

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E ESTRUTURA DA FORMAÇÃO CAPIRÚ NO ANTIFORME DO
SETUVA: IMPLICAÇÕES PARA POSSÍVEIS ACUMULAÇÕES DE
HIDROCARBONETOS**

Gabriel Vinícius Morais de Andrade

Orientador: Professor Doutor Frederico Meira Faleiros
Co-orientador: Professor Doutor André Oliveira Sawakuchi

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2015 / 20)**

SÃO PAULO
2015

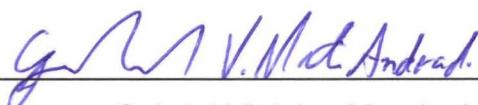
TF
A553
GVM.g

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

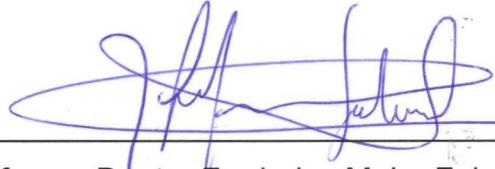


**GEOLOGIA E ESTRUTURA DA FORMAÇÃO CAPIRU NO ANTIFORME DO
SETUVA E IMPLICAÇÕES PARA POSSÍVEL SISTEMA PETROLÍFERO**

Monografia De Trabalho De Formatura - TF-2015 / 20



Gabriel Vinícius Morais de Andrade



Professor Doutor Frederico Meira Faleiros

IGc-Instituto de Geociências



2 7 8 6 6 2 6 - 1 0
Geologia e estrutura da Formação Capirú no antiforme
Setuva : implicações para possíveis ac
M26511

SÃO PAULO
2015

“A injustiça não se resolve.

À sombra do mundo errado
murmuraste um protesto tímido.

Mas virão outros.”

(Carlos Drummond de Andrade)

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro, possibilitando a execução de análises laboratoriais e a realização de atividades de campo.

Ao Professor Doutor Frederico Meira Faleiros, por toda sua dedicação, paciência, apoio e por estar sempre disposto a me ajudar e orientar em todas as etapas do processo.

À geóloga Nazaré Almeida, pela paciência, dedicação e companhia, além do auxílio fundamental durante as análises químicas desse projeto.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em especial aos professores e funcionários do Instituto, pela excelente infraestrutura e pelas inúmeras oportunidades oferecidas durante minha formação acadêmica.

À CAPES e ao Governo Federal pelo apoio durante o meu intercâmbio pelo programa Ciência Sem Fronteiras realizado entre os anos 2013 e 2014 na Hungria.

À ELTE (Universidade Eötvös Loránd) de Budapeste, Hungria, em especial aos professores Józséf Pálfi, Órsolya Sztanó, Szilvia Simon, aos pós-graduandos Orsolya Györi, János Czimeg e Ádám Tóth, além de tantos outros professores, alunos e funcionários com quem convivi, por todo apoio, paciência, dedicação, e solicitude indispensáveis demonstrados ao longo do ano em que estudei na ELTE. Köszönöm szépen, mindig fogok gondolni rád.

À Tratch-Mundi, em especial às pessoas de lá, Samar, Sagüi, Feijão e todos os que trabalharam lá comigo, pelos ensinamentos, amizade, compreensão e paciência durante o estágio realizado nessa empresa tão especial.

Aos meus amigos do IGc-USP, pelo companheirismo, amizade e apoio incondicionais demonstrados ao longo dessa caminhada. Amigos como Soka, Cancro, Garçon, Sifilis, Treme, Daina, Tassollo, Azeite, Chupin, Tenia, Fracasso, Sfinkter, Peg, Assado, Traveko, Lalas, Vera, Palestina, Always, Esperma, Saint, Orka, Depravada, Lontra, Preps, Pseudo, Molestado, Gardenal, MJ, Lombardi, Eunuco, Frouxo, Schumi, Caiçara, Hez, Hemorroïda, Deco, Atoladinha, Trena, Buçanha, Mussum, Funerio, Intimus, Funga, Fiona, além de tantos outros, foram fundamentais em diversos momentos durante os últimos anos.

À equipe masculina de basquete da geologia por ter me acolhido tão bem durante tantos anos e por ter sido fonte de amizade, energia e motivação para mim.

À minha família – Dalmo, Regina e Maíra –, a quem devo tudo que sou. Sem esses três eu nada teria realizado na vida. À Tainá, pela paciência, carinho e companheirismo demonstrados nessa nada fácil reta final da graduação.

RESUMO

A Formação Capiru, na região do Antiforme de Setuva, está localizada no leste do estado do Paraná, a norte da capital do estado, Curitiba. Essa região já foi alvo de estudos geológicos, estruturais, estratigráficos e paleontológicos, no entanto, nunca havia sido estudada para avaliar seu potencial como sistema petrolífero.

A Formação Capiru é formada por metalutito, metarenito, quartzito, metagrauvaca, metacalcário e metadolomito, e foi submetida a condições de metamorfismo de fácies xisto verde. Diques básicos, de idade mesozoica, cortam toda a região de estudo em uma direção NNE-SSW, transversal às principais estruturas.

Macroestruturas como antiformes e sinformes estão presentes em toda a região de estudo, e formam dobras fechadas, com comprimento de onda superior a 5 km, com traço axial de direção aproximada ENE-WSW. Fases posteriores de deformação foram responsáveis por causar dobramentos abertos nas estruturas geradas durante a primeira fase de deformação.

Camadas de metalutito negro possuem ampla distribuição espacial ao longo da região de estudo, e constituem um dos alvos principais desse estudo, por poderem representar uma rocha-fonte geradora de hidrocarbonetos. Análises químicas indicam que amostras de metalutito negro apresentam teores de carbono orgânico total principalmente entre 1 e 6%, considerados bastante favoráveis à geração de hidrocarbonetos. Contudo, não houve correlação entre os teores de carbono orgânico total e metano nas amostras analisadas. Análises de isótopos de metano resultaram em valores entre -18‰ e 32‰, indicando a presença de carbono termogênico.

A Formação Capiru apresenta rochas-fonte, rochas-reservatório, e rochas selantes em um empilhamento estratigráfico, e sob um arcabouço estrutural, favoráveis para a geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos.

Esse trabalho de formatura representa um primeiro esforço de avaliar o potencial da Formação Capiru como alvo de exploração petrolífera.

ABSTRACT

The Capiru Formation, at the region of the Setuba Antiform, is located at the Eastern region of the state of Paraná, north of its capital, Curitiba. This region has been a target for geological, structural, stratigraphic and palaeontological studies, however it had never been studied to evaluate its potential as a petroleum system.

The Capiru Formation is made of metamudstone, metasandstone, quartzite, metagraywacke, metalimestone and metadolostone, and has been metamorphized under greenschist facies. Basic dikes, of Mesozoic age, cut all over the study area along a NNE-SSW trend line, transversal to the main structures.

Macrostructures such as antiforms and synforms are present all over the region of study and form closed folds, with a wavelength up to 5 km, with an axial trace trend line of approximately ENE-WSW. Later phases of deformation were responsible for causing open folds on the structures generated during the first phase of deformation.

Layers of dark metamudstone are spread all over the study area, and constitute one of the main targets of this study, due to its potential to represent a source-rock able to generate hydrocarbon. Chemical analysis indicate that samples of dark metamudstone present content of Total Organic Carbon (TOC) with values from 1 to 6%, which is considered highly favorable to the generation of hydrocarbon. However, there hasn't been any correlation between the TOC values and the methane content. Analyses of isotopic methane resulted in values between -18‰ e 32‰, indicating the presence of thermogenic carbon.

The Capiru Formation presents source-rocks, host-rocks, seal-rocks at a favorable stratigraphic disposition, under a structural outline favorable to the generation, migration and accumulation of hydrocarbon.

This work represents a first effort to evaluate the potential of the Capiru Formation as a target for petroliferous exploration.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	3
RESUMO.....	4
ABSTRACT.....	5
INTRODUÇÃO.....	7
METAS E OBJETIVOS	10
MATERIAIS E MÉTODOS	11
Levantamentos de Campo	11
Análise Estrutural.....	11
Análises Químicas	12
TRABALHOS PRÉVIOS	15
Geologia Regional	15
Hidrocarbonetos em Unidades de Idade Pré-Cambriana	16
RESULTADOS OBTIDOS.....	19
Geologia e Estrutura	19
Análises Químicas	33
INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	37
CONCLUSÕES.....	40
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	42

INTRODUÇÃO

A formação Capiru representa uma unidade maior presente na porção meridional do Cinturão Ribeira, ocorrendo desde a região leste do Paraná até o extremo sul do estado de São Paulo (e.g.; Fiori, 1990; Fiori & Gaspar, 1993; Campanha & Sadowski, 1999; Guimarães et al., 2002; Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2012). Na unidade estão presentes rochas metassedimentares em condições de fácies xisto verde inferior (Heilbron et al., 2004; Faleiros, 2008), tais como ardósia, filito, micaxisto fino, mármore dolomítico e metarenito.

Diversas evidências, listadas abaixo, sugerem que a Formação Capiru pode abrigar, ou pode ter abrigado no passado, acumulações de hidrocarbonetos:

- Há camadas métricas de metalutito negro, aparentemente rico em matéria orgânica, que seria uma possível rocha-fonte para hidrocarbonetos.
- Espessas camadas de metarenito estão presentes na unidade, que seria uma possível rocha-reservatório de hidrocarbonetos.
- Camadas de metargilito ocorrem com grande frequência na região. Tais rochas serviriam como selante em um possível sistema petrolífero, devido à sua baixa permeabilidade e porosidade.
- A estrutura da Formação Capiru é dominada por amplos siniformes e antiformes (como o Antiforme Setuva), com eixos sub-horizontais, que serviriam como armadilha estrutural em uma possível acumulação de hidrocarbonetos.
- Dados petrográficos e petrológicos disponíveis sugerem que o pico metamórfico da maior parte da unidade atingiu temperaturas inferiores a 400 °C (e.g., Heilbron et al., 2004; Faleiros et al., 2008), estando, assim, dentro da janela de geração de gás.

No entanto, a Formação Capiru ainda não foi alvo de estudos que avaliassem a possibilidade de ocorrência de hidrocarbonetos.

Este trabalho se propôs a investigar a Formação Capiru na porção oeste do Antiforme do Setuva, que constitui uma área-chave para prospecção de hidrocarbonetos na unidade. As investigações envolveram trabalhos de campo e análises laboratoriais com o intuito de se responder as seguintes questões: (1) as camadas de metalutito negro apresentam volume e teor de carbono orgânico e de gases (e.g., metano) suficientes para produção de teores significativos de hidrocarbonetos?; (2) a Formação Capiru apresenta empilhamento estratigráfico e estruturas favoráveis para geração de armadilhas?; (3) o metamorfismo atingiu temperaturas abaixo ou acima da janela de produção de hidrocarbonetos?; (4) quais as influências das tectônicas rúptil e dúctil para possível fluxo e acumulação de hidrocarbonetos?

As Figuras 1 e 2 apresentam a localização da área de estudo em um mapa rodoviário e em um mapa geológico, respectivamente.

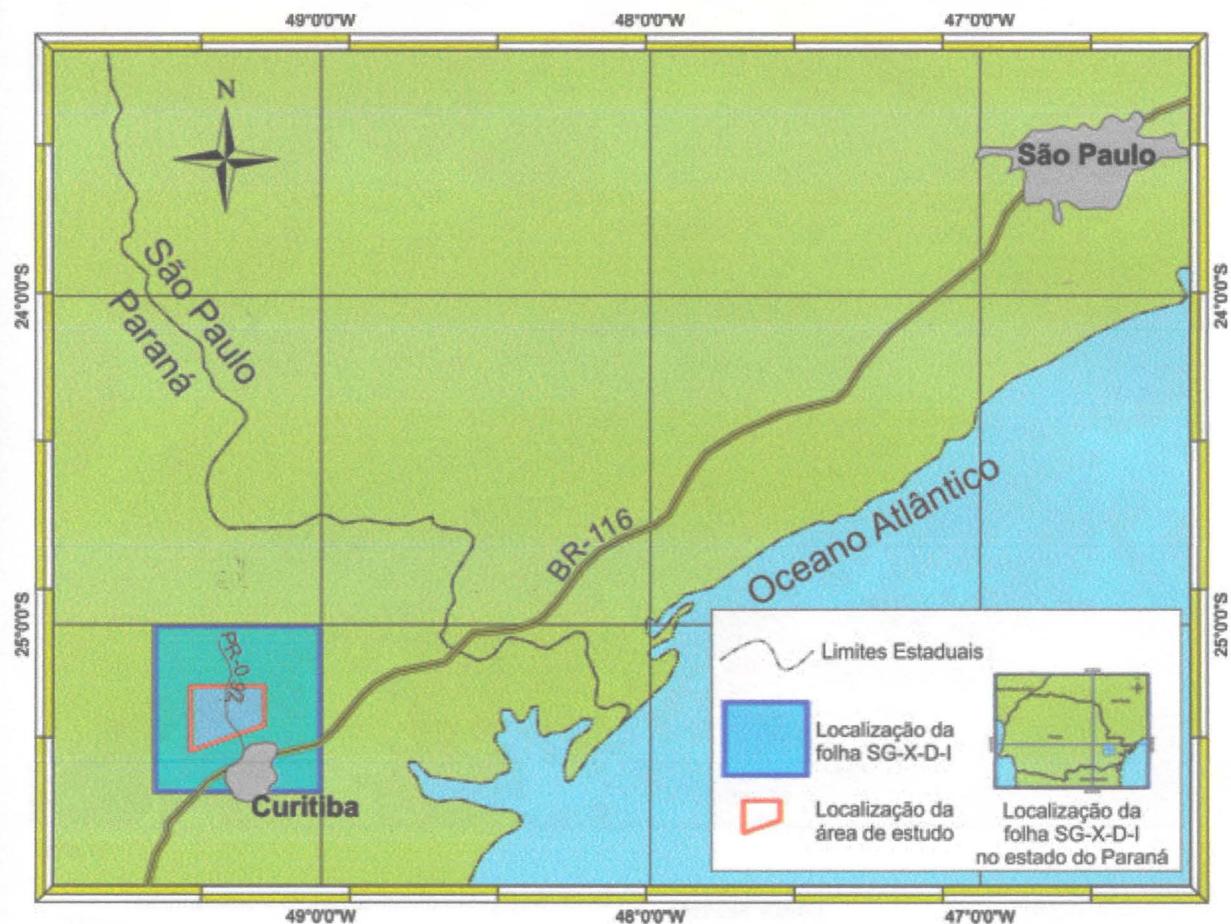
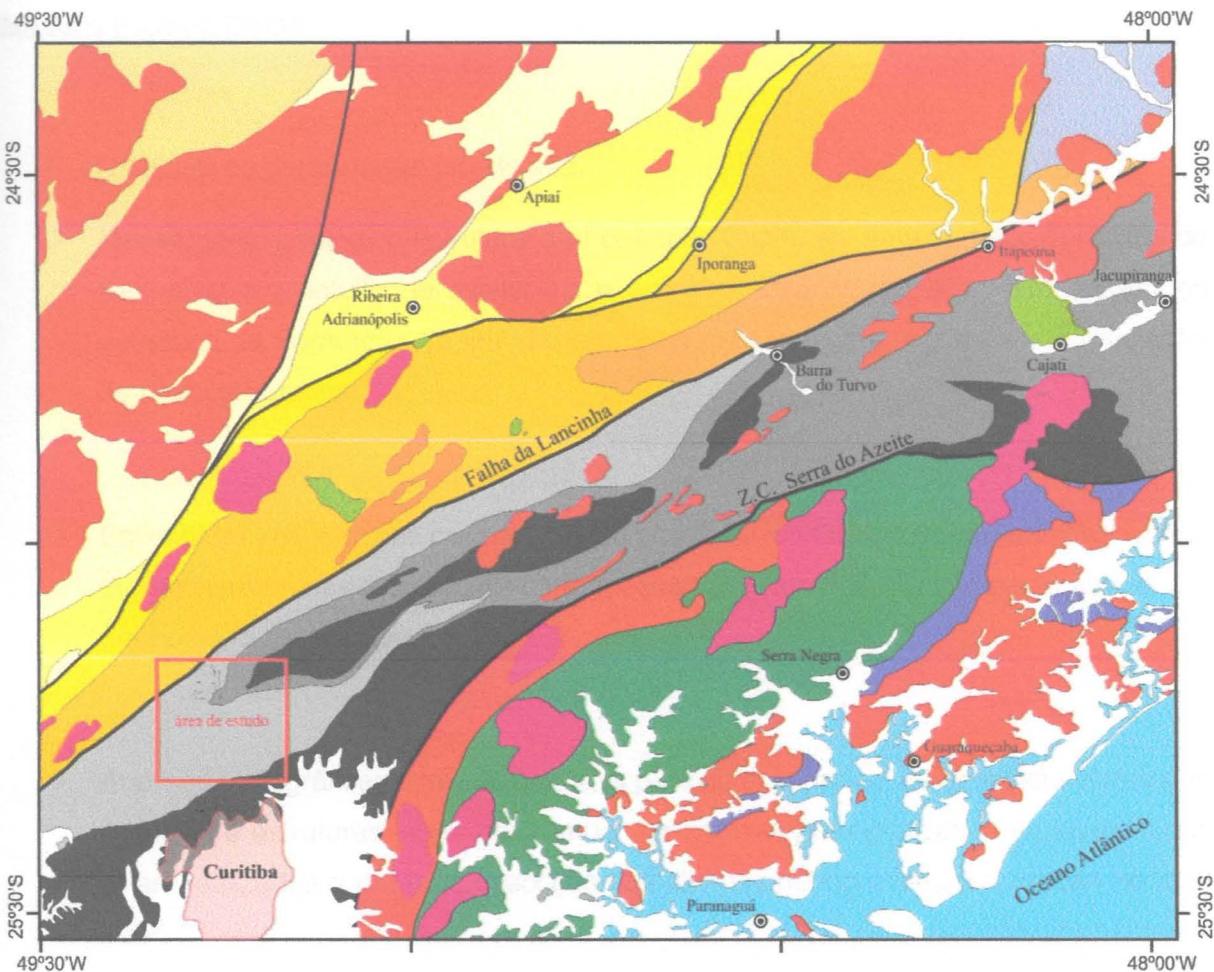


Figura 1 - Localização aproximada da área de mapeamento, com aproximadamente 60 km², entre os municípios paranaenses de Almirante Tamandaré, Colombo e Rio Branco do Sul, todos na região metropolitana de Curitiba.
– adaptado de imagens do Google Earth.



Sedimentos e rochas sedimentares (Quaternário)
 Rochas Alcalinas (Mesozóico)
 Granitóides pós-colisionais (Ediacarano)
 Granitóides sin-colisionais (Ediacarano)

Terreno Apiaí

- Formação Iporanga (Ediacarano)
- Grupo Lageado (Ectasiano a Criogeniano)
- Sequência Serra das Andorinhas (Calimiano)
- Grupo Votuverava (Calimiano)
- Formação Água Clara (Calimiano)
- Gnaisse Tigre (Esteteriano)

Terreno Embu

- Complexo Embu (idade desconhecida)

Terreno Curitiba

- Formação Capiru (Toniano a Ediacarano)
- Formação Turvo-Cajati (Toniano a Ediacarano)
- Complexo Atuba (Riaciano a Orosiriano)

Terreno Luís Alves

- Complexo Serra Negra (Neoarqueano)

Terreno Paranaguá

- Sequência Cachoeira (idade desconhecida)

Figura 2 - Localização aproximada da área de estudo no mapa geotectônico. O Antiforme Setuba está localizado na região nordeste do quadrilátero marcado em vermelho na figura. Extraído de Faleiros (2008).

METAS E OBJETIVOS

Os objetivos gerais deste projeto são:

- Mapeamento geológico-estrutural da Formação Capiru em uma parte do Antiforme do Setuba com o intuito de avaliar se o empilhamento estratigráfico e o arcabouço estrutural da Formação Capiru são propícios para geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos.
- Estimativas volumétricas preliminares de possíveis rochas-fonte e rochas-reservatório de hidrocarbonetos e de rochas impermeáveis da Formação Capiru para caracterizar um possível sistema petrolífero.
- Análises petrográficas e microestruturais para obter informações de maior detalhe das litologias e estruturas vistas em campo. As análises petrográficas e microestruturais foram realizadas a partir da descrição das lâminas petrográficas preparadas no IGc-USP.
- Estimativas do teor de carbono orgânico total de possíveis rochas-fonte de hidrocarbonetos visando a caracterização geoquímica e o melhor entendimento da Formação Capiru como fonte de possíveis acumulações de hidrocarbonetos.
- Estimativas do teor de metano contido nos poros de amostras de metalutito negro visando o entendimento das condições às quais as rochas da unidade foram submetidas, e se o teor de metano contido nos poros das rochas-fonte indica uma acumulação significativa de hidrocarbonetos.
- Estimativas da produção de metano biogênico em amostras de metalutito negro com o intuito de se avaliar o tipo de gás gerado por essas rochas, e se essa produção foi grande o suficiente para gerar hidrocarbonetos em quantidades significativas. É importante entender se o metano presente na rocha-fonte é do tipo termogênico ou biogênico para fins de exploração mineral.

MATERIAIS E MÉTODOS

Levantamentos de Campo

Foram realizadas duas etapas de trabalho de campo na região de estudo, próximo ao município paranaense de Rio Branco do Sul. A primeira etapa foi realizada nos dias 03, 04 e 05 de março de 2015, e a segunda etapa foi realizada nos dias 28 e 29 de outubro de 2015.

O trabalho de campo foi organizado de tal maneira que foram realizados dois perfis. Os perfis A-A' e B-B' tem direção aproximada N-S (transversais às principais estruturas e lineamentos da região).

Em cada afloramento foram observadas e identificadas as litologias, coletadas amostras representativas (incluindo seis orientadas), identificadas e medidas as atitudes das principais estruturas, como acamamento, foliações, elementos geométricos de dobras, indicadores cinemáticos, diques e falhas. Vinte das amostras coletadas foram selecionadas para serem preparadas para a observação em microscópio petrográfico. As amostras escolhidas estão dispostas no Quadro 1.

Quadro 1 - Amostras escolhidas para a produção de seções delgadas.

TF-GV-03A	TF-GV-03B	TF-GV-04	TF-GV-06B
TF-GV-08A	TF-GV-09C	TF-GV-12A	TF-GV-13A
TF-GV-13B	TF-GV-13C	TF-GV-15	TF-GV-17A
TF-GV-18A	TF-GV-19B	TF-GV-19C	TF-GV-20
TF-GV-24A	TF-GV-24B	TF-GV-25	TF-GV-28B

Análise Estrutural

Para realizar as análises estruturais, as seguintes etapas foram seguidas:

- ✓ Em campo, medição com bússola Clar das atitudes de estruturas como acamadamento, foliações, elementos geométricos de dobras, falhas, veios de quartzo e diques. De cada tipo de estrutura foram tomadas três medidas para melhor controle estatístico.

- ✓ Produção de estereogramas com os dados coletados. Os estereogramas foram produzidos com o software Stereo32®.
- ✓ Plotagem dos dados estruturais em mapa e nos respectivos perfis.
- ✓ Interpretação dos domínios estruturais a partir da distribuição dos dados em mapa e com o auxílio de estereogramas.
- ✓ Interpretação das fases de deformação, a partir das observações de campo e dos estereogramas.

Análises Químicas

Para as análises químicas foram selecionadas oito amostras de metalutito negro, cinza-escuro e cinza-claro, que haviam sido interpretadas com maior potencial para conter altos teores de matéria orgânica. As amostras selecionadas foram dos pontos TF-GV-03A, TF-GV-06A, TF-GV-12A, TF-GV-12B, TF-GV-13C, TF-GV-14, TF-GV-24, e TF-GV-25.

As amostras foram trituradas em uma prensa hidráulica e, em seguida, foram moídas em um moedor de ágata, onde cada amostra passou cinco minutos no moedor. Esse procedimento foi realizado no Laboratório de Tratamento de Amostras do IGc-USP. Cada amostra foi então pesada em uma balança de precisão (no Laboratório de Sedimentologia do IGc-USP), 10g de cada amostra foi separada para análise de metano, e 5g para a análise do teor de COT (carbono orgânico total).

Metano

Para realizar a análise do teor de metano, cada amostra passou pelo seguinte processo: A cada amostra (em um frasco de vidro de 100mL) foi adicionado 70mL de água desionizada. O frasco foi então vedado com uma rolha e retirado o ar de dentro dele com o auxílio de uma seringa para criar o vácuo e isolar os gases voláteis presentes na amostra. Cada amostra permaneceu incubada dessa forma por uma semana, para dar tempo dos gases voláteis se desprenderem da amostra. O volume ocupado pelo vácuo foi medido como tendo aproximadamente 45mL. Os frascos foram então levados para o Laboratório de Análise Instrumental do CENA (Centro de Energia Nuclear e Agricultura) da ESALQ-USP, em Piracicaba, onde foi estimado o teor de metano, isótopos de metano, teor de CO₂ e isótopos de CO₂.

Para essa estimativa, foi utilizado o equipamento *Picarro G2132-i Analyser*, disponível no CENA-ESALQ-USP. Tal equipamento mede os teores de CH₄ e isótopos δ¹³C-CH₄ com uma precisão de 1,15‰, e os teores de CO₂ e isótopos δ¹³C-CO₂ com uma precisão de 0,16‰, quando analisados no modo simultâneo (PICARRO, 2012).

As amostras contidas nos frascos foram analisadas seguindo o procedimento descrito a seguir:

- ✓ Injeção de 60mL de Nitrogênio gasoso em cada frasco;
- ✓ Retirada do gás de cada frasco, em um volume que variou entre 35 e 55mL, com o auxílio de uma seringa;
- ✓ Injeção do gás retido na seringa em um tubo conectado ao equipamento Picarro G2132-i Analyzer;
- ✓ Leitura dos valores de concentração de CH₄, iCH₄ (isótopos de metano), concentração de CO₂ e iCO₂ (isótopos de CO₂), durante dois minutos;
- ✓ Anotação dos valores de [CH₄], SD [CH₄] (Desvio padrão), iCH₄, SD iCH₄, [CO₂], SD [CO₂], iCO₂, SD iCO₂.

Os valores obtidos estão dispostos no Quadro 4 na seção Resultados.

COT

O método escolhido para medir o teor de carbono orgânico total foi o método das cinzas (Bisutti et al., 2004; Dean, 1974), também conhecido como LOI (Loss-On-Ignition), que é utilizado para determinar o conteúdo de matéria orgânica ao pesar as amostras antes e depois de um *tratamento de cinzas*. Esse método se baseia na teoria de que a uma certa temperatura, todo o carbono orgânico é convertido em CO₂, enquanto os carbonatos não são afetados. Na verdade, as perdas de CO₂ de carbonatos e de água dos argilominerais são desprezadas.

Bisutti et al. (2004) fizeram uma compilação de temperaturas utilizadas para o método das cinzas em diversos estudos, onde nota-se que não há um consenso na temperatura e no tempo utilizados nesse método. No entanto, temperaturas menores que 500°C são insuficientes para queimar uma boa proporção da matéria orgânica presente nas amostras, e temperaturas superiores a 575°C ou 600°C podem ser altas demais pois o carbonato presente nas rochas pode começar a ser afetado, e assim haverá uma superestimação do teor de carbono orgânico.

Assim, para esse trabalho, foi escolhida a temperatura de 550°C, como citada por Dean (1974), sob a qual as amostras foram submetidas por um período de 3 horas. Nessas condições, o autor estimou que cerca de 91% do carbono orgânico é queimado na forma de CO₂, e a temperatura não é alta o suficiente para queimar carbono inorgânico proveniente de carbonatos presentes em algumas das amostras desse trabalho.

Para realizar as análises do teor de Carbono Orgânico Total, as amostras, pesando 5g cada, foram levadas ao Laboratório de Química do IGc-USP, onde passaram pelo seguinte processo:

- ✓ Amostras foram pesadas e levadas a uma estufa FANEM, Modelo 315 SE, onde permaneceram por 24 horas;
- ✓ Cadiinhos de porcelana vazios foram esquentados em uma mufla (COEL modelo UL 1400) por uma hora a uma temperatura de 550°C;
- ✓ Retirar as amostras da estufa e deixa-las em um dessecador equipado com sílica em gel e vedado hermeticamente para arrefecerem por uma hora;
- ✓ Retirar os cadiinhos vazios da mufla e deixá-los em outro dessecador para arrefecer por uma hora;
- ✓ Tarar os cadiinhos vazios em uma balança de precisão Mettler Toledo, modelo AG245.
- ✓ Transferir 5g das amostras para os cadiinhos vazios e anotar o peso do cadiinho com as amostras;
- ✓ Levar os cadiinhos com as amostras à mufla por mais 3 horas, a uma temperatura de 550°C;
- ✓ Retirar as amostras da mufla e deixa-las em um dessecador para arrefecer por uma hora;
- ✓ Pesar novamente os cadiinhos com as amostras. Os resultados estão dispostos no Quadro 3 na seção Resultados.

TRABALHOS PRÉVIOS

Geologia Regional

A Formação Capiru representa uma unidade presente na porção meridional do Cinturão Ribeira, ocorrendo desde a região leste do Paraná até o extremo sul do estado de São Paulo (e.g., Fiori, 1990; Fiori & Gaspar, 1993; Campanha & Sadowski, 1999; Santarém et al., 1999; Guimarães et al., 2002; Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2012). A Formação Capiru, pela definição original (Bigarella & Salamuni, 1956) estaria posicionada em nível estratigráficamente intermediário no Grupo Açuñui (ou Supergrupo Açuñui). Faleiros (2008), no entanto, propõe que a Formação Capiru, assim como a Formação Setuba (considerada uma tectonofácies da Formação Capiru), seja parte do Terreno Curitiba, ao sul da Zona de Cisalhamento de Lencinha, e que apresentariam evoluções desvinculadas do Supergrupo Açuñui.

Na unidade estão presentes rochas metassedimentares de fácies xisto verde inferior (Heilbron et al., 2004; Faleiros, 2008), tais como ardósia, filito, micaxisto fino, mármore dolomítico e metarenito. Análises isotópicas U-Pb em grãos de zircão detritico forneceram idade máxima de deposição de 900-800 Ma (Siga Júnior et al., 2012). Uma idade mínima de deposição de 650-600 Ma é indicada pela deformação/metamorfismo brasileiro que afetou a unidade. Assim, os dados disponíveis sugerem que a unidade foi depositada entre o Toniano e o Ediacarano.

A porção da Formação Capiru formada por metalutito, mármore e quartzito é considerada como uma sequência marinha de plataforma de águas rasas e litorâneas (Campanha & Sadowski, 1999; Yamato, 1999). Um estudo envolvendo estromatólitos, feitos na mesma região do presente trabalho, indicam que porções dessa formação foram depositadas em ambientes que variaram entre plataforma de supramaré a entremarés e inframaré (Guimarães et al., 2002).

A estratigrafia da Formação Capiru não é objeto de consenso na literatura. Alguns trabalhos admitem que há uma estrutura interna preservada, no entanto, Fiori (1990, 1992) demonstra que há relações de aloctonia entre essa unidade e o embasamento, com porções fortemente imbricadas em sua base.

Geotectonicamente, trabalhos como os de Fiori (1990, 1993a) e de Yamato (1999) indicam que houve um cavalcamento para leste da Formação Capiru sobre o Complexo Atuba. Faleiros (2008) afirma que os indicadores cinemáticos identificados por Yamato (1999) são compatíveis com empurrão para leste no flanco norte do antiforme, e com transcorrência

sinistral do flanco sul dessa estrutura, indicando que parte dos indicadores cinemáticos foi invertida por dobramento posterior à tectônica de cavalgamento. Faleiros (2008) também ressalta que as estruturas do Complexo Atuba são concordantes com as estruturas da Formação Capiru, o que sugere que o Complexo Atuba foi envolvido na mesma deformação. Esse padrão deformacional é corroborado por Soares *et al.* (2005), que descreveram estruturas formadas em uma terminação de *nappe* dobrada na região de Colombo (PR), sendo uma estrutura subsidiária ao Antiforme Setuva.

Os contatos cisalhados entre a Formação Capirú e o Complexo Atuba tornam suas relações estratigráficas ambíguas. Contudo, dados U-Pb em zircão indicam que as rochas do Complexo Atuba passaram por migmatização entre 640 e 580 Ma (Siga Júnior *et al.*, 1995; Sato *et al.*, 2003), mas zircões detritícios com idades nesse intervalo não ocorrem nas rochas da Formação Capirú sobrepostas (Basei *et al.*, 2008; Siga Júnior *et al.*, 2012). Esses dados geocronológicos sugerem que o Complexo Atuba não representa o embasamento da Formação Capirú e que a tectônica de *nappes* que afetou ambos ocorreu após a migmatização brasiliiana que afetou o Complexo Atuba (i.e., após 580 Ma).

Hidrocarbonetos em Unidades de Idade Pré-Cambriana

Apesar do amplo domínio dos sistemas petrolíferos de idade Fanerozoica, exemplos de sistemas petrolíferos em rochas de idade Neoproterozoica ou até Mesoproterozoica têm sido estudados com frequência cada vez maior. A busca por fontes não-convencionais de hidrocarbonetos é uma preocupação comum a quase todas as empresas do setor petrolífero, e as acumulações de hidrocarboneto em sistemas petrolíferos de idade Pré-Cambriana estão inseridas nesse contexto.

Hoje em dia há reservas provadas de petróleo ou gás em quase todos os continentes, e algumas delas tem importante papel econômico devido às suas grandes concentrações, como é o caso do Supergrupo Huqf, no Oman, de idade entre 725 e 540 Ma, das províncias russas de Lena-Tunguska, Lena-Vilyuy, e Yenisey-Anabar, que segundo o USGS (Serviço Geológico dos Estados Unidos) podem abrigar 2,8 bilhões de barris de petróleo e 48,9 Tcf de gás, ou da Bacia Sichuan na China, com potencial de reservas de 178 Tcf de gás e 26,18 bilhões de barris de petróleo (Craig *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2010; Everett, 2012).

No Brasil, o Grupo Bambuí, em Minas Gerais, de idade Ediacarana, tem sido alvo de pesquisas sobre possíveis sistemas petrolíferos há alguns anos (Souza Filho *et al.*, 2008; Campos & Oliveira, 2005), já que evidências como exsudações de gás e óleo têm sido observadas nas Formações Urucuia e Santa Maria.

A Figura 3 ilustra a distribuição de todas as reservas provadas de hidrocarbonetos em rochas de idade Proterozoica em todo o mundo.

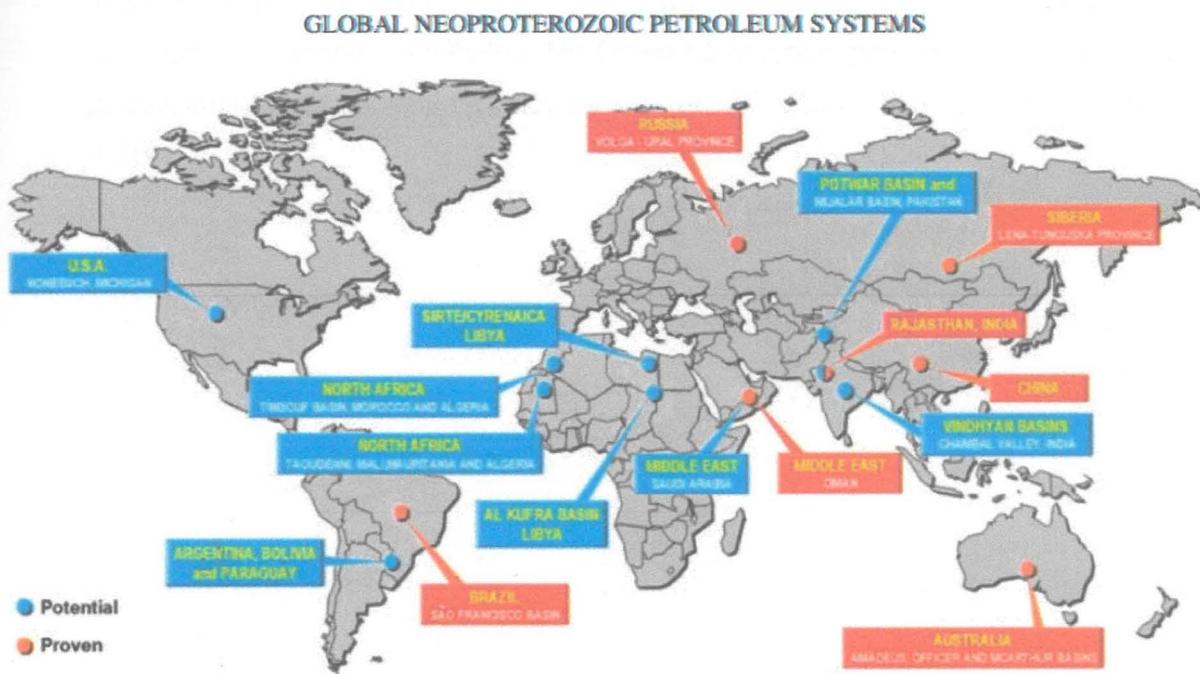


Figura 3 – Províncias provadas (em vermelho) e potenciais (em azul) de sistemas petrolíferos Pré-Cambrianos no mundo (Extraído de Craig *et al.*, 2009).

Craig *et al.* (2009), em seu livro “Global Neoproterozoic Petroleum Systems”, reúnem informações detalhadas de depósitos em todo o mundo, e tentam explicar possíveis razões para uma distribuição global de acumulações significativas de hidrocarboneto.

Esses autores dividem o Neoproterozoico-início do Cambriano em três fases: (1) Toniano (1000 – 750 Ma); (2) Criogeniano-Ediacarano (750 – 600 Ma); Fim do Ediacarano-Início do Cambriano (600 – 500 Ma). A geração de hidrocarbonetos está intimamente ligada a aspectos tectônicos e climáticos.

Os sistemas petrolíferos de idade Proterozoica podem, segundo Craig *et al.* (2009), ser separados nas 3 categorias citadas acima e descritas abaixo:

- O sistema petrolífero “Pré-Glacial” Neoproterozoico, restrito aos blocos cratônicos antigos nas margens peri-Gondwanicas consiste em rochas carbonáticas estromatolíticas como rocha-reservatório, carregada lateralmente por camadas intercaladas de folhelhos negros ricos em matéria orgânica de origem algal.
- Sistemas “Glaciais”, Neoproterozoicos, são controlados pela deposição de folhelhos ricos em matéria orgânica (rocha geradora) depositadas em períodos de transgressão pós-glacial. Bons análogos para esse padrão de distribuição de rochas fonte, selo e reservatório incluem os sistemas petrolíferos pós-glaciais de idade Ordoviciana-Siluriana.

- Sistemas petrolíferos “Pós-Glaciais”, de idade Pré-Cambriana a Cambriana Inferior, nas margens peri-Gondwanicas no Oriente Médio e Subcontinente Indiano estão associados a bacias do leste de Gondwana, preenchidas por sequências de carbonatos, evaporitos e folhelho. No Oman há reservas provadas nesse Sistema e possivelmente outros sistemas devem ocorrer no norte da África, oeste da Índia e Arábia.

RESULTADOS OBTIDOS

Geologia e Estrutura

Mapas e Seções geológicas

Foram realizadas 2 seções geológicas com base nos afloramentos descritos ao longo do trabalho de campo. As seções A-A' e B-B' tem direção aproximada N-S, e são transversais às estruturas.

A Figura 4 exibe um mapa geológico com a localização dos afloramentos descritos durante o trabalho de campo.

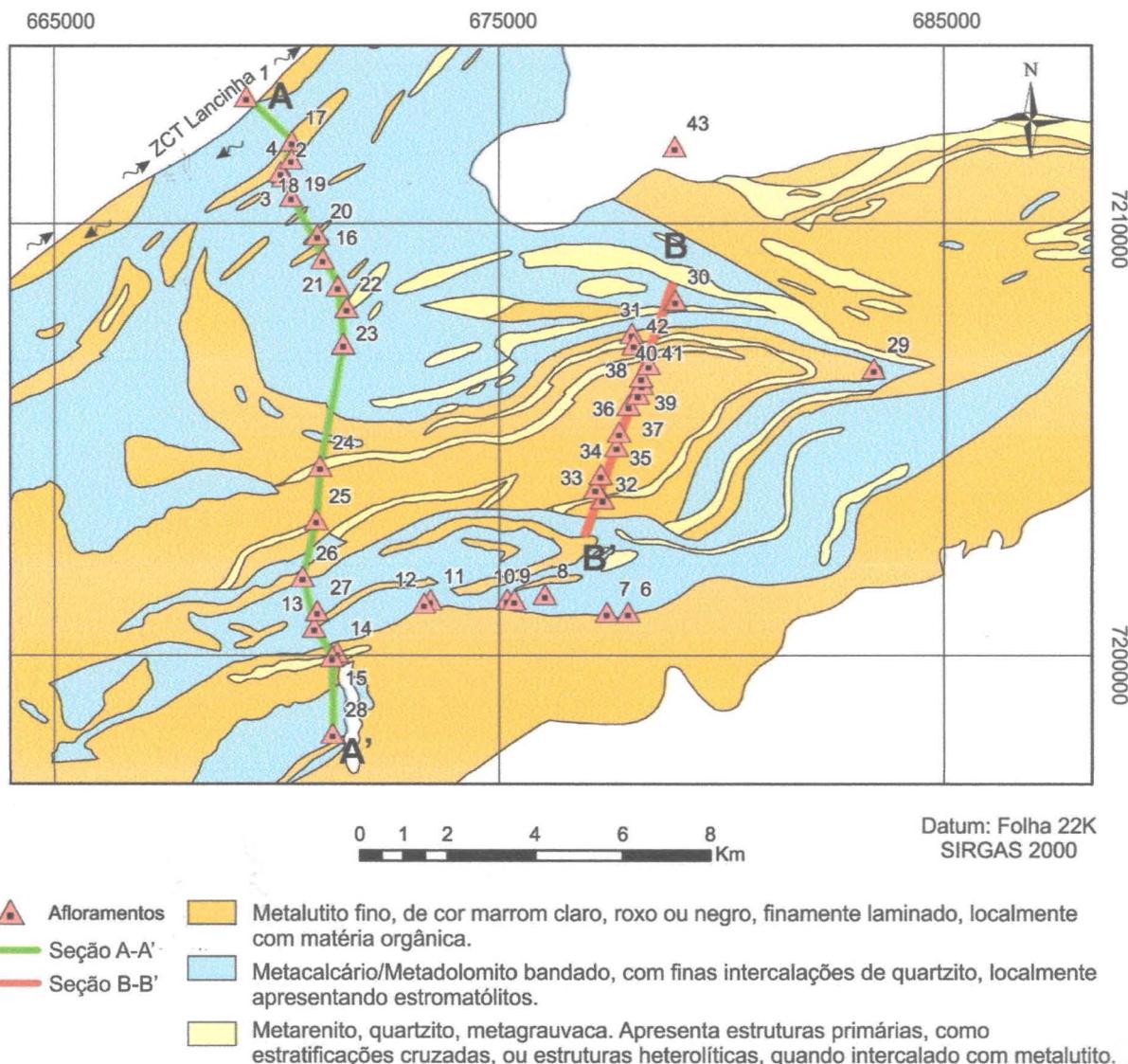
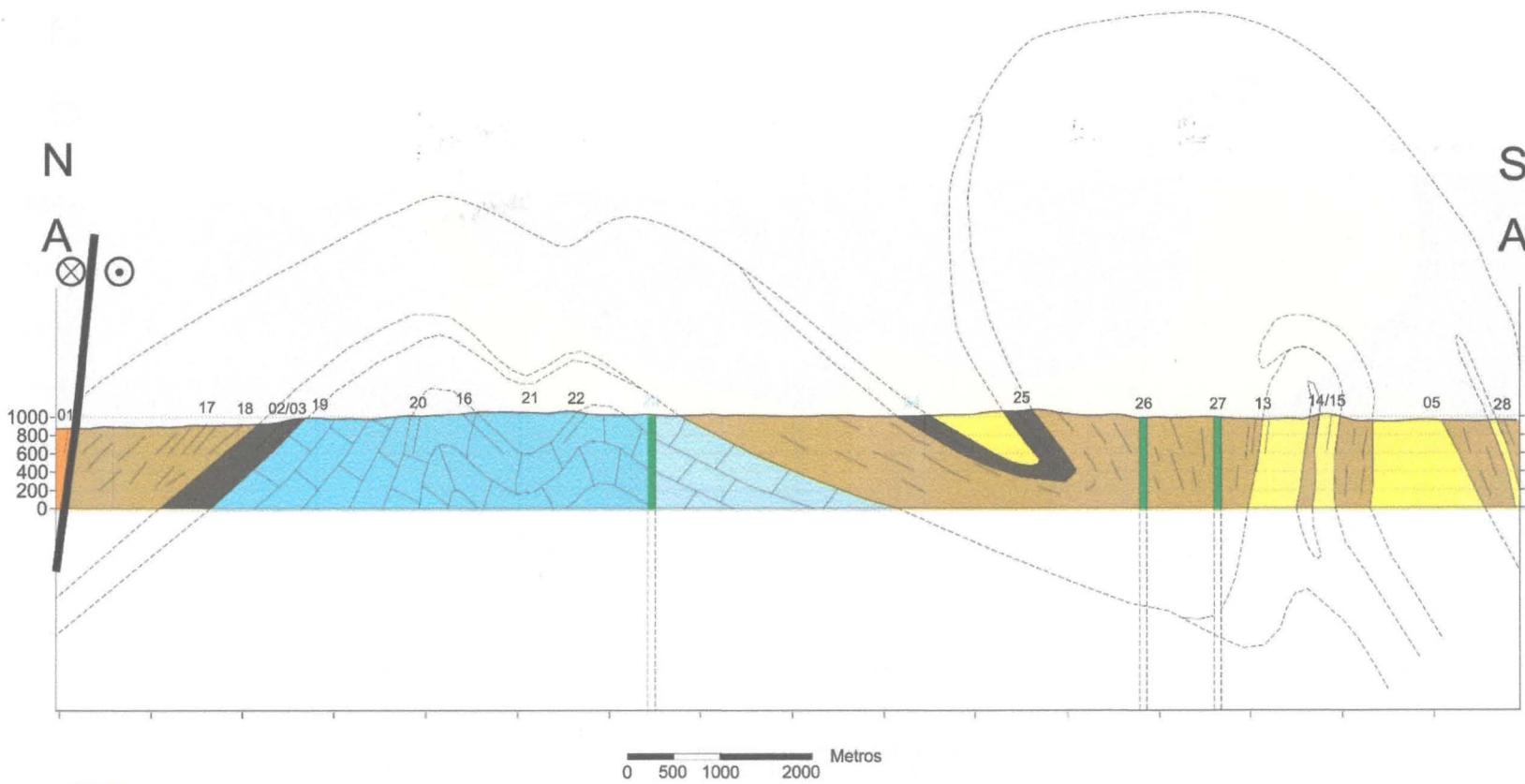


Figura 4 – Mapa geológico da área de estudo. A localização dos afloramentos estudados em campo está indicada, juntamente com o seu código. Os perfis A-A' e B-B' estão indicados no mapa em verde e vermelho, respectivamente. Modificado de CPRM (2000).

As Figuras 5 e 6 representam as Seções A-A' e B-B', respectivamente. O estereograma referente aos dados coletados ao longo da seção A-A' está apresentado na Figura 7, enquanto o estereograma referente à seção B-B' está apresentado na Figura 8.

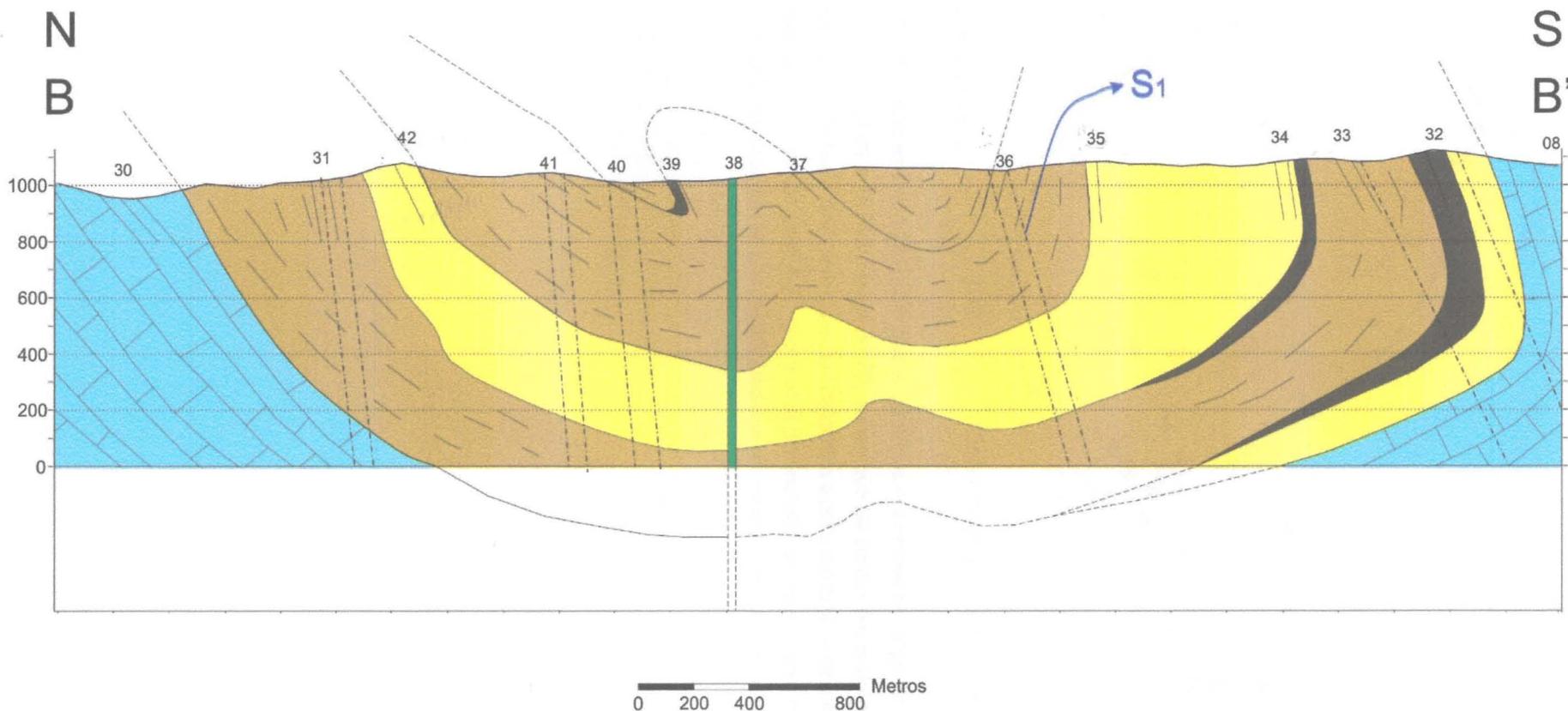
5



- Diques de diabásio
- Metalutito fino de cor cinza, rico em matéria orgânica
- Metarenito, quartzito, e metagrauvaca
- Metalutito fino, de cor marrom claro, finamente laminado
- Metacalcário / metadolomito bandado com intercalações de metarenito
- Zona de Cisalhamento Lanciahina-Cubatão

ZCT Lanciahina-Cubatão

Figura 5 - Seção geológica A-A'. Os pontos de campo estão indicados acima da linha topográfica.



- █ Diques de diabásio
- Metalutito fino de cor cinza, rico em matéria orgânica
- █ Metarenito, quartzito, e metagrauvaca
- █ Metalutito fino, de cor marrom claro, finamente laminado
- █ Metacalcário / metadolomito bandado com intercalações de metarenito

Foliação S1

Figura 6 – Seção geológica B-B'. Os pontos de campo estão indicados acima da linha topográfica.

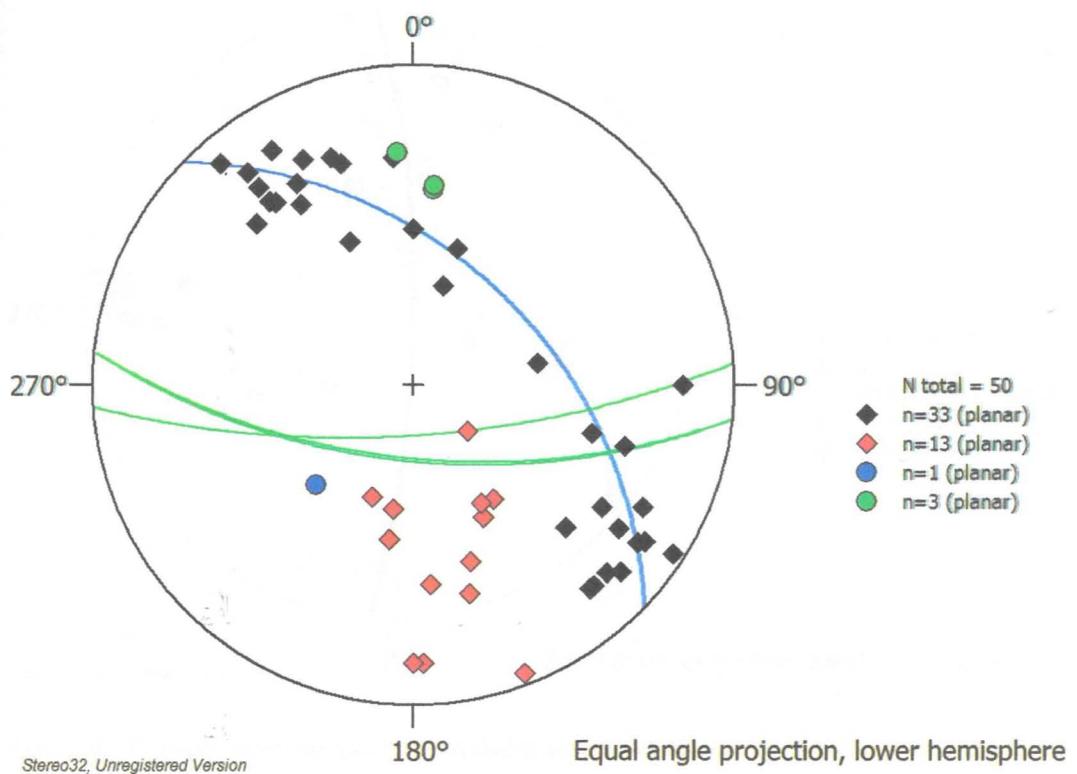


Figura 7 – Projeção estereográfica com dados coletados em campo ao longo do perfil A-A'. Pontos em preto e vermelho representam a projeção polar de S0, sendo que os pontos em preto estão distribuídos ao longo da guirlanda representada em azul (com projeção ciclográfica e polar em azul), e os pontos em vermelho representam os pontos da porção sul do perfil A-A', que é uma continuação do mesmo domínio estudado no perfil B-B'. Os dados em verde representam os planoaxiais medidos em campo, com projeção polar e ciclográfica.

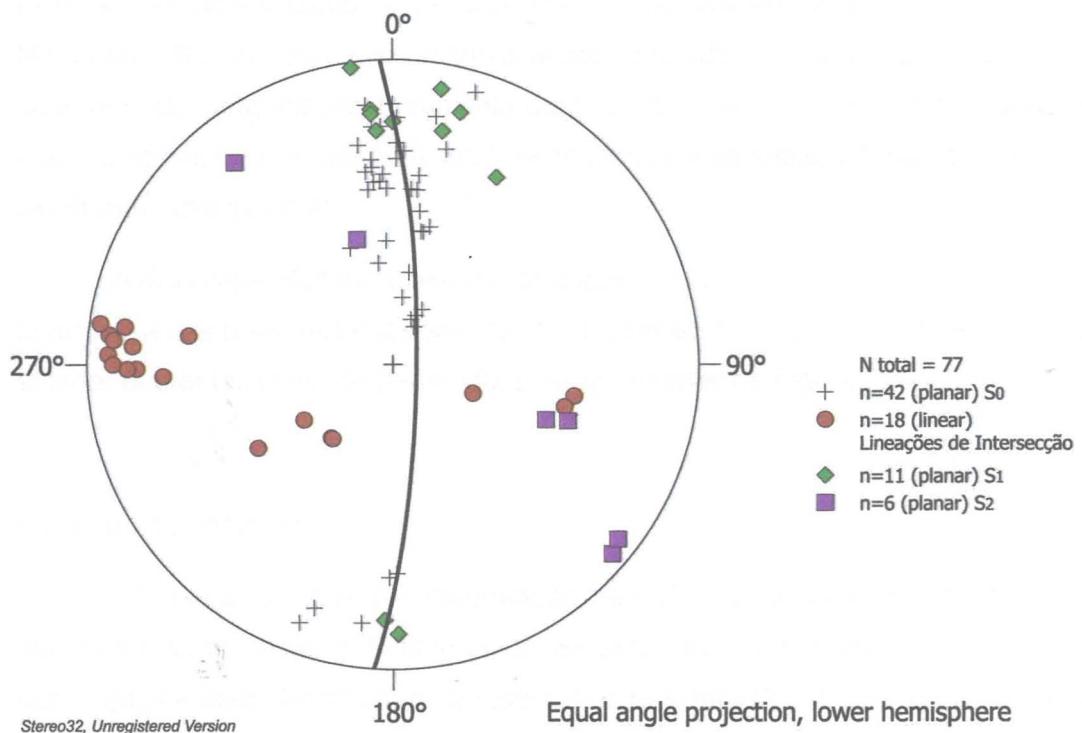


Figura 8 – Projeção estereográfica com os dados estruturais coletados em campo, ao longo do perfil B-B'. Dados de acamamento (S0), da clivagem ardosiana (S1), de uma clivagem de crenulação localizada, e das lineações de intersecção estão dispostas no estereograma, seguindo a legenda indicada na figura. Os dados de S0 estão dispostos ao longo da guirlanda em preto cuja projeção polar tem boa correspondência com as lineações de intersecção localizadas no canto esquerdo da figura. Os pontos em roxo representam a projeção polar dos dados medidos de crenulação.

Macroestruturas

A macroestrutura da Formação Capirú na área estudada é representada por dobras com comprimento de onda quilométrico, com linhas de charneira de altitude ENE a EW sub-horizontais, e superfícies axiais variando de subverticais ou com mergulho moderado para sul. A vergência geral é para norte, e algumas dobras apresentam flanco invertido.

Em mapa os traços axiais das dobras principais apresentam-se curvados, definindo dobras superpostas com traços axiais de direção NW.

Nota-se, a norte da Seção A-A', a zona de cisalhamento Lencinha-Cubatão, transcorrente, que representa o limite norte da Formação Capirú. Apesar de não representados no mapa (somente nos perfis), há diques presentes em toda a região, com orientação NNW-SSE, aproximadamente transversais às estruturas regionais, e paralelos ao Arco de Ponta Grossa.

Na Seção B-B' a estrutura siniforme possui indícios de ser também uma sinclinal, isso é, as camadas mais jovens encontram-se acima das camadas mais velhas. Indícios incluem

estruturas primárias, como estratificações cruzadas, que servem como indicadores topo-base. No ponto 32, por exemplo, estratificações cruzadas indicam topo para baixo, com o acamamento mergulhando fortemente para sul. Com o auxílio de observações desse perfil, nota-se assim, que as camadas mais jovens ficaram na região interna da estrutura siforme, resultando num sinclinal.

A disposição das macroestruturas como as siformes e antiformes, combinada com os estereogramas construídos a partir de dados coletados sistematicamente em campo, permite estimar diferentes fases de deformação, apresentadas na Figura 9.

Fases de deformação

A primeira fase de deformação, ou D₁, foi a responsável pela criação das macroestruturas como o Antiforme do Setuva, além dos outros antiformes e siformes associados a essa deformação, apresentados nas seções A-A' e B-B'. Uma compressão na direção NW-SE gerou essas estruturas com traço axial de direção aproximada NE-SW. O dobramento gerado por essa deformação pode ser classificado, predominantemente, como fechado a apertado de acordo com seu ângulo de abertura, entre 25º e 40º, conforme macrodobras mapeadas (seções A-A' e B-B', Figuras 5 e 6) e dobras parasíticas observadas em campo..

A fase posterior à D₁ é caracterizada pelo dobramento das estruturas afetadas pela primeira fase de deformação. Na Figura 9 os traços marcados em verde representam os traços axiais das dobras causados por essa fase D₂. As dobras dessa fase podem ser classificadas como suaves, devido ao seu ângulo de abertura.

Vale notar que uma clivagem ardosiana, S₁, tem orientação predominantemente subparalela ao acamamento S₀. A distribuição das projeções polares em estereograma das atitudes medidas de S₀ ocorre ao longo de guirlandas de círculo máximo (Figuras 7 e 8), sugerindo dobramento aproximadamente cilíndrico em torno de eixos de direções NE a E-W. As atitudes da clivagem S₁ indicam que esta foliação é compatível com o planoaxial das dobras D₁ (Figura 8). Na seção A-A' a guirlanda, em azul (Figura 7), tem orientação rotacionada cerca de 45º em relação à guirlanda formada pela distribuição das projeções polares de S₀ medidas ao longo da Seção B-B', que está marcada em preto (Figura 8). Essa curvatura é consistente com os traços axiais de direção NW observados em mapa, interpretados como fase D₂.

A Figura 9 representa o mapa da região de estudo, destacando os traços axiais das fases D₁ e D₂ de deformação, além de destacar também a altitude do acamamento S₀.

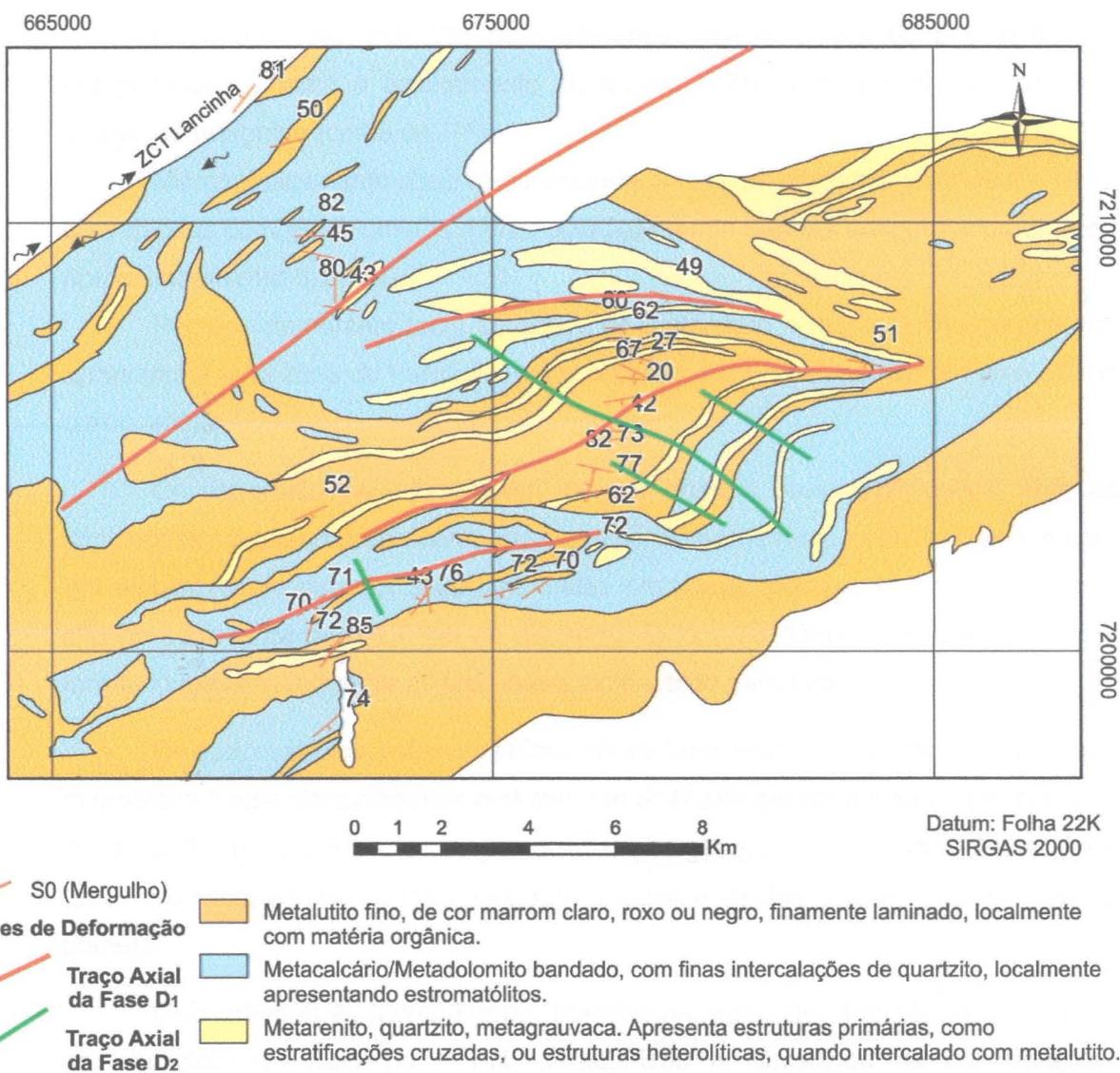


Figura 9 – Mapa geológico-estrutural, modificado de CPRM (2000).

Clivagens de crenulação foram observadas e medidas em campo (Figura 8). Contudo, essas clivagens não apresentam atitude compatível com o planoaxial de dobras D₂, e podem refletir deformações localizadas.

Petrografia

Os seguintes litotipos da Formação Capiru afloram na área de estudo:

- **Metacalcário / Metadolomito:**

Rochas com bandas de cor branca ou cinza-claro, de menor ou maior granulometria. Observou-se em campo estruturas primárias, como estromatólitos.

Há intercalações de metarenito com espessura variando de 1 a dezenas de centímetros.

O bandamento, marcado pela diferença granulométrica ou pela diferença composicional, marca o acamamento sedimentar (S0), que encontra-se com alto ângulo de mergulho (cerca de 70º).

Microscopicamente observa-se o bandamento com diferença de granulometria, com bandas com granulometria menor que 0,01 mm e bandas com granulometria de aproximadamente 0,1 mm.

Regiões de contato entre camadas de metarenito e metacalcário geralmente apresentam uma zona de transição, onde ocorrem cristais de quartzo em uma matriz carbonática.

Os estromatólitos ocorrem em formato dômico, sem ramificações, com as laminações microbianas apresentando espessuras milimétricas a centimétricas, e com um empilhamento superior a 20 cm. Vistas em planta, possuem formato circular a elíptico com cerca de 5 a 6 cm de diâmetro. O formato dômico e a boa exposição formam um ótimo indicador de topo-base, com o topo para cima.

Os estromatólitos, estruturas biossidentares formadas por meio de atividade microbiana (como cianobactérias e algas), em ambiente aquático supramaré, ocorrem desde o Arqueano, possuem ampla distribuição geográfica, e tiveram seu apogeu durante o Proterozoico, quando atingiram o máximo de diversidade e distribuição no planeta.

Guimarães et al. (2002) em um trabalho na região de Morro Grande, próximo ao município de Colombo – PR, caracterizou e classificou os estromatólitos encontrados na Formação Capiru em locais próximos de onde foram encontrados os estromatólitos descritos nesse trabalho. De acordo com o trabalho desses autores, os estromatólitos aqui descritos se encaixariam nas estruturas do tipo 2, onde,

“Esse tipo de estromatólito pode ser caracterizado por colunas delgadas, subcilíndricas de mais ou menos 5 cm de diâmetro e, aproximadamente, 35 cm de comprimento. As colunas encontram-se paralelas entre si e estão separadas uma das outras por uma distância de mais ou menos 1 a 3 cm, são eretas e não ramificadas. As lâminas internas são convexas e finamente intercaladas. Os estromatólitos são isolados (individualmente), subcilíndricos, retos e com a atitude normal a recumbente, às vezes encontram-se inclinados, coalescidos na base e geralmente uniformes em seus diâmetros. A ornamentação marginal é lisa, às vezes com costelas e ocorrem com muita freqüência. As lâminas internas lisas são pouco convexas. O relevo sinóptico das lâminas é baixo e o grau de herança de laminação é alto e simétrico. Estrutura laminar marginal é infletida sem superposição. A ritmicidade laminar é bastante desenvolvida.” (Guimarães et al., 2002).

As Figuras 10 e 11, do ponto TF-GV-08, ilustram os estromatólitos encontrados na região.

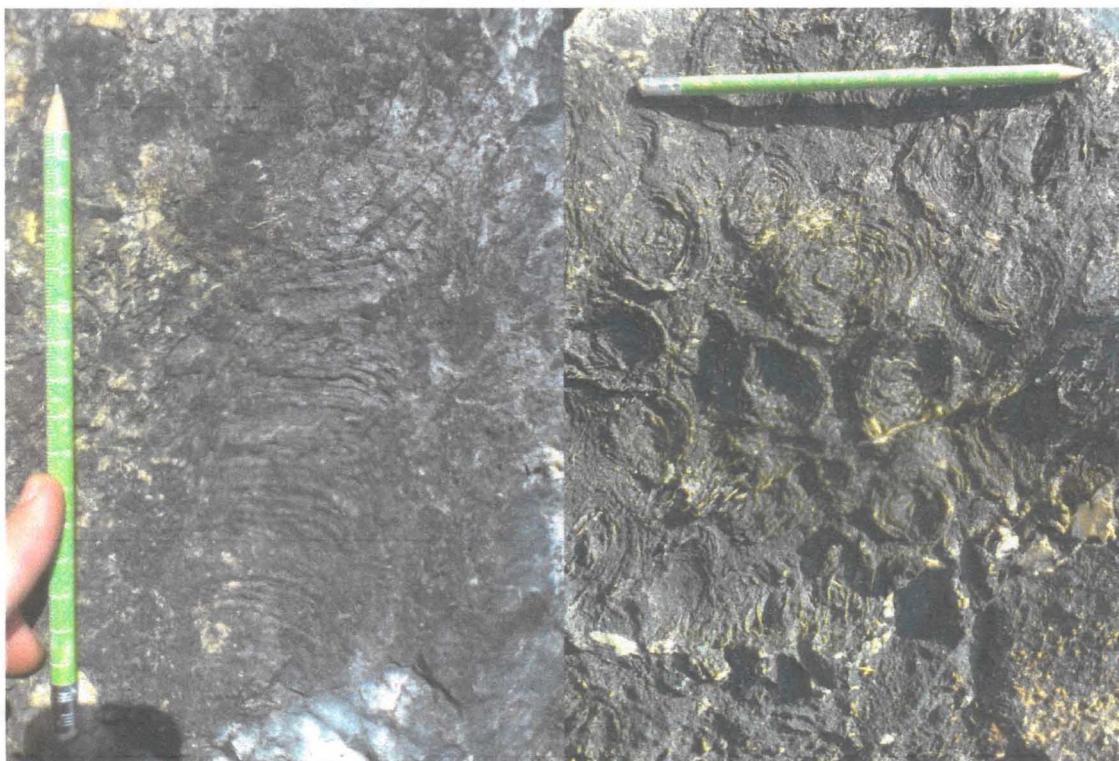


Figura 10 - Vista em perfil dos estromatólitos descritos no ponto TF-GV-08.

Figura 11 - Vista em planta dos estromatólitos descritos no ponto TF-GV-08.

A relevância dos estromatólitos na região para o presente trabalho reside no fato de que importantes reservas de hidrocarboneto, como as grandes reservas de gás de Sichuan, no sul da China, com idade Neoproterozoica, possuem como rocha-reservatório de seu sistema petrolífero, dolomitos algais da Formação Dengying, que tem como uma das suas principais características a presença de diversos tipos de estromatólitos (Shi Z. J. et al., 2013). Sistemas petrolíferos com rochas carbonáticas estromatolíticas foram definidas por autores como Craig et al. (2009) como sistemas petrolíferos “pré-glaciais”.

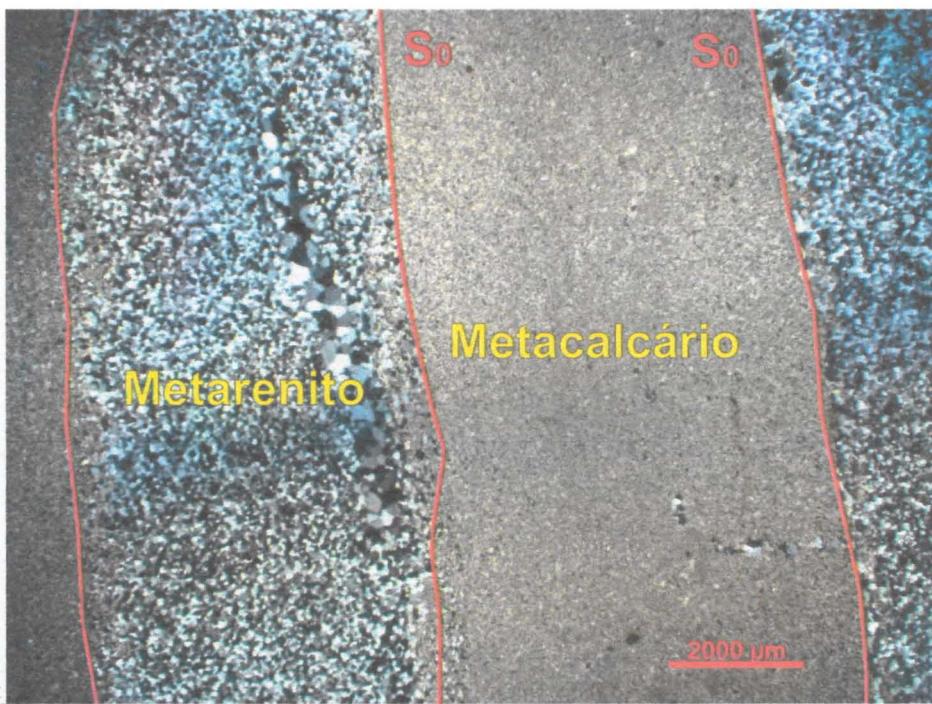


Figura 12 – Fotomicrografia da amostra TF-GV-08A – 1,25X.

- **Metalutito:**

Rocha metamórfica de baixo grau, formada por mais de 75% de sericita, com clorita subordinada. Podem apresentar, ou não, porfiroblastos, que incluem magnetita, cianita e cloritoide. A cianita aparece como porfiroblastos em textura poiquiloblástica, com até 3 cm de comprimento, observada nos pontos 03, 04 e 20. Magnetita aparece como porfiroblastos nos pontos 19, 28, 36 e 37.

Essas rochas apresentam cores cinza a preto, quando frescas, e roxo, quando alteradas, tendo frequentemente aparência de que é rica em matéria orgânica.

As Figuras 13 e 14 representam dois exemplos dessa litologia em vista macroscópica.

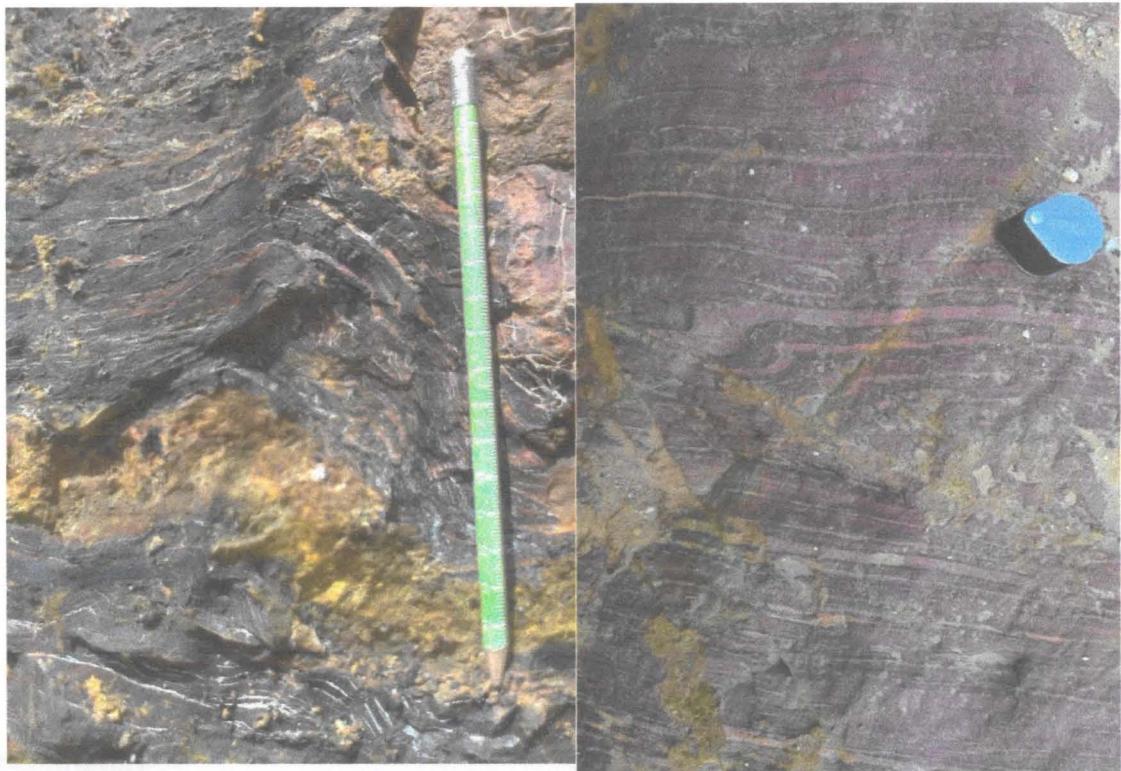


Figura 13 – Metalutito finamente laminado de cor cinza-escuro, com lentes de metarenito.
Afloramento TF-GV-06.

Figura 14 – Metalutito roxo, finamente laminado, apresentando fraturas, falhas e uma pequena dobra na parte superior da figura.
Afloramento TF-GV-36.

Estruturalmente essas rochas ocorrem como ardósia ou filito, com uma clivagem ardosiana S1 bem marcada pela orientação de minerais como sericita, esmectita, clorita e, eventualmente, quartzo alongado. Localmente ocorre uma clivagem de crenulação, inclinada entre 20 e 40º em relação à S1, definida por orientação preferencial de sericita. O acamamento, quando visível, encontra-se paralelo à clivagem S1 na maioria dos afloramentos.

Localmente ocorrem estruturas primárias reliquias, tais como estruturas heterolíticas (*linsen* e *wavy*) e estratificações cruzadas de pequeno porte.

O metalutito encontra-se intercalado com as unidades metacarbonáticas e a metarenítica, em contato concordante, em camadas com alto ângulo de mergulho.

A paragênese desse litotipo (muscovita + quartzo + cianita + clorita + magnetita ± clorítóide) permite fazer mais algumas inferências sobre as temperaturas máximas pelas quais a Formação Capiru foi submetida. Como a reação Pirofilita = Cianita + Quartzo + Água foi ultrapassada, conclui-se que a temperatura alcançou entre 380 e 430ºC, e pressão acima de 2,5 kbar (conforme grade petrogenética de Spear & Cheney, inédito). A ausência de granada sugere temperatura inferior a 500ºC (e.g., Spear & Cheney, inédito).

As Figuras 15 e 16 representam duas fotomicrografias desse litotipo.



Figura 15 - Fotomicrografia da amostra TF-GV-03B – Metalutito, com matriz composta por sericita e clorita, que definem a clivagem ardosiana (paralela à S0). Cristais anédricos de cianita deformam a foliação marcada em vermelho.

Figura 16 - Fotomicrografia da amostra TF-GV-06B – Metalutito com matriz formada por sericita, quartzo, goethita e hematita. A orientação da sericita define a clivagem ardosiana, paralela à S0, marcada em vermelho. Cristais euédricos de magnetita são frequentes em toda a rocha.

• Metarenito

Rocha metamórfica de baixo grau, que preserva diversas estruturas primárias, tais como estratificações cruzadas e estruturas heterolíticas – as últimas ocorrem nas proximidades do contato com a unidade de metalutito.

Mineralogicamente é formada quase que exclusivamente por quartzo, contendo sericita e clorita como formadores da matriz da rocha. Os grãos de quartzo apresentam textura seriada, poligonal, ou às vezes, interlobada, com extinção ondulante e estruturas de recristalização, como *bulging*, indicando que a temperatura máxima não ultrapassou 400°C (Stipp et al., 2002; Faleiros et al., 2010).

É possível observar uma xistosidade, interpretada como S1, a partir da orientação nos minerais formadores da matriz desse litotipo.

A Figura 17 representa esse litotipo, como observado em campo.

Subordinadamente ocorrem camadas de metarenito formado por mais de 90% de quartzo com matriz fina a muito fina, dominada por sericita e clorita. A principal feição que diferencia esse litotipo do metarenito descrito anteriormente é que há uma bimodalidade granulométrica dos cristais de quartzo, formando uma rocha cuja matriz possui granulometria de 0,1mm e arcabouço de até 1cm, sustentada pela matriz, como um paraconglomerado que possui o quartzo como matriz e como arcabouço. No ponto 13B ocorrem texturas de dissolução e precipitação, um tipo de deformação de baixa temperatura (Passchier & Trouw, 2005).

Em regiões de contato entre camadas de metarenito e metalutito, ocorre metagrauvaca rica em quartzo, pobre em feldspato, com teor de mica – sericita e clorita, principalmente, entre 15 e 75%.

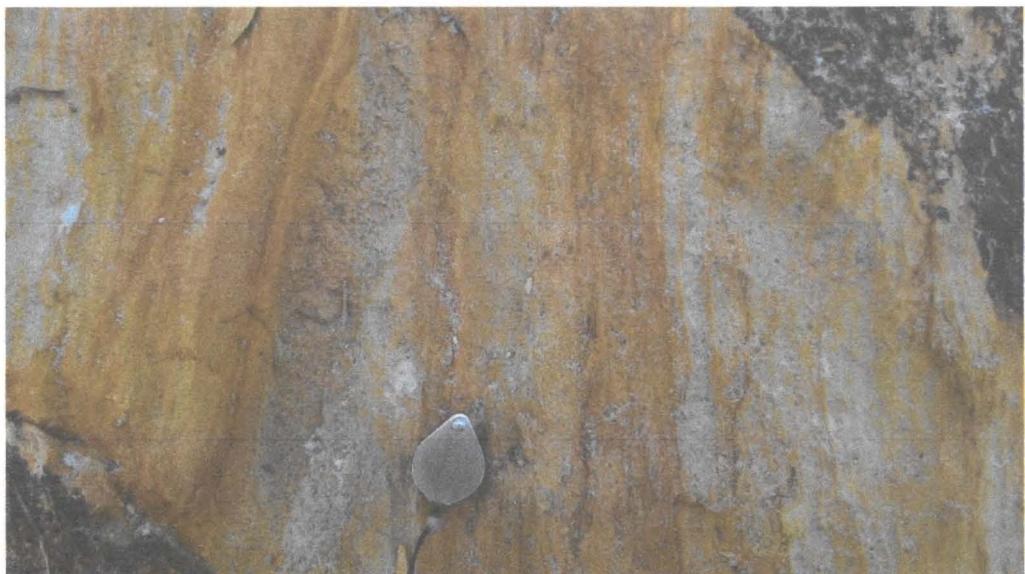


Figura 17 – Metarenito grosso amarelo. Fotografia tirada no ponto TF-GV-35.

Localmente ocorrem camadas de quartzito, composta por 97% de quartzo, estrutura maciça, e textura granoblástica, homogêneo. Há diversos veios verticais, alguns horizontais, além de veios sigmoides lenticulares descontínuos que cortam esse litotipo. A Figura 18 apresenta o afloramento denominado TF-GV-14, cuja litologia dominante é esse quartzito.

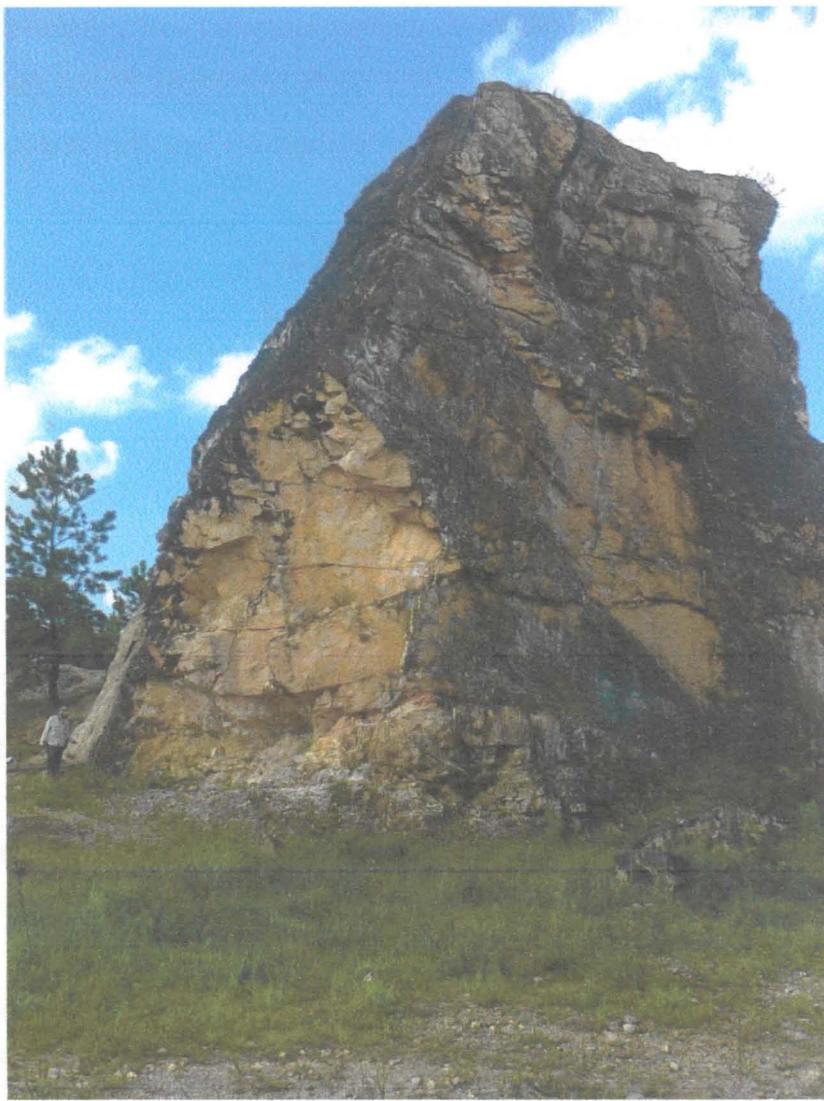


Figura 18 – Vista geral do afloramento TF-GV-14, dominado por quartzito branco amarelado, com alta resistência mecânica, cortada por diversos veios verticais, alguns veios horizontais, e por veios sigmoides descontínuos lenticulares.

Análises Químicas

As análises químicas realizadas nesse trabalho tiveram o objetivo de obter dados de três propriedades úteis para a caracterização de um possível sistema petrolífero na região. O teor de Carbono Orgânico Total, ou COT, indica a proporção de carbono orgânico presente na rocha analisada. O carbono, nessas rochas, pode estar presente de duas formas: orgânico ou inorgânico (em minerais como calcita e dolomita, por exemplo). Um teor de carbono orgânico alto indica a presença de hidrocarbonetos, e é um dos primeiros parâmetros analisados em uma unidade alvo de exploração petrolífera. O carbono orgânico resulta da quebra do querogênio e, a partir da sua relação com outros índices *rockeval*, a rocha-fonte

pode ser caracterizada e seu potencial medido. O Quadro 2 indica a qualidade de uma rocha-fonte baseada no teor de carbono orgânico total.

Quadro 2 – Qualidade de rocha-fonte baseada no teor de COT (Carbono Orgânico Total). Traduzido de McCarthy *et al.* (2011).

Qualidade da rocha-fonte	COT (%)
Nada	<0,5%
Pobre	0,5 a 1%
Razoável	1 a 2%
Boa	2 a 5%
Muito boa	>5%

O segundo parâmetro analisado foi o teor de metano, que deve sua importância ao fato de que o metano é a molécula de hidrocarbonetos mais simples, além de ser a molécula dominante nos gases produzidos na catagênese.

O metano pode ser gerado a partir de duas vias principais, a termogênica e a biogênica. O metano biogênico é gerado a partir de bactérias metanogênicas, que são organismos anaeróbios e se desenvolvem exclusivamente em ambiente redutor, sem a presença de oxigênio. O metano termogênico é dominante somente no último estágio de produção de hidrocarbonetos (pós-matura ou metagênese). Para identificar qual tipo de metano está presente em uma amostra, mede-se a proporção de isótopos estáveis $^{13}\text{C} : ^{12}\text{C}$ de metano, em ‰, seguindo a fórmula:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) * 1000 \text{ ‰}$$

Segundo Whiticar (1999), a assinatura isotópica do metano termogênico tem valores entre 0 e -50 ‰, enquanto o metano biogênico possui valores menores, entre -50 e -110 ‰.

O Quadro 3 exibe os resultados do teor de carbono orgânico total obtido durante as análises realizadas com as amostras coletadas em campo e escolhidas com base em seu potencial aparente para conter altos teores de matéria orgânica.

Quadro 3 - Teor de Matéria Orgânica obtido pelo método das cinzas.

Amostra	Nº Cadiinho	Aquecimento T: 550°C t(min): 60		Queimação T: 550°C t(h): 3	Cadiinho + Amostra (g)	Massa Inicial (g)	Massa Final (g)	TMO (Teor de Matéria Orgânica)	Qualidade
		Tara do cadiinho (g)	Cadiinho + Amostra (g)						
TF-GV-03A	8	14,5913	19,5954	19,3636	5,0041	4,7723	4,632	Bom	
TF-GV-06A	9	10,9239	15,9303	15,6365	5,0064	4,7126	5,868	Muito bom	
TF-GV-12A Descartada									
TF-GV-12B	10	12,0762	17,0698	16,9862	4,9936	4,9100	1,674	Razoável	
TF-GV-13C	11	9,1620	14,1620	14,1071	5,0000	4,9451	1,098	Razoável	
TF-GV-14	12	11,1789	15,5777	15,4595	4,3988	4,2806	2,687	Bom	
TF-GV-24A	13	14,2192	19,2224	18,9915	5,0032	4,7723	4,615	Bom	
TF-GV-25	14	10,6554	15,6875	15,5676	5,0321	4,9122	2,383	Bom	

Das 8 amostras escolhidas para serem analisadas, uma foi descartada, duas tiveram valores de COT razoáveis, quatro bons e uma com valor de COT muito bom, segundo a classificação do Quadro 2. As amostras que obtiveram resultados bons ou muito bons são metalutitos negros, finos e bandados. A amostra TF-GV-06A representa intercalações de metarenito e metalutito, finamente laminada.

Os resultados das análises de teor de metano e de isótopos de metano, além da concentração de CO₂ e de isótopos de CO₂, estão dispostos no Quadro 4.

Quadro 4 – Concentrações de metano e gás carbônico, isótopos de metano e gás carbônico.

AMOSTRA	[CH4](%)	SD [CH4]	ICH4(%)	SD ICH4	[CO2](%)	SD [CO2]	ICO2(%)	SD ICO2	Volume retirado para análise
TF-GV-03A	3.461	0.01073	-29.18	3.22	713.3	1.91	-17.9	0.5692	36ml
TF-GV-06A	0.9537	0.02399	-32.75	12.71	3046	23.16	-19.1	0.2906	35ml
TF-GV-12A	0.7735	0.004293	-19.72	11.08	453.1	2.981	-20.3	0.6831	55ml
TF-GV-12B	0.9933	0.008824	-32.67	10.44	179.4	4.193	-14.6	2.007	43ml
TF-GV-13C	0.5044	0.01298	-32.16	22.05	119.2	6.216	-5.448	2.641	39ml
TF-GV-14	0.5485	0.008227	-21.56	14.81	452.4	2.098	-19.16	0.6441	44ml
TF-GV-24	0.8682	0.006016	-18.84	9.516	314.2	2.206	-18.02	0.9064	38ml
TF-GV-25	3.62	0.005628	-32.74	2.514	285.9	3.129	-16.32	1.415	48ml

As amostras TF-GV-03A e TF-GV-25 foram as únicas que apresentaram valores superiores a 1% de concentração de metano, com teores de 3,461% e 3,62%, respectivamente. As amostras TF-GV-06A e TF-GV-24A que possuem bom ou muito bom teor de carbono orgânico total não apresentaram níveis altos de metano, o que não era esperado. Considerações sobre isso são discutidos no capítulo de interpretação e discussão dos resultados. O teor mais alto de metano veio da amostra TF-GV-25, com 3,62%, que havia apresentado valor de 2,383% de COT, apenas o quinto maior entre as amostras analisadas.

Os resultados dos isótopos estáveis de metano resultaram em valores entre -18‰ e 32‰, o que situa as amostras na faixa típica de metano termogênico, compatível com as

condições do metamorfismo de fácies xisto verde inferior pelas quais a Formação Capiru foi submetida.

A Figura 19 ilustra a relação entre o COT e o teor de metano.

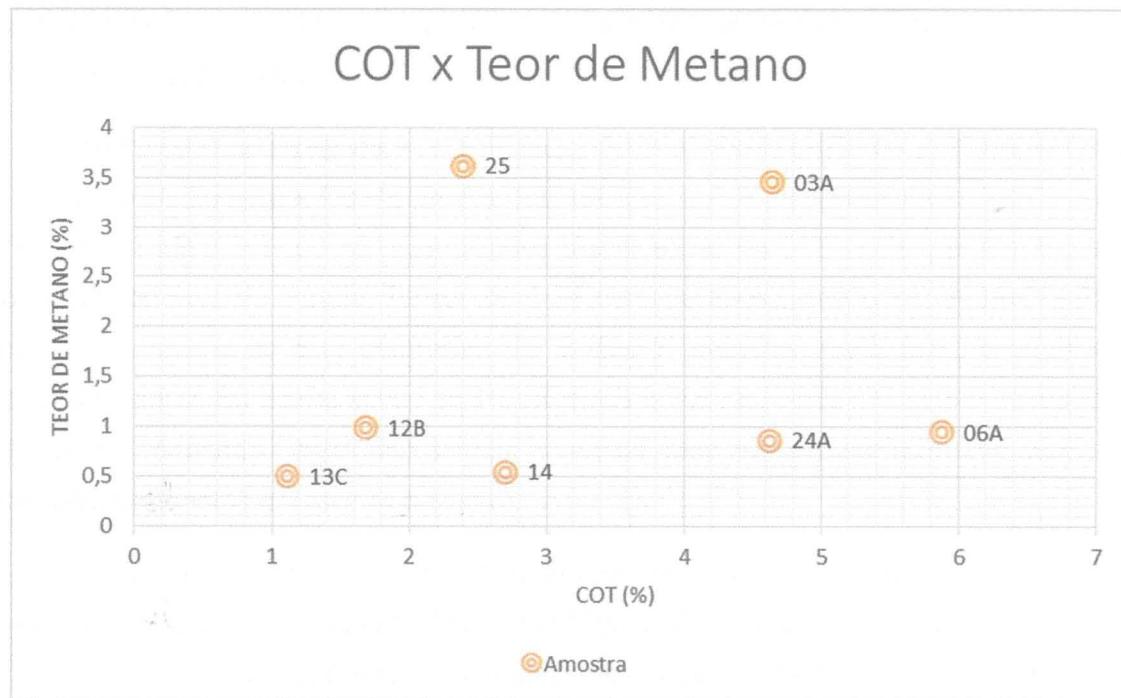


Figura 19 – Relação entre o teor de carbono orgânico total e o teor de metano.

INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na introdução desse trabalho algumas questões foram levantadas. Com base nos resultados apresentados ao longo dos capítulos anteriores, as respostas àquelas questões podem agora ser respondidas.

A primeira questão se refere à presença ou não de carbono orgânico e de metano nas camadas de metalutito negro. Os resultados das análises químicas apresentados no Quadro 3 e no Quadro 4 mostram que há acumulações significativas de COT e de gás metano em diversos locais da área de estudo. Teores de COT considerados como **bons** (entre 2 e 5%) ou **muito bons** (acima de 5%) ocorreram em **5 das 7** amostras analisadas, enquanto o metano está presente em teores acima de 3% em **duas** amostras, o que indica que há rochas-fonte dentro da Formação Capiru não só com potencial, mas também efetivamente capazes de gerar hidrocarbonetos em teor significativo.

A segunda questão refere-se ao empilhamento estratigráfico e à geologia estrutural dos diferentes litotipos encontrados na Formação Capiru. A Formação Capiru possui todos os elementos de um sistema petrolífero: Camadas de metalutito negro podem servir como rochas-fonte, camadas de metacalcário, metarenito, quartzito e metagrauvaca podem servir como rochas-reservatório, e camadas de metalutito (independentemente da cor) podem servir muito bem como selantes, devido à sua baixa permeabilidade. Esses litotipos foram identificados desde o começo do trabalho, restando a dúvida sobre o empilhamento estratigráfico e sobre a presença de estruturas que favorecessem a formação de armadilhas estruturais favoráveis ao acúmulo de hidrocarbonetos.

As seções A-A' e B-B' apresentadas nas figuras 5 e 6, respectivamente, auxiliam para entender essa questão ao apresentarem macroestruturas como antiformes e sinformes com comprimentos de onda superiores a 5 km. Estruturas antiformes constituem um dos alvos clássicos para exploração petrolífera devido às armadilhas estruturais criados por essas estruturas. Pode-se observar, por exemplo, na Seção A-A', que há camadas de metalutito negro, rico em matéria orgânica, em contato com metacalcário e com metalutito mais pobres em matéria orgânica, deixando assim a rocha-fonte em contato com rochas-reservatório e com selantes.

Há de ser ressaltado, no entanto, que as estruturas interpretadas nesse trabalho tiveram suas zonas de charneira erodidas, expondo rochas-fonte, além de armadilhas que podem ter sido formadas ao longo do passado geológico da Formação Capiru. Os altos teores de carbono orgânico total e de metano encontrados em algumas rochas da região constituem bom indício do potencial gerador de hidrocarbonetos da região, independentemente da existência de armadilhas estruturais no presente.

A terceira questão refere-se ao metamorfismo ao qual a Formação foi submetida, e se as condições de temperatura e pressão foram altas demais, impossibilitando a geração e a acumulação de hidrocarbonetos.

A zona de geração de gás seco, isto é, sem a presença de petróleo, é chamada de metagênese e tem início em aproximadamente 210°C. Com o aumento da temperatura o metano começa a ser degradado e transformado em CO₂, grafita e água, e reações metamórficas começam a acontecer. A temperatura acima da qual as reações de degradação dos hidrocarbonetos começam a acontecer, ou seja, o limite superior da metagênese, não tem sido consenso entre a comunidade científica. Helgeson (1991) diz que de acordo com a visão mais tradicional, reações metamórficas teriam início acima de 200°C, dando fim a uma breve janela de metagênese. No entanto, esse autor afirma que hidrocarbonetos podem ser observados em rochas que passaram por temperaturas máximas acima de 400°C, dependendo de suas composições iniciais.

As rochas da Formação Capiru, conforme apresentado na seção de Geologia Regional, sofreram metamorfismo de fácies xisto verde, o que foi comprovado por observações de campo e em lâminas petrográficas para esse trabalho, já que a presença de cianita e ausência de pirofilita indica que a reação Pirofilita = Cianita + Quartzo + Água foi ultrapassada, e assim a temperatura chegou entre 380 e 430°C, com pressão mínima ao redor de 2,5 kbar. A ausência de granada indica que a temperatura máxima não chegou aos 500°C. Adicionalmente, microestruturas como recristalizações dinâmicas em *bulging* foram observados frequentemente em grãos de quartzo. *Bulging* em cristais de quartzo ocorre na natureza tipicamente entre temperaturas de 300 e 400°C (Stipp et al., 2002; Faleiros et al., 2010). Recristalizações típicas de temperaturas acima de 400°C não foram observadas em nenhuma das 20 amostras coletadas e observadas em microscópio petrográfico.

Essas evidências sugerem que as rochas da Formação Capiru podem nunca ter ultrapassado a janela de metagênese, e assim conter gás metano em quantidades significativas em determinados locais – como de fato foi medido e apresentado nesse trabalho.

A quarta e última questão a ser respondida nesse trabalho refere-se à tectônica rúptil e dúctil da região e sobre sua importância no fluxo e na migração de hidrocarbonetos.

A história tectônica da região é bem complexa, como foi discutido no capítulo de geologia regional. Desde que as rochas da Formação Capiru foram depositadas, diversos processos tectônicos atingiram a região. Colagens orogênicas de idade Brasiliana e zonas de cisalhamento surgidas ao longo de quase todo o Ediacarano e no Fanerozoico afetaram toda a região de estudo, além dos diques do Arco de Ponta Grossa, resultado de uma tectônica distensional ocorrida no Mesozoico. Sendo assim, há estruturas que facilitam o escape e migração de fluidos, tais como veios preenchidos por quartzo, ou diques que se aproveitaram

de zonas de fraqueza para levarem o magma à superfície – ou próximo dela. Há também armadilhas estruturais, como antiformes e sinformes, que aliados a um empilhamento estratigráfico favorável, favoreceu a migração de hidrocarbonetos aos longo de quase toda a história geológica da Formação Capiru.

Uma dúvida surgiu com os resultados das análises químicas. Como exposto no capítulo sobre as análises químicas. As amostras TF-GV-06A e TF-GV-24A, que possuem bom ou muito bom teor de carbono orgânico total, não apresentaram níveis altos de metano, o que não era esperado. O teor mais alto de metano veio da amostra TF-GV-25, com 3,62%, que havia apresentado valor de 2,383% de COT, apenas o quinto maior entre as amostras analisadas”.

Possíveis explicações para essa constatação incluem, além de eventuais imprecisões de metodologia durante a realização das análises químicas, razões geológicas tais como a presença de veios e fraturas nas proximidades das amostras ricas em matéria orgânica que serviram como escape de gases e fluidos, ou diques que enquanto intrudiram as rochas da Formação Capiru podem ter fornecido calor excessivo, tendo alterado as rochas localmente de forma diferente do que no restante da área de estudo.

Para responder a essa questão, mais estudos geológicos e análises químicas se fazem necessários.

CONCLUSÕES

O presente Trabalho de Formatura teve como objetivo fazer um levantamento geológico-estrutural em escala de semi-detalhe da Formação Capiru, na região do Antiforme de Setuba, e investigar se os litotipos presentes, o empilhamento estratigráfico e o arcabouço estrutural da área de estudo são propícios para a geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos.

A Formação Capiru apresenta empilhamento estratigráfico favorável à existência de um possível sistema petrolífero, pois todos os elementos de um sistema petrolífero estão presentes na região: Camadas de metalutito negro, com bons teores de carbono orgânico total, representam uma rocha-fonte; camadas de metacalcário, metadolomito, metarenito, quartzito e metagrauvaca constituem – ou podem ter constituído no passado geológico – rochas-reservatório; camadas de metalutito ricas ou não em matéria orgânica constituem uma rocha selante devido à sua baixa permeabilidade.

O arcabouço estrutural inclui grandes estruturas, como antiformes e sinformes predominantemente fechados, que podem produzir armadilhas estruturais para acumulação de hidrocarbonetos. Os antiformes e sinformes foram formados por uma primeira fase de deformação, aqui chamada de D1, com traço axial de direção aproximada ENE-WSW causado por esforços de compressão de direção NNW-SSE. O pacote, posteriormente, foi submetido a uma nova fase de deformação, aqui chamada de D2, evidenciada pelo dobramento aberto dos traços axiais dos antiformes e sinformes. Há evidências de fases de deformação localizadas que produziram dobras de comprimento de onda centimétricos e clivagens de crenulação associadas. Contudo, as atitudes das clivagens de crenulação são dispersas e sem distribuição geograficamente sistemática.

O metamorfismo que atingiu a região foi de fácies xisto verde, com temperatura entre 380 e 400°C, valores estimados a partir da presença de cianita, da ausência de pirofilita e granada, e das microestruturas de recristalização dinâmica do quartzo pelo mecanismo *bulging*. Tais temperaturas não foram altas demais para degradar toda a matéria orgânica da rocha, conforme comprovado pelas análises químicas realizadas nesse trabalho.

Análises químicas foram realizadas para estimar o teor de carbono orgânico total e o teor de metano, além de estimar o tipo de metano gerado por essas rochas. Os resultados dessas análises indicam teores considerados bons ou muito bons em 5 das 7 amostras de metalutito negro a cinza escolhidas para análise, enquanto duas amostras apresentaram bons teores de metano também. Análises isotópicas do metano dessas amostras apontaram valores característicos de metano do tipo termogênico.

O empilhamento estratigráfico, o arcabouço estrutural, o grau metamórfico e as análises químicas indicam que a Formação Capiru, na região do presente estudo, possui todos os elementos necessários para um sistema petrolífero que pode conter hidrocarbonetos – na forma de metano – em teores economicamente significativos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bigarella, J. J., Salamuni, R. (1956). Estudos preliminares na Série Açuñui V: estruturas orgânicas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná). *Dusenia*, Curitiba, 7(6): 317-323.
- Bigarella, J. J., Salamuni, R. (1958). Contribuição à geologia da região sul da Série Açuñui, Estado do Paraná. *Boletim Paulista Geografia*, São Paulo. 29: 3-19.
- Bisutti, I.; Hilke, I.; Raessler, M. (2004). Determination of total organic carbon – an overview of current methods. *Trends in Analytical Chemistry*, Vol. 23, No. 10–11: 716-733, 2004.
- Campanha G.A.C. & Sadowski G.R., (1999). Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98 (1): 31-51.
- Campos, J. C. V.; Oliveira, L. T. (2005). Comportamento das bacias sedimentares da região semiárida do Nordeste brasileiro. *Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Urucuia: Bacias Hidrográficas dos Rios Arrojado e Formoso*. José Cláudio Viégas Campos e Leanize Teixeira Oliveira. Salvador: CPRM/FINEP. 55 p. il.
- Craig, J.; Thurrow, J. W.; Thusu, B.; Whitman, G.; Abutarruma, Y. (2009). Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa - Special Publication 326 (Geological Society Special Publication). Geological Society of London.
- Craig, J; Biffi, U; Galimberti, Rf; Ghori, Kar; Gorter, Jd; Hakhoo, N; Le Heron, Dp; Thurow, J; Vecoli, M; (2013). The Palaeobiology And Geochemistry Of Precambrian Hydrocarbon Source Rocks. *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*, 40 1 - 47.
- Dean, W. E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1974, Vol. 44 (242-248).
- Everett, M. A. (2012). The Precambrian Petroleum Systems of Eastern Siberia: Evidence from Oil Geochemistry and Basin Modeling. *Search and Discovery Article #10433*.
- Fairchild, T. R. (1977). Conophyton And Other Columnar Stromatolites From The Upper Precambrian. Açuñui Group near Itapeva-SP, Brazil. In: *Simp. Geol. Regional*, São Paulo, Atas..., São Paulo, Soc. Bras. Geol. Núcleo. p. 179-198.
- Faleiros, F. M. (2008) Evolução de Terrenos Tectono-Metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Faleiros, F. M., Campanha, G.A.C., Bello, R. M. S., Fuzikawa, K., 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193–214.

Faleiros, F. M., Morais, S. M., Costa, V. S. (2012). Geologia e Recursos Minerais da Folha Apiaí - SG.22-X-B-V - Estados de São Paulo e Paraná, escala 1:100.000. 1. ed. São Paulo: Programa Geologia do Brasil, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 107 p.

Fiori, A. P. (1990). Tectônica e estratigrafia do Grupo Açuengui à norte de Curitiba. São Paulo, Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 261p.

Fiori, A.P. (1992). Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açuengui - PR. Boletim do Instituto de Geociências/USP, São Paulo, 23: 55-74.

Fiori, A.P., Gaspar, L.A. (1993). Considerações Sobre A Estratigrafia Do Grupo Açuengui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil. *Bol. IG-USP, Sér. Cient.*, vol. 24, p. 1-19.

CPRM. (2000). Folha Curitiba 1:100.000.

Guimarães S.B., Dos Reis Neto, J.M., Siqueira, R.B.L. (2002). Caracterização Dos Estromatólitos Da Formação Capiru (Proterozóico) Nas Regiões De Morro Azul e Morro Grande: leste do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 51, p. 77-88. Editora UFPR.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. A. (2004). Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito-Neves, B. B. (2004). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. 203-234 pp.

Helgeson, H. C. (1991). Organic/inorganic reactions in metamorphic processes. *Canadian Mineralogist*, Vol. 29, pp.707-739 (2011).

McCarthy, K.; Rojas, K.; Niemann, M.; Palmowski, D.; Peters, K.; Stankiewicz, A. (2011) Basic Petroleum Geochemistry For Source Rock Evaluation. *Oilfield Review Summer 2011*: 23, n. 2.

Liu, S. G.; Zhang, Z.; Huang, W.; Wang, G.; Sun, W.; Xu, G.; Yuan, H.; Zhang, C.; Deng, B. (2010). Formation And Destruction Processes Of Upper Sinian Oil-Gas Pools In The Dingshan-Lintanchang Structural Belt, Southeast Sichuan Basin, China. *Pet.Sci.* 7:289-301.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics, 2nd edition. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, 366 pp.

Picarro (2012). PICARRO G2132-id13C High Precision Isotopic CH₄ CRDS Analyzer. Disponível em http://www.apellaser.com/wp-content/uploads/2014/09/Datasheet_G2132-i-d13C-High-Precision-Isotopic-CH4-CRDS-Analyzer.pdf.

Satō, K.; Siga Júnior, O.; Nutman, A.P.; Basei, M.A.S.; McReath, I.; KAULFUSS, G.A. (2003). The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. *Gondwana Research*, 6: 251-263.

Shi, Z. J.; Yong, W.; Tian, Y. A.; Wang, C. C. (2013). Cementation And Diagenetic Fluid Of Algal Dolomites In The Sinian Dengying Formation In Southeastern Sichuan Basin. *Science China Earth Science*, February, Vol.56 No.2.

Siga Júnior, O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J. M.; Machiavelli, A.; Harara, O. M. (1995). O Complexo Atuba: Um Cinturão Paleoproterozóico Intensamente Retrabalhado no Neoproterozóico. *Geologia USP-Série Científica*, 26: 69-98.

Siga Junior, O.; Campanha, G. A. C.; Faleiros, F. M.; Basei, M. A. S.; Sato, K.; Dantas, E.; McCreath, I. (2012). Detrital Zircon U-Pb and Hafnium Geochronology from the Capiru and Turvo-Cajati Formations (S-SE BRAZIL): Tectonic Implications. In: VIII South American Symposium on Isotope Geology - SSAGI, 2012, Colombia. Summaries. Colombia.

Silares, P.C; Bettú, D.F.; Fiori, A.P. (2005). Complexidades de uma terminação de nappe: o Sinforme de Colombo (PR). In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, 2005, v. 1: 447-450.

Souza Filho, C. R.; Augusto, V.; Oliveira, W. J.; Lammoglia, T. (2008). Detecção De Exsudações De Hidrocarbonetos Por Geobotânica E Sensoriamento Remoto Multi-Temporal: Estudo De Caso No Remanso Do Fogo (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 - suplemento): 228-243, junho de 2008.

Spear, F.S., Cheney, J.T., 2000 (inédito). KFMASH petrogenetic grid for metapelites. In: Frank S. Spear homepage: <http://ees2.geo.rpi.edu/spear/spear.html>.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861–1884.

Whiticar, M. J. (1999). Carbon And Hydrogen Isotope Systematics Of Bacterial Formation And Oxidation Of Methane. *Chemical Geology* 161 (1999), 291-314.

Yamato, A.A. (1999). Mapeamento Geológico de Parte da Folha Bocaiúva do Sul (Sg.22-X-D-I-2), Escala 1:50.000. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.