

Capítulo 1

Introdução

1.1 Motivação

A constatação da presença de óleo nas galerias de uma das minas de carvão da Carbonífera Catarinense, município de Lauro Müller (SC), despertou o interesse pela identificação da sua rocha geradora e pelo entendimento dos processos geológicos responsáveis por essa acumulação.

Na região considerada, podem ser apontados como intervalos potencialmente geradores de hidrocarbonetos os folhelhos pretos betuminosos da Formação Irati e os carvões da Formação Rio Bonito. Os intervalos geradores da Formação Irati, com seus elevados valores de carbono orgânico e índice de hidrogênio, apresentam potencial para a geração de óleo. Os carvões, por serem constituídos predominantemente por matéria orgânica lenhosa, apresentam potencial para gás.

Apesar de apresentar matéria orgânica em quantidade e qualidade adequadas à geração de óleo, o soterramento, na maior parte da bacia, foi insuficiente para maturar a Formação Irati. Seus intervalos geradores encontram-se maduros apenas nas proximidades das intrusivas relacionadas ao evento Serra Geral. Assim, o sistema petrolífero envolvendo a Formação Irati pode ser definido como atípico (Magoon e Dow, 1994) ou não convencional (Rodrigues, 1995).

Apesar dos diversos trabalhos relacionados ao efeito térmico das rochas intrusivas na Formação Irati, o tema ainda demanda estudos devido à complexidade dos fatores que influenciam a extensão da alteração termal sofrida pelas rochas encaixantes, tais como: espessura e profundidade da intrusão ígnea, estágio de maturação original e condutividade térmica da encaixante. Este último pode ser considerado crítico no caso da Formação Irati, visto que a mesma apresenta grande variabilidade litológica devido, em parte, à grande extensão areal que ocupa na bacia.

1.2 Objetivos

- 1) Correlacionar o óleo encontrado em Lauro Muller (SC) à sua rocha geradora e compreender os fatores geológicos que propiciaram a acumulação de óleo na região.
- 2) Avaliar o efeito térmico de soleiras de diabásio intrudidas na Formação Irati no poço CAT 204, realizado pela Carbonífera Catarinense, principalmente no que tange às alterações dos parâmetros moleculares de maturação.

Contexto geológico Regional: A Bacia do Paraná

2.1 Localização e aspectos gerais

A Bacia do Paraná localiza-se na porção centro-oriental da América do Sul, possuindo uma área de mais de 1 milhão de quilômetros quadrados em território brasileiro, estende-se aos países vizinhos Paraguai, Argentina e Uruguai, com uma área adicional de 400.000 km² (fig. 2.1). A bacia possui forma elíptica de orientação NNE-SSW e apresenta dois terços de sua superfície coberta por rochas basálticas de idade eocretácica.

A Bacia do Paraná se enquadra no conceito de bacia intracratônica, que é aplicado a uma região de sedimentação suportada por um embasamento consolidado; um domínio crustal caracterizado por elevada resistência a esforços originados em margens de placas. A origem e os mecanismos de subsidência de sinéclises intracratônicas são ainda pouco compreendidos. Alguns modelos para explicá-las incluem: distensão litosférica seguida de subsidência térmica, aumento da densidade litosférica devido à mudança de fase relacionada a metamorfismo induzido por anomalia térmica e desequilíbrio mecânico produzido pela aplicação de esforços horizontais intraplaca (Chang *et alii*, 1990).

A bacia passou por vários estágios evolutivos desde a sua implantação, caracterizados por diferentes depocentros e estilos de sedimentação, configurando, desta forma, várias “Bacias do Paraná”. O aumento da litosfera continental na margem sul do Gondwana foi um importante fator para a progressiva continentalização da bacia, contribuindo para seu isolamento em relação ao oceano. A bacia, que inicialmente era um golfo aberto às águas do Panthalassa, passou a uma configuração de depressão intracratônica.



Fig. 2.1 – Localização da Bacia do Paraná (extraído de Milani & Ramos, 1998).

2.2 Estrutura do embasamento

Inicialmente, foi proposto que o embasamento da bacia seria constituído por um “núcleo cratônico”, também chamado de Bloco Paraná, limitado por faixas móveis brasileiras (Cordani *et alii*, 1984; Zalán *et alii*, 1990). A característica fundamental desta unidade tectônica interpretada como um cráton brasileiro seria sua estabilidade durante os eventos tectônicos do Neoproterozóico-Eopaleozóico.

Milani (1997) contesta a existência de um cráton central, argumentando que uma área cratônica é caracterizada por grande estabilidade, sendo pouco provável que sobre ela se desenvolva um processo de subsidência e conseqüente empilhamento sedimentar, uma vez que, na região central da bacia ocorrem as maiores espessuras de sedimentos

(fig. 2.2). O autor apresentou uma nova interpretação para a compartimentação tectônica da bacia, ilustrada na figura 2.3, sugerindo a ocorrência de um novo elemento tectônico, denominado faixa móvel do Rio Paraná, na mesma região interpretada anteriormente como “núcleo cratônico”. Esta faixa móvel ocorreria entre dois domínios possivelmente correspondentes a terrenos ou microplacas brasileiras, o bloco do Rio Aporé e o bloco do Rio Paranapanema.

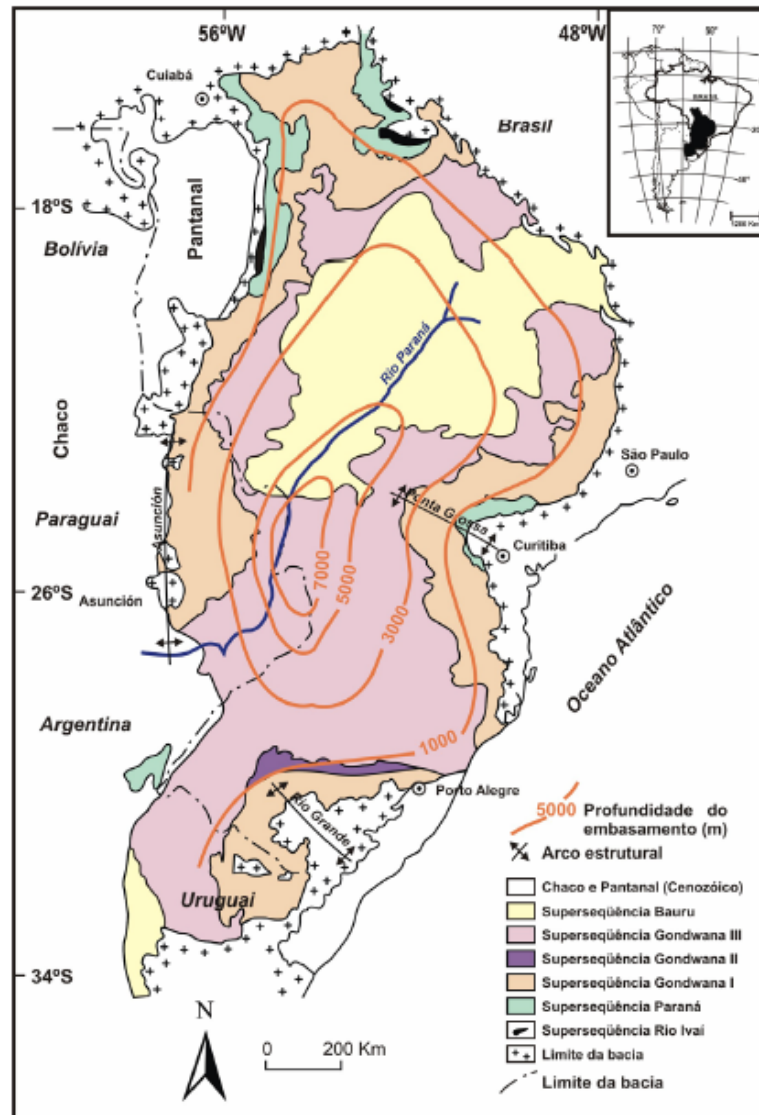


Fig. 2.2 – Mapa geológico simplificado da Bacia da Bacia do Paraná com a profundidade do embasamento (extraído de Milani, 1997).

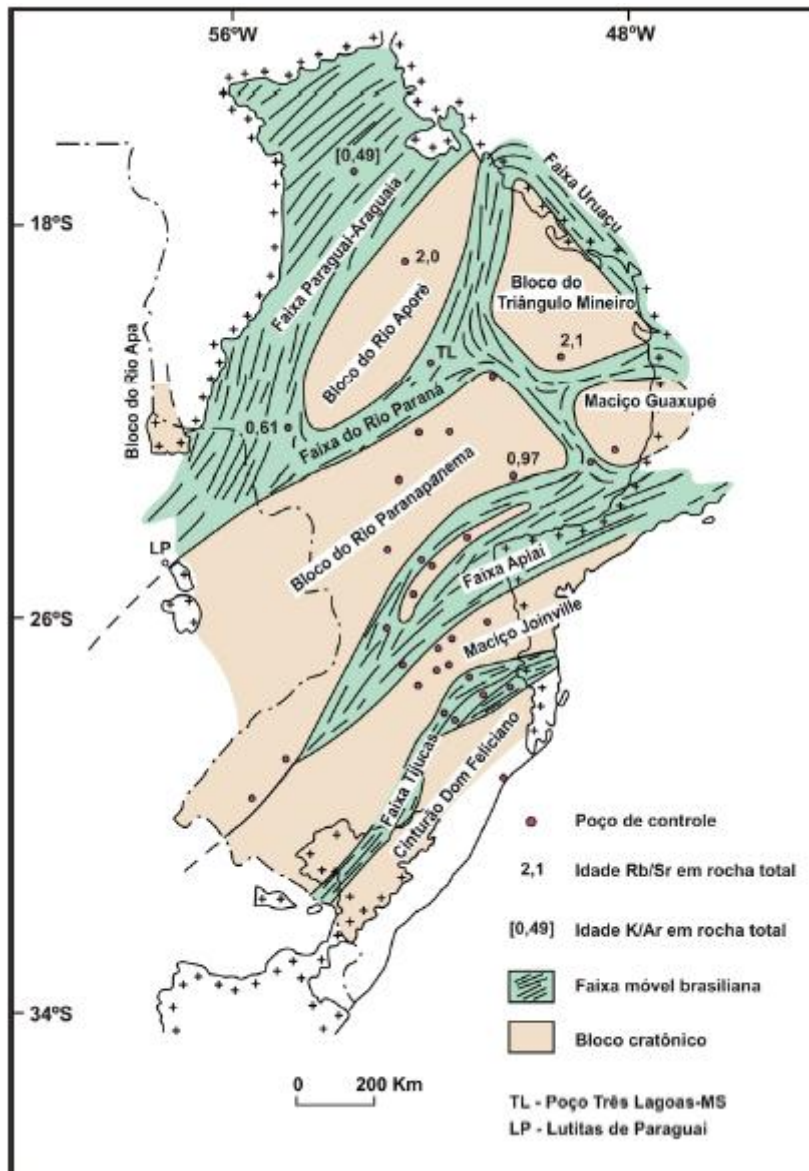


Fig. 2.3 – Compartimentação tectônica da Bacia do Paraná (extraído de Milani, 1997).

2.3 Arcabouço estratigráfico

A sedimentação da Bacia do Paraná ocorreu entre o Ordoviciano superior e Cretáceo superior, documentando assim quase 400 Ma de história deposicional (fig. 2.4). Milani (1997) reconheceu seis unidades aloestratigráficas de 2ª ordem ou superseqüências: Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Jurássico superior-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maastrichtiano). Essas superseqüências constituem o registro de períodos de acumulação separados por intervalos de erosão regional generalizada.

A supersequência Rio Ivaí corresponde ao pacote sedimentar mais antigo da Bacia do Paraná. O pacote ordovício-siluriano possui ampla distribuição na bacia. Sua espessura, entretanto, não é uniforme. As seções mais espessas ocorrem em calhas alongadas orientadas NE-SW. Além disso, há uma tendência de espessamento para oeste, atingindo cerca de 1000 m na porção paraguaia da bacia. É composta pelos conglomerados e arenitos da Formação Alto Garças, os diamictitos da Formação Iapó e os siltitos e folhelhos fossilíferos da Formação Vila Maria. Os folhelhos da formação mais superior constituem a máxima transgressão marinha do ciclo ordovício-siluriano.

O pacote devoniano da Bacia do Paraná (supersequência Paraná) é composto pelos arenitos continentais a transicionais da Formação Furnas cobertos pelos sedimentos predominantemente pelíticos da Formação Ponta Grossa. Os folhelhos do Emsiano marcam condições de máxima paleobatimetria do mar devoniano.

O limite entre os pacotes de idade devoniana e carbonífera é marcado por uma ampla superfície de discordância, que representa uma lacuna ao redor de 55 Ma no registro sedimentar da bacia. Este hiato, observado nas outras bacias intracratônicas brasileiras, é resultado, em grande parte, da grande glaciação gondwânica, cujo clímax se deu durante o Mississípiano.

A supersequência Gondwana I sucedeu o ápice da glaciação gondwânica. Seus estratos inferiores, pertencentes ao Grupo Itararé (Formação Aquidauana na porção norte da bacia), correspondem ao período de degelo, fase em que houve uma retomada da sedimentação na bacia. A sedimentação de degelo é caracterizada pela ocorrência de fluxo de detritos e ressedimentação, sendo a porção basal do Grupo Itararé marcada pela presença de espessos pacotes de diamictitos. Outros elementos característicos de sedimentação glaciogênica são observados no Grupo Itararé, tais como: tilitos, varvitos e estrias glaciais. Sucede-se ao Grupo Itararé, a sedimentação do Grupo Guatá, um intervalo transgressivo que culminou na deposição dos folhelhos marinhos da Formação Palermo, quando foram atingidas as condições de máxima inundação marinha da supersequência Gondwana I. Acima, uma espessa seção regressiva, o Grupo Passa Dois, marca o trato de sistemas de mar alto. A base dessa unidade é marcada pela presença dos folhelhos pretos betuminosos da Formação Irati, depositados em um ambiente marinho restrito hipersalino, condição que favorece a preservação da matéria orgânica.

A partir daí, a sedimentação continental passa progressivamente a dominar na bacia, culminando na deposição dos sedimentos eólicos eotriássicos das formações Sanga do Cabral e Pirambóia. Este evento de continentalização dos sistemas

deposicionais da bacia acompanhou o ciclo orogênico ocorrido na margem meridional gondwânica durante o fim do Paleozóico e início do Triássico, conhecida como orogenia Sanrafaélica (Milani, 1997).

A supersequência Gondwana II, constituída predominantemente pelos pelitos fossilíferos da Formação Santa Maria, apresenta uma distribuição espacial restrita dentro da bacia. Sua ocorrência limita-se a áreas do Rio Grande do Sul e do Uruguai e abriga um abundante conteúdo fossilífero de tetrápodes de idade meso a neotriássica.

Os arenitos eólicos da Formação Botucatu, de idade neojurássica a eocretácica e os derrames basálticos da Formação Serra Geral, que datam do Cretáceo inferior, constituem a supersequência Gondwana III. Nesta época, o clima árido dominava amplas regiões do Gondwana, dando origem a paleodesertos como o Botucatu. Sobrepondo o arenito Botucatu, encontram-se os basaltos da Formação Serra Geral, cuja origem está relacionada ao regime distensivo instalado no Pangea àquela época, que culminou na abertura do Atlântico Sul.

Como conseqüência do resfriamento das rochas ígneas do evento Serra Geral, instalou-se, na Bacia do Paraná, um período de subsidência térmica, que abrigou a supersequência Bauru. O pacote neocretácico é constituído por um conjunto de rochas sedimentares de origem aluvial, fluvial e eólica que encerraram a história deposicional da Bacia do Paraná.

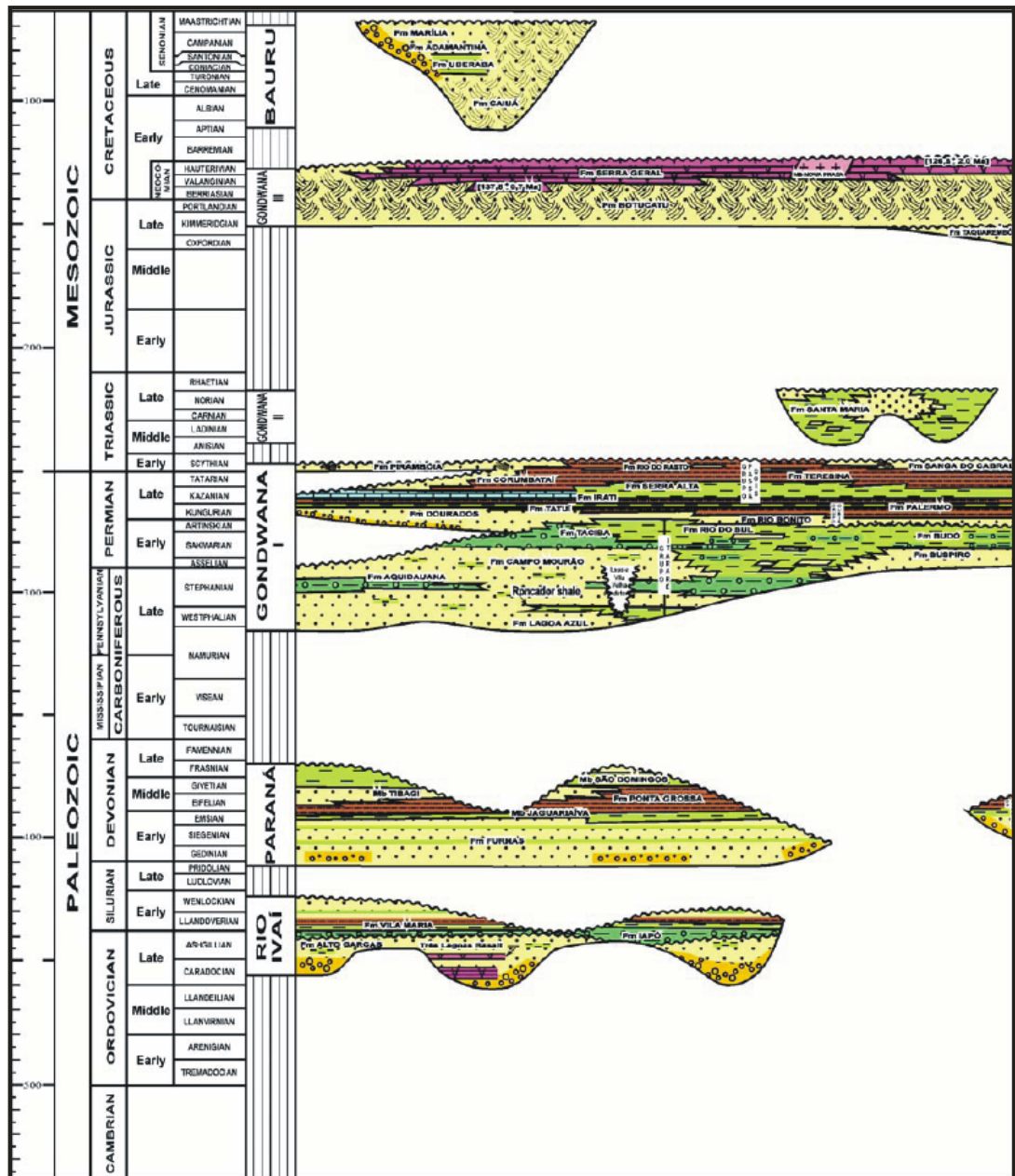


Fig. 2.4 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani, 1997).

2.4 Arcabouço estrutural

Na Bacia do Paraná, destacam-se três *trends* principais de estruturas lineares: NW-SE, NE-SW e E-O, sendo os dois primeiros onipresentes na bacia (fig. 2.5). Tais direções foram reconhecidas através de análise de lineamentos e mapas aeromagnetométricos e interpretadas como zonas de fraqueza do embasamento reativadas durante a história geológica da bacia (Zalán *et alii*, 1990).

As estruturas com orientação NW-SE foram fortemente reativadas no Juro-Cretáceo durante o evento de quebra do supercontinente Gondwana. Há grande

incidência de diques com essa orientação, com evidências de que em muitos casos, a deformação ocorreu devido à intrusão destes.

Há uma carência de diques associados às falhas NE, sendo comum a movimentação transcorrente nessas estruturas (Zalán *et alii*, op. cit.). Devido à coincidência temporal entre a reativação de importantes lineamentos com essa orientação, como as zonas de falha de Jacutinga, Major Gercino e Perimbó, e a Orogenia La Ventana, ocorrida na margem sul-ocidental do Gondwana durante o Permo-Triássico, alguns autores (Rostirolla *et alii*, 2000 e Rostirolla *et alii*, 2003) sugerem uma relação genética entre os dois eventos.

Zalán *et alii* (op. cit.) afirmam que o início do desenvolvimento das estruturas E-O se deu a partir do Triássico. Os autores apontam o extraordinário paralelismo dessas estruturas com as zonas de fraturas oceânicas, sugerindo uma ligação com o evento de abertura do Atlântico Sul.

Os movimentos dessas falhas tiveram componentes verticais e horizontais e os blocos por elas delineados se moveram para cima e para baixo, num estilo estrutural típico de falhas verticais. Apesar das freqüentes reativações, tais estruturas apresentam rejeito vertical reduzido atingindo, no máximo, poucas centenas de metros. Nessas estruturas, há evidências de sucessivas reativações, inclusive com inversão do sentido de movimento (Zalán *et alii*, op. cit.).

Além da reativação de paleoestruturas, também há na bacia deformações associadas à intrusão dos corpos ígneos básicos (Conceição *et alii*, 1993).

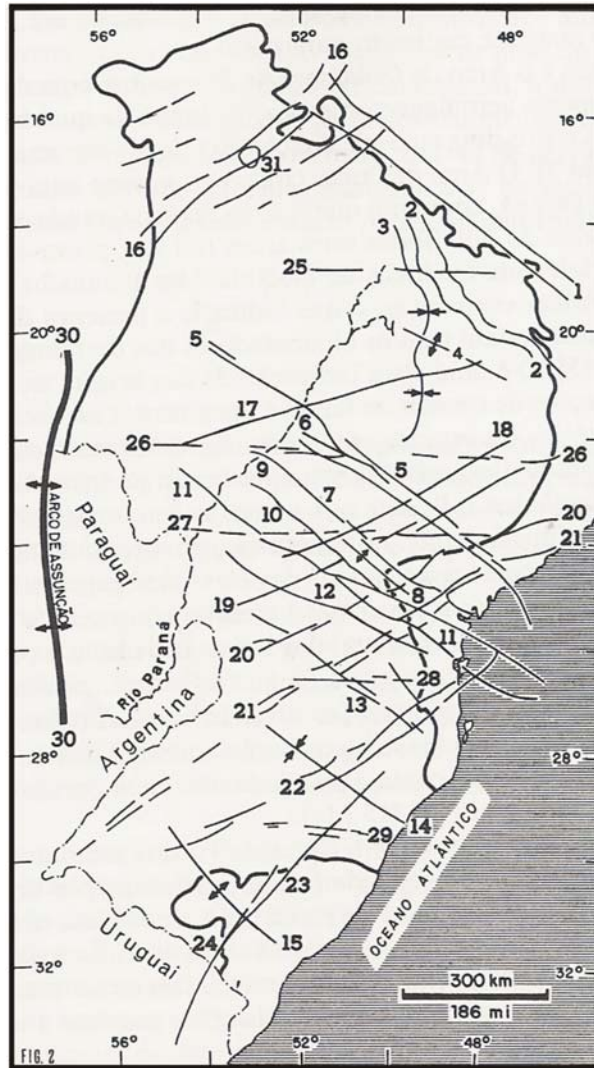


Fig. 2.5 – Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (Zalán *et alii*, 1990).

2.5 O magmatismo Serra Geral

Durante o Cretáceo Inferior, o regime distensivo instaurado no supercontinente Gondwana culminou no derrame de enormes volumes de lavas basálticas, que cobriram cerca de dois terços da Bacia do Paraná. Os derrames se estendem ao sudoeste africano, formando, assim, a Província Magmática Paraná – Etendeka.

Apesar da predominância de basaltos toleíticos, que constituem mais de 90% da pilha de lavas, também ocorrem rochas ácidas, como riolitos e riodacitos. Já os termos intermediários são praticamente ausentes, o que confere caráter francamente bimodal ao magmatismo Serra Geral. As maiores espessuras preservadas de basalto são registradas no centro da bacia, coincidindo com o depocentro da pilha sedimentar (fig. 2.6) (Peate, 1997).

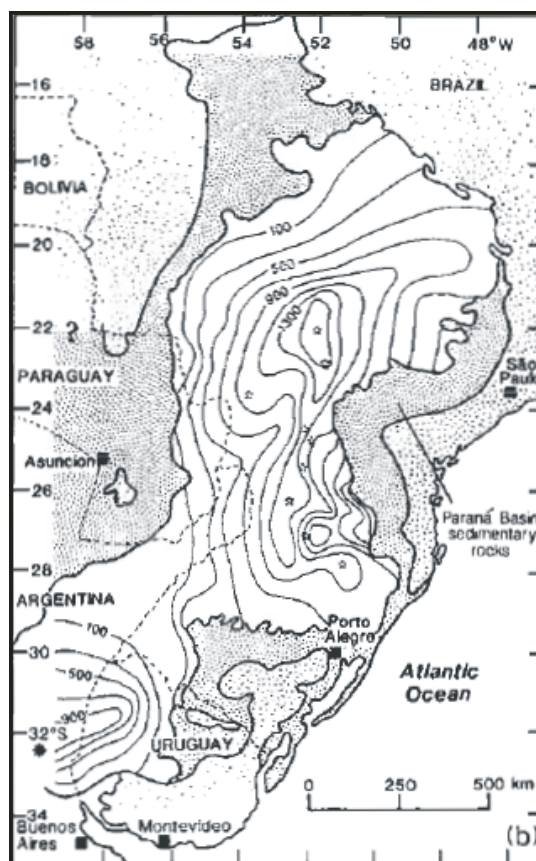


Fig. 2.6 – Mapa de isópacas dos derrames basálticos na Bacia do Paraná (Peate, 1997).

Utilizando o método de datação $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$, Renne *et alii* (1992) concluíram que o magmatismo Serra Geral fora um evento extremamente rápido, ocorrido ao redor de 133 Ma. Por outro lado, Turner *et alii* (1994) sugeriram uma duração de aproximadamente 10 Ma, de 137 a 127 Ma.

A análise de diversas idades radiométrias das rochas extrusivas e intrusivas da Fm. Serra Geral revelou uma variação principal entre 133 e 123 Ma, com uma tendência de se obter idades progressivamente mais jovens de NW para SE (Corrêa & Pereira, 2005).

O magmatismo também foi responsável pela grande incidência de rochas intrusivas nos sedimentos da bacia, as quais são importantes componentes dos sistemas petrolíferos da mesma, atuando não só na maturação das rochas geradoras, mas também na migração e trapeamento dos fluidos gerados.

CAPÍTULO 3

Sistemas petrolíferos não convencionais

Sistemas petrolíferos onde a maturação das rochas geradoras ocorreu pelo efeito térmico de intrusões ígneas são classificados como não convencionais (Rodrigues, 1995) ou atípicos (Magoon & Dow, 1994).

A formação e resfriamento de corpos intrusivos constituem um evento instantâneo na escala de tempo geológico (Galushkin, 1997). Tal fato representa um importante fator limitante à eficiência dos sistemas petrolíferos não convencionais, pois a sua atuação depende de que todas as condições de migração e trapeamento estejam estabelecidas no momento da ocorrência do magmatismo (Rodrigues, op. cit.).

No Brasil, esse sistema de geração é mais evidente nas bacias paleozóicas, onde, em muitos casos, o soterramento foi insuficiente para maturar as rochas geradoras. O exemplo brasileiro mais marcante da relação entre magmatismo e acumulações de hidrocarbonetos é a Bacia de Solimões, onde há produção significativa de óleo e gás natural gerados pelo efeito térmico das soleiras relacionadas ao magmatismo Penatecaua, de idade juro-triássica (Eiras & Wanderley Filho, 2002).

Os dois principais sistemas petrolíferos da Bacia do Paraná, Ponta Grossa-Itararé e Irati-Rio Bonito/Pirambóia, se enquadram na definição de sistemas petrolíferos não convencionais. Além de fornecer calor para a maturação térmica das geradoras, as intrusões cretácicas também atuaram como condutos à migração dos hidrocarbonetos gerados e formaram barreiras à migração vertical e horizontal. No campo de gás de Barra Bonita, estado do Paraná, as soleiras de diabásio foram responsáveis pela maturação dos folhelhos geradores da Formação Ponta Grossa e atuaram como selantes dentro dos arenitos reservatório do Grupo Itararé (fig. 3.1) (Eiras & Wanderley Filho, op. cit.).

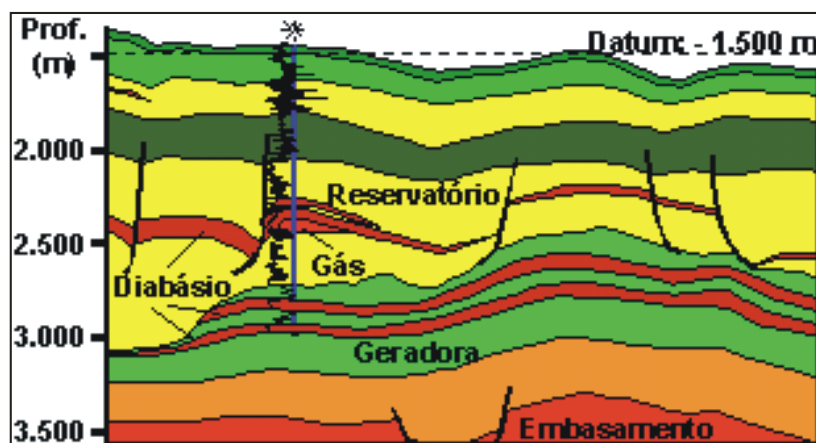


Fig. 3.1 – Seção esquemática do campo de gás de Barra Bonita, Bacia do Paraná (Eiras & Wanderley Filho, 2002).

3.1 Maturação da matéria orgânica por intrusões ígneas

O tempo de *emplacement* de corpos ígneos básicos é de poucas horas, enquanto seu tempo de resfriamento total dura poucos milhares de anos (Galushkin, 1997). O curto tempo de resfriamento desses corpos deve-se ao fato de magmas básicos não possuírem geração significativa de calor interno (radioatividade) (Fowler, 1990; Kjeldstad *et alii*, 2004; apud Corrêa, 2007).

A extensão do efeito térmico das intrusivas em rochas sedimentares depende de diversas variáveis como: temperatura inicial e tipo de magma, tempo de formação e espessura (volume) do corpo intrusivo, grau de maturação inicial da encaixante, além dos fatores que determinam a condutividade térmica das rochas encaixantes como composição mineralógica, grau de compactação, teor de matéria orgânica, porosidade, permeabilidade, saturação de fluidos e tipos de fluido presente (Raymond & Murchinson, 1991; Rodrigues, 1995; Galushkin, 1997). Por exemplo, Raymond & Murchison (*op. cit.*) avaliaram o efeito térmico de intrusivas básicas nos carvões e sedimentos de idade carbonífera no vale Midland, Escócia/norte da Inglaterra, e constataram que os halos termais relacionados às intrusivas de idade permiana eram bem maiores que aqueles provocados por intrusões do Carbonífero Médio (fig. 3.2). Foram apontadas como principais causas desse contraste os diferentes níveis de consolidação, saturação de água e maturação da matéria orgânica presente nos sedimentos durante os dois eventos magmáticos. Segundo os autores, o calor das intrusões carboníferas teria sido consumido em grande parte na vaporização dos grandes volumes de água presente nos sedimentos, na época, em estágio de turfa, resultando em

estreitas auréolas termais. Dessa forma, a extrapolação de um caso particular para outras bacias ou mesmo para outras regiões da mesma bacia sem a realização de estudos prévios é, no mínimo, equivocada.

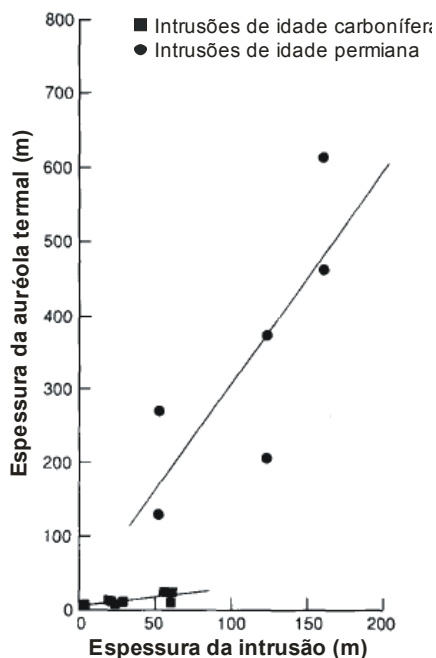


Fig. 3.2 – Relação entre a espessura das intrusivas básicas e dos halos termais a elas relacionados no vale Midland (Escócia e norte da Inglaterra) (modificado de Raymond & Murchinson, 1991).

Galushkin (1997) fez uma compilação de diversos estudos geoquímicos e petrológicos de rochas encaixantes afetadas termicamente por intrusivas em várias partes do mundo (Peters *et alii*, 1978, 1983; Clayton & Bostick, 1986; Kontorovich *et alii*, 1981; Saxby & Stephenson, 1987; Trigüis & Araújo, 1995; apud Galushkin, *op. cit.*), concluindo que o halo térmico geralmente se estende, a partir do contato, a uma distância de 50-90% da espessura da intrusiva, raramente superando os 100%.

Rodrigues (1995) avaliou a influência das intrusivas relacionadas ao magmatismo juro-triássico nos folhelhos devonianos da Formação Pimenteiras na Bacia do Parnaíba, reportando um efeito térmico maior que 170% da espessura da intrusiva nos sedimentos localizados acima da rocha intrusiva.

Baseados em parâmetros óticos e geoquímicos, Araújo *et alii* (1996, apud Corrêa, 2007) concluíram que, na Bacia do Paraná, a zona afetada termicamente estende-se a uma distância equivalente à espessura do corpo intrusivo, dentro de um erro estatístico de 10%.

Souza *et alii* (2004) observaram diferenças na extensão da zona supermatura entre uma seção da Fm. Irati localizada no sudeste do Paraná e outra no estado de Goiás. No Paraná, as espessuras da zona senil e do halo térmico foram de 0,53 e 0,68 vezes a espessura da intrusiva, respectivamente. Na seção de Goiás, a extensão da zona senil foi de 0,18 vezes a espessura da intrusiva, enquanto a extensão total da zona afetada não pôde ser observada. Os autores atribuíram esse contraste à diferença litológica entre as duas seções e a diferenças na temperatura de intrusão dos corpos ígneos.

3.2 O Sistema Petrolífero Permiano da Bacia do Paraná

3.2.1 Rocha Geradora

Apesar de ser atribuída tradicionalmente idade kazaniana (Permiano Superior) à Formação Irati (Daemon & Quadros, 1970), trabalhos mais recentes (Premaor *et alii*, 2006 e Santos *et alii*, 2006), baseados em palinologia e datação absoluta de cinzas vulcânicas, posicionaram a unidade no Artinskiano (Permiano Inferior). Dados geoquímicos, paleontológicos e sedimentológicos sugerem que a formação foi depositada num grande mar epicontinental com alguma influência continental ao longo das margens e condições de salinidade normal a hipersalinas dentro de golfos isolados. (Mello *et alii*, 1993).

A formação divide-se em dois membros: Taquaral e Assistência. O membro Taquaral é constituído por siltitos e folhelhos pobres em matéria orgânica. O membro Assistência é formado principalmente por folhelhos pretos betuminosos e carbonatos.

As camadas carbonáticas do Membro Assistência são mais espessas e mais freqüentes na porção norte/nordeste da bacia, sendo inclusive lavradas para a produção de calcário nos estados de São Paulo e Goiás. Em direção ao sul, a porcentagem de carbonatos diminui consideravelmente e a formação se torna mais argilosa. O mapa paleogeográfico da figura 3.3 ilustra essa situação.

O membro Taquaral é caracterizado por valores de COT geralmente inferiores a 1 e baixos valores de IH, não apresentando potencial para a geração de quantidades significativas de hidrocarbonetos. No membro Assistência, os valores de COT frequentemente superam 10%, atingindo picos de até 23%. Nos locais não afetados pelo efeito térmico de intrusivas, o índice de hidrogênio (IH) varia de 319 a 924 mg HC/g

COT (Araújo *et alii*, 2000), apresentando, portanto, matéria orgânica propensa à geração de óleo.

Araújo *et alii* (1994; apud Lisboa, 2006) encontraram valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -19 a -26 ‰ nas camadas betuminosas da Fm. Irati. Soldan *et alii* (1988) e Mello *et alii* (1993) obtiveram valores em torno de -24 ‰ em extratos orgânicos da formação.

Mello *et alii* (op. cit.) destacaram as seguintes feições moleculares diagnósticas de ambiente hipersalino presentes na Fm. Irati: razão pristano/fitano < 1, abundância dos isoprenóides acíclicos *i*-25 e *i*-30 e de gamacerano, presença de β -carotano, valores baixos da razão diasteranos/esteranos e valores inferiores a 1 da razão $\text{C}_{34}/\text{C}_{35}$ $\alpha\beta$ -homohopanos.

Analisando detalhadamente uma seção de São Mateus do Sul, Alferes (2007) observou que as maiores proporções de gamacerano acompanhadas pelos menores valores da razão pristano/fitano e altas concentrações dos isoprenóides *i*C₂₅ e *i*C₃₀ ocorrem nas intercalações carbonato/folhelho, sugerindo que as salinidades mais elevadas ocorreram durante a deposição desses intervalos.

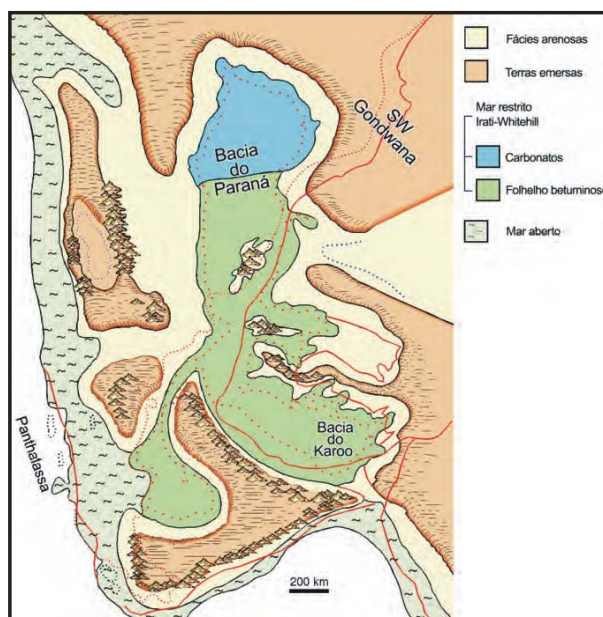


Fig. 3.3 - Mapa paleogeográfico do mar restrito Irati-Whitehill durante o Permiano Superior (Milani *et alii*, 2007).

3.2.2 Rochas Reservatório

Os principais reservatórios desse sistema petrolífero encontram-se nos arenitos flúvio-deltaicos epermianos da Formação Rio Bonito e nos arenitos flúvio-eólicos eotriássicos da Formação Pirambóia. Reservatórios adicionais incluem os arenitos da

Formação Botucatu, soleiras e lavas fraturadas, e esporádicas lentes de arenito nas formações Palermo e Irati (Zalán *et alii*, 1990).

A Formação Rio Bonito (Permiano Inferior) é constituída de fácies depositadas em ambientes continentais e transicionais, tais como fluvial, deltaico, estuarino, ilha de barreira-laguna e praia. Associados aos arenitos da formação encontram-se folhelhos carbonos e leitos de carvão. Na região da calha central da bacia, estes arenitos apresentam espessura total de 150 m e porosidades da ordem de 20% (Milani *et alii*, 1990).

A Formação Pirambóia é formada por sedimentos de origem predominantemente eólica, em que associações de fácies de dunas, interdunas (úmidas e secas) e lençóis de areia cortados por fácies de canais fluviais temporários compõem uma sucessão de subambientes interrelacionados lateral e verticalmente (Caetano-Chang & Wu Fu Tai, 2003). Na ocorrência do arenito asfáltico de Anhembi (SP), as fácies eólicas ocorrem na porção inferior da Fm. Pirambóia, enquanto as fácies fluviais ocorrem no topo da unidade (Araújo *et alii*, 2006).

3.2.3 Geração/Migração/Trapeamento

Como o soterramento da Formação Irati foi insuficiente para maturar a matéria orgânica nela contida, seus intervalos geradores encontram-se maduros essencialmente pelo efeito térmico das intrusões ígneas cretácicas. Esse fenômeno é de caráter essencialmente local, afetando apenas as zonas próximas aos corpos intrusivos. Os valores de IH nas zonas afetadas termicamente são algo em torno de 10% do valor original e diminuem para quase zero onde a espessura das intrusões ígneas é maior que a espessura da rocha geradora (Araújo *et alii*, 2000). Na figura 3.4, encontra-se o mapa de espessura de intrusivas na Fm. Irati.

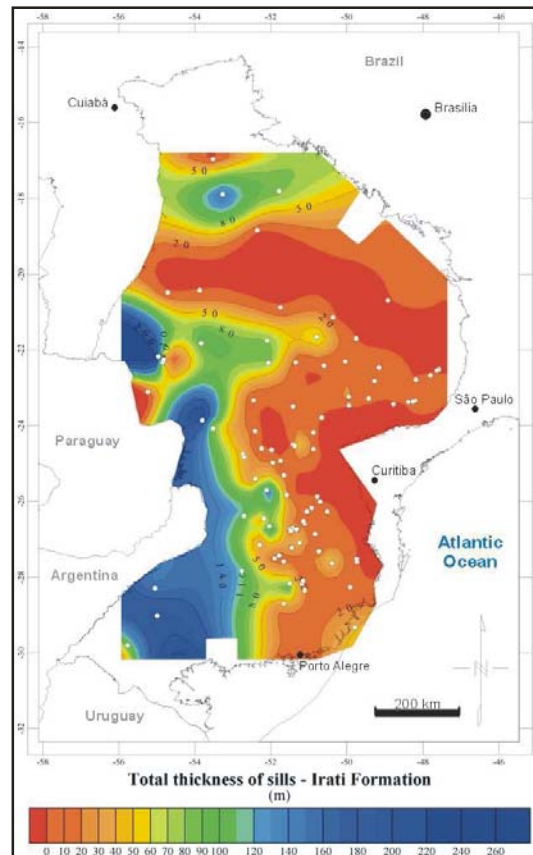


Fig. 3.4 – Espessura total de soleiras na Fm. Irati (Corrêa & Pereira, 2005).

Segundo Zalán *et alii* (1990) os hidrocarbonetos gerados na Fm. Irati teriam alcançado os arenitos da Fm. Rio Bonito através de migração vertical para baixo. Os autores também sugerem a ocorrência de migração lateral a distâncias significativas, da ordem de 200-300 km. Araújo *et alii* (2000) também consideram a ocorrência de migração vertical para baixo. Afirmam, ainda, que no referido sistema petrolífero, a migração vertical através de falhas foi predominante, enquanto a migração lateral teria se processado a curtas distâncias devido à fragmentação da carga em milhares de pulsos de geração e à intensa compartimentação tectônica causada pelas intrusões ígneas.

Armadilhas estruturais teriam se formado durante a transmissão intraplaca dos esforços gerados pela Orogenia de La Ventana no Permo-Triássico e durante o evento de abertura do Atlântico Sul no Juro-Cretáceo, sendo este último o principal evento deformador dos sedimentos da Bacia do Paraná.

Artur & Soares (2002) consideram como áreas mais favoráveis ao sistema petrolífero Irati-Rio Bonito aquelas relacionadas às paleoestruturas com direção NE, ativas nos períodos Triássico e Juro-Cretáceo. Estudando a área do alto estrutural de Quatiguá (norte do PR), Rostirolla *et alii* (2000) propuseram um modelo de acumulação

para os reservatórios da Formação Rio Bonito baseado na presença de altos estruturais alongados segundo a direção NE. Esses altos teriam se formado como grandes estruturas em flor positiva durante o primeiro evento tectônico reconhecido na área, ocorrido no limite entre o Permiano e o Triássico. Nesses altos estruturais, os arenitos litorâneos e deltaicos da Formação Rio Bonito seriam alimentados lateralmente pelos folhelhos geradores da Formação Irati (fig. 3.5).

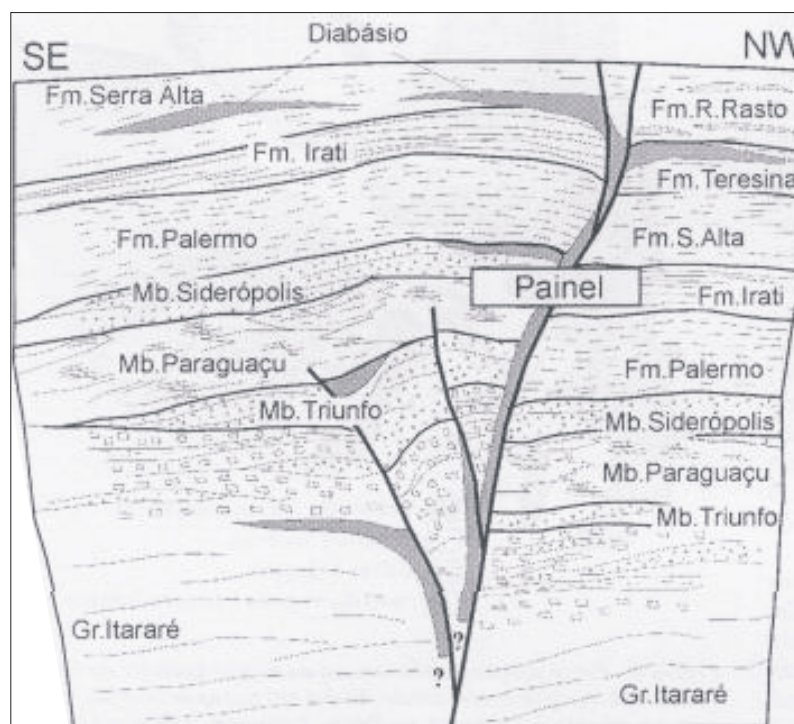


Fig. 3.5 – Modelo geológico idealizado por Rostirolla *et alii* (2000) que possibilitaria a migração de hidrocarbonetos gerados na Fm. Irati para os arenitos da Fm. Rio Bonito na área do alto estrutural de Quatiguá – PR.

Segundo Schneider (1980), as rápidas mudanças faciológicas oriundas da sedimentação flúvio-deltaica da Formação Rio Bonito teriam propiciado o aprisionamento de hidrocarbonetos em trapas estratigráficas. O autor afirma ainda que os melhores indícios de hidrocarbonetos encontrados na Bacia do Paraná, até aquele momento, estavam relacionados a este tipo de trapa.

Nas ocorrências de arenito asfáltico de São Paulo (figs. 3.6 e 3.7), o óleo gerado durante o evento Serra Geral teria ascendido até a Fm. Pirambóia por falhas e fraturas e através do contato entre diques e encaixantes. Os diques atuariam também como barreiras à migração lateral dentro da Fm. Pirambóia em direção à borda da bacia,

enquanto a migração vertical seria barrada pelas fácies fluviais, mais argilosas, da Fm. Pirambóia (Thomaz Filho, 1982; Araújo *et alii*, 2006).

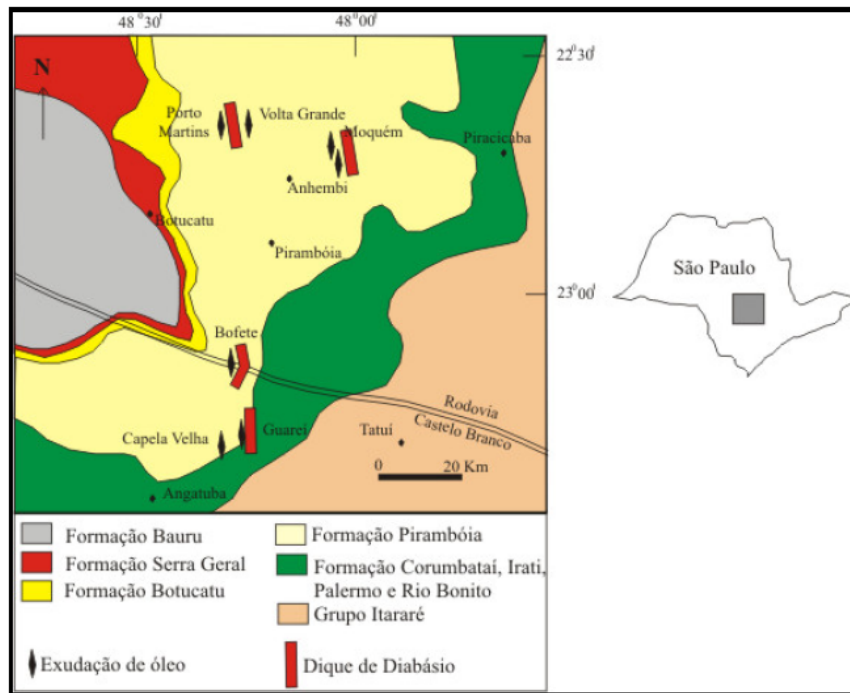


Fig. 3.6 - Ocorrências mais expressivas de exudações no estado de São Paulo (modificado de Thomaz Filho, 1982 in Lisboa, 2005).

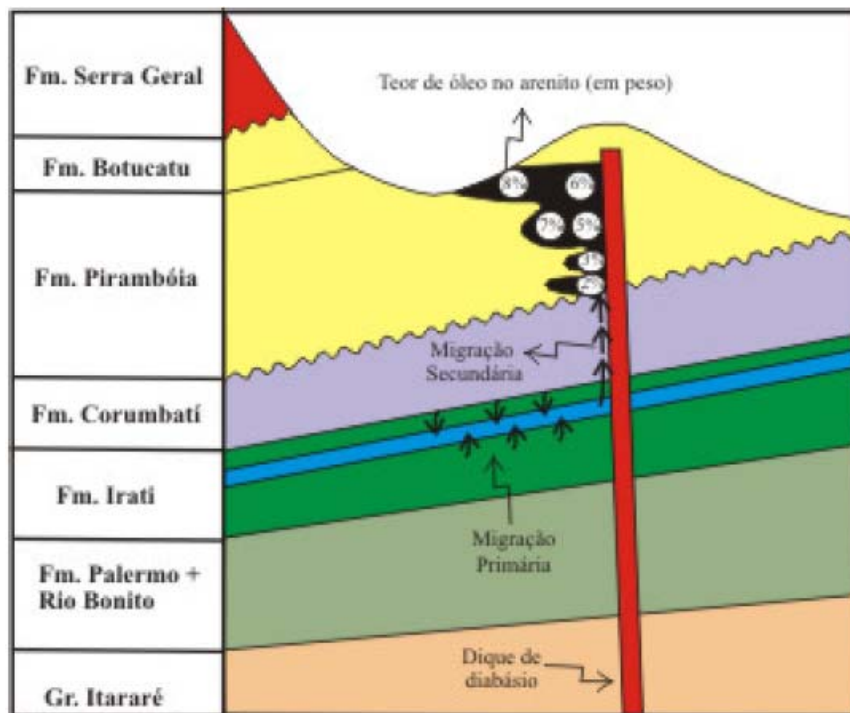


Fig. 3.7 – Esquema da migração do óleo na ocorrência de Anhembi – SP (modificado de Thomaz Filho, 1982 in Lisboa, 2005).

CAPÍTULO 4

A área de estudo

4.1 Localização

A área de estudo localiza-se ao sul do estado de Santa Catarina, nos arredores de Criciúma, e é conhecida pela mineração de carvão, atividade tradicional da região (fig. 4.1).

4.2 Geologia local

São observadas na região as unidades constituintes das supersequências Gondwana I e Gondwana III de Milani (1997), além de granitóides pré-cambrianos (fig. 4.1). A coluna estratigráfica da área foi descrita de forma pioneira no relatório do geólogo americano Israel C. White (1908), sendo conhecida como coluna White. Ao subir a Serra do Rio do Rasto pela rodovia SC-438, que liga Orleans a Lages, parte-se das unidades litoestratigráficas mais antigas a leste para as mais novas a oeste. O perfil começa em Orleans, onde os sedimentos glaciogênicos da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) assentam diretamente sobre o embasamento (granitóides neoproterozóicos da Suíte Pedras Grandes). Seguem os estratos das formações Rio Bonito, Palermo, Irati, Serra Alta, Teresina, Rio do Rasto e Botucatu, culminando com os derrames basálticos da Formação Serra Geral no topo da serra.

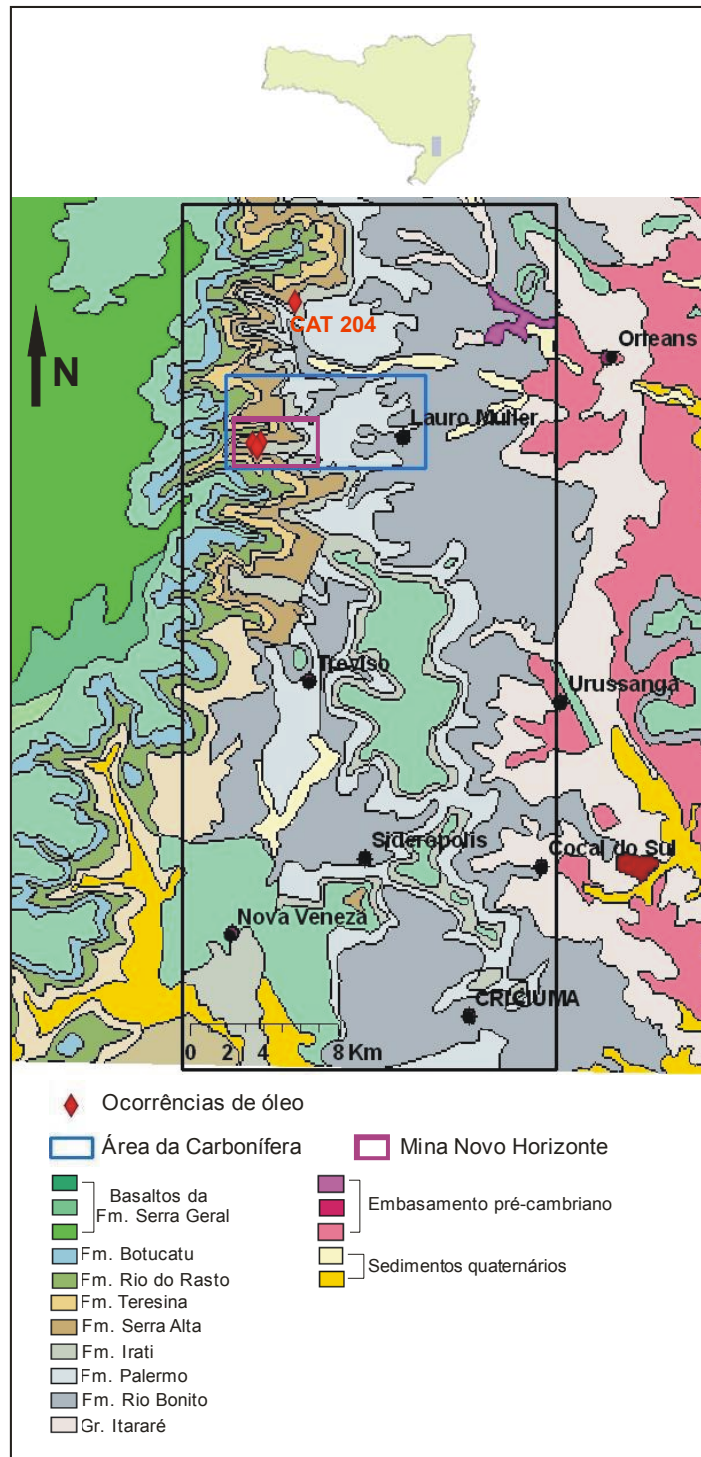


Fig. 4.1 – Mapa geológico da região carbonífera o sul catarinense (Modificado de CPRM - Folha SH 22 - 1:1000.000).

A Formação Rio Bonito apresenta espessura média de 140 m e é constituída, da base para o topo, pelos arenitos finos a grossos e conglomerados depositados em ambiente flúvio-deltaico do Membro Triunfo, pelos folhelhos e siltitos de plataforma rasa do Membro Paraguaçu e pelos arenitos muito finos a médios intercalados com

siltitos, siltitos carbonosos e camadas de carvão que formam Membro Siderópolis, depositado em ambiente litorâneo. A Formação Palermo compreende uma sucessão de siltitos e siltitos arenosos, intensamente bioturbados, apresentando espessura média de 100 m. Sua base é constituída por interlaminações de silte e areia fina a muito fina, com laminações plano-paralela e ondulada, *wavy*, *linsen* e *flaser*. Em direção ao topo torna-se mais pelítica e apresenta intercalações de leitos e lentes de arenitos finos a médios, ortoquartzíticos, com estratificação *hummocky* e cimento carbonático. A Formação Irati é constituída por folhelhos cinza-escuros, eventualmente cinza-claros a azulados na sua base (Membro Taquaral), enquanto a parte superior (Membro Assistência) é formada por folhelhos cinza-escuros a pretos, intercalados com folhelhos pirobetuminosos e associados a lentes de margas dolomíticas creme a cinza-escura. Sua espessura na região é muito constante, em torno de 40 m (Folha Criciúma – CPRM).

O poço CAT 204, realizado pela Carbonífera Catarinense, amostrou a base da Fm. Serra Alta, as formações Irati e Palermo e a porção do Mb. Siderópolis da Fm. Rio Bonito situada acima da camada de carvão Bonito. No seu perfil litológico (fig. 4.2), é evidente a baixa ocorrência de carbonatos dentro do Mb. Assistência nesta região da Bacia do Paraná, não ocorrendo as espessas intercalações de carbonatos e folhelhos típicas das seções da porção norte/nordeste da bacia.

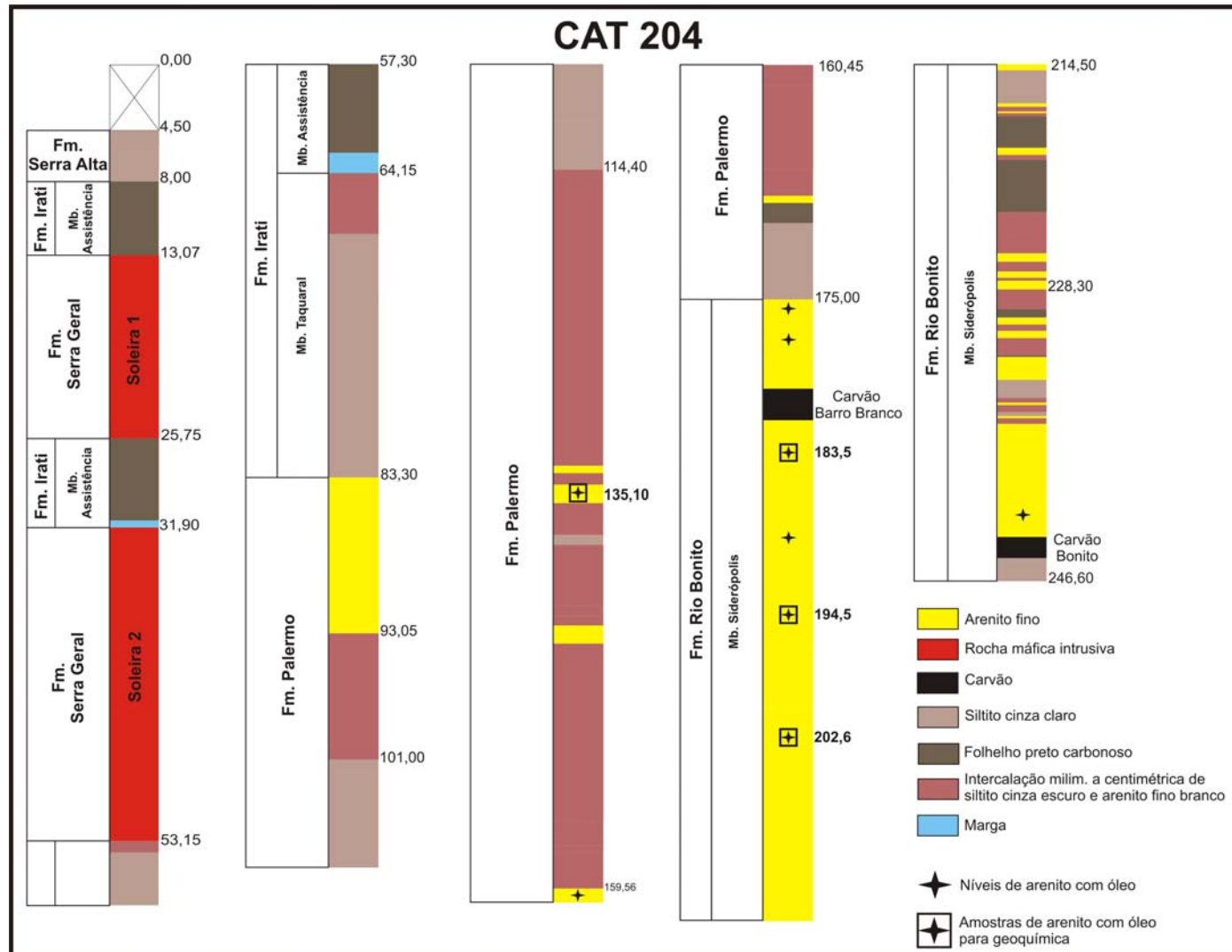


Fig. 4.2 – Perfil litológico do poço CAT 204 com a localização dos níveis de arenito com óleo.

4.3 Aspectos estruturais

Na fig. 4.3, encontram-se as estruturas observadas na área de estudo segundo o Projeto Carvão no Pré-Barro Branco realizado pelo convênio DNPM/CPRM. Nela, observa-se a presença dos *trends* estruturais principais da Bacia do Paraná NW-SE e NE-SW. Também é notável a presença de uma grande estrutura N-S cortando os municípios de Treviso e Lauro Müller.

As falhas da região formam estruturas de fossa e muro, sendo que muitas delas serviram de conduto para a grande quantidade de intrusões de diabásio que ocorrem em todo distrito carbonífero (Folha Criciúma - CPRM).

Além das falhas de origem tectônica, também ocorrem falhas de crescimento, estruturas adiastróficas desencadeadas pela sobrecarga produzida pelos pulsos arenosos sobre a matéria orgânica que deu origem às camadas de carvão. Os rejeitos são pequenos, diminuindo em direção às extremidades da falha. Em algumas seções, são observados anticlinais *rollover*, formados pelo arqueamento do bloco baixo (Della Favera, 1995; apud Folha Criciúma - CPRM).

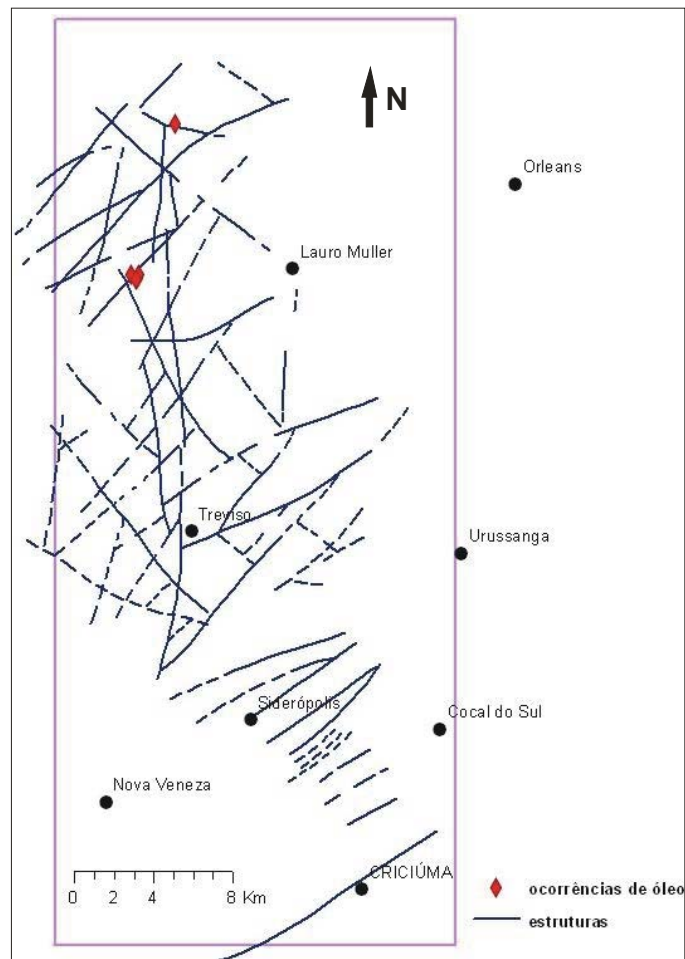


Fig. 4.3 – Estruturas identificadas na região carbonífera do sul catarinense (modificado de Caye *et alii*, 1975).

4.4 As camadas de carvão

Dez camadas de carvão são conhecidas na região, mas apenas duas têm importância econômica: a camada Barro Branco, situada cerca de 5 m abaixo da base da Fm. Palermo, e a camada Bonito situada em média 60 m abaixo da camada Barro Branco (fig. 4.2). Localmente, a camada Irapuá, que ocorre numa posição intermediária entre as duas anteriores, tem sido objeto de lavra. As mesmas pertencem ao Membro Siderópolis da Formação Rio Bonito (Folha Criciúma - CPRM).

O carvão catarinense é classificado como “Betuminoso de Alto Volátil A” (Gomes *et alii*, 2003), classe que apresenta valores de reflectância da vitrinita de 0,75 a 1,1%. Dependendo da proximidade e das dimensões dos corpos intrusivos básicos, o carvão encontra-se afetado termicamente, atingindo, localmente, o grau de antracito, que também é lavrado na região. O mergulho regional das camadas é de 0,5 a 1° no sentido sul-sudoeste, assumindo valores locais devido à presença de falhas (Gomes *et alii*, 2003; Folha Criciúma - CPRM).

4.5 A ocorrência de óleo em Lauro Müller

Foi constatada a presença de óleo na mina Novo Horizonte, situada na porção sudoeste da área da empresa Carbonífera Catarinense (fig. 4.1), onde é minerada a camada Barro Branco. O óleo é encontrado nos poros e fraturas dos arenitos da Fm. Rio Bonito sotopostos à camada de carvão (fig. 4.4). A ocorrência de óleo se estende pelo menos 8 km para norte da mina, conforme constatado no testemunho da sondagem CAT 204, cedido pela Carbonífera Catarinense para amostragem (figs. 4.1 e 4.2).

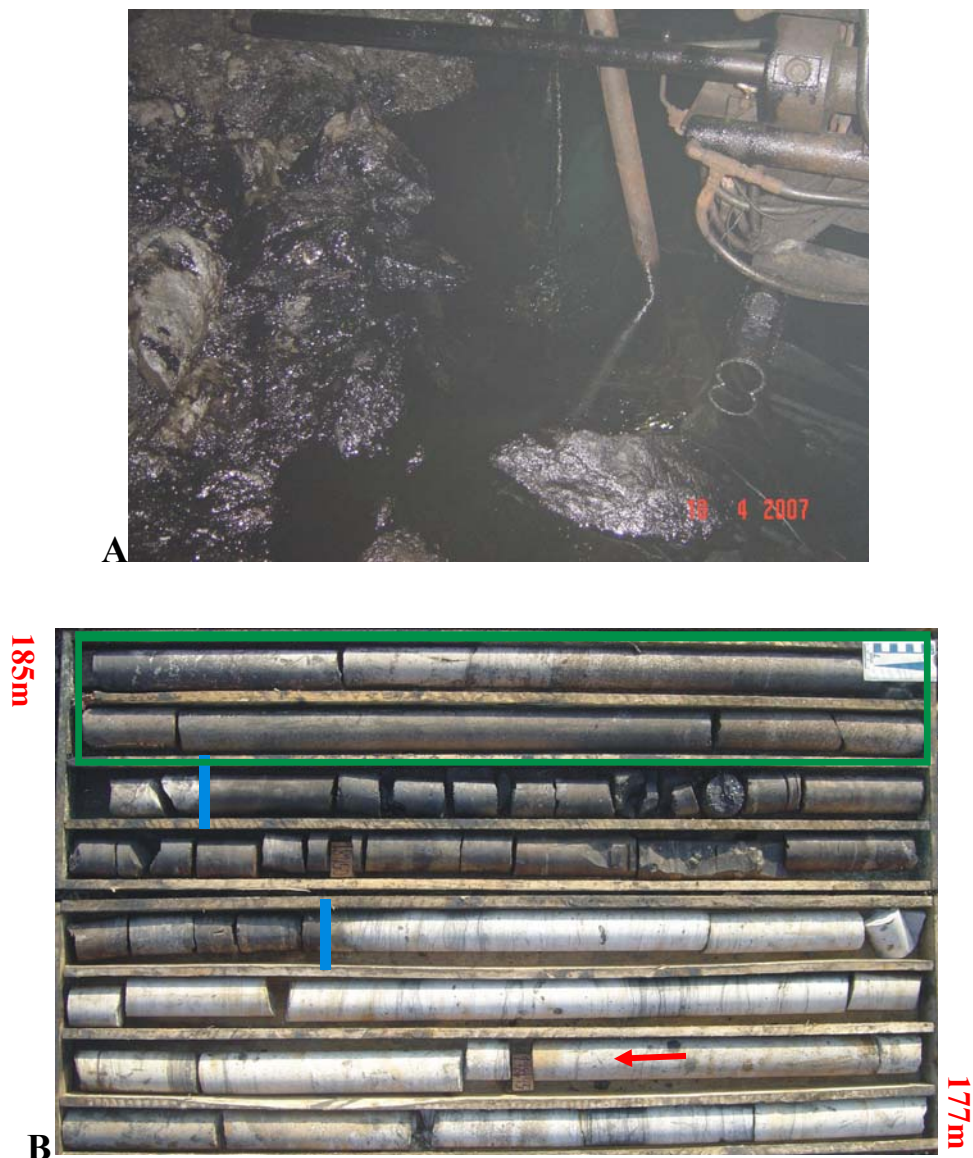


Fig. 4.4 – A) Óleo exsudando do chão (base da camada Barro Branco) das galerias da mina Novo Horizonte. B) Arenito com óleo (retângulo verde) abaixo da camada Barro Branco no poço CAT 204, topo e base da camada Barro Branco estão destacados com linhas azuis.

Em geral, os arenitos observados (formações Rio Bonito e Palermo) possuem baixa porosidade aparente, encontrando-se amplamente cimentados. Os níveis com óleo possuem espessura centimétrica a decimétrica, o intervalo mais espesso ocorre abaixo da camada Barro Branco, onde atinge 1,3 m (4.4 B). Num pedaço de testemunho do poço CAT 179, também cedido pela Carbonífera Catarinense, o óleo ainda exsudava dos poros de um arenito fino da Fm. Rio Bonito, o que constitui um indício de baixa permeabilidade (fig. 4.5 E e F).

No poço CAT 204, o óleo ocorre nos arenitos finos a médios da Fm. Rio Bonito e em níveis delgados de arenito fino da Fm. Palermo (figs. 4.2 e 4.5 A-D). Na Fm. Rio Bonito, as manchas de óleo foram observadas essencialmente em arenitos médios maciços. Aqueles de granulometria fina geralmente apresentam estruturas sedimentares (filmes de argila, *flaser*, estratificação cruzada por onda, feições de escape d'água, bioturbações) e possuem aparentemente baixíssima porosidade, não apresentando indícios de óleo. Na figura 4.4 B, é possível observar o controle estratigráfico sobre a distribuição do óleo. Os arenitos sobrepostos à camada Barro Branco possuem granulometria fina e filmes de argila e não apresentam manchas de óleo. Por outro lado, o óleo está presente nos arenitos médios maciços situados abaixo da camada de carvão. Na Fm. Palermo, o óleo ocorre em um nível de arenito com estratificação plano-paralela (fig. 4.5 A). Nessa unidade, também foram observados arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*, porém sem a presença de óleo.

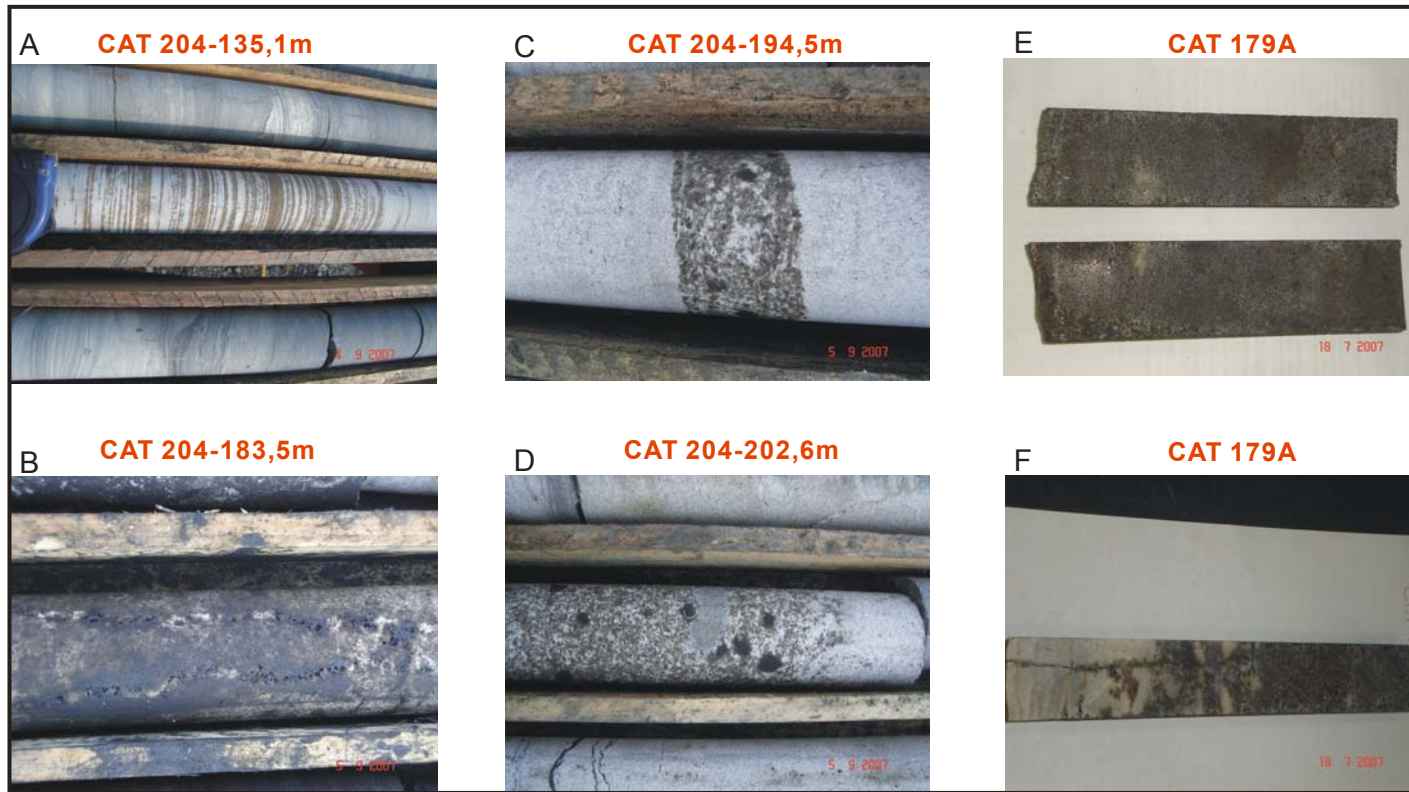


Fig. 4.5 – Arenitos impregnados de óleo. A) Formação Palermo. B, C, D, E, F) Formação Rio Bonito. Diâmetro dos testemunhos = 47 mm.

Capítulo 5

Materiais e Métodos

5.1 Amostras

5.1.1 Amostras de óleo e arenitos com óleo

Foram analisadas duas amostras de óleo, denominadas Óleo 1 e Óleo 2, coletadas diretamente da exsudação nas galerias da mina Novo Horizonte e 7 amostras de arenitos preenchidos por óleo das formações Rio Bonito e Palermo coletadas em testemunhos de sondagens realizadas pela Carbonífera Catarinense. No poço CAT 204 foram coletadas 4 amostras: CAT 204 - 135,1 m; CAT 204 - 183,5 m; CAT 204 - 194,5 m e CAT 204-202,6 m. As demais são oriundas dos poços CAT 179A, CAT 175B e CAT 215. Para fins de comparação com os óleos do sul catarinense, também foi analisada uma amostra dos arenitos asfálticos de Anhembi (SP).

A localização das amostras encontra-se na figura 5.1. A amostra Óleo 1 não possui coordenadas geográficas, por isso não foi representada em mapa.

5.1.2 Amostras de rocha

Foram coletadas amostras da Formação Irati, dos folhelhos da parte inferior da Formação Palermo e das três camadas de carvão mineradas pela Carbonífera Catarinense: Bonito, Irapuá e Barro Branco.

As amostras das formações Irati e Palermo foram selecionadas do testemunho de sondagem CAT 204, no qual são observadas duas soleiras de diabásio intrudidas no Membro Assistência, uma de 12,7 m e outra de 21,30 m. A amostra do carvão Irapuá é oriunda de um pedaço de testemunho cedido pelo geólogo da empresa, enquanto as amostras das camadas Bonito e Barro Branco foram coletadas nas minas da Carbonífera Catarinense.

A amostragem do Membro Assistência seguiu um espaçamento de 0,5 m/1 m entre as amostras, enquanto a do membro Taquaral foi mais espaçada e irregular.

Visando à amostragem de um horizonte rico em matéria orgânica da Fm. Palermo, foi selecionado um intervalo de cor cinza escuro próximo à base da unidade. Em estudo geoquímico de detalhe de testemunhos da Formação Palermo, Silva (2006) constatou os

maiores teores de carbono orgânico encontram-se de fato na parte inferior da unidade, onde os valores de COT superam 2%.

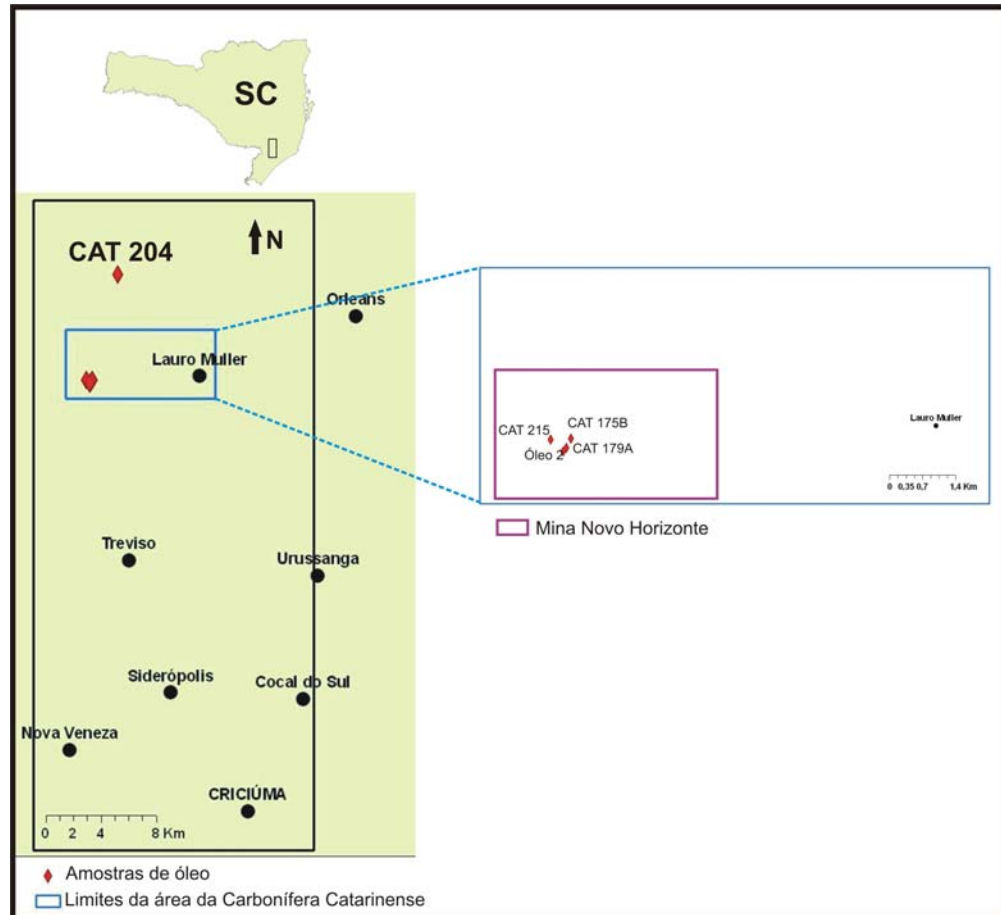


Fig. 5.1 – Localização do poço CAT 204 e de outras amostras de óleo coletadas em Lauro Müller (SC).

5.2 Análises geoquímicas

As análises de COT, enxofre total, resíduo insolúvel (R.I.), isótopos estáveis de carbono e cromatografia gasosa – espectrometria de massas (CG-EM) foram realizadas pelo Laboratório de Geoquímica da Faculdade de Geologia da UERJ. As análises de pirólise Rock-Eval foram realizadas no Centro de Pesquisa da Petrobras (Cenpes).

A figura 5.2 apresenta o fluxograma de análise das amostras de rocha e de óleo.

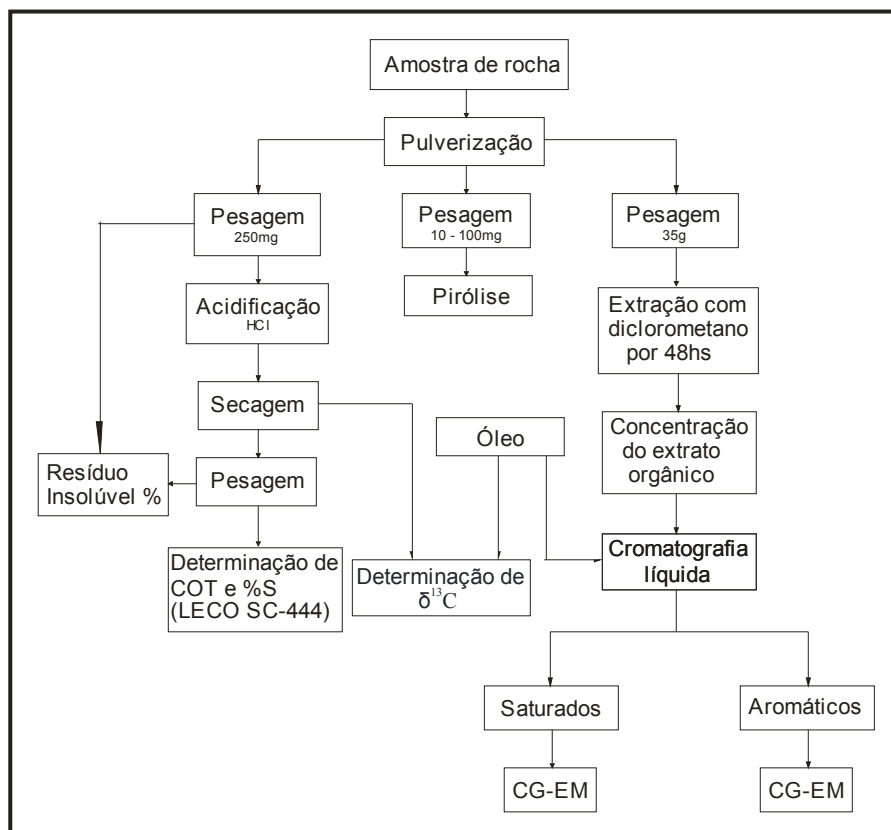


Fig. 5.2 - Fluxograma analítico das amostras.

5.2.1 Análises de COT, enxofre total e Resíduo Insolúvel

Cerca de 5g de cada amostra foram pulverizados usando grau e pistilo de porcelana e posteriormente peneirados com uma peneira de 80 mesh. Em seguida foram pesados cerca de 250mg de amostra e colocados em uma barquilha de porcelana filtrante.

As barquilhas, contendo quantidades conhecidas de amostra, foram colocadas em uma bandeja para o processo de acidificação, visando solubilizar os carbonatos presentes na amostra, como calcita e dolomita.

As bandejas foram preenchidas com uma solução de ácido clorídrico a 50% (v/v) por um período de 24 horas.

Após o ataque com ácido, as amostras foram lavadas com água destilada, a primeira lavagem com água quente e mais quatro vezes com água fria. Depois as amostras foram secas em banho de luz a uma temperatura ao redor de 80° C.

As amostras secas foram pesadas novamente obtendo-se, assim, as porcentagens de resíduo insolúvel (R.I.), ou seja, a porcentagem da amostra resistente ao ataque ácido.

Posteriormente, as barquilhas de porcelanas foram inseridas no aparelho LECO-444 para a determinação de carbono orgânico total (COT) e enxofre total (% de S). Nesse aparelho as amostras descarboxatadas passam por um processo de combustão a uma temperatura de

1350° C. O carbono orgânico e o enxofre presentes na amostra são transformados em CO₂ e SO₂ respectivamente, os quais são detectados numa célula de infravermelho.

Por meio desse processo são obtidas as porcentagens de carbono orgânico, enxofre e resíduo insolúvel de cada amostra.

5.2.2 Isótopos estáveis de carbono

As amostras de rocha foram previamente descarbonatadas segundo procedimento descrito anteriormente, enquanto que as amostras de arenito com óleo passaram por processo de extração Soxhlet.

As amostras de rocha, óleo e extrato orgânico são colocadas num carrossel e introduzidas automaticamente num analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massas Delta V da Thermo Finningan.

Os resultados são expressos em $\delta^{13}\text{C}$ utilizando a seguinte equação:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{amostra}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}} - 1 \right) \right] * 1000$$

Para o controle das análises, um óleo com $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) conhecido foi utilizado como padrão secundário.

5.2.3 Pirólise Rock-Eval

Pirólise é um procedimento que simula a liberação de hidrocarbonetos a partir da matéria orgânica presente nas rochas. Na natureza o processo de maturação da matéria orgânica nas rochas ocorre ao longo de milhões de anos e envolve normalmente temperaturas da faixa de 60-200° C. Para reproduzir tal processo em laboratório, trabalha-se com temperaturas consideravelmente superiores, variando de 200 a 550 °C.

Foram adotados basicamente os procedimentos estabelecidos por Espitalié *et alii* (1977). Pesou-se de 10 a 100mg de amostra pulverizada e peneirada (80 mesh) em cadinho de aço. Os cadinhos foram colocados no aparelho Rock-Eval VI, onde as amostras são aquecidas à temperatura de 200 a 550° C, utilizando hélio como gás carreador. Os hidrocarbonetos e o CO₂ liberados são medidos, respectivamente, por detectores de ionização de chama e de condutividade térmica.

Os hidrocarbonetos liberados antes de 350° C formam o pico S1 e correspondem aos hidrocarbonetos livres na rocha. O pico S2 é constituído pelos hidrocarbonetos liberados entre o 350 e 550° C e correspondem àqueles produzidos pelo craqueamento térmico do

querogênio; a temperatura onde a altura do pico S2 é máxima é conhecida como T_{max}. Os picos S1 e S2 são expressos em mg HC/g rocha.

O pico S3, que corresponde ao CO₂ liberado entre 250 e 390° C, representa a quantidade de oxigênio contido na amostra e é expresso em mg CO₂/g rocha.

Conhecidos os picos S2 e S3, podemos obter os valores dos índices de hidrogênio (IH) e oxigênio (IO):

$$\text{IH (mg HC/g COT)} = (\text{S2/COT}) * 100$$

$$\text{IO (mg CO}_2\text{/g COT)} = (\text{S3/COT}) * 100$$

5.2.4 Extração da parte solúvel da matéria orgânica

Cerca de 35g de amostra pulverizada e peneirada (80 mesh) foram usados nesta etapa. A amostra foi submetida a um sistema de extração (Soxhlet) com solvente diclorometano durante 48 horas. Após a extração, o betume foi concentrado em um rotoevaporador, transferido para um frasco, previamente tarado e pesado para a determinação da porcentagem de extrato orgânico da amostra (% E.O.). As amostras das formações Irati e Palermo apresentaram grande concentração de enxofre, para a sua remoção foi adicionado cobre ativado antes da evaporação do solvente.

5.2.5 Cromatografia líquida

Nesta etapa utiliza-se o extrato orgânico obtido na etapa anterior ou uma alíquota de óleo. O objetivo é a separação dos hidrocarbonetos saturados e aromáticos, que serão utilizados na cromatografia gasosa e na análise dos biomarcadores.

As amostras de betume ou de óleo cru foram fracionadas utilizando uma coluna de vidro de 15 mm de diâmetro e 15 cm de comprimento. A fase sólida foi composta por uma mistura de sílica gel/alumina na proporção 1/3:2/3 ativada por aquecimento a 120°-150°C por 12 horas.

Para cada amostra foi utilizada a proporção de 1g de fase sólida para cada 10mg de extrato orgânico/óleo. Para a eluição dos compostos saturados foi utilizado hexano (3,5 ml/g de fase sólida), enquanto os aromáticos foram extraídos por uma mistura 1:1 de hexano/diclorometano (4 ml/g de fase sólida). Os compostos NSO foram mantidos na fase sólida e posteriormente descartados.

As frações obtidas foram concentradas por evaporação dos solventes a temperatura ambiente e pesadas para a determinação das respectivas proporções em relação ao peso inicial da amostra de extrato ou óleo.

Por fim, a fração saturada foi “reeluída” pela adição de 1,5 ml de hexano para injeção em cromatógrafo a gás com detector de massas. Tal procedimento foi repetido para os hidrocarbonetos aromáticos, porém utilizando como solvente uma proporção de 1:1 de hexano/diclorometano.

5.2.6 Cromatografia gasosa-espectrometria de massas (CG-EM)

Utilizou-se o cromatógrafo da marca Agilent modelo 6890 acoplado a um espectrômetro de massas de mesma marca modelo 5973 Network. Foi usada a coluna capilar HP-5MS da J&W Scientific de 30m de comprimento, 0,25 mm de diâmetro interno e 0,25 µm de espessura do filme da fase estacionária.

1 µL de amostra foi injetada no cromatógrafo no modo “splitless” e vaporizada na câmara do injetor à temperatura de 270 °C, sendo arrastada para a coluna capilar por um fluxo de gás hélio. Na coluna cromatográfica, a amostra foi submetida à seguinte programação de temperatura: 70 – 290 °C à taxa de 6 °C/min, mantida a temperatura final por 20 minutos. Ao sair da coluna, a amostra já fracionada passou por uma interface com temperatura de 280 °C até chegar ao espectrômetro de massas.

O espectrômetro de massas operou nos modos SCAN e SIM (*selective ion monitoring*). No modo SIM, foram monitorados os seguintes íons m/z:

Saturados – 85, 177, 183, 191, 217, 218 e 231

Aromáticos – 178, 184, 192, 198, 206, 212, 220, 231 e 253.

A identificação dos picos foi feita por comparação com cromatogramas conhecidos e publicados. Para o cálculo das razões entre os compostos foram utilizadas as alturas dos picos a partir de íons característicos de cada grupo de compostos.

5.3 Mapas e perfis

A fim de identificar os fatores essenciais para a atuação do sistema petrolífero Irati-Rio Bonito na região, foram feitos um mapa de cota da lapa da camada (de carvão) Bonito, outro de espessura de diabásio na Fm. Irati e seções geológicas utilizando os dados de poços da Carbonífera Catarinense e dos projetos realizados pelo convênio DNPM/CPRM para prospecção de carvão na região. A camada Bonito foi utilizada por possuir cota e espessura documentada em diversos poços. Os mapas foram feitos através do método de ponderação pelo inverso da potência da distância, presente na ferramenta geostatística do *software* ArcGis 9.3. Enquanto as seções geológicas foram feitas utilizando o *software* CorelDraw.

A relação dos poços utilizados e os dados relevantes para a realização dos mapas encontram-se no anexo 1, a sua localização encontra-se na figura 5.3.

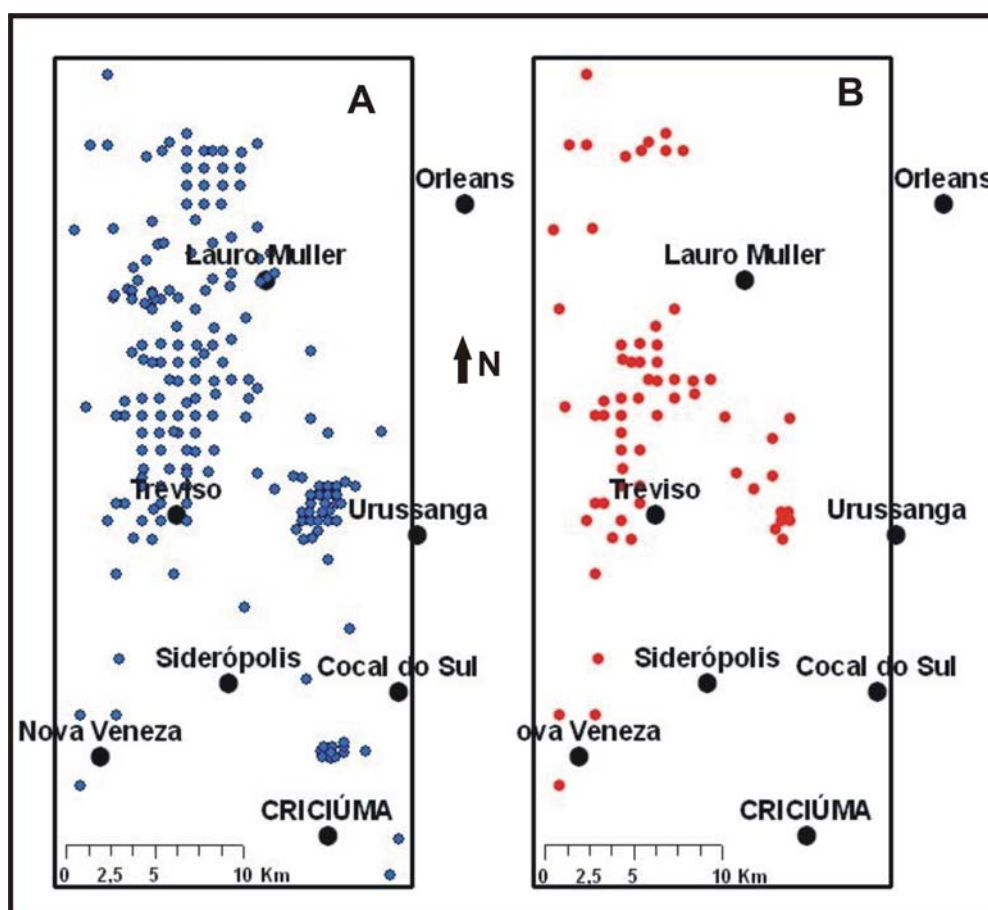


Fig. 5.3 - A) Poços utilizados na realização do mapa de cota da lapa da camada Bonito. B) Poços utilizados na realização do mapa de espessura de intrusivas na Fm. Irati.

A tabela 5.1 relaciona o prefixo dos poços (anexo 1) com a sua origem.

Prefixo	Origem
BG	Projeto Carvão Bonito Gaseificável. DNPM/CPRM
PB	Projeto Carvão no Pré-Barro Branco. DNPM/CPRM
AM, AL	Projeto Carvão Energético em Santa Catarina. CPRM
UR	Projeto Carvão de Santa Catarina. DNPM/CPRM
CR	Projeto Orleães. Relatório de Pesquisa de Carvão na Região de Lauro Müller, Santa Catarina. CPRM
CAT, G2, RC, LM	Carbonífera Catarinense Ltda
BR	Petrobras

Tabela 5.1 – Origem dos poços utilizados para a confecção dos mapas e seções geológicas.