

Geologia e petrografia do Grupo Alto Jauru na região da Fazenda Retiro Novo, SW do Cráton Amazônico: evidências de um prisma acrescionário estateriano

Geology and petrography of Jauru Group, at region of Retiro Novo Farm, SW of Amazonian Craton: a Statherian accretionary prism evidence

Flávia Regina Pereira Santos^{1,2*}, Carlos Humberto da Silva¹, Ana Cláudia Dantas da Costa¹, Antonio Carlos de Siqueira Neto³

RESUMO: O Grupo Alto Jauru, localizado no sudoeste do Cráton Amazônico, região da fazenda Retiro Novo, é constituído por biotita-muscovita-quartzo xistos, clorita-biotita-muscovita xistos, granada-cordierita-biotita xisto e estaurolita-andalusita-biotita xisto, associados a granada-sillimanita-biotita gnaiss, biotita gnaiss, anfibolitos e muscovita granito. O grupo apresenta evidências de representar prisma acrescionário dominado por sedimentos. A petrografia e as relações estruturais indicam que foi afetado por dois eventos deformacionais, D_n e D_{n+1} , com as foliações associadas S_n (xistosidade e bandamento gnáissico) e S_{n+1} (clivagem de crenulação) e por três eventos metamórficos (M1, M2 e M3): o primeiro é contemporâneo à S_n de fácies xisto verde inferior; o segundo é associado à fase S_{n+1} de fácies xisto verde a anfibolito; o terceiro evento é térmico de fácies anfibolito, resultado da intrusão do Tonalito Cabaçal. A determinação geocronológica obtida pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão forneceu idade de $1819 \pm 6,7$ Ma para a cristalização do protólito ígneo do biotita gnaiss. Do ponto de vista geotectônico, o Grupo Alto Jauru corresponde a um prisma acrescionário formado no Estateriano.

PALAVRAS-CHAVE: Grupo Alto Jauru; Cráton Amazônico; geocronologia U-Pb; prisma acrescionário.

ABSTRACT: The Alto Jauru Group, located in southwestern Amazonian Craton, region of Retiro Novo Farm, comprises biotite-muscovite-quartz schists, chlorite-biotite-muscovite schists, garnet-cordierite-biotite schist and staurolite-andalusite-biotite schist, associated with garnet-sillimanite-biotite gneiss, biotite gneiss, amphibolite and muscovite granite. The group shows evidence of being an accretionary prism dominated by sediments. Petrography and structural relationships indicate that it was affected by two deformational events, D_n and D_{n+1} , associated with S_n foliation (schistosity and gneissic banding) and S_{n+1} (crenulation cleavage), and three metamorphic events (M1, M2 and M3): the first is contemporary with S_n in lower greenschist facies; M2 is associated with the second phase of S_{n+1} under greenschist to amphibolite facies; the third thermal event of amphibolite facies resulted from intrusion of the Cabaçal tonalite. Determination obtained by U-Pb (SHRIMP) on zircon provided the age of 1819 ± 6.7 Ma for the crystallization biotite gneiss igneous protolith. From the tectonic point of view, the Alto Jauru Group corresponds to an accretionary prism formed in the Statherian.

KEYWORDS: Alto Jauru Group; Amazonian Craton; geochronology U-Pb; accretionary prism.

¹Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá (MT), Brasil. E-mails: frpsantos@hotmail.com, chsilva@ufmt.br, anacos@gmail.com

²Instituto de Engenharia, Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Várzea Grande (MT), Brasil.

³Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: antoniodesiqueira@outlook.com

*Autor correspondente.

Manuscrito ID: 30309. Recebido em: 23/05/2015. Aprovado em: 20/01/2016.

INTRODUÇÃO

Prismas acrescionários consistem em uma série de fatias de rochas sedimentares e vulcânicas limitadas por falhas posicionadas acima de uma placa descendente. As fatias representam segmentos da crosta oceânica e dos sedimentos depositados na trincheira oceânica, que foram acrescidos na região de ante-arco (Condie, 2005). A composição dos prismas acrescionários varia, dependendo do tipo de material da placa oceânica subductada (Moore, 2001).

A sequência ideal de uma zona de subducção consiste em rochas ígneas basálticas cobertas por sedimentos oceânicos ou pelágicos que gradam para sedimentos continentais formados por arenitos, folhelhos e mesmo conglomerados. Em zonas de subducção famintas de sedimentos, os prismas acrescionários são construídos em rochas ígneas de placas oceânicas e uma fina cobertura sedimentar; portanto, são mais finos e dominados por basaltos e rochas ígneas ultramáficas. Alternativamente, os dominados por sedimentos que formam prismas de centenas de metros de espessura são mais volumosos, resultando em finas fatias de rochas ígneas dispersas em meio a sedimentos clásticos continentais.

O presente trabalho tem por objetivo apresentar o resultado de mapeamento geológico, petrografia, análise estrutural e geocronologia do complexo arranjo de rochas metassedimentares, metavulcânicas e plutônicas que ocorrem na região da Fazenda Retiro Novo, a norte da cidade de Araputanga, sudoeste do estado de Mato Grosso. Essas rochas têm sido atribuídas ao Grupo Alto Jauru (Monteiro *et al.* 1986; Sousa *et al.* 2009), que é parte do embasamento do Terreno Jauru da Província Rondoniana-San Ignácio (Bettencourt *et al.* 2010). A interpretação desses dados permite considerar que as rochas do Grupo Alto Jauru são parte de prisma acrescionário de idade paleoproterozoica.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo situa-se no sudoeste do Cráton Amazônico, na Província Rondoniana-San Ignácio (Tassinari & Macambira 1999; Bettencourt *et al.* 2010), composta pelos terrenos Paraguá, Jauru, Rio Alegre e Cinturão Alto Guaporé. Mais especificamente, o Terreno Jauru (Fig. 1) é constituído por rochas do embasamento paleoproterozoico (Grupo Alto Jauru, Suíte Intrusiva Figueira Branca, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e Tonalito Cabaçal) e pelos orógenos mesoproterozoicos Cachoeirinha (1,56 a 1,52 Ga.) e Santa Helena (1,48 a 1,42 Ga.).

O Grupo Alto Jauru (GAJ) foi pioneiramente estudado por Leite *et al.* (1985), que denominaram a associação de rochas como Sequência Vulcanossedimentar Quatro Meninas.

A primeira proposta de individualização dessas rochas foi sugerida por Monteiro *et al.* (1986), que reconheceram três formações, denominadas da base para o topo: Mata Preta, Manuel Leme e Rancho Grande.

A Formação Mata Preta é composta por metabasaltos, lavas e tufos dacíticos e riodacíticos, com contribuição sedimentar subordinada. A Formação Manuel Leme é um conjunto de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias (dacitos, riodacitos, tufos félsicos) e sedimentos terrígenos e químicos. A Formação Rancho Grande é de caráter predominantemente sedimentar (detritico-químico), localmente com vulcanismo básico em sua porção inferior.

O GAJ foi denominado como Complexo Metavulcanossedimentar Cabaçal por Ruiz (1992, 2005), que o descreveu como composto predominantemente por rochas metassedimentares clásticas e, em menor proporção, metavulcânicas básicas com subordinada participação de manifestações ácidas. Ruiz (1992) descreve três fases de deformação de caráter regional, denominando-as de D1, D2 e D3, sendo essas responsáveis pelo desenvolvimento de estruturas tectônicas e pela geração das principais paragêneses metamórficas.

Trabalhos de mapeamento sistemático realizados por Sousa *et al.* (2009) na Folha Rio Branco (SD-21-Y-D-I) delimitam o GAJ ao longo de calhas sinformais de direção média N30°W, as quais são reconhecidas regionalmente como Faixa Cabaçal e Faixa Araputanga. Reconhecem que o GAJ mantém contatos de natureza tectônica e intrusiva com as rochas do Complexo Metamórfico Alto Guaporé, Tonalito Cabaçal, Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada; a leste é recoberto, discordantemente, pelos ruditos e psamitos da Formação Fortuna do Grupo Aguapé.

A idade das rochas do GAJ foi determinada por Pinho (1996), que apresentou duas idades efetuadas em riolitos da Formação Manuel Leme pelo método U-Pb em zircão, a primeira de 1769 ± 29 Ma e a segunda de 1724 ± 30 Ma. Van Schmus *et al.* (1998) obtiveram idade U-Pb de 1767 ± 24 Ma em zircão de metatufos, interpretada como idade de cristalização. Geraldès (2000) apresentou idades modelo T_{DM} de 1,87 a 2,6 Ga para os mesmos metatufos.

Outras unidades associadas ao embasamento do Terreno Jauru na região da Fazenda Retiro Novo são o Complexo Metamórfico Alto Guaporé e o Tonalito Cabaçal. O Complexo Metamórfico Alto Guaporé, definido por Menezes *et al.* (1993), consiste em ortognaisses granodioríticos a tonalíticos que intrudem as rochas do GAJ. Na área estudada, esse complexo é representado pelo Gnaiss Aliança, um ortognaiss meso a leucocrático de dimensões batolíticas, marcado por estrutura gnáissica com superposição de pelo menos duas foliações (Ruiz, 1992). Idades U-Pb apresentadas por Geraldès (2000) indicam que tais rochas se cristalizaram em torno de 1750 Ma.

O Tonalito Cabaçal, definido por Monteiro *et al.* (1986), é uma intrusão linear que se estende de sul a norte da Faixa Cabaçal como um batólito de composição tonalítica, metamorizado em fácies anfibolito, intrusivo no GAJ. A idade U-Pb em zircão de cristalização da unidade é 1708 ± 49 Ma (Lima *et al.*, 2009).

Intrusivas nas rochas do embasamento do Terreno Jauru ocorrem as rochas da Suíte Intrusiva Santa Cruz, definida por Ruiz (1992) como um corpo batolítico com idades U-Pb em zircão entre 1587 ± 04 Ma e 1549 ± 10 Ma (Geraldés, 2000), e as rochas da Suíte Intrusiva Alvorada (Monteiro *et al.*, 1986; Ruiz 1992), que corresponde ao conjunto de

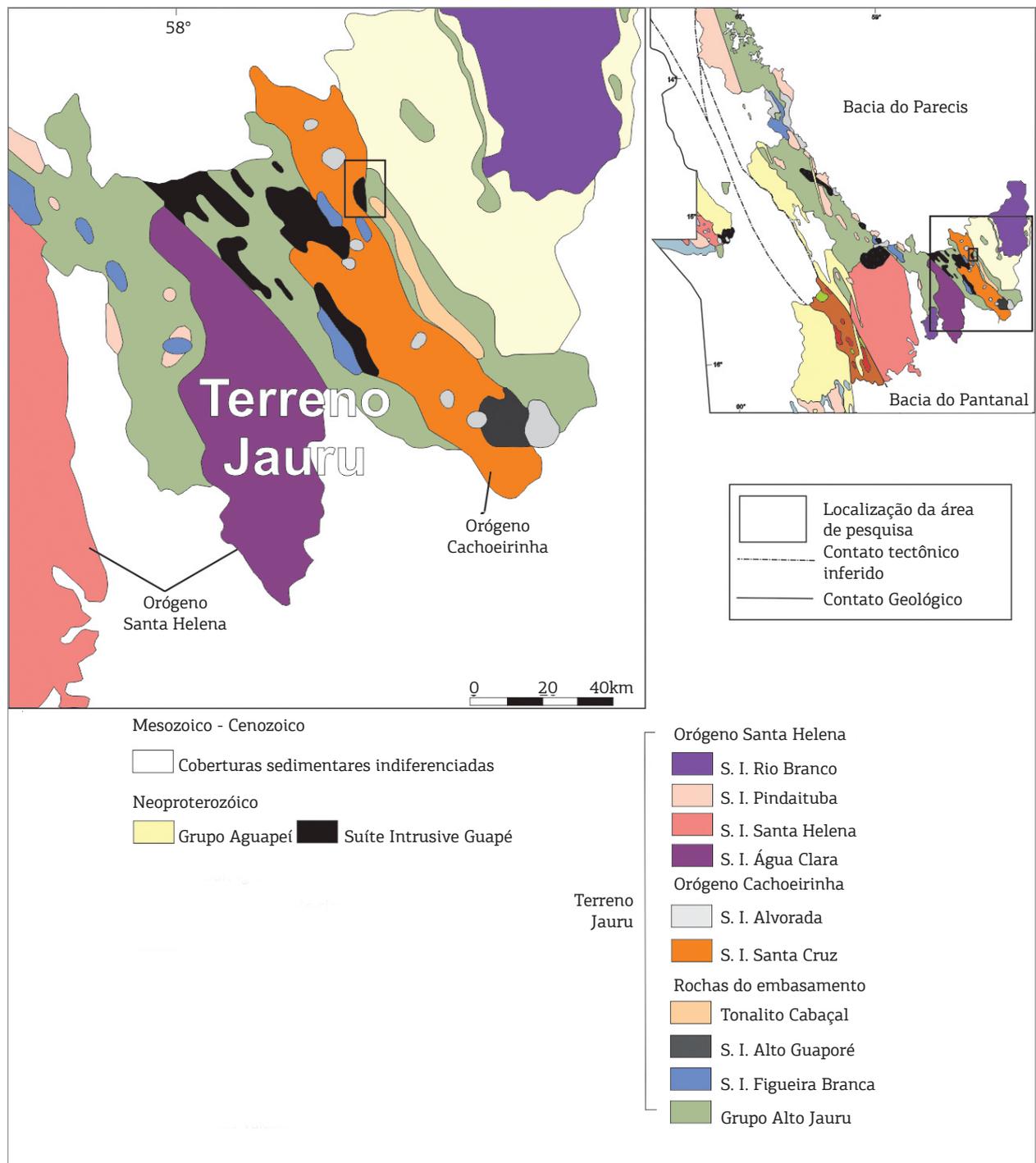


Figura 1. Mapa geológico-tectônico da região sudoeste de Mato Grosso mostrando os principais orógenos, terrenos e cinturões, elementos tectônicos, e unidades litológicas (extraído e modificado de Bettencourt *et al.* 2010).

plútons graníticos de composição predominantemente monzogranítica, com idades U-Pb em zircão de 1440 ± 6 Ma (Geraldes, 2000) e 1389 ± 3 Ma (Ruiz *et al.* 2004).

GEOLOGIA E PETROGRAFIA

Na área estudada foram identificadas rochas do GAJ e do Complexo Metamórfico Alto Guaporé, além das rochas ígneas do Tonalito Cabaçal e das suítes intrusivas Santa Cruz, Retiro e Alvorada. Recobrimo as rochas do embasamento e intrusivas são observadas as rochas sedimentares do Grupo Aguapé (Fig. 2). O GAJ é composto por xistos, granada-sillimanita-biotita gnaiss, biotita gnaiss, anfíbolitos e muscovita granito. Essas rochas afloram na forma de um arranjo complexo, com corpos maiores apresentando forma tabular e os menores com forma lenticular. As imagens da petrografia apresentam abreviações dos nomes dos minerais segundo Kretz (1983).

Xistos

Os xistos abrangem grande parte da área mapeada e fazem contato tectônico com paragneisses, afloram em blocos ou em lajedos e apresentam granulação fina a média (Fig. 3). A principal estrutura observada nessas rochas é uma xistossidade definida essencialmente por filossilicatos e quartzo. De forma localizada é observada clivagem de crenulação definida por biotita. Essas rochas apresentam composição muito variável, incluindo biotita-muscovita-quartzo xistos, clorita-biotita-muscovita xistos, granada-cordierita-biotita xisto e estauroлита-andalusita-biotita xisto.

Biotita-muscovita-quartzo xisto

Os biotita-muscovita-quartzo xistos são rochas de cor branca a amarela, de granulação fina a média (Figs. 4A e 4B), compostos de quartzo (30%), muscovita (28%), biotita (22%) e plagioclásio (20%). Como acessórios estão presentes granada, opacos e zircão. Apresentam estrutura xistosa, por vezes bandada com bandas compostas predominantemente por quartzo intercaladas a outras com filossilicatos. Ao microscópio apresentam textura lepidoblástica predominante e subordinadamente granoblástica (Fig. 4B).

O quartzo apresenta hábito poligonal (Fig. 4C) com contatos retos entre si e com outros minerais. O plagioclásio apresenta com hábito semelhante ao do quartzo, a maioria de seus cristais não possui geminação, quando ocorre é do tipo polissintética; a sua composição remete à albíta. Os cristais de biotita e muscovita apresentam hábito de palhetas euédricas e marcam a foliação. A granada exibe-se em cristais esqueléticos principalmente em torno de cristais de quartzo (Fig. 4C). O zircão está associado a biotita e muscovita em cristais de hábito arredondado.

Clorita-biotita-muscovita xisto

Clorita-biotita-muscovita xistos apresentam cor amarela e granulação fina a média. Nessas rochas a xistossidade, definida por muscovita, biotita e quartzo, é muito bem marcada. Em muitos afloramentos é possível retirar placas cujos limites são definidos por domínios ricos em micas (Fig. 4D). Esses xistos são compostos por muscovita (30%), quartzo (25%), biotita (25%), clorita (15%) e opacos (5%). Lentes de quartzo são abundantes (Fig. 4E), apresentando textura granoblástica poligonal, granulação grossa, extinção ondulante, lamelas de deformação e subgrãos.

Ao microscópio apresentam textura lepidoblástica marcada por biotita, muscovita e clorita, que apresentam hábito sub- a euédrico. São observados arcos poligonais da xistossidade (S_n) definida por muscovita e clorita, as quais são transpostas em clivagem de crenulação (S_{n+1}), também marcada por muscovita (Fig. 4F). São observados ainda porfiroblastos euédricos de biotita que sobrecrescem a clivagem de crenulação S_{n+1} . Subordinadamente, é reconhecida a textura granoblástica marcada pelos cristais de quartzo, que apresentam hábito poligonal, fazem contatos retos entre si e com biotita e muscovita. Minerais opacos são abundantes em agregados de cristais com forma arredondada em meio à foliação.

Granada-cordierita-biotita xisto

Granada-cordierita-biotita xistos apresentam cor cinza escura (Fig. 5A) e granulação média a grossa. Destaca-se bandamento composicional definido pela alternância de bandas escuras, compostas ora por granada e quartzo, ora por cordierita, biotita, estauroлита e granada, e bandas claras compostas por quartzo, cordierita e biotita. Os principais afloramentos dessas rochas são localizados nas proximidades da sede da Fazenda Retiro Novo. Nesse local o xisto é composto por biotita (30%), cordierita (26%), quartzo (20%), granada (20%) e estauroлита (4%); como minerais acessórios ocorrem clinofibólito, monazita, apatita, zircão e opacos.

A textura predominante é porfiroblástica, marcada pelos cristais de cordierita, que são poiquiloblastos e apresentam até 1 cm de comprimento (Fig. 5B). Possuem inclusões de estauroлита, biotita, quartzo e por vezes granada. A cordierita na matriz apresenta com hábito granular anédrico associada aos cristais de quartzo (Fig. 5C). Com feições distintas apresentam “fina poeira” sobre os cristais, por vezes, apresentam geminação do tipo periclina e alterações típicas de cor escura nas bordas dos cristais. Podem conter inclusões de apatita e zircão, que possuem halos pleocróicos.

A granada exibe-se na forma de porfiroblastos idioblásticos a subidioblásticos, com núcleo de cor escura, com muitas inclusões de quartzo e opacos, e borda límpida, sem inclusões (Fig. 5B). A estauroлита ocorre com hábito esquelético somente inclusa nos cristais de cordierita (Fig. 5D), com

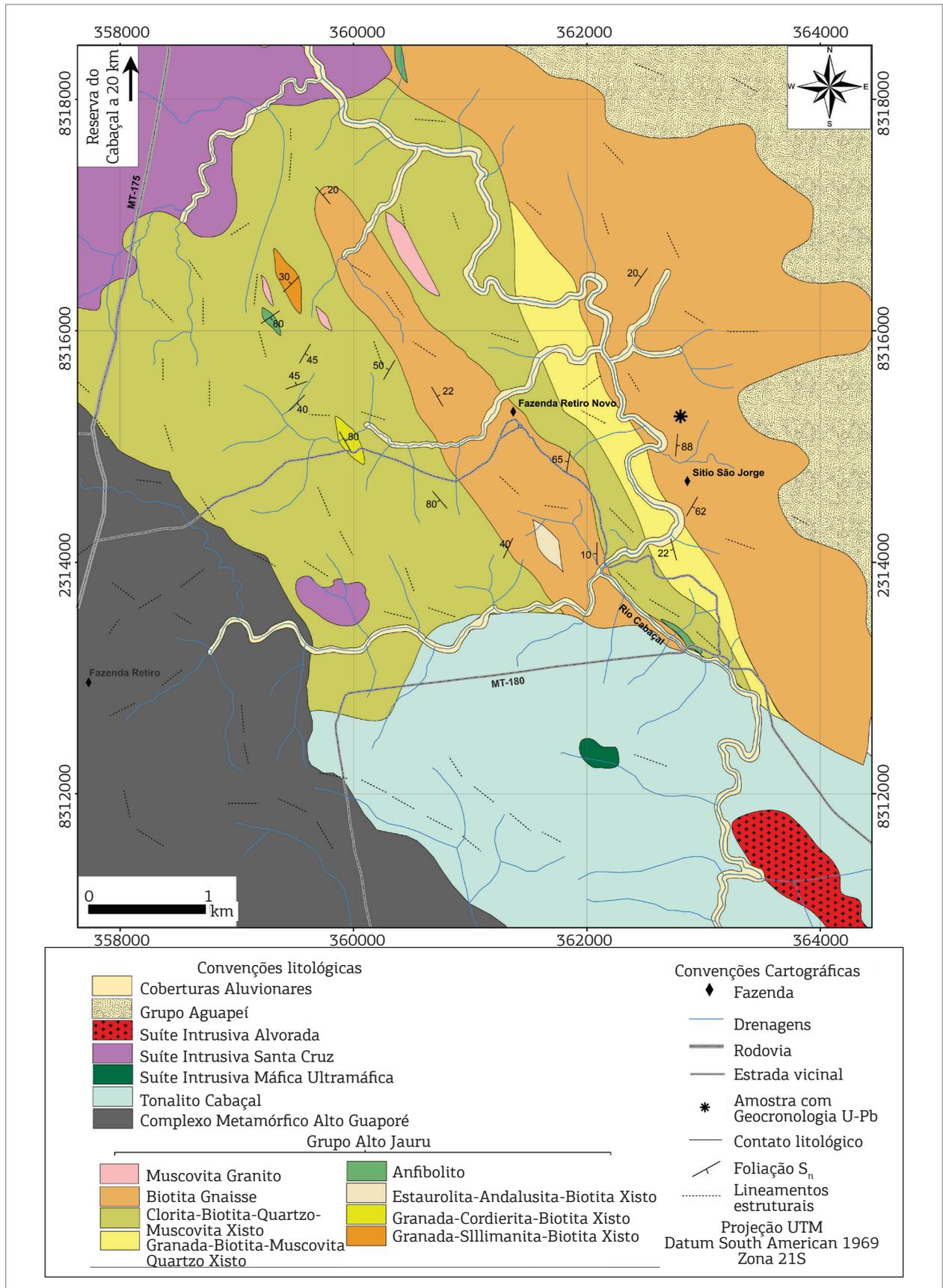


Figura 2. Mapa geológico simplificado da Região da Fazenda Retiro Novo, município Araputanga, sudoeste do estado de Mato Grosso.

até 1 mm, com inúmeras inclusões de quartzo. Na matriz o quartzo forma textura granoblástica, com hábito granular subédrico; apresenta subgrãos e extinção ondulante, indícios de deformação plástica intracristalina.

A biotita exibe-se de duas formas: como inclusões arredondadas anédricas presentes nos cristais de cordierita, ou dispersa na matriz como palhetas subédricas, algumas com inclusões de monazita, as quais exibem halos pleocroicos. Ambos os tipos possuem pleocroísmo de amarelo claro a marrom escuro.

O clinofibólio, caracterizado como cumingtonita-grunerita, ocorre disperso na matriz em meio ao quartzo e cordierita e não chega a compor 1% da rocha. Apresenta pleocroísmo de amarelo claro a verde escuro e hábito prismático. Há feições que sugerem que o anfibólio é pseudomorfo de sillimanita, pois em algumas porções observam-se cristais de hábito acicular a fibroso, alguns com até 4 mm de comprimento, com clivagem perpendicular ao alongamento e cor verde escura característica do anfibólio dessa rocha.

Estauroлита-Andalusita-Biotita Xisto

Estauroлита-andalusita-biotita xisto aflora nas proximidades do contato com o Tonalito Cabaçal, conforme pode ser observado no mapa geológico (Fig. 2). Essa rocha é cinza escura e apresenta granulação média a grossa (Fig. 5E). Ao microscópio é uma rocha com predominância de textura poiquiloblástica; pontualmente podem ser observadas as texturas lepidoblástica e granoblástica. É composta por biotita (30%), andalusita (25%), quartzo (23%), estauroлита (6%), plagioclásio (5%), cordierita (4%), cianita (4%) e opacos (3%). Como minerais acessórios e de alteração ocorrem monazita e zircão e sericita e clorita, respectivamente.

Nos domínios granoblásticos a andalusita apresenta-se como porfiroblastos de continuidade ótica preenchendo os espaços entre os cristais (Fig. 5F). A andalusita, nos domínios onde predomina a textura lepidoblástica, apresenta-se na forma de poiquiloblastos alongados (Fig. 6A). As trilhas de inclusões são de quartzo, biotita e estauroлита, que definem uma foliação interna (Si). A orientação é semelhante à foliação externa (Se). Na borda de alguns cristais ocorrem simplectitos com quartzo. A cordierita exibe poiquiloblastos anédricos (Fig. 6B), com macla periclina e halos pleocroicos em torno das inclusões de zircão. Outras inclusões comuns são cianita, estauroлита e biotita.

A biotita se apresenta de duas formas principais: uma geração em palhetas subédricas definindo a xistossidade S_n e a clivagem de crenulação S_{n+1} (Fig. 6C), com inúmeras inclusões de monazita evidenciadas por halos pleocroicos; e a segunda como palhetas anédricas inclusas nos porfiroblastos de andalusita e cordierita.

A estauroлита ocorre como cristais esqueléticos com pleocroísmo de amarelo claro a escuro (Fig. 6B). Em geral apresentam inclusões arredondadas de quartzo e opacos. A cianita exibe-se em cristais alongados subédricos em seções transversais, ou com clivagem em duas direções de aproximadamente 90° nas seções basais e baixa birrefringência com hábito prismático anédrico (Fig. 6C).

O quartzo na matriz apresenta cristais com textura granoblástica poligonal. O plagioclásio ocorre em cristais de hábito tabular anédrico, geminação periclina preferencialmente em meio aos cristais de biotita. Os minerais opacos são sulfetos e óxidos de ferro e ocorrem com tamanho que varia de 1 a 8 mm e apresentam hábito prismático anédrico



Figura 3. Forma de afloramento dos xistos na região: em blocos (A) ou em lajedos (B). Nesses afloramentos destaca-se a xistossidade definida por filossilicatos e quartzo.

a subédrico e fazem contatos retos com os cristais de biotita. A clorita está associada à biotita como resultado de retrometamorfismo (Fig. 6D), com pleocroísmo de incolor a verde claro e hábito em palhetas subédricas.

Gnaisses

No GAJ foram identificados dois tipos de gnaisses: granada-sillimanita-biotita gnaisse (paraderivados) e biotita gnaisse (ortoderivado). Os gnaisses paraderivados são oriundos

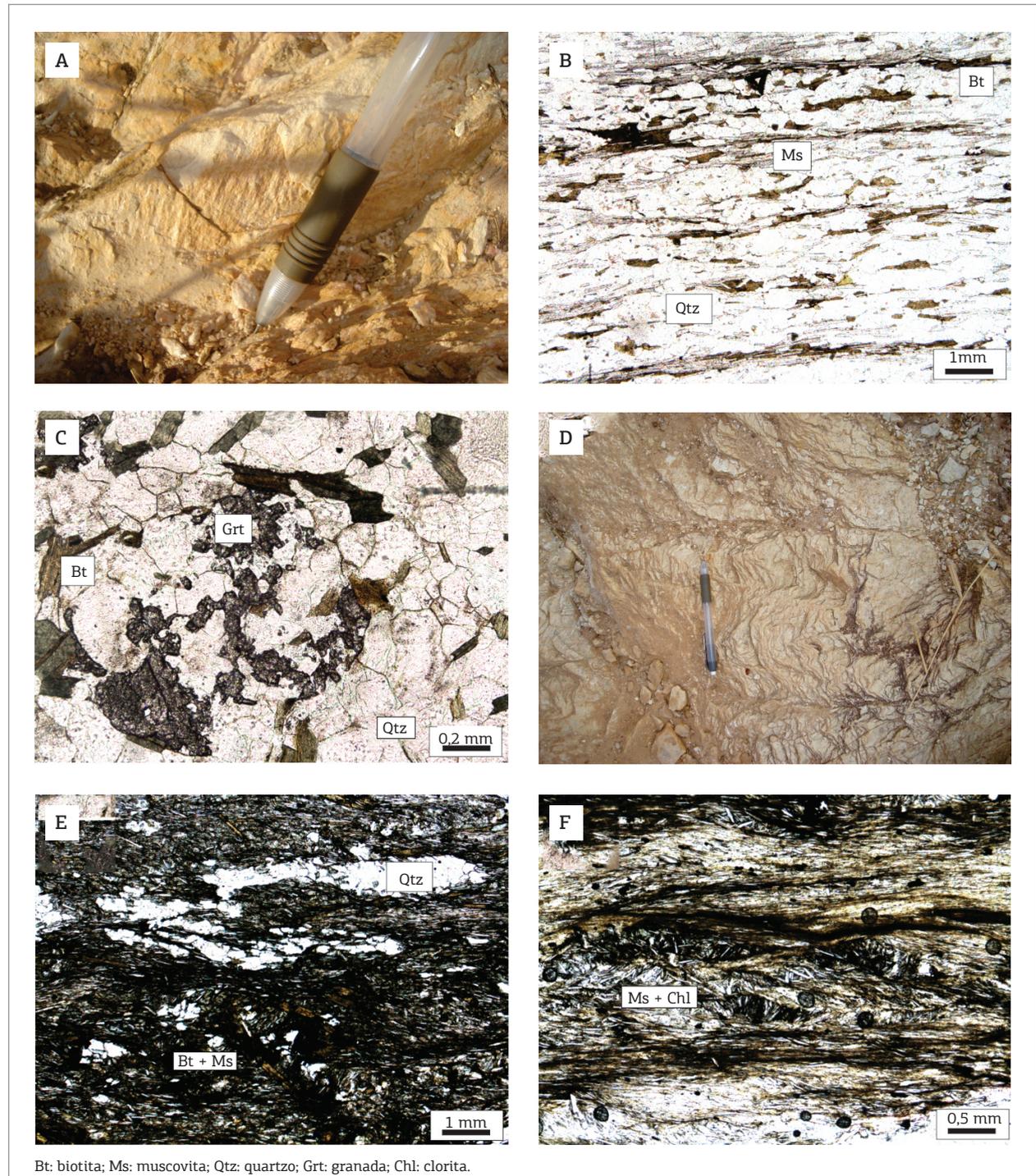


Figura 4. Imagens de biotita-muscovita-quartzo xisto: (A) aspecto macroscópico dos xistos com xistosidade definida por muscovita e quartzo; (B) textura lepidoblástica marcada por biotita e textura granoblástica nas bandas de quartzo; (C) granada esquelética na matriz. Imagens de clorita-biotita-muscovita xistos: (D) rocha de cor amarela clara com xistosidade proeminente; (E) lentes de quartzo orientadas segundo a foliação; (F) foliação antiga marcada pelos cristais de muscovita e clorita. Fotomicrografias com polarizadores paralelos.

de rochas sedimentares que sofreram metamorfismo de médio grau. Essas rochas em geral apresentam foliação paralela ao bandamento composicional, a qual remete à antiga intercalação de camadas de composições diferentes. Os gnaisses

ortoderivados são originados a partir do metamorfismo de rochas vulcânicas félsicas. Apresentam bandamento gnáissico homogêneo e, diferentemente dos paragneisses, apresentam poucos minerais aluminosos.

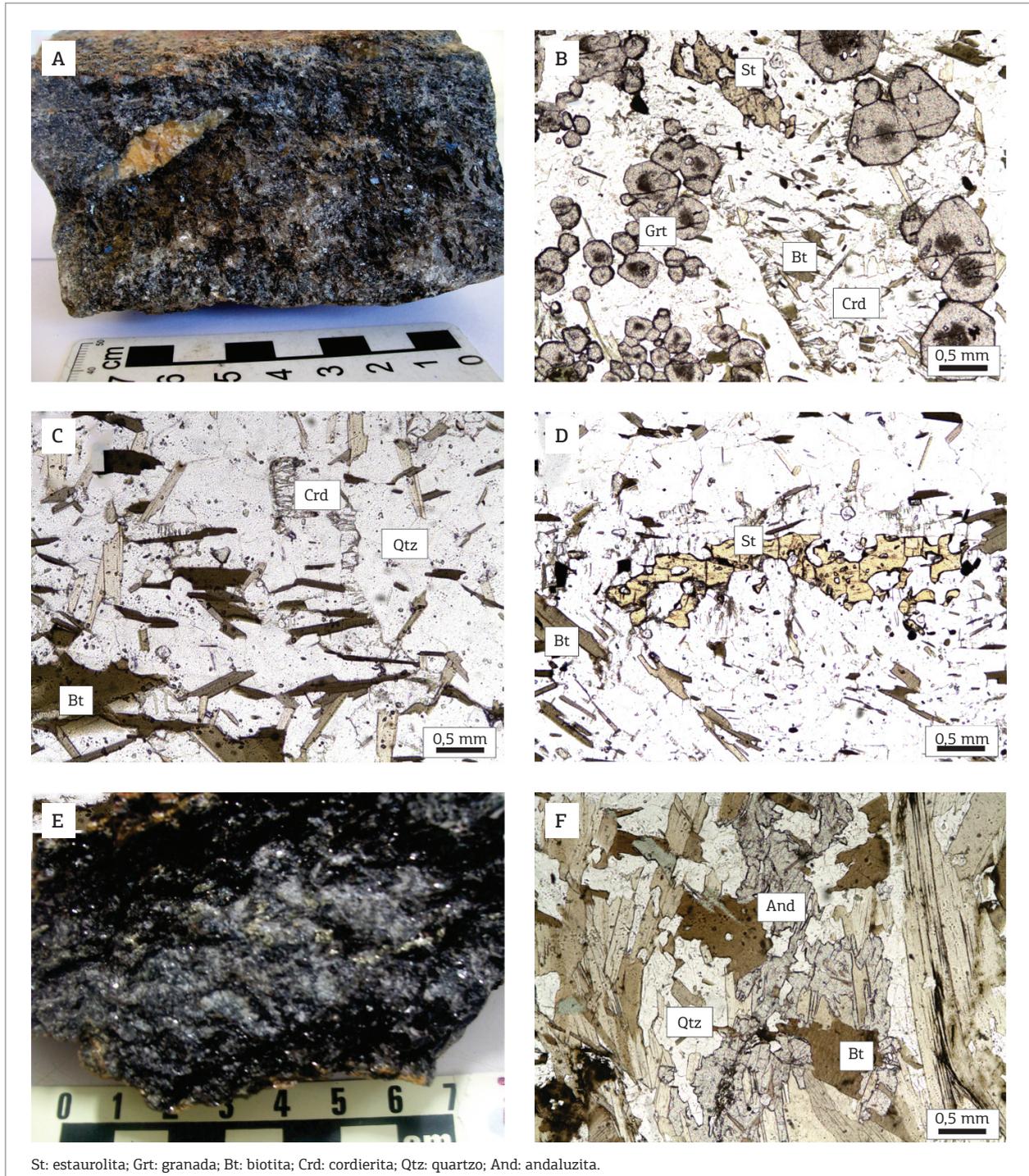


Figura 5. Imagens de granada-cordierita-biotita xisto: (A) amostra de mão com estrutura xistosa, de cor cinza escura; (B) cristais de granada zonados e poiquiloblasto de cordierita. (C) Cordierita associada ao quartzo na matriz; (D) estaurolita incluída em cordierita. Imagens de estaurolita-andalusita-biotita xisto: (E) aspecto macroscópico do xisto; (F) cristal de andalusita e cristais alongados de biotita. Fotomicrografias com polarizadores paralelos.

Granada-sillimanita-biotita gnaiss

Granada-sillimanita-biotita gnaiss é cinza escuro a avermelhado, apresenta granulação média a grossa. O bandamento composicional é marcado pela alternância de bandas félicas compostas de quartzo e plagioclásio com bandas máficas de biotita, granada, sillimanita, muscovita e estauroлита (Figs. 7A e 7B). Aflores na porção oeste da área estudada (Fig. 2). Ao microscópio são rochas de textura porfiroblástica e subordinadamente lepidoblástica e granoblástica. A rocha é composta por quartzo (20%), plagioclásio (5%), biotita (30%), granada (23%), sillimanita (16%), muscovita (4%) e estauroлита (2%). Como minerais acessórios e de alteração ocorrem epidoto, sericita, opacos e clorita.

A sillimanita se apresenta na forma de fibrolita; em geral, forma agregados alongados ou radiais (Fig. 7D). Alguns cristais exibem típicas fraturas ortogonais ao eixo maior do cristal. É comum a associação entre esse mineral e a biotita,

formando arranjos simplectíticos. Nas bordas desses ocorre clorita, que pseudomorfa os cristais de biotita.

A granada aparece na forma de porfiroblastos de hábito esqueletal, alguns cristais maiores do que 1 cm (Fig. 7C). Os porfiroblastos mimetizam a geometria dessas foliações, formada sobre os cristais de biotita que formam a xistossidade S_n e a clivagem de crenulação S_{n+1} (Fig. 7E). Apresentam trilhas de inclusões orientadas de minerais opacos, biotita e estauroлита.

A biotita apresenta-se em cristais com hábito de palheta a fibrosos e com halos pleocroicos. A clorita está em geral associada à biotita, na forma de palhetas subédricas com pleocroismo de incolor a verde claro. A muscovita aparece associada à biotita, marcando a foliação S_n (Fig. 7F). Esse mineral apresenta hábito de palhetas subédricas a euédricas incolores que fazem contatos retos com os cristais no entorno.

A estauroлита ocorre em cristais de hábito esqueletal como inclusão nos cristais de granada, apresentando pleocroismo amarelo claro a escuro. O quartzo possui cristais com textura granoblástica

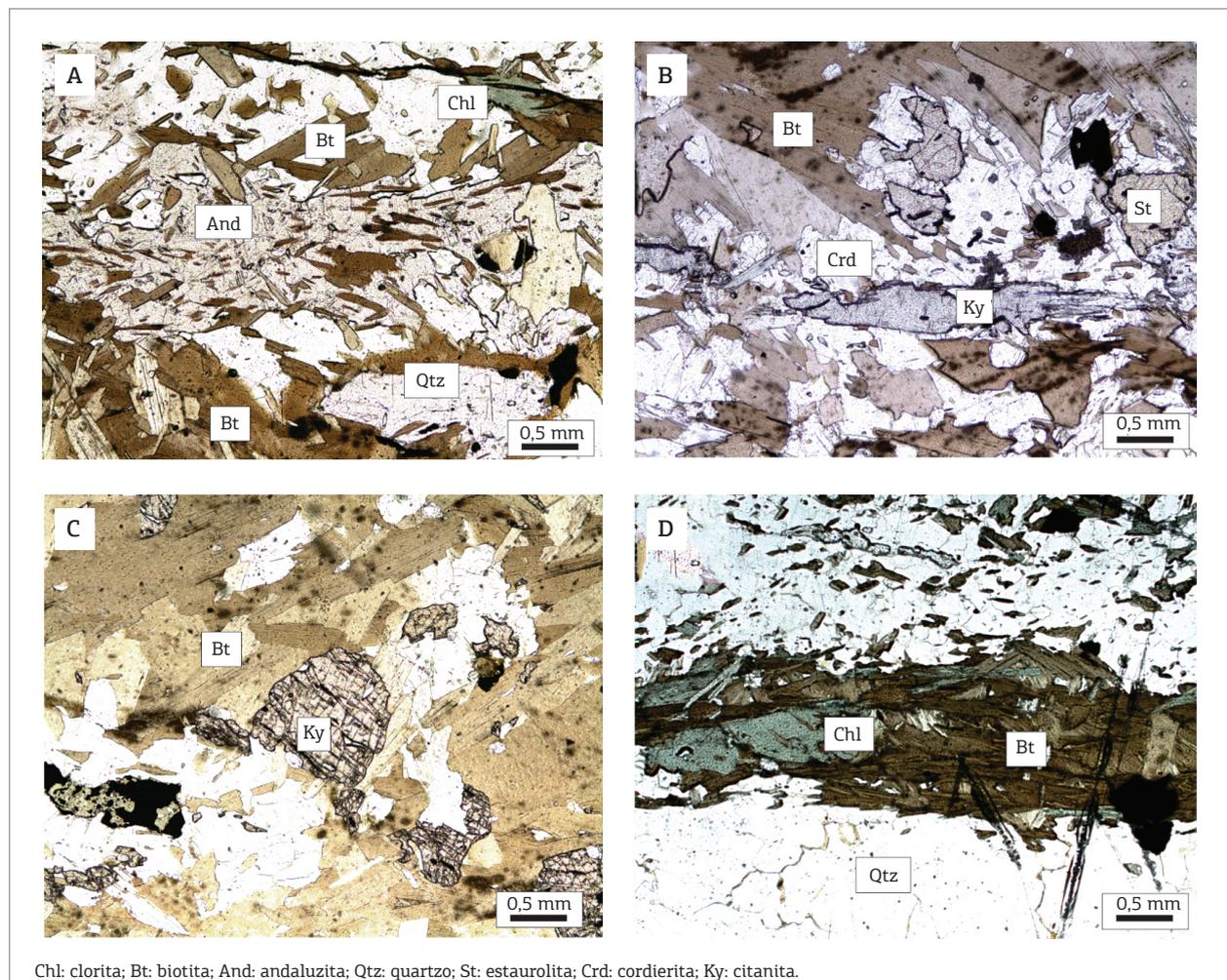


Figura 6. Imagens de estauroлита-andalusita-biotita xisto: (A) poiquiloblasto de andalusita com inclusões de biotita e opacos; (B) poiquiloblasto de cordierita com inclusões de estauroлита, opacos e cianita; (C) cianita com clivagem em duas direções; (D) clorita como pseudomorfo de biotita. Fotomicrografias em polarizadores paralelos.

poligonal. O plagioclásio não apresenta geminação; o hábito e o tamanho são semelhantes aos do quartzo, mas pode ser identificado pela fina alteração para sericita e presença constante de inclusões de biotita. Os minerais opacos e clorita também estão inclusos na granada em pequenos cristais de forma arredondada.

Biotita gnaisse

Os biotita gnaisses afloram na forma de blocos e matações (Fig. 8A) na parte norte da área mapeada e formam relevo composto por colinas. São rochas de cor cinza clara a amarelada, granulação fina a média. Como estruturas

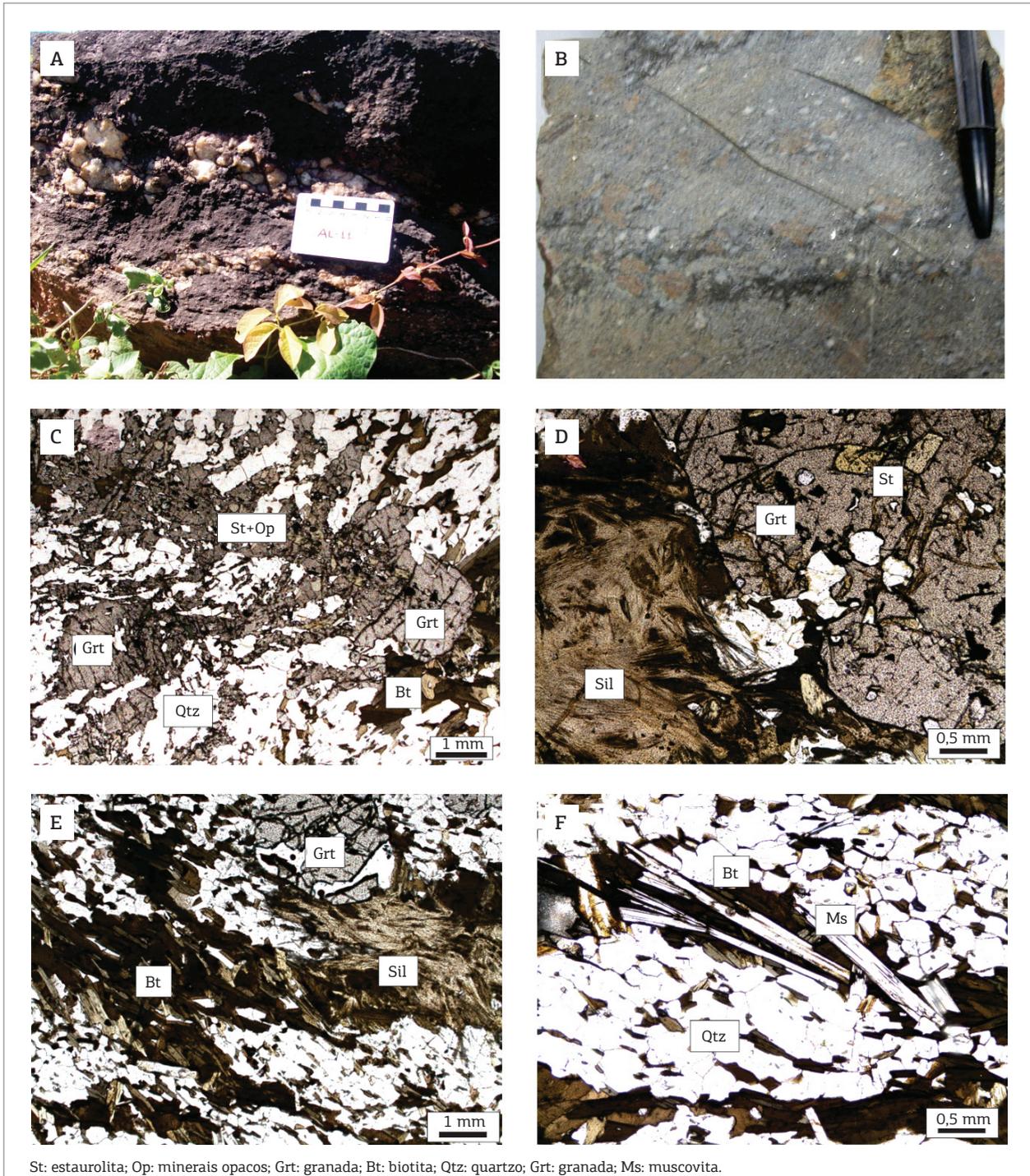


Figura 7. Imagens de granada-silimanita-biotita xisto: (A) bloco apresentando veio de quartzo; (B) amostra de mão com bandamento composicional; (C) porfiroblasto de granada com inclusões de opacos, biotita, estauroлита, quartzo e clorita; (D) agregado de fibrolita associado a poiquiloblasto de granada; (E) foliações marcadas por biotita e sillimanita; (F) biotita e muscovita euédricas marcam foliação. Fotomicrografias com polarizadores paralelos.

apresenta bandamento gnáissico associado à clivagem de crenulação (Fig. 8B). As bandas leucocráticas são de granulação fina e textura granoblástica, nas quais predominam quartzo e plagioclásio com biotita e muscovita subordinadas. Apresentam xenólitos de rochas vulcânicas básicas.

Nas bandas melanocráticas predominam biotita e clorita, e subordinadamente quartzo (Fig. 8C). Ao microscópio são rochas inequigranulares com granulação fina a média. Compostos de quartzo (40%), plagioclásio (25%), biotita (28%), clorita (4%) e muscovita (3%). Como minerais

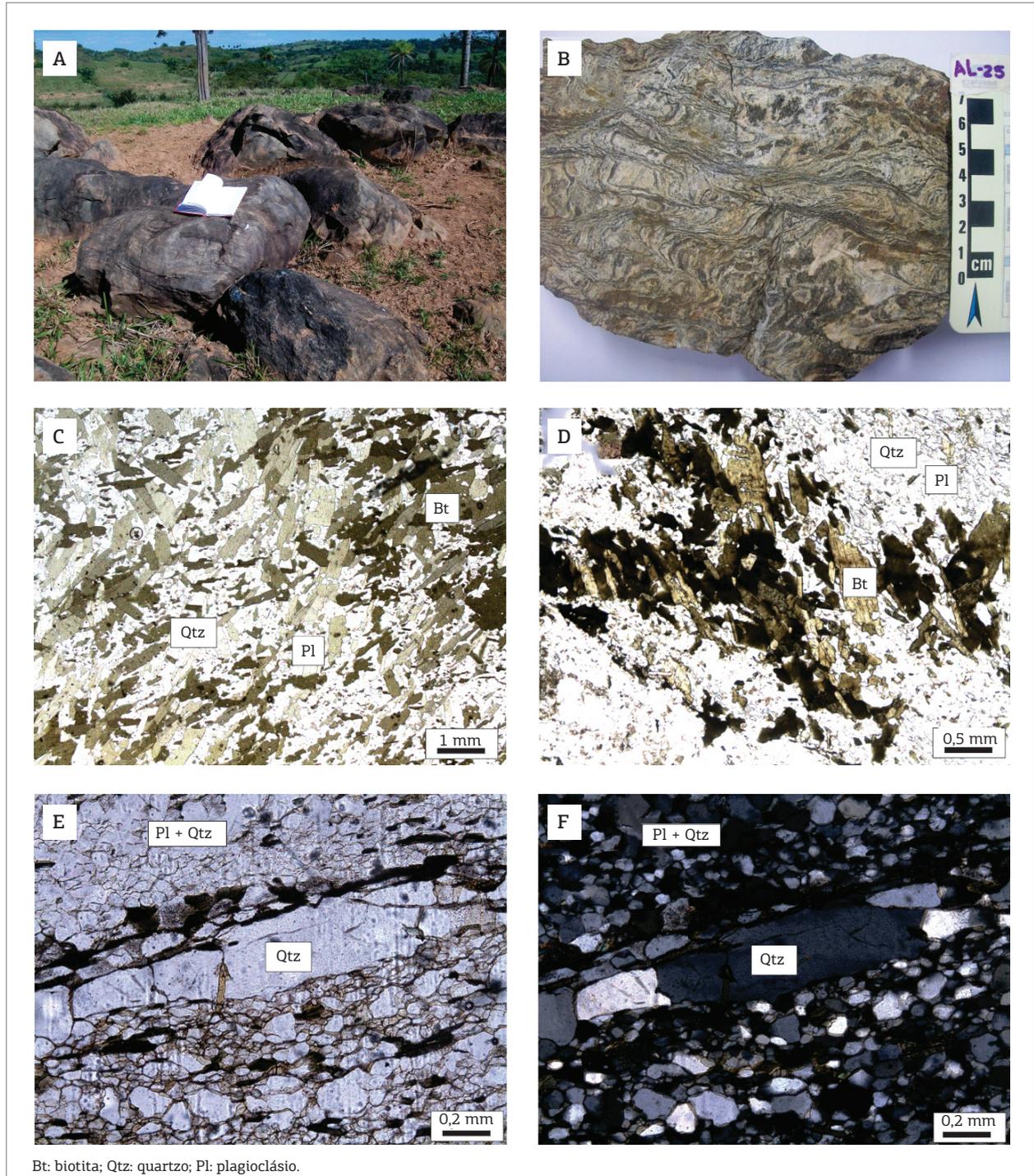


Figura 8. Imagens de biotita gnaisse: (A) forma de afloramento em pequenos blocos; (B) clivagem de crenulação em amostra de mão; (C) foliações marcadas pelos cristais de biotita; (D) cristais de biotita de granulação maior. (E) e (F) Quartzo *ribbon* em meio à matriz fina. Fotomicrografias com polarizadores paralelos, exceto em F.

acessórios ocorrem apatita, monazita, zircão, granada e minerais opacos.

A biotita apresenta-se em cristais na forma de palhetas subédricas com pleocroísmo de amarelo claro a marrom escuro, definindo duas foliações: xistosidade S_n paralela ao bandamento gnáissico (Fig. 8C) e clivagem de crenulação S_{n+1} (Fig. 8D). A monazita ocorre com hábito arredondado em meio a cristais de quartzo e plagioclásio nas bandas leucocráticas da rocha, e na forma de inclusão nos cristais de biotita, nos quais forma halos pleocroicos. O quartzo apresenta-se em geral em cristais poligonais recristalizados, mas por vezes na forma de quartzo *ribbon* (Figs. 8E e 8F).

A muscovita consiste em palhetas anédricas nas bandas leucocráticas associadas a quartzo e plagioclásio. A clorita apresenta pleocroísmo de verde claro a escuro e cor de interferência anômala marrom; ocorre nas bandas máficas associada a biotita, pouco abundante, como resultado de cloritização. Portanto, apresenta mesmo tamanho e hábito que a biotita. Minerais opacos são comuns associados aos *ribbons* de quartzo, apresentam hábito prismático anédrico a subédrico. O plagioclásio apresenta núcleo saussuritizado e bordas límpidas, indicando cristais zonados, com núcleo mais cálcico do que a borda. A granada com hábito esquelético está presente somente nas bandas mais ricas em biotita.

Anfibolito

Os anfibolitos estão principalmente na parte oeste da área mapeada, na forma de lentes inclusas nos xistos. Os tipos litológicos variam de anfibolitos a granada-biotita anfibolitos. A área de ocorrência dessas rochas é marcada por solo avermelhado, no qual as rochas frescas ocorrem na forma de pequenos blocos (Fig. 9A). Caracterizam-se por apresentar coloração cinza a cinza escura (Fig. 9B), com granulação fina a grossa, constituídos por anfibólitos (30 a 45%), plagioclásio (5 a 15%), quartzo (15 a 30%), biotita (5%), clorita (5%), podendo conter granada. Os minerais acessórios e de alteração são opacos, epidoto e titanita. Algumas amostras apresentam bandamento composicional descontínuo (Fig. 9B); marcado por bandas máficas constituídas por anfibólito e clorita, alternadas com bandas félsicas constituídas principalmente por quartzo e plagioclásio.

Ao microscópio são rochas de textura nematoblástica, com cristais poiquiloblásticos (Fig. 9C), resultante do arranjo dos cristais de anfibólito nas bandas máficas. Observa-se a textura radial no arranjo concêntrico dos cristais de hornblenda. Além disso, ocorrem bolsões compostos somente de quartzo e plagioclásio.

Os anfibólitos presentes são hornblenda e actinolita-tremolita. A hornblenda em cristais prismáticos subédricos, e

como poiquiloblastos com inclusões de quartzo e plagioclásio (Fig. 9C), que apresentam pleocroísmo de verde azulado a verde claro, com tamanho de 1 a 5 mm. Os poiquiloblastos apresentam coronas de actinolita-tremolita e clorita. Também inclusos nos cristais de hornblenda, são observados cristais prismáticos losangulares subédricos de titanita e cor marrom. A actinolita-tremolita (Fig. 9D) exibe-se em cristais prismáticos fibrosos com pleocroísmo de incolor a verde claro; tamanho menor do que 1 mm. Está comumente associada a cristais de clorita na borda dos cristais de hornblenda e em domínios em que predominam cristais de quartzo e plagioclásio.

O plagioclásio tem hábito tabular anédrico e não apresenta geminação, mas pode ser distinguido do quartzo por apresentar sinais de saussuritização; em geral está associado a quartzo, que apresenta hábito granular e extinção ondulante. A biotita ocorre em palhetas subédricas com pleocroísmo de marrom claro a marrom escuro. A clorita apresenta-se em palhetas subédricas, pleocroísmo de verde claro a verde escuro e cor de interferência anômala.

Nas proximidades do Tonalito Cabaçal apresenta mineralogia que indica grau metamórfico maior, onde estão presentes cristais de granada associados à hornblenda e actinolita-tremolita. A granada apresenta-se na forma de poiquiloblastos e esquelético. Os cristais esqueléticos estão nas partes em que predominam quartzo e plagioclásio. Os poiquiloblastos chegam a 5 mm de diâmetro, apresentam muitas inclusões arredondadas de quartzo e opacos. Os grandes cristais de hornblenda por vezes são pseudomorfo de um antigo mineral de hábito prismático subédrico, como por exemplo piroxênio.

Muscovita granito

Na área mapeada o muscovita granito ocorre associado aos xistos e paragneisses na forma de lentes (Fig. 2). Seus afloramentos são na forma de pequenos blocos (Fig. 9E). São rochas de cor amarela clara (Fig. 9F), inequigranulares com granulação fina a média, compostas de quartzo (35%), microclínio (30%), plagioclásio (20%), muscovita (15%) e como acessórios têm-se granada, apatita, opacos, zircão e epidoto.

Ao microscópio a textura predominante é granoblástica (Fig. 9G); em geral os contatos entre os cristais são côncavo-convexos. O principal mineral componente da rocha é quartzo, que ocorre em cristais granulares anédricos a subédricos. Os cristais de Microclínio apresentam-se na forma de pertitas (em grãos e em estrias) e com intercrescimento gráfico. E muitas vezes em cristais de hábito tabular subédrico a anédrico. O plagioclásio ocorre com hábito semelhante, apresenta geminação do tipo albita e é de composição albita.



Hbl: hornblenda; Grt: granada; Bt: biotita; Act: actinolita; Tr: tremolita; Pl: plagioclásio; Ms: muscovita; Mc: muscovita; Qtz: quartzo.

Figura 9. Imagens de anfíbolitos: (A) afloramento na forma de pequenos blocos; (B) bandamento composicional descontínuo; (C) granada e hornblenda poiquiloblásticas; (D) actinolita-tremolita como pseudomorfo de hornblenda. Imagens de muscovita granito: (E) afloramento em bloco; (F) aspecto macroscópico da rocha; (G) textura granoblástica, cristais de muscovita primária; (H) cristal de granada com hábito esqueletal em meio aos cristais de quartzo. Fotomicrografias com polarizadores paralelos, exceto em G.

Os cristais de biotita são euédricos e apresentam pleocroísmo de incolor a marrom claro. A muscovita é primária (Fig. 9G), apresentando-se como palhetas euédricas. Os minerais opacos representam principalmente como resultado de alteração de biotita. O zircão está incluído principalmente nos cristais de quartzo. A granada ocorre com hábito prismático anédrico (Fig. 9H), faz contato côncavo-convexo com o K-feldspato e contato reto com quartzo.

DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

As rochas do GAJ apresentam complexa evolução estrutural-metamórfica. Foram identificadas duas fases deformacionais: D_n e D_{n+1} com metamorfismo associado. Na fase de deformação D_n destaca-se a foliação S_n , que é representada por bandamento gnáissico nos paragneisses (Fig. 10A) e anfibolitos e xistosidade nos xistos (Fig. 10B).

No bandamento gnáissico ocorrem dobras apertadas a isoclinais de escala centimétrica. A orientação da foliação S_n é em geral leste-oeste com mergulhos para N ou S (Fig. 10C). Outra estrutura que se sobressai na área estudada é a S_{n+1} (Fig. 10B), desenvolvida na fase D_{n+1} , representada por clivagem de crenulação ou clivagem em alto ângulo sobre a foliação mais antiga. A foliação S_{n+1} situa-se no plano axial das dobras D_{n+1} , que são abertas a apertadas, inclinadas com caimento para NE. A orientação da foliação S_{n+1} é orientada N60-80°W, com mergulhos em alto ângulo (65 a 90°) para sul-sudeste (Fig. 10D).

Os dados da petrografia associados às relações estruturais permitiram distinguir três eventos metamórficos: o primeiro evento, M1, contemporâneo à S_n é de fácies xisto verde inferior; o segundo evento, M2, associado à fase S_{n+1} é de fácies xisto verde a anfibolito; e o terceiro evento térmico, M3, de fácies hornblenda hornfels, marcado pelo crescimento estático de minerais.

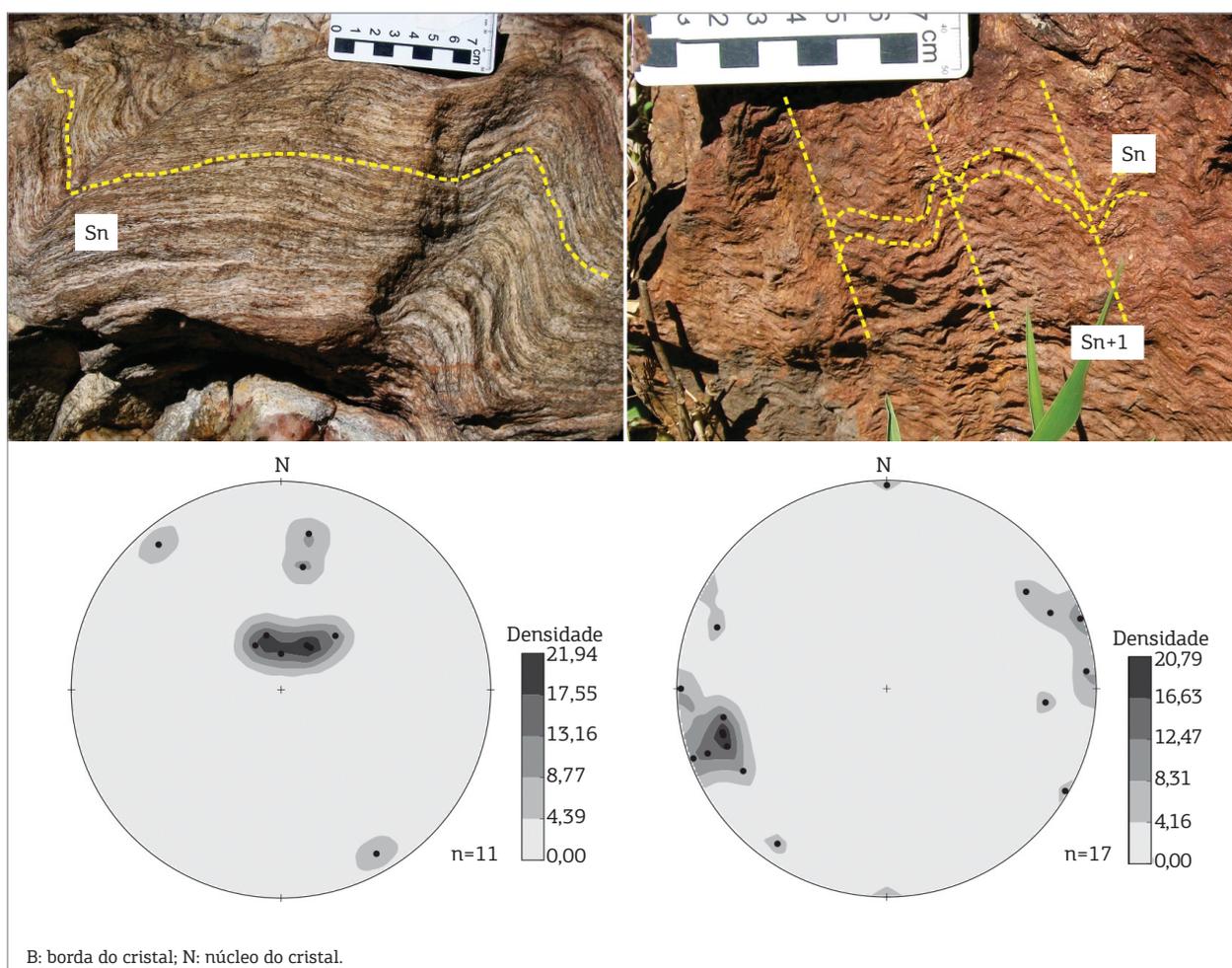


Figura 10. Aspecto das estruturas em campo: (A) bandamento marca a foliação S_n ; (B) relação de corte das foliações S_n (baixo ângulo) e S_{n+1} (alto ângulo). Diagramas de densidade de polos em rede equiárea de Schmidt, hemisfério inferior, para as foliações S_n (C) e S_{n+1} (D).

O metamorfismo M1 foi caracterizado nos biotita-muscovita-quartzo xistos e clorita-biotita-muscovita xistos com a associação: muscovita + biotita \pm clorita + quartzo + albita; nos anfibolitos com actinolita-tremolita + biotita + plagioclásio + quartzo; e no granada-sillimanita-biotita gnaiss é marcado pela presença de biotita + muscovita + plagioclásio + quartzo.

O M2 foi identificado nos estauroлита-andalusita-biotita xisto, com a paragéneses biotita + estauroлита + cianita + plagioclásio + quartzo (zona da cianita); nos biotita gnaisses pela associação de biotita + plagioclásio \pm granada; nos anfibolitos por hornblenda + granada + plagioclásio + quartzo; os granada-cordierita-biotita xistos com estauroлита + biotita + quartzo + plagioclásio; e no granada-sillimanita-biotita gnaiss pela presença de biotita + estauroлита + plagioclásio + quartzo.

O evento M3 nos estauroлита-andalusita-biotita xistos é evidenciado pela presença de porfiroblastos de andalusita e cordierita; nos granada-cordierita-biotita xistos pela associação granada + cordierita + biotita + plagioclásio + quartzo; no granada-sillimanita-biotita gnaiss é associado a ocorrência de granada + sillimanita + plagioclásio + quartzo, que cresceram sobre os minerais das duas foliações, indicando que houve metamorfismo tardio M3 de mais alta T.

GEOCRONOLOGIA

Para análise geocronológica foi utilizada uma amostra de biotita gnaiss do GAJ (amostra AL-24), coletada nas proximidades na Fazenda Retiro Novo. A amostra foi preparada no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Recursos Minerais (DRM) do Instituto de Ciências Exatas e da Terra (ICET) da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) por métodos convencionais: britagem, trituração; peneiramento e concentração da fração 63 *mesh*. O concentrado desse intervalo foi submetido à separação dos minerais magnéticos com ímã de mão, bateamento, e em seguida pelo separador magnético (*Frantz*), variando-se a inclinação e a intensidade do campo eletromagnético. Após a concentração do material, foram separados manualmente cerca de 50 grãos de zircão em lupa binocular, no Laboratório de Microscopia do DRM/ICET/UFMT.

Os grãos de zircão foram montados em fita adesiva, e posteriormente foram preparados em uma superfície com epóxi, a qual foi polida e metalizada com ouro. De posse desse *mount* foram obtidas imagens de catodoluminescência (CL) e de microscópio eletrônico de varredura. Os dados isotópicos U-Pb (SHRIMP) em zircão foram obtidos no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas do

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-IGC/USP).

Os procedimentos analíticos e de calibração do aparelho foram utilizados segundo a metodologia descrita em Stern (1998) e Williams (1998). As constantes de desintegração e a razão atual $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ utilizadas nos cálculos são aquelas fornecidas por Steiger & Jager (1977). Para o cálculo de idade integrada foram feitas médias ponderadas, tendo como base a interpretação de imagens CL como pertencentes a uma mesma geração de zircão. As idades foram calculadas utilizando-se o programa *Isoplot* de Ludwig (1999).

Dos cristais de zircão selecionados manualmente, nove grãos foram utilizados para obter imagens de CL e posterior análise com o equipamento SHRIMP. À lupa binocular são cristais prismáticos com contornos arredondados, muitas vezes quebrados e translúcidos com cor amarela a acinzentada.

Nas imagens de CL (Fig. 11) é possível observar que os cristais 1, 3, 4, 5 e 9 apresentam núcleo euédrico original envolto por sobrecrescimentos com zonação oscilatória, na borda ocorre crescimento que apresenta aspecto homogêneo. O cristal 7 da Fig. 11 mostra-se homogêneo, sem evidências de zonação. Os cristais são morfologicamente prismas curtos e a relação comprimento *versus* largura dá-se em 2:1 e 3:1.

Os resultados obtidos das análises U-Pb estão apresentados na Táb. 1, os dados do zircão 8 (Fig. 11) foram descartados pela alta presença de chumbo comum. Nos zircões 1 e 4 foram realizadas análises de núcleo e borda. As razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ são todas maiores que 0,1, o que é indicativo dos zircões serem ígneos.

As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostram que há duas idades principais para essa rocha, o grupo de idade que vai de 1757 ± 27 a 1776 ± 11 Ma e outro que vai de 1826 ± 19 a 1867 ± 38 Ma. Esse grupo de idades apresenta idades de cristalização do protólito ígneo. O primeiro grupo corresponde a idades que corroboram as apresentadas por Pinho (1996), referentes a um evento posterior que abriu o sistema. A idade do cristal 5, que remete a 1983 ± 11 Ma, refere-se à idade herdada. O diagrama concórdia (Fig. 12) gerado a partir das razões obtidas mostra idade concordante em $1819 \pm 6,7$ Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O GAJ apresenta evidências de ser um prisma acresceniário dominado por sedimentos, segundo a definição de Moore (2001), por mostrar uma mistura de rochas metasedimentares e subordinadamente rochas metavulcânicas.

Em campo é representado por xistos (litotipo predominante) associado a gnaisses, anfibolitos e muscovita granito, de modo que não é possível estabelecer uma estratigrafia de topo e base.

Anteriormente essas rochas foram descritas como Complexo Metavulcanossedimentar Cabaçal (Ruiz, 1992, 2005), como uma associação de rochas metassedimentares (muscovita-quartzo xistos, biotita-muscovita-granada xistos/gnaisses, granada-muscovita-sillimanita xistos e, mais raramente, clorita-sericita-quartzo xistos), com rochas metavulcânicas básicas (anfibolitos). No presente trabalho foram discriminados no GAJ os seguintes tipos de xisto:

biotita-muscovita-quartzo xistos; clorita-biotita-muscovita xistos; granada-cordierita-biotita xisto e estauroлита-andaluzita-biotita xisto, associados a granada-sillimanita-biotita gnaisse, biotita gnaisse, anfibolito e muscovita granito.

O bandamento composicional nos xistos é uma indicação de que seus protólitos seriam rochas sedimentares clássicas, formadas de uma alternância de bandas mais pelíticas com bandas psamíticas, resultando bandas ricas em minerais típicos de metamorfismo de rochas pelíticas alternadas com bandas quartzo-feldspáticas.

Os gnaisses encontrados são distintos em mineralogia e textura. O granada-sillimanita-biotita gnaisse apresenta

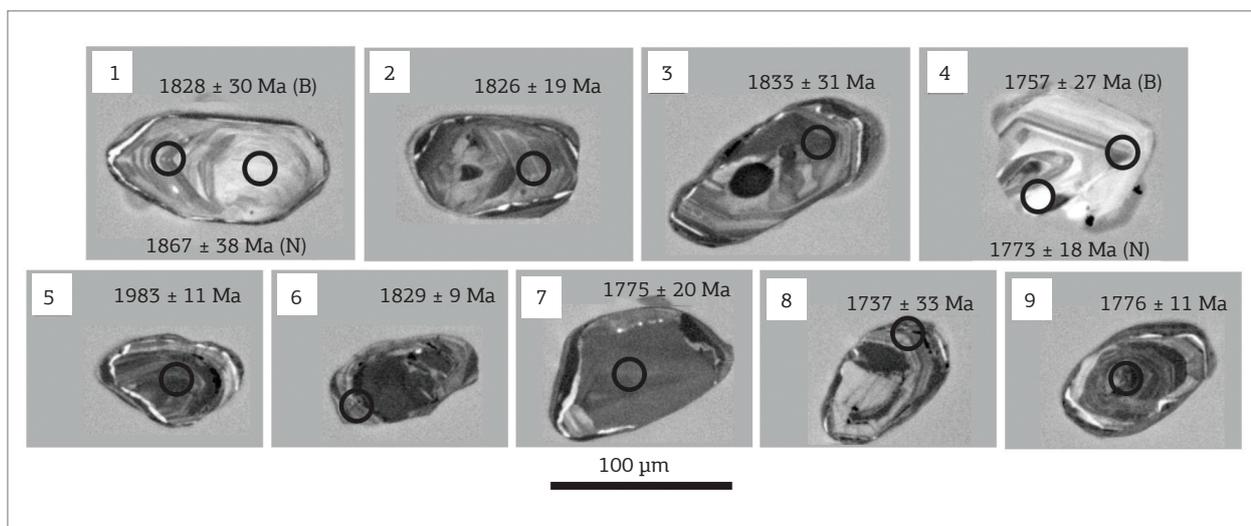


Figura 11. Imagem de catadoluminescência de cristais de zircão do biotita gnaisse e os locais de aplicação do feixe de O2 (spots). Número dos spots: (1) 1.1-N e 1.2-B; (2) 2.1; (3) 3.1; (4) 4.1-B e 4.2-N; (5) 5.1; (6) 6.1; (7) 7.1; (8) 8.1; (9) 9.1.

Tabela 1. Síntese dos dados obtidos nas análises U-Pb (SHRIMP) em cristais de zircão da amostra AL-24.

Sigla do Spot	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb comum %	ppm Rad ^{206}Pb	Razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	% erro	Razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	% erro	Erro corrigido	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s erro	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s erro
AL24-1.1	91	53	0,60	0,70	26,8	5,36	5	0,340	4,5	0,904	1888,0	73,3	1867	38
AL24-1.2	236	157	0,69	0,45	66,7	5,04	4,7	0,327	4,4	0,935	1823,9	70,2	1828	30
AL24-2.1	409	178	0,45	0,34	120,1	5,25	4,5	0,341	4,4	0,973	1890,6	72,0	1826	19
AL24-3.1	437	691	1,63	0,29	117,3	4,81	4,5	0,311	4,4	0,967	1747,7	67,2	1833	21
AL24-4.1	156	89	0,59	0,37	43,3	4,77	4,7	0,322	4,4	0,947	1798,3	69,5	1757	27
AL24-4.2	405	294	0,75	0,25	112,7	4,73	4,4	0,323	4,4	0,976	1803,0	69,3	1773	18
AL24-5.1	824	729	0,91	0,24	246,5	4,83	4,5	0,340	4,4	0,991	1921,4	72,8	1983	11
AL24-6.1	1453	1439	1,02	0,13	409,7	5,83	4,4	0,328	4,4	0,994	1827,6	69,7	1829	9
AL24-7.1	331	275	0,86	0,33	91,1	5,05	4,4	0,319	4,4	0,971	1784,5	68,7	1775	20
AL24-8.1*	949	604	0,66	1,06	231,8	4,77	4,5	0,281	4,4	0,926	1595,1	62,1	1737	33
AL24-9.1	1002	1802	1,86	0,20	272,4	4,11	4,7	0,316	4,4	0,991	1768,9	67,8	1776	11

*Os dados do zircão 8.1 não foram utilizados para fazer a concórdia pela alta porcentagem de ^{206}Pb comum.

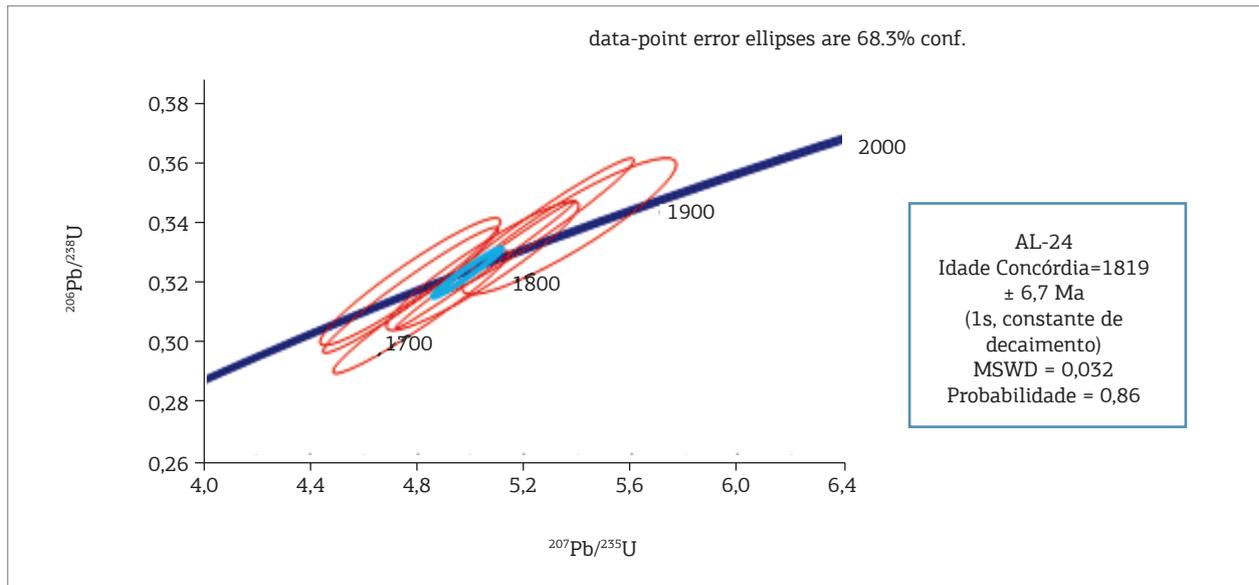


Figura 12. Diagrama concórdia U-Pb (SHRIMP) da amostra AL-24, mostrando a idade concórdia no intercepto superior em $1819 \pm 6,7$ Ma.

grande quantidade de minerais ricos em alumínio (polimorfos de Al_2O_3 e estauroлита) gerados pelo metamorfismo, o que indica um protólito de rocha sedimentar essencialmente pelítica. O biotita gnaissé apresenta no entanto uma mineralogia mais restrita, como minerais principais têm-se plagioclásio, quartzo e biotita. Além disso, apresenta porfiroclastos de quartzo em matriz fina, o que é indício do protólito ser uma rocha vulcânica ácida porfirítica.

Os anfibolitos que apresentam grande porcentagem de quartzo possivelmente foram originados do metamorfismo de margas. Entretanto, há os anfibolitos que apresentam evidências de serem derivados de rocha ígnea metamorfizada. O muscovita granito apresenta muscovita primária e granada e granulação fina, indicativas de ser granito aluminoso cristalizado a níveis crustais pouco profundos.

Com respeito à deformação, foram identificadas duas fases de deformação, D_n e D_{n+1} , de caráter dúctil. O evento mais antigo, D_n , gerou xistosidade ou bandamento gnáissico (S_n) de atitude média orientada leste-oeste, com mergulhos para N ou S e relacionado a metamorfismo de menor grau com relação ao do evento posterior. S_n em geral é paralelo a S_0 , o que é demonstrado nos xistos por meio de bandas de composições diferentes, interpretadas como laminação de origem sedimentar. O segundo evento deformacional mostra deformação de caráter dúctil-rúptil, marcado pela formação de dobras na foliação e clivagem de crenulação (S_{n+1}) com atitude média de $N60-80^\circ W$, com mergulhos em alto ângulo (65 a 90°) para sudeste.

Considerando o padrão de deformação e metamórfico observado nas rochas do GAJ, é sugerido que foram tectonicamente transportadas de WSW para ENE em regime

tectônico convergente, que foi dominado pela geração das dobras na fase D_n e compatível com fácies xisto verde em níveis crustais rasos. A segunda fase de deformação apresenta também caráter convergente, com transporte de SSW para NNE, associado a evento metamórfico de nível crustal raso, fácies xisto verde a anfibolito. O último evento metamórfico ($M3$) no GAJ foi de caráter termal, sendo que a fonte térmica para este seria a unidade intrusiva Tonalito Cabaçal.

A idade do prisma acrescionário pode ser indicada pela idade U-Pb em zircão de $1819 \pm 6,7$ Ma obtida em biotita gnaissé, a qual fundamenta a idade paleoproterozoica para o prisma acrescionário nessa porção do GAJ. Comparando a idade obtida com as disponíveis na literatura, esta é compatível com as idades determinadas por Pinho (1996) em torno de 1769 ± 29 Ma para os riolitos da formação Manuel Leme. Além disso, dados do Gnaissé Aliança (Complexo Metamórfico Alto Guaporé) indicam que tais rochas se cristalizaram em torno de 1750 Ma (Geraldés, 2000). A idade muito próxima à do GAJ sugere que essas rochas representariam o arco-magmático relacionado ao prisma acrescionário.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Mato Grosso (FAPEMAT) (processo nº. 449483/2009) pelo auxílio financeiro. E a primeira autora agradece pela bolsa de mestrado concedida pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

REFERÊNCIAS

- Bettencourt J.S., Leite Junior W.B., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(1):28-46.
- Condie K.C. 2005. *Earth as an evolving planetary system*. Amsterdam, Elsevier, 447 p.
- Geraldes M.C. 2000. *Geoquímica e geocronologia do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico)*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 193 p.
- Geraldes M.C., Teixeira W., Van Schmus W.R. 2000. Isotopic and chemical evidence for three accretionary magmatic arcs (1.79-1.42 Ga) in the SW Amazon Craton, Mato Grosso State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):99-101.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**(1):277-279.
- Leite J.A.D., Saes G.S., Weska R.K. 1985. A Suíte Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí nas Serras de Rio Branco e Roncador. In: SBG-Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, *Anais*, v. 1, p. 247-255.
- Lima G.A., Sousa M.Z.A., Ruiz A.S., Batata M.E.F. 2009. Geologia e geocronologia U-Pb do Tonalito Cabaçal - Terreno Jauru - SW do Cráton Amazônico. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, São Paulo, São Paulo, *Anais*, v. único, p. 265-267.
- Ludwig K.R. 1999. User's manual for Isoplot/Ex version 2.10, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication 1, 47 p.
- Menezes R.G., Silva P.C.S., Silva L.C., Takahashi A.T., Lopes Junior I., Bezerra J.R.I. 1993. *Pontes e Lacerda. Folha SD. 21-Y-C-II*. Brasília, MME/DNPM, Projeto Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 126 p.
- Monteiro H., Macedo P.M., Silva M.D.; Moraes A.A., Marchetto C.M.L. 1986. O 'Greenstone Belt' do Alto Jauru. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, *Anais*, 34, p. 630-647.
- Moore J.C. 2001. Accretionary prisms at convergent plate boundaries. In: Steele J.H., Thorpe S.A., Turekian K.K. (eds.) *Encyclopedia of Ocean Sciences*. London, Academic Press, p. 28-34.
- Pinho F.E. 1996. *The origin of the Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil*. Ph.D. Thesis, University of Western Ontario, London, Canada.
- Ruiz A.S. 1992. *Contribuição à Geologia do Distrito de Cachoeirinha, MT*. MS Dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Ruiz A.S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia - Mato Grosso*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista.
- Ruiz A.S., Geraldes M.C., Matos J.B., Teixeira W., Van Schmus W.R., Schmitt R.S. 2004. The 1590-1520 Ma Cachoeirinha magmatic arc and its tectonic implications for the Mesoproterozoic. SW Amazonian craton crustal evolution. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, **76**(4):807-824.
- Sousa M.Z.A., Batata M.E.F., Ruiz A.S., Lima G.A., Matos J.B., Paz J.D.S., Costa A.C.D., Silva, C.H., Côrrea da Costa P.C. 2009. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Branco SD-21-Y-D-I, Estado de Mato Grosso, Escala 1:100.000*. Contrato CPRM Nº 112/PR/06. São Paulo, Convênio Secretaria de Estado de Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil, 153 p.
- Steiger R.H. & Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**:359-362.
- Stern R.A. 1998. High resolution SIMS determination of radiogenic trace isotope ratios in minerals. In: Cabri L.J., Vaughan, D.J. Modern approaches to ore and environmental mineralogy. Mineralogical Association of Canada, *Canada Short Course Series*, **27**:241-268.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Van Schmus W.R., Geraldes M.C., Fetter, A.H., Ruiz, A.S., Matos, J.B., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W. 1998. U/Pb and Sm/Nd constraints on the age and origin of Proterozoic crust in southwestern Mato Grosso, Brazil: evidence for a 1450 Ma magmatic arc in SW Amazonia. In: International Symposium on Tectonics, Ouro Preto, Minas Gerais, *Abstract Volume*, p. 121-125.
- Williams I. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I., (eds.) Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Society of Economic Geologists. Short course*, **7**:1-35.

Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br