

ANÁLISE ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA PORÇÃO CENTRO-SUL DO ESTADO DE SANTA CATARINA, BRASIL

Patricia Duringer JACQUES^{1,2}; Rômulo MACHADO²; Alexis Rosa NUMMER^{2,3}

(1) CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Divisão de Geoprocessamento. Rio de Janeiro (RJ) – Brasil. Endereço eletrônico: patricia.jacques@cprm.gov.br

(2) Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências – Programa de Recursos Minerais e Hidrogeologia. São Paulo (SP) – Brasil. Endereço eletrônico: rmachado@usp.br

(3) Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica (RJ) – Brasil. Endereço eletrônico: nummer@ufrj.br

Introdução
Bacia do Paraná
Formação Serra Geral
Arcabouço Estrutural
Metodologia
Resultados
Transcorrências Puras e Transcorrências Oblíquas
Discussão
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO - A análise estrutural (geométrica e cinemática) realizada em pedreiras de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, na porção centro-sul do Planalto Catarinense, permitiu caracterizar direções de falhas transcorrentes (puras e oblíquas), que foram agrupadas em três eventos: o primeiro com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de N-S, o segundo, orientado NE-SW, e o terceiro, orientado na direção próxima de E-W. O primeiro evento possui idade entre o Cretáceo Inferior e Superior, o segundo, entre o fim do Cretáceo e início do Terciário, e o terceiro, entre o Neógeno e o Quaternário. Este último evento possui campo de tensão principal máximo (σ_1) com a mesma orientação do *stress* atual submetido à borda leste da Placa Sul-Americana.

Palavras-chave: Análise estrutural; Formação Serra Geral; Tectônica.

ABSTRACT - Structural analysis (geometric and kinematic) obtained from volcanic rocks quarries of the Serra Geral Formation, in south-central portion of Santa Catarina Plateau, allowed to characterize transcurrent faults directions (pure and oblique), which were grouped into three events: the first maximum principal stress (σ_1) oriented around the NS direction, the second, oriented NE-SW, and the third, oriented close to E-W. The first event has age between the Lower and Upper Cretaceous, the second between the end of the Cretaceous and early Tertiary, and the third between the Neogene and Quaternary. This last event has a maximum principal stress field (σ_1) with the same orientation as the current stress subjected to the eastern edge of the South American Plate.

Keywords: Structural Analysis; Serra Geral Formation; Tectonic.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho de pesquisa se baseia na análise de estruturas rúpteis (juntas e falhas) e de indicadores cinemáticos (estrias de atrito e de crescimento mineral) coletados a partir de pedreiras em exploração nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, localizadas nos arredores da cidade de Lages, porção centro-sul do Estado de Santa Catarina (Figura 1). Foram estudadas as estruturas de natureza rúptil, geradas em condições de pressão e temperatura relativamente baixas, em geral entre 0 a 4 Kbar e 0 a 300 °C, respectivamente, condições estas que correspondem aos dez primeiros quilômetros da crosta (Ramsay & Huber 1987).

Estudos de lineamentos estruturais da Formação Serra Geral com uso de imagens LANDSAT/MSS e de Radar (escala 1: 250.000), realizados ao longo de uma faixa norte-sul, entre São Paulo e o norte do Rio Grande Sul, evidenciam seis direções principais

de lineamentos: (1) N45 ±5W (Médio Ivaí); (2) N65 ±5 W (Médio Piquiri), (3) N25± 5W (Goioxim), (4) N35 ± 5E (Médio Paraná), (5) N05 ±5E (Tapiracuí) e (6) N60 ± 5E, (Pitanga). A primeira direção é a que possui a mais alta frequência (30%), seguida pelas três direções seguintes (entre 19 e 22%), enquanto as duas últimas direções possuem baixa frequência, respectivamente, 8 e 6% (Soares *et al.* 1982). Várias destas direções estruturais têm sido reconhecidas em diversas regiões da Formação Serra Geral com base em diferentes tipos de produtos digitais (Imagens LANDSAT, de Radar e SRTM), geológicos (mapas) e geofísicos (mapas gravimétricos, magnetométricos, gamaespectrométricos), particularmente os lineamentos NW e NE e, subordinadamente, os E-W (entre WSW a ESE) e N-S (Ferreira 1982, Paiva *et al.* 1982, Freitas *et al.* 2002, Zalán *et al.* 1987 e 1991).

A análise comparativa dos lineamentos de áreas do embasamento e da bacia, realizada com base em sensores remotos e em dados geofísicos (mapas magnetométricos e gravimétricos), na porção Norte de Santa Catarina e Sul do Paraná, confirma as estruturas regionais delineadas anteriormente e destaca os lineamentos NE (N60-70E e N30-40E), NW, NNW e E-W, com este último de continuidade regional, porém restrito a “corredores” (Freitas 2005, Freitas & Rostirolla 2005).

A análise de lineamentos estruturais realizada por Sensoriamento Remoto (Imagens LANDSAT/MSS e de radar e de fitas CCT no sistema I-100 do INPE) e com controle de campo na Formação Serra Geral no Sul do Brasil (Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul) evidenciou arqueamentos regionais (negativos e positivos) com eixos WNW, que afetam as unidades desta formação. Estas estruturas foram formadas aparentemente pelos esforços resultantes da elevação das antécilises (arcos) de Ponta Grossa e do Rio Grande do Sul (Paiva *et al.* 1982).

Estudos em multiescala de lineamentos estruturais efetuados com base em produtos digitais (imagens Landsat e do projeto SRTM), realizados ao longo de um segmento E-W na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, destacam na Formação Serra Geral

duas direções principais, uma NE-SW e outra NW-SE (Jacques *et al.* 2010).

Estudos de lineamentos estruturais no Domo de Lages, incluindo análise integrada de diferentes produtos digitais (imagens de satélite, mapas diversos, de rugosidade, declividade, morfométrico, modelo digital de terreno etc.), destacam cinco direções principais: WNW, N-S, NNE, ENE e NW (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010). As três primeiras apresentam maiores frequências acumuladas, e, as três últimas, maiores comprimentos acumulados. Estudos estruturais realizados em pedreiras de rochas alcalinas da região evidenciaram três direções principais de falhas transcorrentes: (1) ~ N-S (NNE a NNW), (2) ~ NE-SW e (3) ~ E-W (ENE a ESE). As duas primeiras apresentam cinemática dextral e a última, sinistral (Machado *et al.* 2012).

Em vista da quantidade de informações publicadas sobre dados de estruturas rúpteis na borda leste da Bacia do Paraná, o objetivo geral deste trabalho é definir o quadro estrutural da tectônica rúptil transcorrente pós Formação Serra Geral desta borda na bacia acima mencionada, a partir da análise geométrica e cinemática de falhas de quatro pedreiras (Figura 1) de rochas vulcânicas da referida unidade geológica.

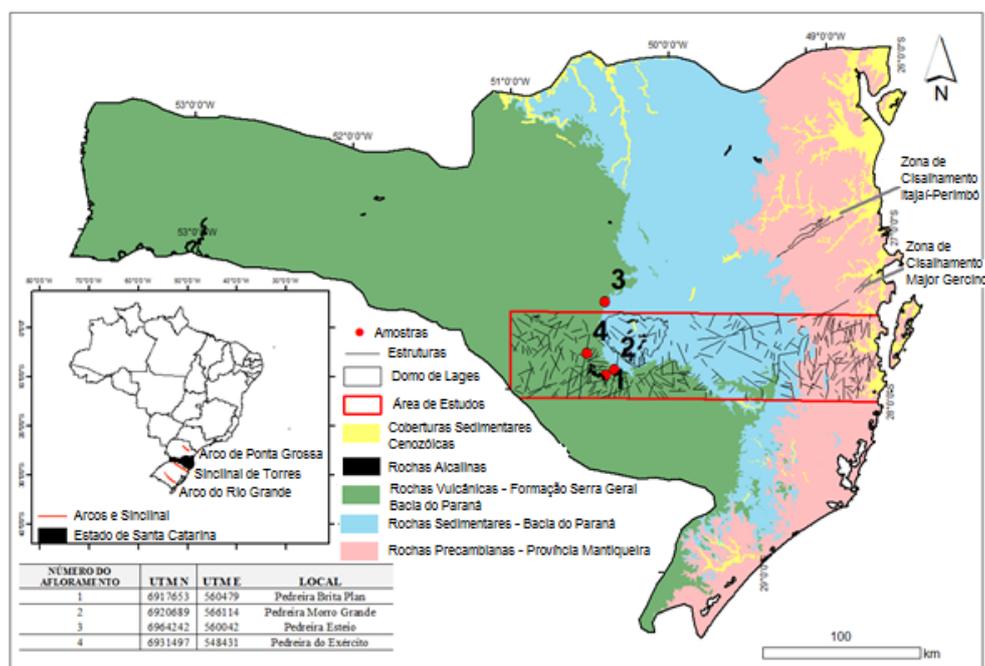


Figura 1. Localização dos afloramentos analisados no Estado de Santa Catarina. Tabela com as coordenadas em projeção cartográfica (UTM, Zona 22, Hemisfério Sul, datum WGS-84) das pedreiras visitadas.

BACIA DO PARANÁ

Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral, juntamente com a Formação Botucatu, integram a Supersequência Gondwana III da Bacia do Paraná (Milani 1997 e 2004, Milani *et al.* 1998 e 2007). Trata-se de uma unidade constituída essencialmente por rochas vulcânicas, básicas e intermediárias, de idade Cretácica, e que pertence ao Grupo São Bento (White, 1908). A Formação Serra Geral encontra-se sobreposta à Formação Botucatu ou mesmo diretamente sobre o embasamento cristalino da Faixa Brasília na porção nordeste da Bacia do Paraná, onde tais rochas extrapolam os limites da bacia. São também incluídos nela os enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, além de inúmeras ocorrências na costa sul e sudeste do Brasil, nas bacias marginais (bacias *offshore*) e na costa oeste africana (Machado *et al.* 2009). O volume gerado pelo magmatismo da Bacia do Paraná em conjunto com o da Bacia Etendeka (Namíbia) excede a 800.000 km² (Peate & Hawkesworth, 1996), sendo assim considerada uma das grandes LIPs (*Large Igneous Provinces*) existentes no mundo. De acordo com Melfi *et al.* (1988), cerca de 90% das lavas da Bacia do Paraná é de basalto toleítico, 7% de andesitos toleíticos e 3% de riodacitos e riolitos. Os autores classificam as rochas ácidas em dois grupos: Tipo Palmas e Tipo Chapecó. O primeiro grupo ocorre principalmente no Rio Grande do Sul e, subordinadamente, em Santa Catarina. O segundo grupo ocorre em São Paulo, Paraná, e, também, no Rio Grande do Sul e em Santa Catarina associado ao Tipo Palmas.

Estudos geoquímicos realizados por Bellieni *et al.* (1983), Piccirillo & Melfi (1988), Nardy (1995), dentre outros, mostram dois grupos distintos de basaltos toleíticos: um alto titânio (TiO₂ > 2%), e outro com baixo titânio (TiO₂ < 2%). O primeiro localiza-se preferencialmente a norte da Província Magmática do Paraná (norte do Lineamento do Rio Piquiri), e o último, a sul (sul do Lineamento do Rio Uruguai). Na região central da província ocorrem os dois tipos (entre os lineamentos do Rio Piquiri e do Rio Uruguai). Peate *et al.* (1992), com base em dados geoquímicos, dividiram a referida província em seis tipos distintos: Urubici,

Pitanga, Paranapanema, Gramado, Esmeralda e Ribeira. Os três primeiros são alto-Ti, e os três últimos, baixo-Ti. As pedreiras estudadas neste trabalho pertencem ao distrito de Urubici com alto Ti.

Datações U-Pb (SHRIMP) recentes em zircão de quatro amostras (basaltos, quartzo latitos e riodacitos), localizadas ao sul do Lineamento do Rio Piquiri, realizadas por Pinto *et al.* (2011), indicam idades ao redor de 135 Ma e sugerem que a duração do magmatismo foi de 1 Ma, modificando substancialmente a interpretação anterior, baseada em dados radiométricos menos robustos (K-Ar, Rb-Sr e Ar-Ar), que consideravam um intervalo de cerca de 30 Ma e propunham uma migração do magmatismo de norte para sul (Rocha-Campos *et al.* 1988, Stewart *et al.* 1996, Ernesto *et al.* 1999).

Arcabouço estrutural

De acordo com Cordani *et al.* (1984), as estruturas brasileiras que influenciaram a forma atual da Bacia do Paraná são: Arco da Canastra ou Flexura de Goiânia, Arco de Assunção, Arco Pampeano e Arco Martin Garcia. Existe consenso de que a evolução tectônica da Bacia do Paraná está relacionada ao Ciclo Brasileiro e mais tarde pela abertura do Atlântico Sul. Porém, a origem das estruturas que favoreceram a sedimentação inicial da bacia, é um tema ainda discutido por vários autores. Segundo Fúlfaro *et al.* (1982), a subsidência inicial da bacia está relacionada a *riftes* abortados (aulacógenos) de direção NW-SE, que possibilitaram a sua implantação. Para Soares (1991), no entanto, esta subsidência está relacionada com a flexura litosférica e formação de grabens. Zalán *et al.* (1990) propõem que a Bacia do Paraná é o produto final da superposição de três bacias diferentes separadas por discordâncias, que representam três fases distintas de subsidência. A primeira fase (Siluro-Devoniana) seria o resultado do peso dos sedimentos depositados no início da bacia aliado ao contínuo resfriamento da litosfera devido ao término da Orogênese Brasileira. Esta primeira estruturação de bacia encerraria seu ciclo de sedimentação com o soerguimento do Arco de Assunção no

Devoniano, causado pela Orogenia Eoherciniana ou Oclóyica (Assine 1996, Milani e Ramos 1998, Milani *et al.* 2007). O segundo evento de subsidência (Permo-Carbonífero) seria o resultado da sobrecarga de sedimentos glaciais (Grupo Itararé) associados a uma fase de reativação distensional ou à consequência da Orogenia Sanrafaélica (Milani e Ramos 1998). Esta segunda bacia encerraria sua sedimentação com a Orogenia Finiherciniana. A terceira e último evento de subsidência da bacia (Neojurássico-Eocretáceo) estaria relacionado ao peso das lavas básicas da Formação Serra Geral. A modelagem termomecânica da Bacia do Paraná realizado por Quintas *et al.* (1997) mostra que as maiores taxas de subsidência da bacia ocorreram em três eventos: um primeiro evento distensivo (440 M.a. - fase inicial de estruturação da bacia); um segundo evento também distensivo, porém de maior magnitude do que o anterior ocorrido no Permiano (296 Ma); e um terceiro evento, ocorrido no Juro-Cretáceo (144 Ma), que foi devido principalmente ao peso do material ígneo gerado na bacia.

Para Milani (1997), a tectônica formadora da bacia está ligada a um regime transtensivo, que promoveu a geração de um sistema de riftes de direção próxima a NE-SW implantado em um embasamento cratônico, a partir da reativação de estruturas preexistentes. A reativação das estruturas do embasamento estaria relacionada com a compressão ocorrida na borda da placa no Neo-Ordoviciano pela Orogenia Oclóyca do Neo-Ordoviciano (Milani & Ramos 1998). Alguns autores sugerem o modelo de topografia dinâmica como o mecanismo inicial de subsidência de grandes bacias continentais (Mitrovica *et al.* 1989, Pysklywec & Mitrovica 1998, Pysklywec & Mitrovica 2000, Heine *et al.* 2008). Heine *et al.* (2008) calcularam a Subsidência Tectônica Anômala – STA (*Anomalous Tectonic Subsidence*) de 229 bacias intracratônicas no mundo, dentre as quais a Bacia do Paraná, e mostraram que a STA é o resultado da subsidência tectônica total de uma determinada bacia sedimentar, em função de fluxo de calor mantélico de uma placa subductada, que poderia estar até a 600 km de distância.

O rifteamento do Oceano Atlântico Sul no Mesozoico, relacionado com a Reativação

Wealdeniana (Almeida 1967) ou Sul-Atlantiana (Schobbenhaus *et al.* 1984), estudada por vários autores (Asmus 1983, Almeida 1986, Piccirillo *et al.* 1990, Renne *et al.* 1992, Bizzi *et al.* 2003, entre outros), foi responsável pela reativação de muitas estruturas no território brasileiro, incluindo a reestruturação de bacias já existentes e criação de novas bacias (interiores e exteriores). Este rifteamento teria sido causado pela participação de uma pluma mantélica (Tristão da Cunha), que no Mesozoico estaria localizada sob a Plataforma Sul-Americana (Morgan 1981, O'Connor & Duncan 1990). Os efeitos do estiramento litosférico e da ascensão da pluma mantélica, causados pela anomalia termal, condicionaram atividade ígnea distensional, com geração de volume expressivo de basaltos toleíticos, subordinadamente andesitos, dacitos e riolacitos (Rostirolla *et al.* 2000). Segundo Castro *et al.* (2003), a região do Arco de Ponta Grossa seria o braço abortado da junção tríplice, causada pela pluma de Tristão da Cunha, que não evoluiu para uma bacia sedimentar, mas serviu de conduto para o extravasamento das lavas da Formação Serra Geral.

Salamuni *et al.* (2004), ao estudarem a Bacia de Curitiba, caracterizam dois eventos deformacionais: um evento D₁, extensional, e um evento D₂, compressivo. O primeiro evento foi instalado a partir do Cretáceo ao Paleoceno, e o segundo, a partir do Neógeno. O evento D₁ foi responsável pelo desenvolvimento de falhas normais NE-SW, que foram depois reativadas pelo evento D₂ como falhas direcionais e inversas oblíquas, inicialmente em regime transtensional (D₂'') e depois em regime transpressional (D₂''').

Strugale *et al.* (2007) caracterizam dois eventos deformacionais rúpteis que afetaram o Arco de Ponta Grossa e relacionaram tais eventos à abertura do Atlântico. O primeiro (D₁) é o evento extensional que controlou as intrusões de diques eocretácicos do referido arco e foi também responsável pelo soerguimento da sua parte central como blocos e falhas “tipo tesoura” de direção NW-SE. O segundo evento (D₂), caracterizado como transtensional, foi responsável pela reativação de estruturas registradas nas paredes dos diques e bandas de deformações em arenitos.

Chavez-Kus e Salamuni (2008), ao realizarem estudos em rochas do embasamento da Bacia de Curitiba (Complexo Atuba), descrevem falhas transcorrentes com direções N20-30E e N20-35W, que deslocam diques de diabásio e lamprófiros, e sugerem a alternância de posição da direção do campo de tensão compressional (atual ou pré-atual) de N-S para E-W na Placa Sul-Americana, configurando assim um modelo tectônico de deformação intraplaca diferente dos anteriores (Chavez-Kus

e Salamuni *op cit.*). Os autores consideram que, embora o continente sul-americano se encontre sob compressão dominante E-W, o alívio de tensão da placa pode resultar na alternância do esforço principal (σ_1) para a posição na direção N-S. Esta situação é compatível com regiões em que os domínios estruturais do embasamento apresentam grandes falhas transcorrentes que são reativadas posteriormente.

METODOLOGIA

Para o estudo das fraturas foram utilizados critérios de classificação geométricos e genéticos, descritos por vários autores (Price 1966, Hancock 1985, Ramsay & Huber 1987, Pollard & Aydin 1988, Hancock & Engelder 1989, Dune & Geiser 1994, dentre outros). Na presença de falhas relacionadas à tectônica transcorrente, particularmente desenvolvidas em níveis crustais rasos, foi priorizada a observação e registro de estruturas previstas no modelo de Riedel (Riedel 1929, Tchalenko 1970, Zalán 1986, Sylvester 1988), tais como: falhas sintéticas (estruturas R); falhas antitéticas (estruturas R'); fraturas de distensão (fraturas T); falhas inversas ou de empurrão e falhas *en échelon*, além de outro tipo de falha sintética (estruturas P), simétrica às estruturas R; e às estruturas Y, paralelas ao binário e relacionadas com altas taxas de deformação. Os estudos de paleotensão foram baseados na aplicação dos métodos dos diedros retos de Angelier & Melcher (1977), para determinar os campos compressivos (tensão máxima) e trativos (tensão mínima), correspondendo, respectivamente, aos eixos de tensões σ_1 e σ_3 para cada afloramento.

Os procedimentos de coleta de dados de campo foram seguidos de acordo com as recomendações de Sperner & Zweigel (2010), tendo sido observados e medidos os planos de

fraturas, os planos de falhas, as estrias de atrito (com orientação no plano de falha e sentido de movimento), os planos de crescimento mineral (orientação do plano e sentido de crescimento) e o grau de confiança para cada medida (0 – não registrado, 1 – excelente, 2 – bom e, 3 – pobre). Os dados foram sistematizados em tabelas de planilha Excel e utilizados no programa Tectonics FP (Reiter & Acs, 2000) para o tratamento de dados das falhas.

Durante a fase de organização e sistematização dos dados estruturais, particularmente das falhas transcorrentes, optou-se em dividir estas estruturas, com base obliquidade (rake) das estrias, em dois grupos: um com caimento entre 1° a 15° (transcorrência pura) e outro entre 16° a 75° (transcorrência simples). Falhas com estrias de obliquidade acima de 76° foram consideradas falhas normais ou inversas, dependendo do tipo de movimento relativo ocorrido entre os blocos, porém este tipo de falha é pouco representativo na área estudada. A transcorrência oblíqua pode ser formada em um regime tectônico transpressivo ou transtensivo. No primeiro caso, além de ocorrer movimento direcional ao longo do plano de falha, ocorre também movimento inverso, enquanto que, no segundo caso, este tipo movimento, ao longo do plano de falha, é de caráter normal.

RESULTADOS

A Figura 2 (A-B-C-D) mostra os estereogramas das quatro pedreiras analisadas em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, cujos padrões estruturais preferenciais são descritos a seguir:

- **Pedreira Brita Plan** (Figura 2A) – A análise do conjunto de dados (133 medidas) em projeção estereográfica evidencia falhas transcorrentes sinistrais com direção NNE-SSW a NE-SW (43 medidas, com

indicadores cinemáticos) e destrais NNW-SSE, que formam entre si um ângulo de aproximadamente 50 a 60°. Estas orientações de falhas podem ser explicadas por um campo de tensão principal máximo (σ_1) orientado entre N-S a NNE. Cabe destacar que as falhas NNW-SSE foram reativadas recentemente, uma vez que elas afetam o horizonte de solo da rocha vulcânica (Figura 3A).

- **Pedreira Morro Grande** (Figura 2B) – A análise do conjunto de falhas da pedreira (116 medidas) apresenta dispersão dos dados no quadrante NE. Nota-se, no entanto, três direções com maior frequência de dados: NE-SW, principal, ENE-SSW e NNW-SSE, secundárias. Nestas três direções de falhas foram observadas estrias de caimento alto, e apenas nas duas primeiras direções de falhas (NE-SW e ENE-SSW) apresentaram estrias de caimento baixo (em geral inferior a 10°), indicativas de transcorrências puras. Destaca-se ainda a presença de falha inversa, com direção ENE e mergulho para SSW, e um dique de lamprófito de direção NE-SW, subvertical, cortando rochas da Formação Serra Geral. Estes dados sugerem um campo de tensão principal máximo (σ_1) orientado também entre N-S a NNE, que corresponde a um campo de esforços provavelmente anterior à colocação do lamprófito, uma vez que esta direção de tensão máxima mostra-se compatível com a geração das falhas transcorrentes sinistrais NE-SW e a falha de empurrão ENE. A colocação do dique sugere um segundo campo de esforços (σ_1) orientado ao redor de NE-SW, onde o lamprófito ocuparia fraturas T, segundo o modelo de Riedel, que é compatível com o campo de tensão que afeta as rochas alcalinas (Machado *et al.* 2012).
- **Pedreira Esteio** (Figura 2C) – O conjunto de dados estruturais obtidos (195 medidas de falhas) na pedreira Esteio evidencia duas direções preferenciais de falhas transcorrentes, uma ENE-WSW destal, e outra NW-SE sinistral e destal, respectivamente, e duas direções secundárias, NNE-SSW e NE-SW, ambas sinistrais, com esta última apresentando também componente oblíqua. Diferencia das pedreiras anteriores, particularmente pela

presença das transcorrências NW, sinistrais e destrais, e ENE destrais. Das pedreiras analisadas neste trabalho, esta é a que apresenta um arranjo estrutural mais complexo, sugerindo pelo menos dois eventos de deformação para explicar o quadro cinemático das estruturas lá encontradas. Deste modo, o sistema de falhas transcorrentes NE destal e NW sinistral pode ser explicado por um campo de esforços com tensão máxima (σ_1) ao redor de N-S. Este campo de tensão, no entanto, não é compatível para a formação das transcorrências NW sinistrais, sendo necessária uma compressão ao redor de E-W, para gerar este tipo de estrutura. Ressalte-se que as transcorrências WNW-ESE mostram padrão anastomosado na escala de afloramento (Figura 3B), sugerindo tratar-se de falhas desenvolvidas em nível crustal pouco mais profundo do que as transcorrências NE a ENE.

- **Pedreira do Exército** (Figura 2D) – Nesta pedreira foram obtidas 432 medidas de planos de falhas, 127 delas contendo estrias com crescimento mineral, o que confere um alto grau de confiabilidade na definição cinemática para essas estruturas. No entanto, em 205 casos não foi possível definir a cinemática das falhas, pois os indicadores cinemáticos não eram suficientemente claros nas superfícies de falhas analisadas. Os dados obtidos mostram três direções principais de falhas transcorrentes: NE (sinistral), E-W (sinistral) e NNW (destal). Observa-se ainda no estereograma duas direções com menor frequência de falhas transcorrentes: ENE-WSW e NNE-SSW. O arranjo cinemático deste conjunto de estruturas sugere um campo de esforços com tensão principal máxima (σ_1) ao redor da direção NNE-SSW, que compatibilizaria as transcorrências NE-SW sinistral e NNW-SSE destal. Este campo de tensão não explica a formação das transcorrências sinistrais E-W, sendo necessário outro campo de tensão orientado ao redor de NE-SW, para geração deste tipo de estrutura. Esta pedreira apresenta padrão de falhas anastomosadas nas direções NE-SW e NNW-SSE, semelhante ao que foi observado na pedreira Esteio.

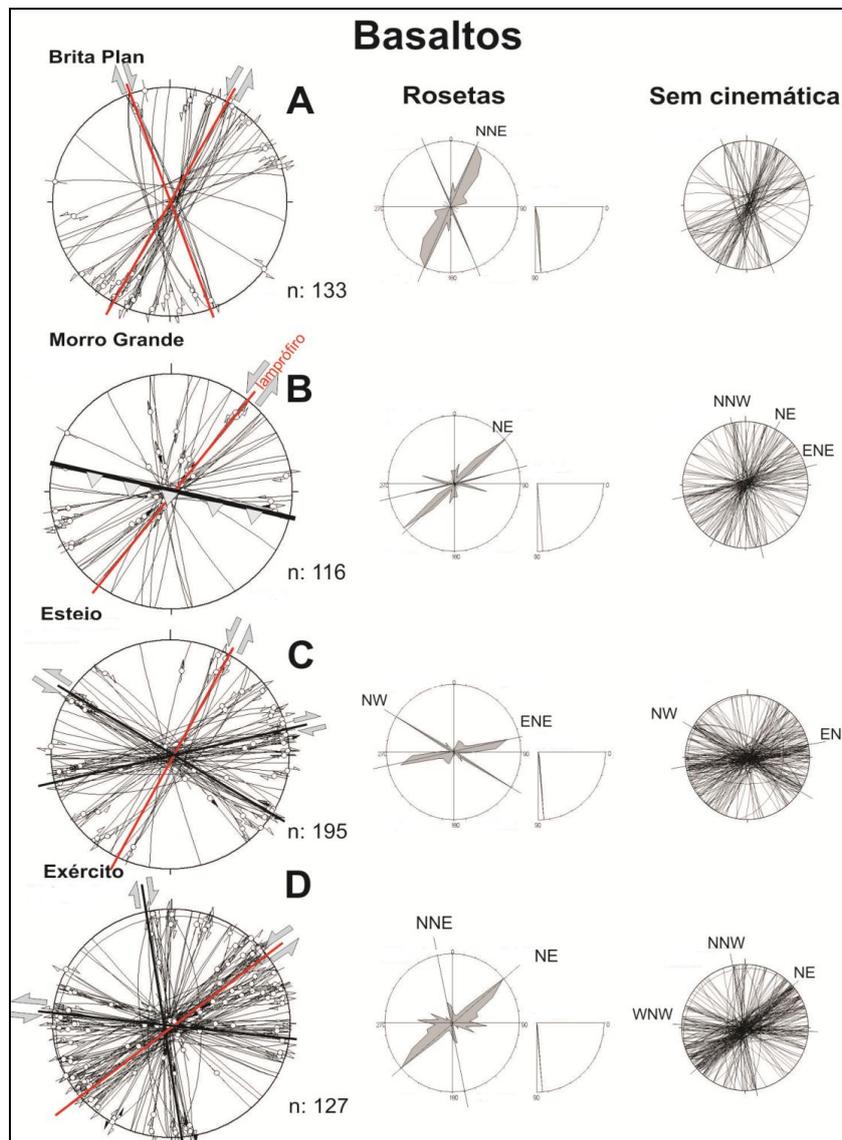


Figura 2. Estereogramas das falhas nas rochas básicas da Formação Serra Geral: (A) Pedreira Brita Plan; (B) Pedreira Morro Grande; (C) Pedreira Esteio e (D) Pedreira do Exército.

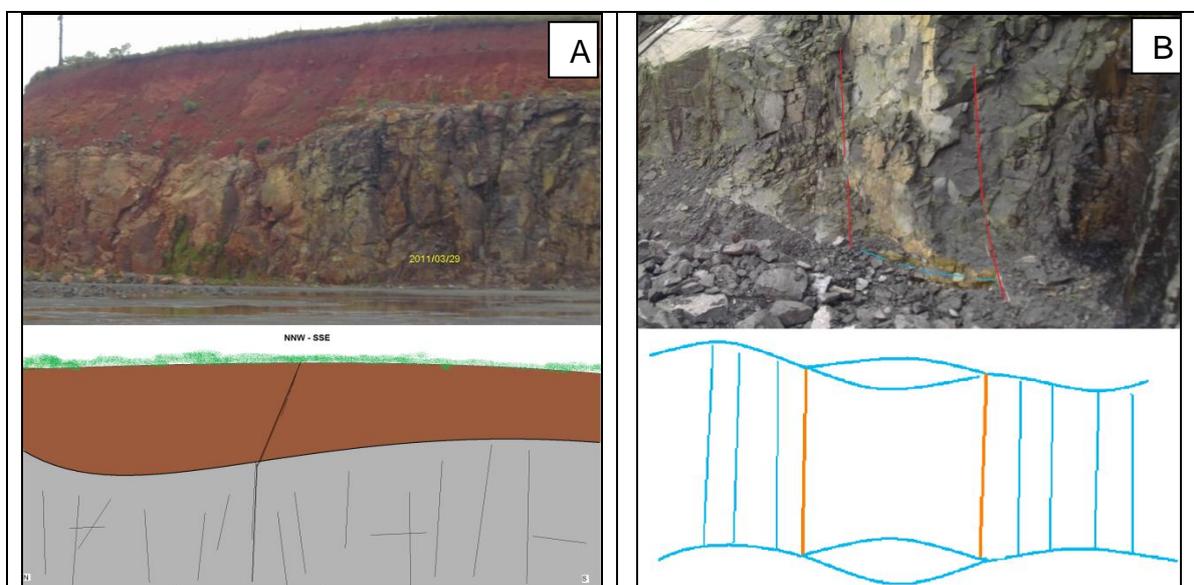


Figura 3. (A) Fotografia e esboço de falha NNW-SSE, cortando o solo na Pedreira Brita Plan. (B) Fotografia e esboço do padrão anastomosado na pedreira de basalto Esteio.

Transcorrências puras e transcorrências oblíquas

O resultado referente às transcorrências puras e oblíquas, de acordo com a divisão adotada: transcorrência pura (*rake* entre 1° a 15°), transcorrência oblíqua (*rake* entre 16° a 75°) e falha normal (ou de gravidade) ou inversa (*rake* > 75°), é apresentado na Figura 4, que sintetiza as falhas transcorrentes por pedreira.

Na pedreira Brita Plan, as transcorrências puras sugerem campo de tensão máxima orientado aproximadamente N-S (Fig. 4A), enquanto as transcorrências oblíquas sugerem tensão máxima ao redor de NNW-SSE (Fig. 4B), mostrando superposição parcial dos campos. Na pedreira Morro Grande, as transcorrências puras sugerem um campo de

tensão máxima NW-SE (Fig. 4C), enquanto as transcorrências oblíquas podem ser explicadas por um campo de tensão NNW-SSE (Fig. 4D), diferindo assim do caso anterior, embora haja uma superposição dos referidos campos no setor NNW do diagrama. A pedreira Esteio mostra comportamento semelhante de campo de tensão ao da pedreira Morro Grande para as transcorrências puras, diferindo para as transcorrências oblíquas. O campo de tensão máxima mostra uma boa superposição nos dois grupos de falhas, apresentando, porém, diferença na orientação dos campos de tensão mínima. A pedreira do Exército mostra para as transcorrências puras um campo de tensão máxima orientado na direção NE-SW, coincidente com o campo de tensão sugerido para as transcorrências oblíquas.

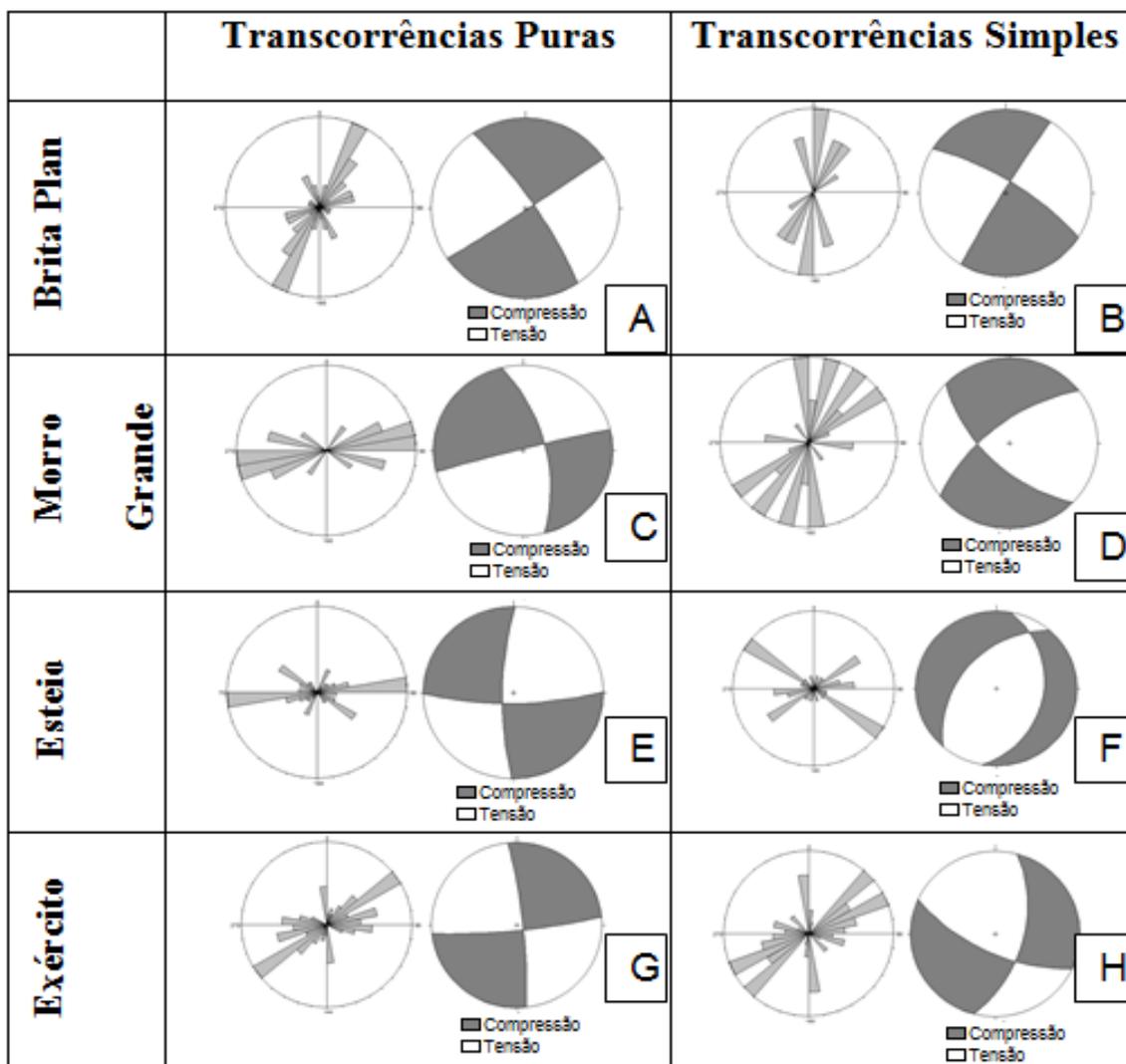


Figura 4. Transcorrências Puras e Simples, respectivamente, para as pedreiras Brita Plan (A e B), Morro Grande (C e D), Esteio (E e D) e Exército (G e H).

DISCUSSÃO

Os dados estruturais das transcorrências puras mostram uma boa correlação entre as pedreiras Brita Plan e do Exército, com a tensão principal máxima orientada ao redor de NNE-SSW, podendo variar entre N-S a NE-SW, quando se considera as tensões máximas sugeridas para as transcorrências oblíquas. Este último campo de tensão também é sugerido a partir de um dique de lamprófito com orientação NE-SW, encontrado na pedreira Morro Grande e em outros locais do Domo de Lages, posicionando esta orientação de campo de tensão no fim do Cretáceo início do Terciário (Roldan 2007, Machado *et al.* 2012).

O mesmo tipo de correlação acima se repete para as transcorrências puras caracterizadas nas pedreiras Morro Grande e Esteio, porém nelas a

tensão máxima orienta-se ao redor de NW-SE. Campo de tensão similar é sugerido para as transcorrências oblíquas da pedreira Esteio, porém estas transcorrências na pedreira Morro Grande sugerem o mesmo campo de tensão definido para as estruturas da pedreira Brita Plan.

As falhas transcorrentes (puras e oblíquas), discutidas neste trabalho, dificilmente podem ser explicadas segundo um mesmo evento de deformação regional. Os campos de tensões sugeridos para a geração destas estruturas indicam três eventos deformacionais: o primeiro orientado ao redor de N-S, o segundo, ao redor de NE-SW e o terceiro orientado ao redor de E-W (Figura 5).

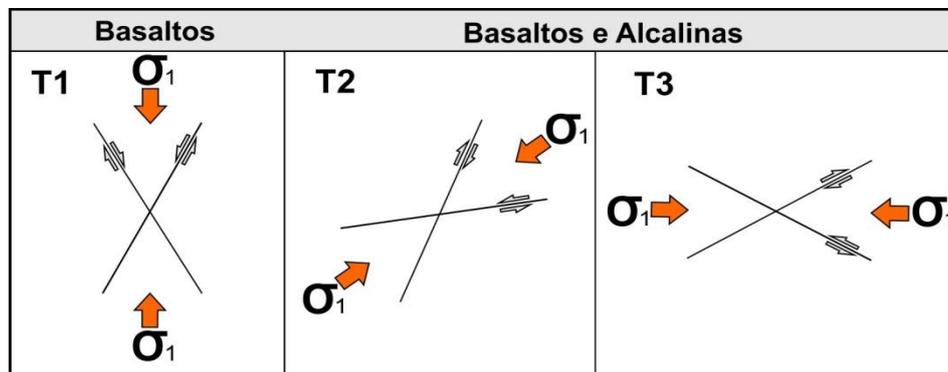


Figura 5. Campos de esforços máximos compressoriais para falhas transcorrentes, interpretados a partir dos dados levantados nas pedreiras das rochas da Formação Serra Geral e alcalinas da região de Lages, SC. T1= Tempo pós-Formação Serra Geral e pré-magmatismo alcalino; e T2 e T3 = Tempo sin e pós-colocação do magmatismo alcalino.

A comparação dos resultados aqui obtidos com os das transcorrências da mesma região que afetam as rochas alcalinas do Domo de Lages mostra correspondência com o campo de tensão NE-SW, definido anteriormente por outros autores, cuja idade é considerada entre o fim do Cretáceo e o início do Terciário (Roldan 2007, Machado *et al.* 2012). Este campo de tensão aparentemente já estava ativo durante a intrusão das rochas alcalinas, associada ao referido domo, conforme sugerido pela presença de diques de lamprófitos com orientação NE-SW, alojados ao longo de fraturas T no modelo de Riedel (Roldan 2007).

O campo de tensão ao redor de N-S, definido neste estudo para um dos eventos de deformação, é compatível com o campo de tensão definido na região do Arco de Ponta

Grossa para o evento deformacional mais antigo (σ_1 -I), atribuído ao Eocretáceo, cuja tensão máxima principal (σ_1) orienta-se ao redor de NNW-SSE (Strugale 2002, Freitas 2005, Strugale *et al.* 2007). Campo de tensão com orientação similar (NNW-SSE a N-S), porém com idade mais nova (Pleistoceno a atual), é sugerido também para transcorrências com direções N20-30E e N20-3W5E, que deslocam diques de diabásio e de lamprófitos, encaixados no Complexo Atuba, nos arredores de Curitiba (Chavez-Kus & Salamuni 2008). As falhas associadas a este campo de tensão apresentam sistematicamente um padrão anastomosado e sugerem tratar-se de estruturas ligeiramente mais profundas do que as geradas pelos campos de tensão NE-SW e E-W.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As falhas transcorrentes (puras e oblíquas) discutidas neste trabalho dificilmente podem ser explicadas segundo um mesmo evento de deformação regional. Os campos de tensões sugeridos para a geração destas estruturas são compatíveis com três eventos deformacionais compressivos com idade pós-Formação Serra Geral: o primeiro com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de N-S, o segundo, orientado próximo a NE-SW, e o terceiro com (σ_1) na direção próxima de E-W.

Conclui-se, como base nos dados apresentados neste trabalho, que o primeiro evento deformacional é, provavelmente, um pouco mais novo do que o evento deformacional (σ_{1-I} ou D_1 , do Eocretáceo), proposto para a região do Arco de Ponta Grossa (Strugale 2002, Freitas 2005, Strugale *et al.* 2007), e mais antigo do que o evento D_2 (transtensional $-D_2'$ e transpressional $-D_2''$), instalado a partir do Mioceno na Bacia de Curitiba e no Complexo Atuba (Salamuni *et al.* 2004, Chavez-Kus & Salamuni 2008).

O segundo evento compressivo, com idade provável entre o Cretáceo Superior e o Terciário, corresponde possivelmente ao mesmo evento de deformação que afeta as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages e que foi responsável pela geração de transcorrências destrais NNE-SSW e sinistrais ao redor de E-W (Roldan 2007, Machado *et al.*

2012). O terceiro evento, com idade entre o fim do Terciário e o início do Quaternário, relaciona-se à uma compressão ao redor de E-W, que é aparentemente mais nova do que o evento deformacional (σ_{2-II} ou D_2 , do Eocretáceo ao Terciário), caracterizado na região do Arco de Ponta Grossa (Strugale 2002, Freitas 2005, Strugale *et al.* 2007), e ao evento D_2 (regimes transtensional D_2' a transpressional D_2'') de mesma idade, descrito em rochas da Bacia de Curitiba e do seu embasamento (Salamuni *et al.* 2004, Chavez-Kus e Salamuni 2008). O campo de tensão E-W é compatível com o *stress* E-W a WNW-ESE, submetido à crosta superior da borda leste da Placa Sul-Americana no Quaternário, particularmente do Holoceno, conforme sugerido pelas falhas desta idade registradas em quase todas as províncias geológicas brasileiras (Assumpção 1998, Riccomini & Assumpção 1999).

Conclui-se, com base nos dados aqui expostos, que o campo de tensão E-W corresponde ao evento de deformação mais novo evidenciado na área estudada, enquanto o campo de tensão N-S (a NNW-SSE) corresponde aparentemente ao evento deformacional mais antigo. Já o campo de deformação NE-SW corresponde a um evento de deformação com idade entre estes dois eventos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradem às instituições de pesquisa das quais possuem vínculo empregatício: CPRM (Serviço geológico do Brasil), USP (Universidade de São Paulo) e UFRRJ (Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro). Estendem seus agradecimentos à CAPES (Bolsista de doutorado da CAPES de P.D. Jacques) e ao CNPq (Proc. 300423/82-9 de R. Machado).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALMEIDA F. F. M. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. **Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, v. 86, p. 1-21, 1954.
2. ALMEIDA F. F. M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. DGM/DNPM, 1967.
3. ALMEIDA F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. **Rev. Bras. Geoc.**, **16**: 325-349, 1986.
4. ANGELIER J. & MELCHER P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v.7, p.1309-1318. 1977
5. ASMUS, H.E. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, Porto Alegre. **Anais**. P. 245-252, 1983.
6. ASSINE M. L. Correlação entre as sequências pré-cambrianas pré-carboníferas da Bacia do Paraná e as orogêneses pré-andinas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., Salvador, **Bol. Res.**, v. 5, p.399-48. 1996.

7. ASSUMPTÃO, M. Seismicity and stress in the Brazilian passive margin. **Bulletin of the Seismological Society of America**, **88**(1), 160-169. 1998.
8. BELLINI G., BROTZU, P., COMINCHIARAMONTI P., ERNESTO M.; MELFI A.J., PACCA I.G.; PICCIRILO E.M, STOLVA D. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalts to Rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. **55**, p. 355-383. 1983.
9. BIZZI L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI R. M., GONCALVES J.H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. 1ª. ed. Brasília: Editora Universidade de Brasília. vol. 01, 674 p. 2003.
10. CASTRO N.A., CRÓSTA A.P., FERREIRA F.J., BASEI M.A.S., PASCHOLATI M.E. Quadro geológico regional da porção do Embasamento Pré-Ordoviciano de Santa Catarina com base em imagens Landsat-5/TM e aerogeofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, **33** (supl.): 161-172. 2003.
11. CHAVEZ-KUS L., SALAMUNI E. Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba. **Rev. Bras. Geoc.**, **38**(3):439-454. 2008.
12. CORDANI U.G., NEVES B.B.N., FUCK R.A., PORTO R., THOMAZ FILHO A., CUNHA F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Boletim Ciência-Técnica-Petróleo**, **15**, 70p. 1984.
13. DUNNE W.M., GEISER P.L. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: **Continental Deformation**. Oxford: Pergamon Press, p.101-120. 1994.
14. ERNESTO M., RAPOSO M. I. B., MARQUES L.S., RENNE P.R.; DIOGO L.A., DE MIN A. Paleomagnetism, Geochemistry and 40Ar/39Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. **28**, p. 321-340. 1999.
15. FERREIRA F.J.F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 170 p. 1982.
16. FREITAS M.A., CAYE B.R., MACHADO J.L.F. **Diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina – Projeto Oeste de Santa Catarina**. Porto Alegre, CPRM/SDM-SC/SDA-SC/EPAGRI, 100 p. 2002.
17. FREITAS R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati – Rio Bonito, Bacia do Paraná**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 98 p. 2005.
18. FREITAS R.C. & ROSTIROLLA S.P. Análise comparativa entre as estruturas do embasamento e resposta em superfície na Bacia do Paraná, região entre os Estados do Paraná e Santa Catarina. In: Simp. Nac. Est. Tect. 10 e Int. Symp. on Tectonics, 4, Curitiba, **Bol. Res. Exp.**, p. 41-44. 2005.
19. FREITAS R.C, ROSTIROLLA S.P., FERREIRA F.J.F. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. **Bol. Geoc. Petrobras**, Rio de Janeiro, **14**(1): 71-93. 2007.
20. FÚLFARO V.J, SAAD A.R., SANTOS M.V., VIANNA R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.**, **12**: 590-611. 1982.
21. HANCOCK P.L. Brittle microtectonics: principles and practice. **Journal of Structural Geology**, Vol. **7**, p.435-457. 1985.
22. HANCOCK P.L. & ENGELDER T. Neotectonic joint. In: **Geological Society of America Bulletin**, vol **101**, p. 1197-1208. 1989
23. HEINE C., MÜLLER R.D., STEINBERGER B., TORSVIK T.H. Subsidence in intracontinental basins due to dynamic topography. **Phys. Earth Planet. Inter.** **171**, 252–264. 2008.
24. JACQUES P.D., MACHADO R., NUMMER A.R. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. **Pesquisa em Geociências** **37** (2): 117-131. 2010.
25. KREBS A.S.J., SILVA M.A., DIAS A.A.; CAMOZZATO E., LOPES R.C. O Grupo Itajaí na folha Botuverá (SC) - Modelo geométrico/cinemático e relações com o cinturão granulítico e cinturão metavulcanosedimentar Brusque: instalação, preenchimento e inverso da bacia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal. **Anais**, v. 6, Natal, p. 2966-2975. 1990.
26. MACHADO F.B., NARDY A.J.R., ROCHA JÚNIOR E.R.V., MARQUES L.S., OLIVEIRA M.A.F. Geologia e litogeoquímica da Formação Serra Geral nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. **28**, n. 4, p. 523-540. 2009.
27. MACHADO R., ROLDAN L.F., JACQUES P.D., FASSBINDER E., NUMMER A.R. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. **Rev. Bras. Geoc.**, **42** (4):799-811. 2012.
28. MELFI A.J., PICCIRILLO E.M., NARDY A.J.R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin an introduction. In: Piccirillo EM, Melfi AJ (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo, IAG-USP. p. 1-13. 1988.
29. MILANI E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Occidental**. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
30. MILANI E.J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Ed. Becca, p. 265-279. 2004.
31. MILANI E.J., FACCINI U.F., SCHERER C.M., ARAÚJO, L.M., CUPERTINO J.A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG-USP: Série Científica**, v. **29**, p. 125 – 173. 1998.
32. MILANI E.J., MELO J.H.G., SOUZA P.A., FERNANDES L.A., FRANÇA A.B. Bacia do Paraná. **Bol. Geoc. Petrobras** **15** (2): 265-287. 2007.
33. MILANI E.J., & RAMOS V. Orogenias paleozóicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.**, **28** (4): 473-484. 1998.
34. MITROVICA J., BEAUMONT C., JARVIS G. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. **Tectonics** **8**, p.1079 –1094. 1989.
35. MORGAN W.J. Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. In: **The Sea**, edited by C. Emiliani, p. 443-487, John Wiley & Sons, New York, 1981.
36. NARDY A.J.R. **Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozoico da Região Central da Bacia do Paraná**. Rio Claro, 316 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 1995.
37. O'CONNOR J.M. & DUNCAN R.A. Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research**, **95**(B11), p. 17475- 17502, 1990.
38. PAIVA FILHO A., CRÓSTA A.P., AMARAL G. Utilização de dados de sensoriamento remoto no estudo estratigráfico e estrutural da Formação Serra Geral. In: **Simp Bras Sens Remoto**, v. **2**, p. 135-140, Brasília, 1982.

39. PEATE D.W., HAWKESWORTH C.J., MANTOVANI M.S.M., Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, **55** (1-2): 119-139. 1992.
40. PEATE D.W. & HAWKESWORTH C.J. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. **Chemical Geology** **127**, 1-24. 1996.
41. PICCIRILLO E.M. & MELFI, A.J. (Coords.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo, Brasil: IAG-USP, 600 p. 1988.
42. PICCIRILLO E.M., BELLIENI G., CAVAZZINI H., COMIN-CHIARAMONTI P., PETRINI R., MELFI A.J., PINESE J.P.P., ZANTADESCHI P., DE MIN A. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms in the Ponta Grossa Arch (South East Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes, and genetic relationships from Paraná flood volcanic. **Chemical Geology** **89**, 19-48. 1990
43. PINTO V.M., HARTMANN L.A., SANTOS J.O.S., MC NAUGHTON N.J., WILDNER W. Zircon U-Pb geochronology from the Parana bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~ 135 Ma, **Chemical Geology**, Vol. **281**, Issues 1-2, p93-102. 2011.
44. PYSKLYWEC R.N. & MITROVICA J.X. A mantle flow mechanism in the long-wavelength subsidence of continental interiors. **Geology**, **26**: 687-690. 1998.
45. PYSKLYWEC R.N. & MITROVICA J.X. Mantle flow mechanisms of epeirogeny and their possible role in the evolution of the Western Canada Sedimentary Basin. **Can. J. Earth Sci.**, **37**(11), 1535 – 1548. 2000.
46. POLLARD D.D. & AYDIN A. Progress in understanding jointing over the past century. **Geological Society of America Bulletin**, **V. 100**, p. 1181-1204. 1988.
47. PRICE N.J. **Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock**. Oxford: Pergamon Press, 175p. 1966.
48. QUINTAS M.C.L., MANTOVANI M.S.M., ZALÁN P.V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.**, **V. 29**, n. 2, p. 217-226. 1997.
49. RAMSAY J.G. & HUBER M.I. **The Techniques of Modern Structural Geology**. Vol. 1: (Strain Analysis) e Vol. 2 (Folds and Fractures). Academic Press, London. 1987.
50. REITER F. & ACS P. **TectonicsFP – A computer program for structural geology**. 2000.
51. RENNE P.R., ERNESTO M., PACCA I.G., COE R.S., GLEN J.M, PRÉVOT M., PERRIN M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, **258**: 975-978. 1992.
52. RICCOMINI, C. & ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes** **22**(3): 221-225. 1999.
53. IEDEL W. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrage zum problem der fiederspaltten. **Zentralblatt für Mineralogie**, **1919b**: 354-368. 1929.
54. ROCHA-CAMPOS A. C., CORDANI U. G., KAWASHITA K., SONOKI H., SONOKI I. Age of the Paraná flood volcanism. In: E.M. Piccirillo; A.J. Melfi. (Org.). **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenic and geophysical aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, p. 157-178. 1988.
55. ROLDAN L. F. **Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências**. Universidade de São Paulo, São Paulo, 121p. 2007.
56. ROLDAN L.F., MACHADO R., STEINER S.S., WARREN L.V. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) com uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevô Sombreado. **Geologia USP** **10** (2): 57-72. 2010.
57. ROSTIROLLA S.P., ASSINE M.L., FERNANDES L.A., ARTUR P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Rev. Bras. de Geoc.** **30**(4): 639-648. 2000.
58. SALAMUNI E., EBERT H.D., HASUI Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, **34** (4): 469-478. 2003.
59. SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E. **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. Brasília, DNPM-MME, 501 p. 1984.
60. STEWART, K., TURNER, S., KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.J., KIRSTEIN L., MANTOVANI, M.S.M. ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters** **143**, 95-109, 1996.
61. SYLVESTER W. Strike-Slips Faults. **Geological Society of America Bulletin**, **100**: 1666-1703. 1988.
62. SOARES P.C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. Tese (Professor Titular) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 148 p. 1991.
63. SOARES P.C., BARCELLOS P.E., CSORDAS S.M., MATTOS J.T., BALIEIRO M.G., MENESES P.R. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: **Simp. Sens. Remoto**, **2**, Atas, Brasília, p.143-156. 1982.
64. SOARES A.P., SOARES P. C., BETTÚ D. F., HOLZ M. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. **Geociências UNESP**, São Paulo, **26** (4): 297-311. 2007.
65. SPERNER B. & ZWEIGEL P. A plea for more caution in fault-slip analysis. **Tectonophysics** **482**, 29-41. 2010.
66. STRUGALE M., ROSTIROLLA S.P., MANCINI F., PORTELA FILHO C.V., FERREIRA F.J.F., FREITAS, R.C. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **24**, p. 203-227. 2007.
67. TCHALENKO J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes. **Geological Society of American Bulletin**. **V. 81**: 1625-1640. 1970.
68. WHITE I.C. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I, p. 1-300; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar). 1908.
69. ZALÁN P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. **Rev. Bras. Geoc.** **6** (3): 245-257. 1986.
70. ZALÁN P.V., WOLFF S., CONCEIÇÃO J.C.J., VIEIRA I.S., APPI V.T., ZANOTTO O. A. Tectônica e R Sedimentação da Bacia do Paraná. In: **Simpósio Sul-brasileiro de Geologia**, **3**, Atas, Curitiba: SBG, 1987, p. 441-474.
71. ZALÁN P.V., WOLFF S., CONCEIÇÃO J.C., MARQUES A., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA I.S., APPI V.T. Bacia do Paraná. In: **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-164. 1990.
72. ZALÁN P.V., WOLFF S., CONCEIÇÃO J.C.J., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA I.S., APPI V.T., ZANOTTO O.A., MARQUES A. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: **Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: Proceeding**. São Paulo, Brazil, p. 83-117. 1991.

Manuscrito recebido em: 21 de Agosto de 2013
Revisado e Aceito em: 18 de Junho de 2015