

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**O GRABEN DE URUSSANGA E AS ROCHAS DA BACIA DO
PARANÁ ASSOCIADAS A LINEAMENTOS NW-SE NO DISTRITO
FLUORÍTICO DE SANTA CATARINA: APLICAÇÃO DA
ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E IMPLICAÇÕES NA
GÊNESE E PROSPECÇÃO DE FILÕES DE FLUORITA**

MATEUS MARCILI DOS SANTOS SILVA

ORIENTADOR: MICHAEL HOLZ

**BANCA EXMINADORA: Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek
Prof. Dr. Luiz Henrique Ronchi
Prof. Dr. Nelson Amoreti Lisboa**

**Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do
Título de Mestre em Geociências.**

Porto Alegre – 2008

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Agradecimentos

Meu muito obrigado a todos aqueles que em nome da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) em conjunto com o Instituto de Geociências colaboraram neste trabalho.

Obrigado a CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, pelo “patrocínio” concedido nestes dois anos de estudos.

Grande Artur! Muito obrigado por tudo que fizeste por mim. Lembro ainda dos conselhos enviados em trocas de e-mail na época em que eu estava na Bahia. A Vanessa é que adorou, guarda até hoje uma cópia impressa.

Quero continuar agradecendo a todos meus colegas de curso graduação (Kayo, Fábio, Clerot, Rodrigo, Diogo, Vanius...). Se não fosse por eles, acho que minha vida seria um pouco diferente...

Agradeço ao pessoal do grupo NARA (Marquezan, Lucas, Urso, Lílian e Tânia) pelo apoio e companhia oferecidos nos momentos de solidão no prédio.

Obrigado aos funcionários e professores do curso de pós-graduação em estratigrafia. Sentirei saudades das saídas de campo na Argentina, interior e litoral do Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

Agradeço pelo apoio e paciência concedido por toda minha família, em especial pela minha mãe, minha grande incentivadora. Aí “véia”!!! Mais uma conquista. O próximo passo é o doutorado.

Ao “meu baby” obrigado por tudo o que representas e por fazer de mim um dos homens mais felizes do mundo. TE AMO!

Resumo

Os filões de fluorita mesozóico-terciários do distrito de Santa Catarina são associados a lineamentos NNE-SSW. Nestes, a localização preferencial dos filões é nas intersecções com lineamentos NW-SE e próximas a relictos de rochas paleozóicas da Bacia do Paraná, mesmo em áreas mais a leste, que foram fortemente soerguidas. O trabalho visou o entendimento destas relações através do estudo detalhado de uma área de intersecção de lineamentos com sedimentitos e filões associados. No lineamento NW-SE foi identificado o graben de Urussanga, onde o emprego da estratigrafia de seqüências permitiu a identificação 3 superfícies cronoestratigráficas e de 7 associações faciológicas, sendo as duas primeiras pertencentes a Formação Rio do Sul. As associações faciológicas III, IV, V e VI fazem parte da Formação Rio Bonito e, a associação faciológica VII pertencente a Formação Palermo. A evolução tectono-sedimentar encontrada indica que a sedimentação da bacia na área do distrito foi essencialmente controlada por estas estruturas NW-SE, que criaram zonas com cobertura sedimentar mais espessa, uma condição necessária para a formação dos filões de fluorita e um dos fatores controladores da distribuição dos filões em escala regional. A migração dos fluidos mineralizantes em profundidades maiores foi fortemente controlada pelas estruturas do NW-SE. Após a ascensão até o nível da base da cobertura sedimentar, eles migraram longitudinalmente pelas estruturas NNE-SSW, depositando fluorita e estabelecendo gradientes geoquímicos que controlaram a formação de filões numa escala local. Os resultados do presente trabalho mostram, portanto, que apesar do hiato de cerca de 200Ma existente as rochas da Bacia do Paraná na área do distrito fluorítico de Santa Catarina e os filões de fluorita, as relações genéticas entre os sedimentitos e estes depósitos são, na verdade, muito estreitas.

Abstract

The tertiary-mesozoic fluorite deposits from Santa Catarina state are associated to NNE-SSW lineaments. The preferential localization of these deposits is on intersections with NW-SE lineaments and near to paleozoic rock relicts from Paraná Basin, even in uplifted areas further east. The aim of this study was to understand these relationships studying particularly an area characterized by lineaments intersection with fluorite deposits and associated sedimentes. In NW-SE lineaments the Urussanga graben was identified. The use of sequence stratigraphy allowed the identification of three chronostratigraphic surfaces and seven facies associations; the first two belonging to Formation Rio do Sul. The facies associations III, IV, V and VI are part of the Rio Bonito Formation, and, facies association VII belongs to Palermo Formation. The observed tectono-sedimentary evolution indicates that the sedimentation basin in the area was essentially controlled by the NW-SE structures which generated areas with thicker sedimentary cover, a necessary condition for the formation of fluorite deposits and one of the controlling factors of the distribution of fluorite deposits at a regional scale. The migration of mineralizing fluids in greater depths was strongly controlled by the NW-SE structures. After rising up to the basal level of the sedimentary cover, the fluids migrated longitudinally along the NNE-SSW structures, depositing fluorite and establishing geochemical gradients that controlled the formation of deposits at a local scale. The results of this study show, therefore, that despite the gap existing 200Ma between the rocks of Paraná Basin in the area and the mineralization of fluorite, genetic relations between sedimentary rocks and these deposits are, in fact, very close.

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	7
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
2.1 Bacia do Paraná	8
2.2. Geologia do Distrito Fluorítico de Santa Catarina	11
2.2.1 <i>A Bacia do Paraná no distrito fluorítico de Santa Catarina</i>	11
2.3 Geologia Estrutural.....	13
2.3.1 <i>Reativação de estruturas</i>	13
2.3.2 <i>Estruturas ocorrentes no distrito fluorítico de Santa Catarina</i>	14
2.4 Mineralizações de Fluorita	16
2.4.1 <i>Características gerais das mineralizações</i>	17
2.4.2 <i>Subdistrito Segunda Linha Torrens</i>	19
2.4.3 <i>Subdistrito Ribeirão da Areia</i>	20
2.4.4 <i>Subdistrito Pedras Grandes</i>	20
2.5 Geoquímica.....	21
2.5.1 <i>Inclusões Fluidas</i>	21
2.5.2 <i>Terras Raras</i>	22
2.5.3 <i>Isótopos</i>	22
2.6 Alteração Hidrotermal da Encaixante.....	23
2.6.1 <i>Modelo Genético</i>	23
3. METODOLOGIA.....	27
4. ARTIGO CIÊNTIFICO	29
5. SÍNTESE INTEGRADORA	59

APRESENTAÇÃO DO TRABALHO

O trabalho aqui apresentado, iniciado em março de 2006, faz parte do mestrado do autor, realizado no âmbito do curso de estratigrafia do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) pertencente ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Contou com a colaboração da Companhia Nitro Química do Grupo Votorantim, responsável pela liberação de testemunhos de sondagens e de dados internos de pesquisa, que serviram de base para este estudo.

A apresentação desta dissertação se divide em 5 diferentes capítulos, sendo um deles dedicado para apresentação do artigo científico.

No capítulo 1, é apresentada uma introdução ao assunto, localizando a geograficamente área de estudo e abordando os principais objetivos da pesquisa. O capítulo 2 se concentra na revisão bibliográfica sobre o Distrito Fluorítico de Santa Catarina e sobre a Bacia do Paraná, temas extremamente relevantes para elaboração desta dissertação.

O capítulo 3 é dedicado à apresentação da metodologia de trabalho proposta para este trabalho.

O capítulo 4 está reservado para a apresentação do artigo científico, submetido para apreciação do corpo editorial da Revista Brasileira de Geociências.

Finalizando a dissertação, o capítulo 5, dedicado a fazer uma síntese integradora de todos resultados obtidos através deste estudo.

1. INTRODUÇÃO

A reativação de estruturas herdadas do embasamento é um fenômeno de ocorrência relativamente comum em bacias intracatônicas. Sua evolução possui papel controlador e modificador da sua seção sedimentar e a análise destas estruturas, em suas diversas fases de atividade, auxiliam na reconstrução paleofisiográfica melhorando o conhecimento geológico de uma região.

A área alvo deste estudo foi o Lineamento de Urussanga NW-SE, estrutura situada na parte sul do distrito fluorítico de Santa Catarina (DFSC, Fig. 1) a qual é interceptada pelo lineamento mineralizado Canela Grande de direção NNE-SSW. Neste local ocorre - quase totalmente mascarado sob a cobertura aluvionar e, portanto, revelado por dados inéditos de sondagens rotativas e geofísica - um pacote de rochas sedimentares cuja espessura excepcional originou, entre os geólogos das mineradoras de fluorita, a denominação informal de *graben* de Urussanga.

Os diversos trabalhos realizados na região (Putzer, 1953; Angeiras & Teixeira 1965; Horbach & Marimon 1980; Morgental 1984; Savi 1980; Savi & Dardenne 1980; Hackspacher & Flores 1987; Ferreira & Almeida 1989; Bastos Neto 1990; Tassinari & Flores 1992; Jelinek 1997, 2002) enfocaram os mais diversos aspectos da geologia do distrito. Entretanto, nenhum destes trabalhos abordou o papel exercido pelas estruturas NW-SE, nem investigou que processos geológicos – síncronos ou posteriores à sedimentação - teriam permitido a preservação de parte da cobertura sedimentar paleozóica da Bacia do Paraná, mesmo em locais afetados por soerguimento e que, em alguns casos, distam mais de duas dezenas de quilômetros da atual borda da bacia.

Furos de sondagens realizados por empresas, na busca por fluorita, e descritos neste trabalho revelam que a ocorrência deste intervalo estratigráfico possui forte controle estrutural, e que a reativação desta estrutura, criando e destruindo espaço de acomodação, foi determinante para a deposição e preservação desta seção sedimentar.

Assim, o estudo desta sucessão, empregando as técnicas modernas de estratigrafia de seqüências, tem o intuito de agregar conhecimento geológico a uma região mineira amplamente explorada por empresas mineradoras instaladas no DFSC e faz também com que o trabalho represente também uma contribuição para a estratigrafia da Bacia do Paraná em Santa Catarina.

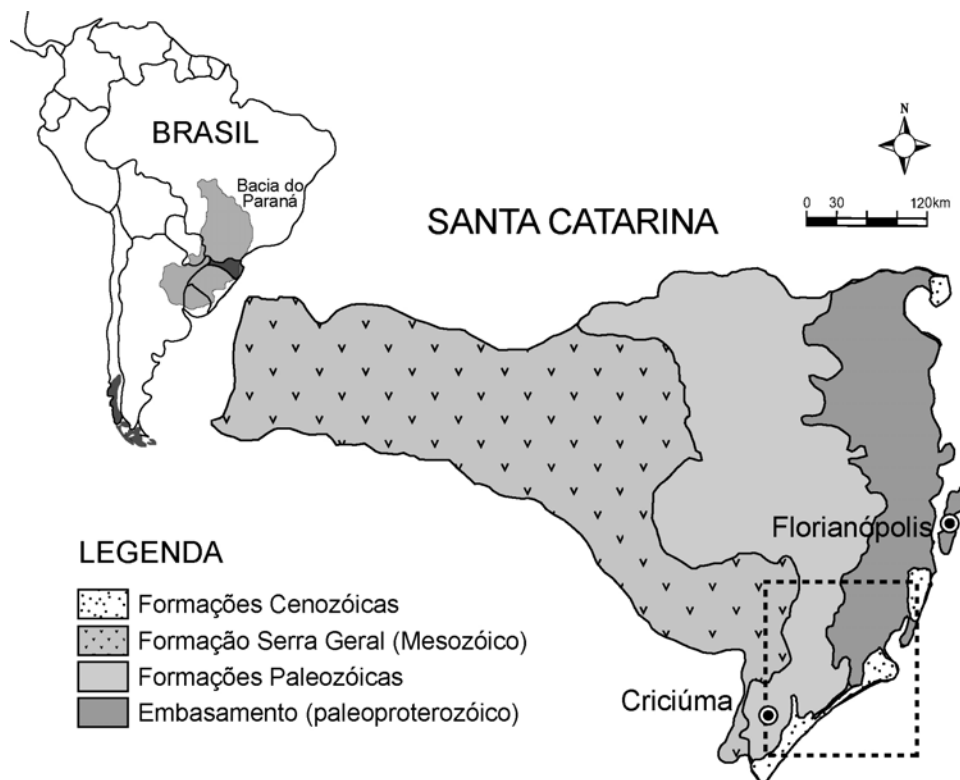


Figura 1: Mapa de localização do distrito fluorítico de Santa Catarina.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Bacia do Paraná

No Brasil, poucos temas, no âmbito da geociências, tem sido tão discutido quanto a estratigrafia da Bacia do Paraná. Estudos com diferentes enfoques realizados por empresas como Petrobras, Paulipetro e por diversas universidades, já produziram alguma dezena de colunas formais, cada um incorporando, a seu tempo, pontos em que os respectivos autores julgavam como contribuições ao entendimento da Bacia do Paraná.

A primeira coluna estratigráfica proposta para a Bacia do Paraná foi estabelecida por White (1908). Desde então, diversas propostas tem surgido para agrupar e denominar as séries, grupos, formações, membros e fácies que a compõem. Dentre os trabalhos publicados sobre a estratigrafia da bacia destacam-se os de Schneider *et al.*, (1974), Zálan *et al.*, (1987) e mais recentemente o de Milani (1997), utilizado como base neste trabalho.

Segundo Milani, (*op.cit.*) a Bacia do Paraná, é constituída por um conjunto de rochas sedimentares subdivididas em seis superseqüências deposicionais de

segunda ordem: Superseqüência Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru, com idades entre o Neo-ordoviciano e o Neocretáceo (Fig. 2).

Abrange uma área de aproximadamente 1.500.000km², marcada por um formato alongado na direção NNE-SSW com aproximadamente 1750km de comprimento e com uma largura média de 900km, fazendo parte de territórios brasileiros, argentinos, uruguaios e paraguaios.

Seu nome deriva do Rio Paraná, que ocorre paralelo ao eixo maior, numa direção nordeste-sudoeste, por cerca de 1500km, até defletir numa direção leste-oeste, cruzando o Arco de Assunção e formando a fronteira entre o Paraguai e a Argentina.

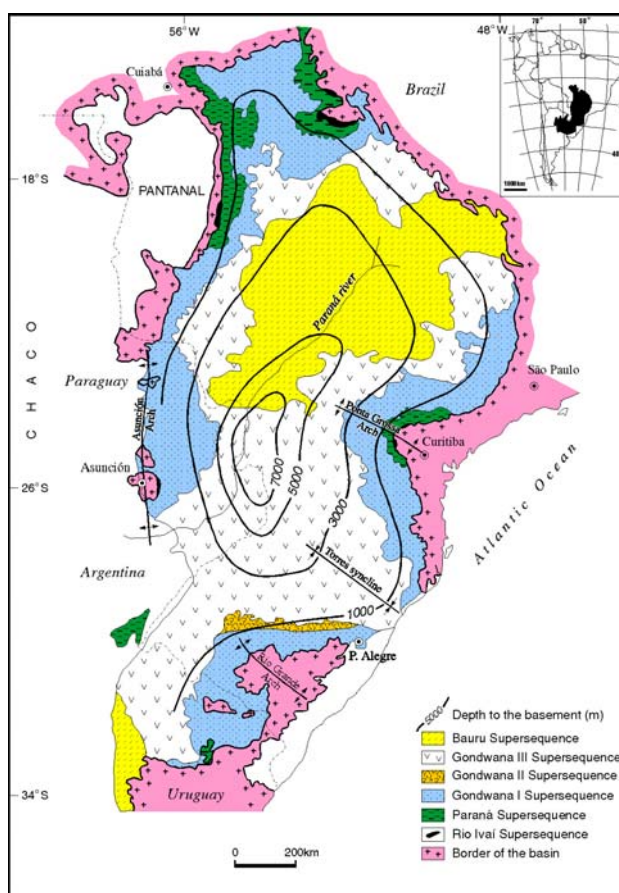


Figura 2: Mapa geológico da Bacia do Paraná com a localização das suas seis superseqüências (Extraído de Milani, 1997).

Na literatura é muito discutido entre os pesquisadores, quais os mecanismos de origem e evolução da Bacia do Paraná. Porém ela é definida por muitos autores como uma bacia sedimentar de origem intracratônica ou sinéclise, que evoluiu

sobre a Plataforma Sul-Americana, tendo sua formação à cerca de 400 milhões de anos, no Período Ordoviciano e terminando no Cretáceo.

A persistente subsidência na área de formação da bacia possibilitou a acumulação de grande espessura de sedimentos, lavas de diferentes composições e *sills* de diabásio, ultrapassando 5000m na sua porção mais profunda (Fig. 3).

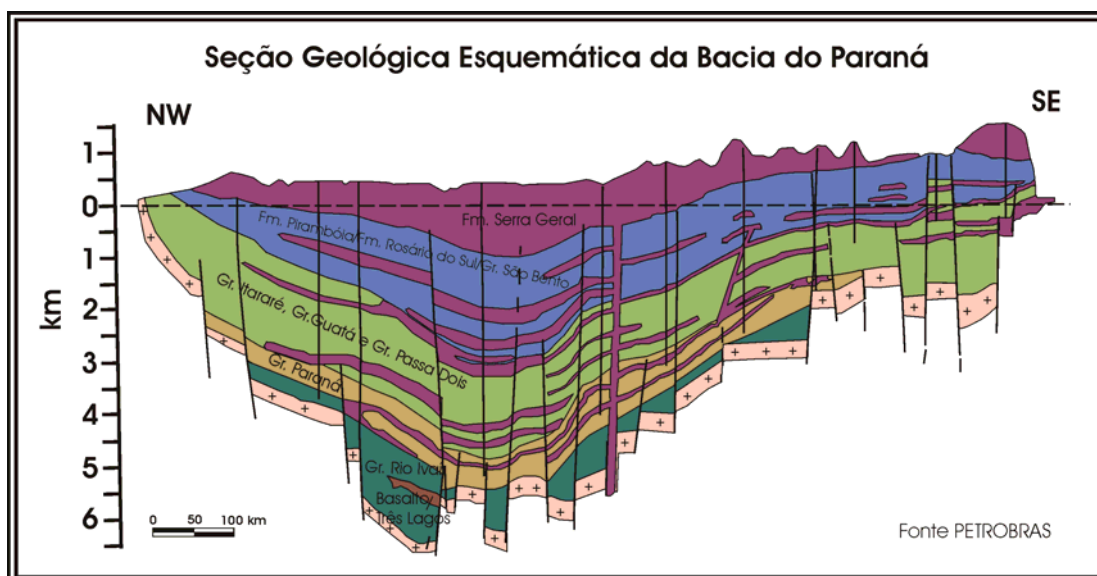


Figura 3: Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná destacando a acumulação de sedimentos ao longo de sua evolução (Extraído de Milani, 1997).

O preenchimento da Bacia do Paraná é formado essencialmente por rochas siliciclásticas, constituindo unidades formadas entre o Paleozóico e Mesozóico, sendo encontradas ocorrências subordinadas de rochas carbonáticas, formadas durante o Permiano (Rostirolla, 2000).

Economicamente, a Bacia do Paraná é ainda pouco explorada em seus recursos minerais. Registram-se ocorrências de carvão em depósitos deltáicos permianos, gemas em geodos nas lavas da Formação Serra Geral, águas em aquíferos eólicos jurássicos (Botucatu e Pirambóia), além de poucas rochas carbonáticas permianas.

Seus limites já foram muito variáveis ao longo do tempo. Os limites atuais da bacia são de natureza erosiva, controlados principalmente pelo soerguimento de arcos tectônicos, como os de Ponta Grossa, Rio Grande, Alto Parnaíba, Alto Xingu e de Assunção. Zalán *et al.*, (1987) citam o soerguimento da Serra do Mar como um importante evento tectônico que influenciou os limites orientais da bacia. Este evento

tem início durante o Turoniano, prosseguindo até épocas recentes, tendo afetado toda a região sudeste do Brasil.

2.2. Geologia do Distrito Fluorítico de Santa Catarina

O Distrito Fluorítico de Santa Catarina (DFSC, Fig 1) localiza-se no Sudeste de Santa Catarina, numa faixa com cerca de 100km de comprimento por 30km de largura delimitada a oeste pela Bacia do Paraná e a leste pelo oceano Atlântico. O embasamento enquadra-se na extremidade NE do batólito de Pelotas - unidade geotectônica central do cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980). Predominam os granitóides Pedras Grandes e Tabuleiro (Sallet, 1988), cujas relações de campo ainda não foram compreendidas. Os primeiros são predominantemente grosseiros, porfiróides e rosados, predominam as composições graníticas, com *trend* tipicamente tardi-orogênico transalcalino; os segundos são predominantemente equigranulares, médios, cinzas, com composições de alcali-granito e *trend* pós-orogênico alcalino saturado em sílica (Sallet *et al.*, 1990). São cortados por diques de rochas sub-vulcânicas ácidas eocambrianas (Teixeira, 1969). As rochas da bacia do Paraná presentes no distrito pertencem às formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo, de idades Eo-permianas (Fig. 4), cortadas por diques e soleiras de diabásio correlacionados às lavas basálticas da Formação Serra Geral (Juro-Cretácea).

2.2.1 A Bacia do Paraná no distrito fluorítico de Santa Catarina

O DFSC começou a receber seus primeiros registros sedimentares entre o Sakamariano e o Artinskiano. Esta deposição perdurou até idades Kungurianas, conforme coluna proposta por Schneider *et al.*, (1974), totalizando uma espessura de sedimentitos em torno de aproximadamente 300m.

Esta deposição, em linhas gerais, ocorreu inicialmente sob influência glacial (Grupo Itararé), passou por estágio de aporte clástico intenso e formação de grandes deltas e planícies costeiras (Formação Rio Bonito) e evoluiu para um ambiente de mar raso com características de plataforma interna (Formação Palermo)

PERIODO		LITOESTRATIGRAFIA		SEQÜÊNCIA DE 2ª ORDEM
		GRUPO	FORMAÇÃO	
PERMIANO	Neo	Guatá	Palermo	Superseqüência Gondwana I Carbonífero - Eotriássico
			Rio Bonito	
	Eo	Itararé	Rio do Sul	

Figura 4: Coluna litoestratigráfica (Schneider *et al.*, 1974) da área de estudo inserida na superseqüência Gondwana I, proposta por Milani (1997).

A Formação Rio do Sul, que compõe o terço superior do Grupo Itararé, é constituída basicamente por rochas de origem glacio-marinho que assentam em discordância em grande parte do estado de Santa Catarina sobre o embasamento cristalino. Possui, na sua base, contato de caráter erosivo com as rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e com rochas eopaleozóicas vulcano-sedimentares do Grupo Itajaí. Na sua porção superior também tem limite erosivo com a Formação Rio Bonito.

Krebs & Menezes Filho (1984) descrevem que sua porção basal é constituída por um espesso pacote de folhelho negro (folhelho Lontras) que representa depósito marinho profundo. Segue-se um pacote de turbiditos pelitos-arenosos e de turbiditos arenos-pelíticos representativos de leques submarinos, associados a diamictitos e arenitos fluidizados que constituem a fácies de talude. Sobre estes depósitos afloram depósitos de frente deltáica, indicando o início da progradação do sistema flúvio-deltáico da Formação Rio Bonito.

A Formação Rio Bonito que compõe a seção inferior do Grupo Guatá, é dividida por Schneider *et al.*, (1974) no estado de Santa Catarina em três membros: Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. Sendo constituída basicamente por rochas de origem flúvio-deltáica. Possui contato superior (litoestratigráfico) concordante com a Formação

Palermo. Apresenta pacotes com até 150m de espessura, sendo formada por arenitos de textura fina/grossa à conglomeráticas e por sedimentos pelíticos à argilosos. Economicamente esta formação tem sido explorada exaustivamente desde a década de quarenta por conter camadas de carvão com vinte e dois bilhões de toneladas de reserva estimada, sendo também conhecidos depósitos de urânio no Paraná (Figueira).

A Formação Palermo completa o Grupo Guatá. Esta formação é descrita na literatura como eminentemente pelítica, sendo constituída por siltitos cinza a amarelos, apresentando intensa bioturbação, e raras lentes de arenitos finos a conglomeráticos. Apresenta frequentemente estruturas do tipo *hummocky cross stratification*, *flaser*, *wavy e linsen*, indicando ambiente deposicional de *shoreface* e plataforma marinha.

2.3 Geologia Estrutural

2.3.1 Reativação de estruturas

O reconhecimento de estruturas na Bacia do Paraná tem sido alvo de investigação por muitos pesquisadores desde as décadas de 60 e 70, principalmente através de trabalhos de campo (Andrade & Soares 1970, 1971, Soares 1974) e análise morfoestrutural, utilizando como base fotos aéreas e imagens de satélite e radar (Soares *et al.*, 1982). A influência do embasamento durante a evolução tectonosedimentar de bacias intracratônicas é decisiva. Estruturas antigas, reativadas ao longo de sua evolução, devido a esforços induzidos principalmente nas bordas das placas, afetam diretamente a sua cobertura sedimentar.

A importância da herança tectônica do embasamento na evolução da bacia é destacada por diversos autores, com diferentes interpretações quanto a gênese das reativações, tais como movimentos verticais de blocos e associação com flexão da placa ou rifteamento durante a fase inicial de subsidência (e.g. Ramos 1970, Soares 1974, Almeida 1980, Fúlvaro *et al.*, 1982, Cordani *et al.*, 1984, Brito Neves *et al.*, 1984), ou ainda movimentos horizontais como reflexo de tensões induzidas pelas deformações nas bordas das placas (Zalán *et al.*, 1987, 1990). Milani (1997) fez referência a movimentos verticais, com a origem da bacia tendo sido influenciada por

riftes na fase inicial, porém com deformações relacionadas a movimentos horizontais recorrentes nas fases posteriores.

O mapeamento estrutural detalhado destas estruturas pode nos fornecer informações quanto ao aspecto de erosão e preservação diferencial de algumas unidades rochosas, como também controladoras das fases iniciais de sedimentação das seqüências tectonosedimentares.

A preservação de determinadas seqüências sedimentares está ligada diretamente a estas estruturas, formando paleofiordeas ao longo da margem da bacia no Rio Grande do Sul (Holz & Carlucci, 2002) e no norte de Santa Catarina (Canuto *et al.*, 2001).

Soares (*op cit.*) ressalta a importância na identificação de eventos síncronos com a sedimentação para a prospecção de petróleo por condicionarem a deposição e preservação de fácies reservatório e geradoras.

Apesar do conhecimento adquirido até o momento, muitas dúvidas ainda permanecem quanto a origem destas estruturas, sua geometria original, distribuição e organização espacial, o tempo em que estiveram ativas e o papel que desempenharam ao longo da evolução da bacia (Artur & Soares 2002).

2.3.2 Estruturas ocorrentes no distrito fluorítico de Santa Catarina

No eixo do DFSC ocorre o lineamento Canela Grande de direção geral N15°E, comprimento de pelo menos 150km (desde o sul do distrito até o maciço alcalino de Anitápolis) e largura de cerca de 2km. Ele é constituído por um sistema de falhas ramificadas de direção N-S e NNE-SSW a NE-SW, representando zonas de cisalhamento brasilianas (Hackspaker & Flores, 1987; Ferreira & Almeida, 1988). Os pontos de bifurcação se localizam, na maioria dos casos, na interseção com lineamentos ENE-WSW. Ao longo do lineamento ocorrem afloramentos de rochas cataclásticas, diques de quartzo de tipo BTH (brecha tectônica hipersilicosa; Jebrak, 1984) e de diabásio e filões de calcedônia e de fluorita. Na época das mineralizações, as estruturas submeridianas sofreram, inicialmente, um movimento dextro (fase de mineralização 1) que afeta diques de diabásio NW-SE, sendo um deles datado (Rb/Sr) em 131 Ma (Teixeira, 1969). Posteriormente, as falhas N-S à NE-SW foram reativadas como falhas normais. Esta fase em distensão NW-SE corresponde à fase de mineralização 2, é observada em todo o distrito e em todas as escalas e correlacionada com o estágio rifte

de abertura do Atlântico no sentido de Asmus (1984). Duas outras reativações do lineamento Canela Grande, correspondendo às fases de mineralização 3 e 4, foram identificadas apenas nas minas de fluorita.

São também importantes os lineamentos de direção NW-SE e ENE-WSW (Putzer, 1953; Horbach & Marimon, 1980). Os primeiros são marcados no campo por rochas cataclásticas, diques de quartzo, de rochas subvulcânicas ácidas e de diabásio. Estes são muito numerosos, de comprimentos frequentemente pluriquilométricos e espessuras por vezes plurihctométricas. Grandes soleiras de diabásio ocorrem associadas aos lineamentos. Os diversos diques se dispõem paralelamente à direção WNW-ESE numa faixa com largura de mais de 1km. No embasamento, estes lineamentos deslocam senestralmente estruturas N-S à NE-SW com rejeitos hectométricos. As regiões ao sul dos lineamentos WNW-ESE foram afundadas em relação às situadas ao norte. Os lineamentos ENE-WSW, de comprimentos decaquilométricos e larguras atingindo 200m, são representados no campo por intercalações de milonitos e blastomilonitos e de granitóides pouco ou não deformados com numerosos filões de quartzo de tipo BTH. Eles guiaram a formação de falhas diversas vezes reativadas. Estrias indicam um movimento senestro correlacionável ao movimento dextro das estruturas submeridianas. Durante a fase em distensão NW-SE, estas estruturas foram bem menos reativadas do que as N-S à NE-SW. Posteriormente, elas foram reativadas como falhas normais que, com rejeitos maiores nas parte norte e leste do DFSC, controlam o soerguimento da Serra do Mar. Ao norte do DFSC, ocorrem importantes estruturas ENE-WSW nos contatos entre as unidades tectono-estratigráficas do cinturão Dom Feliciano. Trata-se de descontinuidades crustais alinhadas com o depocentro da bacia de Santos, a ENE, e com o maciço alcalino de Lages (70Ma, Scheibe, 1986), a WSW.

A evolução tectônica do distrito é ligada à evolução da margem continental sudeste do Brasil, a qual apresenta uma série de fenômenos anômalos para uma margem continental de tipo atlântico (Asmus, 1984), em grande parte refletidos no distrito pelas estruturas supracitadas. A evolução tectônica do DFSC em relação à abertura do Atlântico Sul foi discutida por Bastos Neto (1990) e Bastos Neto *et al.*, (1991).

2.4 Mineralizações de Fluorita

A primeira referência à fluorita filoneana do Sudeste Catarinense deve-se a Putzer (1953). Angeiras & Teixeira (1965) apresentaram a primeira descrição do maior depósito até hoje conhecido, o filão Segunda Linha Torrens com reservas totais de 2.0Mt (Morgental, 1984) em fase final de exploração. Desde então, até o final dos anos 70, todos os trabalhos existentes foram efetuados pelo DNPM, enfocando basicamente as reservas e produção (Bevilacqua, 1973, entre outros), mapeamentos geológicos básicos (Ferreira, 1969, entre outros), e, mais raramente aspectos metalogenéticos (Teixeira, 1968; Willig, 1973). Somente nos anos 80 foram iniciados estudos mais sistemáticos sobre estas mineralizações, com os trabalhos de Savi (1980), Savi & Dardenne (1980) e Horbach & Marimon (1980), sucedidos pelos de Horbach & Marimon (1982), Morgental & Kirchner (1983), Morgental (1984), Dardenne & Savi (1984), Bastos Neto & Savi (1985), Dardenne (1985), Hackspaker & Flores (1987), Maragno (1987), Dardenne & Touray (1988), Sallet (1988), Ferreira & Almeida (1989), Bastos Neto (1990), Bastos Neto *et al.*, (1991, 1991a, 1992), Flores *et al.*, (1993).

Um grande número de mineralizações são associadas ao lineamento Canela Grande, podendo ser agrupadas em quatro subdistritos (de sul para norte): Segunda Linha Torrens, Ribeirão da Areia, Pedras Grandes e Rio Bravo Alto (Figura 5). Um quinto subdistrito, Grão Pará, localiza-se a oeste do lineamento Canela Grande, na parte norte do distrito. A leste deste lineamento ocorrem três jazidas (Armazém, São Martinho e Jaguaruna possivelmente associadas ao lineamento Armazém (Bastos Neto, 1990), e duas jazidas (São Tomás e Garganta) controladas por estruturas sem relações com os lineamentos referidos.

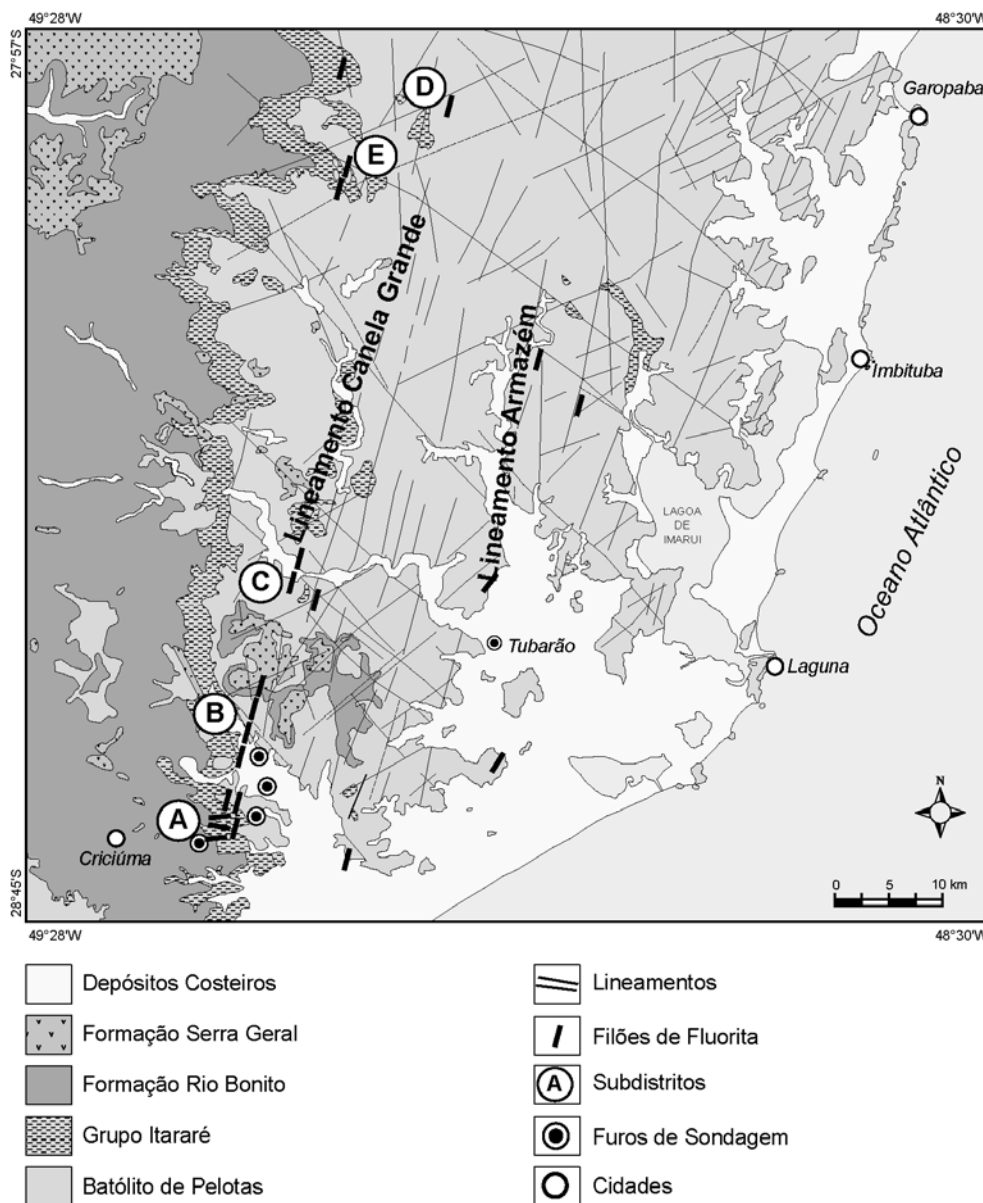


Figura 5: Mapa geológico do DFSC com os subdistritos: A – Segunda Linha Torrens; B – Ribeirão da Areia; C – Pedras Grandes; E – Rio Bravo Alto; D – Grão Pará. (modificado de Morgental & Kirchner 1983 e Jelinek 2002).

2.4.1 Características gerais das mineralizações

Os filões de fluorita associados à estrutura principal do lineamento Canela Grande preenchem zonas de transtensão localizadas nas ramificações NE-SW ou nos pontos de bifurcação das falhas. Estruturas menores (com direções diversas no quadrante NE) mineralizadas ocorrem nas proximidades da estrutura principal, como no subdistrito SLT. Os filões explorados são encaixados principalmente nos granitóides, estreitando-se ao penetrarem as formações sedimentares. A maior parte dos filões tem

teores da ordem 75% de CaF_2 nos níveis superiores, enriquecendo-se gradualmente em sílica (quartzo microcristalino) nas suas raízes. A profundidade de exploração pode chegar a 240m.

A formação dos filões resultou de uma superposição de fases de deformação-abertura-preenchimento num ciclo que em alguns filões repetiu-se até quatro vezes. Os preenchimentos podem ser divididos em quatro minérios de composição mineralógica e texturas distintas. No detalhe os preenchimentos puderam ser subdivididos em nove gerações. Foram reconhecidos seis tipos morfológicos de acumulações de fluorita:

1) Lentes biconvexas associadas aos movimentos dextrógiros de falhas N-S à NNE-SSW (ex.: filão SLT mina 2); o minério é constituído por um grande número de gerações superpostas; predominam as fluoritas maciças e as brechas tectônicas; as fases de reativação em distensão são marcadas pela formação de brechas de colapso e cocardes dentro da lente de minério mais precoce; os filões deste tipo morfológico podem ter reservas superiores à 500.000t.

2) Corpos tabulares em que a principal abertura da estrutura filoniana ocorreu segundo um movimento transversal de fraturas NE-SW (ex.: filão Fumaça); apenas uma ou duas gerações de fluorita são presentes; as texturas bandadas predominam; as reservas podem atingir 100.000t.

3) Filões de morfologia combinada resultando da alternância de movimentação transcorrente dextrógira, induzindo à abertura de lentes condicionadas pelas inflexões da falha para NE, e de movimentação transversal, induzindo à abertura de uma caixa filoniana contínua através e entre as lentes (ex.: filão Cocal). Ocorrem associados a falhas NNE-SSW; diversas gerações de fluorita podem estar presentes com texturas variadas; as reservas atingem frequentemente mais de 200.000t.

4) Filões de morfologia combinada encaixados em falhas ENE-WSW à E-W (ex.: filão Cruzeiro); neste caso, o movimento direcional é levógiro; ocorrem apenas duas ou três gerações de fluorita; as texturas são maciças (fase transcorrente) e bandadas (fase em distensão); as reservas raramente chegam à 60.000t.

5) Associações de lentes biconvexas paralelas a subparalelas à falhas normais de direção submeridiana a NE-SW; trata-se do tipo morfológico que apresenta mais variações, existindo estruturas mineralizadas de grande complexidade (ex.: filão principal da estrutura Segunda Linha Torrens com numerosas gerações de fluorita distribuídas em diversas lentes, reservas totais de mais de 2.0Mt) e outras da maior

simplicidade (ex. lentes 1 e 3 da mina 2, cada uma constituída por uma única geração de fluorita).

6) Corpos irregulares controlados pelas falhas dexas N-S à NNE-SSW mais reativadas; predominam as brechas tectônicas; onde as gerações tardias estão presentes (ex.: filões do sub-distrito Pedras Grandes) as reservas podem atingir 300.000t, onde elas estão ausentes (ex.: filão Rio Bravo Alto) a profundidade explorada e, em consequência, as reservas são mínimas; os teores do minério se situam em torno de 25 à 35% mesmo nas partes superiores dos filões.

Nas linhas abaixo salienta-se as características principais dos três subdistritos melhor conhecidos (SLT, Ribeirão da Areia e Pedras Grandes) conforme a síntese de Dardenne *et al.*, (1997). No trabalho citado podem ser obtidos dados sobre os demais subdistritos.

2.4.2 Subdistrito Segunda Linha Torrens

Desde a década de 60, cerca de 10 jazidas já foram exploradas no subdistrito Segunda Linha Torrens (SLT), entre elas as duas maiores distrito, a jazida SLT Principal e a jazida SLT Mina 2. Estão presentes as quatro fases de mineralização e oito das nove gerações identificadas por Bastos Neto (1990) na parte sul do DFSC, não ocorrendo aí apenas a geração IV.

As mineralizações ocorrem ao longo da falha SLT (NNE-SSW) ou preenchem estruturas secundárias (neoformadas) de orientações diversas no quadrante NE. A estrutura principal do lineamento Canela Grande situa-se imediatamente a leste deste conjunto de mineralizações. Na jazida SLT Principal ocorre uma lente com comprimento de 700m e espessura até 15m, contendo minérios das quatro fases, e uma série de filões subparalelos cujas caixas filoneanas foram essencialmente abertas e preenchidas nas fases em distensão (fases 2 e 4). Na jazida SLT Mina 2, a mineralização ocorre uma lente maior (filão 2 com cerca de 200m de comprimento por uma espessura média de 5m) contendo minérios das quatro fases e duas lentes formadas nas fases de distensão: filão 1 (contendo apenas minério da fase 2) e filão 3 (contendo apenas minério da fase 4). As estruturas secundárias mineralizadas foram geradas durante a primeira fase transcorrente (dextral) da falha SLT. Elas deslocam magmatitos eopaleozóicos e diques de diabásio mesozóicos com o mesmo rejeito (direcional dextro de 9m, no caso do filão Cocal). Elas podem ser falhas levóginas (filões Cruzeiro,

Mestre, Aquário e Cascata), fraturas de tensão (filões Fumaça e Brasinha) ou falha dextra (filão Cocal). O filão Cocal é o único controlado por uma estrutura secundária onde estão presentes as quatro fases de mineralização. Nos demais, a mineralização da Fase 1 ocorre de modo discreto e as principais fases de abertura e preenchimento das caixas filoneanas são ligadas às fases em distensão (F2 para o filão Aquário e F4 para os demais filões).

2.4.3 Subdistrito Ribeirão da Areia

O subdistrito Ribeirão da Areia é constituído por uma série de jazidas de porte muito pequeno (Café, Scremin, Pagnan) a pequeno (Ribeirão da Areia) associadas à estrutura principal do lineamento Canela Grande e por uma importante jazida (mina São Pedro) controlada por uma estrutura secundária situada à leste da principal. Na jazida Ribeirão da Areia predomina o minério brechado formando, grosseiramente, duas lentes alinhadas (Ribeirão da Areia e Maragno) com comprimentos de 130 e 80m, respectivamente, ambas apresentando bruscas variações de espessura (0 a 4m). Predominam os minérios das fases 1 e 2 (gerações I a IV).

A jazida São Pedro tem uma localização muito particular, situando-se no cruzamento de três importantes lineamentos: Canela Grande (NNE-SSW), Urussanga (NW-SE) e um importante lineamento ENE-WSW. Em subsuperfície, observa-se a presença das três direções que podem controlar a mineralização (NNE-SSW a ENE-SSW), diques de diabásio (nas três direções) ou a borda do *graben* (nas três direções) que forma, neste local, um zig-zag colocando, em alguns pontos, os sedimentos paleozóicos em contato lateral com a estrutura filoneana. A mineralização consiste em duas lentes biconvexas de direção NNE-SSW separadas por uma zona não mineralizada de direção N-S, e por três filões adjacentes (apenas um é explorado) de direção NE-SW a ENE-SSW. Apesar desta localização propícia a reativações, o minério é relativamente pouco brechado, sendo constituído, essencialmente, por uma fluorita amarela escura bastante peculiar e de difícil correlação com as demais gerações identificadas, sendo correlacionada por Bastos Neto (1990) à geração IV com base em dados geoquímicos.

2.4.4 Subdistrito Pedras Grandes

Neste subdistrito foram explorados os filões Pignatel, Canela Grande, Canela Pequena, Satélite (todos encaixados na estrutura principal do lineamento Canela Grande), Pindotiba (controlado por uma ramificação) e Figueira (encaixado em estrutura ENE-NSW). Todas estas mineralizações apresentam características gerais bastante semelhantes, destacando-se o caráter irregular das acumulações de fluorita na forma de corpos grosseiramente lentiformes, com comprimentos de até 350m e variações bruscas nas espessuras (0 a 5m) ao longo de um mesmo corpo. A altura explorada varia de 50 a 180m, conforme os casos. Os teores nos níveis superiores são da ordem de 30%. A encaixante granítica é bastante alterada. Ao longo da estrutura controladora das diversas mineralizações, ocorre, de modo descontínuo, uma zona de calcedônia maciça com relictos de granitóide e alguma fluorita disseminada comparável à brecha tectônica hipersilicificada (BTH de Jebrak, 1985). Interiormente aos corpos mineralizados ocorrem, também de modo descontínuo, zonas de fluorita/calcedônia que se assemelham às raízes dos filões do subdistrito SLT. O minério explorado é essencialmente do tipo brechado, com a fluorita predominantemente amarela ou branca ocorrendo essencialmente na matriz. Os fragmentos são de granitóide milonitizado, BTH e calcedônia/fluorita precoces. As fluoritas da matriz foram tentativamente correlacionadas por Bastos Neto (1990) às gerações tardias observadas nos subdistritos SLT e Ribeirão da Areia”.

2.5 Geoquímica

2.5.1 Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas primárias e secundárias das fluoritas são bifásicas (líquido-gás) ou monofásicas (líquido) para todas as gerações, exceto a geração IX (inclusões fluidas monofásicas). As temperaturas de homogeneização (Th) das inclusões fluidas primárias bifásicas das fluoritas de 10 filões da SLT e Ribeirão da Areia, filão Garganta e filão Rio Bravo Alto variam entre 100 e 165°C. Tendo-se em vista a pequena profundidade de formação destes depósitos, as Th podem ser assimiladas como as temperaturas de formação da fluorita. As temperaturas de fusão do gelo indicam soluções muito pouco salinas (<2,0 % eq. NaCl) incluindo-se aí as diversas famílias de inclusões secundárias (Dardenne & Savi, 1984; Sallet, 1988; Bastos Neto, 1990; Bastos Neto *et al.*, 1991).

A variação das Th médias das inclusões primárias das gerações sucessivas (nos diversos filões da parte sul do DFSC) apresenta um evolução decrescente das gerações I a IV, uma descontinuidade (elevação da Th) entre as gerações IV e V, e uma nova evolução decrescente das gerações V a VI, sendo as gerações VII, VIII e IX marcadas por uma certa dispersão nos resultados. Obteve-se para a coluna de fluidos no filão Cocal um gradiente termal da ordem de 3,5 m/°C (Bastos Neto, 1990).

2.5.2 Terras Raras

Os dados de terras raras dos filões da parte sul do DFSC indicam espectros normalizados bastante planos e, salvo exceções, anomalias negativas em Eu (análises disponíveis em Morgental, 1984; Dardenne & Savi, 1984; Dardenne, 1985; Sallet, 1988; Bastos Neto, 1990).

Destaca-se a existência de uma assinatura geoquímica ao nível das terras raras pesadas ($Yb/Tb=5$, $Gd/Yb=1$) válida para todas as gerações de mineralização de todos os filões da parte sul do distrito.

Para os valores médios de diferenciação das terras leves e diferenciação das terras totais das gerações sucessivas, observam-se os mesmos tipos de evoluções decrescentes, descontinuidades e dispersões descritas para as Th médias das inclusões fluidas. Anomalias positivas em európio são frequentes a partir da geração VII e sistemáticas na geração VIII. A regularidade nos resultados é precisa a ponto de cada geração (independentemente do filão) ter sua assinatura geoquímica ao nível das terras raras leves. Pode-se identificar a qual geração pertence uma dada amostra utilizando-se sucessivamente o diagrama La X Sm, os valores de diferenciação das terras leves ou totais e observando-se o sinal da anomalia em Eu. As evoluções dos valores médios de Tb/La e Dy/La , aplicados para se estabelecer relações cronológicas em fluorita (relação de Moller *et al*, 1976), são inteiramente coerentes com as evoluções anteriormente descritas (Bastos Neto *et al.*, 1991a).

2.5.3 Isótopos

A análise por espectrometria de massa dos isótopos de enxofre ($^{34}S/^{32}S$) e do oxigênio ($^{18}O/^{16}O$) apresentada por Dardenne & Savi (1984) mostra valores

frequentemente encontrados em fluidos hidrotermais: $^{18}\text{O}/\text{SMOW} = + 12,8 \text{ ‰}$;
 $^{34}\text{S}/\text{CDT} = 8,0 \text{ ‰}$

A composição isotópica do hidrogênio da água das inclusões fluidas de fluoritas ricas em inclusões primárias de filões dos subdistritos SLT e Ribeirão da Areia e do filão Rio Bravo Alto foi investigada por Bastos Neto (1990) utilizando o método de extração de Friedman (1953). Obteve-se como valor representativo: $\delta\text{DH}_2\text{O} = - 60 \text{ ‰}$ SMOW.

Para as fluoritas verdes da borda do filão Fumaça, Tassinari & Flores (1992) obtiveram valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7381 e 0.7402, enquanto que as fluoritas amarelas do centro da caixa filoneana forneceram valores entre 0.7292 e 0.7317, resultados interpretáveis em termos de duas fases de mineralização distintas (corresponderiam às fases 1 e 4, respectivamente) ou de assimilação diferencial do ^{87}Sr da encaixante. Estes resultados, associados aos valores de ENd entre -10.79 e - 11.63 foram considerados indicadores uma origem na crosta superior para a rocha-fonte da fluorita. Dados isotópicos Sm/Nd para as fluoritas definiram uma isócrona preliminar com $145 \pm 50 \text{ Ma}$.

2.6 Alteração Hidrotermal da Encaixante

2.6.1 Modelo Genético

O modelo genético atualmente aceito é o de Savi & Dardenne (1980) - lixiviação do flúor dos granitóides regionais por circuitos hidrotermais ligados à anomalia térmica associada ao rifteamento do Atlântico Sul - posteriormente aperfeiçoado por outros autores.

Sallet (1988) comprovou a riqueza de flúor nos granitóides na forma mineralógica de fluorita disseminada, em parte, intersticial magmática e, em parte, de origem secundária associada à alteração de plagioclásios por um fluido tardi-magmático responsável pelo reequilíbrio do geotermômetro biotita-apatita e à cloritização das biotitas. Barbanson & Bastos Neto (1992) relacionam a riqueza em fluorita magmática do fácies Tabuleiro à exsolução de uma fase aquosa responsável pela diminuição de $\log f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF}$. Segundo Bastos Neto (1990) a fluorita secundária disseminada nos dois fácies (mais particularmente abundante no Pedras Grandes) formou-se ao longo de três

estágios sucessivos de alterações hidrotermais (alteração potássica, à mica branca e propilítica, respectivamente) que retiraram parte do flúor dos silicatos depositando-o na forma de fluorita. Devido ao conjunto de processos, o “*stock*” flúor dos granitóides adquiriu a forma mineralógica e distribuição ideais como fonte para uma lixiviação por soluções hidrotermais de baixas temperatura e salinidade, como as observadas no estudo das inclusões fluidas das fluoritas.

Nos estágios iniciais do rifteamento do Atlântico Sul (130 a 115Ma), o flúor foi lixiviado por dois circuitos hidrotermais convectivos sucessivos (gerações I-IV e V-VI, respectivamente) envolvendo águas meteóricas. A fluorita filoneana foi depositada em zonas de melange de soluções ascendentes quentes, carregadas em F, Ca e lantanídeos, com soluções frias descendentes pobres nestes elementos. Posteriormente, uma reativação da margem continental, tentativamente datada em 70Ma, com movimentação de blocos induzindo abertura de fraturas e fechamento de isothermas, foi responsável pelo funcionamento de um terceiro circuito hidrotermal que depositou as gerações VII a IX numa profundidade mais rasa do que as demais, como indicado pela variabilidade em diversos parâmetros geoquímicos associada às anomalias positivas em Eu (Bastos Neto *et al.*, 1991a)

A deposição das gerações tardias foi precedida, portanto, por um soerguimento regional. Este soerguimento, mais acentuado em direção ao norte e para leste (Serra do Mar), pode ser a causa das características diferenciadas do subdistrito Pedras Grandes, onde as gerações de mineralização mais precoces ocorrem enriquecidas em sílica como nas raízes dos filões meridionais e o minério explorado é correlacionável às gerações mais tardias das partes meridionais do distrito. As regularidades observadas nos padrões das terras raras das fluoritas da parte sul do distrito confirmam a existência de uma fonte única (fluorita disseminada nos granitóides) para o flúor de todas as gerações.

Hackspacher & Flores (1987) determinaram a seguinte história tectônica e mineralizante: (a) zonas de cisalhamento brasileiras servem de locais favoráveis para reativações cretácicas e pós-cretácicas; (b) microbrechas e localmente cataclasitos são gerados por deformação em níveis mais profundos durante o Cretáceo, a presença de fragmentos fluorita indicando estágios precoces de mineralização durante esta época em que o movimento transcorrente era atuante; (c) tectônica gravitacional (pós-cretácica) ocorrendo formação de brechas de falha com fragmentos das litologias anteriores e matriz de fluorita/calcedônia (principal fase de mineralização), ocorrendo formação de

cocardes no final desta fase; (d) formação de veios tardios de fluorita e quartzo bandados cortando em pequeno ângulo ou paralelamente as feições anteriores. Nesta região, segundo Bastos Neto (1990), os minérios das fases precoces (Fases 1, 2 e 3) ocorrem nesta região enriquecidos em sílica como nas raízes dos filões do subdistrito SLT e o minério economicamente explorado pertence à fase tardia. Esta interpretação corrobora, portanto, o esquema dos primeiros autores.

Estudos mais recentes vêm contribuindo para a evolução do modelo genético do DFSC. Rocha & Bastos Neto (1999) apresentam as primeiras descrições detalhadas e os primeiros estudos geoquímicos de depósitos de fluorita da parte norte do distrito - subdistritos Grão Pará e Rio Bravo Alto. Trata-se das mineralizações de fluorita mais próximas do maciço alcalino de Anitápolis. Os depósitos em Grão Pará são controlados por uma zona de cisalhamento antiga. Na fase 1 (reativação transtensiva dextral ligada a compressão NE-SW) depositou-se fluorita verde e roxa, maciça ou com bandamento grosseiro; brechas tectônicas e hidráulicas registram alternância de regimes hidrostático/tectônico; nos estágios finais, o minério foi afetado por silicificação. Na fase 2 (tectônica distensiva), depositou-se fluorita roxa e amarela, quartzo e barita, em textura bandada, brecha de colapso e “cocardes”; a abertura da caixa filoneana foi condicionada pela variação do mergulho do plano de falha (jazida Nova Fátima) ou por frentes de tensão, formando lentes biconvexas paralelas à estrutura principal, então reativada como falha normal (jazida Rio dos Bugres).

A fluorita da fase 1 depositou-se a temperaturas decrescendo de 170°C até 120°C e sua silicificação ocorreu entre 145°C e 135°C. A fluorita da fase 2 depositou-se entre 140°C e 120°C. A salinidade das inclusões fluidas (IF) varia de 0 a 2% eq. NaCl. A composição isotópica da água de IF da fluorita em RBA ($\delta D \cong -60\text{‰}$ SMOW) é típica de água meteórica de região continental interior. A fluorita de RBA tem a mesma assinatura de ETRP da fluorita da parte sul do distrito e dos granitos regionais. Em GP, constata-se uma assinatura diferente. A mineralização de fluorita da parte norte do distrito é ligada a um único evento hidrotermal correlacionável ao mais precoce dos 3 eventos da parte sul do distrito. Os dados de ETR e IF descartam qualquer vínculo da fluorita com magmatismo, reforçando o modelo de lixiviação da fluorita disseminada nos granitos regionais. Os estudos de IF de ocorrências superficiais de barita em RBA não definiram a relação deste mineral com a mineralização de fluorita.

Mais recentemente Jalinek (2002), a partir de uma série de estudos concatenados de geologia, geoquímica e termocronologia investigou, numa primeira escala, em detalhe a jazida Nova Fátima para integração com os demais depósitos do subdistrito Grão-Pará e, subseqüentemente, comparação deste subdistrito com os do sul do distrito. Numa segunda escala, foram investigadas as relações entre a mineralização de fluorita e a evolução geológica regional. A rocha encaixante, datada por SHRIMP, obteve uma idade de 595 ± 5 Ma para o Maciço Pedras Grandes e de 613 ± 5 Ma para os terrenos granito-gnáissicos ao norte do maciço. Na jazida Nova Fátima foram identificadas duas fases de mineralização. O minério da fase 1 depositou-se durante uma reativação transtensiva dextral da zona de cisalhamento Rio dos Bugres e o minério da fase 2 durante uma fase distensiva, na qual a abertura da caixa filoneana foi relacionada a uma movimentação normal da estrutura. O minério da fase 1 tem textura maciça ou bandamento espesso, afetado por brechação tectônica ou hidráulica. Na fase 2 predominam fluorita bandada, brechas de colapso e cocardes. Os dados de ETR e geoquímica isotópica comprovam a existência de duas fases de mineralização. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ decrescem desde a fluorita precoce até a paragênese tardia, enquanto que a salinidade das IF é baixa na fluorita da fase 1 e aumenta gradualmente a partir do início da fase 2 devido ao aporte de um fluido salino oriundo da cobertura sedimentar da Bacia do Paraná. Seu aporte implicou no aumento da taxa de deposição da fluorita e formação de inclusões sólidas de halita e culminou com a deposição de gorceixita. O Ba para formação deste mineral foi lixiviado da barita da própria jazida Nova Fátima, formando, assim, uma gorceixita extremamente pura. O estudo por traços de fissão em apatita identificou uma anomalia térmica regional a partir de 70Ma de intensidade suficiente para gerar células convectivas de grandes dimensões e que foi responsável pela mineralização no subdistrito Grão-Pará e pela mineralização tardia na parte sul do distrito. Tendo-se em vista as dimensões das células convectivas, a fonte do F para jazida Nova Fátima poderia ter sido a borda do maciço Pedras Grandes. Por outro lado, não se pode descartar uma possível contribuição de corpos graníticos associados à zona de cisalhamento Rio dos Bugres. No subdistrito Segunda Linha Torrens, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ confirmam o modelo de fluidos meteóricos envolvidos em 3 circuitos hidrotermais sucessivos com células de convecção de grandes dimensões lixiviando o F

de uma fonte comum aos 3 eventos. A mineralização no subdistrito Grão-Pará corresponde ao último evento da parte sul do distrito. A mineralização naquele subdistrito só foi possível após uma considerável regressão da escarpa da Serra Geral, quando a zona de cisalhamento Rio dos Bugres situou-se em nível estrutural que permitiu a deposição de fluorita.

3. METODOLOGIA

O planejamento metodológico de um trabalho é sem dúvida, uma ferramenta de fundamental importância para o seu sucesso. Nele terão que ser tomadas todas as decisões em termos de estratégias de trabalho para que sejam atingidos todos os objetivos previamente propostos. Tendo isso em vista, se tentou fazê-lo de forma criteriosa e objetiva, onde a seguir constarão todos os passos tomados com suas devidas explicações.

Num primeiro momento foi realizada uma criteriosa seleção entre diversos poços executados pela Companhia Nitro-Química do Grupo Votorantim, onde primeiramente foram escolhidos os furos de sondagem que estivessem melhor posicionados em relação a estrutura do Lineamento de Urussanga. Também foi dada preferência para furos que apresentassem boa recuperação dos testemunhos e se possível que tenham sido perfurados até o embasamento granítico.

Os furos utilizados neste trabalho foram gentilmente cedidos pela Companhia Nitro-Química, que os adquiriu durante pesquisas realizadas no início dos anos 80, na busca de novas reservas de fluorita no DFSC. Para auxiliar na correlação estratigráfica com rochas da Bacia do Paraná mais distantes do *graben* foi utilizado também a descrição do furo pertencente a Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais – CPRM, realizado na década de 80 durante o projeto nomeado **Projeto Barro Branco**, que visava a descoberta de novas jazidas de carvão para porção sudeste do Estado de Santa Catarina.

Após a escolha dos furos (listados na tabela 1), estes foram descritos de acordo com escala adequada para o trabalho (1:200), onde então foram definidas suas litofácies, Posteriormente estas foram agrupadas em associações de fácies, tratos de sistemas e seqüências deposicionais, analisados sob a óptica da estratigrafia de seqüências.

Os processos sedimentares atuantes em cada ambiente deposicional foram interpretados, procurando-se sempre associar o controle estrutural na formação destes ambientes.

Tabela 1: Coordenadas e metragem dos furos de sondagem utilizados para correlação estratigráfica.

Furos de sondagem	Metragem descrita	Coordenadas UTM	
FSPS-01	403m	6836771	670163
FSP-04	143m	6838250	670950
FM II-8	47m	6831313	669623
PB-05	190m	6832015	661130

O trabalho de mapeamento geológico realizado na escala 1:25000 foi concentrado na zona de intersecção entre os lineamentos de Urussanga NW-SE e Canela Grande NNE-SSW. Para auxiliar no estudo do *graben* foram utilizados dados geofísicos de eletroresistividade, realizados pela CPRM na década de 80 em nome da Mineração Floral. Este estudo foi focado na busca de novas estruturas (falhas) que pudessem conter mineralizações de fluorita. Entretanto, revelaram dados inéditos de uma cobertura sedimentar paleozóica com mais de 300m de espessura, associados a estrutura do *graben* de Urussanga.

4. ARTIGO CIÊNTEFICO

O graben Urussanga e as rochas da Bacia do Paraná associadas a lineamentos NW-SE no distrito fluorítico de Santa Catarina: aplicação da estratigrafia de seqüências e implicações na gênese e prospecção de filões de fluorita

Mateus Marcili*

Artur Cezar Bastos Neto*

Michael Holz *

*Av. Bento Gonçalves, 9500 Agronomia 91501970 - Porto Alegre, RS - Brasil - caixa-Postal: 15001

RESUMO

Os filões de fluorita mesozóico-terciários do distrito de Santa Catarina são associados a lineamentos NNE-SSW. Nestes, a localização preferencial dos filões é nas intersecções com lineamentos NW-SE e próximas a relictos de rochas paleozóicas da bacia do Paraná, mesmo em áreas mais a leste, que foram fortemente soerguidas. O trabalho visou o entendimento destas relações através do estudo detalhado de uma área de intersecção de lineamentos com sedimentos e filões associados. No lineamento NW-SE foi identificado o *graben* de Urussanga, onde o emprego da estratigrafia de seqüências permitiu a identificação de 7 associações faciológicas e 3 superfícies cronoestratigráficas. A evolução tectono-sedimentar encontrada indica que a sedimentação da bacia na área do distrito foi essencialmente controlada por estas estruturas NW-SE que criaram zonas com cobertura sedimentar mais espessa, uma condição necessária para a formação dos filões de fluorita e um dos fatores controladores da distribuição dos filões em escala regional. A migração dos fluidos mineralizantes em profundidades maiores foi fortemente controlada pelas estruturas do NW-SE. Após a ascensão até o nível da base da cobertura sedimentar, eles migraram longitudinalmente pelas estruturas NNE-SSW, depositando fluorita e estabelecendo gradientes geoquímicos que controlaram a formação de filões numa escala local.

Palavras chaves: estratigrafia de seqüências, lineamento de Urussanga, filão, fluorita, Santa Catarina, bacia do Paraná

ABSTRACT

The tertiary-mesozoic fluorite deposits from Santa Catarina state are associated to NNE-SSW lineaments. The preferential localization of these deposits is on intersections with NW-SE lineaments and near to paleozoic rock relicts from Paraná Basin, even in uplifted areas further east. The aim of this study was to understand these relationships studying particularly an area characterized by lineaments intersection with fluorite deposits and associated sediments. In NW-SE lineaments was identified the Urussanga graben. The use of sequence stratigraphy allowed the identification of three chronostratigraphic surfaces and seven facies associations. The tectono-sedimentary evolution observed indicates that the sedimentation basin in the state area was essentially controlled by the NW-SE structures which generated areas with thicker sedimentary cover, a necessary condition for the formation of fluorite deposits and one of the controlling factors of the distribution of fluorite deposits at a regional scale. The migration of mineralizing fluids in greater depths was strongly controlled by the NW-SE structures. After rising up to the basal level of the sedimentary cover, the fluids migrated longitudinally along the NNE-SSW structures, depositing fluorite and establishing geochemical gradients that controlled the formation of deposits at a local scale.

Keywords stratigraphy, Urussanga lineaments, fluorite deposits, Paraná Basin, Santa Catarina.

INTRODUÇÃO

A primeira referência à existência de mineralização filoneana de fluorita no Sudeste Catarinense (Figura 1) deve-se a Putzer (1953). Ainda nos anos 50, a fluorita foi explorada artesanalmente. Nos anos 70, o distrito fluorítico de Santa Catarina (DFSC, Fig. 2) já era o maior produtor de fluorita da América do Sul, posição que ainda ocupa. O auge da produção ocorreu nos anos 80 (em torno de 300.000 t/ano, com teor médio de 35% de CaF_2). As reservas descobertas totalizam cerca de 6,5 Mt *in situ*, das quais restam apenas cerca de 1Mt a serem exploradas, implicando o início de uma nova fase de investimentos em pesquisa mineral e de apoio a estudos, como o presente trabalho, que permitam o aperfeiçoamento dos critérios prospectivos.

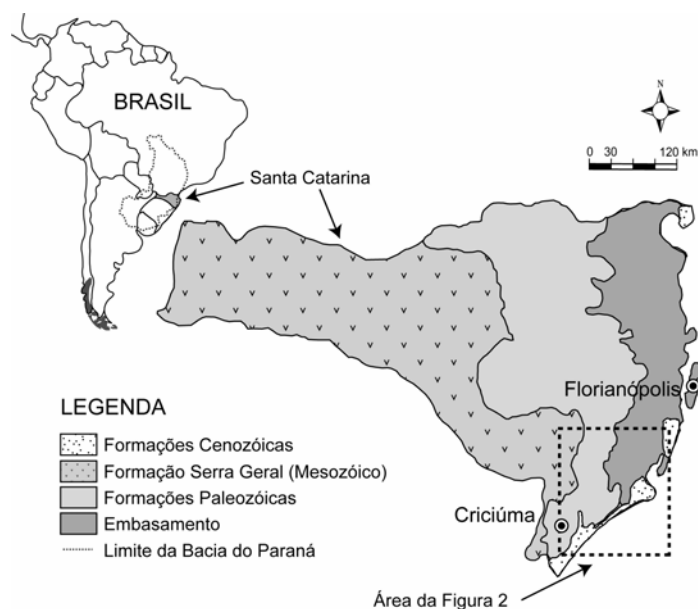


Figura 1. Mapa de localização do distrito fluorítico de Santa Catarina.

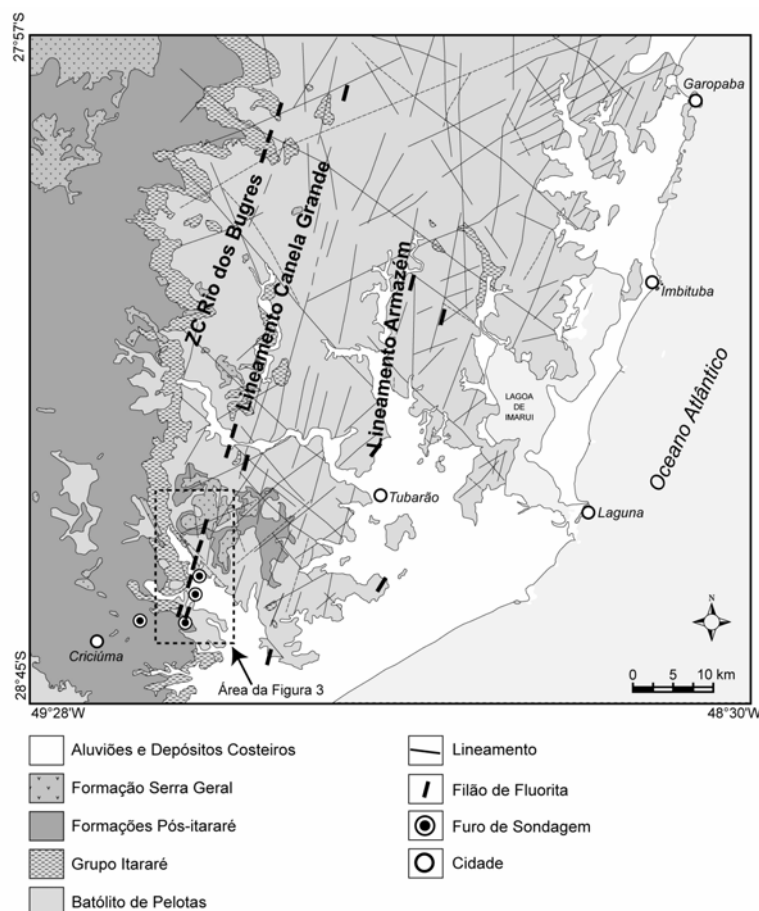


Figura 2. Mapa geológico do distrito fluorítico de Santa Catarina (modificado de Morgental & Kirchner 1983 e Jelinek 2002).

O estudo pioneiro de Angeiras & Teixeira (1965) relacionou a mineralização ao magmatismo granítico. Pouco depois, entretanto, Teixeira (1969) verificou que os filões de fluorita também cortam as rochas da Bacia do Paraná (BP). Assim, os modelos genéticos subsequentes – associando as mineralizações a magmatismo alcalino (Horbach & Marimon 1980, Morgental 1984) ou à lixiviação do F dos granitos (Savi 1980, Savi & Dardenne 1980) - propuseram idades mais jovens e, de diferentes formas, ligaram o controle da mineralização à reativação de estruturas do embasamento pela tectônica da margem continental. Independentemente dos modelos adotados, estes autores apontaram dois critérios prospectivos até hoje considerados os mais importantes pelos geólogos do distrito: (a) a associação da mineralização a lineamentos N-S a NNE-SSW, com localização preferencial dos filões nas proximidades de intersecções com lineamentos de direção NW-SE e (b) a localização dos filões subjacentemente ou nas imediações de relictos da cobertura sedimentar que os protegeram da erosão.

A partir dos anos 80, estudos detalhados enfocaram os mais diversos aspectos da geologia do distrito, como, por exemplo, a caracterização dos filões (Bastos Neto 1990, Rocha 1997, Martins *et al.* 2003) e sua datação (Tassinari & Flores 1992, Jelinek 1997, 2002), a investigação das fontes do F (Sallet 1988, Sallet *et al.* 1996) e das soluções hidrotermais (Bastos Neto *et al.* 1996), a tectônica transcorrente dos lineamentos NNE-SSW (Hackspacher & Flores 1987, Ferreira & Almeida 1989), a prospecção (Morgental 1985) e a identificação de novas estruturas (Hoff 2002, Hoff *et al.* 2002). Estes e outros trabalhos também contribuíram para prospecção, identificando e discutindo novos critérios, mas, entretanto, não abordaram o papel exercido pelas estruturas NW-SE, nem investigaram que processos geológicos – síncronos ou posteriores à sedimentação - teriam permitido a preservação de parte da cobertura, mesmo em locais afetados por soerguimento e que, em alguns casos, distam mais de duas dezenas de km da atual borda da bacia.

O presente trabalho objetiva contribuir para o preenchimento das duas lacunas de conhecimentos acima referidas. A principal área de estudo foi a parte sul do DFSC (Fig. 3), onde o lineamento mineralizado Canela Grande de direção NNE-SSW, intercepta o lineamento de Urussanga de direção NW-SE. Neste local ocorre - quase totalmente mascarado sob a cobertura aluvionar e, portanto, revelado por dados inéditos de sondagens rotativas e geofísica - um pacote de rochas sedimentares cuja espessura excepcional originou, entre os geólogos das mineradoras de fluorita, a denominação informal de *graben* de Urussanga. O estudo desta sucessão, empregando as técnicas modernas de estratigrafia de seqüências, faz com que o trabalho que represente também uma contribuição para a estratigrafia da BP em Santa Catarina.

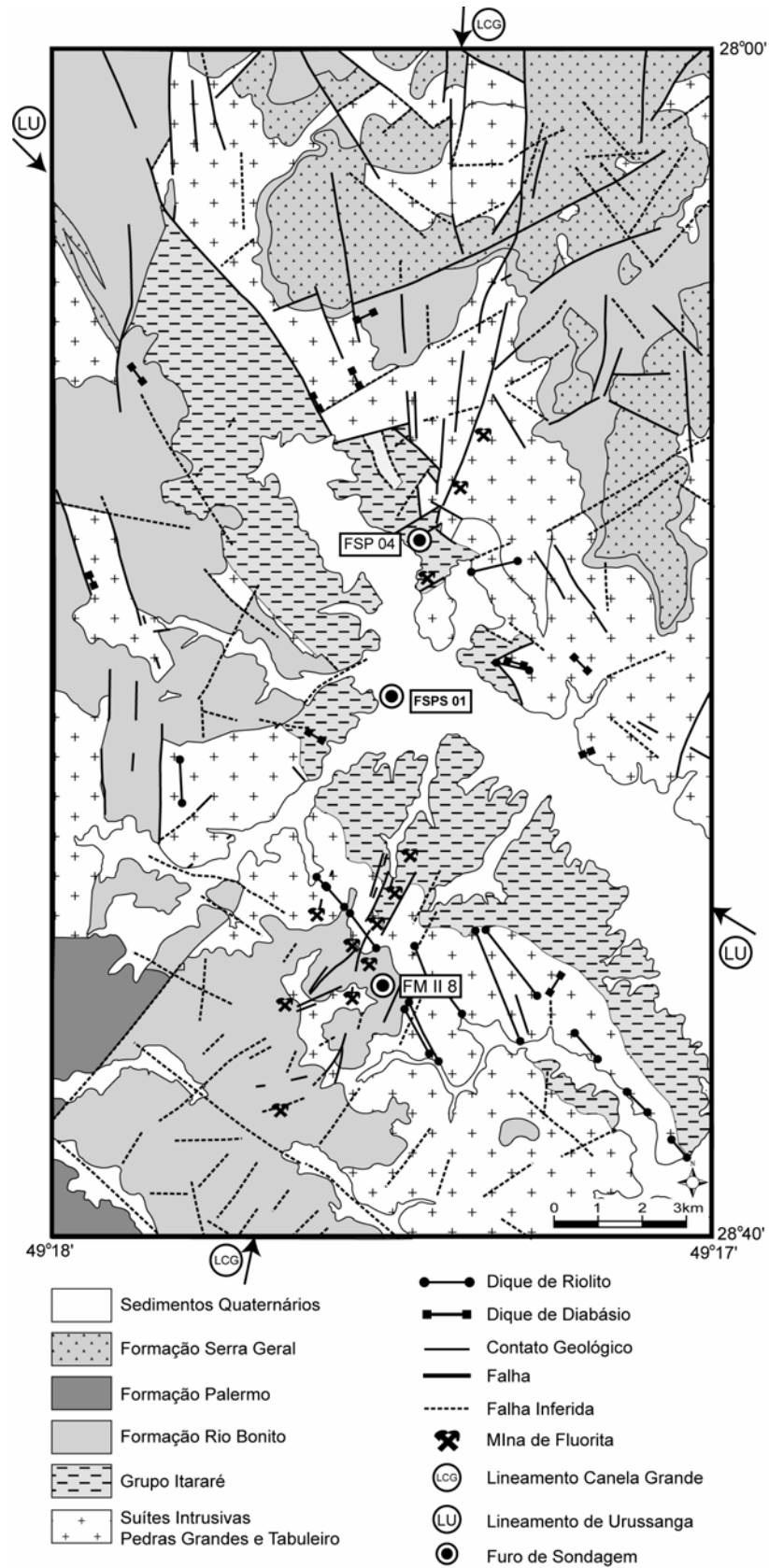


Figura 3. Mapa geológico da área de intersecção dos lineamentos Canela Grande e Urussanga (localização na figura 2).

CONTEXTO GEOLÓGICO

Estratigrafia

O DFSC (Fig. 2) ocupa uma faixa de cerca de 100 km de comprimento por 30 km de largura, delimitada a oeste pela BP e a leste pelo Atlântico Sul. O embasamento está inserido na porção NE do Batólito Pelotas, unidade geotectônica central do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso César 1980). Para simplificação do mapa (Fig. 2), as rochas do embasamento não foram diferenciadas. Elas pertencem ao Complexo Granito-Gnáissico e às Suítes Intrusivas Pedras Grandes e Tabuleiro (Sallet 1988). São cortadas por diques de rochas subvulcânicas ácidas eocambrianas (Teixeira 1969).

A BP é constituída por um conjunto de rochas sedimentares com idades entre o Neo-ordoviciano e o Neocretáceo que abrange uma área de aproximadamente 1.500.000km². Possui um formato alongado na direção NNE-SSW com aproximadamente 1750km de comprimento e com uma largura média de 900km, fazendo parte de territórios brasileiro, argentino, uruguaio e paraguaio. É uma bacia cratônica flexural, de evolução policíclica, com início da deposição no Ordoviciano, aparentemente sem um rifte precursor (Zalán *et al.* 1990). Seu preenchimento sedimentar compreende seis superseqüências deposicionais, que perfazem um total de aproximadamente 6000 metros de espessura (Milani 1997). As rochas da BP no distrito pertencem às unidades litoestratigráficas Rio do Sul, Rio Bonito (Membros Triunfo e Paraguaçu) e Palermo, todas temporalmente situadas no Permiano Inferior. Estas são cortadas localmente por diques e soleiras de diabásio da Formação Serra Geral, do Juro-Cretáceo.

A Formação Rio do Sul é constituída basicamente por rochas glaciomarinhas assentadas sobre o embasamento cristalino. Sua porção basal (Krebs & Menezes Filho 1984) consiste de um espesso pacote de folhelho negro (folhelho Lontras) que representa depósito marinho profundo. Segue-se um pacote de turbiditos pelito-arenosos e de turbiditos areno-pelíticos representativos de leques submarinos, associados a diamictitos e arenitos fluidizados, que constituem a fácies de talude. Sobre estes depósitos ocorrem sedimentos de frente deltáica, indicando o início da progradação do sistema flúvio-deltáico da Formação Rio Bonito. É constituída

basicamente por rochas de origem flúvio-deltáica, com pacotes de até 100m de espessura formados por arenitos de textura fina/grossa a conglomerática e por sedimentos pelíticos a argilosos, respectivamente correlacionados a canais distributários e a planícies de inundação. A formação é portadora de camadas de carvão (reserva de 22.000Mt) exploradas desde a década de quarenta. Esta unidade foi dividida em Santa Catarina em três membros: Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider *et al.* 1974). O contato superior (litoestratigráfico) é concordante com a Formação Palermo que é eminentemente pelítica, constituída por siltitos cinza a amarelos, apresentando intensa bioturbação, e raras lentes de arenitos finos a conglomeráticos. Apresenta frequentemente estruturas do tipo *hummocky cross stratification, flaser, wavy e linsen*, indicando ambiente deposicional de *shoreface* e plataforma marinha (Walker 1992). A Formação Serra Geral no distrito é representada por diques e soleiras de diabásio. Na parte norte do distrito ocorre o maciço alcalino de Anitápolis (129 Ma, Amaral *et al.* 1967).

Arcabouço estrutural e mineralizações de fluorita

As principais estruturas do DFSC (Fig. 2) enquadram-se em 3 grupos direcionais: NNE-SSW, NW-SE e ENE-WSW. As duas primeiras direções correspondem a lineamentos que se estendem muito além dos limites do distrito (Fig. 4). Os lineamentos NW-SE da região são conhecidos desde Putzer (1953). Eles formam um conjunto de 6 lineamentos principais limitados ao norte pelo lineamento de Garopaba e, ao sul, pelo de Urussanga (Fig. 4), assim denominados por Horbach & Marimon (1980) que os consideraram como estruturas do embasamento afetadas por sucessivas reativações posteriores. O lineamento Canela Grande é a principal estrutura do grupo NNE-SSW, tem um comprimento de pelo menos 150 km e largura de cerca de 2 km e corresponde a uma zona de cisalhamento brasileira (Hackspacher & Flores 1987, Ferreira & Almeida 1989).

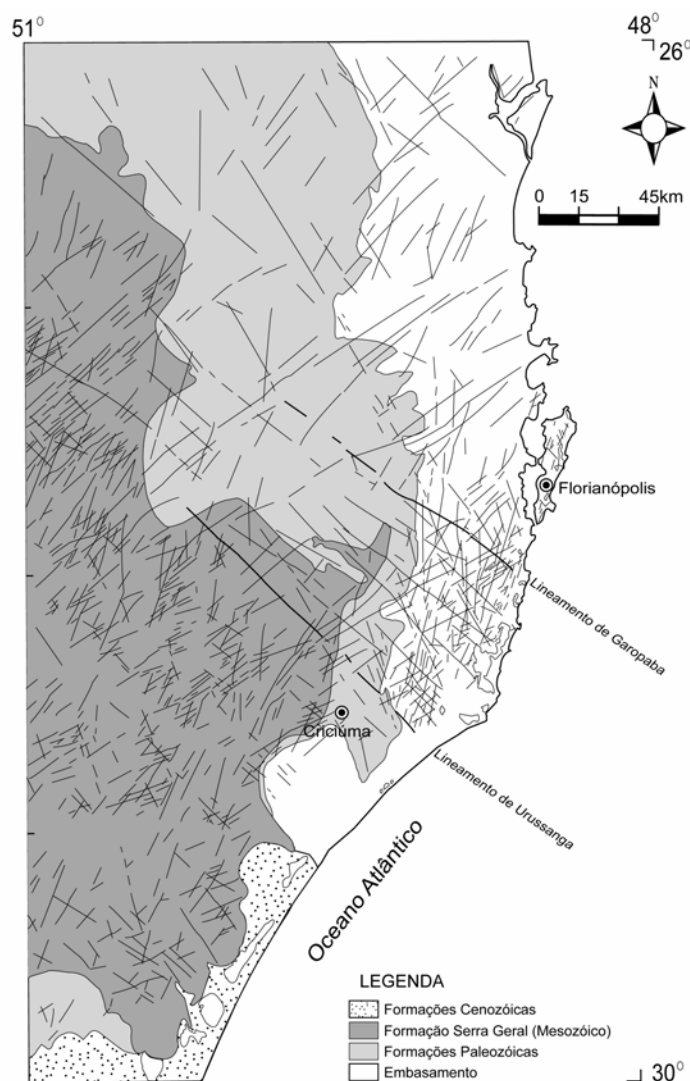


Figura 4. Principais lineamentos da parte leste de Santa Catarina (modificado de Bastos Neto, 1990).

A maior parte dos depósitos de fluorita explorados ocorre nos subdistritos associados ao lineamento Canela Grande (Fig. 2). A oeste deste, ocorre o subdistrito Grão Pará associado à zona de cisalhamento Rio dos Bugres (Ferreira & Almeida 1989). A leste, o lineamento Armazém controla três depósitos e inúmeras ocorrências ainda não testadas em profundidade por sondagem. Ocorrem, ainda, alguns filões independentes dos 3 lineamentos citados.

A mineralização é do tipo filoneana hidrotermal de baixa temperatura (temperatura de homogeneização das inclusões fluidas na fluorita entre 100°C e 180°C), depositada por fluidos de salinidade <2% eq. NaCl. Os filões são encaixados preferencialmente nos granitos, estreitando-se ao penetrarem as rochas da BP.

Associam-se a falhas e fraturas de direção N-S a ENE-WSW com mergulho em geral subvertical. Têm comprimento de até 1 km, espessura de até 15m e extensão vertical de até 300m. São essencialmente constituídos por fluorita e quartzo. A abertura/preenchimento das estruturas filoneanas ocorreu ao longo de 4 fases tectônicas. Os minérios das quatro fases distinguem-se por suas texturas, pelas cores e conteúdos de elementos traço na fluorita, e pelos minerais acessórios associados (Dardenne *et al.*1997, Bastos Neto *et al.*1992). A datação do hidrotermalismo (por traços de fissão em apatita da encaixante hidrotermalizada) fornece dois picos para os filões do lineamento Canela Grande (120Ma e 70Ma) e o intervalo de 70Ma a 40Ma para os filões da parte oeste do DFSC (Jelinek 1997 e 2002).

GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo (Fig. 3) foi mapeada na escala 1:25.000. O embasamento é constituído pelos granitos Pedras Grandes e Tabuleiro, cujas delimitações no mapa foram eliminadas para facilitar a visualização de outras feições mais importantes para este trabalho. As rochas sedimentares pertencem ao Grupo Itararé, Formação Rio Bonito e Formação Palermo. Os lineamentos Canela Grande (NNE-SSW) e Urussanga (NW-SE) se cruzam na parte central da área mapeada.

A Formação Rio do Sul ocorre essencialmente dentro do *graben* de Urussanga, existindo também algumas ocorrências não cartografáveis ao sul do *graben*. As Formações Rio Bonito e Palermo ocorrem especialmente na parte sudoeste da área, onde a primeira tem espessura muito uniforme da ordem de 30m, forma um platô que recobre os filões de fluorita e é cortada pelas falhas que controlam a mineralização, sendo os rejeitos verticais de no máximo 15m. Na parte nordeste da área, os afloramentos das rochas sedimentares são parcialmente cobertos pelos colúvios das soleiras de diabásio sobrepostas. Mesmo assim, a zona de afloramento é bem delimitada no campo, mostrando-se bastante contínua, apenas localmente afetada por deslocamentos verticais de até 20m que podem ser tectônicos e/ou ligados à intrusão. Elas foram tentativamente correlacionadas à Formação Rio Bonito, uma interpretação que corrobora Morgental (1984), mas que difere do mapa regional (Silva 2000) onde foram correlacionadas à Formação Rio do Sul. No *graben* de Urussanga há bons afloramentos apenas na sua metade noroeste, mas dispõe-se de muitos testemunhos de sondagem.

O lineamento de Urussanga é marcado no campo por faixas de rochas cataclásticas e por diques de quartzo, de rochas subvulcânicas ácidas eopaleozóicas e de diabásio (Formação Serra Geral). Os diversos diques e as rochas cataclásticas se dispõem paralelamente à direção NW-SE, numa faixa com largura em torno de 4km. Este lineamento desloca senestralmente o lineamento Canela Grande com um rejeito da ordem de 2km, corroborando as observações efetuadas através de imagens orbitais, sobre as relações de estruturas de mesmas direções em outras partes do distrito. No eixo central do lineamento de Urussanga, ocorre o *graben* de mesmo nome. Sua borda, com direção geral NW-SE, é claramente afetada pela intersecção com o lineamento Canela Grande, sofrendo modificações de direção ao seguir localmente as estruturas do último, mais especialmente na borda norte (Fig. 3). Assim como em outras partes do DFSC, as estruturas NW-SE são as principais controladoras do hidrotermalismo presentemente ativo no distrito, existindo inúmeras fontes termais na borda do *graben*.

O lineamento Canela Grande na área é constituído por um sistema de falhas de direção N-S e NNE-SSW a NE-SW. Em afloramentos na parte norte da área ocorrem estrias indicativas de movimentação senestral das falhas N-S interpretada como a fase de movimentação mais antiga. As reativações na época da formação dos filões de fluorita foram identificadas por Bastos Neto (1990) nas minas de fluorita. As estruturas sofreram, inicialmente, um movimento dextral (fase de mineralização 1) que afeta diques de diabásio NW-SE, sendo um deles datado (Rb/Sr) em 131Ma (Teixeira 1969). Subseqüentemente, foram reativadas como falhas normais em resposta a uma distensão NW-SE (fase de mineralização 2) observada em todo o distrito e correlacionada com o estágio *rift* de abertura do Atlântico no sentido de Asmus (1984). Duas outras reativações do lineamento Canela Grande, correspondendo às fases de mineralização 3 e 4, foram identificadas apenas nas minas de fluorita, sendo a última datada em 70Ma (Jelinek 1997).

Dentre todos os depósitos de fluorita da área, os maiores são os filões São Pedro e Segunda Linha Torrens Principal, os únicos situados no domínio do *graben*, respectivamente nas bordas norte e sul. No primeiro, observa-se, no subsolo, na parte sul da mina, o filão de fluorita na estrutura N20°E-75NW, tendo na capa as rochas do *graben* e na lapa o granito. Sobre o último filão, a espessura da cobertura sedimentar aumenta progressivamente na direção norte, atingindo 150m na extremidade do depósito. Diante da possibilidade de que espessuras de cobertura ainda maiores

ocorressem na direção norte, inviabilizando economicamente a exploração de depósitos porventura existentes, os mineradores contrataram a CPRM para efetuar sondagens geofísicas por eletro-resistividade. Os resultados (Bastos Neto 1986, 1990) revelaram um mosaico de blocos altos e baixos com profundidades do embasamento variando até 300m.

ESTRATIGRAFIA DO GRABEN DE URUSSANGA E ADJACÊNCIAS

Os processos sedimentares atuantes em cada ambiente deposicional foram identificados e interpretados procurando sempre associar o controle estrutural na formação destes ambientes. O estudo fundamentou-se no exame e descrição de testemunhos de sondagens e afloramentos, objetivando o reconhecimento de fácies, associações de fácies, tratos de sistemas e seqüências deposicionais, analisados sob a óptica da estratigrafia de seqüências. Foram analisados os testemunhos de 3 sondagens efetuadas pela Companhia Nitroquímica (Tabela 1): os furos FSPS 01 e FSP 04 efetuados no *graben*; o furo FM II8 que corta a cobertura sedimentar imediatamente ao sul do *graben* (Figs. 2 e 3). Para correlação com rochas da BP mais distantes do *graben*, foi descrito o furo PB 05 (Fig. 2) do Projeto Barro Branco da CPRM, realizado durante a década de 80.

Tabela 1. Coordenadas e metragem dos furos de sondagem utilizados para correlação estratigráfica.

Furos de sondagem	Metragem descrita	Coordenadas UTM	
FSPS-01	403m	6836771	670163
FSP-04	143m	6838250	670950
FM II-8	47m	6831313	669623
PB-05	190m	6832015	661130

Interpretação de fácies e associações de fácies

As variedades faciológicas foram diagnosticadas conforme Walker (1992), que define fácies como “um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litologias, estruturas físicas e biológicas, que o diferencia dos corpos de rochas sobrepostos, sotopostos e lateralmente adjacentes”. As descrições e nomenclatura das fácies reconhecidas constam na tabela 2. As fácies foram agrupadas em 7 associações faciológicas (AF), a seguir abordadas do ponto de vista de processo e

evolução paleoambiental. Correlações entre associações faciológicas e litoestratigrafia constam na figura 5.

Tabela 2. Descrição e interpretação das litofácies identificadas na área de estudo.

FÁCIES	LITOLOGIA/TEXTURA	ESTRUTURA SEDIMENTAR	INTERPRETAÇÃO
Gm	Conglomerado matriz-suportado	ausente	Fluxo de massa (<i>debris-flow</i>)
Gc	Conglomerado clasto-suportado.	Gradação normal, estratificação cruzada acanalada	Migração de dunas subaquosas por regime de fluxo inferior de muito alta energia
Gi	Conglomerado intraclástico	ausente	Retrabalhamento e exposição dos sedimentos e posterior litificação
Sb	Arenito muito fino	Bioturbação <i>tasmanites</i> e <i>acritarca</i>	Migração de dunas e <i>ripples</i> subaquosas por regime de fluxo inferior de baixa energia, baixa taxa de sedimentação
St	Arenito fino a grosso	Estratificação cruzada planar/acanalada	Migração de dunas e <i>ripples</i> subaquosas por regime de fluxo inferior de alta energia
Sf	Arenitos finos a médios	Estratificação do tipo <i>flaser</i> e <i>drapes</i>	Alternância entre migração de formas de leito e decantação
Sw	Arenitos finos a médios	Combinação de laminação por onda e corrente (incluindo <i>hummocky</i> em pequena escala), e algumas bioturbações	Alternância de fluxos de baixa energia com influência de ondas
Ss	Arenitos finos a médios	Estratificação <i>swash</i>	Deposição sob condições de alta energia (regime de fluxo superior)
Shcs	Arenito fino	Estratificação <i>hummocky</i> e <i>swaley cross bedding</i> , em algumas vezes com presença de siderita	Depósitos de sedimento em suspensão sob influência de ondas de alta energia (ondas de tempestade)
R	Ritmitos (silte/argila)	Estratificações milimétricas plano-paralelas, por vezes irregulares, com freqüentes escorregamentos	Regime de fluxo inferior de baixa energia, alternando-se com decantação de sedimentos em suspensão
MS	Argilite e arenite fina	Estratificação lenticular, por vezes associadas com laminação <i>climbing ripple</i> , freqüentes escorregamentos	Migração de <i>ripple</i> em condições de regime de fluxo inferior combinado com decantação de sedimentos em suspensão
Mb	Argila e areia muito fina	Bioturbação, por vezes com estratificação lenticular	Decantação de sedimentos em suspensão
MR	Argilite com marca de raiz	Brechas, <i>birdseyes</i> , por vezes <i>flaser</i>	Decantação de sedimentos em suspensão alternando com possível exposição subaérea
CC	Carvão e folhelho carbonoso	Marcas de raiz	Acumulação agradacional de sedimentos muito fino e de restos vegetais

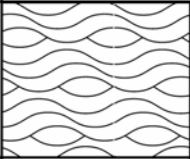

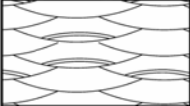
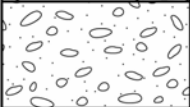

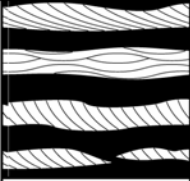

LITOESTRATIGRAFIA		ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS	
GRUPO GUATÁ	FORMAÇÃO PALERMO		AF VII
	FORMAÇÃO RIO BONITO		AF VI
			AF V
			AF IV
			AF III
GRUPO ITARARÉ	FORMAÇÃO RIO DO SUL		AF II
			AF I

Figura 5. Correlação entre litoestratigrafia e associações faciológicas da área de estudo (AF: associação faciológica).

Associação faciológica I. É constituída por diamictitos, ritmitos e arenitos finos a grossos com laminação *climbing ripples* e plano-paralela associadas esporadicamente com grânulos e seixos. A espessura total atinge cerca de 60m. Os diamictitos foram interpretados como resultado de deslizamentos do material situado na borda do *graben*, onde, provavelmente, a topografia seria mais acentuada. O sedimento ali contido, após ser desestabilizado, foi transportado através de fluxo de massa (*debris flows*), no qual o material mais grosso, imaturo e mal selecionado tende a se depositar numa zona mais proximal. Já os sedimentos mais finos, que dão origem aos depósitos rítmicos, são levados, em direção ao depocentro da “bacia” através de correntes de turbidez gerando lâminas alternadas de silte e argila. Os seixos são interpretados como clastos pingados liberados por ocasião do degelo de *icebergs*.

Associação faciológica II. Esta AF se destaca das demais pelo grande acúmulo de sedimentos, cerca de 250m. É comum a ocorrência de laminação provocada por ação de ondas e correntes, características de ambiente marinho raso. Os níveis com registro de bioturbação tornam-se mais frequentes da base para o topo. Dias (1993), em

níveis correlatos a esta AF no Rio Grande do Sul, indica a ocorrência de formas marinhas do tipo *tasmanites* e *acritarca*, correlacionando-as com ambiente marinho. Os pelitos e arenitos desta AF são interpretados como registro de inundação da bacia, recobrando, portanto, durante a fase transgressiva no fim do ciclo deposicional do Itararé, toda a associação de fácies I. Estas duas primeiras AF são correlacionadas à Formação Rio do Sul.

Associação faciológica III. É constituída por sedimentitos com estratificação lenticular, laminação *climbing ripple* e laminação plano-paralela associada a decantação de sedimentos argilosos e matéria orgânica. Sua espessura atinge cerca de 40m. A AF é interpretada como gerada em ambiente de frente deltáica, marcando o início da progradação do sistema fluvio-deltáico que se instalou na região.

Associação faciológica IV. Esta AF é constituída por arenitos de textura fina a grossa/conglomerática com gradação normal e estratificação cruzada acanalada incipiente. Ocorrem intercalações de pacotes pelíticos carbonosos, lateral e verticalmente associados. Sua espessura atinge cerca de 70m. Esta AF representa a continuação do processo de progradação da porção mais continental do sistema flúvio-deltáico sobre os arenitos finos da AF-III. Os arenitos correspondem à barra de migração (*e.g.*, Miall 1992), sendo as porções mais grossas identificadas como lobos de canais distributários (*e.g.*, Bhattacharya & Walker 1992). Os pacotes pelíticos carbonosos são interpretados como material sedimentado nas baías interdistributárias. As AF-III e IV são correlacionadas ao Membro Triunfo (porção basal da Formação Rio Bonito).

Associação faciológica V. É caracterizada por arenitos finos com estratificação cruzada de baixo ângulo (“*swash*”) na porção basal, passando para laminação do tipo *hummocky/swaley* em direção ao topo. Sua espessura atinge cerca de 30m. Esta AF representa o início da transgressão marinha que recobre os arenitos flúvio-deltaicos da AF-IV, culminando com o afogamento do sistema implantado anteriormente. Litoestratigraficamente corresponde ao Membro Paraguaçu (porção intermediária da Formação Rio Bonito).

Associação faciológica VI. É formada por espesso pacote de arenitos com intercalações de siltitos, folhelhos carbonosos e diversas camadas de carvão. Apresenta comumente laminação plano-paralela, truncada por onda, cruzada cavalgante (*climbing*), acamadamento "*flaser*" e "*drapes*" de argilas, bioturbação e fluidização, "*wavy*", "*linsen*" e "*hummocky*". Sua espessura atinge cerca de 30m. Esta AF representa depósitos de sistema barreira-laguna, com interdigitações de sedimentos flúvio-deltaicos, tendo os sedimentos carbonosos sido originados em lagunas. É correlacionada ao Membro Siderópolis que constitui o terço superior da Formação Rio Bonito.

Associação faciológica VII. Esta AF ocorre somente na porção sul da área de estudo, atingindo cerca de 50m de espessura. É formada por um conjunto de sedimentos com estrutura do tipo *hummocky*, interpretados como fácies de *shoreface* inferior, formados durante eventos de tempestades e preservados abaixo do nível de base de ação das ondas diárias (Walker & Plint 1992), não deixando dúvidas que se originaram em um sistema deposicional marinho raso. Litoestratigraficamente corresponde à Formação Palermo.

Superfícies cronoestratigráficas

As superfícies cronoestratigráficas significativas identificadas neste trabalho são de três tipos: *datum*, limite de seqüências e superfície transgressiva (Fig. 6). O *datum* estabelecido neste trabalho é representado pelo aumento na ocorrência de bioturbações na AF-II que marca um rebaixamento do nível de base na bacia.

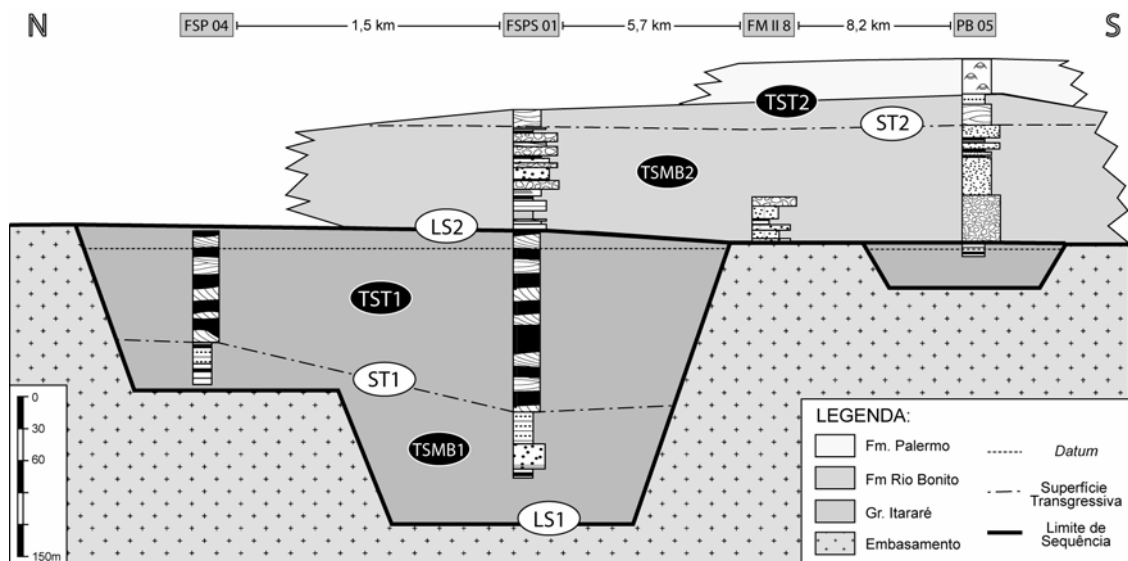


Figura 6. Arcabouço cronoestratigráfico da área de estudo.

A superfície limite de seqüências 1 (LS1) marca o contato das rochas do embasamento cristalino com as rochas eo-permianas da BP e representa um hiato de aproximadamente 300 milhões de anos.

A superfície transgressiva 1 (ST1) marca o início da transgressão glacio-marinha da AF-II sobre os sedimentos glacio-lacustres da AF-I, marcando a separação entre o trato de sistemas de mar baixo (TSMB1) e o trato de sistemas transgressivo (TST1); o trato de sistemas de mar alto não foi reconhecido.

A superfície (LS2) representa um período de rebaixamento no nível de base na bacia. Ela separa os sedimentos glacio-marinhos da AF-II dos sedimentos deltáicos da AF-III. Marca, portanto o limite da primeira seqüência deposicional, separando duas unidades litoestratigráficas, o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito.

Os sedimentos flúvio-deltáicos que iniciam a sedimentação na nova seqüência deposicional são recobertos por arenitos finos de *shoreface* superior e inferior, registrando uma nova transgressão marinha. A superfície que delimita estes diferentes pacotes de rochas e marca a zona de contato entre as associações de fácies III e IV dos sedimentos marinhos da AF-V é, portanto, denominada ST2.

A ocorrência restrita das AF-VI e VII ao furo de sondagem PB 05 não permitiu identificar nenhuma outra superfície estratigráfica importante correlacionável nos demais furos.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Evolução estratigráfica

O reconhecimento de estruturas na BP tem sido alvo de investigações desde os anos 60/70, principalmente através de trabalhos de campo (Andrade & Soares 1970, 1971; Soares 1974) e da análise morfoestrutural com base em fotos aéreas e em imagens orbitais e de radar (Soares *et al.* 1982). Desde então, conforme ressalta Rostirolla *et al.* (2000), a importância da herança tectônica na evolução da BP foi destacada por diversos autores, com diferentes interpretações quanto à gênese das reativações, tais como movimentos verticais de blocos e associação com flexão da placa ou rifteamento durante a fase inicial de subsidência (*e.g.* Ramos 1970, Soares *op. cit.*, Almeida 1980, Fúlfaro *et al.* 1982, Cordani *et al.* 1984, Brito Neves *et al.* 1984) ou, ainda, movimentos horizontais como reflexo de tensões induzidas pelas deformações nas bordas das placas (Zalán *et al.* 1987 e 1990). Milani (1997) fez referência a movimentos verticais, com a origem da bacia tendo sido influenciada por riftes na fase inicial, porém com deformações relacionadas a movimentos horizontais recorrentes nas fases posteriores. Porém, numa escala de evolução da BP, há fatores geológicos complicadores, tais como a espessura da cobertura basáltica e as estruturas dadas por diques, sills e a tectônica pós-basalto de modo que, apesar do conhecimento adquirido até o momento, muitas dúvidas ainda permanecem quanto à origem das estruturas, sua geometria original, distribuição e organização espacial, o tempo em que estiveram ativas e o papel que desempenharam ao longo da evolução da bacia (Artur & Soares 2002).

No presente caso, o estudo de um intervalo estratigráfico menor e numa área com condições excepcionalmente favoráveis, onde a estrutura controladora e pacote sedimentar são observados diretamente no campo, permitiu caracterizar precisamente uma evolução estratigráfica fortemente controlada pela reativação do lineamento de Urussanga e reconstituir, com base na estratigrafia de seqüências a evolução paleofisiográfica abaixo discutida.

Os diamictitos e ritmitos da AF-I representam o primeiro registro sedimentar da BP na área de estudo. Neste estágio, zonas elevadas topograficamente eram expostas ao intemperismo, gerando sedimentos transportados para porções mais baixas. Assim, o lineamento de Urussanga controlava a existência de uma região mais

baixa, provavelmente um vale glacial esculpido seguindo estruturas do embasamento que, nesta época, entretanto, não necessariamente teriam sido reativadas.

Com o término do período glacial, toda a área que antes se encontrava recoberta por gelo foi inundada. A partir de então, a variação positiva do nível de base e a tectônica tiveram grande importância na evolução do paleo-ambiente. A AF-II, que representa este período, é o registro da primeira transgressão marinha na região. Ao mesmo tempo em que o nível relativo do mar subia, houve uma reativação na estrutura, gerando um *graben*. Pulsos tectônicos fizeram com que a zona central do lineamento fosse rebaixada e as bordas se soerguessem, criando zonas com maior espaço de acomodação para comportar tamanha acumulação sedimentar. Corroborando esta interpretação, nota-se que, nas bordas da estrutura, há presença da AF-II no registro sedimentar é mínima. A intervenção de processos tectônicos explica a formação do mosaico de blocos altos e baixos num vale que, na fase anterior, deveria ter o fundo plano típico de processos glaciais. Mosaico semelhante seguramente não existe na cobertura nas adjacências do vale do Urussanga, o que restringe temporalmente a reativação tectônica ao tempo de deposição da AF-II. Em síntese, o vale formado por uma erosão glacial que apenas seguia a orientação das estruturas (no tempo da AF-I), com a reativação destas, evoluiu para um *graben* (no tempo da AF-II).

O segundo estágio evolutivo é marcado inicialmente pelo recuo da linha de costa, devido à queda do nível relativo do mar, com conseqüente exposição e erosão de áreas outrora inundadas. Neste momento, a área do *graben*, por ser constituída por sedimentos, foi, provavelmente, mais afetada pela erosão do que as suas bordas constituídas por granitos. A superfície erosiva assim criada, a LS2, pode ocorrer, juntamente com a LS1, sobre o embasamento cristalino ou, individualmente, sobre os sedimentos marinhos da AF-II. Sobrepondo-se à LS2, encontram-se sedimentos (AF-III) depositados em ambiente tipicamente deltáico (pró-delta e frente deltáica). Este sistema progradou, conforme registram os arenitos finos a muito finos com estruturas características de pró-delta. Sobre estes, foram depositados sedimentos flúvio-deltáicos (AF-IV), num estágio em que o aporte sedimentar ainda era mais alto do que a subida do nível relativo do mar. A superfície ST2 marca uma nova mudança na paleofisiografia que passa para ambiente costeiro/estuarino representado fisicamente pelos arenitos (AF-V) formados em zonas de *shoreface* inferior. Devido à fase erosiva (LS2), a área do *graben* ainda poderia ser uma área mais baixa exercendo, assim, um controle para a formação do estuário. A ausência da AF-V na borda sul do *graben* pode ser devida a

não deposição ou a erosão posterior. O final do segundo estágio parece ter sido marcado por uma tendência de soerguimento regional mais acentuado na direção norte. Neste sentido, observa-se que a AFVI e a AFVII (Membro Siderópolis e Formação Palermo, respectivamente), que ocorrem no furo de sondagem PB-05, são ausentes na área mapeada. As isópacas das Formações Rio Bonito e Palermo (Zalán *et al.* 1986) indicam que suas espessuras na área seriam de apenas algumas dezenas de metros, de modo que elas poderiam ter sido facilmente erodidas. Durante o segundo estágio, não há evidências de que as estruturas que controlam o *graben* tenham sido reativadas.

Estudos em outras áreas da borda da BP mostram que as ocorrências de sedimentos correlacionáveis à AF-I e à AF-II são restritas a baixos topográficos que podem representar paleofiordes no Rio Grande do Sul (Holz & Carlucci 2000) e no norte de Santa Catarina (Canuto *et al.* 2001). Nestes estudos, não foi caracterizado que os paleovales tenham sido associados a *grabens* ou que tenham evoluído para estruturas deste tipo, mas esta hipótese não pode ser descartada, pois, pelo menos no primeiro caso, a coincidência entre a posição e orientação dos vales com os lineamentos do embasamento é muito destacada. Passando para uma escala de bacia, sabe-se que ocorreu uma nítida aceleração na subsidência tectônica e total na BP coincidindo com o início da deposição do Grupo Itararé (Canuto *et al. op. cit.*). Além disso, as isópacas (Zalán *et al.* 1987) do Grupo Itararé mostram uma orientação muito acentuada na direção NW-SE, que não persistiu no tempo da deposição da Formação Rio Bonito cujas isópacas têm direção N-S a NE-SW. Nesta época, a borda leste da BP foi afetada por um soerguimento, ligado por Zalán *et al.* (1987) à orogenia Tardi-herciniana, cujo limite sul provavelmente se encontra na área do presente estudo. Os dados locais corroboram, portanto, os modelos em escala regional da sedimentação na BP.

Implicações na gênese e prospecção de filões de fluorita

A localização dos filões nas proximidades de lineamentos NW-SE constatada por diversos autores (*e.g.* Horbach & Marimon 1980) foi adotada como critério prospectivo sem que se procurasse compreender qual a ligação existente entre os filões e estas estruturas. O mesmo ocorreu com a presença de cobertura sedimentar na adjacência dos filões, pois o hiato de 200Ma existente entre as rochas sedimentares e os filões não estimulou a investigação de suas relações. Somam-se, ainda, dois aspectos. O primeiro é a presença de relictos de cobertura sedimentar na parte leste do distrito ser

entendida como uma evidência de que a BP já ocupou toda a área. Assim, o papel da cobertura no aprisionamento dos fluidos mineralizantes também teria corrido em todo o distrito. Ou seja, a presença de cobertura num local não o definiria como mais propício para a formação de um filão; ela o definiria como mais propício para a preservação de filões à erosão. Bastaria apenas, portanto, localizar áreas com cobertura próxima, não havendo motivos para investigar a razão de sua preservação. O segundo refere-se à ausência de cobertura num dado local ter sido atribuída apenas à erosão (nunca se pensou em não deposição). E a erosão, por sua vez, ter sido atribuída a soerguimentos mais recentes e de escala regional (Horbach & Marimon, *op. cit.*, Bastos Neto 1990), fazendo com que as tentativas de delimitar áreas menos afetadas por erosão (Flores *et al.* 1993, Jelinek 2002) fossem efetuadas apenas na escala regional.

Contrariamente ao anteriormente suposto, a presença de cobertura sedimentar no distrito pode não ter sido generalizada. Mais especialmente nas partes leste e norte do distrito, a sedimentação pode ter sido restrita a paleovales, que podem ter sido associados a abatimentos tectônicos e/ou a erosão glacial fortemente controlada por estruturas. Os afloramentos do Grupo Itararé situados ao norte da lagoa de Imaruí (Fig. 2), a mais de 30km da atual borda da BP, devem estar ligados a um paleovale - possivelmente um dos mais extensos e mais profundamente esculpidos no embasamento do distrito e onde a espessura de sedimentos pode ter sido muito maior do que os 250m da AF-II no *graben* de Urussanga, permitindo, portanto, sua preservação. Há cerca de 130Ma, quando se iniciava a formação dos filões de fluorita, a presença de cobertura sedimentar foi determinante no aprisionamento de fluidos e, conseqüentemente, na gênese e distribuição dos filões que, conforme indicam os estudos de inclusões fluidas da fluorita (Dardenne & Savi 1984, Bastos Neto 1990), formaram-se a profundidades de, pelo menos, 500m. Nas partes oeste e sul do distrito, a cobertura sedimentar, somada aos derrames basálticos, atingiu espessuras desta ordem, conforme mostram as isópacas das formações da BP (Zalán *et al.* 1986). Nas partes norte e leste, entretanto, as espessuras foram muito menores, de modo que as condições de cobertura necessárias à formação dos filões foram restritas aos lineamentos NW-SE. Posteriormente, a erosão gerou a configuração atual do distrito e mascarou as relações entre lineamentos NW-SE, cobertura e filões que só puderam ser reconstituídas graças ao estudo do quase oculto *graben* de Urussanga.

O controle dos lineamentos NW-SE na distribuição espacial dos filões foi exercido também em escala local, haja vista a localização dos maiores filões (Segunda

Linha Torrens Principal e São Pedro) ainda no domínio do *graben*. Esta distribuição sugere que a migração dos fluidos mineralizantes em profundidades maiores (lixiviando o F dos granitos) foi fortemente controlada pelas estruturas do lineamento NW-SE. Ao encontrarem as estruturas NNE-SSW, então reativadas e abertas, os fluidos ascenderam até o nível da base da cobertura sedimentar, iniciando a deposição da fluorita. Por estas mesmas estruturas, os fluidos migraram longitudinalmente e estabeleceram-se gradientes geoquímicos, com a formação dos principais filões nas proximidades do ponto de intersecção e de filões sucessivamente menores e com menores teores de CaF₂, à medida em que se afasta da intersecção. Esta configuração é observada no lineamento Canela Grande tanto ao norte como ao sul do *graben* Urussanga.

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

As principais conclusões sobre a evolução tectono-estratigráfica da área de estudo podem ser sintetizadas da seguinte forma. A origem das estruturas de direção NW-SE, como o lineamento de Urussanga, é relacionada à evolução do embasamento. Este lineamento guiou a formação de um vale glacial onde foram depositados os primeiros sedimentos da BP no DFSC, os diamictitos e ritmitos glacio-lacustres da AF-I. Subseqüentemente, o lineamento foi reativado originando um *graben* onde foram depositados 250m de arenitos e pelitos de ambiente marinho raso (AF-II). Sobre a superfície LS2, depositaram-se arenitos de frente deltáica (AF-III), marcando o início da progradação do sistema fluvio-deltáico que se instalou na região (sedimentação não restrita ao *graben*), e arenitos finos a grossos/conglomeráticos (AF-IV), representando a progradação da porção mais continental de um sistema flúvio-deltáico. Não há evidências de que as estruturas NW-SE tenham sido então reativadas. Uma superfície ST2 marca nova mudança paleofisiográfica, com a passagem para ambiente costeiro/estuarino (arenitos de *shoreface* inferior da AF-V); a área do *graben* exerceu controle sobre a formação do estuário. O final deste estágio foi marcado por uma tendência de soerguimento regional mais acentuado na direção norte, onde a AFVI (depósitos de sistema barreira-laguna, com interdigitações de sedimentos flúvio-deltaicos) e a AFVII (depósito marinho raso) depositaram-se com espessuras reduzidas e foram erodidas. Formações mais jovens da BP podem ter sido depositadas no DFSC com espessuras totais de até cerca 400m na parte oeste e com espessuras muito menores (ou não foram depositadas) nas partes norte e leste. Estas foram afetadas por forte

soerguimento e nelas ocorrem relictos da Formação Rio do Sul associados a lineamentos NW-SE que devem representar paleovales ou *grabens* como o de Urussanga.

Apesar da área deste estudo ser a mais estudada de todo o distrito, a ótica diferente aqui adotada (a das estruturas NW-SE) gerou observações e conclusões originais sobre os depósitos mesmo sem estes terem sido objetos de estudos específicos: a distribuição dos filões em relação ao lineamento NW-SE é eminentemente zonada, as dimensões e, principalmente, os teores dos filões diminuem à medida que se afasta das estruturas NW-SE. Este fato evidencia que a migração dos fluidos mineralizantes em profundidades maiores foi fortemente controlada pelas estruturas do lineamento NW-SE, que elas ascenderam até o nível da base da cobertura sedimentar pelas NNE-SSW, então reativadas e abertas, e por elas migraram longitudinalmente depositando fluorita e estabelecendo gradientes geoquímicos.

Conforme indicam os estudos geoquímicos efetuados por diversos autores, a presença de cobertura sedimentar relativamente espessa foi fundamental à gênese da mineralização. Julgava-se, entretanto, que uma cobertura assim existiu por toda a área do distrito, de modo que a presença de rochas sedimentares num dado local significaria apenas uma evidência de que filões poderiam ter sido preservados à erosão. Os resultados do presente trabalho mostram que, apesar do hiato de cerca de 200Ma existente as rochas da BP na área do DFSC e os filões de fluorita, as relações entre os sedimentitos e estes depósitos são, na verdade, muito mais estreitas. Elas remontam à época da sedimentação na BP, pois uma cobertura idealmente espessa certamente nunca existiu uniformemente distribuída por todo o distrito, de modo que o entendimento dos controles sobre a sedimentação ocorrida muito antes da gênese dos filões, este sim, é que permite estabelecer onde existiram locais com as condições de cobertura mínima necessária para formação dos depósitos. Neste sentido, o presente trabalho revelou o papel exercido pelos lineamentos de direção NW-SE como o elemento de ligação que une a história de parte da sedimentação bacia à gênese das mineralizações de fluorita, o que, por sua vez, explica o porquê de filões associados a lineamentos NNE-SSW se localizarem preferencialmente nas proximidades das intersecções com os lineamentos NW-SW, uma relação empiricamente estabelecida, válida, mas nunca antes explicada.

Referências

- ALMEIDA F.F.M. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, Relatório Paulipetro, 187p.
- AMARAL G., BUSHEE J., CORDANI U.G., KAWASHITA K., REYNOLDS J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:117-142.
- ANDRADE S.M., SOARES P.C. 1970. Geologia de Semi-Detalhe do Centro-Leste do Paraná. Relatório Petrobrás-Desul (Rel.400).
- ANDRADE S.M., SOARES P.C. 1971. Geologia do Centro-Leste do Estado de São Paulo. Relatório Petrobrás-Desul (Rel.407).
- ANGEIRAS A.G., TEIXEIRA C.A.S. 1965. Nota sobre a gênese da fluorita de Morro da Fumaça. *Ver. Eng. Min. Met.* 42 (250): 185-189.
- ARTUR P.C., SOARES P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 32 (4): 433-448.
- ASMUS H.E. 1984. Geologia da Margem Continental Brasileira. *In*: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (eds). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, pp.: 443-472.
- BASTOS NETO A.C. 1986. Relatório da pesquisa na área da Mina I. DNPM (9.935/67). Rel. Ined. Disponível na biblioteca do Departamento Nacional da Produção Mineral, Florianópolis.
- BASTOS NETO A.C. 1990. Le district à fluorine de Santa Catarina: minéralisations et altérations hydrothermales dans leur cadre géodynamique. Tese de doutoramento, Université d'Orleans, 420 p.
- BASTOS NETO A.C., TOURAY J.C., CHARVET J., DARDENNE M. 1992. Controle tectonique des minéralisations à fluorine de Santa Catarina, Brésil: filons en décrochement et en extension. *Chron. Rech. Min.*, 507: 43-52.
- BASTOS NETO A.C., TOURAY J.C., DARDENNE M. 1996. Géochimie isotopique (dD) appliquée à l'étude des inclusions fluides de la fluorine du district de Santa Catarina (Brésil): une discussion sur l'origine des solutions minéralisées. *An. Acad. Bras. Ci.*, 68(2): 213-221.

- BHATTACHRYA J.P., WALKER R.G. 1992. Deltas. *In*: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.). *Fácies Models – response to sea level change*. Geological Association of Canada. pp.: 157-177.
- BRITO NEVES B.B., FUCK R.A., CORDANI U.G., THOMAZ FILHO A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics* 1: 495-510.
- CANUTO J.R., SANTOS P.R., ROCHA A.C. 2001. Estratigrafia de seqüências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 31: 107-116.
- CORDANI U.G., NEVES B.B.B., FUCK R.A., PORTO R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro: PETROBRAS, Série Ciência-Técnica-Petróleo, n.15, 70p.
- DARDENNE M.A., SAVI C.N. 1984. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita Segunda Linha Torrens e Cocal (SC). *Rev. Bras. Geociências* 14(2): 120-127.
- DARDENNE M.A., RONCHI L.H., BASTOS NETO A.C., TOURAY J.C. 1997. Geologia da fluorita. S. Schobbenhaus., E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (eds.). *In*. Principais depósitos minerais do Brasil. DNPM/CPRM, Volume IV-b, pp.: 479-508.
- DIAS M.E.R. 1993. Associações microflorísticas dos paleovales do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, Permiano da Bacia do Paraná, Brasil. Porto Alegre, Pesquisas 20(2): 132-140.
- FERREIRA A.C., ALMEIDA T.I. 1989. Tectônica transcorrente e imagens TM-LANDSAT aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Rev. Bras. de Geociências* 19 (2): 207-223.
- FLORES J.A.A., LISBOA N.A., BAPTISTA P.R.D. 1993. Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do Sudeste de Santa Catarina. *Geociências* 12(1): 61-70.
- FRAGOSO CÉSAR A.R. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul_rio-Grandense. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, Anais, 5: 2879-2892.
- FÚLFARO V.J., SAAD A.R., SANTOS M.V., VIANNA R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 12(4): 590-610.

- HACKSPACHER P.C., FLORES J.A.A. 1987. Contribuição sobre o controle estrutural das jazidas de fluorita na estrutura de Canela Grande, sudeste de Santa Catarina. *In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3º, Curitiba, Anais, 543-550.*
- HOFF R. 2002. Integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto, espectrorradiométricos e geofísicos aplicada à prospecção de depósitos filoneanos de fluorita hidrotermal no Sudeste de Santa Catarina. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 167 p.
- HOFF R. BASTOS NETO A.C. ROLIM S.B.A. 2002. Contribuição do estudo aeromagnetométrico e de Imagens Orbitais (TM-LANDSAT 5) ao conhecimento do arcabouço geológico do Distrito Fluorítico de Santa Catarina (Brasil) e suas implicações para a prospecção de fluorita. Porto Alegre. *Pesquisas em Geociências 29(2): 37-52.*
- HOLZ M., CARLUCCI R. 2000. Litoestratigrafia, Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleofisiográfica da zona de borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano. *In: HOLZ, M., DE ROS, L.F. (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO/UFRGS: 303-322.*
- HORBACH R., MARIMON, R.G. 1980. Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de fluorita no sudeste catarinense. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, Anais, 3: 1540- 1551.*
- HORBACH R., MARIMON, R.G. 1982. Contribuição à geologia do Distrito de Fluorita de Santa Catarina. Bull. Tec. .PROJETO RADAM-BRASIL, Salvador, Ser. Geol. 1, 99p.
- JELINEK A.R.J. 1997. Análise por traços de fissão em apatitas (AFTA) da encaixante dos depósitos de fluorita filoneana do Sudeste Catarinense: uma evolução hidrotermal polifásica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 200 p.
- JELINEK A.R.J. 2002 Evolução geológica do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: estudo integrado de mineralogia, geoquímica e termotectônica por traços de fissão em apatita. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v, 204 p.

- KREBS A.S.J., MENEZES F.N.R., RODRIGUES T.L.N. 1984. Carvão e relação com sistemas deposicionais na região de Taió, Santa Catarina. *In: Congresso Brasileiro de Geologia. XXXIII, Rio de Janeiro. Anais, p. 1204-22.*
- MARTINS FILHO P.J., RONCHI L.H., BASTOS NETO A.C., ALTHOFF F.C. 2003. Contribuição do estudo da raiz do filão Cocal (inclusões fluídas e ETR) ao modelamento dos depósitos minerais de fluorita do sudeste catarinense. *In. L.H. RONCHI & F.J. ALTHOFF (org.). Caracterização e modelamento de depósitos minerais. São Leopoldo, Editora Unisinos, p.: 243-266.*
- MIALL A.D. 1992. Alluvial deposits. *In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.) Fácies Models – response to sea level change. Geological Association of Canada. pp.:119-142.*
- MILANI E.J. 1997. Evolução tectôno-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v, 255 p.
- MORGENTAL A. 1984. Caracterização dos depósitos de fluorita. Projeto fluorita no sudeste de Santa Catarina. Relatório Preliminar, Etapa 2. Porto Alegre, CPRM, 130p.
- MORGENTAL A. 1985. Prospecção hidrogeoquímica para fluorita no sudeste catarinense. *In. Simp. Sul-Bras. Geol., 2, Florianópolis, (1985). Ann. Soc. Brás. Geol., São Paulo, pp.:234-247.*
- MORGENTAL A. & KIRCHNER C.A. 1983. Síntese do mapa previsional do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. *In. Simp. Brás. de Geol.1, Porto Alegre, 1983. Anais... SBG, p: 294-306*
- PUTZER H.F. 1953. Distrofismo germanótipo e sua relação com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. *Bol. Soc. Geol. 2(1): 37-74.*
- RAMOS A.N. 1970. Aspectos paleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. *Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro, 13(3/4): 85-93.*
- ROCHA F.F. 1997. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita da parte norte do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 188 p.
- ROSTIROLLA S.P., ASSINE M.L., FERNANDES, L.A., ARTUR P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O

- exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4): 639-648.
- SALLET R.G. 1988. Étude pétrologique et métallogénique d'un secteur du district à fluorine de Santa Catarina, Brésil. Les granitoïdes précambriens monzonitiques source probable de la fluorine filonienne post-jurassique. Tese de doutoramento, Université de Paris, 233p.
- SALLET R.G., MORITZ R., FONTIGNIE D. 1996. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics at the post-jurassic Santa Catarina Fluorite District, Brazil. Genetic model and age implications. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador, Anais, 7:328-331.
- SAVI C.N. 1980. Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma (SC). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 112p.
- SAVI C.N., DARDENNE M.A. 1980. Zonação, paragênese e controles da mineralização de fluorita do filão Segunda Linha Torrens, Município de Morro da Fumaça, SC. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 31, Camboriú, Anais, 3:1743-1757.
- SCHNEIDER R.L., MÜHLMANN H., TOMMASI E., MEDEIROS R.A., DAEMON R.F., NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA. Anais. 4:1378-89.
- SILVA M.A.S. 2000. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Criciúma, Folha SH.22-X-B. Estado de Santa Catarina. Escala 1:250000. CPRM, Brasília.
- SOARES P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e Gênese. *In: SBG, Cong. Brás. de Geol.*, 28, Porto Alegre. Anais 1: 107-121.
- SOARES P.C., BARCELOS P.E., CSORDAS S.M. 1982. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo: Relatório RT-342/82, Paulipetro. Consórcio CESP/IPT.
- TASSINARI C.G., FLORES J.A. 1992. Aplicação dos isótopos de Sr e Nd na mineralização de fluorita do poço 5, Segunda Linha Torrens, sudeste de Santa Catarina. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.* 37, São Paulo, Anais 1: 259-260.
- TEIXEIRA C.A.S. 1969. Relatório de datações geocronológicas do projeto básico da região leste e do projeto específico da fluorita. DNPM, Porto Alegre, 39p. Rel. Ined.

- WALKER R.G. 1992. Fácies, fácies models and modern stratigraphy concepts. *In*: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.) Facies models - response to sea level change. Geological Association of Canada. pp.: 1-14.
- WALKER R.G., PLINT A.G. 1992. Wave and storm dominated shallow marine system. *In*: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.) Facies models - response to sea level change. Geological Association of Canada. pp.: 219-238.
- ZALÁN P.V., WOLFF S., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA L.S., CONCEIÇÃO J.C.J., APPI V.T., NETO E.V.S., CERQUEIRA J.R., MERQUES A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In*: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (eds.) Interior cratonic Basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 51, pp.681-708.
- ZALÁN P.V., WOLFF S., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA L.S., CONCEIÇÃO J.C.J., APPI V.T., NETO E.V.S., CERQUEIRA J.R., MARQUES A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. Tulsa: AAPG Memoir 51, p.681-708.
- ZALÁN P.V., WOLFF S., CONCEIÇÃO J.C.J., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA L.S., APPI V.T., ZANNOTO O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. III Simp. Bras. de Geol. 1: 441-473.

5. SÍNTESE INTEGRADORA

A origem das estruturas de direção NW-SE, como o lineamento de Urussanga, é relacionada à evolução do embasamento. Este lineamento guiou a formação de um vale glacial onde foram depositados os primeiros sedimentos da BP no DFSC, os diamictitos e ritmitos glacio-lacustres da AF-I. Subseqüentemente, o lineamento foi reativado originando um *graben* onde foram depositados 250m de arenitos e pelitos de ambiente marinho raso (AF-II). Sobre a superfície LS2, depositaram-se arenitos de frente deltáica (AF-III), marcando o início da progradação do sistema fluvio-deltáico que se instalou na região (sedimentação não restrita ao *graben*), e arenitos finos a grossos/conglomeráticos (AF-IV), representando a progradação da porção mais continental de um sistema flúvio-deltáico. Não há evidências de que as estruturas NW-SE tenham sido então reativadas. Uma superfície ST2 marca nova mudança paleofisiográfica, com a passagem para ambiente costeiro/estuarino (arenitos de *shoreface* inferior da AF-V); a área do *graben* exerceu controle sobre a formação do estuário. O final deste estágio foi marcado por uma tendência de soerguimento regional mais acentuado na direção norte, onde a AFVI (depósitos de sistema barreira-laguna, com interdigitações de sedimentos flúvio-deltaicos) e a AFVII (depósito marinho raso) depositaram-se com espessuras reduzidas e foram erodidas. Formações mais jovens da Bacia do Paraná podem ter sido depositadas no DFSC com espessuras totais de até cerca 400m na parte oeste e com espessuras muito menores (ou não foram depositadas) nas partes norte e leste. Estas foram afetadas por forte soerguimento e nelas ocorrem relictos da Formação Rio do Sul associados a lineamentos NW-SE que devem representar paleovales ou *grabens* como o de Urussanga.

Apesar da área deste estudo ser a mais estudada de todo o distrito, a ótica diferente aqui adotada (a das estruturas NW-SE) gerou observações e conclusões originais sobre os depósitos mesmo sem estes terem sido objetos de estudos específicos: a distribuição dos filões em relação ao lineamento NW-SE é eminentemente zonada, as dimensões e, principalmente, os teores dos filões diminuem à medida que se afasta das estruturas NW-SE. Este fato evidencia que a migração dos fluidos mineralizantes em profundidades maiores foi fortemente controlada pelas estruturas do lineamento NW-SE, que elas ascenderam até o nível da base da cobertura sedimentar pelas NNE-SSW,

então reativadas e abertas, e por elas migraram longitudinalmente depositando fluorita e estabelecendo gradientes geoquímicos.

Conforme indicam os estudos geoquímicos efetuados por diversos autores, a presença de cobertura sedimentar relativamente espessa foi fundamental à gênese da mineralização. Julgava-se, entretanto, que uma cobertura assim existiu por toda a área do distrito, de modo que a presença de rochas sedimentares num dado local significaria apenas uma evidência de que filões poderiam ter sido preservados à erosão. Os resultados do presente trabalho mostram que, apesar do hiato de cerca de 200Ma existente as rochas da BP na área do DFSC e os filões de fluorita, as relações entre os sedimentitos e estes depósitos são, na verdade, muito mais estreitas. Elas remontam à época da sedimentação na BP, pois uma cobertura idealmente espessa certamente nunca existiu uniformemente distribuída por todo o distrito, de modo que o entendimento dos controles sobre a sedimentação ocorrida muito antes da gênese dos filões, este sim, é que permite estabelecer onde existiram locais com as condições de cobertura mínima necessária para formação dos depósitos. Neste sentido, o presente trabalho revelou o papel exercido pelos lineamentos de direção NW-SE como o elemento de ligação que une a história de parte da sedimentação bacia à gênese das mineralizações de fluorita, o que, por sua vez, explica o porquê de filões associados a lineamentos NNE-SSW se localizarem preferencialmente nas proximidades das intersecções com os lineamentos NW-SW, uma relação empiricamente estabelecida, válida, mas nunca antes explicada.

Referências:

- ALMEIDA F.F.M. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, Relatório Paulipetro, 187p.
- AMARAL G., BUSHEE J., CORDANI U.G., KAWASHITA K., REYNOLDS J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31:117-142.
- ANDRADE S.M., SOARES P.C. 1970. Geologia de Semi-Detalhe do Centro-Leste do Paraná. Relatório Petrobrás-Desul (Rel.400).
- ANDRADE S.M., SOARES P.C. 1971. Geologia do Centro-Leste do Estado de São Paulo. Relatório Petrobrás-Desul (Rel.407).
- ANGEIRAS A.G., TEIXEIRA C.A.S. 1965. Nota sobre a gênese da fluorita de Morro da Fumaça. *Ver. Eng. Min. Met.* 42 (250): 185-189.
- ARTUR P.C., SOARES P.C. 2002. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 32 (4): 433-448.
- ASMUS H.E. 1984. Geologia da Margem Continental Brasileira. *In*: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (eds). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, pp.: 443-472.
- BARBANSON L., BASTOS NETO A.C. 1992. Hydroandradite titanifère fluorée et grenat (Spe₃₉ Gro₃₃ Alm₂₃ And₆) fluoré des granitoïdes du district à fluorine de Santa Catarina (Brésil): description minéralogique, mécanisme d'incorporation du fluor, signification pétrologique et métalogénique. *Comptés Rendus de L'Académie des Sciences Serie II - Fascicule*, Paris, v. 314, n. 2, p. 63-69.
- BASTOS NETO A.C. 1986. Relatório da pesquisa na área da Mina I. DNPM (9.935/67). Rel. Ined. Disponível na biblioteca do Departamento Nacional da Produção Mineral, Florianópolis.
- BASTOS NETO A.C. 1990. Le district à fluorine de Santa Catarina: minéralisations et altérations hydrothermales dans leur cadre géodynamique. Tese de doutoramento, Université d'Orleans, 420 p.
- BASTOS NETO A.C., TOURAY J.C., CHARVET J., DARDENNE M. 1992. Controle tectonique des minéralisations à fluorine de Santa Catarina, Brésil: filons en décrochement et en extension. *Chron. Rech. Min.*, 507: 43-52.

- BASTOS NETO A.C., SAVI C.N. 1985. Observações sobre mecanismos de abertura e fases de preenchimento de alguns filões de fluorita do sudeste catarinense. *In*: 2th Simp. Sul-Bras. Geol., Florianópolis – Ann. Soc. Bras. Geol., São Paulo, pp. 215-288.
- BASTOS NETO A.C., TOURAY J.C., DARDENNE M. 1996. Géochimie isotopique (dD) appliquée à l'étude des inclusions fluides de la fluorine du district de Santa Catarina (Brésil): une discussion sur l'origine des solutions minéralisées. *An. Acad. Bras. Ci.*, 68(2): 213-221.
- BEVILACQUA C. 1973. Perfil analítico da fluorita. *Bull. Dep. Nas. Prod. Min.* 14: 1-40.
- BHATTACHRYA J.P., WALKER R.G. 1992. Deltas. *In*: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.). *Facies Models – response to sea level change*. Geological Association of Canada. pp.: 157-177.
- BRITO NEVES B.B., FUCK R.A., CORDANI U.G., THOMAZ FILHO A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics* 1: 495-510.
- CANUTO J.R., SANTOS P.R., ROCHA A.C. 2001. Estratigrafia de seqüências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 31: 107-116.
- CORDANI U.G., NEVES B.B.B., FUCK R.A., PORTO R., THOMAZ FILHO, A., CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro: PETROBRAS, Série Ciência-Técnica-Petróleo, n.15, 70p.
- DARDENNE M.A., SAVI C.N. 1984. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita Segunda Linha Torrens e Cocal (SC). *Rev. Bras. Geociências* 14(2): 120-127.
- DARDENNE M.A. 1985. Os depósitos de fluorita da região Sul do Brasil. *In*: 2th Simp. Sul-Bras de Geologia, Florianópolis. Ann. Soc. Brás. Geol. São Paulo. pp. 201-214.
- DARDENNE M.A., TOURAY J.C. 1988. La fluorine du Brésil. Gisements filoniens traditionnels et nouveaux types de minéralisations. *Chron. Rech. Minière* 490: 35-46.
- DARDENNE M.A., RONCHI L.H., BASTOS NETO A.C., TOURAY J.C. 1997. Geologia da fluorita. S. Schobbenhaus., E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho (eds.). *In*. Principais depósitos minerais do Brasil. DNPM/CPRM, Volume IV-b, pp.: 479-508.

- DIAS M.E.R. 1993. Associações microflorísticas dos paleovales do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, Permiano da Bacia do Paraná, Brasil. Porto Alegre, Pesquisas 20(2): 132-140.
- FERREIRA L.A.D. 1969. Relatório da geologia da quadrícula de rio Fortuna, SC. Dep. Nac. Prod. Min. 1º Dist.; Porto Alegre. p. 19. Bib DNPM, Florianópolis.
- FERREIRA A.C., ALMEIDA T.I. 1989. Tectônica transcorrente e imagens TM-LANDSAT aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. Rev. Bras. de Geociências 19 (2): 207-223.
- FLORES J.A.A., LISBOA N.A., BAPTISTA P.R.D. 1993. Caracterização morfotectônica e morfoestrutural do Sudeste de Santa Catarina. Geociências 12(1): 61-70.
- FRAGOSO CÉSAR A.R. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul_rio-Grandense. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, Anais, 5: 2879-2892.
- FRIEDMAN I. 1953. Deuterium content of material waters and other substances. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 89.
- FÚLFARO V.J., SAAD A.R., SANTOS M.V., VIANNA R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 12(4): 590-610.
- HACKSPACHER P.C., FLORES J.A.A. 1987. Contribuição sobre o controle estrutural das jazidas de fluorita na estrutura de Canela Grande, sudeste de Santa Catarina. *In*: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3º, Curitiba, Anais, 543-550.
- HOFF R. 2002. Integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto, espectrorradiométricos e geofísicos aplicada à prospecção de depósitos filonéticos de fluorita hidrotermal no Sudeste de Santa Catarina. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 167 p.
- HOFF R. BASTOS NETO A.C. ROLIM S.B.A. 2002. Contribuição do estudo aeromagnetométrico e de Imagens Orbitais (TM-LANDSAT 5) ao conhecimento do arcabouço geológico do Distrito Fluorítico de Santa Catarina (Brasil) e suas implicações para a prospecção de fluorita. Porto Alegre. *Pesquisas em Geociências* 29(2): 37-52.
- HOLZ M., CARLUCCI R. 2000. Litoestratigrafia, Estratigrafia de Sequências e Evolução Paleofisiográfica da zona de borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do

- Sul durante o Eo-Permiano. *In*: HOLZ, M., DE ROS, L.F. (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO/UFRGS: 303-322.
- HORBACH R., MARIMON, R.G. 1980. Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de fluorita no sudeste catarinense. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, Anais, **3**: 1540- 1551.
- HORBACH R., MARIMON, R.G. 1982. Contribuição à geologia do Distrito de Fluorita de Santa Catarina. Bull. Tec. .PROJETO RADAM-BRASIL, Salvador, Ser. Geol. 1, 99p.
- JEBRAK M. 1984. Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque français et marrocaïn. Thèse Univ. d'Orléans, 486p.
- JELINEK A.R.J. 1997. Análise por traços de fissão em apatitas (AFTA) da encaixante dos depósitos de fluorita filoneana do Sudeste Catarinense: uma evolução hidrotermal polifásica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 200 p.
- JELINEK A.R.J. 2002 Evolução geológica do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: estudo integrado de mineralogia, geoquímica e termotectônica por traços de fissão em apatita. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v, 204 p.
- KREBS A.S.J., MENEZES F.N.R., RODRIGUES T.L.N. 1984. Carvão e relação com sistemas deposicionais na região de Taió, Santa Catarina. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia. XXXIII, Rio de Janeiro. Anais, p. 1204-22.
- MARAGNO O. 1987. Mina São Pedro. *In*: 2th Cong. Brás. de Geoquímica, Porto Alegre. pp. 153-155.
- MARTINS FILHO P.J., RONCHI L.H., BASTOS NETO A.C., ALTHOFF F.C. 2003. Contribuição do estudo da raiz do filão Cocal (inclusões fluídas e ETR) ao modelamento dos depósitos minerais de fluorita do sudeste catarinense. *In*. L.H. RONCHI & F.J. ALTHOFF (org.). Caracterização e modelamento de depósitos minerais. São Leopoldo, Editora Unisinos, p.: 243-266.
- MIALL A.D. 1992. Alluvial deposits. *In*: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.) Fácies Models – response to sea level change. Geological Association of Canada. pp.:119-142.

- MILANI E.J. 1997. Evolução tectôno-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v, 255 p.
- MOLLER P., PAREKH P.P., SCHNEIDER H.J. 1976. The Application of Tb/Ca abundance ratios to problems of fluorspar genesis. *Mineral. Deposita*, 11: 111-116.
- MORGENTAL A. 1984. Caracterização dos depósitos de fluorita. Projeto fluorita no sudeste de Santa Catarina. Relatório Preliminar, Etapa 2. Porto Alegre, CPRM, 130p.
- MORGENTAL A. 1985. Prospecção hidrogeoquímica para fluorita no sudeste catarinense. In. Simp. Sul-Bras. Geol., 2, Florianópolis, (1985). *Ann. Soc. Brás. Geol.*, São Paulo, pp.:234-247.
- MORGENTAL A. & KIRCHNER C.A. 1983. Síntese do mapa previsional do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. In. Simp. Brás. de Geol.1, Porto Alegre, 1983. *Anais... SBG*, p: 294-306
- PUTZER H.F. 1953. Distrofismo germanótipo e sua relação com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. *Bol. Soc. Geol.* 2(1): 37-74.
- RAMOS A.N. 1970. Aspectos paleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 13(3/4): 85-93.
- ROCHA F.F. 1997. Geologia e geoquímica dos filões de fluorita da parte norte do Distrito Fluorítico de Santa Catarina. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 188 p.
- ROCHA F.F., BASTOS NETO A.C. 1999. Geologia e geoquímica (etr e inclusões fluidas) das mineralizações (F, Ba) da parte norte do distrito fluorítico de Santa Catarina, sul do Brasil. *Pesquisas*, Porto Alegre, v. 26(2), n.2, p. 3-19.
- ROSTIROLLA S.P., ASSINE M.L., FERNANDES, L.A., ARTUR P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências* 30(4): 639-648.
- SALLET R.G. 1988. Étude pétrologique et métallogénique d'un secteur du district à fluorine de Santa Catarina, Brésil. Les granitoïdes précambriens monzonitiques source probable de la fluorine filonienne post-jurassique. Tese de doutoramento, Université de Paris, 233p.

- SALLET R.G., MORITZ R., FONTIGNIE D. 1996. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics at the post-jurassic Santa Catarina Fluorite District, Brazil. Genetic model and age implications. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador, Anais, 7:328-331.
- SAVI C.N. 1980. Gênese e controle das mineralizações de fluorita da região de Criciúma (SC). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 112p.
- SAVI C.N., DARDENNE M.A. 1980. Zonação, paragênese e controles da mineralização de fluorita do filão Segunda Linha Torrens, Município de Morro da Fumaça, SC. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 31, Camboriú, Anais, 3:1743-1757.
- SCHNEIDER R.L., MÜHLMANN H., TOMMASI E., MEDEIROS R.A., DAEMON R.F., NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA. Anais. 4:1378-89.
- SCHEIBE L.F. 1986. Geologia e petrologia do distrito alcalino de Lages, SC. Thèse Univ. de São Paulo, 224p.
- SILVA M.A.S. 2000. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Criciúma, Folha SH.22-X-B. Estado de Santa Catarina. Escala 1:250000. CPRM, Brasília.
- SOARES P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e Gênese. *In: SBG, Cong. Brás. de Geol.*, 28, Porto Alegre. Anais 1: 107-121.
- SOARES P.C., BARCELOS P.E., CSORDAS S.M. 1982. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo: Relatório RT-342/82, Paulipetro. Consórcio CESP/IPT.
- TASSINARI C.G., FLORES J.A. 1992. Aplicação dos isótopos de Sr e Nd na mineralização de fluorita do poço 5, Segunda Linha Torrens, sudeste de Santa Catarina. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.* 37, São Paulo, Anais 1: 259-260.
- TEIXEIRA C.A.S. 1968. Jazimentos de fluorita no estado de Santa Catarina. Dep. Nac. Prod. Min., 1º Distr. Porto Alegre. Bib. DNPM, Florianópolis.
- TEIXEIRA C.A.S. 1969. Relatório de datações geocronológicas do projeto básico da região leste e do projeto específico da fluorita. DNPM, Porto Alegre, 39p. Rel. Ined.
- WALKER R.G. 1992. Fácies, fácies models and modern stratigraphy concepts. *In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.) Facies models - response to sea level change. Geological Association of Canada.* pp.: 1-14.

- WALKER R.G., PLINT A.G. 1992. Wave and storm dominated shallow marine system.
In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.) Facies models - response to sea level change. Geological Association of Canada. pp.: 219-238.
- WILLIG, C.D. 1973. Observações sobre os controles e a gênese dos depósitos de fluorita de Santa Catarina. *Rev. Eng. Min. Met., Rio de Janeiro, 343: 36-41.*
- ZALÁN P.V., WOLFF S., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA L.S., CONCEIÇÃO J.C.J., APPI V.T., NETO E.V.S., CERQUEIRA J.R., MERQUES A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (eds.) Interior cratonic Basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 51, pp.681-708.*
- ZALÁN P.V., WOLFF S., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA L.S., CONCEIÇÃO J.C.J., APPI V.T., NETO E.V.S., CERQUEIRA J.R., MARQUES A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *Tulsa: AAPG Memoir 51, p.681-708.*
- ZALÁN P.V., WOLFF S., CONCEIÇÃO J.C.J., ASTOLFI M.A.M., VIEIRA L.S., APPI V.T., ZANNOTO O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *III Simp. Bras. de Geol. 1: 441-473.*
- WHITE I.C. 1908. Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas ao Sul do Brasil. Rio de Janeiro, Com. Est. Minas Carvão de Pedra do Brasil. Pt. 1. 300p.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)