

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
MAURICIO THADEU FENILLI DE MENEZES

**Petrografia e diagênese de arenitos eopermianos da
Bacia do Paraná, região de Alfredo Wagner, SC:
implicações estratigráficas e de proveniência**

Florianópolis
2015.

MAURICIO THADEU FENILLI DE MENEZES

**PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DE ARENITOS EOPERMIANOS DA
BACIA DO PARANÁ, REGIÃO DE ALFREDO WAGNER, SC: IMPLICAÇÕES
ESTRATIGRÁFICAS E DE PROVENIÊNCIA**

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia. Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento.

Florianópolis
2015.

Maurício Thadeu Fenilli de Menezes

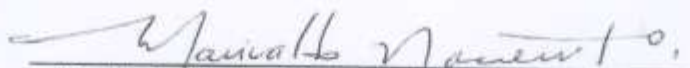
Este Trabalho de conclusão de curso **PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DE ARENITOS EOPERMIANOS DA BACIA DO PARANÁ, REGIÃO DE ALFREDO WAGNER, SC: IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E DE PROVENIÊNCIA** foi julgado adequado para obtenção do Título de "Bacharel em Geologia", e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)

Florianópolis, 07 de julho de 2015




Dr. Juan Antônio Altamirano Flores
Coordenador do Curso de Geologia - UFSC

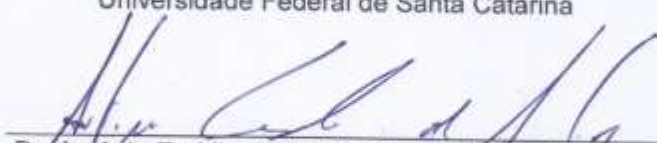
Banca Examinadora:



Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento - Orientador
Universidade Federal de Santa Catarina



Dr.ª Patrícia Hadler Rodrigues - Membro
Universidade Federal de Santa Catarina



Dr. Antônio Emídio de Araújo Santos Júnior - Membro
Universidade Federal Sul e Sudeste do Pará

Florianópolis

Julho/2015

***Aos meus pais, Patrícia e Felipe, que
amo muito.***

AGRADECIMEN'

Agradeço primeiramente aos meus pais, Patrícia de Freitas Fenilli e José Felipe Pereira, que sempre me apoiaram e são meus virtuosos exemplos.

Ao amigo e orientador Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento, pela orientação, sabedoria compartilhada e pelos gloriosos estudos de campo.

Aos meus avós, Regina Selma de Freitas Fenilli e Atílio Sergio Fenilli, que sempre presentes contribuíram muito em minha vida.

À minha namorada, Kelyn Rodrigues Moreno, que me apoiou de forma carinhosa e paciente.

Ao grande amigo Cristian Nunes Estevam pelo apoio ao trabalho e pelas honrosas aventuras compartilhadas.

Ao ANBA, incluindo: André Mattos, Cristian Estevam, Jonatha Oliveira, José Francisco, Juliana Lopes, Marivaldo Nascimento, Michel Costa e Neivaldo Araújo, pelos desafios geológicos realizados de forma conjunta.

Aos professores do Curso de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina que me forneceram conhecimento durante 5 anos.

À PETROBRÁS que por meio do PFRH-240/PB viabilizaram os recursos para estudos de campo e análises petrográficas.

E as todos os amigos geológicos da UFSC que contribuíram diretamente e indiretamente com a conclusão desta etapa.

MUITO OBRIGADO a todos vocês!

“Acima da verdade conhecida existe a verdade desconhecida”

Eliphas Levi, 1855.

RESUMO

As Formações Taciba e Rio Bonito são importantes unidades litoestratigráficas eopermianas da Supersequência Gondwana I. Compreendem, essencialmente, arenitos e pelitos cujos sedimentos foram depositados em um contexto paleogeográfico que desperta discussões no que concerne a evolução tectônica e ambientes sedimentares da Bacia do Paraná. Unidades litoestratigráficas da Supersequência Gondwana I afloram ao longo da BR-282, na região de Alfredo Wagner, e representam ambientes fluvial, deltaico e marinho raso. Este trabalho aborda a proveniência e história diagenética dos arenitos desta unidade estratigráfica, que representam os membros Rio do Sul (Formação Taciba), Triunfo e Paraguaçu (Formação Rio Bonito). São subárcoseos, arcóseos e quartzarenito com composições modais indicativas de fontes de blocos continentais. Os processos diagenéticos se desenvolveram nos estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese, e incluem: infiltração mecânica de argila, cimentação de sílica, compactação mecânica, caulinitização de feldspatos, esmectização/illitização da caulinita, precipitação de pirita e óxidos de ferro, substituição de grãos por minerais carbonáticos, e dissolução de grãos e cimentos. A perda da porosidade e permeabilidade dos arenitos é considerada significativa, ocorre substancialmente na meso- e telodiagênese principalmente pela compactação mecânica e precipitação de cimentos.

Palavras-chave: Proveniência. Diagênese. Formação Taciba. Formação Rio Bonito. Bacia do Paraná.

ABSTRACT

The Taciba and Rio Bonito Formations are important Eopermian lithostratigraphic units from Gondwana I Supersequence, comprised mainly sandstones and pelites deposited in a paleogeographic environment that causes debate over sedimentary and tectonic evolution of Paraná Basin. Lithostratigraphic units from Gondwana I Supersequence exposed along BR-282 route, in Alfredo Wagner region, represent fluvial, deltaic and shallow marine depositional environments. This monography discusses over the provenance and diagenetic processes undergone by sandstones samples collected from Rio do Sul (Taciba Formation), Triunfo and Paraguaçu members (Rio Bonito Formation). The samples consist subarkoses, arkoses and quartzarenites whose modal compositions give evidence of continental source. Diagenetic processes took place during eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis phases and include mechanical compression, clay infiltration, silica cementation, and kaolinite because of feldspar dissolution, illitization/smectization, pyrite and iron oxides precipitation, grains replacement by carbonate mineral, grains dissolution and cementation. Porosity and permeability losses are significant and occurred during intermediate to late diagenesis due to mechanical compaction and cement precipitation.

Keywords: Provenance. Diagenesis. Taciba Formation. Rio Bonito Formation. Paraná Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização dos afloramentos estudados.	15
Figura 2: Contexto geológico da região de estudo: A) as unidades geotectônicas do Brasil com a localização da Província Mantiqueira e região próxima à área de estudo. Modificado de Almeida et al (1977) B) Unidade geológicas próximas à área de estudo, Leste de Santa Catarina.....	20
Figura 3: Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná de acordo com as Superseqüências. Milani (2007).....	23
Figura 4: Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Paraná. Modificado de Milani (2004)	25
Figura 5: Localização dos pontos de estudo em seu contexto geológico sedimentar. (GEOBANK, 2015)	32
Figura 6: Aspectos gerais das sucessões eopermianas onde as amostras de arenitos foram coletadas para esta pesquisa. (A) Afloramento BP-8: Depósitos fluviais a estuarinos influenciados por maré e onda dos membros Triunfo e Paraguaçu (Formação Rio Bonito); (B) Afloramento BP-06: Depósitos fluviais de planície deltaica do Membro Rio do Sul (Formação Taciba). Zielinski e Nascimento (2015).	33
Figura 7: Perfis estratigráficos dos afloramentos com seções da coleta de amostras e respectivos ambientes deposicionais. Modificado de Zielinsk e Nascimento (2015).....	34
Figura 8: Diagrama ilustrativo dos fatores e processos geológicos que influenciam e controlam a composição dos sedimentos e rochas sedimentares durante o ciclo sedimentar. PRESS et al (2006)	35
Figura 9: Diagrama de pressão e temperatura mostrando o limite da diagênese e do metamorfismo. As linhas representam os gradientes geotérmicos de 10°C/Km e 30°C/Km nas quais são característicos de ambientes de cráton estável e rifte, respectivamente. Modificado de Burley & Worden (2003).....	38
Figura 10: Fluxograma entre as relações dos regimes diagenéticos. Modificado de Burley & Worden (2003).	39
Figura 11: A) Classificação dos arenitos em relação a composição detrítica semelhante a deposicional e a composição detrítica atual (Diagrama de Folk (1980). B) Subarcóseo com laminação argilosa. C) Quartzarenito maciço. D) Arcóseo maciço	42
Figura 12: Matéria Orgânica (MO) impregnada com óxido de ferro e com estruturas deformacionais.....	43
Figura 13: A,B) Subarcóseo médio e bem selecionado com porosidade (Po) intragranular em Fd. C) Faces angulosas (setas laranjas) de Qm em contato com a matéria orgânica	

disseminada ou porosidade móldica. D) Qp semi-composto, subanguloso e esférico com diâmetro muito maior que os demais grãos do arcabouço..... 44

Figura 14: A) K-Feldspato (Kf) e Qm com fraturas intragranulares (setas amarelas) e micas deformadas. B) Plagioclásio (Pl) prismático com macla polissintética. C) Fragmento lítico sedimentar (Ls) tabular, composto por argilominerais e areia fina gerando pseudomatríz (setas rosas). D) Muscovita (Mu) deformada e Qm com faces cristalinas (setas laranjas).
..... 45

Figura 15: A) Zircão (Zi) euédrico entre grãos angulosos de Quartzo monocristalino (Qm), Feldspato (Fd) e Matéria Orgânica (Mo) disseminada..... 46

Figura 16: A) Faces cristalinas (setas laranjas) de quartzo autigênico (Qa) adjacentes a porosidade, o limite entre o Qa e o Qm não é possível neste caso pela ausência de cutans. B) Limite entre Qm e Qa bem definido pela presença de cutans (setas vermelhas). C) Qa com hábito prismático euédrico engolfando cristais de ilita (il) autigênica. D) Qa com faces cristalinas bem formadas com direção para o centro da porosidade. 47

Figura 17: A) Cristais de caulinita (Ka) (booklet) e quartzo autigênico (Qa) na forma de cristais bipiramidais preenchendo parcialmente a porosidade. B) Ka booklet constituída por placas hexagonais empilhadas. C, D) Cristais lamelares de esmectita (Es) com ilita (il) em suas bordas..... 48

Figura 18: A) Cristais de caulinita (Ka) booklet com ilita (il) em suas extremidades. B) Feldspato (Fd) com intensas marcas de corrosão a partir de suas clivagens e extremidades. C) Ilita autigênica (il) sobre Fd alterado. D) Óxido de ferro (Ox) preenchendo parcialmente a porosidade intergranular e totalmente a intragranular em grãos de quartzo monocristalino (Qm)..... 49

Figura 19: A,B) Massas esféricas de pirita que englobam grãos detríticos nas quais não se tocam ou possuem contatos pontuais. C) Carbonato (Carb) com textura poiquilotópica ocupando o volume da matriz. D) Carbonato ocupando a porosidade intragranular de Kf. E) Tênuo feldspato autigênico (setas brancas) sobre feldspato potássico (Kf). F) Cristais prismáticos de albita (setas brancas)..... 50

Figura 20: A) Arcóseo moderadamente selecionado, com grãos subangulosos a angulosos e feldspatos levemente a a muito alterados. A matéria orgânica ocupa parcialmente a porosidade intergranular. B) Quartzo monocristalino (Qm) com cutans de óxido de ferro sobre o grão. Fraturas intergranulares (setas verdes) entre Qm's. C) Qm com esfericidade baixa apresentado cutans de óxidos de ferro. D) Quartzo policristalino (Qp) semi-composto com esfericidade alta e fraturas intergranulares (setas verdes) entre Qm.
..... 51

- Figura 21:** A,B) K-feldspato (Kf) com fraturas intragranulares (setas laranjas) e marcas de corrosão que acompanham ou não as direções de clivagem do grão. 52
- Figura 22:** A) Quartzo autigênico (Qa) subédricos sobre lamelas de illita autigênica (il). B) Illita autigênica (il) sobre cristas subédricos de quartzo autigênico (Qa). 53
- Figura 23:** A,B) Quartzarenito bem selecionado com predomínio de quartzo monocristalino (Qm) subanguloso de extinção reta. C) Quartzos monocristalinos (Qm) de diferentes graus de arredondamento e esfericidade. D) Quartzo policristalino (Qp) semi-composto com esfericidade alta e bem arredondado. 54
- Figura 24:** A) Feldspato potássico (Kf) tabular, pouco fraturado, próximo a muscovita (Um) pouco deformada. B) Fragmento lítico sedimentar (Ls), de forma irregular, composto de argilominerais e areia fina com formação de pseudmatriz em suas bordas. C) Agregado de muscovitas (Mu) sem apresentar orientação preferencial das lamelas. D) Zircão (Zi) muito bem arredondado imerso em quartzo autigênico (Qa). 55
- Figura 25:** A) Cutans argilosos (setas vermelhas) tangencias envolvendo quase que completamente o grão de quartzo monocristalino (Qm). B) Pequenos agregados de caolinita *booklet* (Ka), illita autigênica (il) e k-feldspato (Kf) esqueletal preenchendo parcialmente a porosidade (Po) móldica. C) Quartzo autigênico (Qa) com faces cristalinas e illita autigênica (il) ocupando parcialmente a porosidade próxima a um feldspato (Fd). D) Mica (Mc) deformada e a partir de suas extremidades mais fragmentadas lamelas de illita autigênica (il). 56
- Figura 26:** Composição modal dos arenitos estudados nos diagramas ternários de proveniência tectônica 57
- Figura 27:** (A) Não-conformidade (seta) entre o Membro Rio do Sul (turbiditos) com embasamento granítico (Cinturão Dom Feliciano); (B) detalhe do granitoide com textura porfírica; e (C) detalhe do contato entre o granitoide e o arenito com seixo caído do granitoide. 58
- Figura 28:** Sequências diagenéticas para os subarcóseos (A), arcóseos (B) e quartzarenitos (C) da Supersequência Gondwana I na área de estudo. 65
- Figura 29:** Relação entre os componentes detríticos e diagenéticos com os sistemas deposicionais apoiados na estratigrafia de sequências. 67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Ambientes tectônicos e composição do arcabouço	36
Tabela 2: Resultado da <i>análise modal (%) dos constituintes detríticos dos arenitos (600 grãos/lâminas)</i>	41
Tabela 3: Relação do volume total (%) dos cimentos nos arenitos.....	60

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 OBJETIVOS.....	16
2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	16
2.1 CONSULTA BIBLIOGRÁFICA.....	16
2.2 PRODUÇÃO CARTOGRÁFICA	16
2.3 TRABALHO DE CAMPO.....	17
2.4 PETROGRAFIA.....	17
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	19
3.1 EMBASAMENTO	19
3.2 ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ	22
4 ESTRATIGRAFIA DA ÁREA INVESTIGADA	32
5 REFERENCIAL TEÓRICO	35
5.1 PROVENIÊNCIA DE ARENITOS	35
5.2 DIAGÊNESE DE ARENITOS	37
6 RESULTADO	41
6.1 ASPECTOS GERAIS DOS ARENITOS.....	41
6.2 SUBARCÓSEO	43
6.3 ARCÓSEO.....	50
6.4 QUARTZARENITO.....	53
7 DISCUSSÃO	57
7.1 IMPLICAÇÕES PARA PROVENIÊNCIA DETRÍTICA.....	57
7.2 PROCESSOS DIAGENÉTICOS.....	59
7.3 SEQUENCIA DIAGENÉTICA DOS ARENITOS.....	65
7.4 DIAGÊNESE E AS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS.....	66
8 CONCLUSÃO	68
REFERÊNCIAS.....	69

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná é uma extensa bacia paleozoica e mesozoica (MILANI & ZÁLAN, 1998) situada na porção centro-leste da América do Sul. Esta bacia compreende rochas formadas do Ordoviciano ao Cretáceo e é considerada uma fronteira petrolífera além de possuir importantes depósitos de carvão, folhelhos pirobetuminosos, com potencial para produção de gás natural.

Rochas eopermianas da Bacia do Paraná têm sido amplamente estudadas, principalmente, nos estados do Rio Grande do Sul, São Paulo e Paraná (p.e. ANDRADE, 1982; ALVES, 1994; BARBERENA, 1977; CAMPOS, 1998; FACCINI, 1989; GARCIA, 1980; MILANI *et al*, 2007; SALAMUNI *et al*, 1966; ZALAN, 1991; ZANOTTO, 2008), quanto aos seus aspectos estratigráficos, faciológicos e paleontológicos. São poucos os trabalhos que abordam a petrografia óptica destas rochas (p. e. GESICKI, 2007; SCHULZ & ALBUQUERQUE, 1969.).

No centro-leste do Estado de Santa Catarina, região do Município de Alfredo Wagner, ocorrem extensas exposições de arenitos eopermianos que pertencem às Formações Taciba (Grupo Itararé) e Rio Bonito (Grupo Guatá) depositados em contexto fluvio-deltaico-marinho glacial e estuarino que representam parte da Supersequência Gondwana I (MILANI, 1997). Estes arenitos representam uma importante parte desta supersequência sedimentar e, portanto, tem grande relevância para estudos estratigráficos e para reconstituição dos ambientes sedimentares.

A composição mineral dos arenitos depende de vários fatores e processos como: composição da rocha-fonte (magmática, sedimentar ou metamórfica), do contexto tectônico de sedimentação e da história de soterramento e exumação (TUCKER, 1993). Por isso, estas rochas têm sido utilizadas para investigar a evolução estratigráfica, a proveniência e a paleogeografia de bacias sedimentares, porque fornecem informações que contribuem com o estudo de processos alogênicos como: tectônica, clima e eustasia, que governam a taxa de criação de espaço de acomodação e o aporte sedimentar (CATUNEANU, 2006).

Este trabalho apresenta a análise petrográfica dos arenitos eopermianos supracitados tendo em vista investigar sua proveniência sedimentar e história diagenética, integrando dados faciológicos, estratigráficos e paleoambientais prévios. Foram estudados quatro afloramentos localizados nos municípios de

Alfredo Wagner (BP05 e BP08), Ituporanga (BP07) e Rancho Queimado (BP06) (Figura 1). São afloramentos em corte de estrada (BR-282), com extensão lateral entre 250 m a até 1 km de comprimento por 25 m de altura. O acesso aos afloramentos, a partir de Florianópolis, pode ser feito pela rodovia BR-101, seguindo pela rodovia BR-282 até a região de Alfredo Wagner. Apenas um afloramento ocorre na SC-302. As cotas topográficas de ocorrência destas exposições variam entre 550 e 1100 m, sendo o relevo constituído de morros de topo plano ou agudo e vales fluviais.

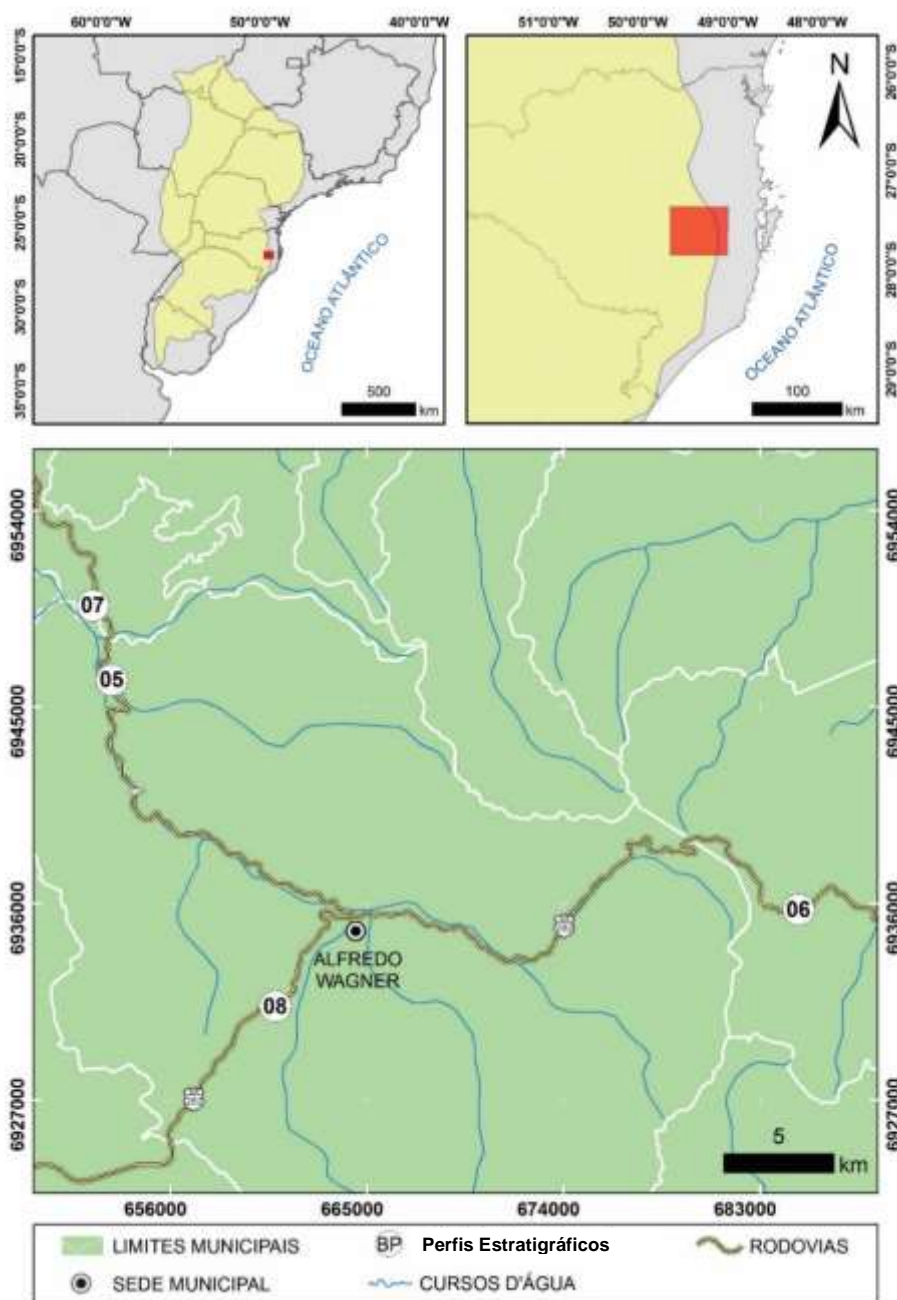


Figura 1: Mapa de localização dos afloramentos estudados para coleta de amostras.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho foi investigar a proveniência detrítica e analisar a história diagenética de arenitos eopermianos da Supersequência Gondwana I que ocorrem expostos na região de Alfredo Wagner, centro-leste de Santa Catarina.

Os objetivos específicos foram: i) determinar a composição mineralógica detrítica dos arenitos; ii) caracterizar o estilo do empacotamento do arcabouço em base à distribuição espacial dos tipos de contatos, percentual de matriz, e porosidade; iii) caracterizar as relações entre minerais autigênicos; iv) definir os eventos diagenéticos e relacioná-la aos fatores paleoambientais e estratigráficos.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 CONSULTA BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica foi a etapa inicial e perdurou até o final deste trabalho, e consistiu na consulta de livros, dissertações, teses e artigos sobre a temática científica do trabalho, sobre técnicas laboratoriais e contexto geológico. O acervo bibliográfico consultado foi realizado pelo Portal Periódicos CAPES, *ScienceDirect*, Boletim de Geociências da PETROBRAS, *Brazilian Journal of Geology*, revistas *Sedimentology* e *Sedimentary Petrology*, biblioteca central da UFSC e do Grupo de Análise de Bacias (ANBA).

2.2 PRODUÇÃO CARTOGRÁFICA

Os mapas de localização dos afloramento foram elaborados em Sistema de Informações Geográficas (SIG) com o software *ArcGis* 10.1, utilizando Sistema de Coordenadas SIRGAS 2000 UTM *Zone* 22S, Projeção Transversa de *Mercator* e *datum* SIRGAS 2000. Como fontes e bases cartográficas, foram utilizados os dados geológicos disponibilizados por CPRM, 2014, dados hidrográficos e municipais de EPAGRI/IBGE, 2004.

A topografia nos mapas é composição de imagens SRTM (MIRANDA, 2005), com resolução espacial de 90 metros. Os demais produtos foram elaborados a partir de imagens de satélite dos softwares *Google Earth* e *ArcGis online*, no ano de 2015. O mapa geológico foi elaborado em escala 1:200.000.

2.3 TRABALHO DE CAMPO

A coleta de amostras foi realizada com controle estratigráfico e faciológico, seguindo os procedimentos descritos em Tucker (1993). A referência para a coleta foram os perfis estratigráficos de Zielinsk e Nascimento (2015), nos quais acompanham dados de espessura de camadas, estruturas sedimentares, fácies, ambientes deposicionais e estratigrafia.

A escolha das amostras foi dada a partir das pacotes mais representativos dos perfis estudados, levando em consideração textura, estrutura e espessura das camadas, e também pelo grau de alteração. Foram selecionadas amostras com nenhuma ou pouca alteração aparente.

As amostras estão referenciadas como BP0X.YY, na qual X representa o número do afloramento e YY o código da amostra indicada no perfil do afloramento.

2.4 PETROGRAFIA

As amostras foram, previamente, descritas em termos de cor, seleção, granulometria e, principalmente, estruturas deposicionais. Em seguida, as mesmas amostras foram impregnadas em uma câmara de vácuo, utilizando-se uma mistura de resina epóxi, endurecedor, solvente (álcool etílico) e corante azul (alizarina azul) para ressaltar a presença de porosidade. Após este procedimento, as lâminas delgadas dos arenitos foram produzidas com espessura de 30 µm. Esta etapa foi realizada integralmente no Laboratório de Laminação (LAMIN) da UFPR.

A análise petrográfica foi realizada em microscópio petrográfico com luz transmitida e refletida modelo *AxioScope A1*, equipado com um sistema de captura de imagem.

A descrição e quantificação dos constituintes volumétricos do arcabouço foi realizada segundo os critérios de Dickinson (1985). A análise modal foi realizada pelo método de Gazzi e Dickinson (ZUFFA, 1985), mediante a contagem de 600

grãos/lâmina, com espaçamentos regulares em torno de 0,5x0,5 mm ou 0,3x0,3 mm. Os grãos do arcabouço foram identificados quanto à mineralogia (quartzo, feldspato e líticos) e descritos em termos texturais (granulometria, seleção, arredondamento e esfericidade). Os contatos entre grãos e os tipos de porosidade foram caracterizados com base nos critérios de Tucker (2001).

Os resultados da análise modal foram normalizados para 100% e lançados no diagrama triangular F-Q-L (FOLK,1968) para classificação dos arenitos e, interpretados nos diagramas F-Qt-Lt (DICKINSON, 1985) e F-Qm-Lt (WELTJE, 2006) para dedução de proveniência e ambiente tectônico.

Um microscópio modelo JEOL JSM-6390LV do Laboratório Central de Microscopia (LCME)/UFSC, equipado com Espectrometria de Energia Dispersiva de raios X (EDS do termo em inglês), foi utilizado para análise de minerais diagenéticos (argilominerais, cimentos de sílica, etc), previamente observados em seções delgadas (BOGGS JR., 2009; BURLEY & WORDEN, 2003). As imagens no MEV foram geradas pela detecção de elétrons secundários (*secondary electrons; SE*), que produz imagens tridimensionais do material analisado. O EDS permitiu a análise semiquantitativa de elementos (GESIKI,2007). Para análise no MEV, as amostras foram previamente recobertas com carbono.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 EMBASAMENTO

A Bacia do Paraná ocorre sobre o Cráton Paranapanema e unidades estratigráficas da Província Mantiqueira, que inclui rochas arqueanas a proterozóicas como: complexos granito-gnáissicos, metavulcanosedimentares, granitóides e sedimentares (ALMEIDA et al., 1977, 1981; FÚLFARO, 1974). Estendendo-se ao longo da costa brasileira, desde o sul da Bahia até o Uruguai (Figura 2.A), a Província Mantiqueira teve sua origem relacionada à colisão dos crátons Rio de La Plata e Congo durante o Evento Pan Africano-Brasiliano, que deram origem ao Supercontinente Gondwana (ALMEIDA et al., 1977, 1981).

A Província Mantiqueira encontra-se dividida em três domínios tectônicos (ALMEIDA et al., 1981): setentrional, central e meridional (Figura 2.A). O Domínio Setentrional inclui o Cinturão Araçuaí, enquanto que o Central inclui os Cinturões Ribeira, Brasília e Apiaí. O domínio meridional é constituído pelos cinturões São Gabriel e o Dom Feliciano.

O Cinturão Dom Feliciano (CDF), principal unidade geotectônica da porção meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1977, 1981; HEILBRON et al., 2004; Figura 2.A), foi formado no final do Neoproterozóico durante a colisão entre os crátons Rio de La Plata, Paranapanema, Congo e Kalahari, dando origem ao Gondwana Ocidental (ALMEIDA et al., 1977; BASEI et al., 2011). No leste de Santa Catarina, o CDF encontra-se organizado em três domínios tectônicos, de sudeste para noroeste: *Domínio Interno*, *Domínio Central* e *Domínio Externo* (BASEI et al., 2011). O Domínio Interno é representado pelo Batólito de Florianópolis, que compreende diversos corpos graníticos neoproterozóicos (630 a 590 Ma; HARTMANN et al., 2003), intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque.

O Domínio Central inclui unidades metavulcanosedimentares de baixo grau (metapelitos, metapsamitos e metacarbonáticas) do Complexo Metamórfico Brusque (CMB), limitadas a norte pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó, tendo contato com a Bacia do Itajaí. As rochas do CMB foram depositadas em margem continental passiva originada a partir de um rifte ocorrido em torno de 845 a 834 Ma (BASEI, 1990). O CMB foi dividido em três unidades litoestratigráficas, sendo estas da base para o topo: Sequência Botuverá, Sequência Ribeirão do Agrião e

Sequência Rio da Areia (BASEI, 1990). As sequências basais apresentam maiores porções de rochas metapsamíticas e metapelíticas com o aumento gradual de pacotes metapelíticos e metacarbonáticos (BASEI, 1990).

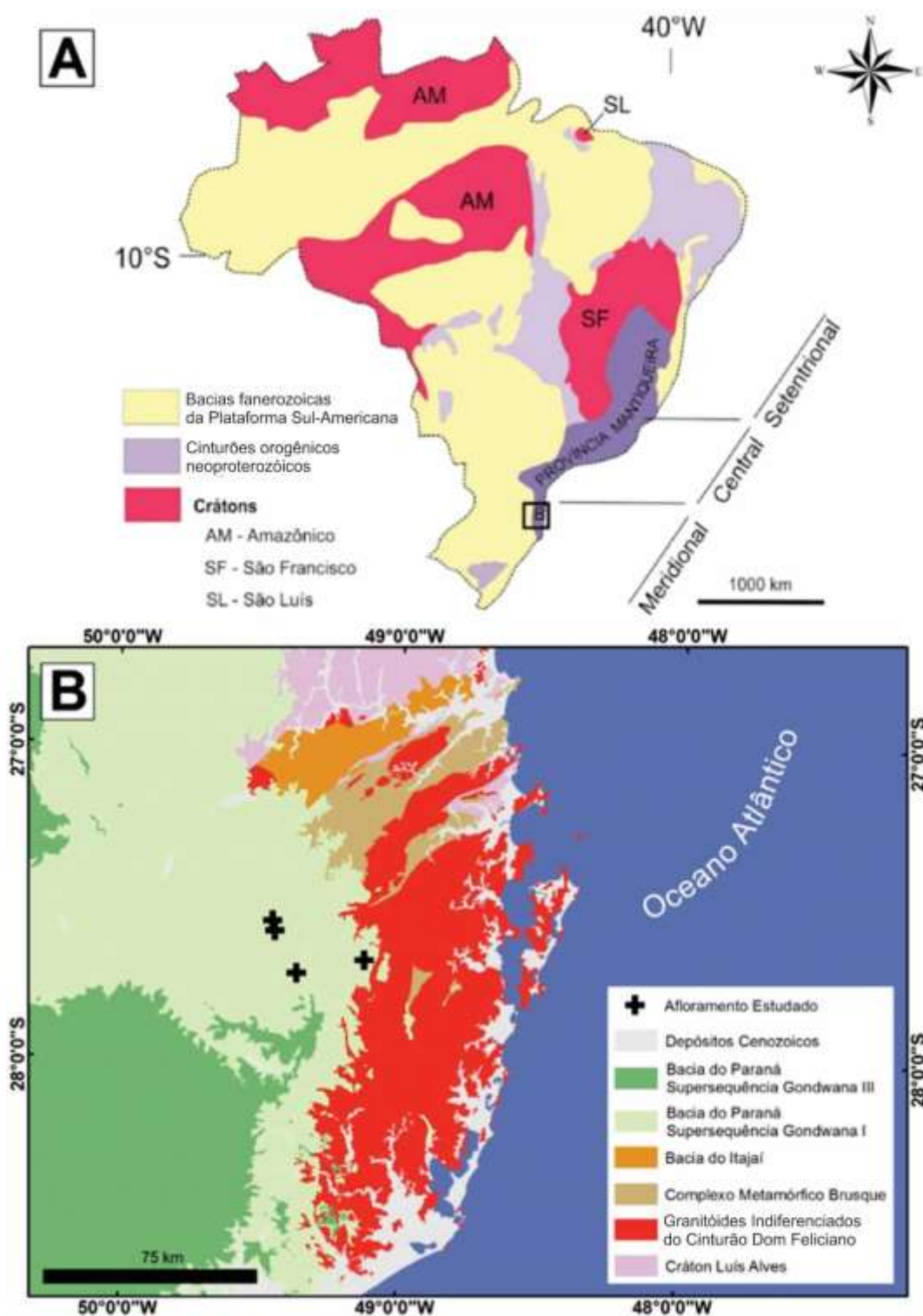


Figura 2: Contexto geológico da região: A) as unidades geotectônicas do Brasil com a localização da Província Mantiqueira e região próxima à área de estudo. Modificado de Almeida et al (1977) B) Unidade geológicas próximas à área de estudo, Leste de Santa Catarina.

O Domínio Externo compreende sucessões vulcanossedimentares da Bacia do Itajaí, que pode alcançar até 4.000 m (BIZZI et al., 2003) e encontra-se recoberta por sequências paleozoicas da Bacia do Paraná a oeste, e depósitos quaternários a leste. A **Bacia do Itajaí** está localizada no norte do Estado de Santa Catarina (Figura 2.B) inclusa no Cinturão Dom Feliciano (~650 Ma). Teve sua origem associada à colisão do Cráton Luís Alves (MANTESSO-NETO et al., 2004) e tem seus limites definidos pela Zona de Cisalhamento Blumenau ao norte e pela Zona de Cisalhamento Perimbó a sul, área de 1.100 m² e espessura de até 4.000 m (TEIXEIRA et al., 2004). O arcabouço litológico inclui arcóseos, subarcóseos, litarenitos, grauvacas, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (COSTA, 2014).

O **Cráton Luís Alves** (KAUL, 1980; 1984), também chamado de Complexo Granulítico Santa Catarina (HARTMANN *et al.*, 1979), é uma unidade geotectônica constituída por rochas metamórficas de alto grau, das fácies anfíbolito e granulito, com idades arqueanas. Esta unidade estende-se aproximadamente 250 Km² pelos estados de Santa Catarina e Paraná e constitui-se no embasamento do Orógeno Dom Feliciano (KAUL, 1980; 1984).

Os tipos litológicos constituintes predominantes incluem gnaisses quartzo-feldspáticos com teor relativamente baixo em minerais máficos, sendo a maioria hiperstênio. Outras litologias incluem milonitos, gnaisses blastomiloníticos, corpos ultramáficos lenticulares, gnaisses calciossilicáticos, kingizitos, anortositos, quartzitos e localmente formações ferríferas bandadas (HARTMANN *et al.*, 1979).

O metamorfismo da fácies granulito ocorreu em aproximadamente 2.170 Ma, enquanto que seus protólitos teriam se cristalizado em 2715 Ma (HARTMANN *et al.*, 2000). Durante o final do Neoproterozóico (Ediacariano), ocorreu a deposição e preservação de sedimentos e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas gerando bacias vulcano-sedimentares tardi-orogênicas sobre esta unidade geotectônica, dentre as quais está a Bacia do Itajaí e a Bacia de Campo Alegre (HARTMANN *et al.*, 1979).

3.2 ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ

A Bacia Sedimentar do Paraná compreende rochas sedimentares e vulcânicas siluro-cretáceas. Abrange uma área de 1.700.000 km², ocupando cerca de 1.100.000 km² do território brasileiro, essencialmente sua parte meridional (BORTOLUZZI *et al.*, 1987).

A origem da Bacia deve estar relacionada ao fim do Ciclo Brasileiro 1 (Ordoviciano Superior), que deixou exposto um expressivo volume de crosta continental recém agrupada. Provavelmente o subsequente arrefecimento dos esforços, juntamente com o “esfriamento” da crosta, foram suficientes para a subsidência que levou à deposição da Sequência Siluriana (ZALÁN *et al.*, 1986).

As rochas sedimentares da bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área do escudo do então recém constituído continente do Gondwana, composto de vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e de granitogreenstone) rodeados por cinturões móveis orogênicos (rochas metassedimentares dobradas, granitos e faixas de crátons isotopicamente remobilizados) dispersamente cobertos por remanescentes de bacias de antepaís de natureza molássica formadas no Ciclo Brasileiro (ZALÁN *et al.*, 1986).

A espessura máxima das rochas que compõem a Bacia Sedimentar do Paraná está em torno de 5.000 m, representando a superposição de pacotes depositados no mínimo em três ambientes tectônicos, decorrentes da dinâmica de placas, resultando em seis principais sequências deposicionais (Zalán *et al.*, 1986). Milani *et al.* (1998) destacam seis supersequências: Rio Ivaí – Ordoviciano-Siluriano, Paraná – Devoniano, Gondwana I – Carbonífero-Eotriássico, Gondwana II – Meso a Neotriássico, Gondwana III – Neojurássico- Eocretáceo e Bauru – Neocretáceo (Figura 3).

A **Supersequência Rio Ivaí** de idade neoordoviciano-eosiluriana, tem sua origem quando a região constituía um imenso golfo preenchido pelas águas do Panthalassa (MILANI *et al.*, 2007). Esta supersequência registra o primeiro ciclo transgressivo-regressivo na Bacia do Paraná, com natureza predominantemente marinha, com tendências transgressivas desde a base até à Fm. Vila Maria, que representa a inundação máxima desse ciclo (Figura 4) (MILANI *et al.*, 2007). Para o topo, desenvolve-se um sistema marinho regressivo (MILANI *et al.*, 2007).

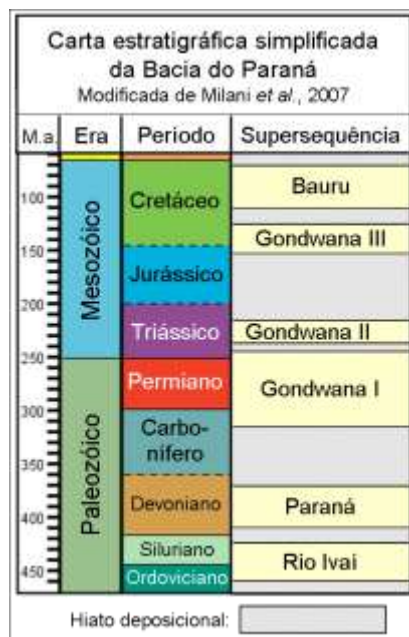


Figura 3: Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná de acordo com as Supersequências. Modificado de Milani (2007).

A **Supersequência Rio Ivaí** é constituída de três formações: Alto Garças, Iapó e Vila Maria. A Formação Alto Garças constitui a porção basal e inclui conglomerados quartzosos e arenitos conglomeráticos estratificados, além de arenitos quartzosos finos a grossos, feldspáticos, com espessura máxima da ordem de 300 m.

A Formação Iapó registra depósitos glaciais ordovicianos que afetou grandes porções do Gondwana. Seu contato com os arenitos da Formação Alto Garças é abrupto, que representa uma importante descontinuidade sedimentar. Esta formação é formada por diamictitos. Estes diamictitos são sobrepostos pelos pelitosossilíferos da Formação Vila Maria, que representam o marco estratigráfico mais importante de toda a Supersequência Rio Ivaí (MILANI et al, 2007).

Os fósseis incluem graptólitos, trilobitas, braquiópodes e quitinozoários (BOUCOT et al. 1991; MELO, 1993; POPP et al. 1981; URIZ et al. 2008; WIENS, 1990.).

A **Supersequência Paraná**, de idade Devoniana, foi depositada durante um ciclo transgressivo-regressivo (Figura 4) (MILANI et al, 2007) e apresenta espessura máxima de 800 m. Porém, pode chegar até alguns milhares de metros

em alguns locais da Argentina, sendo estreitamente relacionada aos sedimentos do Chaco argentino-paraguaio-boliviano (MILANI et al, 2007). Esta supersequência é constituída por duas formações: Furnas e Ponta Grossa. A Formação Furnas compreende arenitos quartzosos brancos, caulínicos, médios a grossos, tabulares e com estratificações cruzadas diversas. A Formação Ponta Grossa inclui folhelhos, com aproximadamente 100 m de espessura, contendo lentes de arenitos fino. Nos 20 m superiores desta sucessão, ocorre folhelho negro laminado, arbonoso, ricos em macrofósseis de braquiópodos, trilobitas, bivalvios, gastrópodes, anelídeos e equinodermos (LANGE, 1954; SOMMER, 1954). Esta formação é considerada um potencial gerador de hidrocarbonetos. O período de maior expansão e subsidência da Bacia do Paraná ocorreu entre o Carbonífero e o Triássico, logo após um período em que houve profundas modificações tectônicas e climáticas no Gondwana. Durante esse período foram depositadas as supersequências Gondwana I e Gondwana II.

A **Supersequência Gondwana I** compõe o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, aflorando em uma longa faixa ao longo de toda borda leste da bacia e possuindo uma espessura máxima de aproximadamente 2.500 m (Milani et al, 2007). São incluídas nesta unidade uma grande amplitude de condições deposicionais variando ao tempo e transformando uma sedimentação fortemente influenciada por regime glacial até um amplo e árido interior continental com domínio de extensos campos de dunas eólicas próximo ao Mesozóico (Figura 4).

Pela luz da litoestratigrafia a Supersequência Gondwana consta em seu espesso pacote sedimentar o Grupo Itararé, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois e Formações Pirambóia e Sanga do Cabral.

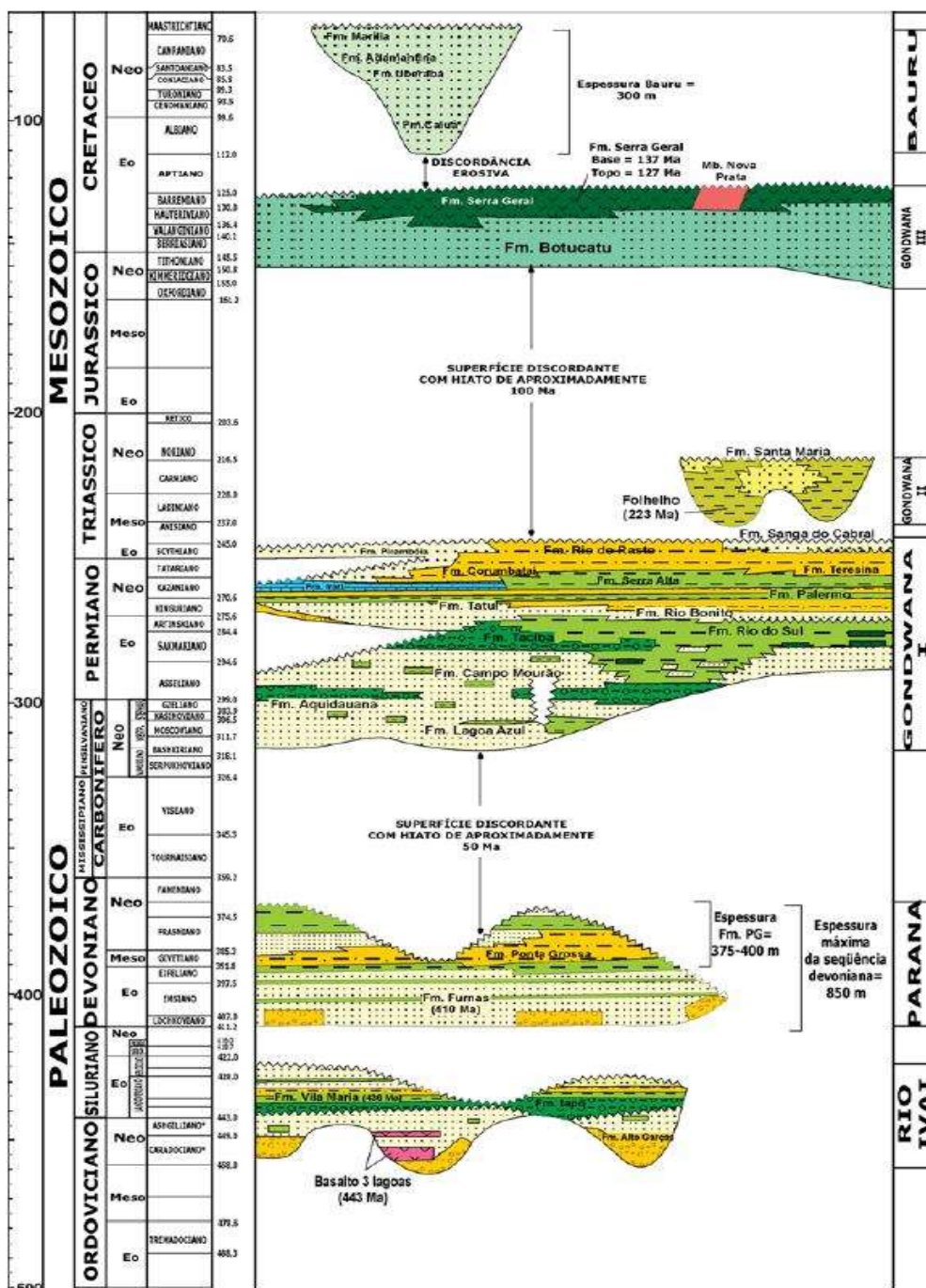


Figura 4: Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Paraná. Modificado de Milani (2007)

A porção basal desta Supersequência registra de forma expressiva a grande glaciação gondwânica, na qual o pico ocorreu no Mississipiano (Carbonífero inferior), chamada de Glaciação Karoo. A deglaciação, do Westafaliano (Carbonífero superior) até o Permiano inferior, produziu vastos depósitos glaciais (MILANI et al, 2007). Ainda que com a forte ação

do gelo, o Grupo Itararé é rico em arenitos, especialmente na porção centro-norte da bacia, onde perfaz até 80% da coluna estratigráfica (MILANI, 2007).

O Grupo Itararé é uma unidade litoestratigráfica que compreende um pacote sedimentar caracterizado por rochas originadas em ambientes fluvio-deltaicos fortemente influenciados por glaciação e periglacial, depositado do Carbonífero Superior ao Permiano Médio. É subdividido em quatro formações: Lagoa Azul, Aquidauana, Campo Mourão e Taciba. Apenas as três primeiras ocorrem no Estado de Santa Catarina. A designação Formação Aquidauana é restrita aos Estados de Mato Grosso, Goiás e nordeste de São Paulo, porém é equivalente, no tempo, à Formação Campo do Tenente (BORTOLUZZI et al., 1987). Na área de estudo está somente presente a Formação Taciba, deste Grupo.

O termo Rio do Sul foi utilizado pela primeira vez na literatura geológica por Loczy (1964), que denominou os arenitos que ocorrem próximo ao município de Rio do Sul/SC, correlacionando-os ao Grupo Itararé, atualmente considera-se Rio do Sul como um membro da Formação Taciba (FRANÇA & POTTER, 1988). Estas rochas posicionam-se na parte basal da Formação Rio Bonito (estratigraficamente superior) e redefiniram o termo para designar sedimentos entre as formações Campo Mourão e Rio Bonito (BORTOLUZZI et al., 1987).

A porção mais inferior da Formação Taciba em Santa Catarina é constituída de folhelhos e argilitos cinza escuros a pretos, localmente com aspecto várvido, designados de folhelhos Lontras. Sua presença é marcante ao longo da faixa de afloramentos, ocorrendo excelentes exposições na região da área-tipo, Rio do Sul – Trombudo Central. Sua espessura oscila entre 50 e 60 metros (BORTOLUZZI et al., 1987).

Seguem-se diamictitos acinzentados, escuros, com matriz arenosa, que gradam ou intercalam-se com arenitos finos e muito finos, que na área tipo compõem um pacote com cerca de 200 m de espessura, que por sua vez é recoberto por folhelhos, frequentemente várvidos, ritmitos, argilitos e siltitos, cinza escuros a avermelhados, às vezes com laminação “flaser”. Esta sequência constitui a parte superior da formação que em conjunto com a inferior, totaliza 350 m de espessura na região de Rio do Sul, onde alcança seu máximo desenvolvimento (BORTOLUZZI et al., 1987). O contato inferior da Formação Taciba com a Formação Campo Mourão, é concordante, da mesma forma que o superior, com a Formação Rio Bonito. Dados de campo e sondagens evidenciam que a Formação

Taciba, por transgressão, assenta em discordância, em grande parte do Estado, sobre rochas cristalinas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e rochas eopaleozóicas vulcano-sedimentares do Grupo Itajaí (BORTOLUZZI et al., 1987).

O ambiente de deposição desta formação é interpretado como essencialmente marinho profundo para a porção basal, onde os sedimentos não foram influenciados por ondas e correntes de marés. A porção superior apresenta características de deposição em águas rasas, sob influências de marés, e eventualmente em condições continentais (BORTOLUZZI et al., 1987).

A ocorrência de ritmitos, diamictitos e arenitos é relativamente abundante em consequência do transporte de massa para dentro da bacia, através de geleiras (BORTOLUZZI et al., 1987). A Formação Taciba tem idade do Permiano Inferior (Sakmariano) (MILANI, 2007).

A Formação Rio Bonito corresponde um pacote sedimentar depositado sobre o Grupo Itararé, constituído de uma seção basal arenosa, uma média, essencialmente argilosa e uma superior, areno-argilosa, contendo os principais leitos de carvão explorados na Bacia do Paraná (BORTOLUZZI et al., 1987).

Refere-se à unidade basal do Grupo Guatá, Supergrupo Tubarão, distribuindo-se desde o Rio Grande do Sul até o nordeste de São Paulo (Schneider et al, 1974). O Grupo Guatá é constituído por siltitos cinza esverdeados, bioturbados e por arenitos com intercalações de camadas de carvão e folhelhos carbonosos (BORTOLUZZI et al., 1987).

A Formação Rio Bonito, inserida no Grupo Guatá, foi assim denominada por White (1908) para caracterizar um conjunto de arenitos e pelitos contendo camadas de carvão, que ocorrem entre Lauro Müller - Guatá - São Joaquim, em Santa Catarina. A Formação Rio Bonito é dividida em três membros: Triunfo (basal), Paraguaçu (médio) e Siderópolis (superior) (BORTOLUZZI et al., 1987).

O membro Triunfo representa a parte basal da Formação Rio Bonito e sua constituição é compreendida por arenitos esbranquiçados, finos a médios, localmente grosseiros, argilosos, micáceos, regularmente selecionados, grãos geralmente subarredondados. Secundariamente ocorrem arenitos muito finos, siltitos, argilitos, folhelhos carbonosos, leitos de carvão (mais freqüentes nas unidades do topo da formação) e conglomerados cinza-claros. As principais estruturas sedimentares são representadas por estratificações paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas (BORTOLUZZI et al., 1987). O contato inferior do Membro

Triunfo é normalmente concordante com a Formação Taciba. A sudeste do Estado, entretanto, assenta discordantemente sobre rochas do embasamento cristalino (BORTOLUZZI et al., 1987).

Quanto ao ambiente de deposição, as características litológicas e sedimentares indicam um ambiente fluvio-deltáico para a sua sedimentação. O Membro Triunfo registra o início da progradação de clastos mais grosseiros de origem deltaica (delta inicial) sobre os sedimentos finos de talude e plataforma rasa da Formação Rio do Sul (BORTOLUZZI et al., 1987).

O Membro Paraguaçu é essencialmente pelítico. Sua constituição é determinada por siltitos escuros, folhelhos cinza médio a esverdeados com níveis de carbonatos argilosos, geralmente silicificados em superfície e camadas de carvão.

O contato inferior do membro Paraguaçu é concordante com o Membro Triunfo. O superior, com o Membro Siderópolis, é igualmente concordante (BORTOLUZZI et al., 1987). A sedimentação ocorreu inicialmente em ambiente marinho transgressivo, que recobriu os depósitos fluviodeltáicos do Membro Triunfo. Em Santa Catarina, desenvolveu-se localmente rocha carbonática em áreas de pequeno afluxo de clásticos, originadas possivelmente por atividades de organismos algálicos (BORTOLUZZI et al., 1987).

A denominação Membro Siderópolis provém do município homônimo, localizado no sudeste de Santa Catarina, onde se situa a seção-tipo, que pode ser observada nas minas de carvão mineradas a céu aberto (BORTOLUZZI et al., 1987).

O Membro Siderópolis compreende essencialmente arenitos finos, cinza escuros, duros, com intercalações de camadas de siltitos cinza, siltitos carbonosos, leitos e camadas de carvão. Constitui a parte superior da Formação Rio Bonito, englobando o pacote areno-siltico que contém as camadas de carvão mais importantes da bacia. Seu limite inferior é a camada de carvão Bonito (BORTOLUZZI et al., 1987).

Esta sequência foi depositada em um ambiente litorâneo que progradou sobre a sequência marinha do Membro Paraguaçu. Os arenitos representam depósitos de barras e barreiras, com interdigitações de sedimentos flúvio-deltáicos, tendo os sedimentos carbonosos sido originados em lagunas e mangues costeiros, posteriormente recobertos por areias litorâneas (MEDEIROS & THOMAZ, 1973).

Com o declínio das condições glaciais, ocorre uma transgressão marinha e tem início a geração de folhelhos, siltitos e arenitos em ambiente de plataforma marinha rasa, os quais constituem as formações Palermo e Tatuí (MILANI et al, 2007). No Permiano superior, tem origem a Formação Irati, representada por folhelhos betuminosos e calcários depositados em ambiente marinho restrito.

A Formação Irati também é uma potencial geradora de petróleo e mundialmente famosa por conter a fauna de répteis *Mesosaurus brasiliensis* e *Stereosternum tumidum*, que permitiu a correlação da mesma com a Formação Whitehill, da Bacia Karoo, na África do Sul, suportando assim a hipótese da deriva continental (MILANI et al, 2007). O topo desta sequência marca o fim da fase marinha da Bacia do Paraná, ainda com a deposição da Formação Serra Alta, e o início da continentalização, com a deposição das formações Teresina, Corumbataí, Rio do Rasto, Sanga do Cabral e Pirambóia (MILANI et al, 2007).

A **Supersequência Gondwana II** com início no Triássico na qual boa parte da Bacia do Paraná parece não ter sofrido subsidência, com exceção de alguns locais devido a falhamentos, possibilitando a deposição de sedimentos de origem fluvial e lacustre (MILANI et al, 2007). Essas deposições foram de curta duração e restritas aos territórios atuais do estado do Rio Grande do Sul e à porção norte do Uruguai. Duas são as formações geológicas originadas dessas deposições: a Formação Santa Maria e a Formação Caturrita (MILANI et al, 2007).

A Formação Santa Maria é composta basicamente por pelitos vermelhos, correspondente à sedimentação lacustre e fluvial associada como uma subsidência nos grábens meso-neotriássicos da Bacia do Paraná. A Formação Santa Maria é conhecida internacionalmente pela sua esplêndida paleoherpetofauna, com valoroso material publicado cientificamente (MILANI et al, 2007). A primeira subdivisão bioestratigráfica para o intervalo sedimentar da Formação Santa Maria foi apresentada na forma de três cenozonas (*Therapsida*, *Rhynchocephalia* e *Dicroidium*) (BARBERENA, 1977).

A Formação Caturrita é constituída por siltitos avermelhados e arenitos finos a médios e folhelhos avermelhados. A origem destas rochas é associada a deposição de sedimentos em regime fluvial no Triássico Superior (MILANI ET AL, 2007).

A **Supersequência Gondwana III** foi depositada do Jurássico superior ao Cretáceo superior, registra a ocorrência de dois eventos de grande importância. A seção basal mostra vestígios da ocorrência de um enorme deserto no continente Gondwana, o "deserto Botucatu", semelhante ao deserto do Saara e com área superior a um milhão de km² (MILANI et al, 2007). Os imensos campos de dunas formaram os espessos pacotes de arenitos de granulometria fina à média da Formação Botucatu. A sua espessura é inferior no sul da Bacia do Paraná, sendo inclusive ausente em algumas partes do Rio Grande do Sul, o que indica a ausência de sincronismo nos campos de dunas. Atualmente, a Formação Botucatu, com espessura variando entre aproximadamente 200 e 800 metros, hospeda o Sistema Aquífero Guarani (MILANI et al, 2007).

A partir do Triássico, houve um período de reativação da plataforma continental, com expressivos rifteamentos e extensivos processos vulcânicos, cuja intensidade máxima se deu no Cretáceo e se estendeu até o Terciário, fruto do processo de ruptura do Gondwana e à formação do Atlântico sul. Volumes gigantescos de lavas acabaram sendo injetados e extravasados em toda a Bacia do Paraná, cobrindo todo o deserto Botucatu em dezenas de derrames.

As rochas formadas a partir desse processo, principalmente basaltos, deram origem a Formação Serra Geral (MILANI et al, 2007). Estas rochas se estendem pelo continente africano, através da Bacia de Etendeka, na Namíbia e na Angola. Os eventos de derrames de lavas que deram origem a Formação Serra Geral constituem a maior manifestação de vulcanismo conhecida no planeta (MILANI et al, 2007). Atualmente, após mais de 100 milhões de anos do derramamento, três quartos da Bacia do Paraná ainda continua recoberto por derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, cobrindo cerca de 1 milhão de km², com até mais de 2000 m de espessura e um volume total de aproximadamente 650.000 km³ (MILANI et al, 2007).

A **Supersequência Bauru** de idade cretácica com ocorrência limitada à porção centro-norte da bacia, nos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Goiás e Mato Grosso, assim como no nordeste do Paraguai (MILANI et al, 2007). É constituída por depósitos de arenitos e conglomerados alúvio-fluviais do grupos Bauru e eólicos do Grupo Caiuá, que foram depositados em ambiente continental semi-árido a desértico, o chamado deserto Caiuá (MILANI et al, 2007). O Grupo Bauru é subdividido nas formações Adamantina, Marília

e Uberaba, enquanto que o Grupo Caiuá é subdividido nas formações Goio-Erê, Rio Paraná e Santo Anastácio (MILANI et al, 2007). Essas formações atingem até 300 metros de espessura, onde é comum a presença de paleossolos. Além disso, as rochas desta supersequência são ricas em fósseis, inclusive de dinossauros.

Até o momento já foram encontrados restos fósseis de pelo menos quatro espécies de dinossauros de grande porte, do grupo dos saurópodes, incluindo o *Maxakalisaurus topai*, o maior dinossauro já montado no Brasil. Em rochas da Formação Goio-Erê foram encontrados, na cidade paranaense de Cruzeiro do Oeste, fósseis de pterossauros, répteis voadores extintos (MAZING et al, 2014).

4 ESTRATIGRAFIA DA ÁREA INVESTIGADA

A área de estudo engloba sucessões sedimentares eopermianas da Supersequência Gondwana I (MILANI, 1997) (Figura 4), que incluem da base para o topo, estratos depositados em ambiente fluvial meandrante de planície deltaica do membro Rio do Sul (Formação Taciba), e depósitos estuarinos que incluem os membros Triunfo e Paraguaçu (Formação Rio Bonito) que afloram de modo contínuo ao longo da BR-282, no município de Alfredo Wagner (Figura 5).

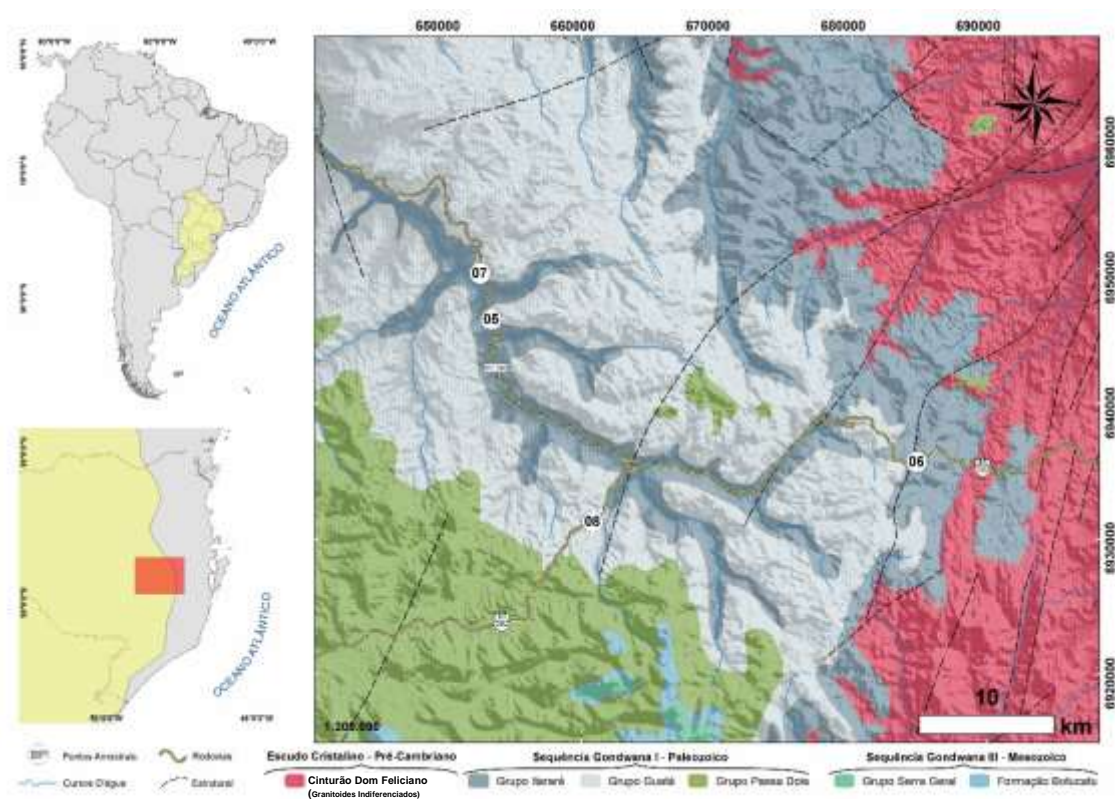


Figura 5: Localização dos pontos de estudo em seu contexto geológico sedimentar. (GEOBANK, 2015)

Segundo Zielinski e Nascimento (2015), estas exposições compreendem sistemas deposicionais desenvolvidos em um ciclo regressivo-transgressivo em contexto de Nível de Mar Baixo (TSMB: Trato de Sistemas de Nível de Mar Baixo) e Transgressivo (TST: Trato de Sistema Transgressivo) (Figuras 6.A, B).

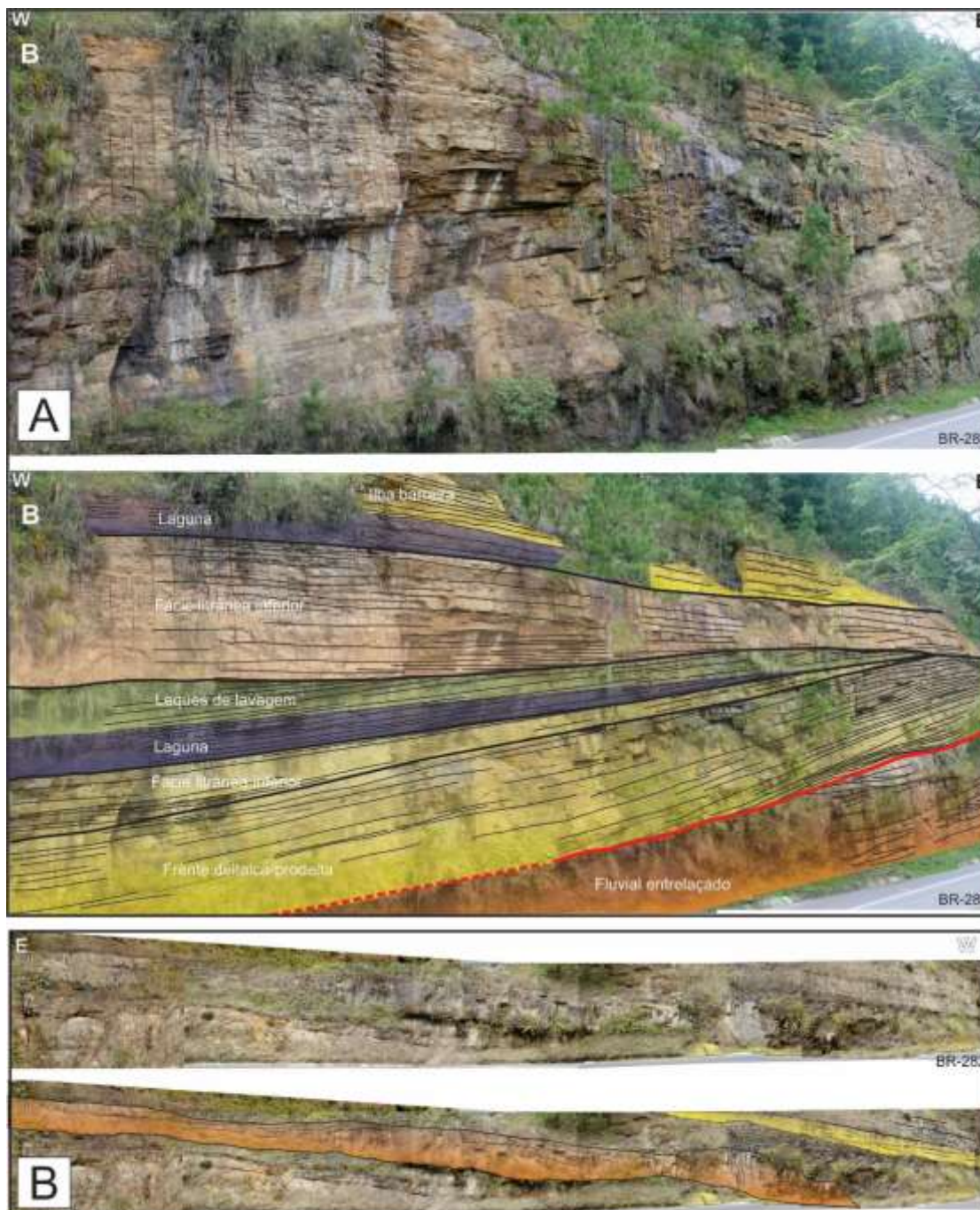


Figura 6: Aspectos gerais das sucessões eopermianas onde as amostras de arenitos foram coletadas para esta pesquisa. (A) Afloramento BP-8: Depósitos fluviais a estuarinos influenciados por maré e onda dos membros Triunfo e Paraguaçu (Formação Rio Bonito); (B) Afloramento BP-06: Depósitos fluviais de planície deltaica do Membro Rio do Sul (Formação Taciba). *Zielinski e Nascimento (2015)*.

O TSMB que ocorre no intervalo inferior da seção compreende estratos fluviais de planície deltaica do topo do Membro Rio do Sul desenvolvidos em um contexto de aumento substancial da taxa de criação de espaço de acomodação (glaciação eopermiana), limitado no topo por um limite de sequência (LS) (Figura 7). Este trato de sistema sucedido por estratos fluviais entrelaçados da base do

Membro Triunfo, que representa a deposição da Formação Rio Bonito sobre a Formação Taciba na área, em contexto de nível de mar baixo tardio e é limitado no topo por uma superfície transgressiva (ST) (Figura 7). Na porção superior da sucessão compreende depósitos estuarinos dominados por maré e onda (TST), com associação de ilhas barreiras e complexo de lagunas (Figura 7).

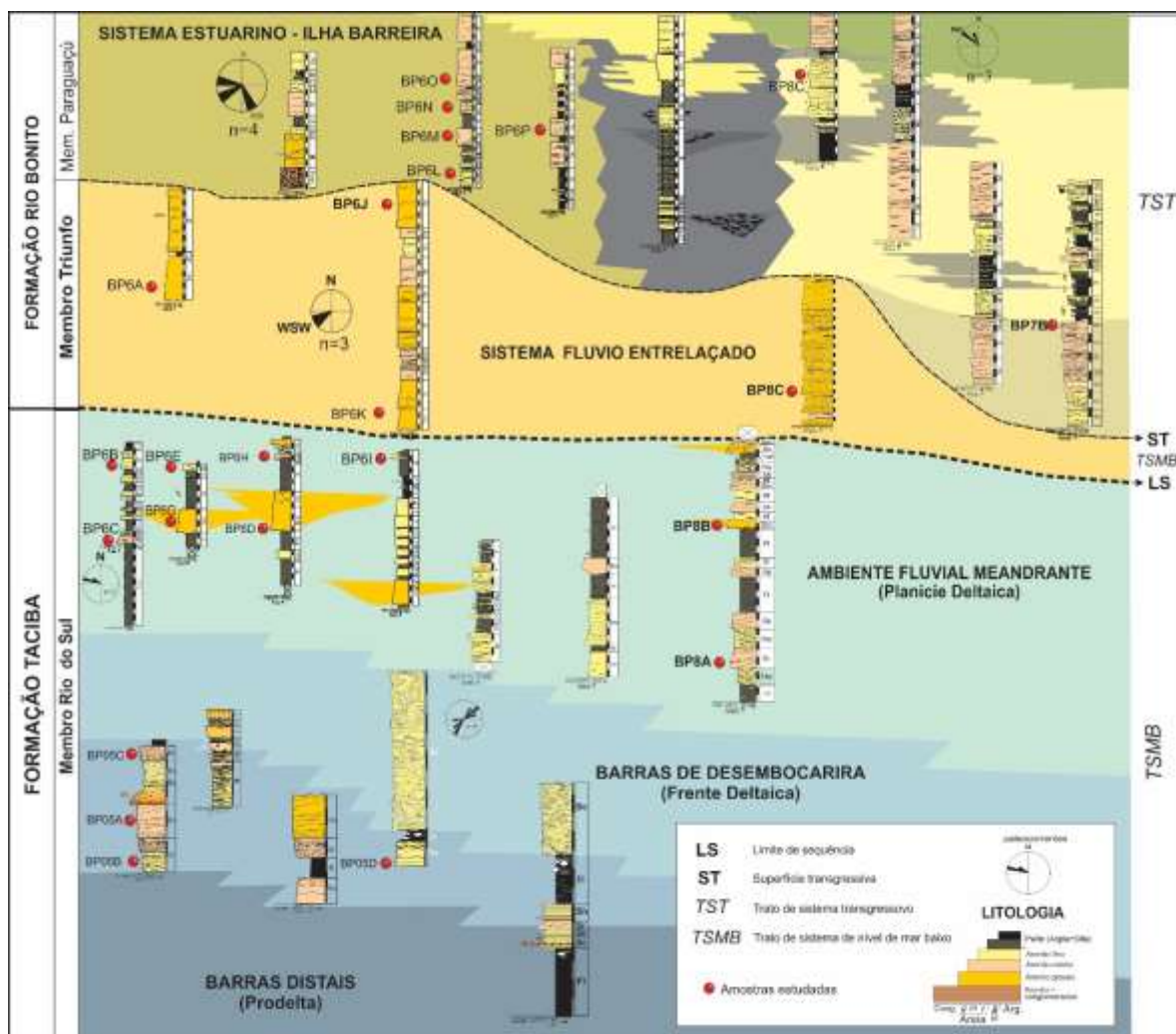


Figura 7: Perfis estratigráficos dos afloramentos com seções da coleta de amostras e respectivos ambientes deposicionais. *Modificado de Zielinski e Nascimento (2015).*

5 REFERENCIAL TEÓRICO

5.1 PROVENIÊNCIA DE ARENITOS

A proveniência investiga a origem primária de rochas sedimentares siliclásticas, levando-se em consideração os fatores geológicos como composição da rocha-fonte, história de transporte, deposição, soterramento e exumação de sucessões sedimentares (WELTJE & VON EYNATTEN, 2004).

A composição mineral dos arenitos, por exemplo, é controlada pela natureza da rocha-fonte, pelo clima, transporte e deposição, relacionados à história da bacia (BOGGS, 2009; Figura 8).

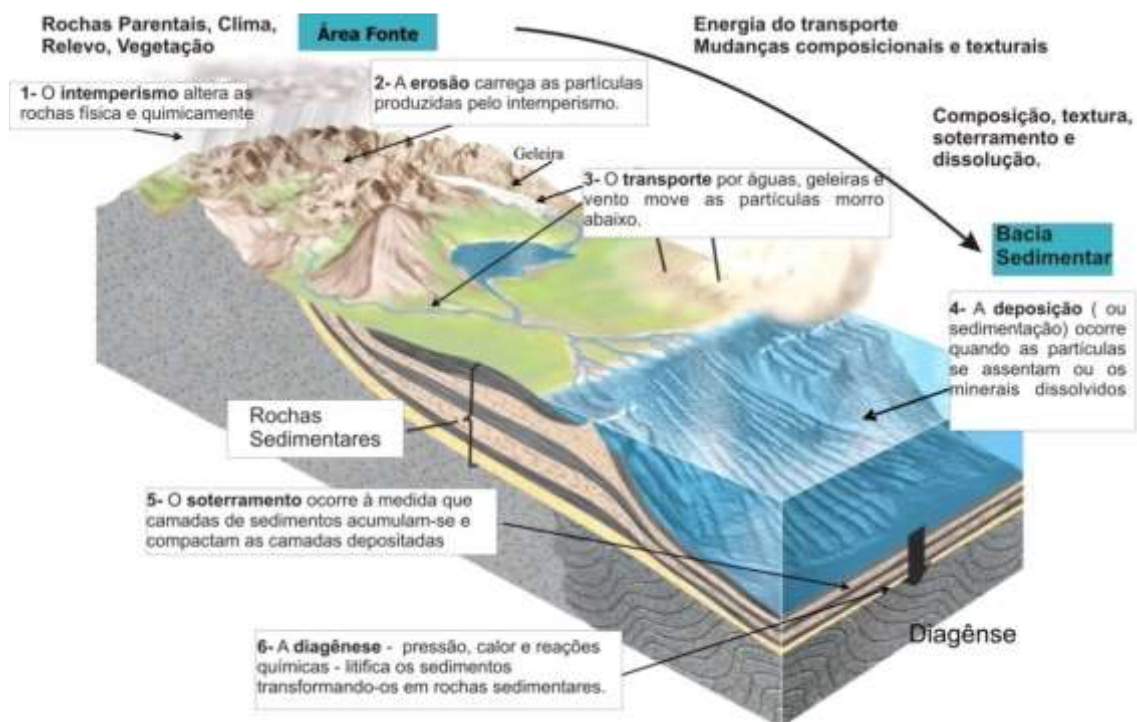


Figura 8: Diagrama ilustrativo dos fatores e processos geológicos que influenciam e controlam a composição dos sedimentos e rochas sedimentares durante o ciclo sedimentar. PRESS *et al* (2006)

O contexto tectônico, clima, os processos sedimentares e a diagênese, são considerados os principais fatores da proveniência (WELTJE & VON EYNATTEN, 2004). O contexto tectônico determina os tipos de rochas parentais, que podem ser acessadas pela análise quantitativa dos grãos do arcabouço (DICKINSON *et al.*, 1983).

No diagrama de Dickinson (1985) estes ambientes podem ser discriminados em: blocos continentais, arcos magmáticos e reciclados de orógenos. A relação entre ambientes tectônicos, composição dos sedimentos siliciclásticos e tipos de bacias foi apresentado por Dickinson & Suczek (1979) (Tabela 1).

Tabela 1: Ambientes tectônicos e composição do arcabouço, segundo Dickinson e Suczek (1979)

Proveniência Tectônica	Rocha Fonte	Sedimento		Tipo de bacia deposicional	Influência do clima e transporte
		Areia	Cascalho		
Bloco Continental					
Cráton interior	embasamento granítico, gnáissico, rocha sedimentares e metassedimentares de cinturão marginal.	quartzo arenito, pouco arcóseo, alta razão K-fd/ plg; arenito lítico.	quartzo-arenito e secundariamente arcóseo, alta razão de k-fd e plg, arenitos líticos.	plataforma, interior, bacia de <i>foreland</i> , margem continental passiva e de borda oceânica.	severo em condições úmidas e de longos transportes.
Embasmamento Soerguido	embasamento granito e gnáissico mais cobertura sedimentares ou metassedimentares; rochas vulcânicas.	arenitos feldspáticos e arcóseo, sedimentares/ metassedimentares ou arenitos líticos vulcânicos.	clastos granítico e gnáissico, secundariamente sedimentares/ metassedimentares.	bacia interior limitada por falhas, formada por riftiamento incipiente ou graben.	minimo, devido a rápida erosão e o curto transporte
Arco Mágmatíco					
Arco não dissecado	rochas vulcânica principalmente andesito e basalto	arenito lítico de fragmento vulcânicos e grãos de plagioclásio, quartzo vulcânico.	clastos de basalto e andesito.	antearco, retroarco e intrarco, trincheiras; bacias de planície abissal.	minimo, devido a rápida erosão e o curto transporte.
Arco dissecado	rochas vulcânica andesito a basalto; ignea plutônico, metaigneos.	mix de fragmentos vulcânicos, plagioclásio, K-feldspato e quartzo plutônico	andesito, basalto, igneo plutônico ou clastos metaigneos	arcos dissecados	efeito moderado no clima e mínimo no transporte
Órógeno Reciclados					
Complexo de subducção	seqüência ofiolítica (ultramáficas, vulcânicas, <i>chert</i>) greenstones, argilitos, grauvacas, calcários, xisto azul.	<i>chert</i> , fragmentos de rochas sedimentares, ultramáfica e vulcânica.	<i>chert</i> , greenstone, argilito, arenitos, calcários, serpentinitos.	bacia de ante arco, trincheiras; possivelmente bacias de planície abissal	mínimo, devido a rápida erosão e a curto transporte
Colisão de orógeno	rochas sedimentares e metassedimentares; seqüência ofiolíticas, rochas plutônicas e vulcânicas	altas razões qtz/fd, fragmentos sedimentares e metassedimentares, <i>chert</i> , melânge, calcáreos.	sedimentares e metassedimentares, plutônica, igneo, clastos vulcânico e <i>chert</i>	bacias de oceano, de ante arco, bacias desenvolvidas ao longo de cinturões de sutura.	moderado a mínimo
Ante arco soerguido	Sedimentares, rochas de cinturões orogênicos; rochas igneas plutônicas e metamórficas.	alto conteúdo de quartzo e baixo feldspato, e <i>chert</i> .	clastos sedimentares, <i>chert</i> , fragmentos plutônico, igneo ou metamórfico.	principalmente bacia de ante arco	moderado a mínimo

O clima, através do intemperismo químico, causa a depleção de minerais instáveis originados na rocha-fonte, através da dissolução seletiva. O processo de dissolução intraestratal causa aumento relativo de minerais estáveis nos arenitos. A duração do intemperismo químico, condicionado ao relevo da área fonte e clima, determina a maturidade mineralógica dos sedimentos antes de as partículas chegarem no sítio deposicional (PRESS et al, 2006).

Rochas fonte, em relevos acidentados e tectonicamente instáveis (p.e. cinturões orogênicos), sofrem com menos intemperismo e, portanto, preservam melhor minerais instáveis, que refletem com maior fidelidade a assinatura da proveniência (MORTON & HALLSWORTH 1999). Por outro lado, rochas em áreas fonte com relevo suave, tectonicamente estáveis (p.e. crátons), com clima úmido, são mais afetadas por dissolução química meteórica, promovendo a dissolução de minerais instáveis e gerando assim sedimentos enriquecidos em quartzo (MORTON & HALLSWORTH 1999).

Os processos hidrodinâmicos (velocidade e tempo de transporte) controla as proporções relativas das partículas minerais com densidade e forma diferentes. Além disso, a combinação de sucessivos fraturamentos e a abrasão mecânica durante o transporte causam a diminuição progressiva do tamanho dos grãos (MORTON & HALLSWORTH 1999) e, portanto, mudanças na mineralogia.

Nos diferentes estágios da diagênese podem ser precipitados novos minerais (autigênicos), ou ocorrer a dissolução/substituição parcial ou total de grãos (feldspatos, líticos e minerais pesados), causando mudança na composição original da rocha (MORTON & HALLSWORTH 1999).

5.2 DIAGÊNESE DE ARENITOS

A diagênese compreende um amplo espectro de processos físicos, biológicos e químicos pós-deposicionais controlados pelo aumento da temperatura e da pressão devido ao soterramento crescente, bem como pela química da água intersticial nos poros, que levam à litificação da rocha. Estes processos correm sob condições de temperatura (0 a 200° C) e pressão relacionadas com o aumento da profundidade (o limite superior da diagênese aproximadamente é 5 Kbar e 20 Km) do campo atuante da diagênese (Figura 9).

A temperatura é uma função da história de soterramento da bacia sedimentar, em termos de profundidade, fluxo de calor e condutividade térmica da sucessão sedimentar estudada e das rochas adjacentes (MORAD *et al.*, 2000). A evolução tectônica e atividade magmática na bacia são bastante influentes. Outro parâmetro não-composicional importante é a pressão, que sofre incremento com a profundidade de soterramento e também *stress* tectônico. O aumento gradativo da pressão promove a compactação mecânica e química das rochas e consequente redução da porosidade dos reservatórios.

Os parâmetros supracitados se inter-relacionam e são influenciados pela história de soterramento, que determina o tempo de residência no qual a rocha foi submetida às condições de temperatura, pressão, química do fluido e as reações diagenéticas ocorridas (KLEIN & MISUZAKI, 2007).

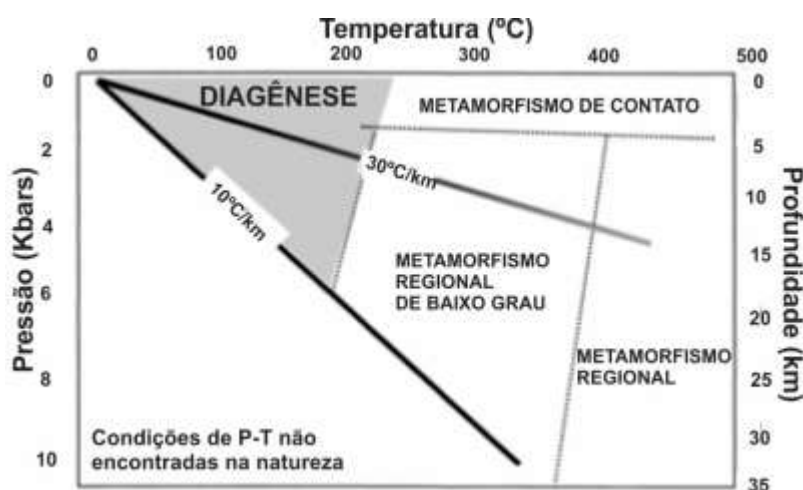


Figura 9: Diagrama de pressão e temperatura mostrando o limite da diagênese e do metamorfismo. As linhas representam os gradientes geotérmicos de 10°C/Km e 30°C/Km nas quais são característicos de ambientes de cráton estável e rifte, respectivamente. *Modificado de Burley & Worden (2003).*

A alteração química dos constituintes detríticos influencia profundamente os estágios diagenéticos subsequentes, colocando à disposição íons de Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{-2} , HCO_3^{-3} , entre outros, colocados no sistema por decomposição química da rocha/mineral (MORAD *et al.*, 2000). A composição dos fluidos intersticiais tem importante função em todos os estágios da diagênese clástica, sendo inicialmente determinada pelo ambiente deposicional e posteriormente modificada por reações envolvendo principalmente as

transformações da matéria orgânica e dos argilominerais, além de interagir com os grãos detríticos com o avanço do soterramento e incremento dos processos diagenéticos (MORAD *et al.*, 2000).

Os regimes diagenéticos estão relacionados à história de soterramento e inversão de bacias sedimentares (WORDEN & BURLEY, 2003) e envolvem processos desde a sedimentação (onde os sedimentos interagem com a água do ambiente deposicional: Eodiagênese), passando pelo soterramento (quando as partículas interagem com fluidos de diferente composição: Mesodiagênese) até a exumação e exposição à superfície (sob influência da água meteórica: Telodiagênese).

A Figura 10 ilustra os três campos dos regimes diagenéticos: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese.

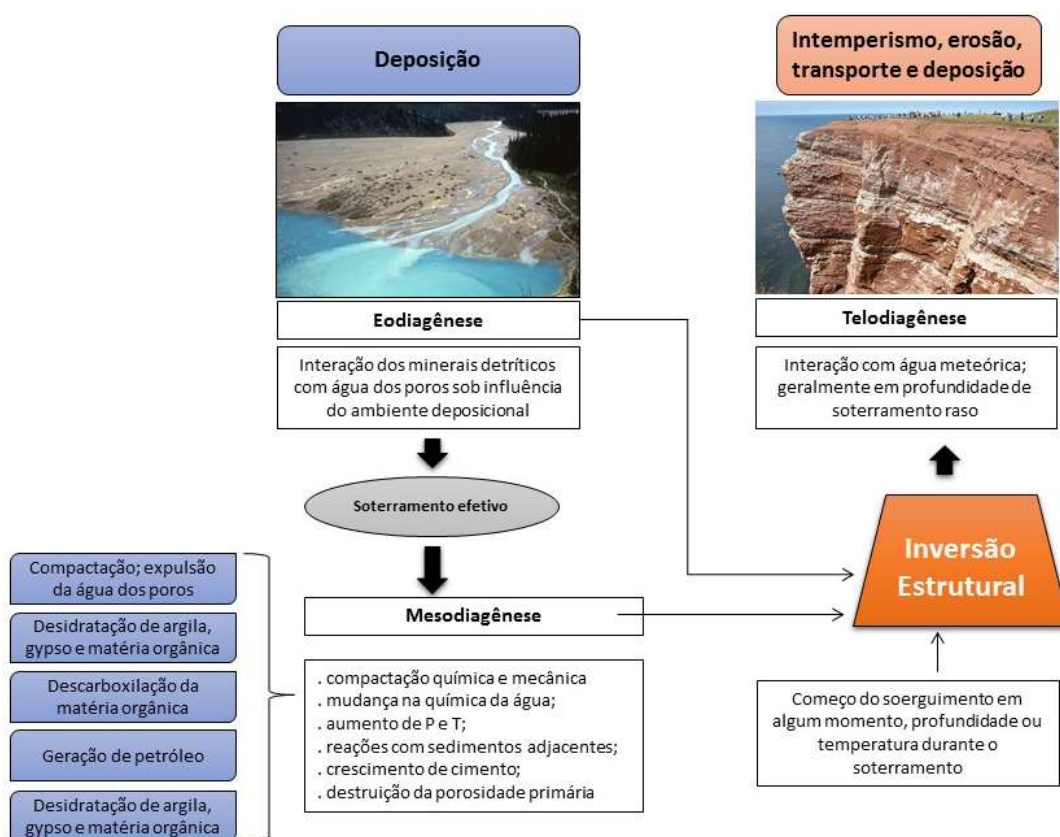


Figura 10: Fluxograma entre as relações dos regimes diagenéticos. *Modificado de Burley & Worden (2003).*

A **eodiagênese** é o estágio que inclui todos os processos que ocorrem sob a influência direta de fluidos deposicionais e que ocorrem em profundidades rasas e temperaturas baixas (entre 30°C e 70°C) (MORAD *et al.*, 2000).

A **mesodiagênese** é o estágio onde ocorrem reações envolvendo águas de formação quimicamente evoluídas sob condições de soterramento efetivo e temperaturas relativamente mais elevadas (70°C a aproximadamente 200° C) (MORAD *et al.*, 2000). Com isso os minerais se tornam instáveis, buscando o equilíbrio e conseqüentemente produzindo minerais mais estáveis.

A **telodiagênese** refere-se aos processos relacionados ao soergimento e nova exposição das rochas sedimentares às condições superficiais, fazendo com que haja desestabilização dos minerais formados na mesodiagênese e nova readaptação dos constituintes da rocha às novas condições

6 RESULTADOS

6.1 ASPECTOS GERAIS DOS ARENITOS

As 26 amostras de arenitos estudadas neste trabalho foram coletadas em estratos fluviais meandantes do Membro Rio do Sul (Formação Taciba) e estratos fluviais entrelaçados e estuarinos dos membros Triunfo e Paraguaçu (Formação Rio Bonito) (ver Figura 7). Os resultados da análise modal dos constituintes volumétricos destes arenitos estão listados na Tabela 2 e foram lançados no diagrama de Folk (1980) (Figura 11.A).

Tabela 2: Resultado da análise modal (%) dos constituintes detríticos dos arenitos (600 grãos/lâminas). Q=quartzo; Qm=quartzo monocristalino; Qp=quartzo policristalino; F=feldspato; KF=K-feldspato; PL=plagioclásio; FI=feldspato indiferenciado; L=lífticos; MP=minerais pesados; M=matriz; MO=Matéria Orgânica e Po=porosidade.

Amostras	Granulometria	Qt	Ft	L	Q			F			M	MO	Po	Total	Rocha
					Qm	Qp	KF	PL	Fi						
BP-6L	fino	84,01	15,96	0	83,52	0,49	3,95	0,65	11,36	<1	2	2	600	Subárcoseo	
BP-6M	médio	82,77	17,22	0	82,44	0,33	1,17	6,02	10,03	2	0	<1	600	Subárcoseo	
BP-6N	fino	88,28	11,70	0	87,54	0,74	0,37	2,41	8,92	<1	<1	<1	600	Subárcoseo	
BP-6O	médio	80,28	17,48	2,2	79,92	0,36	6,99	0,92	9,57	<1	<1	0	600	Subárcoseo	
BP-6P	médio	81,69	15,44	2,83	80,12	1,57	4,41	1,57	9,46	<1	2	<1	600	Subárcoseo	
BP-8D	média a grosso	82,05	17,28	0,63	70,15	11,9	8,09	6,66	2,53	<1	<1	20	600	Subárcoseo	
BP-6A	médio a grosso	69,82	29,66	0	62,78	7,04	4,59	1,63	23,44	<1	<1	5	600	Arcóseo	
BP-7B	fino a médio	77,41	22,56	0	76,3	1,11	0,55	9,51	12,5	<1	0	0	600	Subárcoseo	
BP-6J	grosso	77,32	22,65	0	76,16	1,16	1,66	9,66	11,33	<1	0	<1	600	Subárcoseo	
BP-6K	médio a grosso	82,81	16,20	0,97	80,71	2,1	3,24	5,83	7,13	11	<1	3	600	Subárcoseo	
BP-8C	médio a grosso	75,95	20,93	2,92	64,93	11,02	16,07	0,32	4,54	<1	<1	14	600	Subárcoseo	
BP-6H	médio	81,48	18,50	0	79,5	1,98	1,32	15,04	2,14	<1	2	3	600	Subárcoseo	
BP-6F	fino a médio	87,85	12,12	0	79,59	8,26	0,5	0,5	11,12	<1	<1	3	600	Subárcoseo	
BP-6C	fino a médio	83,58	16,40	0	82,91	0,67	3,51	2,51	10,38	2	2	<1	600	Subárcoseo	
BP-6E	médio	81,77	18,22	0	81,27	0,5	6,35	5,35	6,52	<1	1	7	600	Subárcoseo	
BP-6IIA	fino a médio	84,08	11,85	4,05	81,83	2,25	4,5	2,1	5,25	<1	0	4	600	Subárcoseo	
BP-6IIB	médio a grosso	87,57	9,43	2,98	74,66	12,91	7,45	1,82	0,16	<1	0	20	600	Subárcoseo	
BP-8A	fino a médio	95,43	4,23	0,31	94,96	0,47	1,88	2,35	0	2	2	<1	600	Quartzarenito	
BP-8B1	médio	79,48	17,96	2,52	78,31	1,17	2,01	1,17	14,78	<1	1	5	600	Subárcoseo	
PB-8B2	médio	83,52	15,77	0,67	82,51	1,01	0,33	1,18	14,26	<1	1	4	600	Subárcoseo	
BP-5D	médio	84,03	15,94	0	83,26	0,77	0,38	8,17	7,39	2	2	2	600	Subárcoseo	
BP-5C1	fino a médio	92,98	6,59	0,38	92,6	0,38	0,38	1,16	5,05	<1	2	2	600	Subárcoseo	
BP-5C2	fino a médio	89,46	10,14	0,4	89,06	0,4	0,8	4,85	4,49	<1	2	2	600	Subárcoseo	
BP-5A	fino a médio	76,81	20,62	2,53	75,23	1,58	4,44	6,34	9,84	<1	<1	<1	600	Subárcoseo	
BP-5B1	médio	82,2	16,86	9,2	81,28	0,92	1,84	8,28	6,74	2	2	3	600	Subárcoseo	
BP-5B2	médio	76,5	22,50	1	76	0,5	2	8	12,5	2	1	<1	600	Subárcoseo	

Geralmente, os arenitos são maciços ou estratificados, por vezes com fábrica orientada (Figura 11.B-D), finos a grossos, bem ou moderadamente selecionados. Os contatos entre os grãos variam de pontuais, longos, côncavo-convexos ou suturados (Figura 11.D). A porosidade pode atingir até 20 %, em alguns casos, porém na maioria não ultrapassa 4 %. A matriz (M) representa cerca

de 2 % do volume total e é constituída de argila, silte e matéria orgânica (MO) disseminada intersticial (Figura 11 B-D; 12. A-D).

Os grãos são anédricos arredondados, subangulosos, subédricos, com esfericidade alta a baixa, por vezes com fraturas intra e intergranulares. O quartzo (64% < Q > 94%) é monocristalino (Qm) e policristalino (Qp). Os feldspatos (4 % < F > 29 %) incluem plagioclásios (Pl) e feldspatos potássicos (Kf). Os líticos são sedimentares (Ls < 9 %) e os minerais pesados (MP < 2 %) são zircão e turmalina.

Em base à composição modal (Tabela 2), os arenitos foram classificados como subarcóseo (99,4 %), quartzarenito (0,3 %) e arcóseo (0,3 %) (Figura 11.A-D).

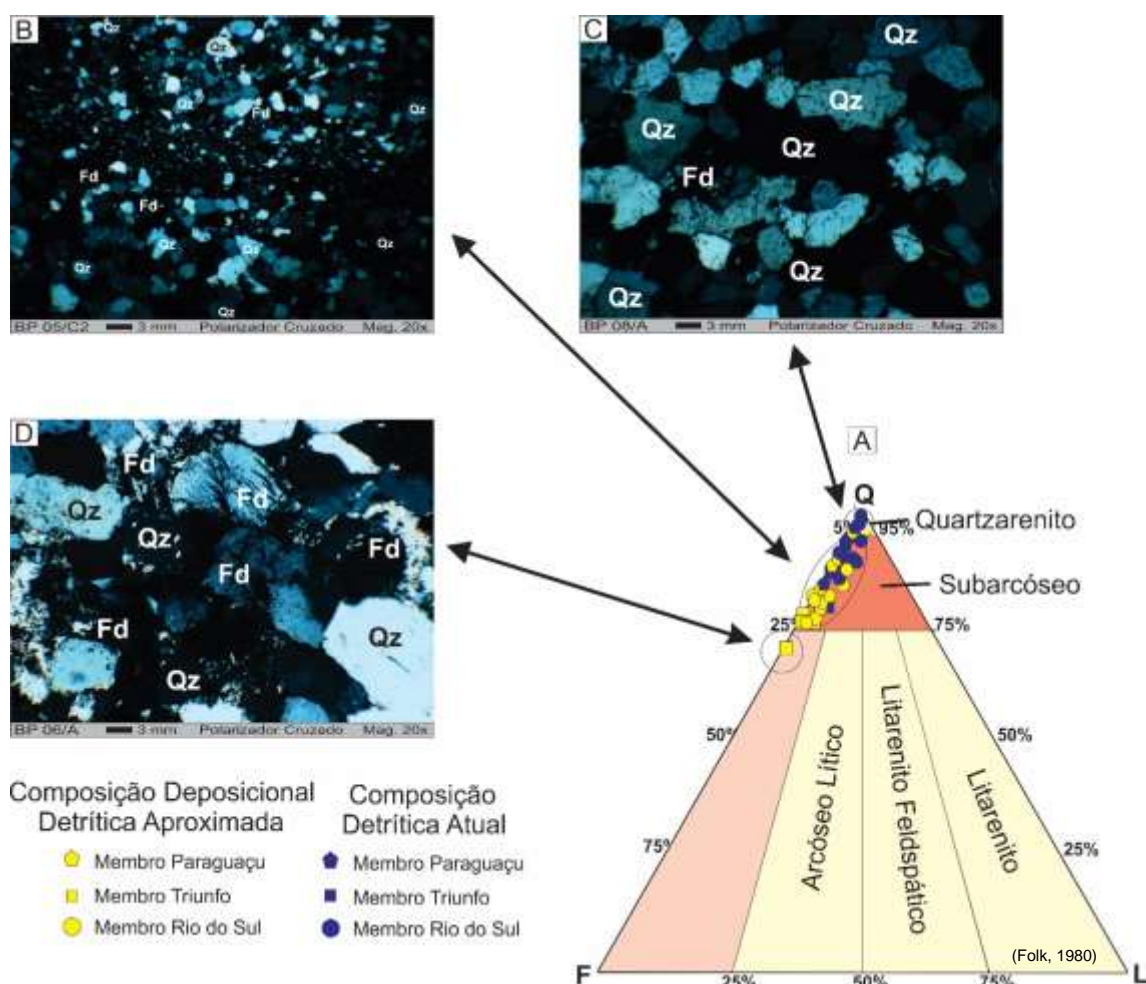


Figura 11: A) Classificação dos arenitos em relação a composição detritica semelhante a deposicional e a composição detritica atual (Diagrama de Folk (1980)). B) Subarcóseo com laminação argilosa. C) Quartzarenito maciço. D) Arcóseo maciço

Nesta classificação, as porosidades móldicas com formato tabular e preenchida por argilominerais, foram contadas como grãos de feldspatos muito

alterados, embora não tenham sido possível especificá-los em termos de variedade (K-feldspato ou plagioclásio).

Devido a alterações e dissolução de feldspatos e fragmentos líticos a composição detrítica observada tende ao campo do quartzarenito. Por outro lado, considerando os feldspatos indiferenciados, a composição tende aos campos dos subarcóseo e arcóseo, e portanto representa a composição mais próxima do original, que será utilizada mais adiante na interpretação do ambiente tectônico.

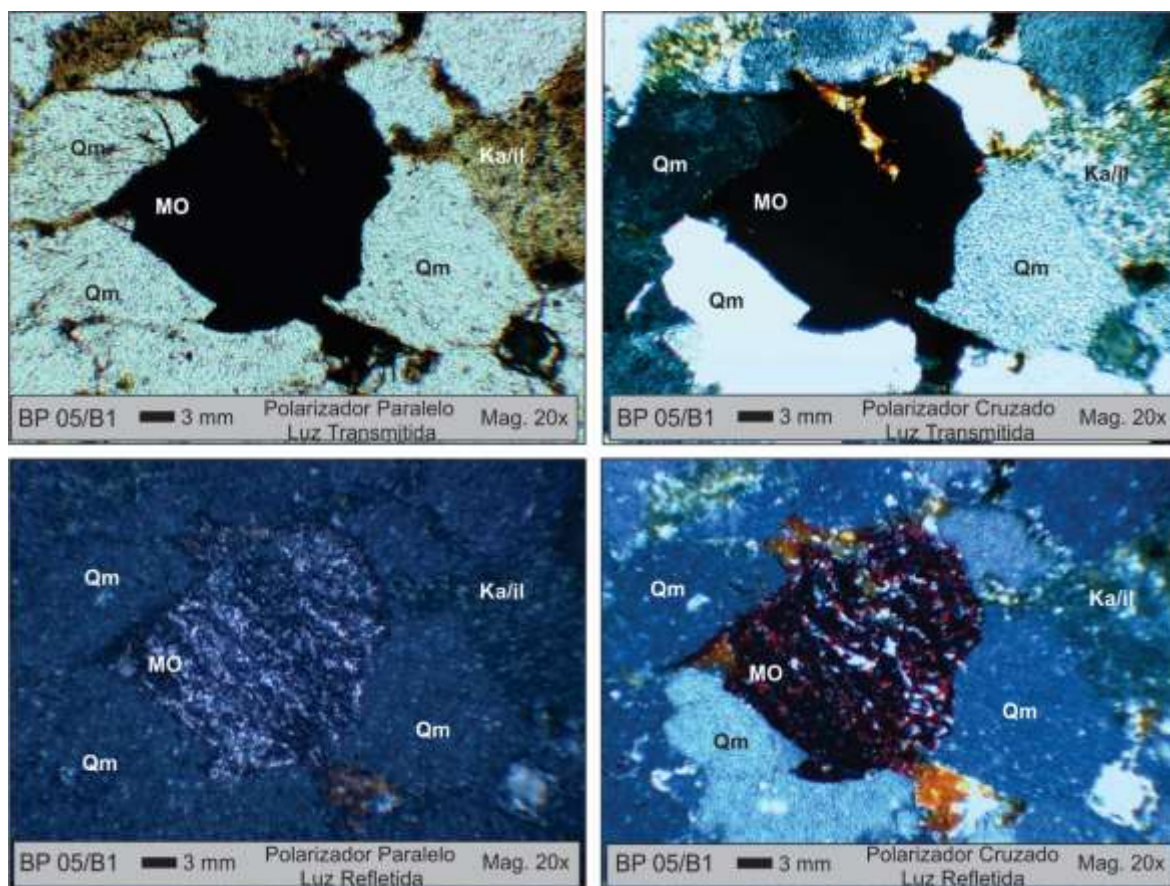


Figura 12: Matéria Orgânica (MO) impregnada com óxido de ferro e com estruturas deformacionais.

6.2 SUBARCÓSEO

Empacotamento: O subarcóseo apresenta grãos de arcabouço finos a grossos, bem a moderadamente selecionados (Figura 13), maciços (trama caótica com ausência de grãos alongados ou tabulares) a eventualmente laminados (trama orientada de líticos, micas e alguns feldspatos). A estratificação/laminação fica mais evidente quando se alternam níveis com grãos mais finos e grossos (11.B). Os

contatos entre os grãos variam de pontuais, longos, côncavo-convexos a suturados (Figura 13.A). Fraturas intragranulares, fracamente lineares e isoladas, ocorrem, principalmente, em grãos de feldspatos, e esporadicamente em quartzo monocristalino. A porosidade (Po) predominante é a intragranular (< 1 % a 20 %) (Figura 13.A-C) e a matriz (M < 2 %) composta de argila, areia fina e matéria orgânica amorfa disseminada (Figura 13.C).

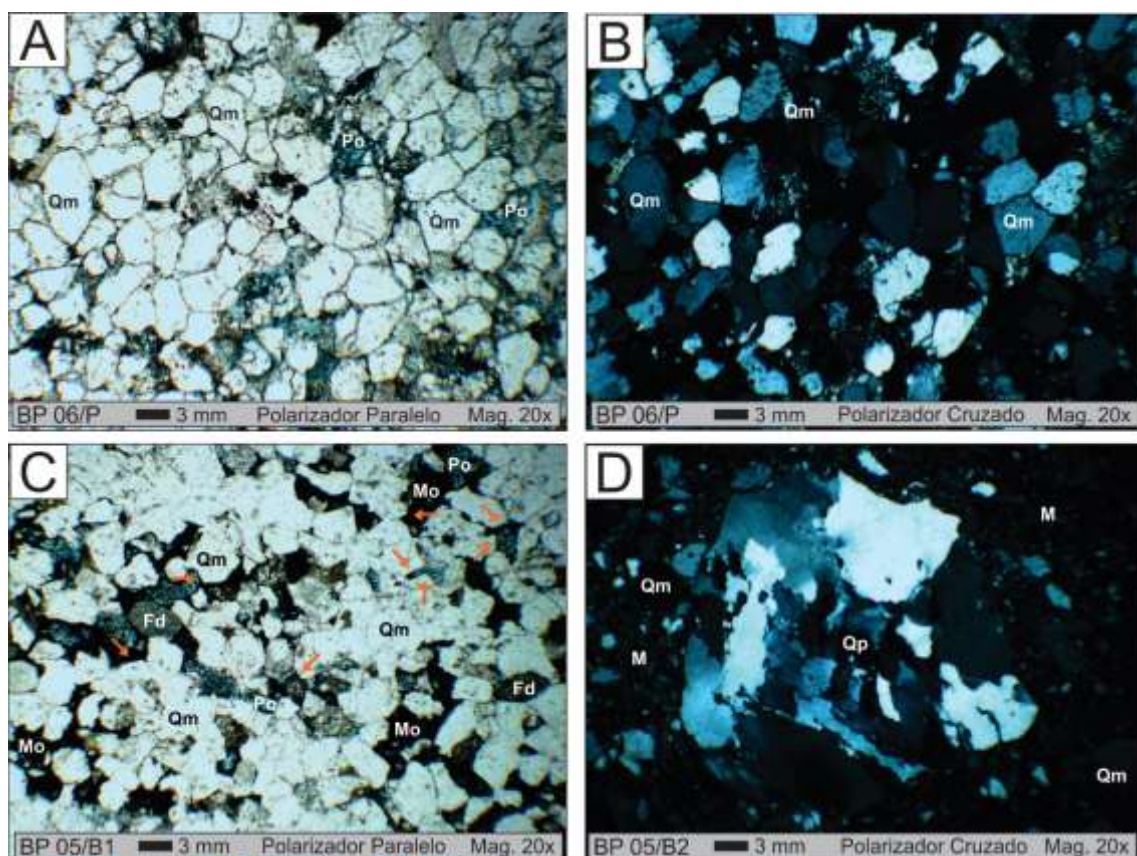


Figura 13: A,B) Fotomicrografias de subárcoseo médio e bem selecionado com porosidade (Po) intragranular em Fd. C) terminações angulosas (setas laranjas) de Qm em contato com a matéria orgânica (Mo) disseminada ou porosidade móldica. D) Qp semi-composto, subanguloso, esférico, possuindo estrutura de deformação e com diâmetro muito maior que os demais grãos do arcabouço.

Componentes Detríticos: O *quartzo* monocristalino (62% < Qm > 94%) possui forma anédrica angulosa a subarredondada, tendo extinção reta ou ondulante (Figura 13.A-C e 14.A). O *quartzo policristalino* (Qp) exibe tamanho maior que os monocristalinos, apresentando esfericidade alta e extinção ondulante, sendo constituídos de dois ou mais cristais anédricos, equidimensionais, com contatos suturados (Figura 13.D e 14.A).

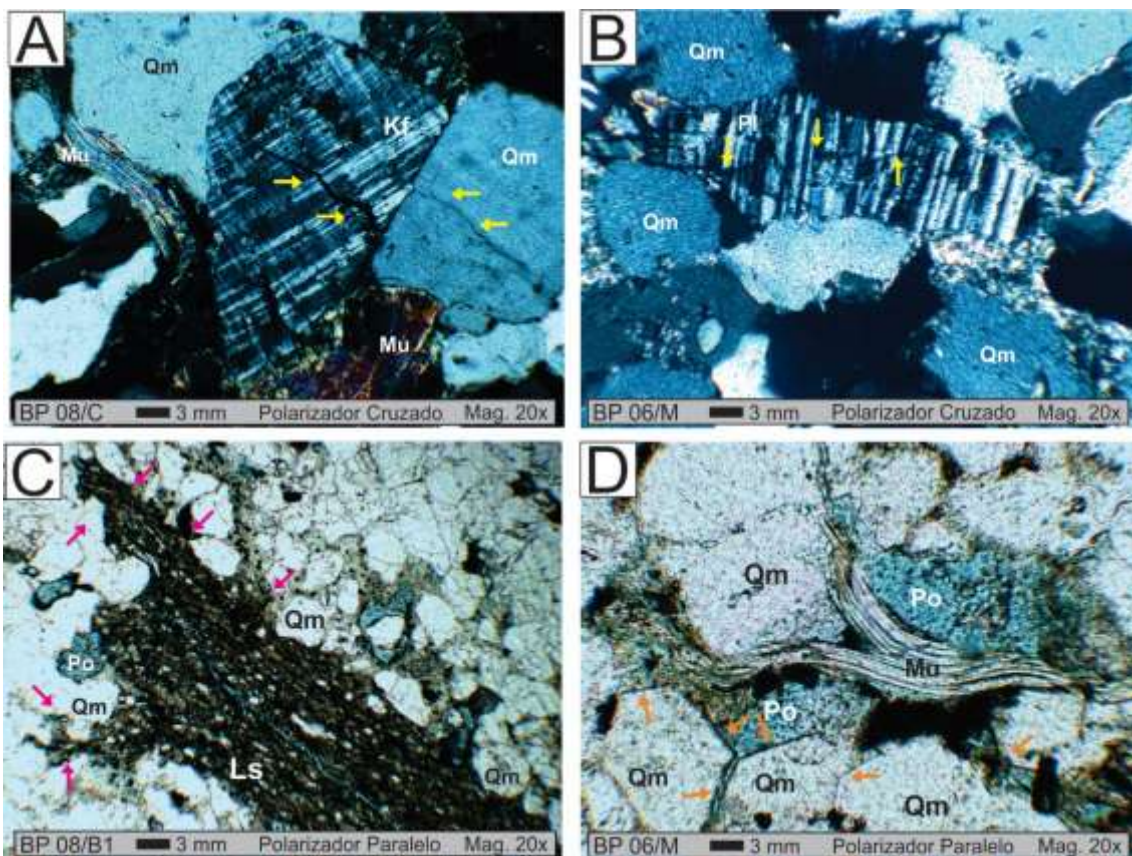


Figura 14: A) K-Feldspato (Kf) e Qm com fraturas intragranulares (setas amarelas) e micas deformadas. B) Plagioclásio (Pl) prismático com macla polissintética e fraturas intragranulares (setas amarelas). C) Fragmento lítico sedimentar (Ls) tabular, composto por argilominerais e areia fina gerando pseudomatrix (setas rosas). D) Muscovita (Mu) deformada e Qm com faces cristalinas (setas laranjas).

Os *feldspatos* (*F*) compreendem as variedades potássica (Kf) e alcalina (plagioclásios: Pl). Os *K-feldspatos* (Kf) ocorrem nas variedades microclina e ortoclásio, tendo maclas do tipo xadrez ou *carlsbad*, com formas inequidimensionais anédricas subarredondadas a subangulosas (Figura 14.A); geralmente, apresentam tamanhos maiores ou menores que o quartzo monocristalino. Os *plagioclásios* (Pl) mostram macla polissintética, formas prismáticas subédricas, subarredondados, com esfericidade baixa e fraturas intragranulares (Figura 14.B).

Os *fragmentos líticos* (Ls) são sedimentares e incluem clastos de pelito tabulares, angulosos a subangulosos, com esfericidade baixa, e tamanhos maiores que os demais grãos do arcabouço. Internamente, são constituídos de argilominerais, quartzo monocristalino (Qm: silte) e micas orientadas que por vezes caracterizam as laminações. Por vezes, estes grãos encontram-se deformadas, gerando pseudomatrix (Figura 14.C).

Minerais pesados predominantes são fragmentos tabulares de micas (biotita e muscovita), às vezes fraturados e/ou dobrados (Figura 14.A,D). A biotita exibe pleocroísmo castanho a marrom escuro, enquanto que a muscovita é incolor e não apresenta pleocroísmo (Figura 14.D). Zircão, apatita, granada, anfibólio e minerais opacos (ilmenita e magnetita) ocorrem de forma esporádica (Figura 15.A).

Componentes Diagenéticos: O *quartzo autigênico* (Qa) ocorre sobre grãos monocristalinos e policristalinos, geralmente exibindo arestas angulosas e de fácil observação, apresentando continuidade óptica com estes grãos sob polarizadores cruzados (Figura 16.A).

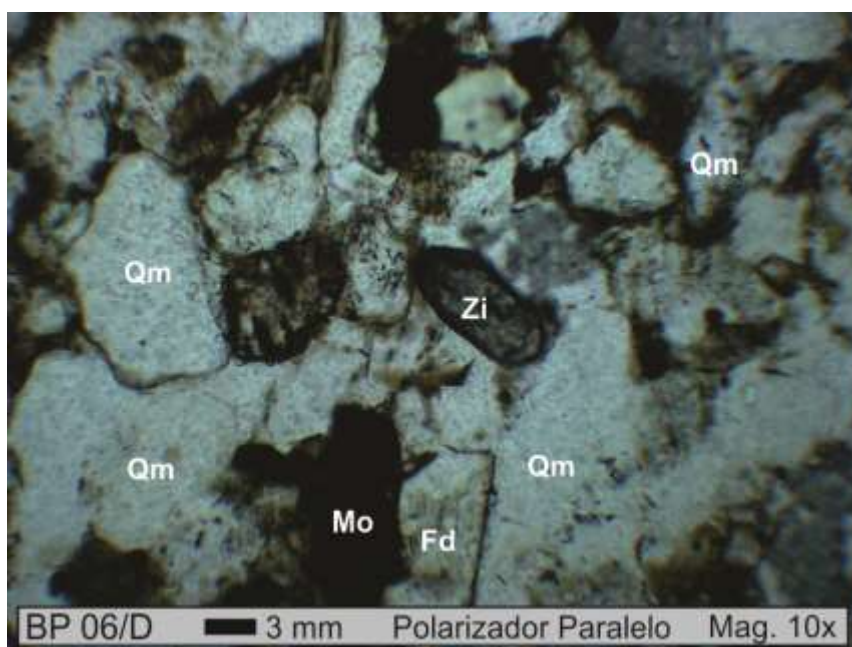


Figura 15: Zircão (Zi) euédrico entre grãos angulosos de Quartzo monocristalino (Qm), Feldspato (Fd) e Matéria Orgânica (Mo) disseminada

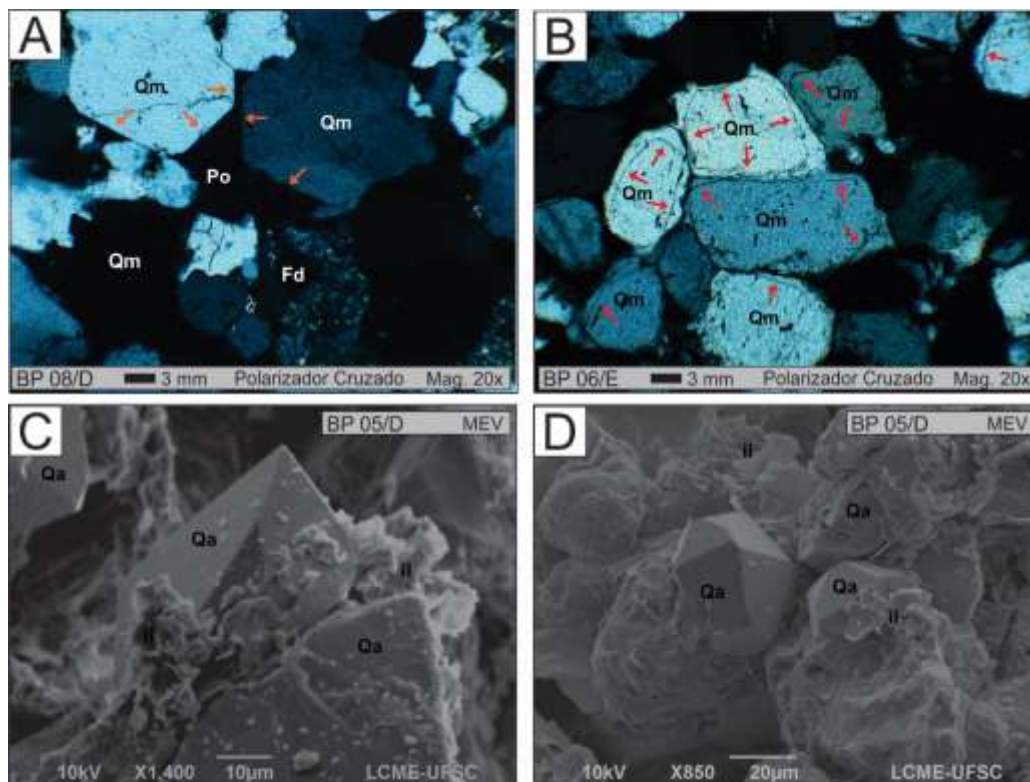


Figura 16: A) Faces cristalinas (setas laranjas) adjacentes a porosidade, o limite entre o quartzo autigênico e o Qm não é possível neste caso pela ausência de cutans. B) Limite entre Qm e quartzo autigênico é bem definido pela presença de cutans (setas vermelhas). C) Qa com hábito prismático euédrico engolfando cristais de illita (il) autigênica. D) Qa com faces cristalinas bem formadas com direção para o centro da porosidade.

Quando o quartzo autigênico ocorre associado à presença de filmes (óxido de ferro e/ou argilas), desenvolvidos na superfície dos grãos na forma de *cutans*, o quartzo diagenético é mais evidente (Figuras 16.B). A espessura do sobrecrescimento varia entre 1 µm até 5 µm. O quartzo autigênico próximo a porosidade pode apresentar faces cristalinas e por vezes até cristais prismáticos bem desenvolvidos (Figura 16.A,C-D)

A **caulinita** (Ka) é o argilomineral mais frequente nestes arenitos e ocorre como cristais hexagonais, onde os cristais encontram-se muito bem organizados desenvolvendo um característico hábito do tipo *booklet* especialmente próximo a porosidade (Figura 17.A-B). Por vezes, cristais individuais de caulinita ocorrem dispostos paralelamente na superfície de grãos, constituindo um revestimento contínuo em forma de franja (Figura 14.B).

A **illita/esmectita** (i/s) apresenta hábito característico na forma flocos e, unicamente a illita, em fios (Figura 17.C-D), estando associada aos cristais de caulinita, especialmente nas bordas das placas hexagonais (Figura 17.A), nas

bordas corroídas de grãos de feldspatos (Figura 18.B-C), ou também nas bordas de palhetas de micas, quando na presença de caulinita.

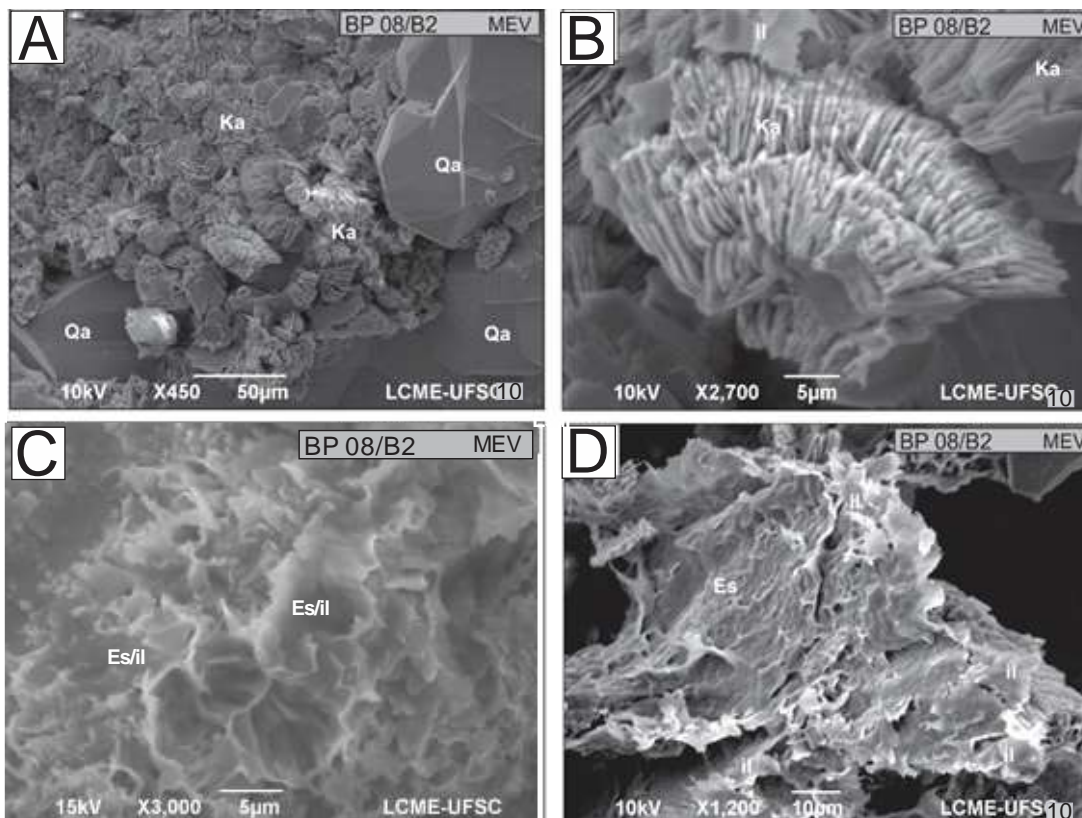


Figura 17: A) Cristais de caulinita (Ka) (booklet) e quartzo autigênico (Qa) na forma de cristais bipiramidais preenchendo parcialmente a porosidade. B) Ka booklet constituída por placas hexagonais empilhadas. C, D) Cristais de esmectita (Es) com ilita (il) em suas bordas.

O *óxido-hidróxido de ferro (Ox)* apresenta hábito maciço, fibro radiado ou botroidal (Figuras 18.D) e ocorre de várias formas: como preenchimento completo ou parcial de poros intergranulares ou intercristalinos; em fraturas de grãos de feldspatos; ao longo de clivagens de micas; e impregnado em líticas argilosas.

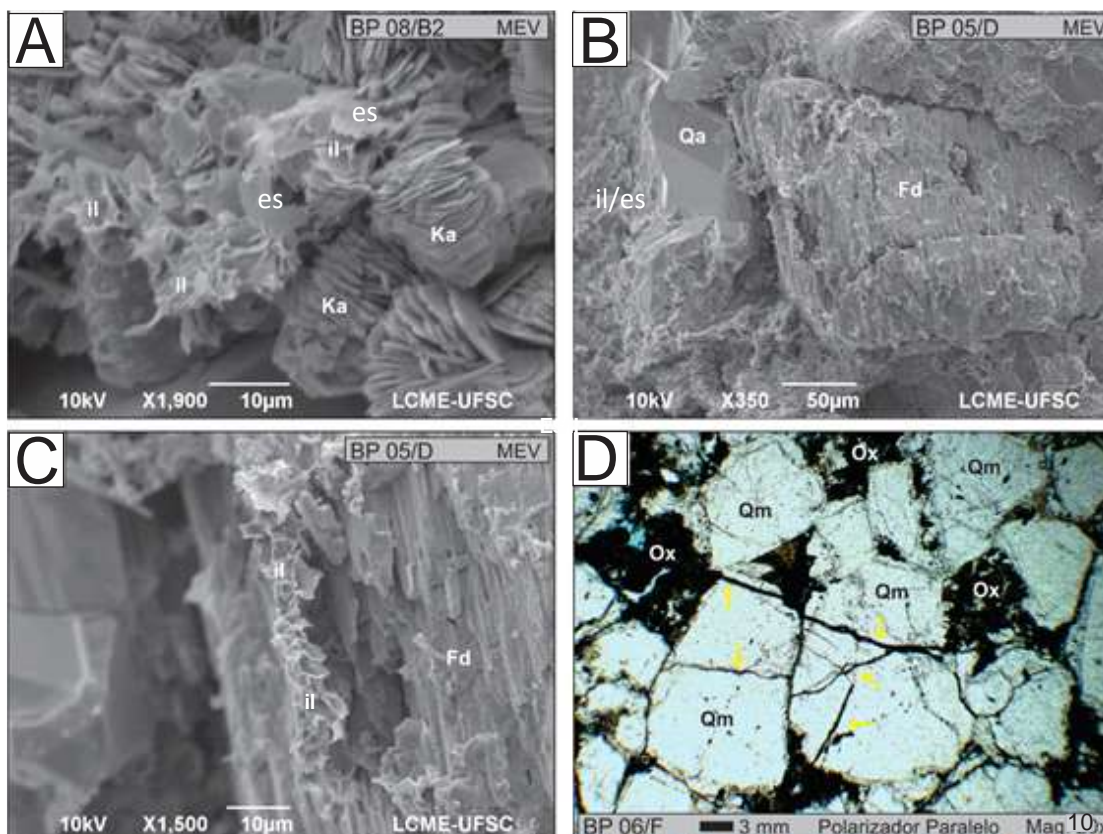


Figura 18: A) Cristais de caulinita (Ka) booklet com illita (il) em suas extremidades. B) Feldspato (Fd) com intensas marcas de corrosão a partir de suas clivagens e extremidades. C) Illita autigênica (il) sobre Fd alterado. D) Óxido de ferro (Ox) preenchendo parcialmente a porosidade intergranular e totalmente a intragranular em grãos de quartzo monocristalino (Qm).

A *pirita* (Pi) tem aspecto maciço e ocorre englobando grãos de quartzo monocristalino (Qm), feldspatos (Fd), minerais pesados (MP) e matriz (M) tendendo a formas esféricas (Figura 19.A-B) e ocorre somente nos arenitos fluvio-deltaicos do Membro Rio do Sul. Os grãos englobados por pirita possuem contatos pontuais e não apresentam fraturas intragranulares.

Minerais carbonáticos ocorrem disseminados, às vezes compondo mosaicos predominantemente anédricos (Figura 19.C). Quando bem desenvolvidos exibem maclas romboédrica característica, podendo preencher até 35% do arcabouço. Quando presente em volume de 30 a 35 % forma textura poiquilotópica, englobando quartzo monocristalino, feldspatos e minerais pesados (Figura 19.D).

O *feldspato autigênico* (Fa) ($Fa < 1\%$), às vezes quase imperceptíveis, na lâmina delgada, devido à falta de *cutans* possui espessura da ordem de 2 μm. Em MEV apresentam se em finos cristais prismáticos adjacentes a feldspatos (Figuras 19.E, F)

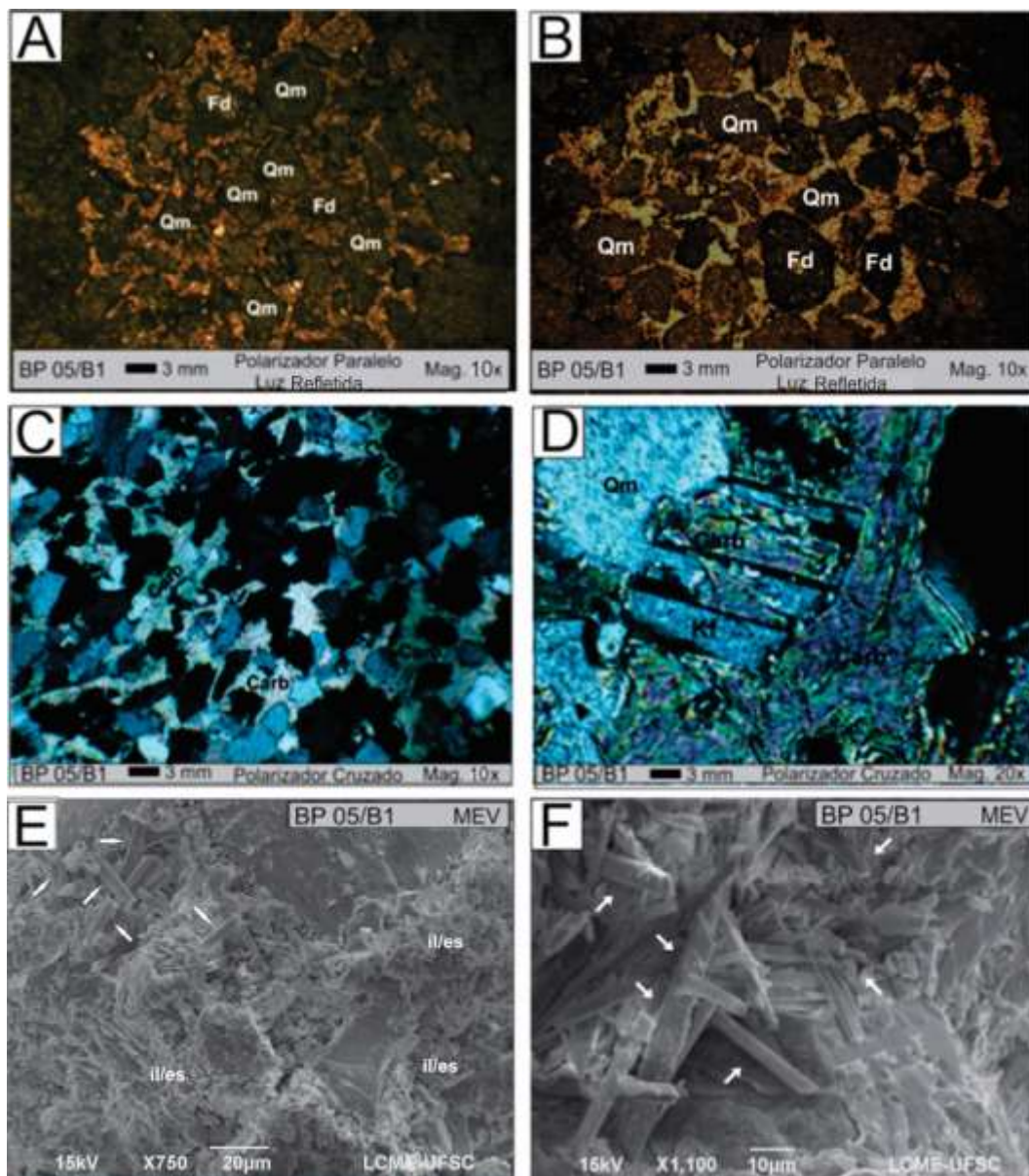


Figura 19: A,B) Massas esféricas de pirita que englobam grãos detríticos nas quais não se tocam ou possuem contatos pontuais. C) Carbonato (Carb) com textura poiquilotópica ocupando o volume da matriz. D) Carbonato ocupando a porosidade intragranular de Kf. E, F) Cristais prismáticos de albita (setas brancas).

6.3 ARCÓSEO

Empacotamento: O arcóseo apresenta grãos de arcabouço com granulometria média a grossa, moderadamente selecionados (Figura 20.A), com estrutura deposicional maciça sem orientação preferencial dos grãos, que apresentam contatos que variam de pontuais, longos a côncavo-convexos (Figura 20.A, B). Fraturas intragranulares são muito frequentemente em feldspatos e

eventualmente no quartzo monocristalino (Qm) (Figura 20.A). Fraturas intergranulares ocorrem esporadicamente. A porosidade (Po 5 %) predominante é móldica ou intragranular. A matriz (M<1%) é composta de argilominerais e matéria orgânica que ocorre de forma disseminada (Figura 20.A).

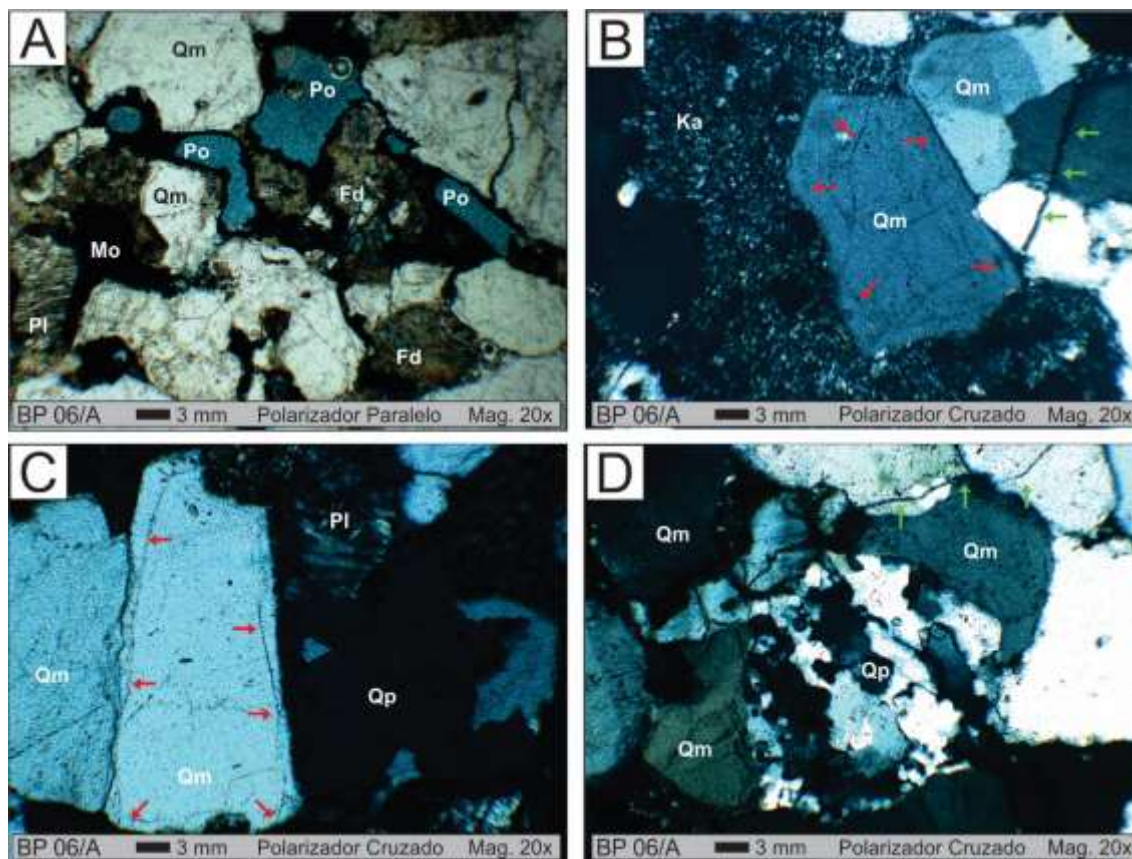


Figura 20: A) Arcóseo moderadamente selecionado, com grãos subangulosos a angulosos e feldspatos levemente a a muito alterados. A matéria orgânica ocupa parcialmente a porosidade intergranular. B) Quartzo monocristalino (Qm) com cutans de óxido de ferro sobre o grão. Fraturas intergranulares (setas verdes) entre Qm's. C) Qm com esfericidade baixa apresentado cutans de óxidos de ferro. D) Quartzo policristalino (Qp) semi-composto com esfericidade alta e fraturas intergranulares (setas verdes) entre Qm.

Componentes detríticos: O quartzo de maior ocorrência é o monocristalino (Qm), que possui forma anédrica angulosa a subangulosa, com esfericidade baixa, tendo extinção reta ou ondulante (Figura 20.A-C). O quartzo policristalino exibe forma arredondada equidimensional, esfericidade alta e extinção ondulante. Geralmente, são constituídos de dois ou mais cristais anédricos, equidimensionais, com contatos suturados (Figura 20.D).

Os *feldspatos* (Fd) compreendem as variedades potássica (Kf) e alcalina (plagioclásios: Pl). O K-feldspato (microclina) ocorre como grãos anédricos, bem

arredondados, com esfericidade baixa e macla do tipo xadrez. Estes grãos apresentam fraturas, que podem ou não acompanhar as direções de clivagem, onde as marcas de corrosão tende a ser mais evidentes (Figura 21.A-B). Os grãos de plagioclásio (*Pl*) mostram formas anédricas, subarredondadas, com esfericidade alta e macla polissintética (Figura 20.A,C).

O mineral pesado predominante é a muscovita, que ocorre como fragmentos tabulares, às vezes fraturados e/ou dobrados. Zircão, apatita, e minerais opacos ocorrem de forma esporádica, em lâmina.

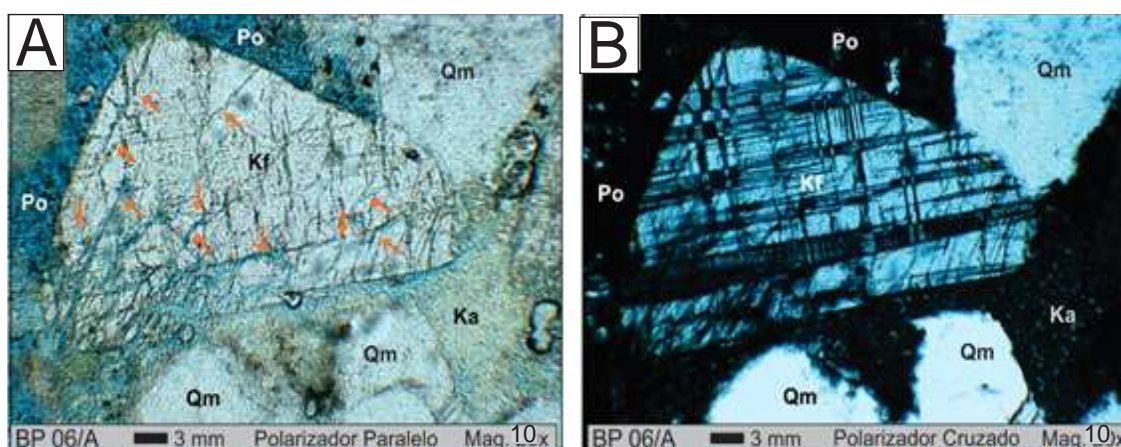


Figura 21: A,B) K-feldspato (Kf) com fraturas intragranulares (setas laranjas) e marcas de corrosão que acompanham ou não as direções de clivagem do grão.

Componentes diagenéticos: A *caulinita* (*Ka*) é o argilomineral mais abundante no arcóseo ($Ka = 20\%$). Mostra-se como mineral placóide às vezes parcial ou completamente engolfadas por quartzo autigênico (Figura 22.A).

O quartzo autigênico (*Qa*) apresenta-se como sobrecrescimento sintaxial em grãos monocristalinos e policristalino. Possui continuidade óptica com estes grãos sob polarizadores cruzados (Figura 20.B-C). Filmes de óxido de ferro na superfície dos grãos permite uma melhor distinção entre o quartzo detrítico (*Qd*) e seu sobrecrescimento (*Qa*). A espessura do sobrecrescimento varia entre $2\ \mu\text{m}$ até $5\ \mu\text{m}$.

A *illita/esmectita* (*il/es*) ocorre como cristais com hábitos na forma flocos e filamentos associados (Figura 22.A-B), presentes principalmente nas bordas corroídas de grãos de feldspatos, assim como subordinada à superfície de cristais de caulinita.

O *óxido-hidróxido de ferro (Ox)* encontra-se revestimento ou preenchimento de poros intergranulares ou intercristalinos (nos interstícios de minerais autigênicos) como os argilominerais (Figura 20.A).

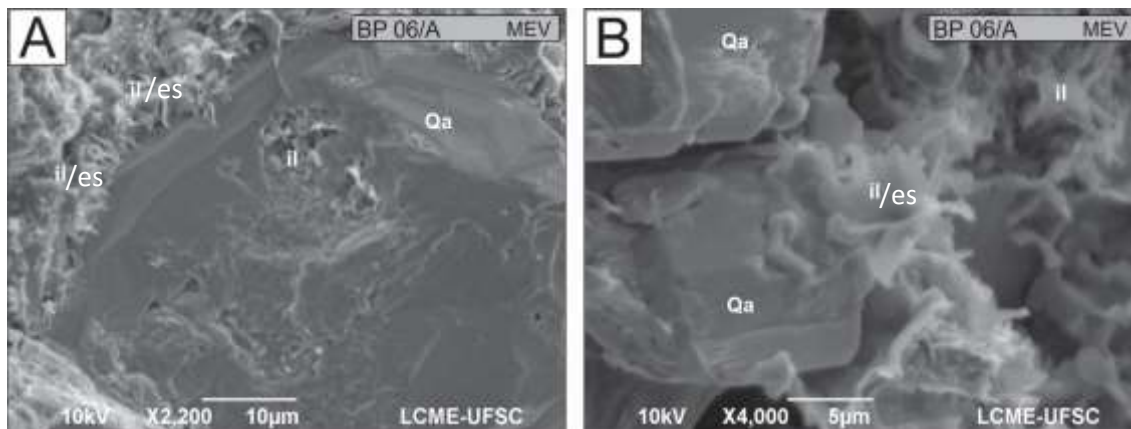


Figura 22: A) Quartzo autigênico (Qa) subédricos sobre lamelas de esmectita e illita autigênica (il). B) Esmectita (es) e Illita autigênica (il) sobre cristas subédricos de quartzo autigênico (Qa).

6.4 QUARTZARENITO

Empacotamento: O quartzarenito apresenta grãos de arcabouço fino a médio, bem selecionado, com estrutura deposicional maciça (Figura 23.A-B). Os contatos entre os grãos variam de pontuais, longos, côncavo-convexos a suturados. A porosidade ($Po < 1\%$) é intragranular e encontra-se revestida ou preenchida por *óxido-hidróxido de ferro* (Figura 23.A). Assim como nos demais arenitos, a matriz (<1%) é composta de argilominerais e matéria orgânica disseminada (Figura 23.A-B).

Componentes detríticos: O *quartzo monocristalino (Qm)* possui forma anédrica angulosa a subarredondada e extinção reta ou ondulante (23.C). O *quartzo policristalino (Qp < 1%)* ocorre raramente, sendo anédrico arredondado, com esfericidade alta e extinção ondulante, sendo constituído de dois ou mais cristais anédricos, equidimensionais, com contatos suturados (Figura 23.D).

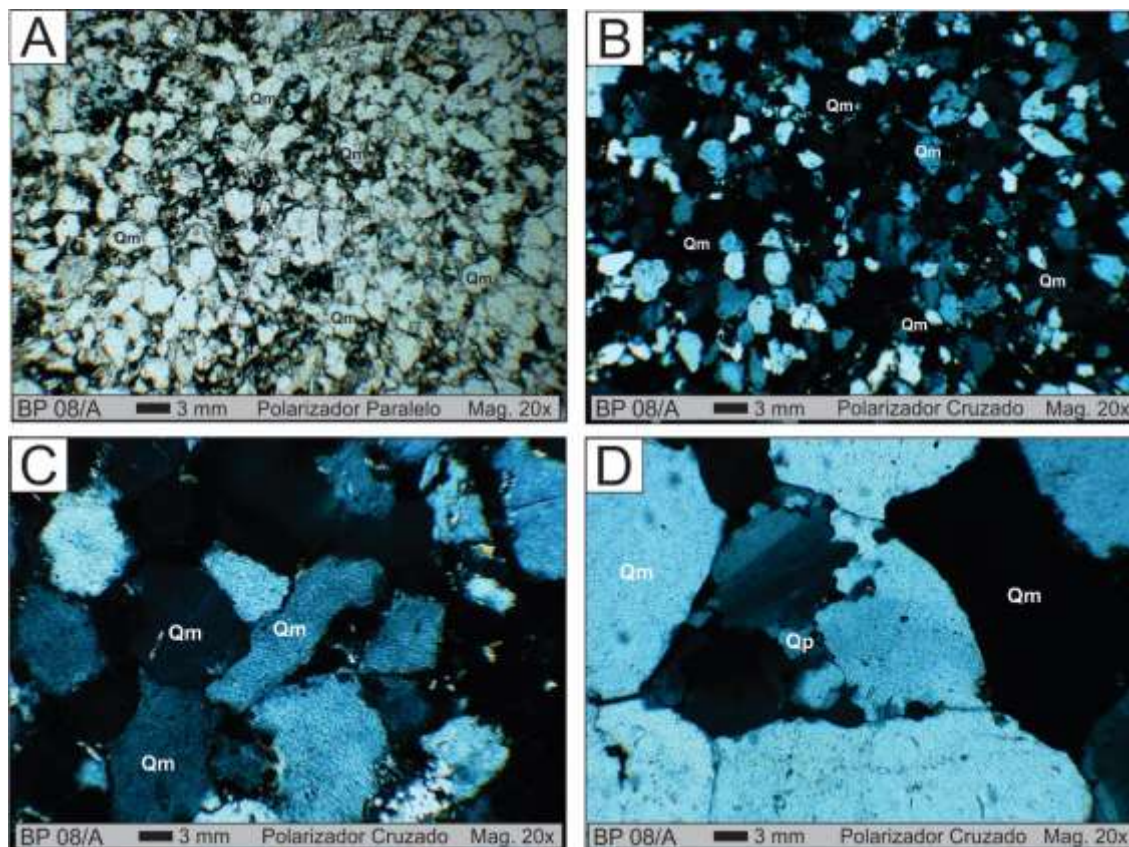


Figura 23: A,B) Quartzarenito bem selecionado com predomínio de quartzo monocristalino (Qm) subanguloso de extinção reta. C) Quartzos monocristalinos (Qm) de diferentes graus de arredondamento e esfericidade. D) Quartzo policristalino (Qp) semi-composto com esfericidade alta e bem arredondado.

Os feldspatos (F) compreendem as variedades potássicas (Kf) e alcalinas (plagioclásio: Pl), de forma geral, apresentam menos feições de corrosão diferentemente do que os demais litotipos. O K-feldspato (Kf) ocorre na variedade microclina com maclas xadrez, tendo forma anédricas subarredondadas a subangulosas (Figura 24.A). O plagioclásio (Pl) mostra macla polissintética, são subédricos, subarredondados, com esfericidade baixa e intensamente alterados dificultando sua identificação.

Os fragmentos líticos sedimentares (Ls) são de pelitos, tendo forma alongada angulosa a subangulosa, com diâmetros maiores que os demais grãos do arcabouço. Internamente, são constituídos de argilominerais e quartzo monocristalino e, por vezes, encontram-se deformados entre os grãos, gerando pseudomatriz (Figura 24.B).

Os minerais pesados são muscovita, zircão e apatita. A muscovita destaca-se como agregados de cristais não apresentam direção preferencial (Figura 24.C).

Grãos de zircão são esporádicos porém sempre com forma bem arredondada (24.D).

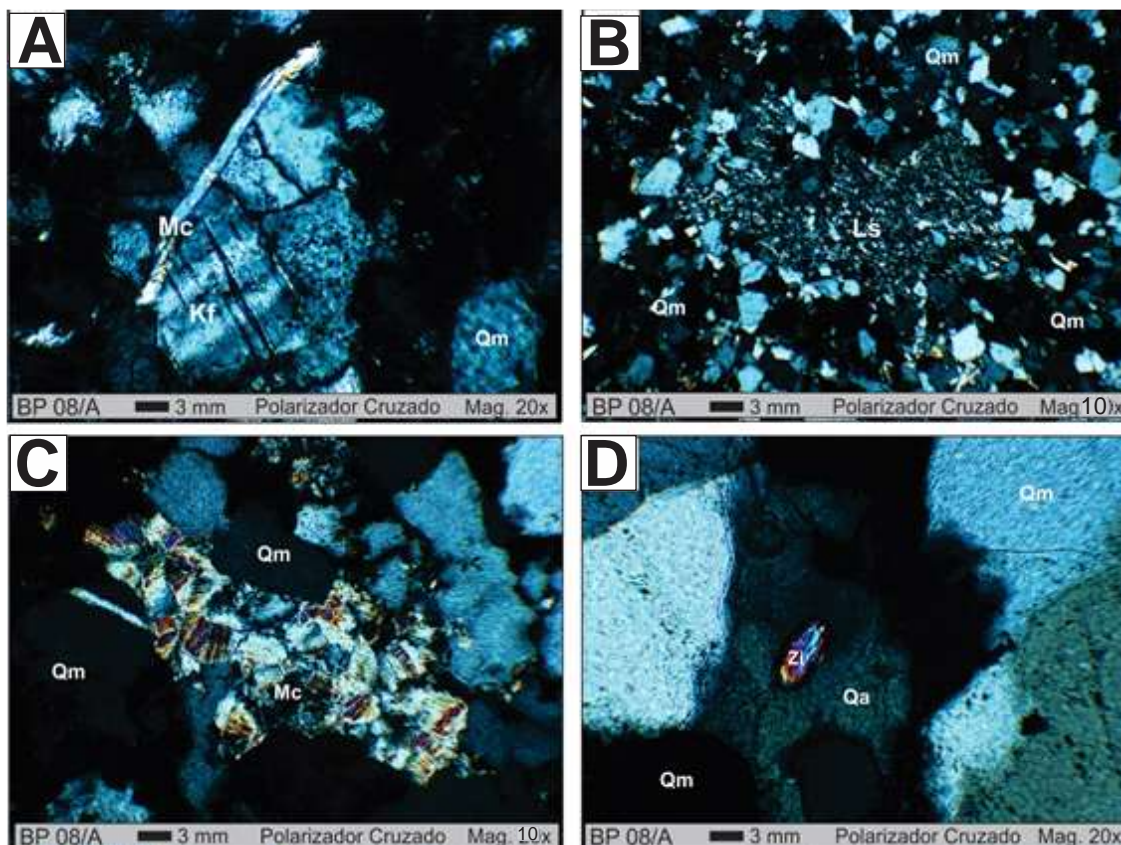


Figura 24: A) Feldspato potássico (Kf) tabular, pouco fraturado, próximo a muscovita (Um) pouco deformada. B) Fragmento lítico sedimentar (Ls), de forma irregular, composto de argilominerais e areia fina com formação de pseudomatriz em suas bordas. C) Agregado de muscovitas (Mu) sem apresentar orientação preferencial das lamelas. D) Zircão (Zi) muito bem arredondado imerso em quartzo autigênico (Qa).

Componentes diagenéticos: O *quartzo autigênico* (Qa) ocorre sobre grãos monocristalinos e policristalinos de quartzo, apresentando continuidade óptica sob polarizadores cruzados (Figura 25.A). Ao contrário dos demais arenitos, é difícil estabelecer o limite entre o quartzo detrítico (Qd) e o autigênico (Qa), pela ausência de filmes de óxido de ferro, podendo então ser distinguido por esporádicas películas argilosas. A espessura do sobrecrecimento varia aproximadamente entre 1 μm até 4 μm .

A *ilita/esmectita* ($il=4\%$), argilominerais mais frequentes, apresentam hábito na forma flocos e mais raramente em fios (Figura 25.B-D). Acontece juntamente com a caulinita (Ka) nos interstícios dos grãos, nas extremidades dos fragmentos de mica e nos fragmentos líticos.

A *caulinita* (*Ka*) possui forma hexagonal, ocorre entre os grãos do arcabouço, nas terminações de palhetadas de micas com forma de leques ou dentro do quartzo autigênico (*Qa*) (Figura 25.B).

O *óxido-hidróxido de ferro* (*Ox*) apresenta hábito maciço ou botroidal (Figuras 23.A) e encontra-se como preenchimento completo ou parcial de poros intergranulares ou intercrystalinos (nos interstícios de minerais autigênicos). Também ocorrem nas fraturas intragranulares de feldspatos, nas clivagens em micas, ou impregnando os fragmentos líticos argilosos.

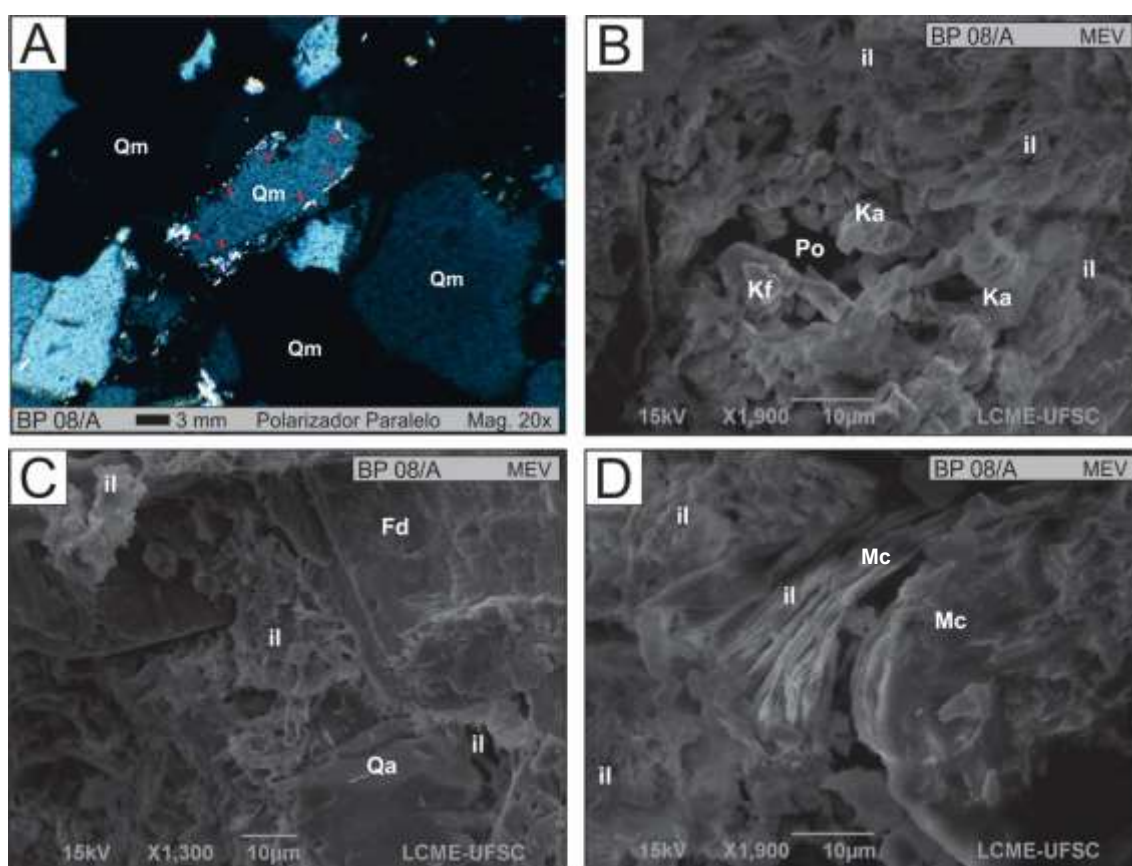


Figura 25: A) Cutans argilosos (setas vermelhas) tangencias envolvendo quase que completamente o grão de quartzo monocristalino (Qm). B) Pequenos agregados de caulinita *booklet* (*Ka*) e ilita autigênica (*il*) preenchendo parcialmente a porosidade (*Po*) móldica. C) Quartzo autigênico (*Qa*) com faces cristalinas e ilita antigênica (*il*) ocupando parcialmente a porosidade próxima a um feldspato (*Fd*). D) Mica (*Mc*) muscovita deformada e a partir de suas extremidades mais fragmentadas lamelas de ilita autigênica (*il*).

7 DISCUSSÃO

7.1 PROVENIÊNCIA

As composições modais dos subarcóseo, arcóseo e quartzarenitos dos membros Rio do Sul (Formação Taciba), Triunfo e Paraguaçu (Formação Rio Bonito) plotam nos campos de fontes de cráton interior a transicional (blocos continentais) no diagrama de Dickinson (1985; Figura 26). Blocos continentais são constituídos de domínios cratônicos e cinturões orogênicos que, normalmente, incluem uma ampla variedade de rochas como: granitóides, gnaisses, rochas metamórficas de médio a baixo grau, além de sucessões sedimentares associadas. Os sedimentos oriundos destes domínios tectônicos, geralmente quartzofeldspáticos, são transportados e depositados em áreas de plataforma, ou em bacias intracratônicas.

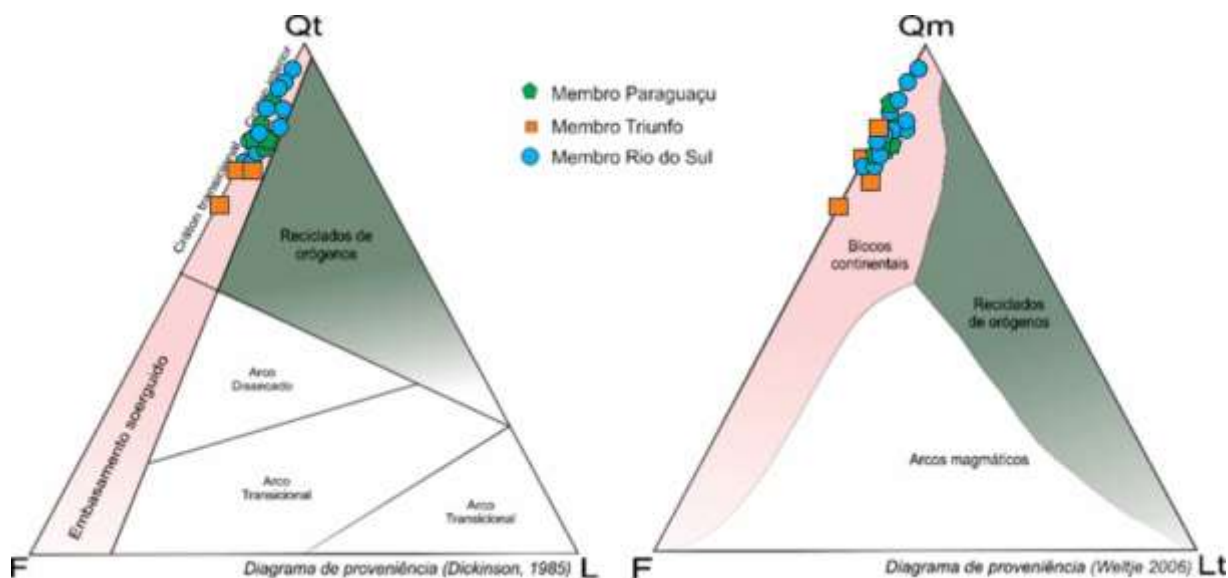


Figura 26: Diagramas ternários de proveniência sedimentar

A Supersequência Gondwana I (Milani 1997) representa um ciclo regressivo-transgressivo completo desenvolvido, inicialmente, em contexto glacial (Grupo Itararé) e pós-glacial (Grupo Guatá), respectivamente. Na região estudada neste trabalho, as sequências glaciais do Membro Rio do Sul (Grupo Itararé)

encontram-se diretamente sobre o embasamento da bacia, representado por granitoides atribuídos ao Cinturão Dom Feliciano (Figura 27). Seixos e blocos caídos (*dropstones*) destes granitoides são registrados nos depósitos fluvio-deltaicos do Membro Rio do Sul. Dados de minerais pesados obtidos nestes arenitos como silimanita, andaluzita, estauroлита e granada, indicam fontes metamórficas (médio grau), enquanto que zircão, turmalinas e apatita sugerem fontes graníticas (ESTEVAM & NASCIMENTO, 2013; 2014). Estas evidências reforçam a interpretação das fontes detríticas para os arenitos, como indicadas anteriormente no diagrama de Dickinson (Figura 27).



Figura 27: (A) Não-conformidade (seta) entre o Membro Rio do Sul (turbiditos) com embasamento granítico (Cinturão Dom Feliciano); (B) detalhe do granitoide com textura porfirítica; e (C) detalhe do contato entre o granitoide e o arenitos com seixo caído do granitoide.

Os arenitos do membro Triunfo e Paraguaçu indicam fontes preferenciais de cráton transicional a interior (Figura 26). Esta variação na proveniência pode ser relacionada a fatores como: mudanças nas tendências deposicionais decorrentes

do término da glaciação gondwânica, que causou a elevação do nível do mar, retrogradação dos sistemas deposicionais sobre o Membro Rio do Sul. Neste contexto transgressivo, sequências sedimentares inferiores podem ter sido trabalhadas por processos intrabaciais (ondas e maré), como atestado pelos abundantes intraclastos argilosos nos arenitos.

O Membro Triunfo ainda sob domínio do trato de sistemas de mar baixo tem forte influência de sedimentação continental através do sistema deposicional fluvial entrelaçado. Os dados de paleocorrente indicam áreas-fonte a nordeste (Figura 7) que incluiriam rochas granitoides e metamórficas do Cinturão Dom Feliciano. Os arenitos deste membro são compostos por detritos subangulosos a angulosos, e mais ricos em feldspatos ($16 \% < Fd < 29 \%$), em comparação aos membros Rio do Sul e Paraguaçu.

O Membro Paraguaçu foi depositado em função da deglaciação, em contexto de transgressão marinha, dando origem depósitos estuarinos associados a ilhas barreiras dominados por maré e onda (ZIELINSKI, 2014). Os arenitos estuarinos do Membro Paraguaçu são caracterizados por forte retrabalhamento dos grãos, evidenciado pelo grau de arredondamento e esfericidade dos detritos, assim como pela presença menos importante de feldspatos ($11 \% < Fd < 17 \%$) em relação ao membro anterior.

Nestas condições, pode-se sugerir que as fontes de sedimentos do Membro Paraguaçu podem ser atribuídas a depósitos sedimentares da própria bacia, assim como do embasamento adjacente, uma vez que os padrões de paleocorrentes indicam áreas-fontes a nordeste e sudeste da área investigada. Desta forma, seriam contempladas como fontes potenciais unidades estratigráficas do Cinturão Dom Feliciano e do Cráton Luís Alves que representam as áreas fontes elevadas da Bacia do Paraná na borda sudeste.

7.2 PROCESSOS DIAGENÉTICOS

A análise das transformações mineralógicas e texturais ocorridas durante a diagênese é extremamente importante na elucidação dos fatos relacionados a proveniência, estudo da porosidade e história de soterramento da bacia.

Os principais indicadores diagenéticos identificados nos arenitos foram: *cutans*, infiltração mecânica de argila, cimento de pirita, cimento de carbonato,

compactação mecânica (pseudomatriz e grãos fraturados), alteração e dissolução de grãos, sobrecrecimento de quartzo e feldspato, caulinitização, esmectização/illitização, precipitação de óxido-hidróxido de ferro e produção de porosidade secundária. Os dados da análise volumétrica dos cimentos e da porosidade secundária são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3: Relação do volume total (%) dos cimentos nos arenitos. Kao=caulinita; ili=illita; Qz=quartzo; Pi=pirita; Ox=óxidos de ferro; Fd=Feldspato; Carb=Carbonato e Pos=Porosidade Secundária.

Amostras	Rocha	Cimentos							Pos
		Kao	Ili	Qz	Pi	Ox	Fd	Carb	
BP-6L	Subarcóseo	1	5	5	0	6	0	0	2
BP-6M	Subarcóseo	1	4	10	0	3	0	0	<1
BP-6N	Subarcóseo	3	5	10	0	2	0	0	<1
BP-6O	Subarcóseo	2	6	9	0	4	0	0	0
BP-6P	Subarcóseo	3	4	8	0	2	0	0	<1
BP-8D	Subarcóseo	1	3	5	0	0	0	0	20
BP-6A	Arcóseo	20	3	5	0	5	0	0	5
BP-6J	Subarcóseo	4	1	7	0	2	0	0	<1
BP-6K	Subarcóseo	4	3	6	0	<1	0	0	3
BP-8C	Subarcóseo	1	4	7	0	1	0	0	14
BP-7B	Subarcóseo	<1	<1	3	0	0	<1	35	0
BP-6H	Subarcóseo	1	<1	5	8	5	0	0	3
BP-6F	Subarcóseo	2	1	7	0	5	0	0	3
BP-6C	Subarcóseo	4	3	2	0	8	0	0	<1
BP-6E	Subarcóseo	2	1	12	0	1	0	0	7
BP-6IIA	Subarcóseo	2	3	6	0	3	0	0	4
BP-6IIB	Subarcóseo	3	2	5	0	3	0	0	20
BP-8A	Quartzarenito	1	4	9	0	7	0	0	<1
BP-8B1	Subarcóseo	3	3	5	0	2	0	0	5
PB-8B2	Subarcóseo	2	5	7	0	2	0	0	4
BP-5A	Subarcóseo	2	1	3	4	<1	<1	30	<1
BP-5B1	Subarcóseo	1	4	10	<1	4	<1	0	3
BP-5B2	Subarcóseo	1	3	6	2	<1	<1	2	<1
BP-5C1	Subarcóseo	1	2	7	4	3	<1	0	2
BP-5C2	Subarcóseo	1	2	6	4	4	<1	0	2
BP-5D	Subarcóseo	1	4	6	3	4	<1	0	2

A **infiltração mecânica de argilas** na eodiagênese é introduzida por um fluxo de água meteórica nos sedimentos em ambiente deposicional continental (WALKER *et al*, 1978). As argilas infiltradas nos arenitos estudados ocorrem como revestimento nos grãos, denominados de *cutans*. Apresentam-se dispostas

tangencialmente nas superfícies de grãos, que indica uma origem detrítica (Figura 25.A).

A **compactação mecânica** ocorre durante o soterramento em função do aumento da pressão litostática e dos fluidos intersticiais (GRETENER, 1976). Neste processo, ocorre a redução do volume da porosidade, expulsão de águas dos poros, rearranjo dos grãos, fraturamento intragranulares e esmagamento de grãos dúcteis gerando pseudomatriz. As evidências deste processo nos arenitos analisados incluem: esmagamento e deformação de palhetas mica (Figura 14.A e D) e intraclastos tabulares que originam pseudomatriz (Figuras 14.C e 24.B). O efeito da compactação mecânica é mais evidente no arcóseo e é diretamente proporcional à diminuição da porosidade. Entretanto, a produção de fraturamentos de grãos de feldspato e quartzo monocristalino geram novas porosidades (Figura 14.A), embora pouco significativa em volume.

A **dissolução de grãos** é iniciada logo após a compactação mecânica e se desenvolve durante a mesodiagenese. A dissolução de grãos instáveis é provocada pela percolação de água termobárica nos poros, onde íons de potássio, alumínio, silício, sódio, cálcio e ferro podem se combinar com ânions e precipitar como cimento. A dissolução foi melhor observada nos grãos de feldspato e ocorre com diferentes intensidades (Figuras 18.B; 25.B).

A **alteração de grãos** de micas, líticos e feldspato (Figuras; 14.C; 18.B-C e 25.D) ocorre principalmente para argilominerais como a (caulinita, illita e esmectita). Na maioria das vezes, o feldspato se encontra bastante alterado, principalmente, no arcóseo (Figura 20.A). O aumento na frequência de feldspato detríticos alterados é diretamente proporcional ao maior volume de cimentos de argilominerais (caulinita, esmectita e illita). A presença de porosidade secundária com formas típicas de grãos dissolvidos, preenchidas por argilominerais, sugere que estes minerais são produto de alteração de grãos (Figuras 25.B).

A **precipitação de dissulfeto de ferro (Fe_2S)** como cimento tem origem relacionada à degradação da matéria orgânica, em condições redutoras (HUBERT *et al*, 1976). A presença de pirita em arenitos indica taxa de soterramento lenta o suficiente para permitir que o Fe^{+3} , presente na água meteórica, reaja com o S^{-2} e precipite pirita na forma de cimento nucleado (CURTIS, 1978). O cimento de pirita nos arenitos estudados, englobando grãos com contatos pontuais, indica processo eogenético, portanto, antes do soterramento efetivo (Figura 19.A-B).

O **sobrecrescimento de feldspato** ocorre somente nos arenitos das fácies lagunar e litorânea, porém em quantidade muito pequenas (< 1 %) na forma de sobrecrescimento de albita sintaxial nos grãos de feldspato (Figura 19.B). A pequena quantidade de cimento de feldspato (albita) indica que o sistema diagenético é pobre em íons de sódio. A origem dos íons de sódio pode estar associada à dissolução de plagioclásios e outros minerais sódicos do arcabouço detrítico dos arenitos e/ou das rochas do Cinturão Dom Feliciano.

A **substituição de grãos e matriz por carbonatos (XCO_3)** ocorre apenas nos arenitos de fácies lagunar e litorânea (2 e 35%), algumas vezes, com textura poiquilotópica ou substituindo grãos (Figura 19 C-D). A origem do cimento de carbonato pode estar associada a: alteração de plagioclásios, degradação de matéria orgânica (TUCKER, 2001), infiltração de água supersaturada em carbonatos do ambiente deposicional ou fontes epigenéticas de íons de cálcio e carbonato na água termobárica.

O **cimento de quartzo** ocorre de forma sintaxial nos grãos de quartzo monocristalino, sendo evidenciado por *cutans* de óxido de ferro ou argilas (Figuras 16.B; 20.B-C e 25.A). O cimento, quando adjacente a poros, desenvolve faces cristalinas perfeitas, podendo gerar contatos triplíces (Figura 16.B); terminações piramidais são desenvolvidas esporadicamente (Figuras 14.D e 16.A, C-D). O cimento sílica pode, ainda, englobar grãos de minerais pesados (Figuras 15.A e 24.D) e illita (Figuras 22.A-B), indicando que o cimento sílica e a illita são contemporâneos. A origem do cimento de sílica pode estar associada a processos de: dissolução por pressão; caolinitização ou dissolução dos feldspatos e micas; e illitização da caulinita.

A **caulinitização** é um processo comum em arenitos continentais e sua intensidade está relacionada ao clima e à disponibilidade de grãos instáveis (feldspatos, líticos argilosos e micas) no arcabouço, incluindo a matriz (TUCKER, 2001). O arcóseo apresenta 20 % de cimento caulinitico (Ka), enquanto que o quartzarenito apenas 1%, embora ambos tenham sido submetidos às mesmas condições de soterramento. A caulinita preenche porosidade secundária (intersticial ou móldica). Também, ocorre associada às bordas de micas e feldspatos. A caulinita *booklets* ocorre apenas nos poros secundários (Figura 17.A-B).

A illita ocorre como cimento nos poros secundários a partir da transformação da caulinita (Figuras 17.A e 18.A). Este processo, denominado de

Illitização, ocorre com temperaturas acima de 70°C, tornando-se mais intensa em tonos de ou acima de 130°C (WORDEN & MORAD, 2003). A illitização está associada à alteração do k-feldspato, que produz illita e quartzo autigênico simultaneamente (Figura 18.B-C). O K-feldspato não lixiviado na eodiagênese poderá ser consumido no processo de illitização da caulinita na mesodiagênese (WORDEN & MORAD, 2003). Porém, se a disponibilidade de potássio for limitada, apenas parte da caulinita será transformada em illita. Isto pôde ser evidenciado no caso do arcóseo analisado, onde ocorrem 20% de cimento de caulinita e 3% de illita, um volume de illita considerado abaixo com relação à média das amostras. Ainda, devido à instabilidade dos argilominerais na mesodiagênese, pode ocorrer a transformação da esmectita para illita (Figura 17.C-D).

A **porosidade primária**, produzida durante a sedimentação, foi perdida nos estágios eogenéticos a mesodiagenéticos pela precipitação de cimentos de quartzo, argilominerais, carbonato, óxidos de ferro, pirita, feldspato e de argilominerais e pela compactação mecânica.

A **porosidade secundária** tem origem na dissolução de grãos e cimentos (Figuras 20.A e 25.B), assim como pelo fraturamento de grãos (Figuras 14.A e 20.B). A dissolução de grãos instáveis durante o soterramento inicia acima de profundidades que variam de 1,5 a 4,5 Km, onde a temperatura varia, em média, entre 50 a 150°C (WILKINSON *et al.*, 2009). Estes processos se desenvolvem principalmente devido à instabilidade de grãos que se solubilizam/reagem, a partir de suas bordas e fraturas, na presença de águas subsaturadas. A presença de ácido carboxílico, proveniente da matéria orgânica disseminada, durante o soterramento progressivo favoreceu a dissolução dos feldspatos (WILKINSON *et al.*, 2009).

A corrosão do cimento de quartzo juntamente com o grão, o preenchimento de poros secundários com óxido de ferro, a caulinitização da matriz e geração de fraturas intergranulares e transgranulares são feições telodiagenéticas observadas nos arenitos estudados. A corrosão do cimento de quartzo e dos grãos é decorrente do intemperismo (Figura 18.D). A precipitação de óxido de ferro nos poros secundários promove o revestimento nos sobrecrecimentos ou nos grãos corroídos (Figura 18.D). A caulinitização dos grãos de feldspato durante a telodiagênese é pouco encontrada nos arenitos selecionados, tornando-os massas amorfas de caulinita com difícil diferenciação da matriz, quando submetidos a longo período de exposição subaérea (Figuras 20.B). As fraturas intragranulares e

transgranulares geradas antes da cimentação de óxido são interpretadas como originadas pelo alívio de pressão durante o soerguimento (Figuras 18.A e 28) e logo são preenchidas por óxidos de ferro quando próximas à superfície. As fraturas telogenéticas não preenchidas por óxidos são recentes e podem ser provenientes do intemperismo ou até mesmo atividade antrópica (Figuras 20.B e 28).

7.3 SEQUÊNCIA DIAGENÉTICA DOS ARENITOS

Baseando-se nas relações texturais dos minerais autigênicos foram reconstituídas diferentes sequências diagenéticas para os arenitos.

A sequência diagenética mais completa foi registrada nos **subarcóseos** (Figura 28.A), que inclui: (1) sedimentação (2) películas de óxido de ferro, (3) cimento de pirita, (4) compactação mecânica, (5) cimento de carbonato, (6) sobrecrescimento de quartzo, (7) sobrecrescimento de feldspato, (8) dissolução de grãos, (9) substituição de grãos por carbonato, (10) caulinitização de feldspatos e micas, (11) esmectização da caulinita, (12) illitização da caulinita e esmectita, (13) dissolução do cimento de quartzo, (14) fraturamento intergranular e intragranular, (15) cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro.

A sequência diagenética (Figura 28.B) observada no **arcóseo** é semelhante a do subarcóseo, entretanto compactação mecânica, cimento de quartzo, dissolução de grãos, cimento de caulinita, illitização da caulinita ocorrem com diferente intensidade. A ordem dos processos inclui: (1) sedimentação, (2) películas de óxido de ferro, (3) compactação mecânica, (4) sobrecrescimento de quartzo, (5) dissolução de grãos, (6) caulinitização de feldspatos e micas, (7) esmectização da caulinita, (8) illitização da caulinita e esmectita, (9) dissolução do cimento de quartzo, (10) cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro e (11) fraturamento intergranular e intragranular. A sequência diagenética para o **quartzarenito** (Figura 28.C) inclui: (1) sedimentação, (2) Infiltração mecânica de argila, (3) compactação mecânica, (4) formação de pseudomatriz, (5) sobrecrescimento de quartzo, (6) dissolução dos feldspatos e minerais pesados instáveis, (7) caulinitização de feldspatos e micas, (8) esmectização da caulinita, (9) illitização da caulinita e esmectita, (10) dissolução do cimento de quartzo e (11) cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro.

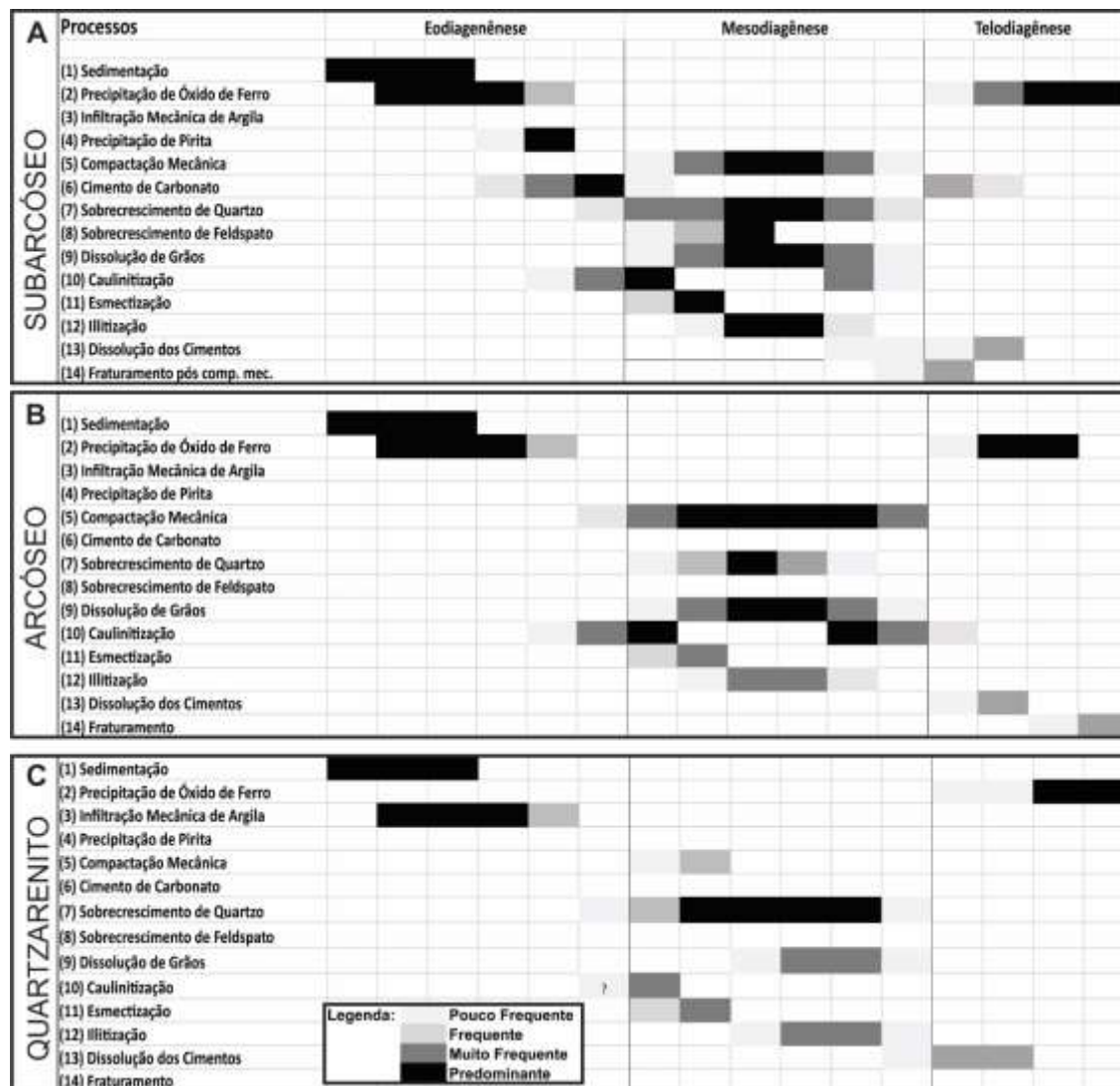


Figura 28: Sequências diagenéticas para os subarcóseos (A), arcóseos (B) e quartzarenitos (C) da Supersequência Gondwana I na área de estudo.

7.4 DIAGÊNESE E AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFIAS

Relacionando a composição detrítica e diagenética ao sistema deposicional foi possível tecer considerações sobre a relação da evolução diagenética com os sistemas deposicionais, aliados à estratigrafia de sequências (Figura 29)

Os arenitos do Membro Rio do Sul (BP-05), que representam fácies de frente deltaica (Figura 3), apresentam cimentação substancial de pirita e minerais carbonáticos, que tendem a diminuir para o topo, em direção aos arenitos fluviais meandранtes de planície deltaica (Figura 29). A paragênese de cimento pirita-carbonato foi registrada por Berner (1982) em sistema deltaico rico em matéria orgânica. O maior volume de carbonato na amostra BP-5A é atribuído à

granulometria e enriquecimento de feldspatos, que se encontram parcialmente dissolvidos em função dos processos da diagênese. Na porosidade secundária ocorre a precipitação do carbonato, que tem modo de ocorrência diferente dos demais arenitos desta fácies, mais finos e menos enriquecidos em feldspatos.

Os arenitos do ambiente fluvial meandrante (Membro Rio do Sul; Figura 29) não apresentam cimento de pirita, exceto na amostra BP-6H (topo). Nestes arenitos, o caráter oxidante continental do sistema é indicado pela presença de películas de óxido de ferro eogenéticas, indicando processo de continentalização da bacia e exposição subaérea da sucessão, com formação de um limite de sequência (LS; Figura 4 e 28). A variação na quantidade de cimentos de quartzo, caulinita e illita é relacionado à granulometria, ao processo de compactação mecânica e conteúdo de matriz. O melhor desenvolvimento dos cristais de esmectita (Figura 16.C-D) com relação aos arenitos mais antigos indica um leve aquecimento no clima durante a deposição (BOGGS, 2009). O arenito BP-6H rico em pirita e em matéria orgânica indica que o sistema começa a mudar, tendo maior taxa de sedimentação e erosão, mostrado pelo aumento de matéria orgânica e feldspatos. O possível limite de sistema é seguido por arenitos com aumento gradual em caulinita (Arenitos de Membro Triunfo).

Segundo Al-ramadan et al. (2005), o aumento no conteúdo de caulinita em arenito intensamente cimentado por carbonato, com textura poiquilotópica (Figura 29), pode indicar mudanças no nível do mar. De acordo com este autor, o aumento do nível relativo do mar fornece condições para o estabelecimento de face praial, onde areias podem ser cimentadas por carbonato poiquilotópico. O feldspato gerado por sobrecrecimento requer a participação de água de formação rica em sais, correspondendo a mistura de águas marinhas salinas e insalobras continentais na transgressão do nível do mar (TUCKER, 2003; BOGGS, 2009). Ainda segundo Al-ramadan *et al.* (2005) um aumento no nível médio relativo do mar ou exposição de arenitos acompanhada por retrogradarão do sistema fluvial e transgressão marinha permitiu a dissolução de cimentos e infiltração de caulinita nos arenitos do Membro Paraguaçu.

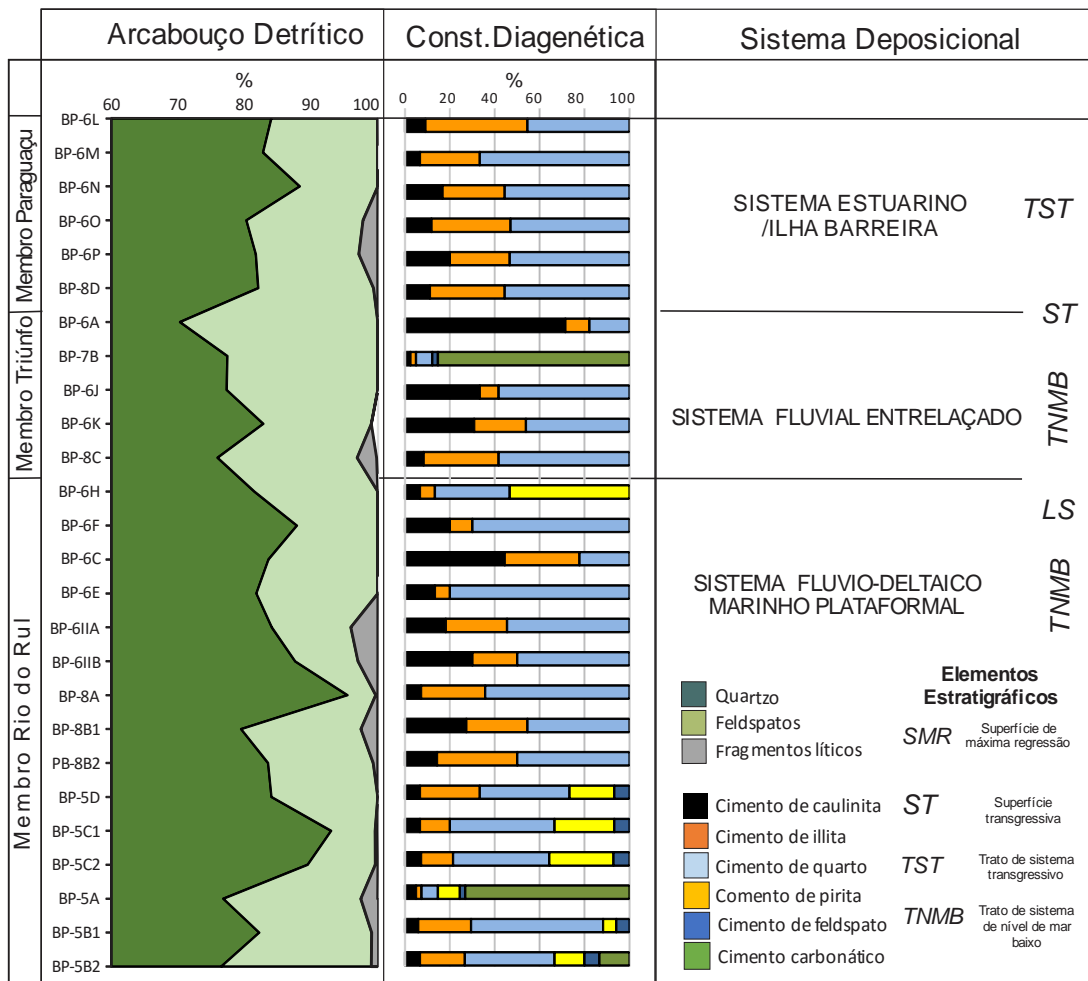


Figura 29: Relação entre os componentes detríticos e diagenéticos com os sistemas deposicionais apoiados na estratigrafia de seqüências.

8 CONCLUSÃO

Os arenitos dos membros Rio do Sul (Formação Taciba), Triunfo e Paraguaçu (Formação Rio Bonito) compreendem subarcóseos, arcóseos e quartzarenitos de ambiente fluvial meandrante de planície deltaica (glaciais), fluvial entrelaçado e estuarino com ilha barreira, respectivamente.

Os arenitos estudados apresentam arcabouço detrítico que inclui quartzo (mono e policristalinos), feldspatos e fragmentos líticos sedimentares (intraclastos). No diagrama de Dickinson estes arenitos indicam proveniência de cráton interior e cráton transicional, cujas fontes são atribuídas a unidades estratigráficas do Cinturão Dom Feliciano e do Cráton Luís Alves.

Os processos diagenéticos modificaram a composição do arcabouço durante os regimes da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. As evidências destes regimes incluem: infiltração mecânica de argila (*cutans*), geração de pseudomatriz, cimentação de pirita e carbonato, caulinitização, cimento de sílica, contatos pontuais, suturados e côncavo-convexo, dissolução de grãos, illitização da caulinita e esmectita. Embora pouco expressivo, os processos telodiagenéticos incluem: dissolução de cimento, caulinitização de feldspato e matriz, fraturamento intra e intergranular e cimentação por óxidos de ferro.

Os subarcóseos apresentam a sequência diagenética mais completa, enquanto o arcóseo se destaca pela compactação mecânica, falta de cimento de quartzo e carbonato, abundância de caulinita e pouca ocorrência de illita. O quartzarenito se destaca apenas pela cimentação de quartzo, que preserva os grãos da compactação mecânica e da dissolução.

A porosidade primária foi perdida por cimentação e a porosidade secundária foi formada por dissolução e fraturamento de grãos durante soterramento. A porosidade é mais importante nos subarcóseos (1 e 20 %), com relação ao quartzarenito e arcóseo (< 5 %). A porosidade secundária produzida na mesodiagênese é ocupada parcialmente ou totalmente pela cimentação de óxidos de ferro gerado na telodiagênese.

REFERÊNCIAS

ALBUQUERQUE, L.L.F., ARIOLI, E.E., DIAS, A.D.A., KIRCHENER C. A. **Geologia das quadrículas de Blumenau e Joinville, SC**. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 101 p. (Rel. Int.). 1971

ALMEIDA, F.F.M. de. **Origem e Formação da Plataforma Brasileira**. Rio Janeiro. DNPM/DGM. 36p. (Boletim 241). 1967.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. **As províncias estruturais brasileiras**. In: Simp. Geol. NE, 8º, Campina Grande. Atas..., Campina Grande, p. 363-391. 1977.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B.de, FUCK, R. A. **Brazilian structural provinces: an introduction**. Earth-Sci. Reviews, 17:1-21. 1981.

ANDRADE, S. M.; CAMARÇO, P. E. N. **Seqüências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, 1982, Salvador. Anais do... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982.

ASSINE, M. L., SOARES, P. C., MILANI, E. J. **Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 77-89, 1994.

ALVES, R. G. **Correlação estratigráfica de alta resolução aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná na região de Candiota, Rio Grande do Sul**. 114 p. Tese (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.

BARBERENA, M. C. **Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria**. Pesquisas em Geociências, Porto Alegre, v. 7. 1977.

BASEI, M. A. S. **O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6: 2649-2657. 1990.

BASEI, M.A.S., DRUKAS, C.O., NUTMAN, A.P., WEMMER, K., DUNYI, L., SANTOS, P.R., PASSARELLI, C.R., CAMPOS NETO, M. C., SIGA Jr., O., OSAKO, L. **The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil**. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 100:543–569. 2011.

BITENCOURT, M. F., BONGIOLO, E. M., PHILLIP, R. P., MORALES, L. F. G., RUBERT, R. R., MELO, C. L., LUFT JR., J. L. **Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC.** In: Pesquisas em Geociências, 35 (1). Porto Alegre. P. 109-136. 2008.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M. e GONÇALVES, J.H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Brasília: Editora Universidade de Brasília, v., p-55-86. 2003.

BOGGS, Jr. S. **Petrology of Sedimentary Rocks.** Cambridge University Press, UK. 600p. 2009.

BORTOLUZZI, C. A., AWDZIEJ, J. ZARDO, S. M. **Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina.** In: Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina. Nº 1. Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Escala: 500.000. Texto Explicativo e Mapa. Série Mapas e Cartas de Síntese. Nº 3. Seção Geologia. Florianópolis: DNPM.1987.

BOUCOT, A. J.; MELO, J. H. G.; NETO, E. V. S.; WOLFF, S. **First Clarkeia and Heterorthella (Brachiopoda, Lower Silurian) occurrence from the Paraná basin in Eastern Paraguay.** Journal of Paleontology, Tulsa, v. 65, n. 3, p. 512-514. 1991

BURLEY, S.D. & WORDEN, R. **Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient.** Reprint Series Vol. 4, International Association of Sedimentologists, Blackwell Publ. Ltd., p. 638. 2003.

CAMPOS L., MILANI E., TOLEDO M.A., QUEIROZ R.J.O., CATTO A., SELKE S. **Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná.** IN:*Brazilian Petroleum Institute, Rio Oil & Gas Conference*, Rio de Janeiro, Brazil, IBP17198, atas, 7p. 1998.

CAMPOS, R. S. **Petrologia, Caracterização Geológica, Geoquímica e Geocronologia do Magmatismo Pré, Sln e Pós-colisional Presente no Complexo Metamórfico Brusque nas regiões de Itapema e Botuverá, Santa Catarina Brasil SC.** Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre. 19-22p. 2011.

CARVALHO, P.F. & PINTO. E.A. **Reconhecimento Geológico do Estado de Santa Catarina: Brasil.** Rio de Janeiro, SGM. 30 p. (Boletim 92). 1938.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy.** 1º ed. Alberta, Canadá: Elsevier, p. 375. 2006.

CHOQUETTE, P. W. & PRAY, L. **Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates.** AAPG Bulletin, 54(2): 207-250. 1970.

CITRONI, S. B., BASEI, M. A. S., SIGA, Jr. O., REIS NETO, J.M. **Volcanism and Stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brazil**. An. Acad. brasil. Ciênc., 73(4):581-597. 2001

COSTA, M. S. **A Sedimentação Neoproterozóica na Bacia do Itajaí, Leste de Santa Catarina: Paleoambientes, Composição e Diagênese de Arenitos**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba. 21-96p. 2014.

CURTIS, C. D. **Possible Link between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reaction occurring in enclosing mudstone**. Journal of the Geological Society (London) 135, pg 107-117. 1978.

DAEMON R.F. & QUADROS, L.P. de . **Bioestratigrafia e Palinologia do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná**. Ponta Grossa: PETROBRÁS/DESUL, 1 v. (Relatório Interno nº 384). 1969.

DE ROS, L. F. **Compositional Controls on Sandstone Diagenesis**. Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology, 198: 1-24. 1996

DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. **Plate tectonics and sandstone compositions**. American association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182. 1979.

DICKINSON, W.R., BEARD, L., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.E.X.A., LINDBERG, F., RYBERG, P.T. **Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting**. Bulletin of the Geological Society of America, 94(2): 222. 1983.

DICKINSON, W.R. **Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones**. Provenance of arenites, 148: 333-361. 1985

ESTEVAM, C. N.. NASCIMENTO. M. S.. **Análise das Variedades de Minerais Pesados de Arenitos Permianos na Borda Sudeste da Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina**. In: II Seminário do Grupo de Análise de Bacias (SANBA II). 2013.

ESTEVAM, C. N.. NASCIMENTO. M. S.. **Caracterização e Análise das Variedades de Minerais Pesados Detríticos Não Opacos de Arenitos Permianos na Borda Leste da Bacia do Paraná, no Estado de Santa Catarina**. In: II Seminário do Grupo de Análise de Bacias (SANBA III). 2014.

FACCINI, U.F. **O permo-triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1989.

FRANÇA, A.B., POTTER, P.E. **Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), bacia do Paraná (Parte 1)**. Boletim de Geociências da Petrobrás. v.2, p. 147-191, 1988.

FOLK, R.L. **Petrography of sedimentary rocks**. Segunda edição, Hemphill's Bookstore, Austin, 170 PP. 1968.

FÚLFARO, J. V. **Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema**. Bol. Inst. Geoc., São Paulo, v. 5, p. 129-38, 1974.

GARCIA. P.F. **Rochas vulcânicas mesozóicas da Bacia do Paraná – Geologia, estruturas e recursos minerais** In: CONGR. BRAS. GEOL., 31 .1980

GESICKI, A. L. D. **Evolução Diagenética das Formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no Estado de São Paulo**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. 175p. 2007.

HARTMANN, L.A., SELVA, L.C., ORLANDI, V, F. **O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas**. Acta Geol. Leop., 6:93-112. 1979.

HARTMANN, L.A., LEITE, J.A.D., SILVA, L.C. da, REMUS, M.V.D., MCNAUGHTON, N.J., GROVES, D.I., FLETCHER, I.R., SANTOS, J.O.S., VASCONCELLOS, M.A.Z. **Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil**. Austr. J. Earth Sci., 47:829- 844. 2000.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.C. **A Província Mantiqueira**. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234. 2004.

HUBERT, J. F., REED, A. A. **Paleogeography of East Berlin Formation, Newark Group, Connecticut Valley**. American Journal of Science 276. Pg 1183-1207. 1976.

KAUL, P.F.T. **O Cráton de Luiz Alves**. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31º. Camboriú. Anais... Camboriú, SBG. v. 5, p. 2677-2683. 1980.

KAUL, P.F.T. **Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do Sul-Sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG-22 - Curitiba e SG-23 - Iguape**. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33º. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 2815-2825. 1984.

KLEIN, C., MIZUSAKI, A. M. P. **Cimentação Carbonática em Reservatórios Siliciclásticos: O Papel da Dolomita**. Pesquisas em Geociências, Porto Alegre, v. 34, n. 1, p. 91-108, 2007

LANGE, F. W. **Paleontologia do Paraná**. In: Paleontologia do Paraná, Curitiba. Comissão de Comemoração do Centenário do Paraná, dez., p. 1-105. 1954.

LANGE, F. W., PETRI, S. **The Devonian of the Paraná Basin**. In: BIGARELLA, J. J. (Ed.). Problems in Brazilian Devonian geology. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, Boletim Paranaense de Geociências, v. 21/22. p. 5-55. 1967.

LOCZY, I. de. **Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonífera da Bacia do Paraná**. B. Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, n. 214, 113 p. 1964

MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., & BRITO NEVES, B.B. (Orgs). **Geologia do continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca Produções Culturais Ltda. São Paulo, 647p., 2004.

MAPOTECA TOPOGRÁFICA DIGITAL DE SANTA CATARINA, EPAGRI/IBGE 2004.

MAZING PC, Kellner AWA, Weinschütz LC, Fragoso CE, Vega CS, et al. (2014) **Discovery of a Rare Pterosaur Bone Bed in a Cretaceous Desert with Insights on Ontogeny and Behavior of Flying Reptiles**. PLoS ONE 9(8): e100005. doi:10.1371/journal.pone.0100005

MEDEIROS, R.A. & THOMAZ F, A. **Facies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, Anais... Aracaju: SBG. v.3, p.3-11. 1973

MELO, J .H. G. **A paleontologia do Siluriano da Bacia do Paraná: estado-da-arte**. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ. Rio Claro. Resumos. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1993.

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. **Bacia do Paraná**. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, Boletim de Geociências, 8(1):69-82. 1994

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Tese de Doutorado. Porto Alegre: Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.

MILANI, E. J., FACCINI, U. F., SCHERER, C. M., ARAÚJO, L. M., CUPERTINO, J. A. **Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil**. Boletim IG-USP: Série Científica, v. 29. 1998.

MILANI, E.J., MELO, J.H.G., SOUZA, P.A., FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B., **Bacia do Paraná**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 15, n. 2 Rio de Janeiro. 2007.

MILANI, E.J. & ZALÁN, P.V. **Brazilian Geology Part I: The geology of Paleozoic cratonic basins and Mesozoic interior rifts of Brazil**. In: 1998 AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brasil. Short Course Notes. 184p. 1998.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 6 maio 2015.

MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C. **Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones**. Sedimentary Geology, 124: 3-29. 1999.

MORAD, S., KETZER, J.M., DE ROS, L.F. **Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins**. Sedimentology, v. 47, p. 95-120. 2000

MÜHLMANN, H., SCHNEIDER, R. L., TOMMASI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. **Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná**. Ponta Grossa. 186 p. 1974

NASCIMENTO, M.S, GOÉS, A.M. **Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luis-Grajaú, norte do Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, 31(1): 2-15. 2007.

NASCIMENTO, M. S., GÓES, A. M., Macambira, M. J. B., Brod, J. A. **Provenance of Albian sandstones in the São Luís–Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb–Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and palaeocurrent data**. Sedimentary Geology., 201. p. 21–42. 2007.

PHILIPP R. P. & CAMPOS R. S. **Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão Neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC**. Revista Brasileira de Geociências, 40(3): 301-318. 2010.

POPP, M. B.; BURJACK, M. I.; ESTEVES, I. R. **Estudo preliminar sobre o conteúdo paleontológico da Formação Vila Maria (pré-Devoniano) da Bacia do Paraná**. Revista Pesquisas, Porto Alegre, v. 14, p. 169-180, 1981.

RODRIGUES, A. G. **Padrões Composicionais de Diagenéticos da Seção Rifte no Campo de Caioba, Bacia de Sergipe-Alagoas**. Porto Alegre, 107p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2012.

SALAMUNI, R., MARQUES FILHO, P.L., SOBANSKI, A. C. **Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro-PR e Mafra-SC**. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, v. 15, p. 1-19. 1966.

SCHEIBE, L.F. & TEIXEIRA, V.H. **Geologia de Santa Catarina**. In: Levantamento de reconhecimento dos solos do estado de Santa Catarina. UFSM-SUDESUL-SECR. AGRICULTURA SC, Florianópolis, p.17-27. 1973

SCHNEIDER, R. L., MÜHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F., NOGUEIRA, A. A. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28º. Porto Alegre. Anais do... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1, p. 41-65. 1974.

SCHMIDT, V., & MCDONALD, D. A.. **The Role Of Secondary Porosity in the course of sandstone diagenesis**. In: P. A. Scholle and P. R. Schluger, eds., Aspects of Diagenesis: SEPM Special Publication 26, p. 175-207

SCHOLLE, P.A. **Diagenesis of deep-water carbonate turbidites, Upper Cretaceous Monte Antola flysch, Northern Apennines, Italy**. Journal of Sedimentary Petrology, v. 41, p. 233–250. 1971.

SCHULZ, Jr. A. & ALBUQUERQUE, L.F.F. **Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina. Brasil**. DNPM, Porto Alegre, 109p. 1969.

SILVA, L.C. & DIAS, A. A. **Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil** - Porto Alegre: Convênio DNPM/CPRM, 282 p. 1981.

SOMMER, F. W. **Contribuição à paleofitografia do Paraná**. In: Paleontologia do Paraná. Volume comemorativo do 10 Centenário do Estado do Paraná. 1954.

SPADAFORA, E., DE ROS, L.F., ZUFFA, G.G., MORAD, S., AND AL-AASM, I.S. **Diagenetic evolution of synorogenic hybrid and lithic arenites (Miocene), northern Apennines, Italy**, in Morad, S., ed., Carbonate Cementation in Sandstones, International Association of Sedimentologists, Special Publication 26, p. 241–260. 1998.

TEIXEIRA, A.L., GAUCHER, C., PAIM, P.S.G., FONSECA, M.M., PARENTE, C.V.P., SILVA, FILHO, W.F., ALMEIDA, A.R. **Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana**. In: MANTESSO NETO V., BARTORELLI A., CARNEIR C.D.R., BRITO NEVES B.B. (Org.) **Geologia do Continente Sul**

Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. 2004.

TUCKER, M. E. **The Field Description of Sedimentary Rocks.** John Wiley Sons, Inc. 1993

TUCKER, M.E. **Sedimentary Petrology.** Blackwell Science, Osney Nead, 3 rd ed. 2001.

URIZ, N. J.; ALFARO, M. B.; INCHAUSTI, J. C. G. **Silurian (Llandovery) monograptids from the Vargas Peña Formation (Paraná Basin, eastern Paraguay).** *Geologica Acta*, Barcelona, v. 6, n. 2, p. 181-190, 2008.

WALKER, T. R., WAUGH, B., CRONE, A. J. **Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwest Mexico.** *Geological Society of America Bulletin* 89. Pg 19-32. 1978.

WELTJE, G.J., VON EYNATTEN, H. **Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook.** *Sedimentary Geology*. Ed. 171: 1-11. 2004

WHITE, I.C. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil.** Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I, p.1-300; Parte II, p. 301-617. 1908.

WIENS, F. **Estratigrafia Fanerozoica Resumida del Paraguay.** Asunción: Geoconsultores, 1990.

WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. **Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone.** In: *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient* (eds S. D. Burley and R. H. Worden), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. 2003.

ZALÁN, P.V., CONCEIÇÃO, J.C., WOLFF, S., ASTOLFI, M.A., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., NETO, E.V.S., CERQUEIRA, J.R.; ZANOTTO, O.A.; PAUMER, M.L.; MARQUES, A. **Análise da bacia do Paraná.** Relatório Interno Gt-Os-009/85, PETROBRÁS (Depex-Cenpes), Rio de Janeiro. 195p. 1986.

ZALÁN, P. V. **Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America.** In: *SIMPÓSIO BOLIVARIANO: EXPLORACIÓN PETROLERA EN LAS CUENCAS SUBANDINAS*, 4., Bogotá. Memórias. Bogota: Asociacion Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, 1991.

ZANOTTO, O.A.; BECKER, C.R.; DURÃES, E.M. **Barra Bonita - Primeiro Campo de Gás na Bacia Do Paraná**, IN: 44º Congresso Brasileiro de Geologia – Anais; Curitiba, Brasil. 2008.

ZIELINSKI, J.P.T & NASCIMENTO, S.M.. **Estratigrafia de sequências de sucessões sedimentares Permianas da borda sudeste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina**. 95 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2014.