

## ANÁLISE ESTRUTURAL NA PARTE CENTRAL DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MG)

Atlas V. CORRÊA NETO, Henrique DAYAN, Fernando R. M. PIRES & Marcelo V. da C. Braga  
e-mail: ATLAS@IGEO.UFRJ.BR  
DAYAN@IGEO.UFRJ.BR  
FRPIRES@IGEO.URFJ.BR

### STRUCTURAL ANALYSIS ON THE CENTRAL RIO DAS VELHAS GREENSTONE BELT, QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MG, BRAZIL)

#### ABSTRACT

The Rio das Velhas Greenstone Belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil) study area has been divided in two structural domains: frontal and oblique ramps. The frontal ramp domain shows predominately oblate shape fabrics and larger dispersion of strain ellipsoids orientation, while strain is higher and fabrics are prolate on the oblique ramp domain. The observed fabrics were generated by superimposed deformations. E-W thrusting has modified and reoriented early fabrics formed during the Archean deformation event and/or the Bação Complex uplift. Basement highs in the lateral ramp domain generated higher internal deformation and local shortening, normal to the thrust's movement, originating prolate fabrics. Variations of the shape fabric orientation on the frontal ramp domain reflect lower deformation values.

Keywords: structural geology, greenstone belt, thrust faults, Quadrilátero Ferrífero

#### RESUMO

Dois domínios estruturais foram individualizados na área central do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Quadrilátero Ferrífero, MG), a saber: Rampa Frontal e Rampa Obliqua. O domínio de rampa frontal caracteriza-se por maior dispersão na orientação dos eixos dos elipsóides de *strain* e tramas oblatas. No domínio de rampa oblíqua há menor dispersão na orientação dos eixos dos elipsóides, predominantemente prolato. Empurrões E-W modificaram e reorientaram tramas formadas durante o Arqueano e/ou o socoramento do Complexo de Bação. Altos no embasamento estrutural das *thrust sheets* causaram maior deformação interna na rampa oblíqua e componentes de encurtamento ortogonais à direção de movimentação, formando tramas prolatas. A menor deformação no domínio de rampa frontal gerou maior variação na orientação do *shape fabric*.  
Palavras-chave: geologia estrutural, *greenstone belt*, falhas de empurrão, Quadrilátero Ferrífero

#### 1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O quadrilátero Ferrífero (QF) é historicamente o mais importante distrito minerador brasileiro (Fe, Au, Mn, topázio), tendo uma área de aproximadamente 7.000 km<sup>2</sup> (fig.1). A área central do QF, composta pelo *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV), tem produzido

Au desde o século XVII, sua importância sendo indicada pela presença de aproximadamente 60 minas (ativas ou não).

O QF é, muito provavelmente, a região do Brasil melhor conhecida em termos de geologia. A estratigrafia e a estrutura do QF foram definidas, em linhas gerais, por Harder & Chamberlain (1915), tendo sido detalhada posteriormente no clássico trabalho de Dorr II (1969).

Apesar de recentes avanços na compreensão da geologia estrutural e tectônica do QF (Marshak e Alkmim, 1989; Chemale Jr. *et al.*, 1994), ainda são relativamente escassos estudos de caráter regional sobre as estruturas do GBRV (Ladeira, 1980; Vieira & Oliveira, 1988; Endo *et al.*, 1996) ou envolvendo a quantificação da deformação. Esta contribuição propõe-se a apresentar resultados iniciais da análise estrutural e quantificação da deformação na parte central do GBRV (figs. 1 e 2), enfatizando a variação dos *shape fabrics*, bem como sua distribuição areal. Serão estudadas também as relações entre falhamentos de empurrão e o *shape fabric*.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O QF é delineado por grandes sinclínorios de orientação E-W, NE, NW ou N-S, formados por rochas Paleoproterozóicas, bordejados por altos composto pela seqüência metavulcanossedimentar Arqueana do GBRV e terrenos granito-gnáissicos (exs.: Cplx. de Bação- CB, Cplx. Bonfim), interpretados como diápiros migmatíticos (Hippert, 1994), *core-complexes* (Chemale Jr. *et al.*, 1994) ou parte de província *dome-and-keel* tipo B (Marshak *et al.*, 1997). Os sinclínorios teriam sido gerados pelo soerguimento dos terrenos granito-gnáissicos durante o Transamazônico (2,2 Ga e 2,1 Ga; Chemale Jr. *et al.*, 1994; Marshak *et al.*, 1997).

Grandes falhas de empurrão de característico traçado curvo em planta são das feições mais notáveis no QF. Sua região leste é mais afetada por falhas de empurrão. O avanço das frentes de empurrão foi restrito por altos do embasamento, representados pelos terrenos granito-gnáissicos, resultando no seu traço curvo (Chemale Jr. *et al.*, 1994). A deformação compressional modificou a geometria dos sinclínorios em variados graus, tornando-os mais apertados, invertendo seus flancos e/ou girando seus eixos.

Para Marshak & Alkmim (1989) no Transamazônico, teriam se formado inicialmente dobras com direção NE - SW e posteriormente falhamentos de empurrão com vergência para noroeste Transamazônicos e/ou Brasileiros. Chemale Jr. *et al.* (1994) afirmam que os empurrões são Brasileiros (~ 600 ma), sendo de vergência para oeste. Alkmim *et al.* (1994) propõem evolução bifásica, na qual empurrões com vergência para noroeste formados durante o Transamazônico são reativados em variados graus de intensidade durante o Brasileiro.

O QF possui uma divisão litoestratigráfica tripartite (Harder & Chamberlain, 1915; Dorr II *et al.* 1957; Dorr II, 1969), formada por complexos granito-gnássicos Arqueanos que servem de embasamento ao Sgp. Rio das Velhas e ao Sgp. Minas (deposição entre 2,4 Ga e 2,1 Ga; Babinski *et al.*, 1995), separados por discordância angular. O Sgp. Minas é composto pelos Gps. Caraça (clástico), Cauê (químico), Piracicaba (clástico/químico) e Itacolomi (clástico).

A complexa história metamórfica dessa área compreende sobreposição de diversos eventos sucessivos. O metamorfismo nos terrenos granito-gnássicos foi progressivo, tendo atingido as fácies anfibolito alto e granulito, com ocorrência de paragêneses minerais retrógradadas da fácies xisto-verde, enquanto os litótipos do GBRV e do Sgp. Minas sofreram metamorfismo regional entre as fácies xisto-verde e anfibolito inferior (Herz, 1978; Ladeira & Viveiros, 1984; Marshak & Alkmim, 1989). De um modo geral, o grau metamórfico aumenta para SE (Herz, 1978). Próximo ao contato com o CB, há ocorrências de paragêneses de metamorfismo de contato nos litótipos do GBRV.

### 2.1. O Greenstone Belt Rio das Velhas

Litoestratigraficamente, o GBRV é composto pelo Sgp. Rio das Velhas, formado pelos Gps. Quebra Osso (rochas meta-ultramáficas extrusivas e intrusivas), de ocorrência restrita ao extremo nordeste do QF (Schorscher, 1979); Nova Lima, de maior área aflorante, composto por metabasaltos, filitos carbonosos, BIFs, rochas metavulcânicas intermediárias e metassedimentos vulcanoclásticos (principalmente turbidíticos), e Maquiné (Dorr II *et al.* 1957), que compreende metassedimentos clásticos rudáceos.

O Gp. Nova Lima foi dividido (Ladeira, 1980; Oliveira *et al.*, 1988; Vieira & Oliveira, 1988) em três unidades informais, inferior (rochas metabásicas com intercalações de BIFs);

média (filitos carbonosos ou carbonáticos, metacherts e BIFS) e superior (metavulcânicas intermediárias). Baltazar *et al.* (1995) propõem divisão do Gp. Nova Lima em cinco unidades (também informais), da base para o topo: unidade metabásica (metabasaltos toleíticos maciços ou com *pillows*, com intercalações de BIFs), unidade metassedimentar-química (metapelitos carbonosos ou carbonáticos com intercalações de BIFs e metacherts), unidade metavulcânica (bimodal)-sedimentar (rochas vulcânicas metabásicas toleíticas com intercalações de BIFs e metavulcânicas calcio-alcalinas, mais frequentes no topo) e unidade metassedimentar clástica (metagrauvacas turbidíticas e metapelitos).

O Gp. Maquiné foi dividido (O'Rourke, 1958; Gair, 1962) nas Fms. Palmital (quartzo sericita-xistos, sericita quartzo-xistos e quartzitos finos) e Casa Forte (metaconglomerados polimíticos, quartzitos micáceos grossos e sericita quartzo-xistos).

Datações U-Pb indicam que o magmatismo e o metamorfismo do GBRV ocorreram entre 2,9 Ga e 2,6 Ga (Machado *et al.*, 1992). Um magmatismo intermediário a ácido provavelmente associado às rochas vulcânicas do GBRV data aproximadamente de 2,7 Ga (Teixeira *et al.*, 1994).

As estruturas planares mais antigas do GBRV são melhor reconhecidas nas áreas afastadas dos falhamentos de empurrão, são de direção aproximada ENE (Ladeira & Viveiros, 1984; Noce *et al.*, 1992; Romano, 1992; Corrêa Neto *et al.*, 1995). Dobras reclinadas com plano axial de direção ENE - WNW e eixo mergulhando para leste estruturam os litótipos do GBRV em faixas de orientação ENE e N - S, alternadamente, o que é especialmente visível ao observar-se a disposição dos BIFs do Gp. Nova Lima em mapa (Rynearson *et al.*, 1954; Gair, 1962; Pomerene, 1964; Ladeira, 1980; Féboli & Signorelli, 1994;).

Zonas com foliação de mergulho forte e direção aproximada N-S foram interpretadas como faixas transpressivas (Endo *et al.*, 1996). Não existem ainda dados claros que permitam inferir se as dobras ENE e as (propostas) faixas transcorrentes formaram-se progressivamente, em um único evento deformacional, ou não. Os dados geocronológicos disponíveis indicam a ocorrência de um evento tectono-metamórfico durante o Arqueano, ao redor de 2,7 Ga (Machado *et al.*, 1992).

Nas proximidades do CB, as estruturas arqueanas são reorientadas em variados graus, podendo ocorrer a formação de sinclínios laterais (Corrêa Neto *et al.*, 1995). Próximo às

falhas de empurrão com vergência para leste, ocorre progressiva rotação e transposição das tramas anteriores, fato que dificulta a identificação e diagnose das mesmas.

### 3. GEOLOGIA DA ÁREA EM ESTUDO

#### 3.1. Litoestratigrafia e Metamorfismo

Na parte SW da área em estudo (fig. 2) afloram rochas gnáissicas pertencentes ao CB. As porções basais do Gp. Nova Lima são compostas por clorita-xistos (metabasaltos em porções menos deformadas), que ocasionalmente possuem camadas de espessura decimétrica de BIFs intercaladas, pertencentes à unidade metabásica. A unidade metassedimentar-química está representada por filitos negros carbonosos e filitos carbonáticos, com intercalações decimétricas de sericita quartzo-xistos. Intercalações rítmicas decimétricas de quartzo-xistos e filitos (carbonosos ou não) representando ciclos turbidíticos são os litótipos característicos da unidade metassedimentar-clástica.

O Gp. Maquiné ocupa a porção central da área em estudo, formando faixa de orientação aproximada SE - NW. A área de afloramento da Fm. Palmital envolve parcialmente a da Fm. Casa Forte, delimitando o Sinclinal Vargem do Lima (SVL). Na área estudada, a Fm. Palmital é composta, na base, por quartzo-xistos com intercalações de sericita quartzo-xistos e quartzitos micáceos e no topo, por quartzo-xistos e quartzitos micáceos finos a médios. O contato com o Gp. Nova Lima é transicional.

A Fm. Casa Forte está representada por três litofácies. A primeira é composta por camadas decimétricas a métricas de metaconglomerados polimiticos, intercaladas a bancos de quartzitos puros ou micáceos, normalmente de cor acinzentada. São comuns contatos basais erosionais entre os conglomerados e os quartzitos e feições de escavação de canal. Estratificações cruzadas acanaladas podem estar presentes. Quartzitos sericiticos grossos (ou quartzo-xistos de grã grossa em áreas mais deformadas), com ocasionais seixos de metachert e quartzo de veio isolados, com raras estratificações cruzadas tabulares ou tangenciais à base formam a segunda litofácies. Há algumas intercalações centimétricas de metaconglomerados ricos em seixos de metachert e quartzitos puros acinzentados. A terceira litofácies é de ocorrência res-

trita, sendo caracterizada pela predominância de metapelitos com intercalações de camadas decimétricas de quartzitos finos a médios sericiticos.

Quartzitos, filitos e BIFs, pertencentes respectivamente às Fms. Moeda, Batatal (Gp. Caraça) e Cauê (Gp. Itabira), integrantes do Sgp. Minas, afloram na parte leste da área.

O metamorfismo foi de facies xisto-verde baixo a médio, caracterizado pela presença de clorita e tremolita-actinolita em rochas metabásicas e, nos metassedimentos, sericita e cloritóide. Nas partes localizadas mais a sudeste, o metamorfismo é mais alto, sendo comum o aparecimento de cianita nas rochas do Gp. Maquiné e em litótipos do Gp. Nova Lima, biotita, estauroilita e granada, estes dois últimos minerais sendo mais comuns, aparentemente, próximo ao contato com o Cplx. de Bação.

### 3.2. Estruturas

A estrutura mais evidente da área central do GBRV (figs. 1 e 2) é o SVL, com diversas dobras e falhas em seu interior, limitado a leste por falhas de empurrão (Gair, 1962; Baltazar *et al.*, 1995). O SVL, aparentemente, teve sua evolução intimamente associada à falhamentos de empurrões de E para W, de forma similar aos outros sinclínorios do Quadrilátero Ferrífero (Chemale Jr. *et al.*, 1994).

Em *poths* preservados da deformação relacionada aos empurrões, uma foliação anterior a  $S_n$  ( $S_{n-1}$ ) pode ser observada.  $S_0$  e  $S_{n-1}$  são orientados NNE, cosonante com a direção das estruturas mais antigas do GBRV.  $S_{n-1}$  é mais facilmente visível na parte oeste da área estudada, mais afastada das frentes de empurrões. No domínio A existem *poths* de dimensões variando de alguns decímetros até cerca de 200 m de eixo maior, no interior dos quais pode-se reconhecer  $S_{n-1}$ , com orientação NE, envoltos por  $S_n$ , com direção aproximadamente N - S.

A região sul da área estudada engloba parte do flanco nordeste do Anticlinal de Mariana, ampla culminação de eixo aproximadamente E - W. O extremo SW da área, próximo ao contato com o CB, caracteriza-se por foliações de mergulho mais forte. Nas rochas do GBRV, junto ao contato leste do CB, ocorrem sinformais apertados, de plano axial subvertical e eixo subhorizontais.

A formação do Anticlinal de Mariana é tida como relacionada ao CB, cujo soerguimento teria arqueado as rochas dos Sgp. Rio das Velhas e Minas, tendo agido posteriormente

como obstáculo ao avanço de frentes de empurrão (Nalini Jr. *et al.*, 1992; Chemale Jr. *et al.*, 1994).

Grandes falhas de empurrão estão presentes na área estudada, concentrando-se no setor leste. Destacam-se por sua importância e tamanho, a falha do Fundão, o Lineamento de São Vicente e a Falha do Ribeirão da Prata (fig. 2). Indicadores cinemáticos (principalmente estruturas S/C e assimetria de dobras) são consistentes com movimentação aproximadamente de leste para oeste.

A foliação principal ( $S_n$ ) na área detalhada é geneticamente relacionada às frentes de empurrões, associando-se a forte lineação de estiramento ( $L_x$ ) orientada para leste.  $S_n$  tangencia o acamadamento sedimentar reliquiar  $S_0$ . As relações entre  $S_n$  e  $L_x$  definem domínios de rampa frontal na parte norte da área (domínio A, fig. 2) e de rampa oblíqua (domínio B, fig. 2) na sudeste (estereogramas, fig.2; vide também Corrêa Neto *et al.*, 1995).

O domínio B caracteriza-se por menor espaçamento entre as falhas de empurrão, quando comparado com o domínio A (figs 2 e 3). As estruturas planares no domínio B tem direção preferencial noroeste, com caimento para nordeste, infletindo para a direção aproximada N - S e caimento para leste no domínio A. A maior preservação de estruturas primárias no domínio de rampa frontal indica menor deformação geral nessa área.

Em ambos os domínios os empurrões são subparalelos ao  $S_0$ , tangenciando os contatos litológicos (fig.2). Nas áreas localizadas entre as falhas de empurrão,  $S_0$  frequentemente mostra-se dobrado, sendo as dobras no domínio B via de regra mais apertadas do que no domínio A. Em ambos os domínios essas dobras têm eixos subparalelos à direção de  $S_n$ .

## 4. ANÁLISE DE STRAIN

### 4.1. Metodologia

A maioria das medidas foi realizada em clastos de metaconglomerados da Fm. Casa Forte (Gp. Maquiné, Sgp. Rio das Velhas), uma única medição (amostra 5, fig. 2) foi efetuada em amígdalas de metabasaltos do Gp. Nova Lima.

Em cada amostra confeccionaram-se três seções ortogonais, tendo sido feitas em média 35 medidas por seção, para cada qual obteve-se uma elipse representativa do *shape fabric* bidimensional, através do método de Shimamoto & Ikeda. Os *shape fabrics* tridimensionais fo-

ram calculados pelo programa FITELI (Dayan, 1981), através do ajuste dos dados bidimensionais, segundo o método dos mínimos quadrados.

Os dados aqui apresentados são, na verdade, uma estimativa mínima da deformação que se observa nessa área. Muito do *strain* foi absorvido pela matriz dos metaconglomerados (em especial onde há presença considerável de filossilicatos). Existem também evidências de *pressure solution* em parte das amostras. Em alguns casos a deformação pode ter sido subestimada devido à *boudinage* dos seixos, resultante de estiramento extremo.

#### 4.2. Resultados

No mapa da figura 2 estão orientadas, nas devidas proporções, as seções XY de cada elipsóide. A figura 3a mostra a orientação dos elipsóides obtidos. O resultado das razões entre eixos está contido no gráfico logarítmico de Flinn (fig. 3b), no qual divisam-se 2 tipos de elipsóides: (i) oblatos e (ii) prolatos.

O domínio A (rampa frontal) contém 5 dos resultados, enquanto os demais localizam-se no B (rampa oblíqua; fig. 2). Uma das amostras (amostra X, vide figura 1 para localização) foi retirada de uma camada de metaconglomerados localizada fora da área da figura 2. Sua localização em relação à compartimentação estrutural do GBRV (cf. Corrêa Neto *et al.*, 1995) permite enquadrá-la em um domínio de rampa frontal. A análise dos elipsóides encontrados revela quadro relativamente complexo para uma pequena área.

No domínio de rampa frontal (fig. 3a), os elipsóides obtidos têm orientação média de 090/40 do eixo X. Z tem orientação média de 289/44 enquanto a de Y é 347/11. Esta orientação média dos eixos apresenta maior dispersão do que no domínio B. As tramas são caracterizadas por elipsóides predominantemente oblatos (fig. 3b), com valores de K entre 0,31 e 5,18.

Três amostras (amostras 3, 4 e 15) do domínio de rampa frontal têm os eixos X em orientações bastante discordantes das outras, duas mergulhando para sudoeste e uma para norte (figs. 2 e 3a), talvez esboçando um cinturão grosseiramente orientado segundo SSW - NNE. Nesses casos, Z parece orientar-se de modo a formar um cinturão aproximadamente E - W.

No domínio B, de rampa oblíqua (fig. 3a), o *shape fabric* têm, em média, X com orientação para 107/31, Y para 016/06, enquanto Z está em 230/40. As tramas correspondentes são



predominantemente prolatas, com K oscilando entre 0,84 e 3,47. Observa-se claramente que no domínio B os *shape fabrics* têm um paralelismo de seus eixos máximos (X) e valores de  $\epsilon_e$  (*effective strain*) mais elevados se comparados com os do domínio A, com razões X:Z entre 7,26 e 25,94. A intensidade de deformação ( $\epsilon_e$ ) talvez seja a mais marcante diferença entre os dois domínios. Certamente a maior intensidade de deformação no domínio B foi responsável também, pelo maior paralelismo dos elipsóides.

Observou-se também que variações faciológicas na composição dos clastos dos metaconglomerados têm forte influência no resultado do *shape fabric*. Metaconglomerados ricos em clastos de metachert e quartzo de veio, forneceram elipsóides com valores de  $\epsilon_e$  menores do que aqueles ricos em seixos de BIF, xistos, metamáficas ou metaultramáficas.

Os metaconglomerados amostrados exibem, de um modo geral, variação composicional ao longo do *strike* das camadas, tornando-se mais ricos em clastos de quartzo de veio e metachert na direção noroeste. Para SE, a granulometria aumenta e a composição torna-se mais diversificada, ocorrendo maior proporção de seixos de BIF, filito carbonoso, sericita quartzo-xistos, ocasionais clorita-xistos e, mais raramente, talco-xistos. Parte da diferença entre a intensidade da deformação nos domínios A e B é, provavelmente, função da influência da composição dos clastos no *shape fabric*.

## 5. DISCUSSÃO

A orientação do *shape fabric* demonstra claramente que a direção dos empurrões foi aproximadamente leste - oeste, coerente com o indicado pela lineação mineral e de estiramento. Indicadores cinemáticos (principalmente estruturas S/C) indicam vergência aproximada para leste.

Um dos problemas estaria em conciliarmos as duas variedades de elipsóides (oblato e prolatos) em uma mesma área. Pelo menos duas explicações são claras neste caso:

- (i) Os elipsóides em questão são tramas finais oriundas de deformações tectônicas sobrepostas à tramas pretéritas. Os falhamentos de empurrão E-W modificaram e reorientaram tramas anteriores, formadas durante evento(s) deformacional(is) Arqueano(s)

e/ou o soerguimento do CB. A influência deste último evento deve, provavelmente, ser restrita às regiões mais próximas ao contato do GBRV com o CB.

(ii) Irregularidades no embasamento estrutural de *thrust sheets* podem ter criado componentes locais de encurtamento ortogonais à direção de movimentação, daí a existência de *shape fabrics* prolatos.

Irregularidades na *sole thrust* têm grande influência na geometria de um sistema de empurrões. A curvatura em mapa das falhas de empurrão é resultado de mudanças no gradiente do embasamento, variações na espessura dos (meta)sedimentos ao longo do *strike*, e obstáculos como altos do embasamento ou saliências nas bordas do antepais (Marshak *et al.*, 1992; Boyer, 1995). A presença de altos no embasamento estrutural das *thrust sheets* também ocasiona maior deformação interna e menor espaçamento entre as falhas (Jordan & Noack, 1992; Boyer, 1995; Gutiérrez-Alonso, 1996).

O CB pode representar a culminação aflorante desses altos, sendo responsável não apenas pela presença de tramas prolatas no domínio de rampa oblíqua, mas também pela sua maior deformação e curvatura do sistema de empurrões (Chemale Jr. *et al.*, 1994). A menor deformação no domínio de rampa frontal resultaria da maior espessura de metassedimentos, refletindo-se no maior espaçamento entre as falhas e na preservação de tramas anteriores, resultando também em maior variação na orientação do *shape fabric*.

A evolução estrutural da área em estudo poderia ser sintetizada da forma que segue.

Durante o Arqueano (ao redor de 2,7 Ga - Machado *et al.*, 1992), um evento deformacional inicial criou dobras fechadas a abertas de eixo mergulhando preferencialmente para leste, gerando estruturação geral ora ENE ora N - S para as rochas do GBRV. Após o dobramento, formaram-se faixas transcorrentes de direção aproximada N - S (Endo *et al.*, 1996).

Seguiu-se então, durante o Transamazônico (2.2 - 2.1 Ga), evento extensional, resultando no soerguimento de terrenos granito-gnáissicos como *core-complexes* (Chemale Jr *et al.*, 1994), diápiros migmatíticos (Hippert, 1994) ou formando províncias *dome-and-keel* tipo B (Marshak *et al.*, 1997), representados no caso pelo CB. Em conseqüência, formam-se arqueamentos nas rochas dos Sgps. Rio das Velhas e Minas, delineando os sinclínios e o Anticlinal de Mariana

Posteriormente, em ambiente compressional, durante o Transamazônico (Marshak & Alkmim, 1989; Alkmim *et al.*, 1994) ou o Brasileiro (~ 600 ma, Chemale Jr. *et al.*, 1994), formaram-se sistemas de empurrões de leste para oeste.

Irregularidades na topografia do embasamento influenciar a movimentação das *thrust sheets*, confinando o fluxo de massa durante a deformação. A menor espessura dos metassedimentos na parte sudeste da área em estudo condicionou a curvatura nas falhas de empurrão. Na parte norte, a maior espessura dos metassedimentos proporcionou maior avanço das *thrust sheets* (Marshak *et al.*, 1992; Boyer, 1995). Em consequência, nesta região instalaram-se rampas frontais, enquanto na parte sul-sudeste (correspondente ao flanco nordeste do Anticlinal de Mariana) instalam-se rampas oblíquas. O CB passou, então, a agir como um obstáculo, confinando a passagem das *thrust sheets*.

## 6. CONCLUSÕES

A análise estrutural do setor central do GBRV permite concluir que:

- (i) Os *shape fabrics* atualmente observados foram gerados por deformações superpostas à tramas pretéritas. Empurrões com vergência para oeste modificaram e reorientaram tramas formadas durante o Arqueano e/ou o soerguimento do CB.
- (ii) As características do domínio de rampa oblíqua (maior deformação, menor espaçamento entre as falhas, *shape fabrics* prolatos e com maiores valores de  $\epsilon_s$ ) podem ser devido a altos no embasamento estrutural (representado pelo CB), que ocasionam maior deformação interna nas *thrust sheets*.
- (iii) A menor deformação no domínio de rampa frontal reflete-se no maior espaçamento das falhas e na preservação das tramas anteriores, resultando também em variação na orientação do *shape fabric*.
- (iv) A localização das rampas frontais (parte norte da área estudada) e rampas oblíquas (parte sul) do Sistema de Cisalhamento Fundação-Cambotas deve-se à presença altos no embasamento, representado por terrenos granito-gnáissicos.

### Agradecimentos:

Discussões com o Prof. Dr. C. A. Rosière foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho. Os autores desejam agradecer ao Instituto de Geociências da UFRJ e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia da UFRJ pelo apoio à pesquisa. A pesquisa de A.V.C.N. é custeada por bolsa do CNPq (processo nº 142424/96-0). Os autores agradecem ainda à CPRM-SUREG/BH, bem como aos geólogos da integrantes da equipe de mapeamento do Projeto Rio das Velhas.

### 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIN, F.F.; JORDT-EVANGELISTA, H.; MARSHAK, S. & BRUECKNER, H. 1994. Manifestações do evento Transamazônico no Quadrilátero Ferrífero, MG. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, *Boletim de Resumos Expandidos*, Camboriú, SBG, Vol. I p. 75-76.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr, F. & VAN SCHMUS, W.R. 1995. The Pb/Pb ages of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, 72: 235-245.
- BALTAZAR, O.F.; ROSIÈRE, C.; CORRÊA NETO, A.V. & SILVA, J.N. da 1995. Geologia estrutural do Grupo Maquiné, Supergrupo Rio das Velhas, na porção central do Quadrilátero Ferrífero (MG). SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, Gramado, p.11-13.
- BALTAZAR O.F.; CORRÊA NETO, A.V.; SILVA, L.C.; SILVA, S.L; ZUCCHETTI, M. & PIVA PINTO, C. 1995. A new approach on the Rio das Velhas Greenstone Belt geology and stratigraphy (Minas Gerais State, Brazil) CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 9, Caracas, Venezuela. *Publicação em disquete, temário 2*. 7p.
- BOYER, S.E. 1995. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of fold-thrust belts. *American Journal of Sciences*, 295: 1220-1254.
- CHEMALE Jr, F.; ROSIÈRE, C.A. & ENDO, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65: 25-54.
- CORRÊA NETO, A.V. & BALTAZAR, O.F. 1995. Compartimentação Estrutural do *Greenstone Belt* Rio das Velhas no interior do Quadrilátero Ferrífero, MG. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, *Boletim de Resumos Expandidos*, Gramado, SBG, p. 15-17.

- DAYAN, H. 1981. Deformation studies of the folded mylonites of the Moine Thrust, Eriboll District, NW Scotland. *PhD Thesis*, Department of Earth Sciences, University of Leeds. 439p. (INÉDITA).
- DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B. & RYNEARSON, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero. DNPM/DFPM. *Avulso 81*. 31p.
- DORR II, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **641-A**. USGS-DNPM, Washington. 110 p.
- ENDO, I.; FONSECA, M.A. & OLIVEIRA, C.G. 1996. Tectônica transcorrente N-S de idade Neoarqueana no Quadrilátero Ferrífero, MG. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., *Boletim de Resumos Expandidos*, Salvador, SBG, Vol I p. 437-439.
- FÉBOLI, W.L. & SIGNORELLI, N. 1994. Mapa geológico da Folha Rio Acima, SF-23-X-A-III-1-NE, 1:25 000. Projeto Rio das Velhas CPRM-DNPM. INÉDITO.
- GAIR, J.E. 1962. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **341-A**. USGS-DNPM, Washington. 65 p.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. 1996. Strain partitioning in the footwall of the Somiedo Nappe: structural evolution of the Narcea Tectonic Window, NW Spain. *Journal of Structural Geology*, **18**(10): 1217-1229.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLAIN, R.T. 1915. The geology of central Minas Geraes, Brazil. *Journal of Geology*, **23**(4): 341-424.
- HERZ, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **641**: 1-78.
- HIPPERT, J.F. 1994. Structures indicative of helicoidal flow in a migmatic diapir (Bação complex, southeastern Brazil). *Tectonophysics*, **234**: 169-196.
- JORDAN, P. & NOACK, T. 1992. Hangingwall geometry of overthrusts emanating from ductile decollements. In: MCCLAY, K.R. ed. 1992. *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, p. 311-318.
- LADEIRA, E.A. 1980. Metallogenesis of gold of the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Tese de Doutorado*, University of Western Ontário. INÉDITA. 272p.
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M de 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Boletim SBG MG* **4**, 18 p.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A. & BELO DE OLIVEIRA, O. 1992. U/Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero

- Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**: 1221-1227.
- MARSHAK, S. & ALKMIN, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**: 555-571.
- MARSHAK, S. TINKHAM, D.; ALKMIM, F.F.; BRUECKNER, H. & BORNHORST, T. 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse- core complexes, diapirs or neither?: Examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean orogen. *Geology*, **25**(5): 415-418.
- MARSHAK, S.; WILKERSON, M.S. & HSUI, A.T. 1992. Generation of curved fold-thrust belts: insights from simple physical and analytical models. In: MCCLAY, K.R. ed. 1992. *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, p. 83-92.
- NALINI Jr., H.A.; ROSIÈRE, C.A. & ENDO, I. 1992. Sobre a geologia estrutural do Anticlinal de Mariana, região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais- uma revisão. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6. *Anais do ... Revista da Escola de Minas*, **45**(1/2):18-20.
- NOCE, C.M.; PINHEIRO, S.O.; LADEIRA, E.A.; FRANCA, C.R. & KATTAH, S. 1992. A seqüência metassedimentar do Grupo Nova Lima na região de Piedade do Paraopeba, borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2): 175-183.
- OLIVEIRA, G.A.I; CLEMENTE, P.L.C. & VIAL, D.S. 1983. Excursão à Mina de Morro Velho. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6. *Anais do... Boletim SBG-MG* **3**: 497-505.
- O'ROURKE, J.E. 1957. The stratigraphy of the metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *PhD Thesis*, University of Wisconsin. 106 p.
- POMERENE, J.B. 1964. Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Itabirite and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **341-D**. USGS-DNPM, Washington. 58 p.
- ROMANO, A.W. 1992. Proposição de um modelo evolutivo Arqueano para a região ocidental do Quadrilátero Ferrífero- Minas Gerais. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6. *Anais do ... Revista da Escola de Minas*, **45**(1/2):44-46.
- RYNEARSON, G.A.; POMERENE, J.B. & DORR II, J.V.N. 1954. Contacto basal da Série de Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais, Brasil. DNPM - DGM, Avulso 34, 18 p.
- SCHORSCHER, H.D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *An. Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, **51** (4): 766-768.

- SILVA, J.N. 1994. Mapa geológico da Folha Gandarela, SF-23-X-A-III-2-NO, 1:25 000. Projeto Rio das Velhas, CPRM-DNPM. INÉDITO.
- SILVA, J.N.; FÉBOLI, W.L., SIGNORELLI, N. & CORRÊA NETO, A.V. 1995. Mapa geológico da Folha Rio de Pedras, SF-23-X-A-III-2-SO, 1:25 000. Projeto Rio das Velhas CPRM-DNPM. INÉDITO.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N. & TAYLOR, P.N. 1994. Evolução policíclica Arqueana dos complexos Arqueanos da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em evidências isotópicas de Sr, Pb e Nd. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 38, Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, vol. 1, p. 71-72.
- VIEIRA, F.W.R. & OLIVEIRA, G.A.I. 1988. Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. *In: SCHOBENHAUS C. & COELHO, C.E.S. eds. 1988. Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CVRD, 3: 377-91.

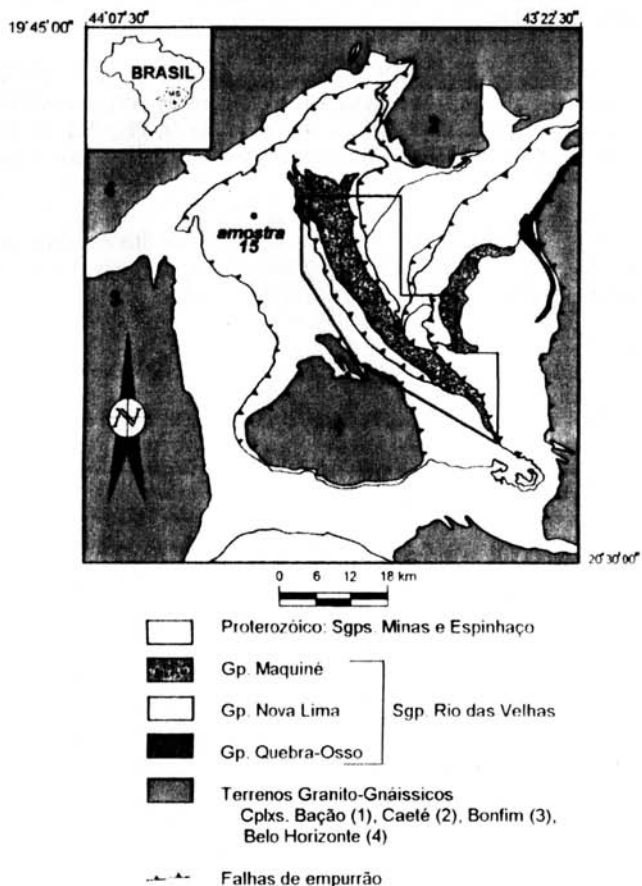
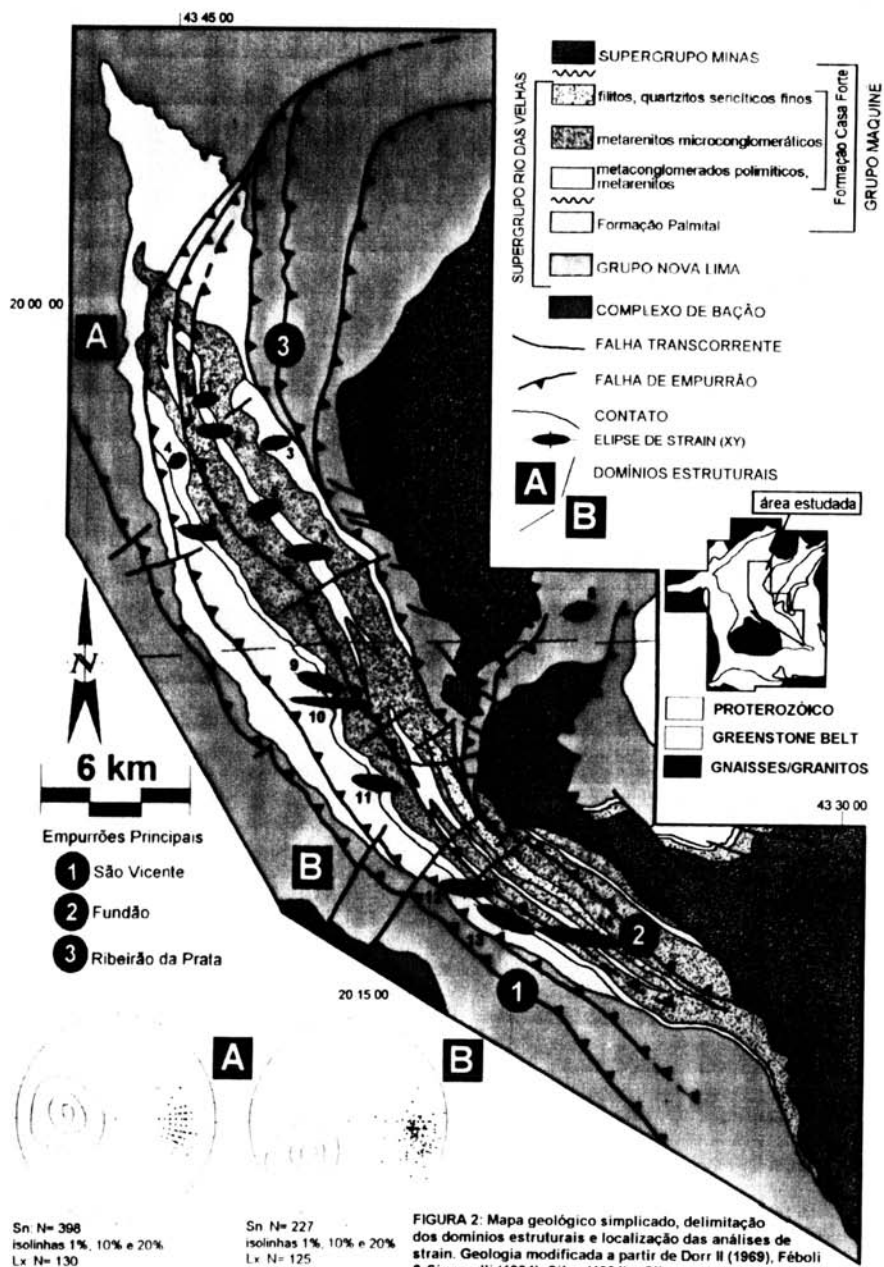


FIGURA 1: Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero, com localização da área em estudo. Geologia compilada a partir de Dorr II (1969) e Baltazar et al. (1995) Vide texto para detalhes.





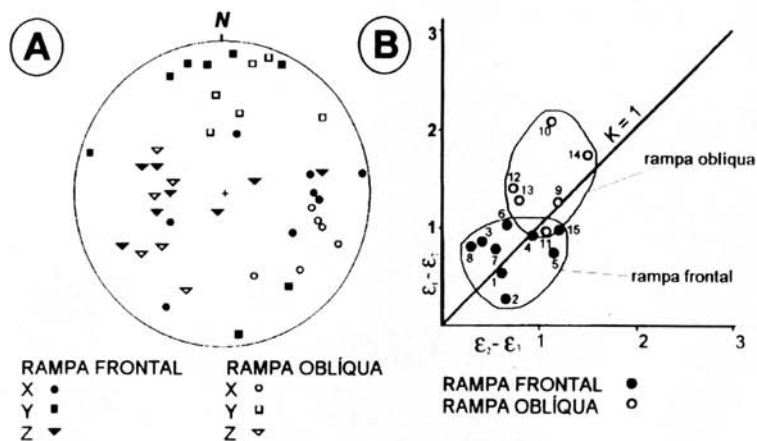


FIGURA 3: (A) Orientação dos eixos dos elipsóides de strain. Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. (B) Caracterização do shape fabric. Diagrama logarítmico de Flinn. Vide texto para detalhes