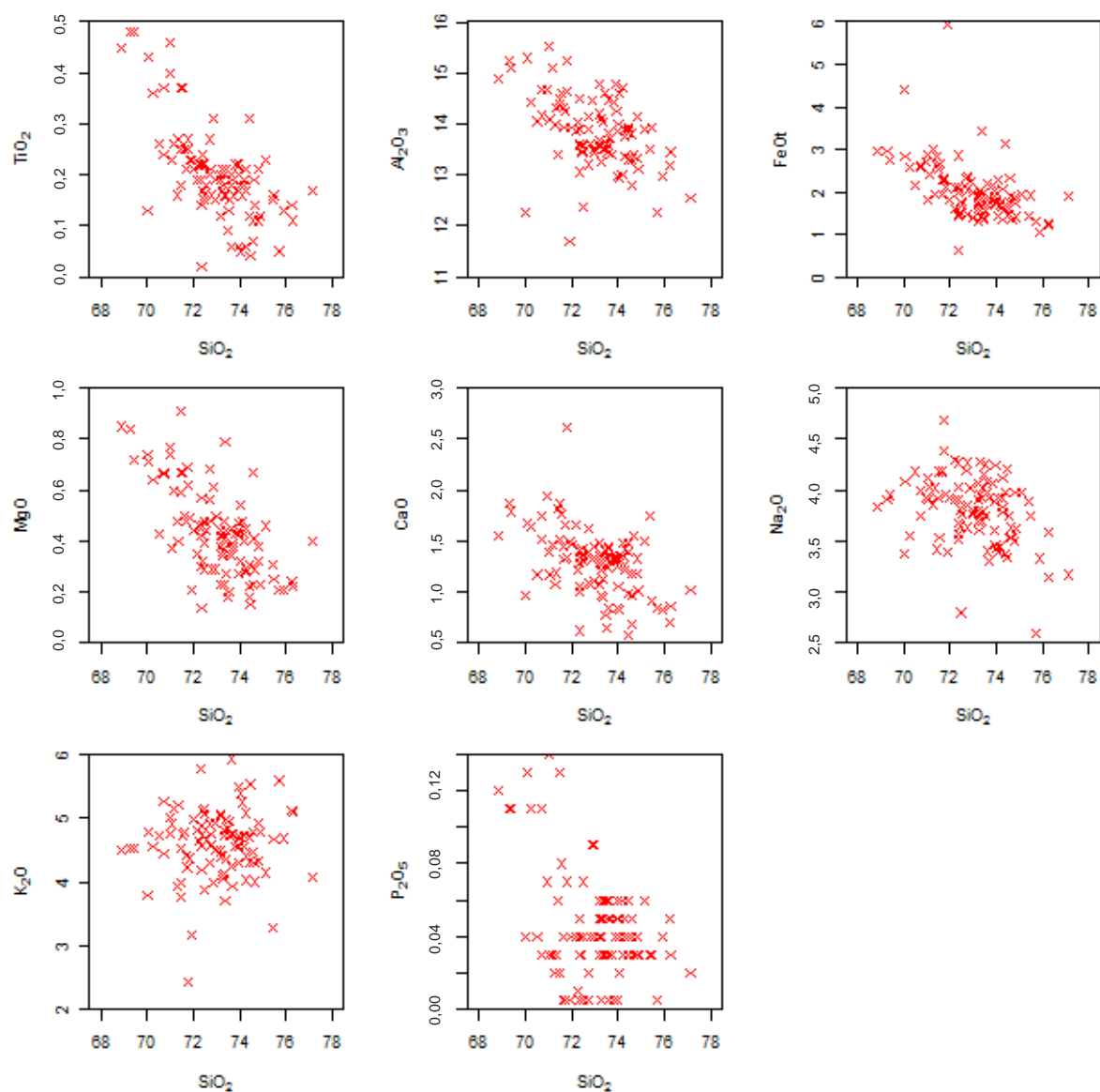
análises destes elementos, percebe-se que seus valores são razoavelmente compatíveis com os resultados analíticos de riolitos disponíveis na literatura (LE MAITRE, 1976), devendo-se esta dispersão ser causada mais provavelmente por algum enriquecimento em Nb ou empobrecimento em Y.

Apesar de todas as amostras serem classificadas quimicamente como riolitos subalcalinos, os gnaisses quartzo-feldspáticos observados nos testemunhos de sondagem podem ser separados, com base na classificação macroscópica e na correlação com a petrografia microscópica de amostras de superfície, em dois tipos litológicos distintos, sendo gnaisses bandados e gnaisses com titanita.

Devido à espessura das bandas máficas e félsicas dos gnaisses bandados ser errática, e predominantemente inferior ao intervalo-padrão de amostragem de 1 m adotado pela Atlantica, apenas onze amostras representativas desta unidade foram selecionadas, sendo o restante das amostras de gnaisses representativas dos gnaisses com titanita.

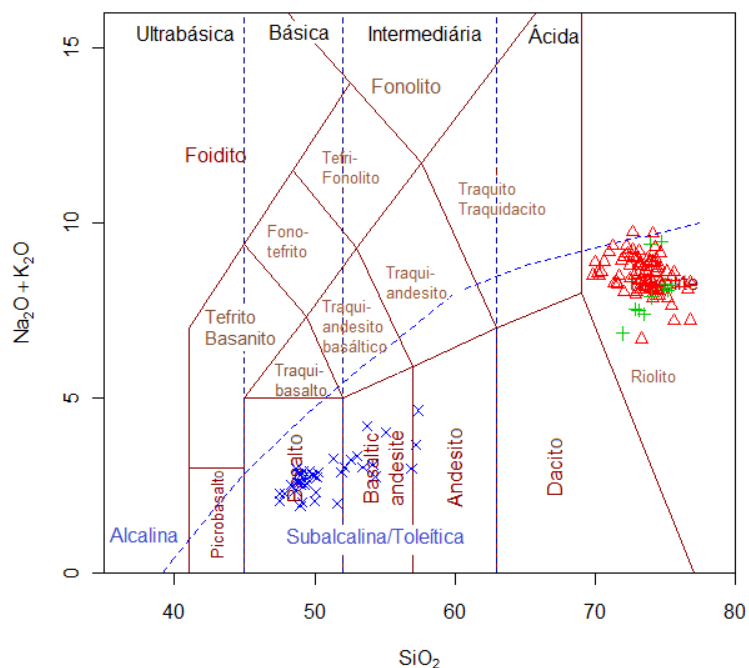
Nos diagramas de classificação química que utilizam elementos maiores e menores, foi observada uma sobreposição geral entre os dois tipos litológicos, o que deve refletir uma certa semelhança composicional entre seus protólitos. Já o padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) revelou, no entanto, duas assinaturas geoquímicas distintas, baseadas principalmente nos conteúdos de ETR pesados (ETRP), onde os gnaisses bandados apresentam um enriquecimento dos ETRP em relação aos gnaisses com titanita (Figura 48 e Figura 49). A média da concentração de ETR dos gnaisses com titanita mostrou-se maior que a dos gnaisses bandados, o que pode refletir uma maior diferenciação magmática daqueles durante a evolução de um ou mais magmas.

Figura 42 – Diagramas de Harker com análises químicas de gnaisses quartzofeldspáticos



Legenda: Análises químicas de seis furos de sondagem (CG-SB-DDH-0001 ao CG-SB-DDH-0006).
Fonte: O autor, 2015.

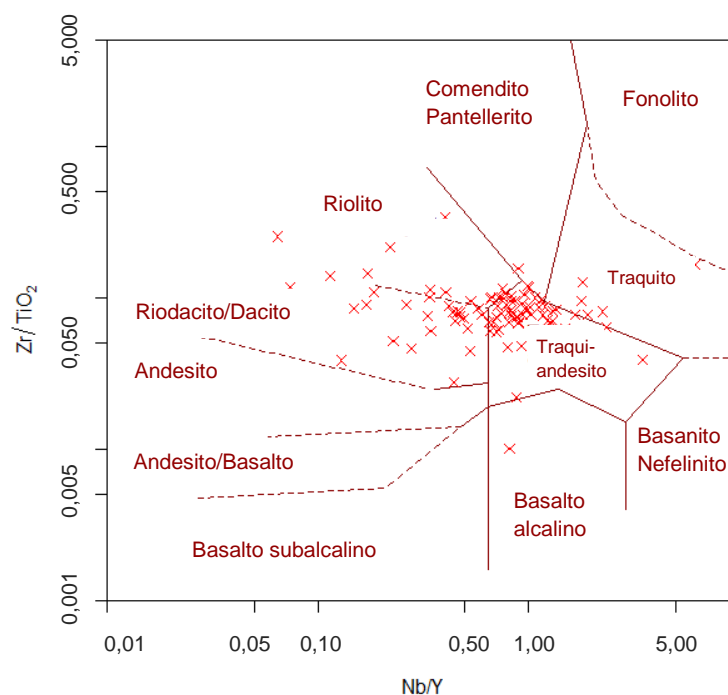
Figura 43 - Diagrama TAS (LE BAS et al., 1986) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos



Legenda: Análises de seis furos de sondagem foram plotadas no campo dos riolitos subalcalinos. Cores: vermelho – gnaisses rosa com titanita; verde – gnaissse bandado porfiroblástico; azul – rochas metamáficas.

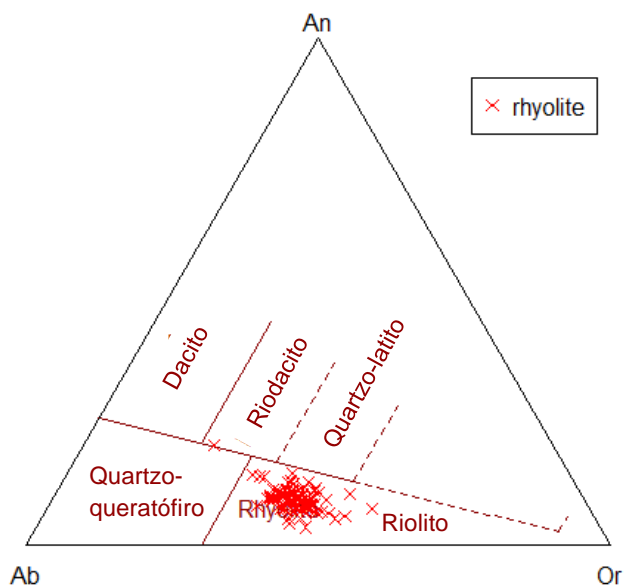
Fonte: O autor, 2015.

Figura 44 - Diagrama $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times \text{Nb}/\text{Y}$ (WINCHESTER; FLOYD, 1977) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos



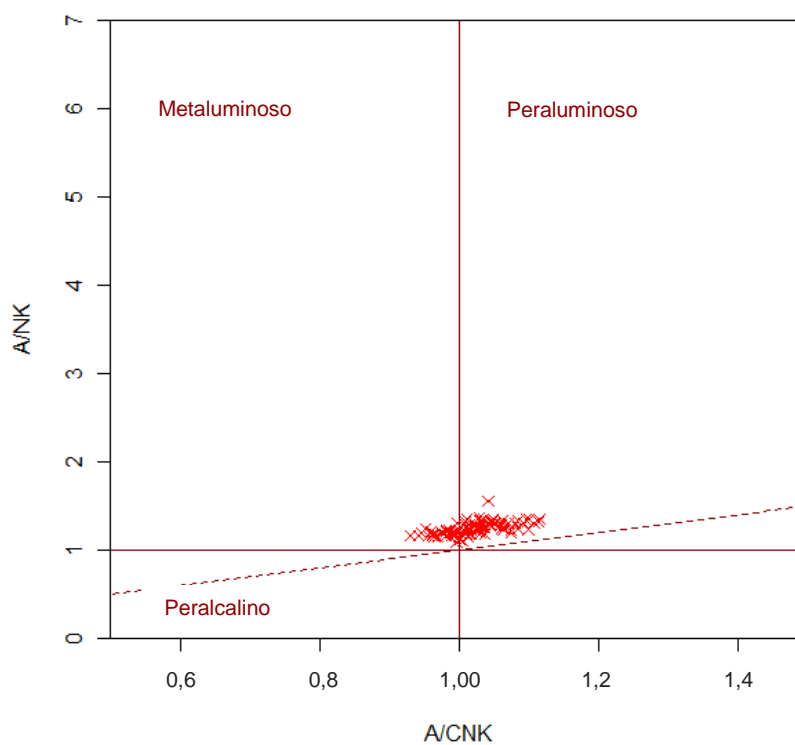
Fonte: O autor, 2015.

Figura 45 - Diagrama normativo An-Or-Ab (O'CONNOR, 1965) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos



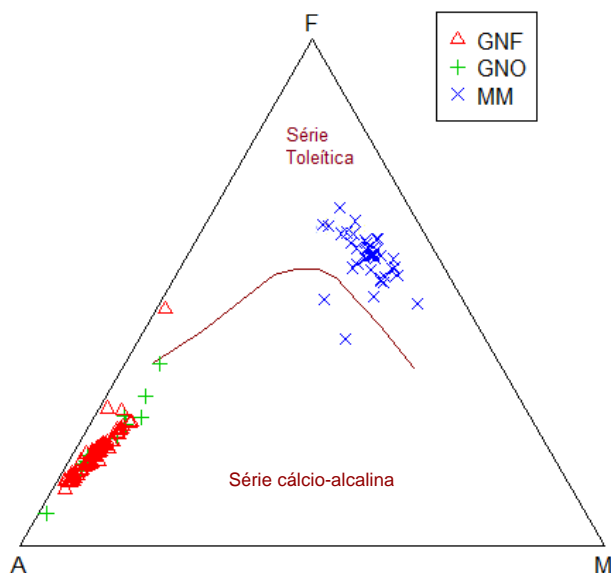
Fonte: O autor, 2015.

Figura 46 – Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) \times Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (SHAND, 1943) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos



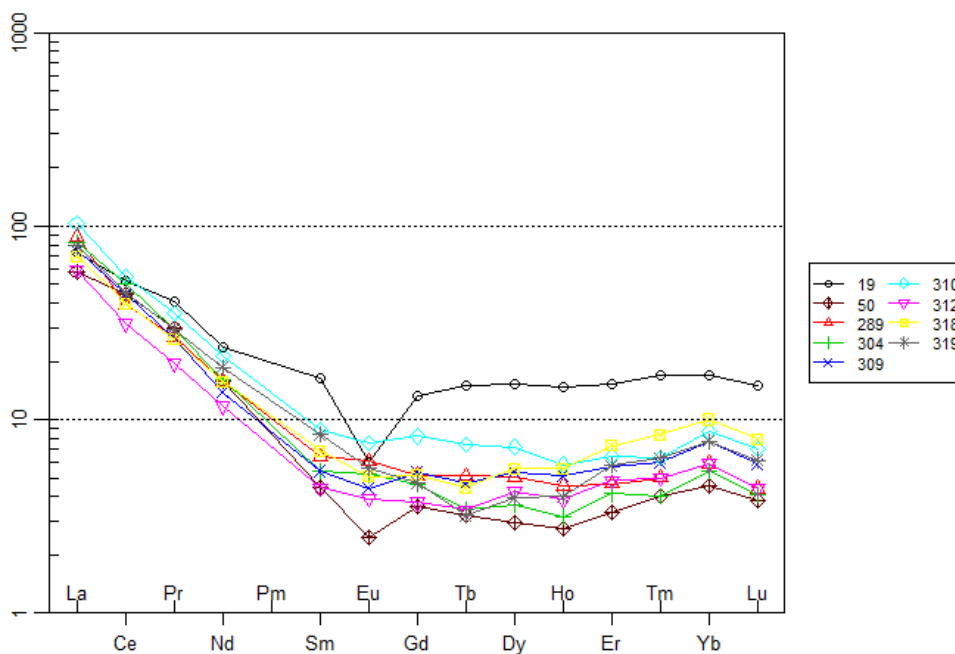
Fonte: O autor, 2015.

Figura 47 – Diagrama MgO-FeOt-Na₂O + K₂O (IRVINE; BARAGAR, 1971) com análises químicas de gnaisses quartzofeldspáticos com titanita (GNF) e bandado porfiroblástico (GNO)



Legenda: Plots das análises exibem um *trend* cálcio-alcálico.
Fonte: O autor, 2015.

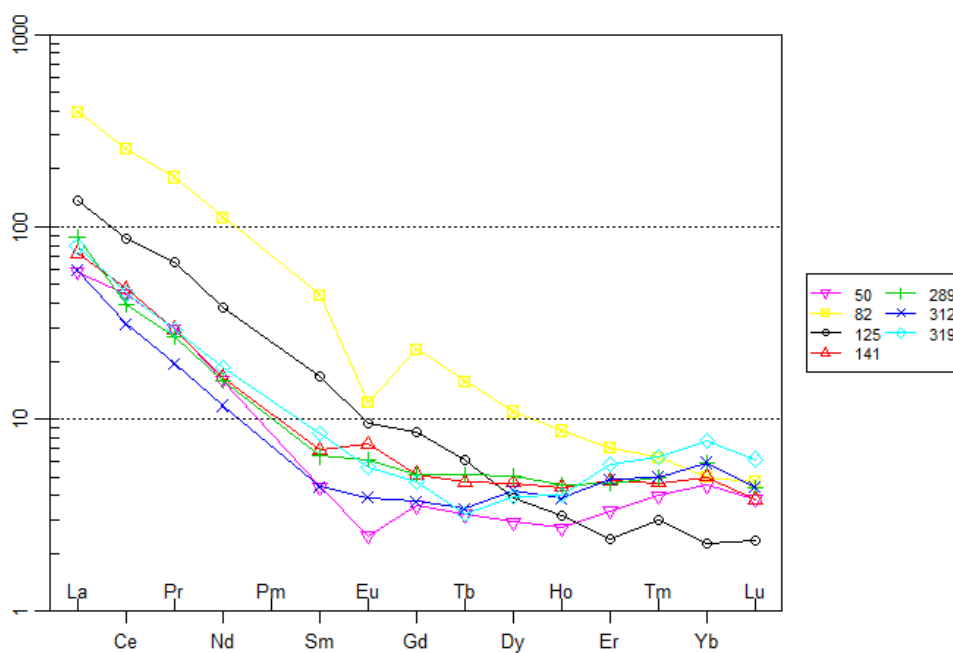
Figura 48 - Diagrama de distribuição dos conteúdos de elementos terras raras para gnaisses bandados



Legenda: Teores normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974). Todas as amostras pertencem ao furo CG-SB-DDH-0003, exceto as amostras 19 e 50, que pertencem ao furo CG-SB-DDH-0001.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 49 – Diagrama de distribuição dos conteúdos de elementos terras raras para gnaisses bandados e gnaisses com titanita



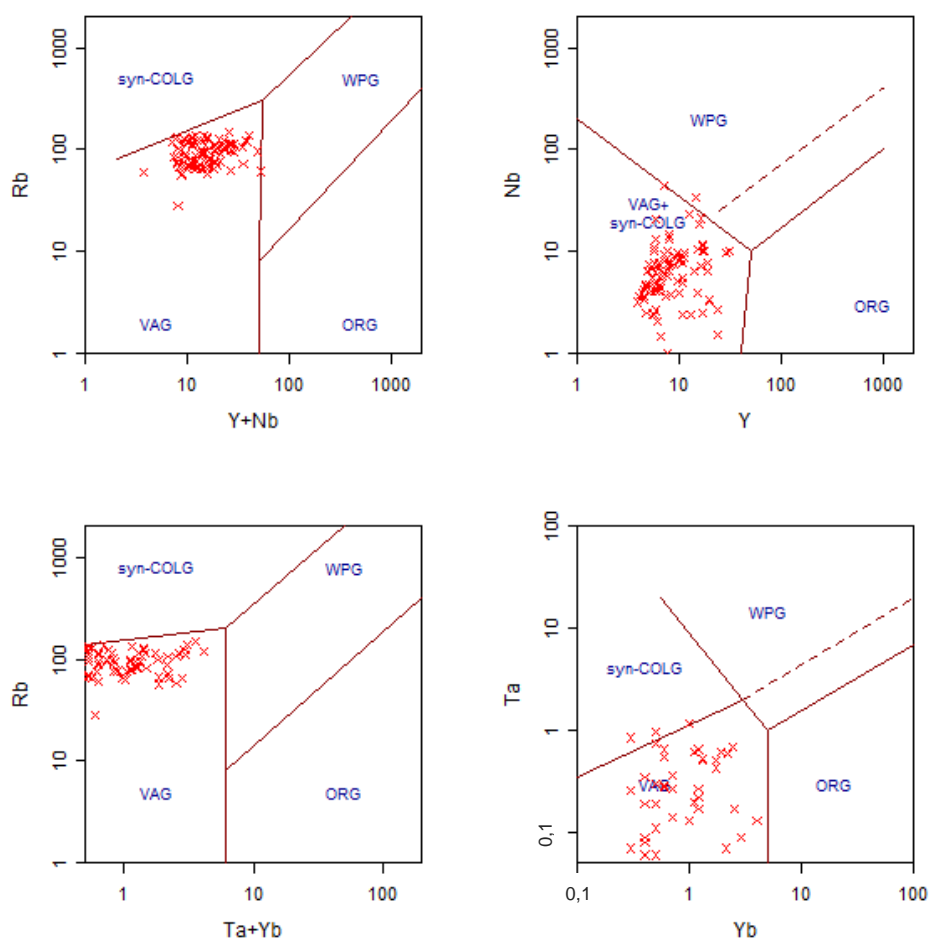
Legenda: Gnaisses bandados - amostras 50, 141, 289, 312 e 319; gnaisses com titanita - amostras 82 e 125. Todas as análises foram normalizadas ao condrito (NAKAMURA, 1974).

Fonte: O autor, 2015.

6.2.1 Ambiente tectônico

Em termos de classificação tectônica, as análises de gnaisses quartzo-feldspáticos plotadas no diagrama de discriminação tectônica de Pearce, Nigel e Tindle (1984) mostraram uma forte concentração no campo dos granitos de arco vulcânico, devido aos baixos conteúdos de Y, Nb e Rb (Figura 50).

Figura 50 – Diagramas de classificação tectônica de Pearce, Nigel e Tindle (1984) com análises químicas de gnaisses quartzo-feldspáticos



Legenda: Granitos: sin-colisionais - syn-COLG; de arco vulcânico – VAG; intra-placa - WPG; de cordilheira oceânica - ORG.

Fonte: O autor, 2015.

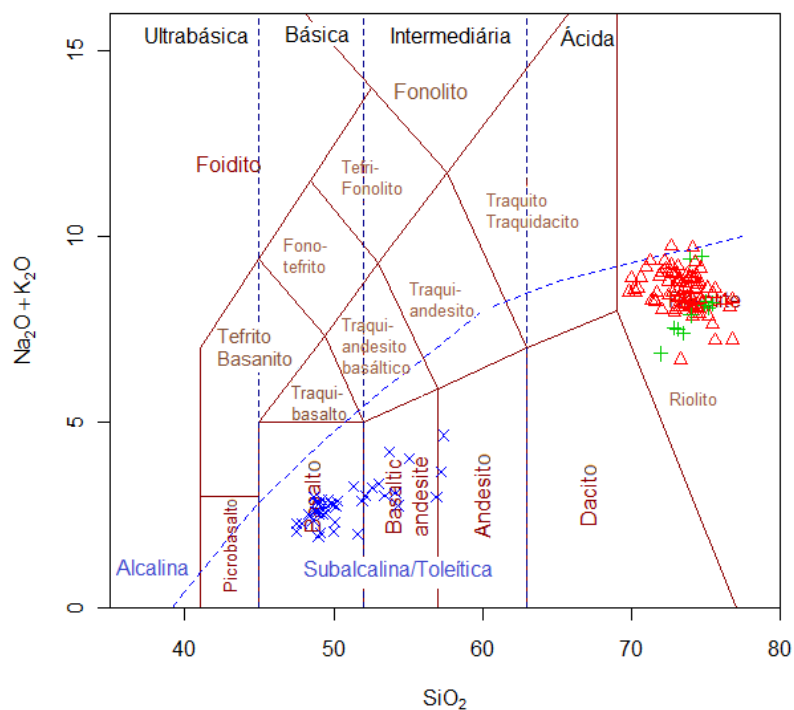
6.3 Rochas Metamáficas

Quarenta análises químicas (ANEXO C) para elementos maiores, menores e traços de rochas metamáficas foram utilizadas neste estudo buscando caracterizar a geoquímica de seus protólitos, identificar e/ou confirmar a presença de alterações secundárias e correlacionar diferentes intervalos de furos distintos. Estas análises representam amostras distintas coletadas nos furos de sondagem CG-SB-DDH-0001, CG-SB-DDH-0002, CG-SB-DDH-0003, CG-SB-DDH-0004 e CG-SB-DDH-0006 (APÊNDICE A e APÊNDICE C), localizados em duas seções adjacentes, SB-SCT-01 e SB-SCT-02.

Quimicamente as rochas metamáficas são caracterizadas por teores (% em peso) de SiO₂ entre 45,42 e 56,39; TiO₂ entre 0,63 e 2,04; Al₂O₃ entre 11,48 e 18,76; Fe₂O_{3t} entre 7,51 e 18,28; MgO entre 4,92 e 11,8; MnO entre 0,1 e 0,38; CaO entre 0,88 e 13,31; Na₂O entre 1,51 e 3,52; K₂O entre 0,18 e 2,53 e P₂O₅ entre 0,02 e 0,2 (ANEXO C).

Todas as amostras posicionaram-se dentro da série subalcalina no diagrama TAS (LE BAS et al., 1986). Vinte e nove amostras plotaram no campo dos basaltos, nove no de andesitos basálticos e duas no de andesitos (Figura 51). Possuem filiação toleítica pelo diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971), exibindo um amplo *trend* de diferenciação (Figura 52). Em termos de alteração, as rochas metamáficas exibiram uma boa correlação com o diagrama TAS (LE BAS et al., 1986), quando plotados em diagramas de elementos relativamente imóveis (Figura 53), o que indica que não houve alteração significativa nessas rochas.

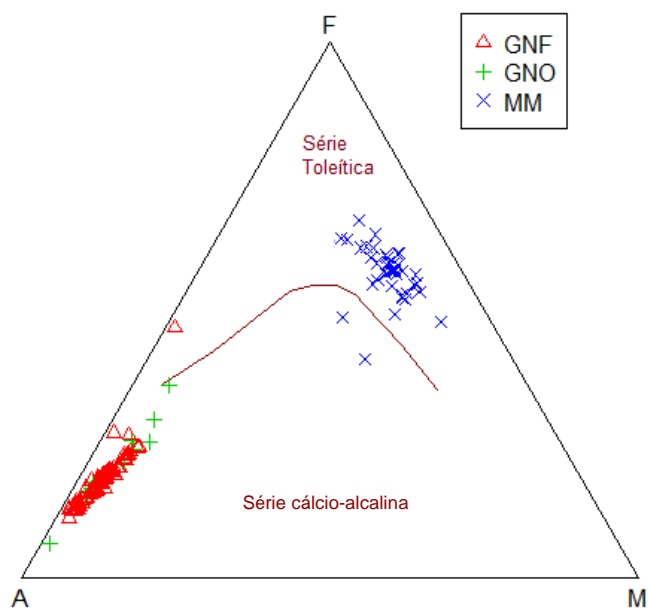
Figura 51 - Diagrama TAS (LE BAS et al., 1986) com análises químicas de rochas metamáficas



Legenda: vermelho – gnaisse rosa com titanita; verde – gnaisse bandado porfiroblástico; azul – rochas metamáficas.

Fonte: O autor, 2015.

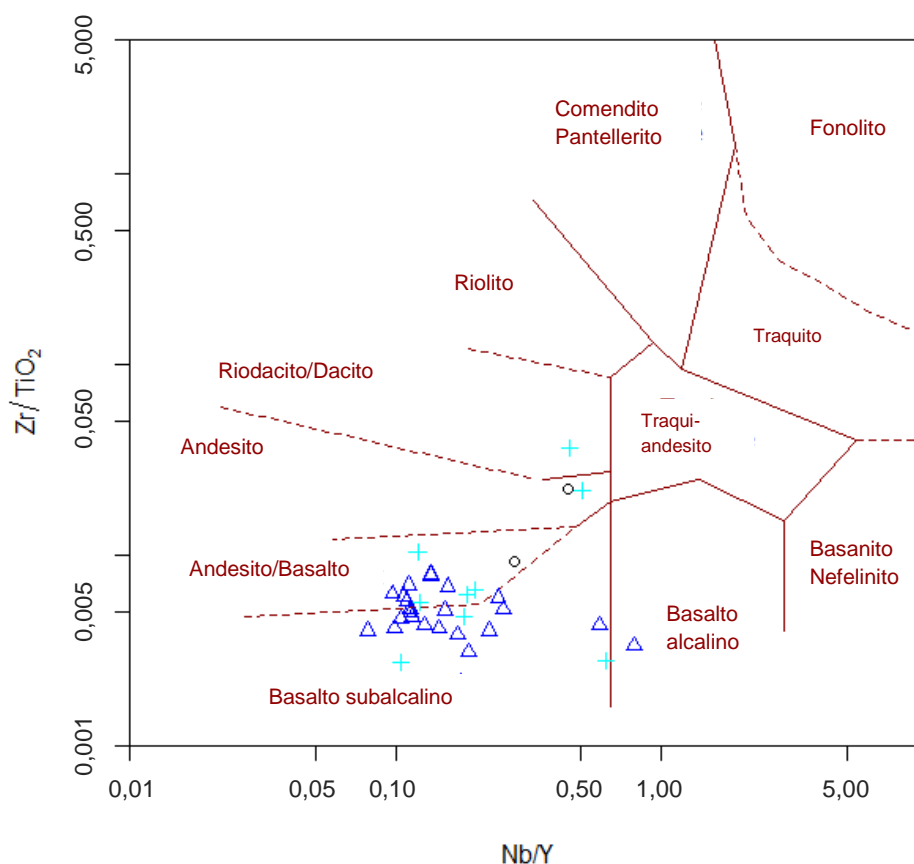
Figura 52 - Diagrama MgO-FeOt-Na₂O + K₂O (IRVINE; BARAGAR, 1971) com análises químicas de rochas metamáficas



Legenda: Rochas metamáficas (MM) exibindo um *trend* toleítico. GNF - gnaisse quartzo-feldspático rosa com titanita; GNO – gnaisse quartzo-feldspático bandado porfiroblástico.

Fonte: O autor, 2015.

Figura 53 - Diagrama Zr/TiO_2 x Nb/Y (WINCHESTER; FLOYD, 1977) com análises químicas de rochas metamáficas

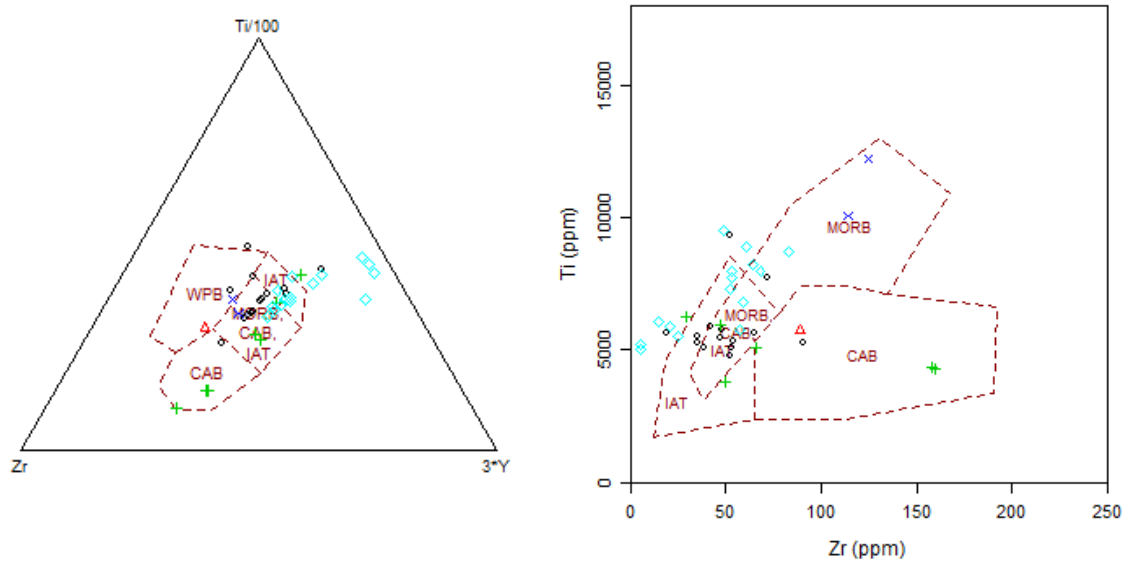


Legenda: triângulos – basaltos; cruces – andesitos basálticos; círculos – andesitos.
 Fonte: O autor, 2015.

6.3.1 Ambiente tectônico

As amostras de rochas metamáficas utilizadas neste estudo posicionaram-se no campo dos basaltos de margem de placas, porém a dispersão dos mesmos nos diagramas $Ti/100 \times Zr \times 3 \times Y$ e $Ti \times Zr$ (PEARCE; CANN, 1973) não permitiu definir se as mesmas são de margem divergente, formadas em cordilheiras meso-oceânicas (MORBs), ou de margem convergente, formadas em arco de ilhas (IATs; Figura 54).

Figura 54 - Diagramas de classificação tectônica de Pearce e Cann (1973) com as análises químicas de rochas metamáficas



(a) (b)
 Legenda: (a) – diagrama $Ti/100 \times Zr \times 3*Y$; (b) – diagrama $Ti \times Zr$.
 Fonte: O autor, 2015.

7 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As áreas conhecidas como Serrote do Breu e Alto das Pedras representam dois altos topográficos homônimos sustentados por corpos de formação ferrífera, que representam flancos opostos de um sinformal inclinado, com direção N60°W e forte mergulho para sul, e extensão total de aproximadamente 2 km (APÊNDICE A). Nos furos de sondagem foi possível verificar que os intervalos de formação ferrífera ocorrem encaixados em gnaisses quartzo-feldspáticos e em rochas metamáficas. Corpos menores de formação ferrífera foram mapeados na área, concordantes à estruturação geral WNW-ESSE.

Em superfície, cada alvo aparenta ser uma só camada de formação ferrífera, mais ou menos tabular, porém nos furos de sondagem verificou-se que é formado na realidade por diversas intercalações de até dezenas de metros deste litotipo encaixadas em gnaisses quartzo-feldspáticos e metamáficas, agrupadas neste estudo na unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos e na suíte intrusiva máfica-ultramáfica, respectivamente. Não foi possível determinar se estas intercalações representam, ou não, uma camada única, precipitada originalmente na sua bacia de deposição, e repetida em diversas profundidades por efeito de deformação posterior. Nos furos de sondagem, estas intercalações possuem espessura desde alguns centímetros até algumas dezenas de metros.

A formação ferrífera possui em geral cor cinza escuro a cinza esverdeado, e sua mineralogia é composta essencialmente de quartzo, hematita, anfibólio e magnetita. Ela pode ser dividida na fácies óxido, pobre em anfibólio e rico em quartzo, mais comum em Alto das Pedras e na fácies silicato, rico em anfibólio, predominante no Serrote do Breu. Baseado na ausência de silicatos metamórficos típicos de baixo-grau, como minnesotaíta e stilpnomelana, e de médio a alto-grau, como piroxênios e faialita, e na presença comum de anfibólios, com provavelmente, cummingtonita representando a principal fase, depois de quartzo e óxidos de Fe, interpreta-se que as condições de metamorfismo em tais rochas chegaram às fácies anfibolito, entre as zonas da granada e da estauroлита-cianita. Esta fácies é corroborada pela predominância de hornblenda nas assembleias de rochas metamáficas na área. Temperaturas acima de 450 °C são inferidas a partir da curva de estabilidade da stilpnomelana e inferiores a 500-600 °C (VEBLEN; RIBBE, 1982,

p. 96). Condições de equilíbrio podem ser inferidas para a hematita a partir de sua textura predominantemente granoblástica-poligonal, com pontos-tríplices com ângulos de aproximadamente 120°.

Em termos de estruturas, a formação ferrífera pode ser maciça, ou mais comumente bandada. O bandamento composicional é dado pela alternância de mesobandas ricas em óxidos de Fe \pm anfibólio e mesobandas ricas em quartzo. Este bandamento é localmente afetado por dobras ou então pode apresentar-se descontínuo, pouco penetrativo, devido à orientação preferencial de minerais e agregados de minerais alongados, como anfibólio, hematita e quartzo estirado gerando um L-tectonito. Esta orientação define duas lineações, uma mineral e outra de estiramento, conforme observado nas lâminas, produzidas possivelmente por um processo de milonitização incipiente associado à implantação de zonas de cisalhamento transcorrentes durante a fase D₃ de Amorim (1995).

Quimicamente e mineralogicamente a formação ferrífera assemelha-se às formações ferríferas do Quadrilátero Ferrífero, Carajás, Hamersley e Transvaal. A amostra ATL-00677 apresentou valores anormalmente altos de Al₂O₃, Na₂O e K₂O, que refletem provavelmente a presença de um anfibólio rico em Na, como riebeckita.

Os gnaisses da unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos plotaram no campo dos riolitos e apresentaram filiação calcio-alcalina, com um *trend* bem definido, sendo classificados como granitoides de arco vulcânico. Exibiram uma grande dispersão nos diagramas de classificação que utilizam elementos menos móveis, porém isto pode dever-se mais a um enriquecimento e/ou empobrecimento nos teores de Nb e Y do que a uma alteração secundária. Com base na classificação macroscópica e na petrografia, os gnaisses desta unidade foram divididos em dois tipos: um bandado e porfiroblástico, fortemente deformado, e outro menos deformado, com titanita metamíctica. Acredita-se que os protólitos do primeiro tipo possam ter sido rochas vulcânicas e vulcanoclásticas depositadas na mesma bacia que a formação ferrífera, e que posteriormente foram deformadas e metamorfizadas. Já o último tipo poderia ser correlacionado a ortognaisses do Complexo Jirau do Ponciano (AMORIM, 1995) e ser com isto, intrusivo no primeiro, e, provavelmente na formação ferrífera.

As rochas metamáficas plotaram predominantemente no campo dos basaltos e, subordinadamente, no campo dos andesitos basálticos e andesitos, sendo classificadas como basaltos de arco de ilhas e/ou de cordilheira meso-oceânica.

Apresentaram filiação toleítica, com um *trend* bem definido. Não exibiram dispersão significativa nos diagramas de classificação que utilizam elementos menos móveis, donde presume-se que não foram alteradas. Interpreta-se que as condições de metamorfismo nessas rochas alcançaram aquela da fácies anfibolito, com base na predominância de hornblenda, e nas ausências de tremolita-actinolita e de ortopiroxênios. Acredita-se que estes litotipos façam parte de uma suíte intrusiva máfica-ultramáfica cuja distribuição espacial e correlação com unidades semelhantes na Província Borborema necessita ser melhor investigada.

A diferença entre as filiações dos gnaisses quartzo-feldspáticos e das rochas metamáficas permite propor que estes litotipos não são produtos de magmas co-genéticos e que somente um deles teria de depositado concomitantemente à formação ferrífera. Ademais, acredita-se que as rochas metamáficas são intrusivas nos gnaisses devido à intercalação frequente com estes e com a formação ferrífera, conforme observado nos testemunhos de sondagem; à ausência de deformação significativa e à sua distribuição espacial ubíqua, cortando tanto a unidade de gnaisses quartzo-feldspáticos quanto a unidade metassedimentar. A datação destas unidades poderia definir a relação entre as mesmas, na ausência de afloramentos que consigam elucidar esta dúvida.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1967. 36 p. (Boletim, v. 241).

_____. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 363–391.

AMORIM, J. L. *Arapiraca: Folha SC.24-X-D-V: Estado de Alagoas*. Rio de Janeiro: CPRM, 1995. (Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil). 1 mapa. Escala: 1:100.000.

_____; TORRES, H. H. F.; SILVA FILHO, M. A. O complexo de embasamento da Faixa Sergipana na região de Jirau do Ponciano (AL): estratigrafia, evolução tectonometamórfica e potencialidade metalogenética. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1993. p. 240-242.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. *NBR 14724: informação e documentação: trabalhos acadêmicos: apresentação*. Rio de Janeiro : ABNT, 2011.

BASTA, F. F. et al. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precambrian Research*, v. 187, n. 3-4, p. 277–292, June 2011.

BEKKER, A. et al. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes. *Economic Geology*, v. 105, n. 3, p. 467–508, May 2010.

BEUKES, N. J. Precambrian Iron-Formations of Southern Africa. *Economic Geology*, v. 68, n. 7, p. 960–1004, Nov. 1973.

_____. et al. Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotope variations in an early Proterozoic transition from limestone to iron-formation deposition, Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, v. 85, n. 4, p. 663–690, July 1990.

_____; KLEIN, C. Geochemistry and sedimentology of a facies transition - from microbanded to granular iron-formation - in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, v. 47, n. 1–2, p. 99–139, Apr. 1990.

_____; KLEIN, C. Models for iron-formation deposition. In: SCHOPF, J. W.; KLEIN, C. (Ed.). *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study*. Cambridge: University of Cambridge, 1992. p. 147-152.

BONNICHSEN, B. Geology of the Biwabik Iron Formation, Dunka River area, Minnesota. *Economic Geology*, v. 70, n. 2, p. 319–340, 1975.

BRITO, M. F. L.; MENDES, V. A. Caracterização de campo e petrográfica das metavulcânicas ácidas do Complexo Nicolau-Campo Grande, Domo/Inlier de Jirau do Ponciano, NE do Brasil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 5., 2011. Goiás. *Anais...* Goiás: SBG, 2011.

BRITO NEVES, B. B. *O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1/1.000.000*. 1983. Tese (Livre Docência em Geologia Estrutural) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/livredocencia/44/tde-30102013-131731/>>. Acesso em: 24-06-2014.

_____. *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino*. 1975. 198 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1975.

_____; CORDANI, U. G. Problemas geocronológicos do “Geossinclinal Sergipano” e do seu embasamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973. Aracajú. *Anais...* Aracajú: SBG, 1973. p. 67-76.

_____; SIAL, A. N.; BEURLEN, H. O sistema de dobramento Sergipano - Análise do conhecimento. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1978. Salvador. *Publicação Especial*. Salvador: SBG, 1978. v 3, p. 369-391.

CLOUD, P. Paleogeological Significance of the Banded Iron-Formation. *Economic Geology*, v. 68, n. 7, p. 1135–1143, Nov. 1973.

_____. Significance of the Gunflint (Precambrian) Microflora. *Science*, v. 148, p. 27–35, 1965.

CORDANI, U. G. et al. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2003.

DAVISON, I.; SANTOS, R. A. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, v. 45, n. 4, p. 319–342, 1989.

DELGADO, I. M. et al. Geotectônica do escudo atlântico. In: BIZZI, L. A. et al. (Ed.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG = Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps & GIS*. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003. Cap. 5, p. 227–334.

D'EL-REY SILVA, L. J. H. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano fold belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 3–4, p. 325–340, July 1995.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRAESTRUTURA DE TRANSPORTES. *Mapa Multimodal - Alagoas*. 2013. 1 mapa. color. Escala: 1:400.000. Disponível em: <

<http://www.dnit.gov.br/mapas-multimodais/mapas-multimodais/mapas-multimodais/mapas-multimodais/al.pdf>>. Acesso em: 31 jan. 2015.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. *Sumário Mineral*. Brasília: DNPM, 2013.

DIB, S. F.; SILVA, N. C. *Roteiro para apresentação das teses e dissertações da Universidade do Estado do Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro: UERJ, Rede Sirius, 2012.

DORR, J. V. N. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero Minas Gerais, Brazil*. Washington: U.S. Government Printing Office, 1969.

_____. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, v. 59, n. 7, p. 1203–1240, Nov. 1964.

DYMEK, R. F.; KLEIN, C. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research*, v. 39, n. 4, p. 247–302, 1988.

FLORAN, R.; PAPIKE, J. Mineralogy and petrology of the Gunflint Iron Formation, Minnesota-Ontario: correlation of compositional and assemblage variations at low to moderate grade. *Journal of Petrology*, v. 19, n. 2, p. 215–288, 1978.

FREITAS, B. T. et al. Tectono-sedimentary evolution of the Neoproterozoic BIF-bearing Jacadigo Group, SW-Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 238, n. 1-2, p. 48–70, June 2011.

FRENCH, B. M. Mineral assemblages in diagenetic and low-grade metamorphic iron-formation. *Economic Geology*, v. 68, n. 7, p. 1063–1074, Nov. 1973.

_____. *Progressive contact metamorphism of the Biwabik iron-formation, Mesabi Range, Minnesota*. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1968. Bulletin, v. 45

FROST, B. R. Metamorphism of iron-formation: parageneses in the system Fe-Si-C-O-H. *Economic Geology*, v. 74, n. 4, p. 775–785, July 1979.

GAIR, J. E.; HAN, T. M. *Bedrock geology and ore deposits of the Palmer Quadrangle, Marquette County, Michigan*. Washington: US Government Printing Office, 1975. Professional Paper, v. 769

GARRELS, R. M.; PERRY, E. A.; MACKENZIE, F. T. Genesis of precambrian iron-formations and the development of atmospheric oxygen. *Economic Geology*, v. 68, n. 7, p. 1173–1179, Nov. 1973.

GOLE, M. J. Archean banded iron-formations, Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*, v. 76, n. 7, p. 1954–1974, 1981.

_____; KLEIN, C. Banded iron-formations through much of Precambrian time. *The Journal of Geology*, p. 169–183, 1981.

GOODE, A. D. T.; HALL, W. D. M.; BUNTING, J. A. The Nabberu Basin of Western Australia. *Developments in Precambrian Geology*, v. 6, p. 295–323, 1983.

GOODWIN, A. M. Facies relations in the Gunflint iron formation. *Economic Geology*, v. 51, n. 6, p. 565–595, Sept. 1956.

_____. Structure, stratigraphy, and origin of iron formations, Michipicoten area, Algoma District, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 73, n. 5, p. 561–586, 1962.

GROSS, G. A. A classification of iron formations based on depositional environments. *The Canadian Mineralogist*, v. 18, n. 2, p. 215–222, May 1980.

_____. Metamorphism of iron-formations and its bearing on their beneficiation. *Trans. Can. Inst. Min. Metall.*, v. 64, p. 24–31, 1961.

_____. Primary features in cherty iron-formations. *Sedimentary Geology*, v. 7, n. 4, p. 241–261, May 1972.

_____; ZAJAC, I. S. Iron-formation in fold belts marginal to the Ungava Craton. *Developments in Precambrian Geology*, v. 6, p. 253–294, 1983.

GRUNER, J. W. *The mineralogy and geology of the taconites and iron ores of the Mesabi Range, Minnesota*. Saint Paul: Office of the Commissioner of the Iron Range Resources and Rehabilitation, 1946.

_____. Organic matter and the origin of the Biwabik iron-bearing formation of the Mesabi range. *Economic Geology*, v. 17, n. 6, p. 407–460, 1922.

GUNDERSEN, J. N.; SCHWARTZ, G. M. *The geology of the metamorphosed Biwabik Iron-Formation, Eastern Mesabi District, Minnesota*. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1962. Bulletin, v. 43.

HAASE, C. S. *Metamorphic petrology of the Negaunee iron-formation, Marquette District, Northern Michigan*. 1979. 246 p. Ph.D. Thesis - Indiana University, [s.l.: s.n.].

_____. Metamorphic petrology of the Negaunee Iron Formation, Marquette District, northern Michigan; mineralogy, metamorphic reactions, and phase equilibria. *Economic Geology*, v. 77, n. 1, p. 60–81, 1982a.

_____. Phase equilibria in metamorphosed iron-formations; qualitative TX (CO₂) petrogenetic grids. *American Journal of Science*, v. 282, n. 10, p. 1623–1654, 1982b.

HALL, W. D. M.; GOODE, A. D. T. The early Proterozoic Nabberu Basin and associated iron formations of Western Australia. *Precambrian Research*, v. 7, n. 2, p. 129–184, 1978.

HARTMAN, H. The evolution of photosynthesis and microbial mats: A speculation on the banded iron formations. MBL LECT. BIOL. 1984., 1984.

HUMPHREY, F. L. S.; ALLARD, G. O. *Geologia da área do domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá: um elemento tectônico recém-reconhecido no escudo brasileiro*. [s.l.]: CENPES, 1969.

HUTCHISON, J.; IRUSTETA, M.; WHITTAKER, E. High-resolution electron microscopy and diffraction studies of fibrous amphiboles. *Acta Crystallographica Section A: Crystal Physics, Diffraction, Theoretical and General Crystallography*, v. 31, n. 6, p. 794–801, 1975.

ILYIN, A. Neoproterozoic banded iron formations. *Lithology and Mineral Resources*, v. 44, n. 1, p. 78–86, 2009.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Atlas do censo demográfico 2010*. Rio de Janeiro: IGBE, 2013.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, n. 5, p. 523–548, May 1971.

JAMES, H. L. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, v. 49, n. 3, p. 235–293, May 1954.

_____. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. *Geological Society of America Bulletin*, v. 66, n. 12, p. 1455–1488, 1955.

JANOUSĚK, V. et al. Brand new geochemical data toolkit (GCDkit 3.0) – is it worth upgrading and browsing documentation? (Yes!). 2011.

KALLIOKOSKI, J. The metamorphosed iron ore of El Pao, Venezuela. *Economic Geology*, v. 60, n. 1, p. 100–116, 1 Jan. 1965.

KAUFMAN, A. J.; HAYES, J. M.; KLEIN, C. Primary and diagenetic controls of isotopic compositions of iron-formation carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, n. 12, p. 3461–3473, 1990.

KHALIL, K. I.; EL-SHAZLY, A. K. Petrological and geochemical characteristics of Egyptian banded iron formations: review and new data from Wadi Kareim. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, v. 12, n. 2, p. 105–126, 2012.

KIMBERLEY, M. M. Paleoenvironmental classification of iron formations. *Economic Geology*, v. 73, n. 2, p. 215–229, Apr. 1978.

KIRSCHVINK, J. L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. *The Proterozoic Biosphere*, p. 51–52, 1992.

KLEIN, C. Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron-formations. *Economic Geology*, v. 68, n. 7, p. 1075–1088, Nov. 1973.

_____. Cumingtonite-grunerite series: a chemical, optical and x-ray study. *The American Mineralogist*, v. 49, n. July-August, p. 963–982, 1964.

_____. Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. *Developments in Precambrian Geology*, v. 6, p. 417–469, 1983.

_____. Greenalite, stilpnomelane, minnesotaite, crocidolite and carbonates in a very low-grade metamorphic Precambrian iron formation. *The Canadian Mineralogist*, v. 12, n. 7, p. 475–498, 1974.

_____. Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron Formation, Southwestern Labrador. *Journal of Petrology*, v. 7, n. 2, p. 246–305, 1 June 1966.

_____. Regional metamorphism of Proterozoic iron-formation, Labrador Trough, Canada. *American Mineralogist*, v. 63, n. 9-10, p. 898–912, Oct. 1978.

_____. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist*, v. 90, n. 10, p. 1473–1499, Oct. 2005.

_____; BEUKES, N. J. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, v. 84, n. 7, p. 1733–1774, 1989.

_____; _____. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan Iron-Formation in Canada. *Economic Geology*, v. 88, n. 3, p. 542–565, May 1993.

_____; FINK, R. P. Petrology of the Sokoman Iron Formation in the Howells River area, at the western edge of the Labrador Trough. *Economic Geology*, v. 71, n. 2, p. 453–487, Apr. 1976.

KLEIN, C.; GOLE, M. J. Mineralogy and petrology of parts of the Marra Mamba Iron Formation, Hamersley Basin, Western Australia. *American Mineralogist*, v. 66, n. 5-6, p. 507–525, 1 June 1981.

KLEIN, C.; LADEIRA, E. A. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, v. 99, n. 6, p. 1233–1244, 2004.

_____; _____. Geochemistry and petrology of some Proterozoic banded iron-formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, v. 95, n. 2, p. 405–427, Mar. 2000.

_____; _____. Petrography and geochemistry of the least altered banded iron-formation of the Archean Carajás Formation, northern Brazil. *Economic Geology*, v. 97, n. 3, p. 643–651, 2002.

KRAPEŽ, B.; BARLEY, M. E.; PICKARD, A. L. Hydrothermal and resedimented origins of the precursor sediments to banded iron formation: sedimentological evidence from the Early Palaeoproterozoic Brockman Supersequence of Western Australia. *Sedimentology*, v. 50, n. 5, p. 979–1011, Oct. 2003.

LABERGE, G. L. Development of magnetite in iron formations of the Lake Superior region. *Economic Geology*, v. 59, n. 7, p. 1313–1342, Nov. 1964.

LE BAS, M. J. et al. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, n. 3, p. 745–750, June 1986.

LE MAITRE, R. W. The Chemical Variability of some Common Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, v. 17, n. 4, p. 589–598, Nov. 1976.

LEPP, H. (Ed.). *Geochemistry of iron*. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross, 1975. Benchmark Papers in Geology, v. 18.

MENDES, V. A.; BRITO, M. F. L.; PAIVA, I. P. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2009, 1 mapa, color., 112,37 cm x 69,42 cm. Escala: 1:250.000.

MENDONÇA, J. C. G. S.; AMORIM, J. L. Mapa geológico da folha SC.24-X-D-V (Arapiraca-Alagoas). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v.6, p. 2649-2660.

MIYANO, T.; KLEIN, C. Evaluation of the stability relations of amphibole asbestos in metamorphosed iron-formations. *Mining Geology*, v. 33, p. 213–222, 1983.

_____; _____. Phase equilibria in the system K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2 and the stability limit of stilpnomelane in metamorphosed Precambrian iron-formations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 102, n. 4, p. 478–491, 1989.

MOORBATH, S. et al. Rb-Sr ages of early Archaean supracrustal rocks and Amitsoq gneisses at Isua. *Nature*, v. 270, n. 5632, p. 43–45, Nov. 1977.

_____; O'NIONS, R. K.; PANKHURST, R. J. Early Archaean age for the Isua Iron Formation, West Greenland. *Nature*, v. 245, n. 5421, p. 138–139, Sept. 1973.

MOREY, G. et al. Observations on the contact metamorphism of the Biwabik iron-formation, east Mesabi district, Minnesota. *Geological Society of America Memoirs*, v. 135, p. 225–264, 1972.

MORRIS, R. C. Genetic modelling for banded iron-formation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 60, n. 1, p. 243–286, 1993.

MUELLER, R. F. Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formation. *American Journal of Science*, v. 258, n. 7, p. 449–497, 1960.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, n. 5, p. 757–775, 1974.

O'CONNOR, J. T. *A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios*. Washington: 1965. v. 525-B: Geological survey professional paper.

OJAKANGAS, R. W. et al. Geology and metamorphism of the Eastern Mesabi Iron Range. In: INSTITUTE ON LAKE SUPERIOR GEOLOGY ANNUAL MEETING, 55., 2009, Ely. *Proceedings - Part 2...* Ely: ILSG, 2009. p. 116-155.

OLIVEIRA, E. P.; WINDLEY, B. F.; ARAÚJO, M. N. C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, v. 181, n. 1-4, p. 64–84, Aug. 2010.

PEACOCK, M. A. The nature and origin of the amphibole asbestos of South Africa. *American Mineralogist*, v. 13, p. 241, 1928.

PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, n. 2, p. 290–300, June 1973.

_____; NIGEL, B. W. H.; TINDLE, A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, n. 4, p. 956-983, Nov. 1984.

PIRES, F. R. M. *Structural geology and stratigraphy at the junction of the Curral anticline and the Moeda syncline*. Michigan: Michigan Technological University, 1979. 220 p.

_____. Textural and mineralogical variations during metamorphism of the Proterozoic Itabira Iron Formation in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 1, p. 77–106, 1995.

POSTH, N. R.; KONHAUSER, K. O.; KAPPLER, A. Microbiological processes in banded iron formation deposition. *Sedimentology*, v. 60, n. 7, p. 1733–1754, Dec. 2013.

RAMDOHR, P. *The ore minerals and their intergrowths*. Oxford: Pergamon Press, 1969.

ROSIÈRE, C. A.; CHEMALE JR, F. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero—uma visão geral e discussão. *Revista Geonomos*, v. 8, n. 2, 2013.

ROSIÈRE, C. A.; RIOS, F. J. The origin of hematite in high-grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, v. 99, n. 3, p. 611–624, May 2004.

SANTOS, R. A. et al. *Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe: texto explicativo do mapa geológico do Estado de Sergipe*. Brasília: CPRM, 1998.

SCHOBENHAUS, C. et al. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas-SIG*. Rio de Janeiro: CPRM, 2004. 46 folhas. Escala: 1: 1.000.000.

SGS GEOSOL LABORATÓRIOS. Proposta comercial, 2013.

SHAND, S. J. *Eruptive rocks*. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons, 1943.

SILVA-FILHO, M. A.; TORRES, H. H. F. A new interpretation on the Sergipano Belt Domain. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, n. 3, p. 556–557, 2002.

SPIER, C. A. et al. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, v. 152, n. 3–4, p. 170–206, 20 Jan. 2007.

TRENDALL, A. F. Precambrian iron-formations of Australia. *Economic Geology*, v. 68, n. 7, p. 1023–1034, Nov. 1973.

_____. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: ALTERMANN, W.; CORCORAN, P. (Ed.). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. [s.l.]: John Wiley & Sons, 2002. Special Publication, n. 33, Cap. 3, p. 33–66.

_____; BLOCKEY, J. B. *The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia with special reference to the associated crocidolite*. [s.l.]: Geological Survey of Western Australia, 1970. Bulletin, v. 119.

_____. et al. SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia*. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 51, n. 5, p. 621–644, Oct. 2004.

_____; MORRIS, R. C. *Iron-Formation: facts and problems*. Amsterdam: Elsevier, 1983.

VAN HISE, C.; LEITH, C. *The geology of the Lake Superior region*. Washington: US Government Printing Office, 1911. US Geological Survey Monograph, v. 52.

VEBLEN, D. R.; RIBBE, P. H. *Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations*. Washington: Mineralogical Society of America, 1982. Reviews in mineralogy, v. 9B.

VERMAAS, F. The amphibole asbestos of South Africa. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, v. 55, n. 1, 1952.

WALTER, M. R.; HOFMANN, H. J. The palaeontology and palaeoecology of Precambrian iron-formations. *Developments in Precambrian Geology*, v. 6, p. 373-400, 1983.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, n. 0, p. 325–343, 1977.

YOUNG, G. M. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, n. 4, p. 451–466, Nov. 2002.

ZAJAC, I. S. *The stratigraphy and mineralogy of the Sokoman Formation in the Knob Lake area, Quebec and Newfoundland*. Ottawa: Department of Energy, Mines and Resources, 1974.