

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Relações Embasamento/"Cobertura" na Porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um Esboço Estrutural

Carla Cristine Porcher, Luis Alberto D'avila Fernandes
Pesquisas em Geociências, 17 (1-2): 72-84, Set./Dez., 1990.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21384>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - Set./Dez., 1990

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Relações Embasamento/“Cobertura” na Porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um Esboço Estrutural

CARLA CRISTINE PORCHER E LUIS ALBERTO D’ÁVILA FERNANDES

Instituto de Geociências, UFRGS, Caixa Postal 15001. CEP 91500 - Porto Alegre, RS, Brasil

(Recebido em 20/07/90. Aceito para publicação em 15/12/90.)

Abstract — Tectonic interleaving of basement Transamazonian gneisses and Brasiliano mylonitized granitoids and supracrustals (Porongos Group) was recognized in the Dom Feliciano Mobile Belt — Santana da Boa Vista Region. Regional deformation of Upper Proterozoic age is registered by structures which indicate the ductile reworking of high grade Transamazonian gneisses under retrogressive metamorphic conditions (amphibolite to greenschist facies). The principal stage of this Brasiliano deformation, which affected all lithotectonic units, is characterized by structures formed in a thrust regime with NE-SW direction of tectonic transport, during which thick sequences of mylonitic rocks were generated. Porphyroclasts with asymmetric comminution tails observed in these rocks indicate a NE upthrust sense. A late stage deformation developed under ductile-brittle conditions formed the main regional structures (Santana Dome and Capané & Serra dos Pedrosas Antiforms). The aim of this paper is to present a new geometric and kinematic interpretation for the ductile Brasiliano deformation in this region, as well as the study of the basement reworking and its tectonic significance.

Resumo — Na região de Santana da Boa Vista (RS), porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano, ocorrem rochas do embasamento transamazônico (gnaisses Encantadas) tectonicamente intercalados com granitóides milonitizados e supracrustais (Grupo Porongos) de idade proterozóica superior. As deformações brasileiras regionais estão registradas nessas unidades por estruturas que evidenciam o retrabalhamento dúctil do embasamento transamazônico durante o Ciclo Brasiliano acompanhado de intenso retrometamorfismo (fácies anfibolito a xisto-verde). O estágio principal de deformação dúctil, que atingiu todas as unidades, é caracterizado por estruturas formadas em um regime de deformação tangencial com direção de transporte tectônico NE-SW, durante o qual foram geradas espessas seqüências de rochas miloníticas. O sentido de cavalgamento para NE é indicado por porfiroclastos com caudas de destruição assimétrica observados nessas rochas. Um estágio de deformação tardio, desenvolvido em condição dúctil-rúptil, originou as principais estruturas regionais (Domo de Santana e antiformes Capané e Serra dos Pedrosas). O objetivo desse trabalho é a análise da geometria e cinemática da deformação brasileira dúctil na região, o estudo de seus efeitos sobre o embasamento transamazônico e sua interpretação num contexto geotectônico.

INTRODUÇÃO

Em cinturões orogênicos profundamente erodidos é frequente a ocorrência de tectonitos do embasamento. O estudo dessas rochas é fundamental não só para o entendimento de sua evolução no ciclo orogênico anterior (características petrogenéticas, padrões estruturais, condições de metamorfismo, etc.), como para o estudo dos fenômenos ligados à deformação durante o ciclo orogênico superposto (caracterização do retrabalhamento do embasamento, análise cinemática e quantificação da deformação associada ao posicionamento tectônico do embasamento).

Na região de Santana da Boa Vista (SBV) - flanco ocidental do Cinturão Dom Feliciano do Escudo Sul-riograndense (Fig. 1) — rochas do embasamento transamazônico (gnaisses Encantadas) ocorrem tectonicamente intercaladas com granitóides milonitizados e rochas supracrustais (Complexo Cerro da Árvore da Suite Metamórfica Porongos — Jost & Bitencourt 1980) de idade proterozóica superior. Essas unidades podem ser observadas aflorando em uma estrutura dômica regional alongada segundo NE-SW (Figs. 2 e 3) — o “Domo de Santana” (Jost & Bitencourt 1980) — que constitui uma janela estrutural na qual podem ser observadas estru-

ras formadas durante a remobilização tectônica do embasamento.

Os estudos sobre a evolução estrutural da área (Jost & Bitencourt 1980, Jost 1981, Machado *et. al.* 1987) têm se debatido em controvérsias a respeito da gênese, estruturas associadas e idades relativas do Domo de Santana e do cavalgamento da cobertura sobre o embasamento. Embora esses estudos tenham chegado a conclusões divergentes a respeito de questões como as referidas acima, há um consenso sobre o sentido de cavalgamento para NW, fundamentado em critérios tais como vergência de dobras e de falhas.

O objetivo principal deste trabalho é apresentar os resultados preliminares da análise estrutural da região de SBV, enfatizando-se uma abordagem cinemática das estruturas originadas durante o estágio de deformação brasileira dúctil. A análise dessas estruturas permitiu caracterizar na região um regime de deformação tangencial, com direção de transporte tectônico NE-SW, em contradição com o proposto anteriormente (Jost 1981, Machado *et. al.* 1987).

UNIDADES LITOSTRUTURAIS

Na região de SBV (Fig. 3) podem ser observadas ro-

chas de idades proterozóica inferior e superior intercaladas tectonicamente durante o Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior).

O Ciclo Transamazônico (Proterozóico Inferior) está representado na área pelos gnaisses Encantadas (Jost & Bitencourt 1980), que caracterizam um embasamento ensialítico na região. Esses gnaisses, que ocorrem principalmente no núcleo do Domo de Santana, foram intrudidos por granitóides na forma de folhas (*sheets*) e cavalgados pela seqüência vulcano-sedimentar da bacia marginal (Complexo Cerro da Árvore) durante o Ciclo Brasileiro. As relações originais da cobertura com os granitóides estão obliteradas pela intensa deformação desenvolvida no contato entre essas unidades.

As diferenças no grau de detalhamento das descrições dessas unidades, como apresentadas abaixo, refletem a importância dos problemas identificados nas interpretações anteriores. Dessa forma, os granitóides milo-

nitizados serão detalhadamente descritos por terem sido por muito tempo interpretados como uma seqüência de rochas metassedimentares (e.g. Tessari & Picada 1965, Jost & Bitencourt 1980 e Jost 1981), enquanto o Complexo Cerro da Árvore, descrito em detalhe por Jost (1981), será discutido sucintamente.

Essas unidades estão parcialmente recobertas por rochas sedimentares, pouco ou não deformadas, depositadas no final do Ciclo Brasileiro (formações Arroio dos Nobres e Guaritas) ou posteriormente (formações fanerozóicas), cujo estudo foge ao tema do presente trabalho.

O EMBASAMENTO TRANSAMAZÔNICO (GNAISSES ENCANTADAS)

Os gnaisses Encantadas (Jost & Bitencourt 1980) apresentam um bandamento composto marcado pela in-

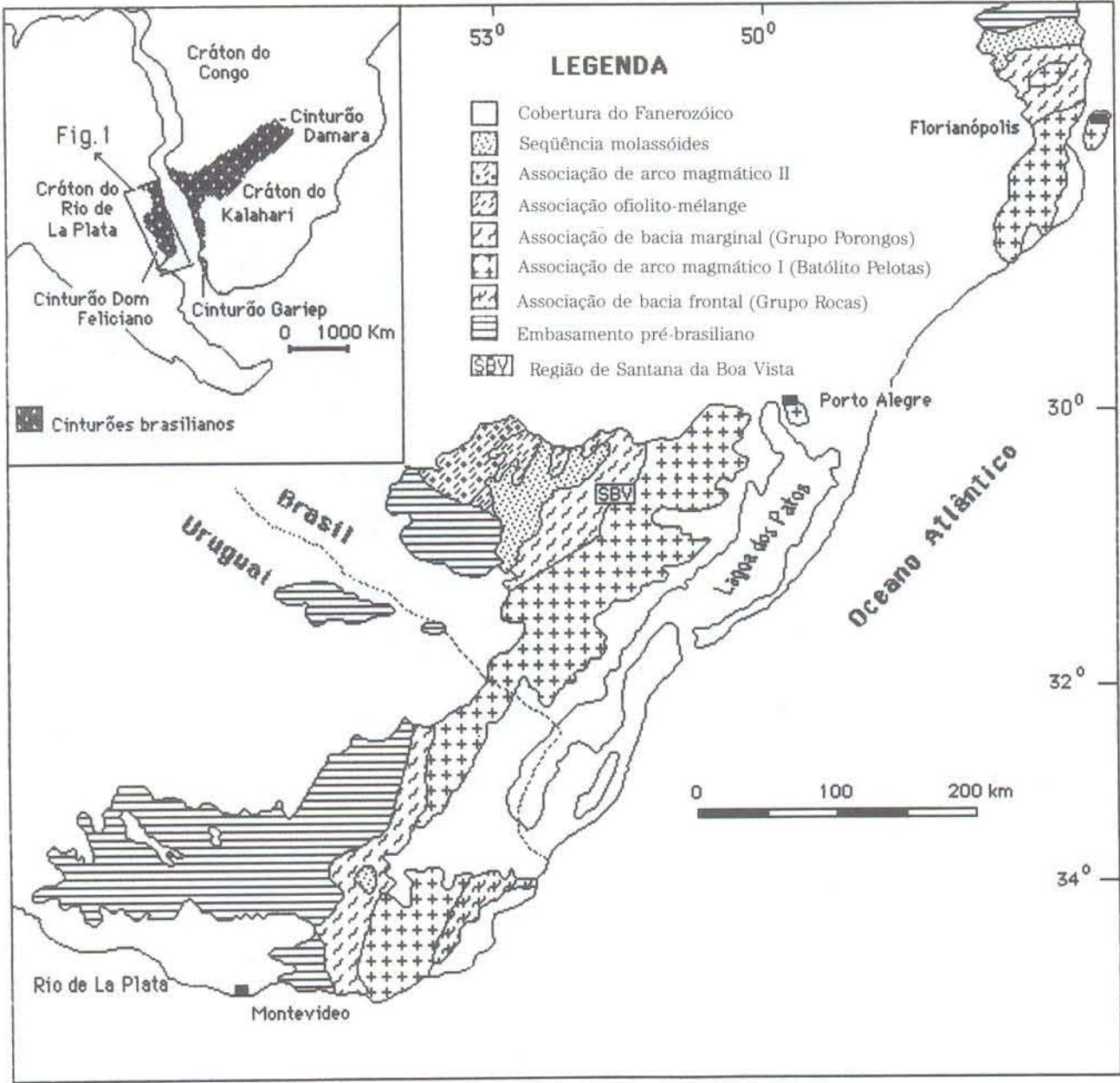


Figura 1 — Distribuição das principais unidades petrotectônicas no Cinturão Dom Feliciano (modificado de Fernandes *et al.* 1991, fig. 1).

tercalação de bandas graníticas (BGr) e trondjemítico/tonalíticas (BTT). Ao longo do corpo gnáissico, essas bandas apresentam uma grande variação de espessura e proporção. Assim, alguns afloramentos são constituídos quase exclusivamente pelas BTT, enquanto que por vezes ocorrem BGr de dezenas de metros (10 a 30m).

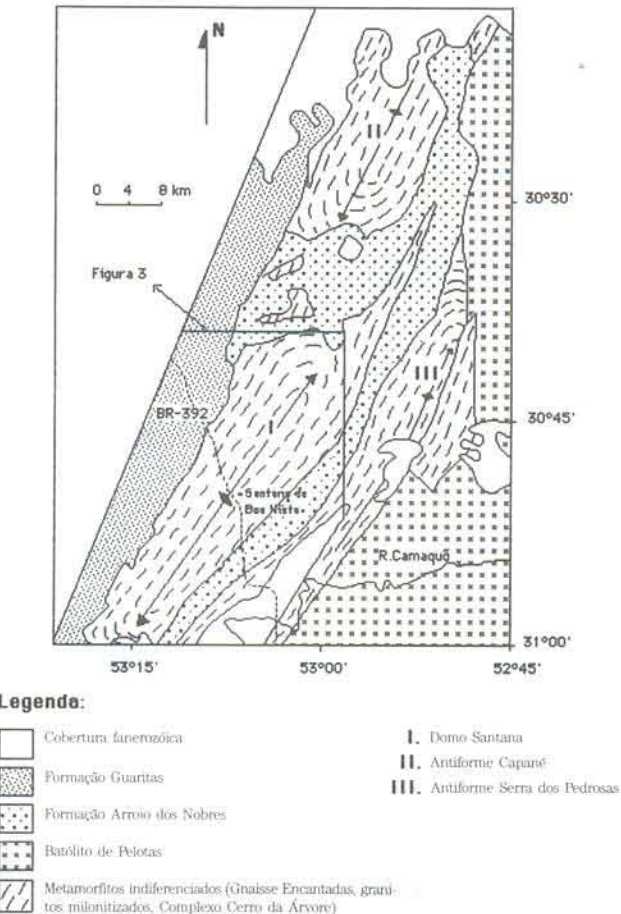


Figura 2 — Esboço geológico e distribuição das estruturas regionais na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano (modificado de Jost & Bitencourt 1980, fig. 2).

As BTT são acinzentadas e apresentam um bandamento interno regular (Fig. 4a) milimétrico a centimétrico marcado pela alternância de porções ricas em quartzo (+ plagioclásio) com bandas compostas por biotita e plagioclásio. A textura é geralmente fina, mas ocasionalmente podem ser observados termos mais grossos ou porfíricos.

As BGr, de coloração rosada, são geralmente decimétricas a métricas, ocorrendo regionalmente em proporções menores que as BTT. Internamente, as BGr apresentam em geral uma fábrica milonítica pronunciada, similar à observada no sienogranito milonitizado (ver item 2.2). Ocasionalmente algumas dessas bandas cortam as BTT (Fig. 5), sugerindo serem as BGr mais jovens e em parte correlacionáveis ao corpo de sienogranito milonitizado (apófises?) de provável idade proterozóica superior. Isto, caso comprovado, poderia indicar a existência de um bandamento pré-brasiliano, interno às BTT, provavelmente de idade proterozóica inferior, enquanto a intercalação das BTT com as BGr teria sido formada durante o Ciclo Brasileiro. Essa interpretação

é compatível com as idades Rb/Sr (rocha total) proterozóica inferior e proterozóica superior obtidas por Soliani Jr. (1986) nesses gnaisses. Uma outra possibilidade é que a idade proterozóica superior seja resultado do retrabalhamento do embasamento. Esse problema deverá ser solucionado por meio de datação (Rb/Sr rocha total) dos gnaisses e do sienogranito milonitizados e das BGr, que se encontra em andamento.

Lentes de anfibolito (0,5 a 5m de espessura) são ocasionalmente observadas no bandamento composto, não apresentando estrutura penetrativa visível, com exceção de um bandamento incipiente nos termos mais feldspáticos.

O retrabalhamento dos gnaisses Encantadas no Ciclo Brasileiro gerou milonitos (Fig. 4b), ultramilonitos e quartzo milonitos, especialmente no contato com os monzo e sienogranitos. Nessas rochas miloníticas a fábrica planar desenvolvida é marcada pela orientação de biotita, quartzo e feldspato estirados e, mais raramente, anfibólio. Nos ultramilonitos a foliação é definida pela orientação de muscovita, provavelmente cristalizada às expensas de feldspato, e “fitas” de quartzo.

Os gnaisses Encantadas são correntemente interpretados como de origem sedimentar (Jost 1981) ou como uma sequência de para-ortognaisses (Machado *et al.*

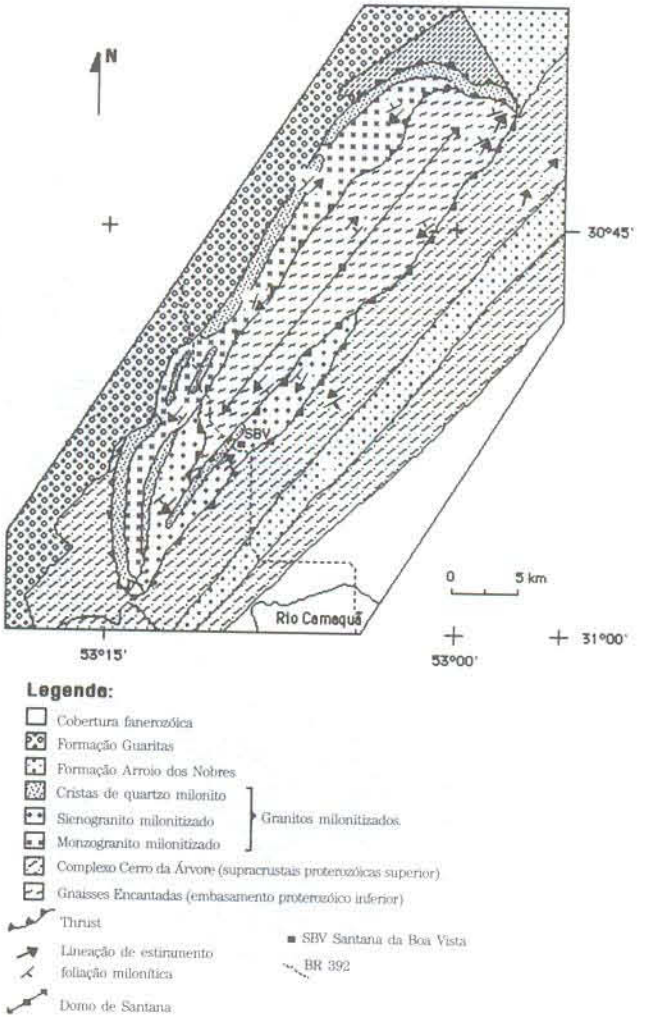


Figura 3 — Distribuição das unidades litoestruturais no Domo de Santana (modificado de Jost 1981, fig. 32).

1987). Entretanto sua composição predominantemente quartzo-feldspática, bem como a ausência de tipos petrográficos claramente parametamórficos (*e.g.* kinzigitos, khondalitos ou mármore) associados a essa unidade, sugere tratar-se de ortognaisses.

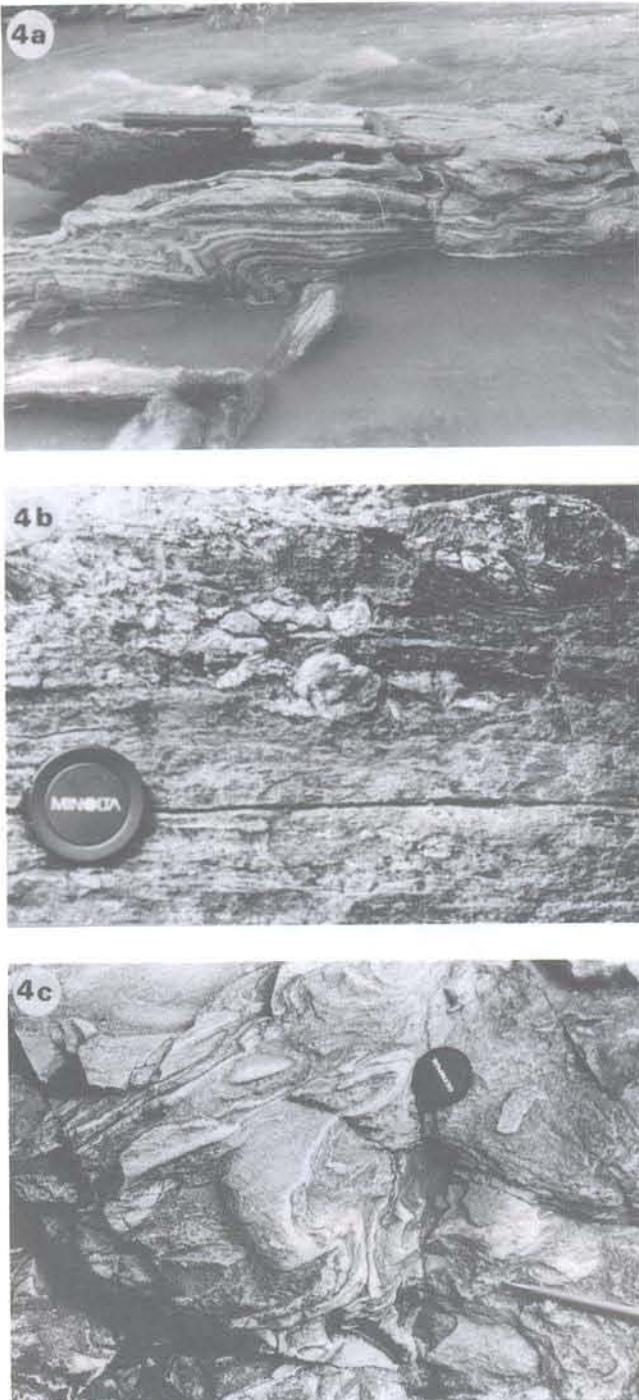


Figura 4 - Gnaisses Encantadas - estruturas relacionadas ao estágio de deformação dúctil: a) bandamento trondhjemitico/tonalítico (BTT) com dobras F2 apresentando diferentes geometrias conforme a espessura e proximidade das bandas félsicas (B2: 25-246 e PA: 079-31), b) gnaiss Encantadas milonitizado com banda granítica boudinada, dobrada, rotada e rompida, indicando cavalgamento para NE (dir. merg. SM paralelo Sb: 121-17); c) dobra em bainha em um domínio de baixa deformação (a lapiseira indica a direção da lineação de estiramento: 09-020). As fotos a-e b foram tiradas de afloramentos ao longo do Arroio dos Vargos, a foto c foi tirada em lageado no Passo dos Lopes.

OS GRANITÓIDES MILONITIZADOS

Em recente trabalho de campo foram mapeados dois corpos de granitóides milonitizados: (i) um de composição monzogranítica (correlacionável em parte (?) aos gnaisses Aberto do Cerro de Remus *et al.* (1987) e (ii) um de composição sienogranítica.

A intrusão desses granitóides foi anterior ou concomitante à intensa deformação brasileira dúctil (ver Geologia Estrutural) concentrada nos mesmos, gerando uma espessa seqüência de milonitos (~ 2km de espessura), com preservação restrita de porções menos deformadas.

Essa seqüência de rochas miloníticas, composta por milonitos, quartzo - e ultramilonitos intercalados com granitóides menos deformados em faixas de poucos a dezenas de metros de espessura (Fig. 6), foi anteriormente interpretada como uma seqüência de rochas supracrustais (*e.g.* Tessari & Picada 1965, Jost & Bitencourt 1980, Jost 1981), recebendo a denominação formal de Grupo Cerro dos Madeiras (Jost & Bitencourt 1980). Essa denominação mostra-se inadequada, uma vez que a quase totalidade das rochas incluídas por Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981) nesse grupo é produto da deformação dos granitóides. Assim, sugere-se a extinção da denominação Grupo Cerro dos Madeiras, na região estudada, e a utilização da denominação granitóides miloníticos de Santana da Boa Vista, originalmente empregada por Machado *et al.* (1987 p. 170), para esses granitóides.

A intensidade da deformação que afetou esses granitóides obliterou em grande parte as relações e texturas ígneas. Todavia, em amostras menos milonitizadas, podem ser observadas algumas de suas características originais.

O monzogranito milonitizado ocorre na porção ocidental do Domo de Santana (Fig. 3). São granitos de coloração acinzentada com textura grossa, algumas vezes porfirítica com fenocristais de plagioclásio (Fig. 7a). A foliação milonítica é marcada pela orientação de quartzo e feldspatos estirados, além de biotita.

O aumento da intensidade de deformação gerou milonitos de grão médio a fino que apresentam uma fábrica L>S proeminente definida por feldspatos estirados (Fig. 7b). Esses porfiroclastos de feldspato apresentam

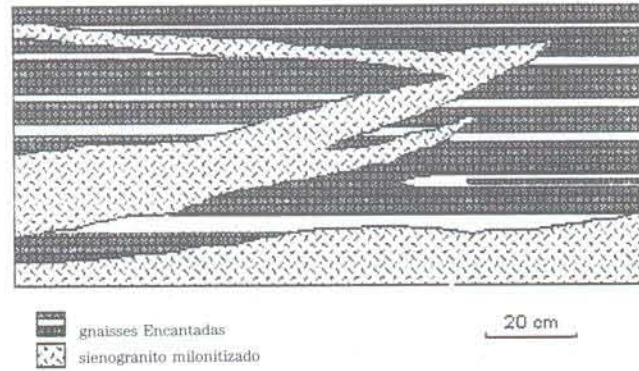


Figura 5 - Bandas graníticas (BGr) cortando o bandamento trondhjemitico/tonalítico (BTT). (desenhado a partir de foto).

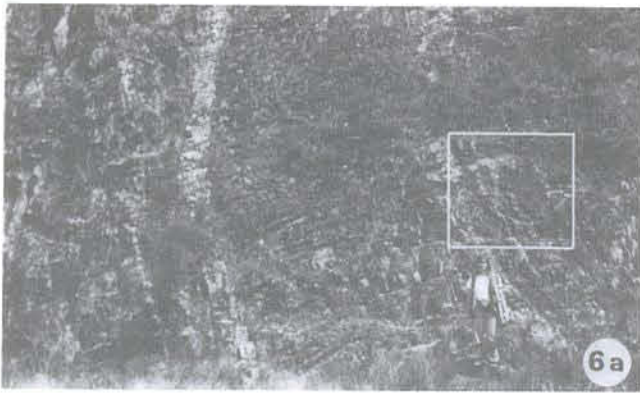


Figura 6 - Intercalações de faixas de quartzo milonitos e blastomilonitos: a) no sienogranito milonitizado (SM: 215-85). Afloramento em corte de estrada ao longo da BR-392, ao sul de Santana da Boa Vista; b) detalhe marcado em branco na foto anterior; c) no monzogranito milonitizado. Afloramento em corte de estrada próximo à Meia-lua.

caudas de destruição (*comminution tails*) que, quando assimétricas, indicam predominantemente um sentido de cavalgamento para NE.

Os ultramilonitos são cinza-escuros, de grão muito fino e apresentam uma fábrica S-L proeminente, com a foliação marcada principalmente por minerais micáceos. Os quartzo milonitos possuem uma fábrica L>S (Fig. 7d) bem desenvolvida definida por quartzo estirado e, freqüentemente, um bandamento regular conferido pela intercalação de quartzo e muscovita. Esse ban-

damento foi interpretado em trabalhos anteriores como uma laminação plano-paralela rítmica (So; Jost & Bitencourt 1980), o que contribui para que esses quartzo milonitos fossem considerados como quartzitos de origem sedimentar. A observação de feldspatos e *pods* graníticos menos deformados nesses quartzo milonitos, bem como de sua associação com outras rochas miloníticas, não confirma a interpretação dos autores referidos. Uma origem mais provável para esse bandamento é a segregação metamórfica concomitante à milonização. Esse processo está geralmente relacionado à transformação de feldspato em muscovita, com conseqüente liberação de sílica sob forma de quartzo, em zonas de cisalhamento que afetam rochas quartzo-feldspáticas sob condições metamórficas retrogressivas (cf. Beach 1980). Nesse tipo de situação a sílica tende a ser segregada em bandas pela ação de fluidos percolantes, geralmente ativos durante a milonitização (cf. Kerrich *et al.* 1980; Fyfe 1986).

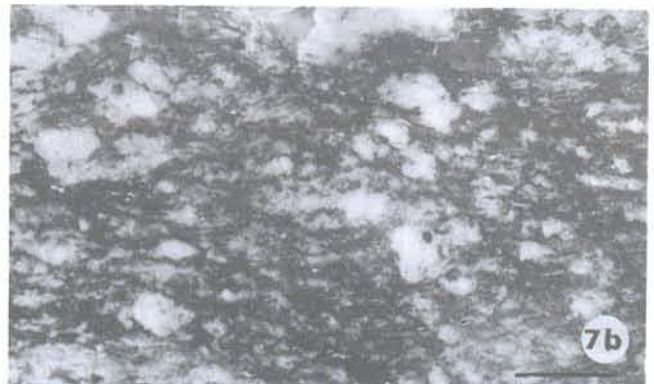




Figura 7 - Monzogranito milonitizado durante o estágio de deformação dúctil — feições de deformação: a) monzogranito milonitizado com porfiroclastos de feldspato estirados; b) textura do monzogranito milonitizado da amostra anterior (corte perpendicular à lineação de estiramento e à foliação milonítica); b) milonito do monzogranito apresentando uma fábrica $L > S$ proeminente, com feldspatos estirados em proporções de 7:1; c) esboço de amostra de milonito do monzogranito com porfiroclastos com cauda de destruição assimétrica indicando cavalgamento para NE (SM: 194-30 e Lest: 20-220); d) quartzo milonito do monzogranito com fábrica $L > S$ proeminente (Passo da Meia-lua).

O sienogranito milonitizado ocorre principalmente na porção oriental do Domo de Santana (Fig. 3). A rocha é rosada, equigranular, com textura fina e média, mais raramente pegmatóide. A foliação milonítica é marcada por quartzo e feldspato estirados e pela orientação de muscovita. Os milonitos formados a partir desses granitos são bastante micáceos devido à transformação do feldspato em muscovita por ação do retrometamorfismo associado ao estágio de deformação dúctil.

Os ultramilonitos e quartzo milonitos formados a partir do sienogranito são similares aos formados nos monzogranitos, sendo diferenciados destes apenas por associação de campo.

A COBERTURA (COMPLEXO CERRO DA ÁRVORE)

A cobertura é constituída por uma espessa sequência vulcano-sedimentar denominada Complexo Cerro da Árvore — Suíte Metamórfica Porongos (Jost & Bitencourt 1980). Esse complexo é formado por metacherts e xistos aluminosos nos quais ocorrem lentes de grafita xistos (Fig. 8a), mármore e quartzitos. Metavulcânicas andesíticas, traquiandesíticas e dacíticas ocorrem intercaladas com essa sequência. Os xistos da Formação Irapuazinho (formação superior do Grupo Cerro dos Madeiras - cf. Jost 1981) foram incluídos no Complexo Cerro da Árvore por apresentarem continuidade física e grande similaridade composicional com xistos deste complexo. Uma descrição mais detalhada das rochas desta sequência é apresentada por Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981).

O Complexo Cerro da Árvore é interpretado como uma sequência de *back-arc* depositada, metamorfisada e deformada durante o Ciclo Brasileiro (cf. Jost & Bitencourt 1980, p. 28).

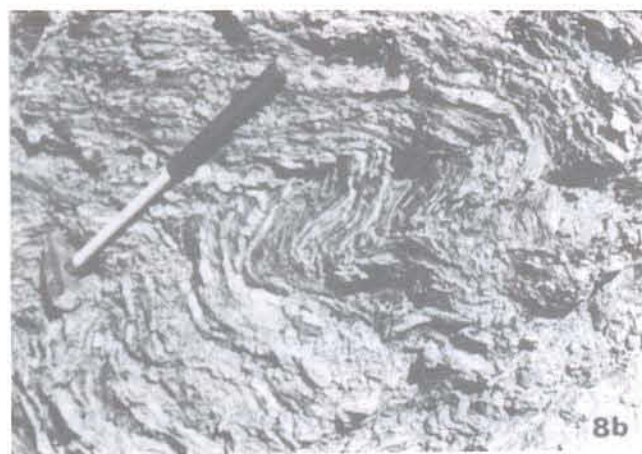


Figura 8 — Dobras no Complexo Cerro da Árvore: a) dobra intrafolial (à esquerda da moeda), F_1 marcada por veio de quartzo em grafita xisto (PA: 193-28); b) dobra tardia afetando a foliação composta (PA: 176-51); c) dobras isoclinais em veios de quartzo leitoso boudinados em meta-vulcânicas félsicas (PA: 130-53, B: 05-211). As fotos a e b são de afloramento em corte da BR-392 ao sul de Santana da Boa Vista e a foto c foi tirada em lageado no Passo da Ilha.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A deformação brasileira na área foi dividida em dois estágios (dúctil e dúctil-rúptil) com base nas diferenças de estilo e condições de ductilidade indicadas pelas estruturas produzidas.

As estruturas formadas no primeiro estágio registram o fluxo dúctil que se desenvolveu em condições de

metamorfismo de fácies anfibolito inferior a xisto verde durante o Ciclo Brasileiro, sendo caracterizadas pela sua penetratividade em escala meso e microscópica. Essas estruturas (planares, lineares e dobras) são as mais significativas em termos de cinemática, estando associadas ao espessamento crustal regional ocorrido durante esse estágio de deformação.

O segundo estágio de deformação desenvolveu-se já em condições metamórficas mais amenas (fácies xisto

verde a metamorfismo incipiente), sendo caracterizado por estruturas só localizadamente penetrativas (especialmente na cobertura). Esse estágio foi responsável pelo desenvolvimento de dobras abertas normais às quais são correlacionáveis as estruturas regionais (e.g. Domo de Santana e antiformes Capané e Serra dos Pedrosas) de orientação NE-SW (Fig. 2).

Uma síntese da história da deformação registrada nesta região é apresentada na Tabela 1.

ÁREA		CERRO DA ÁRVORE / SANTANA DA BOA VISTA		
UNIDADES	EMBASAMENTO TRANSAMAZÔNICO		UNIDADES BRASILEIRAS(?)	
	GNAISSES ENCANTADAS (2.1 b.a, SOLIANI Jr. 1986). GN. TRONDHJEMICO/TONALÍTICO (TRANSAMAZÔNICO) COM COM BANDAS SIENOGRAFITICAS (BRASILEIRAS?)		GRANITÓIDES MILONITIZADOS DE SBV (SIENO – E MONZOGRANITOS).	COMPLEXO CERRO DA ÁRVORE (R. SUPRACRUSTAIS) XISTOS PELÍTICOS, METACHERTS E META VULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS A ÁCIDAS.
ESTÁGIO DE DEFORMAÇÃO DÚCTIL	Características	CISALHAMENTO SIMPLES, FLUXO DÚCTIL GENERALIZADO REGIME TANGENCIAL, TRANSPORTE TECTÔNICO PARA NE (?) DEFORMAÇÃO HETEROGÊNEA – CONCENTRADA (?) NOS GRANITÓIDES MILONITIZADOS (THRUST)		
	Orientações	L= NE/SW S= DOBRADA REGIONALMENTE POR DOBRAS TARDIAS NORMAIS – ORIGINALMENTE SUB-HORIZONTAL		
	Metamorfismo	FÁCIES ANFIBOLITO A XISTO VERDE		
	ESTRUTURAS	S [S milonítica dos BGr (marcado por qzo e feldspatos estirados). S milonítica localizada em zonas de alta deformação transpondo as F2*, L [eixo dobras isoclinais (F2) acilíndricas (obliquas à L.est.) e cilíndricas (// L.est.); - lineação de estiramento (qzo e feldspatos) em zonas de alta deformação. * orientação de biotita, qzo e feldspatos estirados (- anfibólio) - muscovita).	S [S milonítica no monzogranito (orientação de biotita, qzo, e feldspato, estirados S milonítica no sienogranito (orientação de qzo e feldspato estirados + - muscovita). L [L estiramento de qzo e feldspato proeminente no monzo - e sienogranito. L [L eixos de dobras isoclinais (// L.est.) com limbos rompidos.	S [S1 registrada em microlitos preservados na S2 (xistos) [S2 regional; milonítica (nos granitoides) e xistosidade de tamanho de grão L [L boudins de bandas qzosas, e eixos de dobras intrafoliares e isoclinais (na cobertura). L [L est. (principalmente nos granitoides milonitizados).
ESTÁGIO DE DEFORMAÇÃO DÚCTIL-FRÁGIL	Características	FLAMBAGEM (BUCKLING)		
	Orientações	P.A SUBVERTICAIS NE-SW (PRINCIPAL) E INCLINADOS E-W; NW-SE EIXOS SUB HORIZONTAIS COM CAIMENTO MÉDIO A SUB-HORIZONTAL		
	Metamorfismo	FÁCIES XISTO VERDE (FNE-SW) A METAMORFISMO INCIPIENTE		
	Estruturas	Dobras abertas normais verticais a inclinadas, de escala mesoscópica a regional com PA marcados por diferentes clivagens, conforme a rocha, principalmente clivagem fina a espaçada (gnaisse e granitoides milonitizados) e clivagens de crenulação (xistos).		

Tabela 1 - Síntese das estruturas brasileiras na região de Santana da Boa Vista.

O ESTÁGIO DE DEFORMAÇÃO DÚCTIL

O embasamento transamazônico (gnaisses Encantadas)

O estágio de deformação dúctil está registrado nesses gnaisses principalmente por dobras (F2) que afetam o bandamento composto. São dobras apertadas a isocli-

nais, centimétricas a decamétricas, que apresentam grande variação de estilo dependendo da composição e espessura das bandas dobradas, e da intensidade da deformação local (Fig. 4).

As BGr (e bandas félsicas do BTT) dobradas apresentam charneiras espessadas e limbos estirados (classe 1C - Ramsay 1967). As bandas graníticas mais delga-

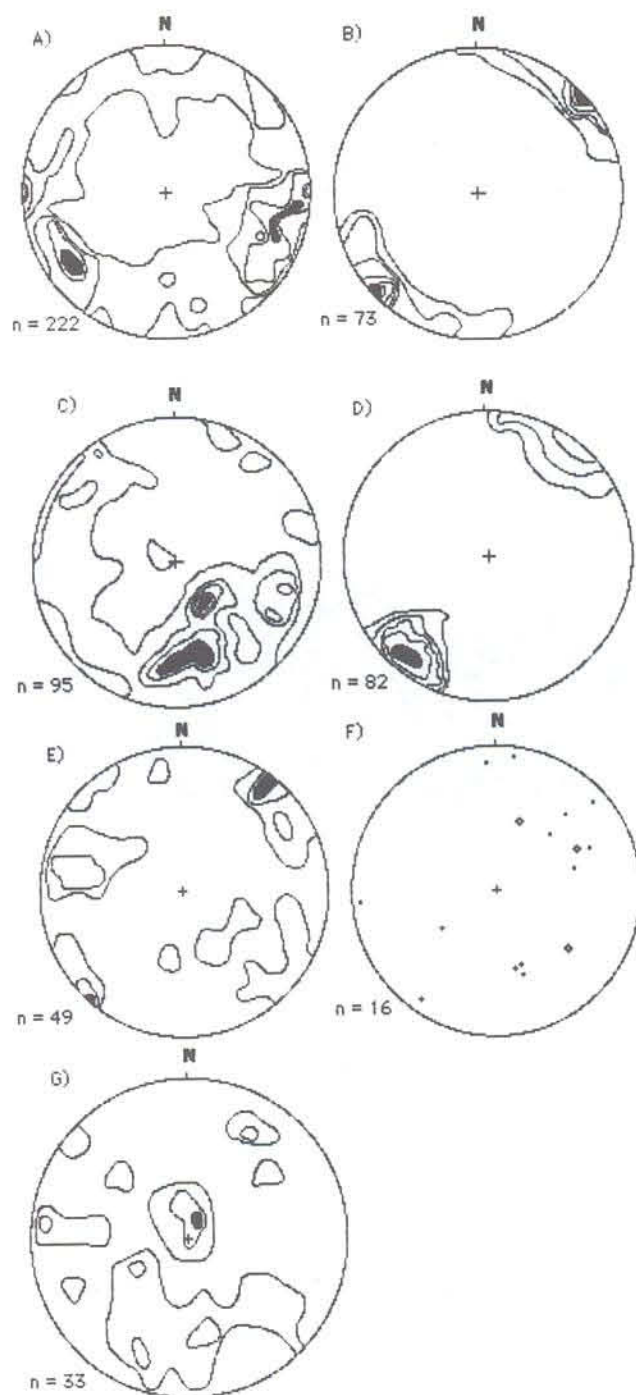


Figura 9 — Estereogramas das estruturas do estágio de deformação dúctil (n = número de medidas): a) eixos das F_2 (cilíndricas e acilíndricas) nos gnaisses Encantadas; b) Lineação de estiramento nos gnaisses Encantadas; c) direção de mergulho PA das F_2 nos granitóides; d) direção de mergulho da SM nos granitóides; e) estruturas lineares no Complexo Cerro da Árvore (X = eixo das F_1 e F_2 , Lest = Lineação de estiramento, * = eixo maior dos *boudins*); f) direção de mergulho da S_2 no Complexo Cerro da Árvore.

das (cm de espessura) e isoladas freqüentemente apresentam dobras ptigmáticas achatadas. Nas BTT (bandas máficas) as dobras são principalmente da classe 3 (Ramsay 1967). A geometria dessas dobras nas diferentes camadas indica um comportamento mais competente das bandas graníticas durante o dobramento, com uma componente de *buckling* durante os estágios iniciais de sua formação (cf. Ramsay 1967).

Em locais de *mais baixa deformação* as F_2 são principalmente acilíndricas, por vezes ocorrendo dobras em bainha (Fig. 4c). Nesses domínios as charneiras de baixo ângulo de caimento das dobras apresentam um *trend* NW-SE (Fig. 9a).

Os domínios de *alta deformação* são caracterizados pela predominância de dobras “supercilíndricas” associadas a uma fábrica L=S (Fig. 10). Nesses locais os eixos das F_2 apresentam orientação NE-SW com baixo ângulo de caimento, paralela à direção de estiramento de quartzo, feldspato e mais raramente anfibólio (Fig. 9b). Essas dobras são transpostas em direção a zonas de mais alta deformação. Essas últimas são caracterizadas por uma fábrica S-L proeminente, em faixas (0,5 a 10m de espessura) de milonitos e ultramilonitos. Essas zonas de mais alta deformação desenvolveram-se principalmente no contato dos gnaisses Encantadas com os granitóides milonitizados, mas também podem ser observadas no interior dos gnaisses (*thrusts* intracristalinas).

A quantificação da deformação associada a essas estruturas é ainda necessária para definição precisa dos domínios de alta e baixa deformação acima propostos. Interpretações semelhantes podem porém ser encontradas na literatura recente, baseadas não só em análises quantitativas das estruturas, mas em associações de estruturas como apresentado acima. Esses trabalhos enfatizam ainda a relação entre o aumento de deformação e a diminuição progressiva do ângulo entre as lineações de estiramento e os eixos das dobras (e.g. Berthé & Brun 1980, Lacassin & Mattauer 1985).

Outras estruturas geradas em condições de fluxo dúctil podem ser observadas localizadamente nesses gnaisses, tais como dobras intrafoliais sem raiz (F_1) e *boudins*. As F_1 são dobras intrafoliais observadas apenas nas bandas trondjemíticas, descritas anteriormente. Essas dobras indicam uma transposição do bandamento trondjemítico, ocorrida possivelmente durante o Ciclo Transamazônico.

Os granitóides milonitizados

Nos granitóides milonitizados o estágio de deformação dúctil está registrado por uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento (quartzo e feldspato) proeminentes. Localizadamente podem ser observadas dobras isoclinais cilíndricas de limbos rompidos e eixo paralelo à lineação de estiramento.

A lineação de estiramento mantém uma orientação NE-SW e baixo ângulo de caimento constante em toda a região. Tanto a foliação milonítica como a lineação de estiramento mostram-se concordantes com seus similares observados nos gnaisses Encantadas (Figs. 3 e 9b, c, d, e).

A cobertura (Complexo Cerro da Árvore)

A composição das rochas dessa unidade possibilitou uma transposição generalizada durante o estágio de deformação dúctil, favorecendo a formação de uma xistosidade regional, enquanto outras estruturas precoces

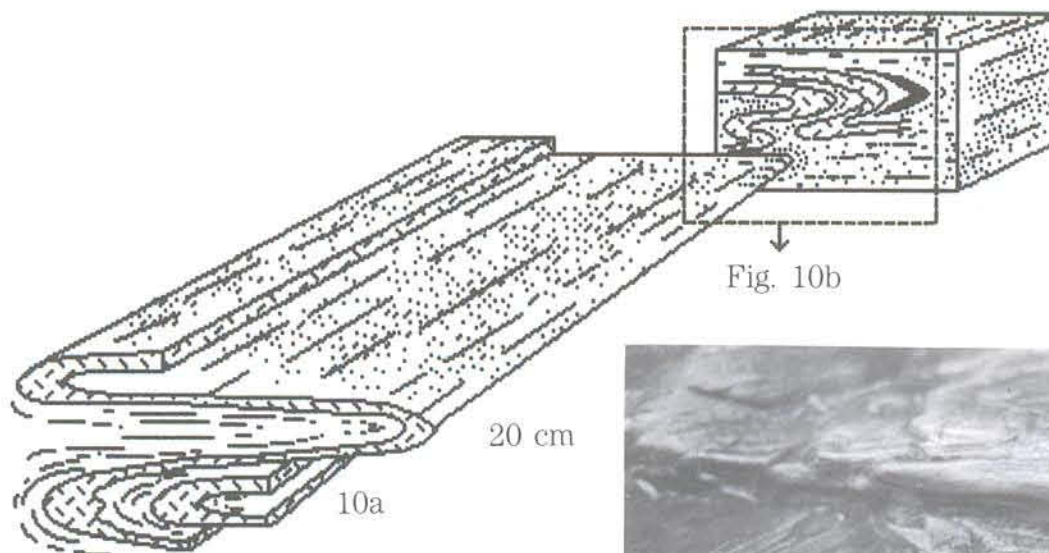


Figura 10 - a) dobra "supercilíndrica" (F2) no bandamento trondjhemítico/tonalítico (BTT) com charneira paralela à lineação de estiramento em domínio de alta deformação (lapiseira paralela a lineação de estiramento). Afloramento no Arroio dos Lopes; b) detalhe da estrutura mostrando o perfil das dobras e um *boudin* dobrado. (Lest: 20-220, PA: 128-10).



foram preservadas de modo restrito. Assim, o estágio de deformação dúctil está registrado no Complexo Cerro da Árvore principalmente por uma xistosidade (S_2). Localizadamente podem ser observadas dobras apertadas e intrafoliais, lineações de estiramento e *boudins*, também atribuídos a esse estágio de deformação.

Duas xistosidades (S_1 e S_2) podem ser observadas nessa unidade. A S_1 está transposta, sendo observada em microlitos preservados na S_2 , que é a xistosidade regionalmente dominante. A assembléia metamórfica observada na S_2 é, em termos gerais, a mesma observada em S_1 (muscovita, quartzo, clorita, cloritóide, biotita, feldspato) sugerindo que essas foliações tenham se formado por deformação progressiva. Localizadamente a S_2 apresenta redução de tamanho dos grãos (milonitização) dessa assembléia metamórfica, o que indica a existência de zonas de milonitização também na cobertura. Em lâmina pode ser observada a localização preferencial da S_2 em níveis ricos em minerais micáceos, a ocasional ocorrência de porfiroclastos rotados de feldspato e a preservação de pequenas porções da S_1 contendo estruturas anteriores definidas por níveis quartzosos (charneiras de dobras intrafoliais ou *boudins*).

As dobras são centimétricas a decamétricas e podem estar marcadas por bandas quartzosas (dobras intrafoliais - F_1 ?; Fig 8a) ou pela S_1 (dobras isoclinais - F_2 ; Fig. 8b). Embora em alguns afloramentos seja possível observar a superposição dessas dobras, o caráter heterogêneo da segunda deformação não permite afirmar que as dobras intrafoliais são invariavelmente F_1 . Os eixos das dobras (F_1 e F_2) apresentam uma orientação variada, tanto NE-SW como NW-SE, com baixo a médio ângulo de caimento (Fig. 9f).

Ocasionalmente ocorrem bandas de quartzito *boudinadas* nas seqüências de xistos. Essas estruturas apresentam eixo maior orientado segundo NE-SW com baixo a médio ângulo de caimento (Fig. 9f).

A lineação de estiramento é raramente observada, devido à composição predominantemente micácea das rochas do Complexo Cerro da Árvore. Entretanto, lineações de estiramento de quartzo e feldspato podem ser observadas nos termos menos micáceos, principalmente nas metavulcânicas, apresentando geralmente orientação NE-SW com ângulo de caimento baixo a médio (Fig. 9f).

ESTÁGIO DE DEFORMAÇÃO DÚCTIL-RÚPTIL

O decréscimo das condições de pressão e temperatura do metamorfismo regional foi acompanhado pela diminuição da influência do fluxo dúctil e aumento da participação de mecanismos de flambagem na formação das estruturas. Esse estágio ocorreu na *transição* de um comportamento marcadamente dúctil para um comportamento rúptil, durante o qual estabeleceram-se as grandes falhas da área.

A principal fase de dobramento desenvolvida durante esse estágio é caracterizada por dobras normais a inclinadas, abertas, de escala mesoscópica e regional, com charneiras de direção NE-SW (F_{NE-SW}). O desenvolvimento de *cusate-lobate folds* durante essa fase de dobramento indica que essas estruturas foram formadas por flambagem (*buckling*, Ramsay & Huber 1987).

Outras dobras tardias, apenas localizadamente observadas na região, são ainda mais abertas, frequentemente apenas ondulando a foliação principal. Embora

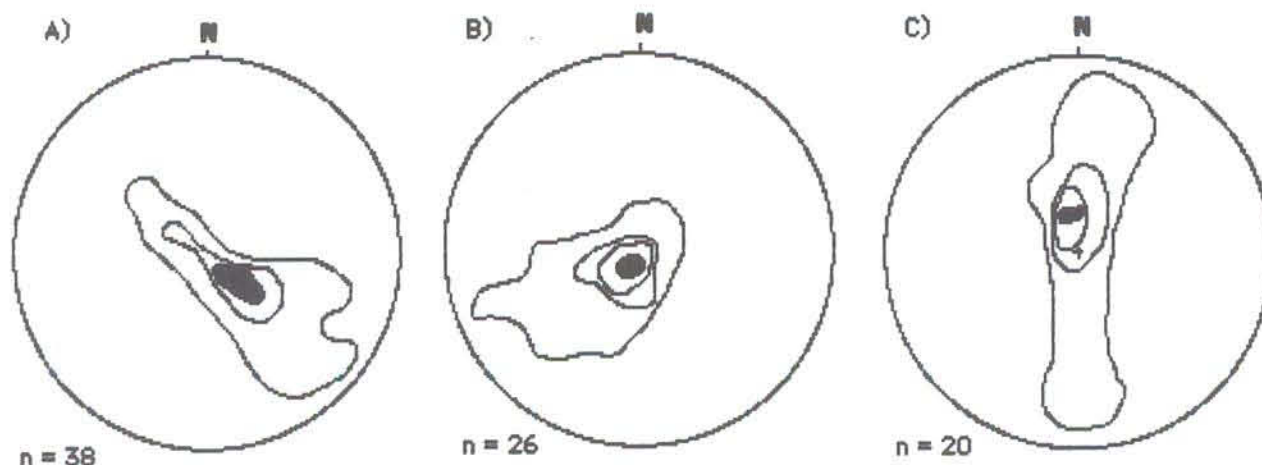


Figura 11 — Estereogramas das clivagens e PA das dobras tardias (direção de mergulho). A) FNE-SW, B) FNW-SE, C) FEW (N = número de medidas).

seja bastante difícil o estabelecimento da idade relativa dessas estruturas, conjuntos de dobras podem ser estabelecidos com base na orientação de seus planos axiais, que geralmente estão registrados por diferentes tipos de clivagens (Fig. 11). Assim, podem ser identificados dois conjuntos de dobras tardias posteriores às FNE-SW: um NW-SE (FNW-SE) e outro E-W (FEW).

A interferência das FNW-SE com as FNE-SW num padrão domo-bacia foi considerada por Machado *et al.* (1987) como responsável pela formação do Domo de Santana. Uma outra hipótese é que as FNE-SW fossem originalmente acilíndricas como é freqüentemente observado em dobras originadas por flambagem (Ramsay 1967). A escolha de uma ou de outra hipótese deveria ser feita com base na análise de sua geometria e mecanismo de formação, possibilitando inclusive a quantificação da deformação acomodada por essas dobras. Só assim será possível saber se dobras tão abertas quanto as FNW-SE podem ser responsáveis pela estrutura dômica observada em escala regional, ou se o mecanismo responsável pela formação das FNE-SW (flambagem) pode ter gerado essa estrutura acilíndrica, ou ainda se seria necessária a superposição desses dois efeitos. Essa análise, no entanto, foge ao escopo do presente trabalho.

INTERPRETAÇÃO DAS ESTRUTURAS BRASILIANAS

O entendimento das relações entre estrutura e elipsóide de deformação é fundamental tanto no estudo da gênese e interpretação destas feições como na delimitação (*constraint*) de modelos tectônicos regionais (Ramsay 1984). Nesse sentido, é necessário analisar as estruturas de tectonitos considerando-se as condições de ductilidade vigentes durante a deformação. Ainda, interpretações generalizadas dessas feições podem ocasionar considerações equivocadas a respeito de seu significado tectônico. Tal fato tem se mostrado particularmente verdadeiro com relação a dobras e lineações.

Embora em níveis crustais superficiais as dobras freqüentemente se formem a alto ângulo com a direção de máximo encurtamento, o mesmo não ocorre em condi-

ções de fluxo dúctil generalizado. Em tais condições a orientação das estruturas, não apenas das dobras, mas também das lineações e foliações é fortemente influenciada pela geometria e direção de fluxo (Nicolas & Poirier 1976). Nesse caso, as dobras formam-se com eixos em diversas posições, sendo reorientados paralelamente à direção de fluxo durante a deformação, gerando dobras em bainha e dobras "supercilíndricas" (e.g. Nicolas & Poirier 1976, Cobbold & Quinquis 1980, Berthé & Brun 1980, Bell & Hammond 1984, Nicolas 1986).

Em condições de fluxo dúctil e alta deformação, semelhantes às observadas em SBV, é geralmente aceito o paralelismo das lineações de estiramento com o eixo X do elipsóide de deformação finita, enquanto as foliações são usualmente interpretadas como marcadores do plano XY desse elipsóide (e.g. Nicolas & Poirier 1976, Malavieille *et al.* 1984, Nicolas 1986).

Enquanto as lineações de estiramento parecem ser, nessas condições, um marcador seguro da direção de transporte tectônico (Mattaue *et al.* 1981, Malavieille *et al.* 1984, Schackleton & Ries 1984, Lacassin & Mattauer 1985, Brunel 1986, Sudgen 1987, Fernandes 1987, Daly 1988), as dobras não podem ser tão diretamente interpretadas uma vez que podem ter sido formadas com eixos em diferentes posições em relação aos eixos do elipsóide de deformação. Deste modo, sérias restrições são impostas àqueles modelos geotectônicos baseados na interpretação única e exclusiva dessas estruturas (Lacassin & Mattauer 1985, Nicolas 1986).

A interpretação do significado tectônico/cinemático das dobras, em tais condições, deve ser feita conjuntamente com a análise da relação com outras estruturas formadas nas mesmas condições de fluxo (cinemáticas), e destas com o elipsóide de deformação finita. Isso requer o reconhecimento dos principais mecanismos de deformação responsáveis pelas estruturas observadas e a quantificação da deformação dissipada por esses mecanismos.

Dessa forma, as F₂ observadas nos gnaisses devem ser analisadas considerando-se suas relações espaciais com outras estruturas formadas durante o fluxo dúctil

(geometria das F_2 x foliação milonítica e lineações de estiramento). Essa análise indica a existência nos gnaisses Encantadas de uma correlação positiva entre a intensidade de deformação e a cilindridade das F_2 , o paralelismo das charneiras das F_2 com a lineação de estiramento (NE-SW de baixo ângulo) e a ocorrência de uma fábrica $L > S$. O aumento da intensidade dessa deformação em direção ao contato com os granitóides, bem como o paralelismo entre os planos axiais das F_2 e as zonas de milonitos desenvolvidas nesses granitóides e entre as lineações de estiramento dos gnaisses e dos granitóides, sugerem a cogeneticidade e contemporaneidade das F_2 com as estruturas formadas nos granitóides. As F_2 dos gnaisses foram também consideradas contemporâneas às duas fases de dobras do Complexo Cerro da Árvore. Embora essa interpretação encontre fundamentos na literatura moderna (e.g. Berthé & Brun 1980, Lacassin & Mattauer 1985), a quantificação da deformação e um estudo detalhado dos principais mecanismos de deformação mineral associados à formação dessas dobras é imprescindível para o melhor entendimento da gênese destas estruturas. Esse trabalho se encontra em andamento e deverá ser apresentado em breve.

Com base no acima considerado, as lineações de estiramento desenvolvidas durante o estágio de deformação dúctil em SBV foram interpretadas como paralelas à direção de transporte tectônico (NE-SW). Os dobramentos tardios não parecem ter afetado significativamente sua orientação original, que se mostra bastante constante na região. Do mesmo modo, assumiu-se que as estruturas planares desenvolvidas nesse estágio (foliação milonítica nas rochas quartzo feldspáticas e xistosidade na seqüência de cobertura) registram o plano XY do elipsóide de deformação finita. Uma vez que essas foliações apresentam-se dobradas em escala regional pelas dobras tardias (normais a inclinadas), principalmente pelas F_{NE-SW} , é razoável supor-se que tenham sido originalmente de baixo ângulo.

Essas estruturas foram geradas principalmente por cisalhamento simples como indica a ocorrência nas unidades litoestruturais estudadas de dobras em bainha, zonas de milonitos e porfiroclastos com cauda de destruição assimétrica. Nos granitóides, a observação de marcadores do *strain* mostrando razões $X:Z \approx 7:1$ (Fig. 7c) indicando intensidades mínimas de γ (*shear strain*) = 6, considerando-se deformação apenas por cisalhamento simples.

Desse modo, as estruturas planares e lineares discutidas acima caracterizam na região um regime tangencial com transporte tectônico de direção NE-SW, possivelmente com sentido de cavalgamento para NE.

As dobras tardias, formadas em condições inferiores de fluxo por mecanismos de flambagem, refletem o final da deformação dúctil. As F_{NE-SW} , as mais proeminentes estruturas tardias na área, são aqui interpretadas como resultado do encurtamento crustal final do Ciclo Brasileiro, neste caso em direção perpendicular ao eixo dessas estruturas ou seja, segundo NW-SE.

DISCUSSÃO

O cavalgamento da seqüência de cobertura brasileira (Complexo Cerro da Árvore) sobre o embasamento transamazônico (gnais Encantadas) em Santana da Boa Vista tem sido proposto nos principais estudos da evolução estrutural da área (Jost & Bitencourt 1980, Jost 1981, Machado *et al.* 1987). Esses trabalhos, embora concordem entre si com relação à direção de transporte tectônico sugerida (NW-SE), discordam a respeito da idade das *thrusts* em relação ao soerguimento do Domo de Santana e da localização e condições de metamorfismo associado às mesmas.

Em seu modelo tectônico regional, Jost (1981) propõe o cavalgamento do Complexo Cerro da Árvore sobre o Domo de Santana, então já existente. Esse cavalgamento foi associado por Jost (1981) a movimentos de gravidade em nível crustal elevado, tendo desenvolvido: uma "*Main Thrust Zone*" (zona principal de milonitos), zonas miloníticas, falhas inversas e *kinks*. Estudos recentes das relações entre essas estruturas (Machado *et al.* 1987) têm indicado, entretanto, que as fábricas miloníticas desenvolvidas na região se formaram anteriormente e em níveis crustais inferiores àqueles em que se desenvolveram as *kinks* e falhas inversas.

Em trabalho recente Machado *et al.* (1987) propuseram que o cavalgamento para NW teria ocorrido durante a deformação principal observada na área. Esse cavalgamento teria ocorrido pela formação de uma grande *fold nappe* (Machado *et al.* 1987 Fig. 2), posteriormente à geração da foliação milonítica dos granitóides. Entretanto não foram observadas evidências favoráveis à existência de uma estrutura como essa na área (e.g. duplicação invertida das camadas na zona de charneira da dobra).

O reconhecimento na região de Santana da Boa Vista de uma seqüência de rochas milonítica de espessura quilométrica indica a ocorrência de uma deformação dúctil de escala regional. Trabalhos recentes (e.g. Coward 1980, Coward & Daly 1984, Nicolas 1986, Daly 1988 e outros) têm sugerido que a deformação em cinturões orogênicos é dissipada principalmente ao longo de zonas de cisalhamento regionais como as referidas acima, cabendo às dobras um papel secundário na acomodação da deformação total. Portanto, o encurtamento/espesamento crustal na região de SBV deve ter sido dissipado predominantemente pela zona de cisalhamento principal (*flat-lying shear zone*) desenvolvida nos granitóides e no embasamento.

Associações de estruturas semelhantes à desenvolvida em SBV são atribuídas a regimes de alta deformação em diversos cinturões orogênicos, sendo principalmente produzidos por cisalhamento simples (e.g. Daly 1988). Em SBV a zona de alta deformação tangencial parece estar localizada nos granitóides milonitizados. Isto é sugerido pela maior espessura de milonitos desenvolvidos sobre essas rochas, principalmente pela presença de termos indicativos de alta deformação (milonitos quartzo e ultramilonitos). Assim, o cavalgamento da co-

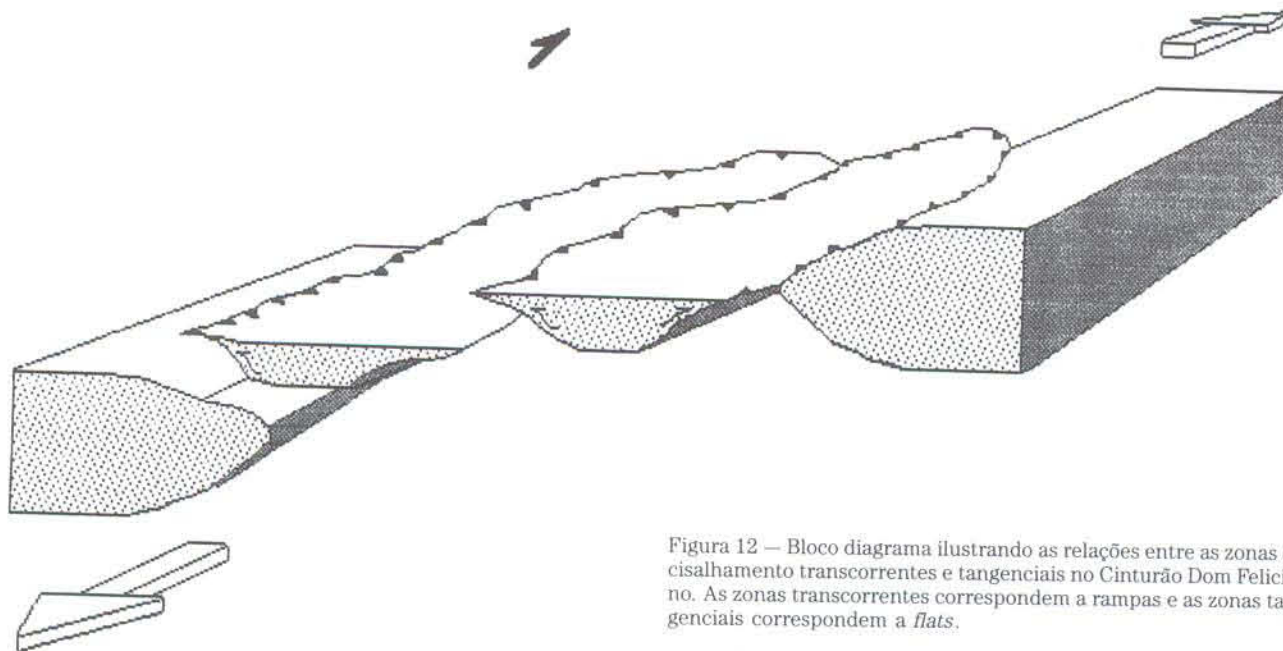


Figura 12 — Bloco diagrama ilustrando as relações entre as zonas de cisalhamento transcorrentes e tangenciais no Cinturão Dom Feliciano. As zonas transcorrentes correspondem a rampas e as zonas tangenciais correspondem a flats.

bertura sobre gnaisses Encantadas teria ocorrido principalmente ao longo dos granitóides milonitizados. As estruturas observadas nas demais unidades são compatíveis com essa interpretação.

A concentração da deformação durante o estágio de deformação dúctil ao longo dos granitóides indica que processos de *strain softening* devem ter se desenvolvido preferencialmente nessas rochas, favorecendo a hipótese da natureza sincinemática desses granitóides.

A avaliação quantitativa da deformação associada às estruturas do estágio de deformação dúctil na cobertura é bem mais difícil. A presença de zonas de alta deformação nessa seqüência deve ser considerada, sendo necessária uma investigação mais detalhada da origem da xistosidade principal observada nas rochas dessa unidade e da quantidade de deformação associada ao seu desenvolvimento.

CONCLUSÃO

Na região de Santana da Boa Vista, porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano, desenvolveu-se durante o Ciclo Brasileiro um regime de alta deformação tangencial, caracterizado em cada uma das unidades por uma associação típica de estruturas. A zona de movimentação preferencial parece ter se localizado ao longo dos granitóides pré- a sincinemáticos, desenvolvendo sobre esses uma espessa seqüência de rochas miloníticas.

As estruturas formadas nesse regime tangencial, aqui denominado de estágio de deformação dúctil, indicam um transporte tectônico de direção NE-SW. Isso pode ser constatado, tanto no embasamento (gnaisses Encantadas) quanto nos granitóides milonitizados, a partir da orientação das lineações de estiramento. Os estudos preliminares dos indicadores cinemáticos observados no campo e em lâmina têm sugerido um sentido de cavalgamento para NE.

Na cobertura (Complexo Cerro da Arvore) os indicadores cinemáticos do estágio de deformação dúctil são mais raros e de mais difícil observação, devido à intensa transposição sofrida por estas rochas, com a formação de uma foliação regional (S_2). As raras lineações de estiramento observadas no campo indicam, porém, uma direção de transporte tectônico essencialmente concordante com a inferida para as unidades estruturalmente inferiores.

Regimes tangenciais semelhantes ao proposto nesse trabalho são descritos em outros cinturões orogênicos pré-cambrianos, sendo geralmente limitados por zonas de alta deformação transcorrente que correspondem a rampas laterais. Essas estruturas são os correspondentes de alta ductilidade das *foreland thrusts zones* (desenvolvidas em níveis estruturais superiores), sendo as principais responsáveis pelo encurtamento/espessamento crustal e translação de grandes blocos crustais em níveis estruturais inferiores. A análise conjunta do regime tangencial desenvolvido na região de Santana da Boa Vista (*flat-lying shear zone*) e das zonas de cisalhamento transcorrentes regionais existentes a leste e a oeste da área estudada, sugere a ocorrência de uma importante movimentação NE-SW de grandes blocos crustais durante o Ciclo Brasileiro no Cinturão Dom Feliciano (Fig. 12).

A quantificação da deformação brasileira na área e estudos de microtectônica que se encontram em andamento deverão contribuir para um melhor entendimento do significado destas estruturas.

Agradecimentos - Os autores agradecem a R.A. Fuck (UnB), E.A. Ladeira (UFMG) e à colega A. Tommasi pela revisão final do texto e ao Instituto de Geociências pelo apoio logístico. Grande parte das figuras foram desenhadas por Cristiane Cassol no computador e o tra-

balho fotográfico é creditado a L.R.R Andrade. O auxílio financeiro foi concedido pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Beach, A. 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *Journal of Structural Geology*, 2: 257-63.
- Bell, T.H. & Hammond, R.L. 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*, 92: 667-86.
- Berthé, D. & Brun, J.P. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone, France. *Journal of Structural Geology*, 2: 127-34.
- Brunel, M. 1986. Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonics*, 5: 247-65.
- Cobbold, P.R. & Quinquis, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, 2: 119-26.
- Coward, M.P. 1980. Shear zones in the Precambrian crust of Southern Africa. *Journal of Structural Geology*, 2: 19-28.
- _____. & Daly, M.C. 1984. Crustal lineaments and shear zones in Africa: their relationship to plate movements. *Precambrian Research*, 24: 27-45.
- Daly, M.C. 1988. Crustal shear zones in Central Africa: a kinematic approach to Proterozoic tectonics. *Episodes*, 11: 5-11.
- Fernandes, L.A.D. 1987. *Structural geology of the Lewisian Complex north of Loch Maree, NW Scotland*. University of Glasgow, Ph. D. Thesis. 349p.
- _____. Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1991. Deformation Patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences*. (in press)
- Jost, H. 1981. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil*. University of Georgia, Ph.D. Thesis. 208p.
- _____. & Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4: 27-60.
- Kerrick, R.; Allison, I.; Barnett, R.L.; Moss, S. & Starkey, J. 1980. Microstructural and Chemical Transformations Accompanying Deformation of Granite in shear Zone at Miesville, Switzerland; with implications for Stress Corrosion Cracking and superplastic Flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 221-42.
- Lacassin, R. & Mattauer, M. 1985. Kilometre-scale sheath fold at Mattmark and implications for the transport direction in the Alps. *Nature*, 315: 739-42.
- Machado, R.; Fragoso Cesar, A.R.S. & Faccini, U.F. 1987. O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou uma figura de interferência tipo domo e bacia? *Atas, 3º Simpósio Sul-brasileiro de Geologia*, Curitiba. SBG, 1: 167-82.
- Mallavieille, J.; Lacassin, R. & Mattauer, M. 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26: 895-906.
- Mattauer, M.; Faure, M. & Malavieille, J. 1981. Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *Journal of Structural Geology*, 3: 401-09.
- McClay, K.R. 1981. What is a thrust? What is a nappe? In: McClay, K.R. & Price, N.J. (ed.) "*Thrust and Nappe Tectonics*". Special Publication of Geological Society of London, 9: 7-9.
- Nicolas, A. 1986. *Principles of Rocks Deformation*. Reidel, Dordrecht 208 p.
- _____. & Poirier, J.P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. John Wiley & Sons, New York. 444p.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York. 568p.
- _____. 1984. The quantitative evaluation of rock deformation: a review. *Tectonics*, 7: 269-93.
- _____. & Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology*. Academic Press, London. 700p.
- Remus, M.V.D.; Faccini, U.F.; Tedesco, M.A. & Phillip, R. 1987. Evolução estrutural dos metamorfitos Porongos a sul do Rio Camaquã (RS). *Atas, 3º Simpósio Sul-brasileiro de Geologia*, Curitiba. SBG, 1: 223-43.
- Shackleton, R.M. & Ries, A.C. 1984. The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *Journal of Structural Geology*, 6: 11-120.
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 239p.
- Sudgen, T. 1987. Kinematic indicators: structures that record the sense of movement in mountain chains. *Geology Today*, may/june: 97-9.
- Tessari, R.I. & Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, 124.