

**ANÁLISE MICROESTRUTURAL DOS MILONITOS DA ZONA DE  
CISALHAMENTO INDIAVAÍ-LUCIALVA, PORÇÃO SW DO CRÁTON AMA-  
ZÔNICO (MT)**

**Harrizon Lima de Almeida**

Depto. Geologia Geral (DGG) – Universidade Federal de Mato Grosso-UFMT

**Amarildo Salina Ruiz**

Depto. Geologia Geral (DGG) – Universidade Federal de Mato Grosso-UFMT, Curso de  
Pós-Graduação em Geociências – Universidade Estadual Paulista-UNESP

**Axel Vollbrecht**

Depto. Geologia Estrutural e Geodinâmica (GZG)-Universidade de Goettingen (Alema-  
nha)

**Paulo César Corrêa da Costa**

Depto. Recursos Minerais (DRM)– Universidade Federal de Mato Grosso-UFMT

**Carlos José Archanjo**

Instituto de Geociências(IGC) – Universidade de São Paulo-USP

**INTRODUÇÃO**

Com o objetivo de avaliar as condições de de-  
formação nos milonitos da zona de cisalhamento  
Indiavaí-Lucialva, bem como o(s) mecanismo(s) de  
recristalização dinâmica, foram realizados estudos de  
petrografia e textura de eixo c de quartzo. O estudo  
mostra que as rochas afetadas pela Zona de  
Cisalhamento foram deformadas sob temperatura de  
600 < T < 700° C. A recristalização dinâmica do quartzo  
ocorreu por migração de limites de grãos, com algu-  
ma contribuição de recristalização por rotação de  
subgrãos.

**CONTEXTO REGIONAL**

O setor SW do Cráton Amazônico, exposto em  
Mato Grosso, é formado por um arranjo de domínios  
lito-tectônicos (Domínios Cachoeirinha, Jauru, Rio  
Alegre e Paraguá) caracterizados por exibir um  
arcabouço lito-estratigráfico e geocronológico distin-  
to e limites balizados por zonas de cisalhamentos de  
expressão regional.

O Batólito Santa Helena constitui uma intrusão  
com cerca de 3500 Km<sup>2</sup> cujas feições geológicas des-  
crevem parte da complexa história magmática e  
deformacional responsável pela consolidação desta  
porção do cráton. Alongado tectonicamente na dire-  
ção NS e alojado em rochas supra e infracrustais do  
Domínio Jauru, o batólito é constituído por gnaisses  
grossos, rosados, de composição sienogranítica a  
granodiorítica, com idade de cristalização (U-Pb em  
zirco) entre 1.42 a 1.45 Ga (Geraldes et al., 2001).

A análise estrutural do interior da intrusão in-  
dica a superposição de, pelo menos, dois episódios de  
deformação caracterizados pela formação do  
bandamento gnáissico Sn (EW) e megacrenulações  
com feixes discretos de cisalhamento Sn+1(NS). O  
limite ocidental do batólito é definido pelas Zonas de

Cisalhamento Piratininga e Estiva Velha, enquanto o  
extremo NE, objeto deste trabalho, é marcado pela  
Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva, que o justa-  
põe aos Complexos Metamórficos Taquarussu e Pon-  
tes e Lacerda (Matos *et al.* 2003). Enxames de enclaves  
de rochas meta-ultramáficas e máficas do Complexo  
Taquarussu nos gnaisses estudados indicam que a de-  
formação cisalhante instalou-se no contato intrusivo  
entre o Batólito Santa Helena e as encaixantes do Do-  
mínio Jauru.

A área estudada situa-se cerca de 5 Km à norte  
da cidade de Jauru, região sudoeste do estado de Mato  
Grosso, e limite NE do batólito Santa Helena (Fig.  
01).

**ZONA DE CISALHAMENTO INDIAVAÍ-  
LUCIALVA (ZCIL)**

A Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva, que  
representou um papel importante no arcabouço  
tectônico e evolução do SW do Cráton Amazônico  
durante o Meso-Neoproterozóico, consiste de diver-  
sas faixas centimétricas a métricas, paralelas entre si,  
sítios de intensa deformação cisalhante dúctil, respon-  
sável pelo desenvolvimento milonitos, às expensas dos  
gnaisses previamente bandados. A zona de  
cisalhamento apresenta direção entre N60-50W e mer-  
gulhos íngremes (60 a 80°) para NE e teve sua  
cinemática descrita como transcorrente (Saes, 1999) e  
reverso (Matos *et al.* 2003), todavia o padrão de indi-  
cadores cinemáticos estudados mostram um movimen-  
to normal, de topo para NE, indicativo de um regime  
extensional.

A rocha encaixante da ZCIL é um gnaisse  
porfirítico de composição sieno a monzogranito com  
bandamento caracterizado pela alternância de níveis  
félsicos (quartzo-feldspáticos) e máficos (biotita). A  
lineação mineral, caracterizada por um agregado de

grãos quartzo-feldspáticos e máficos, forma faixas paralelas de ordem milimétrica a sub-milimétrica. Na zona de cisalhamento as rochas sofrem uma brusca diminuição no tamanho dos grãos, sobretudo os feldspatos. Essas faixas de intensa deformação são marcadas por uma trama composta por porfiroclastos e matriz recristalizada típica de uma foliação milonítica. Por vezes segmentos com muscovita quartzito milonítico também ocorrem. A atitude média da foliação milonítica é N60-50W com mergulho em torno de 65 graus para NE. A lineação de estiramento, definida pelo marcante estiramento preferencial do quartzo e/ou agregados quartzo-feldspáticos, exibe *plunge* médio aproximadamente de 60 graus para NE. Em virtude do estiramento e a intensa recristalização dos antigos grãos, a observação de indicadores cinemáticos (principalmente porfiroclastos rotacionados) são mais facilmente observados nas rochas menos deformadas, enquanto nos milonitos quartzo-micáceos são frequentes as *mica-fish*.

## ESTUDO DA PETROTRAMA E TEXTURA DE EIXO C DE QUARTZO

Localmente a rocha encaixante é constituída por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. A ocorrência de granada (poiquiloblástica), embora em quantidade acessória, é comum a quase todas as rochas estudadas. A foliação nos gnaisses milonitizados é definida pela disposição subparalela de cristais de biotita e/ou muscovita, e por grãos de quartzo estirados. Nos milonitos menos deformados os grãos de quartzo são pouco alongados e os contatos mostram limites lobulares. Em geral, esses lóbulos têm diferentes tamanhos, exibem limites inter-penetrantes com a formação de *fast* e *slow migration*, indicando recristalização por migração de limites de grãos (Drury & Humphreys, 1986). Com a intensificação dessa interpenetrabilidade grãos podem ocorrer total ou parcialmente inclusos, resultando em uma microestrutura de grãos dissecados (Urai et al., 1986). Algumas das microestruturas descritas por Jessel (1987), tais como *pinning*, “*janela*” e *dragging*, indicativas do sentido de migração de limites de grãos, também ocorrem. Feições de deformação intracristalina incluem bandas de deformação e extinção ondulante, bem como a formação de subgrãos. Em grãos de quartzo limites de baixo ângulo também podem exibir uma associação de formas prismáticas e quadráticas, as quais foram denominadas por Kruhl (1996) de microestrutura do tipo “*tabuleiro de xadrez*”. A formação dessa sub-estrutura é atribuída a atuação simultânea dos prismas <a> e <c> em temperaturas de 660° C (Blumenfeld et al., 1986; Kruhl, 1996). A morfologia dos grãos de feldspatos não difere muito do quartzo e indica semelhante comportamento mecânico (Passchier & Trouw, 1995). No contato feldspato-quartzo os limites são também fortemente lobulares, o que pode ter resultado da deformação e/ou troca química. A observação de limites em cuspide, no contato com o quartzo, e a presen-

ça microestrutura *core-mantle* indicam a possível atuação de difusão por *dislocation creep* e temperatura da ordem de 650° C (Gower & Simpson, 1992). Em rochas com maior intensidade de deformação quartzo e feldspatos são mais estirados e formam *ribbons*. A matriz dessas rochas é formada por agregado poligonal e inequigranular, dominada pela formação de novos grãos ausentes de deformação intracristalina, possivelmente resultante do balanço entre processos de recristalização e crescimento de grãos (De Bresser et al., 2001). Em muscovita quartzito milonítico os grãos de quartzo formam camadas paralelas e limitadas lado a lado por filmes de mica. Internamente, o contato quartzo-quartzo exibe suturas e lóbulos, mas quando em contato lateral com planos (001) das micas, tem seu crescimento inibido. Subgrãos no interior dos grãos de quartzo são aproximadamente do mesmo tamanho que os grãos da matriz, o que indica que a rotação de subgrãos pode ter sido um mecanismo de recristalização também importante durante o processo de recristalização dinâmica desse mineral.

A distribuição de máximos como o que é observado na figura 2A é esperado para a ativação do prisma <c> (Starkey, 1979). Máximos como na figura 2B é explicado pela ativação do prisma <a> com alguma possível contribuição do basal <a> (sub-máximo em torno de Z) (Starkey, 1979; Lister & Dornsiepen, 1982). A figura 2C indica que principalmente o prisma <c> foi ativado, com evidências também para a ativação do romboedro (r,z). Em B e C máximos diametralmente opostos podem ser traçados seguindo-se uma linha inclinada a cerca de 25 graus do plano da foliação. Essa trama é consistente com o sentido de cisalhamento com topo para NE e corrobora com o movimento determinado a partir dos indicadores cinemáticos. Tem sido observado que a ativação do prisma <c> ocorre apenas em altas temperaturas (> 600° C, Blumenfeld et al., 1986). Entretanto, Okudaira et al. (1995) mostraram que em temperaturas de 550-600° a ativação do prisma <c> e <a> já podem ser esperados. Para as nossas amostras temperaturas da ordem de 600-660° foram dominantes durante a deformação dos milonitos. Semelhante conclusão é sugerida também por algumas subestruturas e microestruturas em limites de grãos.

## CONCLUSÕES

Baseado no estudo da microestrutura em agregados de quartzo e feldspatos e na análise da textura de eixo c foi possível avaliar as condições de deformação dos milonitos da zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva. Durante a deformação dúctil acomodada pela zona de cisalhamento extensional Indiavaí-Lucialva, a recristalização dinâmica dos grãos de quartzo foi favorecida pela migração de limites de grãos, com secundário mecanismo de rotação de subgrãos. Esses mecanismos foram essenciais para a construção da trama dos milonitos, principalmente em micro escala. Temperatura da ordem de 600-660° C foi dominante durante a deformação na ZCIL.



## AGRADECIMENTOS

Harrizon L. Almeida agradece à FAPEMAT (proc. n° 3.2.2.33/02-2004) e Amarildo S. Ruiz à FAPESP (proc. n° 2002/13079-0) pelo financiamento da pesquisa.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Blumenfeld P.; Mainprice D.; Bouchez J.L. 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, **127**: 97-115

De Bresser J.H.P.; Ter Heege J.H.; Spiers C.J. 2001. Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening?. *Int. J. Earth Sci.*, **90**: 28-45

Drury M.R. & Humphreys F.J. 1986. The development of microstructure in Al-5% Mg during high temperature deformation. *Acta Met.*, **34**: 2259-2271

Geraldes, M.C.; Van Schmus W.R.; Condie K.C.; Bell S.; Teixeira W.; Babinski M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precamb. Res.*, **111**: 91-28

Gower R.J. & Simpson C. 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *J. Struc. Geol.*, **14**: 301-313

Jessel M.W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *J. Struc. Geol.*, **8**: 1007-1014

Kruhl J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *J. Met. Geol.*, **14**: 581-589

Lister G.S. & Dornsiepen U.F. 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *J. Struc. Geol.*, **1**: 81-92

Matos, J.B. Ruiz A.S.; Souza M.Z.A.; Calachibete C.; Geraldes M.C. 2003. Caracterização litoestrutural dos distritos de Taquarussu-Lucialva-Município de Jaurú, MT. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 8, Atas, p. 40

Okudaira T.; Takeshita T.; Hara I.; Ando J. 1995. A new estimate of the conditions for transition from basal <a> to prism [c] slip in naturally deformed quartz. *Tectonophysics*, **250**: 31-46

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1995. *Microtectonics*. Springer, New York, 289 pp.

Starkey J. 1979. Petrofabric analysis of Saxony Granulites by optical and X-ray diffraction methods. *Tectonophysics*, **58**: 201-219

Stipp M.; Stünitz H.; Heibronner R.; Schmid S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700° C. *J. Struc. Geol.*, **24**: 1861-1884

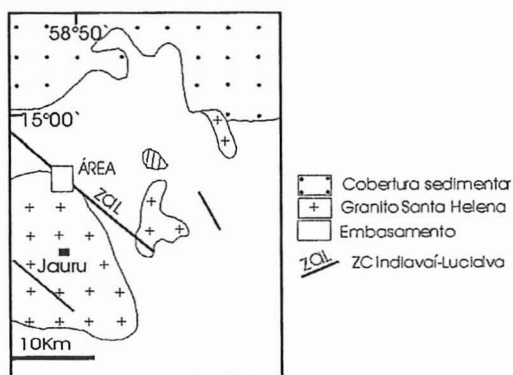


Fig 1. Localização da área estudada no contexto geológico regional

Fig. 02 - Figura polar de eixo c de quartzo. Projeção inferior em diagrama de igual-área. A, 190 medidas. B, 215 medidas e C, 205 medidas. Traço horizontal é o plano da foliação com a lineação contida naquele.

