



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILISOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS**

Esdras Coivo Villela

Sistemas deposicionais, composição de arenitos e assinatura de raio gama da Formação *Baralaba Coal Measures* (Permiano superior), Bacia de *Bowen*, nordeste da Austrália

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Curso de Graduação de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo do Santos Nascimento

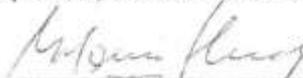
Co orientador: Prof. Dr. Joan Esterle – UQ/Austrália

**Florianópolis
2015**

Esdras Coivo Villela

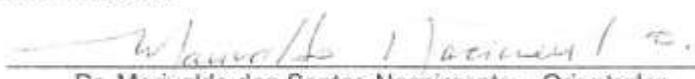
Este Trabalho de Conclusão de Curso **SISTEMA DEPOSICIONAL, COMPOSIÇÃO DE ARENITOS E ASSINATURA DE GAMA DA FORMAÇÃO BARALABA COAL MEASURES (PERMIANO SUPERIOR), BACIA DE BOWEN, NORDESTE DA AUSTRÁLIA** foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC).

Florianópolis, 09 de dezembro de 2015.

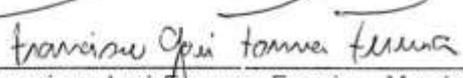


Dr. Juan Antonio Altamirano Flores
Coordenador do Curso de Geologia - UFSC

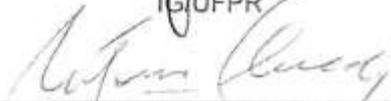
Comissão Examinadora:



Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento - Orientador
Departamento de Geociências - UFSC



Dr. Francisco José Fonseca Ferreira - Membro
IG/UFPR



Dr. Juan Antonio Altamirano Flores - Membro
Departamento de Geociências - UFSC



MSc. Michel Silva Costa - Membro
PPGEOL/UFPR

Florianópolis
Dezembro/2015

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por me proporcionar pessoas e momentos incríveis nesta vida. Gostaria de agradecer com muito AMOR a toda a minha família, Rubem, Neemias, Mateus, avôs, avós, tios, tias, primos, primas, por todo o apoio, carinho e confiança concedidos, ao longo de todos esses anos. Em especial a minha Mãe, Marcia Coivo Villela, pela dedicação, cuidado, paciência e imenso amor por mim.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento, pelo incentivo, apoio, contribuição e dedicação para a concretização deste trabalho

A minha coorientadora Joan Esterle pelo oportunidade deste projeto e a todos do Coal Lab que me ajudaram no inicio deste projeto, em especial, Sandra Rodrigues e Valeria Bianchi

A Universidade Federal de Santa Catarina, por me proporcionar um curso superior.

Ao CNPQ por me financiar em projetos acadêmicos e patrocinar meus estudos na Australia, com uma experiencia de vida incrível.

A todos os professores do Curso de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina, que proporcionaram o conhecimento e aprendizado necessários para minha formação acadêmica.

Aos professores que compõem a banca examinadora, pelas valiosas contribuições.

A Universidade de Queensland pelo conhecimento me proporcionado.

Aos meus amigos da Australia e todos aqueles que eu conheci pelo mundo

A meus amigos do surf, pelos momentos de vida.

Aos meus amigos da primeira turma da Geologia de 2010 que me ajudarem e compartilharam ótimos momentos comigo.

Aos meus colegas na faculdade e futuros colegas de profissão

A todos os amigos que estiveram comigo desde o começo desde ciclo, e aos que chegaram depois fazendo toda diferença.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho.

RESUMO

O preenchimento sedimentar em bacias de *foreland* é controlado principalmente por fatores tectônicos que governam o aporte sedimentar e o espaço de acomodação. Os processos basinais e os ambientes sedimentares emergentes deste contexto são caracterizados por depósitos continentais, onde se destacam os sistemas fluviais, que se desenvolvem em zona de cunha de orôgeno. Dados faciológicos de sucessões sedimentares do testemunho Baralaba 5C, na parte sul da Bacia do Bowen, sugerem um sistema deposicional fluvial continental que por meio de análise de fácies e elementos arquiteturais, permitiu estabelecer três ambientes deposicionais: fluvial entrelaçado, anastomosado, meandrante. Os arenitos destes sistemas fluviais são classificados como litoarenitos e apresentam pouca variação mineralógica no arcabouço ao longo do testemunho, sugerindo mudanças limitadas na composição da área-fonte. No diagrama de proveniência os litoarenitos indicam proveniência de arcos magmáticos não dissecados e a correlação deste com dados petrográficos, paleocorrente indicada na bibliografia e geologia regional sugerem a área fonte como o Orogeno de *New England*. Os minerais autigênicos indicam estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese, sendo as principais reações diagenéticas: formação de esmectita e ilitização, substituição de grãos por carbonato, precipitação de cimento carbonático, cimento de sílica, cimentação por óxido de ferro e titânio; presença de pseudomatriz e infiltração mecânica de argila. Foram identificados quatro identificados principais padrões de gama: funil, sino, irregular e cilíndrico ao longo do testemunho. Estes padrões de raio gama na maioria das vezes não mostram correlação com o grau de argilosidade, mas com a mineralofgia do arcabouço e da presença de argilominerais autigênicos nos arenitos. Os valores anômalos de raio gama nos arenitos são atribuídos à ocorrência de líticos vulcânicos e a presença de minerais pesados.

Palavras-chave: Arenitos vulcanolíticos fluviais, história diagenética, padrões de raio gama, Bacia de Bowen

ABSTRACT

The sedimentar fill in the foreland basin is mainly controlled by tectonic factors that govern sediment supply and the accommodation space. The basin processes and sedimentar environments emerging from this context are characterized by continental fluvial systems deposits, which develop especially on the Foredeep zone. Faciologic data of sedimentar successions from the borehole Baralaba 5C in the Southern part of the Bowen Basin suggest a continental fluvial system that using facies and architecture elements allows to determination of three depositional systems: Fluvial braided, anastomosing and meandering. The sandstone in this project are classified as lithic sandstones. The small mineralogical variation in the sandstone framework, along the borehole Baralaba 5C, demonstrating insignificant changes in the source-rock. In the diagram provenance, the litharenites are defined as source of undissociated magmatic arcs, and the correlation of those with petrological data, paleocurrent indicated in the reference and regional geology propose the source area as the New England Orogeny. The authigenic minerals indicates the stages of eodiagenesis, mesodiagenesis, telodiagenesis. The main diagenetic reactions are: formation of smectite, illitization, substitution of the grains by carbonates, precipitation of carbonate cement, cement of silica, cement of iron oxide and titation. Presence of pseudomatrix and mechanical infiltration of clays. There are 4 main types of gamma ray signature: Funnel, bell, irregular and cylinder along the borehole. It was reported that the gamma ray signature, in most of the time, is not well correlated with the lithology. The anomalous values of gamma ray are due to the high amount of volcanic lithics and presence of heavy minerals.

Keywords: Vulcanolithics fluvial sandstones, evolução diagenética dos arenitos, gamma ray signature, Bowen Basin.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Imagem de elevação com a localização da Bacia de Bowen e do testemunho analisado (estrela), porção leste-nordeste da Austrália (Fonte: FIELDING et al., 2000).....	10
Figura 2 .Sistema de bacia de ante-país (foreland) com a compartimentação de quatro zonas deposicionais (modificado de DECELLES e GILES,1996).....	17
Figura 3. Fluxograma representativo dos fatores alogênicos principais na sedimentação do ambiente em relação ao fluxo de energia, aporte sedimentar, espaço de acomodação e padrão de dispersão deposicional (modificado de CATUNEANU, 2003).	18
Figura 4. (A) Bacias extensionais;(B) bacias de ante-país. Bacias sedimentares podem ser subdivididas em três principais áreas no principal controle da sedimentação: (1) ambiente marinho, onde a quantidade de acomodação disponível é controlada pela subsidência e eustasia;(2) ambiente fluvial que ainda é influenciado pela eustasia;(3) ambiente fluvial mais proximal que não sofre influencia da eustasia. O espaço de acomodação aumento na direção distal em (A), e em (B) aumento em direções proximais (modificado de CATUNEANU, 2006). 19	19
Figura 5. Ilustração esquemática das relações em entre os três fatores principais responsáveis pela criação do espaço de acomodação (modificado de JERVEY, 1988).	20
Figura 6. Ilustração do perfil de equilíbrio fluvial (modificado de Catuneanu, 2006).....	20
Figura 7. Perfil longitudinal de um sistema fluvial. Imagem do livro <i>Sedimentology and Stratigraphy</i> (Nichols, G.J. 2009).....	22
Figura 8. Tipos morfológicos de canais fluviais (modificado de Miall, 1977).....	23
Figura 9. Bloco diagrama de um sistema fluvial entrelaçado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies (SILVA <i>et al.</i> , 2008)	24
Figura 10. Bloco diagrama de um sistema fluvial anastomosado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies (SILVA <i>et al.</i> , 2008).	25
Figura 11. Bloco diagrama de um sistema fluvial meandrante ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies (SILVA <i>et al.</i> , 2008)	26
Figura 12. Elementos arquiteturais externos aos canais fluviais (MIALL, 1996; modificado por Scherer (2004).	28
Figura 13. Elementos arquiteturais formados dentro de canais fluviais (MIALI, 1996). Modificado por Scherer (2004).	28
Figura 14. Distinção entre as sucessões verticais de sistemas fluviais, usando a associação de facies (Mial, 1996).....	29
Figura 15. Diagrama ternário que relaciona a composição do arcabouço de arenitos e ambientes tectônicos (Dickinson & Suczek, 1979).....	31
Figura 16. Classificação de arenitos (Folk, 1985).	35
Figura 17. 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).....	36
Figura 18. Fluxograma que ilustra as relações entre regimes diagenéticos. Modificado de Burley & Worden (2003).....	36

Figura 19. Estratigrafia da Bacia de Bowen com destaque para a Formação <i>Baralaba CM</i> , foco deste estudo (FIELDING et al., 2000 unpublished).....	40
Figura 20. Evolução tectônica da Bacia de Bowen, mostrando as 3 principais e a inversão da dispersão dos sedimentos (BAKER et al., 1993).....	41
Figura 21. Extensão da NEO (FIELDING, 1996a).....	42
Figura 22. Mapa geológico da porção norte da bacia de Bowen e arredores (MICHAELSEN e HENDERSON, 2000; modificado de HENDERSON et al., 1993; MURRAY, 1994).....	43
Figura 23. Sumário das fácies sedimentares e suas interpretações, perfil litológico do testemunho e seus elementos arquiteturais (modelos tridimensionais das fácies extraídos de REINECK e SINGH, 1973).....	48
Figura 24: Fotomicrografia dos arenitos da formação <i>Baralaba Coal Measures</i> (A) quartzo vulcânico com embaimento e vacúolo (B) quartzo vulcânico em forma de “lascas”; (C) quartzo policristalino equidimensional. PX, nicóis cruzados; PL nicóis cruzados.	50
Figura 25. Fotomicrografia dos arenitos da formação <i>Baralaba Coal Measures</i> . (A e B) Líticos vulcânicos félsicos e intermediários com plagioclásios tabulares; (C) K-Feldspato euédrico e Muscovita com compactação mecânica (EDS); PX, nicóis cruzados; PL nicóis cruzados.	52
Figura 26. Fotomicrografia e MEV dos arenitos da formação <i>Baralaba Coal Measures</i> . (A) Plagioclasio com forma prismática; (B) Líticos sedimentar pelítico (esmagado); (C) Apatita (EDS); (C') Zircão (EDS) e óxido de titânio substituindo grão de quartzo (EDS). PX, nicóis cruzados; PL luz natural.....	53
Figura 27. Imagens de MEV dos arenitos da formação <i>Baralaba Coal Measures</i> : (A) Ilita acircular (EDS), esmectita lamelar e dolomita romboédrica; (A') Quartzo autigênico (EDS) e cobertos por ilita; (B) Calcita por substituição (EDS), dolomita e siderita; (B') Cimento de óxido de Titânio (EDS).....	54
Figura 28. Fotomicrografia dos arenitos da formação <i>Baralaba Coal Measures</i> . (A) Siderita (EDS) em forma de grão; (B) dolomita romboédrica (EDS) associada a líticos vulcânicos.....	55
Figura 29. Blocos diagramas para ilustrar os sistemas deposicionais interpretados a partir da descrição do testemunho, com seus depósitos e elementos arquiteturais.	57
Figura 30. Classificação dos arenitos (diagrama de FOLK, 1980).....	59
Figura 31. Classificação de proveniência de arenitos (DICKSON e SUCZEK, 1979).....	60
Figura 32. Paleoreconstrução da porção norte da Bacia de Bowen, no intervalo entre início do Permiano até início do Triássico (FALKER e FIELDING, 1993; modificado por Jensen, 1975; FIELDING et al., 1993, 1995; VEEVERS et al., 1994).	61
Figura 33. Assinaturas gamaespectrométricas típicas dos principais litotipos sedimentares (adaptado de RIDER, 1990).....	65
Figura 34. Variação em média de valores de K, U & Th para rochas ígneas com aumento de sílica (DICKSON e SCOTT, 1997).....	66
Figura 35. Exemplo de relação de padrões de raio gama com a correspondente interpretação sedimentar (SERRA e SULPICE, 1975).	67
Figura 36. A figura apresenta os 4 principais tipos de padrões de gama (funil, sino, irregular, cilíndrico) e a correlação com os perfis sedimentares.....	69

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Tabela de fácies sedimentares (Miall, 1985).	27
Tabela 2. Resultado da contagem modal dos minerais dos arenitos.	49
Tabela 3. Estágios e transformações diagenéticas	64

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	10
1.1 OBJETIVOS	11
2. JUSTIFICATIVA	12
3. MÉTODOS DE TRABALHO.....	14
3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
3.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA	15
3.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA	15
3.5 TRATAMENTO, ANÁLISE E INTEGRAÇÃO DOS DADOS	16
4. REFERENCIAL TEÓRICO.....	17
4.1 BACIA DEANTE-PAÍS (<i>FORELAND</i>)	17
4.2 FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO	18
4.3 SISTEMAS DEPOSICIONAIS FLUVIAIS	21
4.5 OS FATORES QUE CONTROLAM A PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS	29
4.8 DIAGÊNESE DE ARENITOS	35
2. RESULTADOS	47
6.2. COMPOSIÇÃO MINERAL DOS ARENITOS	49
3. DISCUSSÃO.....	56
4. CONCLUSÃO.....	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	73

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Bowen localiza-se na porção leste do Continente Australiano e abrange os estados de *Queensland* e *New South Wales* (Figura 1). Esta bacia tem formato alongado N-S, com área total de aproximadamente 200,000 Km², e arcabouço estratigráfico formado por sucessões sedimentares clásticas permotriássicas (FIELDING *et al.*, 2000).

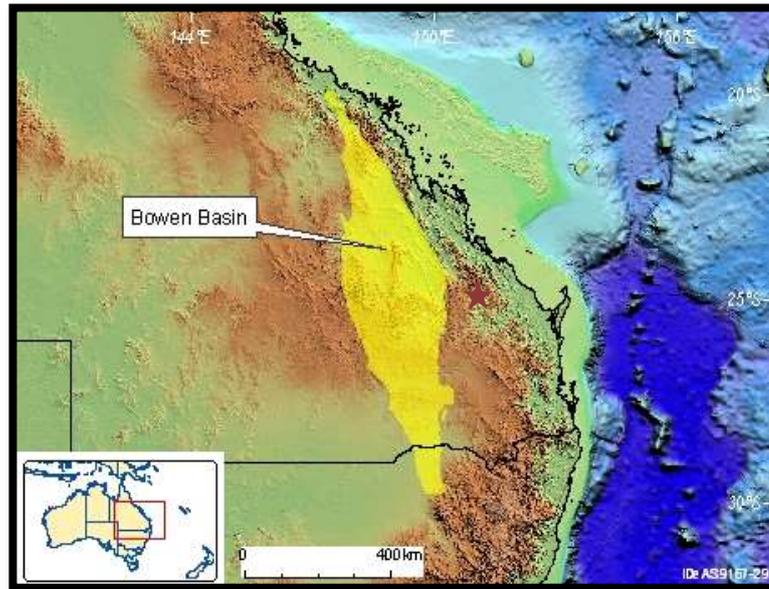


Figura 1. Imagem de elevação com a localização da Bacia de Bowen e do testemunho analisado (estrela), porção leste-nordeste da Austrália (Fonte: FIELDING *et al.*, 2000).

O início da formação da Bacia de Bowen data em torno de aproximadamente 284 Ma (Eocarbonífero-Neopermiano) e suas fontes sedimentares detríticas têm sido atribuídas a rochas metasedimentares devonianas e, em parte, a granitóides, xistos e gnaisses (FIELDING *et al.*, 2000).

Estudos anteriores (p.e. ZIOLKOWSKI e TAYLOR, 1985; MURRAY, 1990) estabeleceram três fases principais para a evolução da Bacia de Bowen: 1) a primeira, no início do Permiano, que representa a fase de extensão crustal limitada, que inclui a formação de um hemi-graben N-S; b) a segunda fase, no final do Permiano, que envolveu subsidência termal, com deposição de camadas irregulares de sedimentos sobre uma ampla margem passiva; e c) uma terceira fase, no limite Neopermiano-Eotriássico, que representa o início de tectônica colisional, com produção de dobras e falhas de cavalgamento, em um contexto de ante-país (*foreland*).

A Formação *Baralaba Coal Measures*, foco de pesquisa deste trabalho, foi depositada neste último estágio evolutivo da bacia, em contexto de ante-país. Esta formação é representada por uma grande variedade de litosomas, como: folhelhos, pelitos, arenitos líticos, além de espessas camadas de carvão, tufos, níveis com nódulos de calcarenito e concreções de ferro. A Formação *Baralaba Coal Measures* foi depositada após um longo período de regressão no Permiano, quando se desenvolveram, na bacia, amplo ambiente paludial e planícies aluviais, associados à drástica mudança climática global (FIELDING *et al.*, 2000).

Estudos petrográficos sobre os arenitos, integrados a dados paleoambientais e de raio gamma da Formação *Baralaba Coal Measures*, nunca foram realizados. Para este estudo, foi utilizado um furo de sondagem Baralaba 5C localizado nas coordenadas geográficas: **Latitude: 24.098969** e **longitude: 149.773138** (Figura 1). Este trabalho representa uma abordagem inédita sobre informações composicionais e paleoambientais desta unidade litoestratigráficas que deverá contribuir para um melhor entendimento da evolução tectonossedimentar da Bacia de Bowen.

1.1 OBJETIVOS

Objetivo Geral: Definir o **ambiente deposicional**, as **fontes detriticas** e as **transformações diageneticas** dos arenitos da Formação *Baralaba CM*, Bacia de Bowen; e discutir os **controles geológicos sobre os padrões da assinatura de gama** ao longo da sucessão sedimentar investigada.

Objetivos Específicos: 1) Caracterizar a composição dos arenitos em base ao reconhecimento dos constituintes volumétricos; 2) Identificar os minerais autigênicos e as principais feições relacionadas aos processos de litificação; 3) Caracterizar as litofácies sedimentares e os principais elementos arquiteturais da sucessão estudada para definição do ambiente deposicional; 4) determinar as variações litológicas e relacioná-las com a assinatura de gama para estabelecer critérios de correlação estratigráfica usando estes dados em testemunhos.

2. JUSTIFICATIVA

A Austrália possui as maiores mineradoras de carvão no mundo. Este setor apresenta grande impacto econômico positivo para o País, tanto como grande exportador, quando para produção interna, no uso em termoelétricas e siderúrgicas. O Estado de *Queensland* se destaca neste cenário, tendo a bacia de Bowen com um grande potencial no contexto carbonífero (BAKER *et al.*, 1993).

Grandes reservas de carvão têm sido mineradas na Bacia de Bowen e, por isso, muitas pesquisas têm se dedicado ao estudo das camadas de carvão nessa bacia. As jazidas de carvão encontram-se intercaladas com amplas sucessões siliciclásticas (arenitos e pelitos), que fazem parte, como um todo, de paleoambiente continentais. A reconstituição paleogeográfica deste cenário é fundamental para a compreensão das causas nas variações mineralógicas destas sucessões siliciclásticas e carbonosas. A análise proposta no furo de sondagem (Figura 1) permitirá correlacionar os dados geológicos com outros testemunhos de sondagens da bacia.

A indústria do gás tem grande interesse na Bacia de Bowen, por que os arenitos representam potenciais reservatórios de gás economicamente viáveis a exploração; assim como, os pelitos representam potenciais rochas geradoras de hidrocarbonetos. Neste sentido, a caracterização geológica (petrográfica e faciológica) dos arenitos contribuirá, substancialmente, em um melhor entendimento das fontes e do sistema deposicional desta formação, assim como possibilitar estabelecer critérios mais rigorosos para correlação estratigráfica na bacia utilizando testemunhos de sondagens (BAKER *et al.*, 1993).

O entendimento da evolução da bacia também apresenta interesse científico, especialmente, quanto à sua história de soterramento, que pode ser elucidado por meio do entendimento da história diagenética de arenitos em diferentes ambientes tectônicos (DICKINSON e SUCZEK, 1979; DICKINSON e VALLONI, 1980; DICKINSON *et al.*, 1983; SCHWAB 1986). O impacto da composição detrítica nas reações diagenéticas durante o soterramento é um assunto que nunca foi abordado na Bacia de Bowen, especialmente na sua porção sul. Estudos de reconstituição paleoambiental, proveniência e diagênese integrados às variações da assinatura de gama e para entender os fatores

controladores da sedimentação, também, nunca foram realizados. Por isso, os resultados alcançados nesta pesquisa significam um avanço na técnica de análise correlativa de rochas sedimentares (fácies, mineralogia e dados geofísicos) em poços, que poderá servir de referência em estudos futuros que versem sobre a caracterização geológica de outros furos de sondagem existente na Bacia de Bowen.

3. MÉTODOS DE TRABALHO

As etapas de trabalho realizadas incluem: revisão bibliográfica, aquisição de dados geofísicos e geológicos, tratamento análise de dados, integração e interpretação dos resultados.

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O levantamento bibliográfico consistiu na consulta de livros, dissertações, teses e artigos que abordam a evolução e o contexto geológico regional da Bacia de Bowen. Também foram pesquisados trabalhos sobre: evolução estratigráfica de bacias de ante-país; fatores que controlam a sedimentação; sistema deposicional fluvial; caracterização, proveniência e diagênese de arenitos; descrições petrográficas de arenitos; interpretação e aplicação de raios gama em sequências sedimentares.

3.2 AQUISIÇÃO DOS DADOS DE GAMA E DAS AMOSTRAS

Dados de gama: Os dados de gamaespectrometria total e densidade utilizados neste trabalho foram fornecidos pelo *Queensland Geological Survey Exploration Data Centre (QGSEDC)* em formato excel (.xlsx). Estes dados foram registrados ao longo do testemunho (494.9m), com espaçamentos de 10cm. Os dados de gamaespectrometria estão representados em unidades de API e a densidade em g/cm^3 . A partir desses dados se correlacionou o gamaespectrometria total, densidade e profundidade, para se obter os gráficos com esses valores.

Coleta das Amostras: O testemunho *Baralaba Coal Measures* inclui pelitos, siltitos, arenitos e camadas de carvão. Foram coletadas **42 amostras**, com uma replica de cada amostra, ao longo do testemunho. A técnica de amostragem permitiu coletar rochas das principais unidades deposicionais **(um total de 10)** a fim de contemplar o testemunho inteiro, **sem grandes espaçamentos**, com foco nos principais pacotes de arenitos. As amostras foram seccionadas de forma perpendicular ao testemunho e possuem dimensões de aproximadamente $8\text{cm} \times 3\text{cm} \times 0.8\text{cm}$. Dentre as amostras coletadas, 20 foram selecionadas para

confeção de lâminas delgadas polidas. Por problemas técnicos na elaboração das laminas, foram feitas três lâminas replicas de amostras distintas, que posteriormente foram usadas como prova-teste da contagem modal mineralógica.

3.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA

O testemunho Baralaba 5C, cedido para estudo, compreende um intervalo da Formação *Baralaba Coal Measures*, que inclui intervalos de profundidade de 105.8 m e 600.7 m, com 494,9m de comprimento. Este testemunho encontra-se acondicionado em caixas (que alocam até 4 metros cada, num total de 140 caixas) e pertence ao *Queensland Geological Survey Exploration Data Centre (QGSEDC)*, *Queensland*, *Australia*, onde foi descrito para este estudo. A caracterização das litofácies foi realizada da base para o topo do testemunho, na escala de 1:25, para se obter os padrões texturais, estruturais e mineralógicos macroscópicos, segundo os procedimentos de Walker e James (1992). Após a descrição, os dados obtidos foram vetorizados em *CorelDraw 7.1* para elaboração de uma versão digital das características geológicas do mesmo, na escala 1:1000. As litofácies, processos relacionados, os elementos arquiterurais (superfícies limítrofes) foram definidos segundo os critérios de Maill (1996).

3.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA

As lâminas para descrição petrográfica foram confeccionadas na *Queensland University Technology* (*Queensland*, *Australia*), como espessura padrão de 30µm, polidas e sem de lamínula, para permitir posterior análise no microscópio eletrônico (MEV/EDS). A petrografia ópticas foi realizada em microscópio óptico MoticTYPE107M do Laboratório de Análise de Bacias da Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC. A análise modal foi realizada pelo método de Gazzi e Dickinson, mediante a contagem de 600-700 grãos/lâmina, com espaçamentos regulares em torno de 0,5x0,5 mm ou 0,3x0,3 mm. A descrição e quantificação dos constituintes volumétricos foram realizadas segundo os critérios de Dickinson & Zuczek (1979). Os grãos do arcabouço foram identificados quanto à mineralogia (quartzo: Q, feldspatos: Kf ou Pl, micas: M e líticos: L) e textura (tamanho, seleção, arredondamento e esfericidade). Os contatos entre grãos

foram caracterizados com base nos critérios de Tucker (2001): em pontiais, côncavo-convexo, longos ou suturados. A matriz foi descrita quanto à mineralogia, textura e natureza (matriz deposicional ou diagenética/pseudomatriz) e estimada com relação ao empacotamento. O cimento foi descrito, previamente, quanto à mineralogia, e distribuição espacial no arcabouço. A abundância relativa dos grãos do arcabouço foi normalizada para 100% e lançadas no diagrama ternário Q-F-L (FOLK, 1980), para a classificação dos arenitos e determinação da maturidade textural e mineralógica da rocha no Folk (1968). Os dados modais também foram lançados nos diagramas Q-F-Lt (Dickinson, 1985) e Qm-F-Lt (Weltje, 2006) para discriminante tectônica.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo JEOL JSM-6390LV do Laboratório Central de Microscopia (LCME), da Universidade Federal do Paraná (Paraná, Brasil), foi usado para análise de fragmentos dos arenitos tendi em vista o detalhamento e identificação dos minerais autigênicos. Para esta análise, os fragmentos dos arenitos (~ 1 cm³) foram fixados em fita dupla-face sobre uma lâmina de vidro para metalização com ouro, durante 20 min. Estes fragmentos foram observados em uma câmara a vácuo do MEV para visualização 3D dos minerais autigênicos (argilominerais, carbonatos, óxido de ferro, etc.). Algumas lâminas delgadas polidas, também, foram selecionadas para análise no MEV/EDS, sendo importantes para melhor definição da composição de fragmentos líticos, que foram de difícil identificação ao microscópio óptico.

3.5 TRATAMENTO, ANÁLISE E INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Os dados de fácies os resultados da análise modal foram organizados na forma de tabelas (*Excel* e *Word*). O perfil estratigráfico do testemunho, com os códigos de fácies e facies foi elaborado no *Core/Draw X*.

A análise dos padrões de distribuição e associações de fácies ao longo do estratigráfico; plotar os dados modais em diagramas ternários; analisar os padrões de raio gama ao longo do perfil. Integração dos dados - Interpretação de dados: Ambientes de sedimentação, mudanças dos padrões sedimentares; Fontes detriticas e implicações das mudanças mineralógicas em decorrências de processos diagenéticos; Impacto da composição mineral na variação dos padrões de gama.

4. REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 BACIA DE ANTE-PAÍS (*FORELAND*)

Bacias de ante-país são formadas sobre a borda de uma placa continental (cráton) adjacente a uma cadeia de montanha (orógeno), pela compensação isostática regional devido à flexura litosférica governada pela topografia e variações da densidade interna das cadeias de montanhas (DICKINSON, 1974). Quando ocorre a subducção, a bacia passa a compor uma depressão de ante-país periférica, enquanto que a bacia formada na porção adjacente ao cinturão orogênico, voltada para o continente, sobre a placa cavalgante, compõe a bacia retro-foreland (DICKINSON, 1974).

A bacia de ante-país contém quatro zonas deposicionais (DECELLES e GILES, 1996; Figura 6): Topo da cunha (*Wedge top*) que é uma bacia que esta sobre a zona de cavalgamento e recebe sedimentos provenientes da cunha orogénica; *Foredeep* é uma bacia que esta a frente do sistema de cavalgamento, na qual recebe sedimentos oriundos do craton e da cunha orogénica; *Forebulge* contem sedimentos acumulados pela tensão flexural, resultado do peso da frente de cavalgamento, caso haja espaço de acomodacao disponível, como quando a litosfera do ante-país é submergida abaixo do nível do mar como resultado de uma topografia dinâmica negativa; e *backbulge* é uma zona rasa, de sedimentos marinhos e continentais. Caso a frente de cavalgamento avance muito, esta zona é erguida e erodida (Figura 2). Bacia de ante-pais podem conter todos os quatro exemplos de zonas, entretanto, topo de cunha e *foredeep*, são as mais comuns.

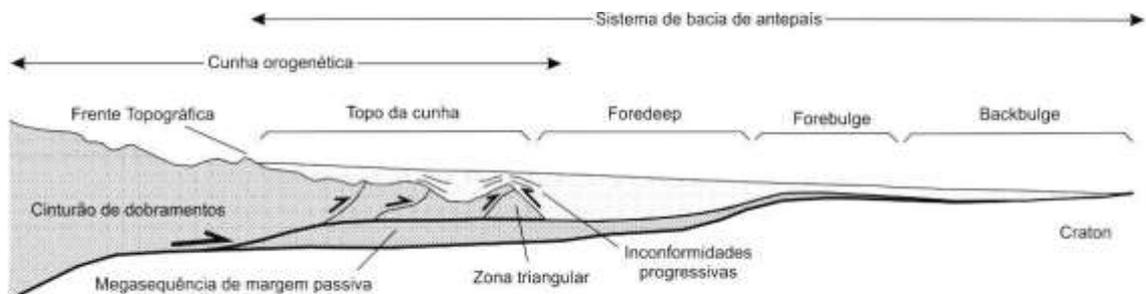


Figura 2. Sistema de bacia de ante-país (foreland) com a compartimentação de quatro zonas deposicionais (modificado de DECELLES e GILES, 1996).

4.2 FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO

As variações no espaço de acomodação e na taxa de suprimento sedimentar causam mudanças importantes nas tendências deposicionais em uma bacia e são controladas por fatores interdependentes bacinais (autogênicos), restratatos em escala de sistemas deposicionais, ou extrabacinais (alogênicos) que são extrapolados para uma análise mais completa por que incluem a eustasia, tectônica e o clima (CATUNEANU, 2006; Figura 3).

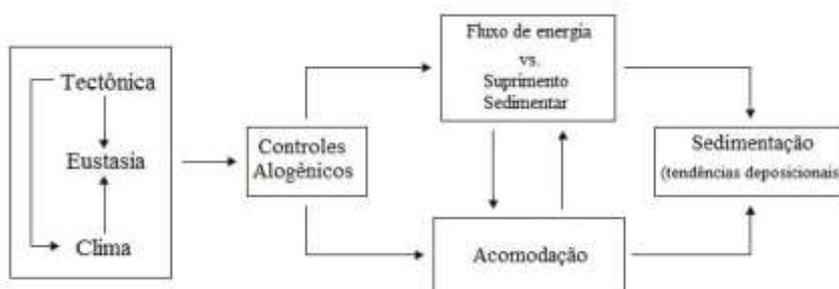


Figura 3. Fluxograma representativo dos fatores alogênicos principais na sedimentação do ambiente em relação ao fluxo de energia, aporte sedimentar, espaço de acomodação e padrão de dispersão deposicional (modificado de CATUNEANU, 2006).

A tectônica e a eustasia são os principais fatores que controlam a dinâmica da acomodação e determinam a energia do fluxo, o suprimento sedimentar, e o padrão de dispersão deposicional. Variações eustáticas globais, por sua vez, são controladas pela tectônica e pelo clima em qualquer escala investigativa do registro geológico (Figura 4). A importância do clima, tectônica, e eustasia na sedimentação é ilustrada na figura 8. Em ambientes fluviais, os efeitos das variações eustáticas diminuem conforme se distancia do nível do mar. Fora dos limites da influência eustática, os processos fluviais de deposição e erosão são totalmente controlados pelo clima e tectônica (CATUNEANU, 2006).

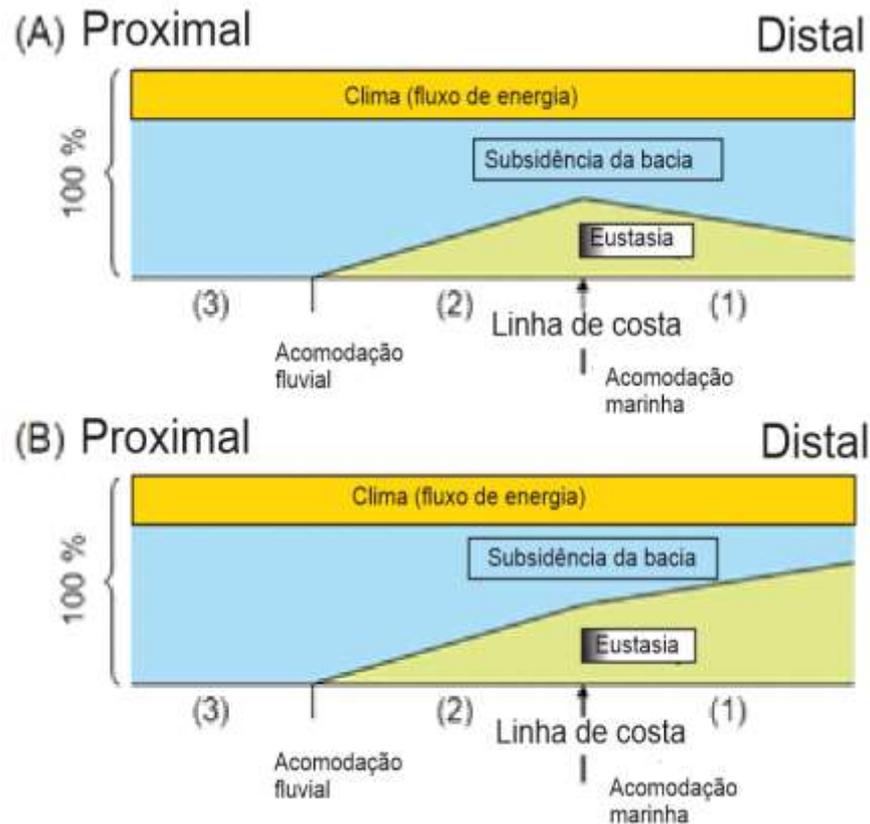


Figura 4. (A) Bacias extensionais;(B) bacias de ante-país. Bacias sedimentares podem ser subdivididas em três principais áreas no principal controle da sedimentação: (1) ambiente marinho, onde a quantidade de acomodação disponível é controlada pela subsidência e eustasia;(2) ambiente fluvial que ainda é influenciado pela eustasia;(3) ambiente fluvial mais proximal que não sofre influencia da eustasia. O espaço de acomodação aumento na direção distal em (A), e em (B) aumento em direções proximais (modificado de CATUNEANU, 2006).

Flutuações na energia de fluxo ambiental, prioritariamente controlada pelo clima sobre diversas escalas de tempo. Tais flutuações de energia no ambiente podem ocorrer por estações ou subestações na escala de tempo (e.g., mudanças de estações resultando variações nas taxas de precipitação e seus impactos na descarga fluvial (CATUNEANU, 2006). O aporte sedimentar é um produto do clima e tectônica. O clima é um fator que afeta diretamente a acomodação via eustasia (glacio-eustasia), assim como o fornecimento sedimentar, por influência do intemperismo, erosão. Em regiões com clima húmido a taxa de fornecimento sedimentar é elevada devido ao aumento da eficiência do intemperismo, da erosão e do transporte (alta descarga fluvial). O aporte sedimentar está, intrinsicamente, relacionado à geração de acomodação,

que permite o aumento da pilha sedimentar, e contribui com o aumento da sobrecarga litostática e da subsidência da bacia (CATUNEANU, 2006). Acomodação (espaço disponível para acumulação de sedimentos; JERVEY, 1998) é controlado pela mudança no nível do mar, subsidência ou soerguimento tectônico, e mudanças na taxa de sedimentação (Figura 5).

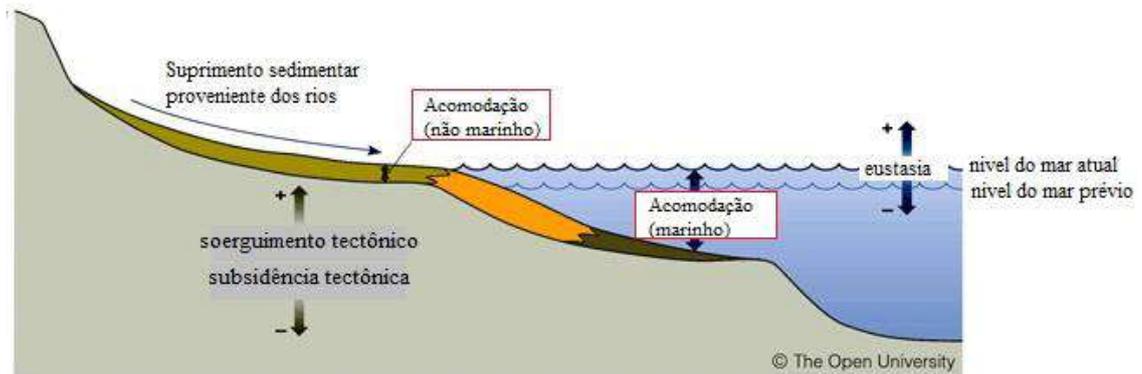


Figura 5. Ilustração esquemática das relações em entre os três fatores principais responsáveis pela criação do espaço de acomodação (modificado de JERVEY, 1988).

Em sistemas fluviais continentais, utiliza-se o perfil de equilíbrio fluvial, que representa uma superfície onde não ocorre agração, nem denudação e indica uma tendência a se alcançar um equilíbrio dinâmico (LEOPOLD e BULL, 1979). Quando um rio, não está em equilíbrio, o mesmo apresenta agração ou degradação dos canais, na tentativa de atingir o perfil de equilíbrio. Este processo ocorre durante a elevação de áreas-fonte, alteração do nível de base e/ou mudança entre balanço da energia do fluxo e a carga sedimentar transportada. O perfil de equilíbrio pode estar acima ou abaixo da superfície terrestre, e encontra-se com o nível de base marinho na linha de costa (CATUNEANU, 2006) (Figura 6).



Figura 6. Ilustração do perfil de equilíbrio fluvial (modificado de Catuneanu, 2006).

Em bacia de ante-pais possui uma evolução estratigráfica relacionadas com os controles de geodinâmica, que é controlada pela subsidência e aporte sedimentar (ALLEN & ALLEN, 2013). O tectonismo é um dos fatores que mais influencia o padrão de distribuição de sedimentos e o ajuste dos sistemas deposicionais, especialmente, próximo às frentes de cavalgamento, que funcionam como áreas-fonte de sedimentos. Em contrapartida, barreiras tectônicas podem ser criadas e dificultar o transporte de sedimentos em direção à bacia.

Os depósitos mais antigos de ante-pais, geralmente, são de granulometria fina, e dominados por segmentação turbidítica, que passam para zonas deposicionais mais distais, sugeridas por carbonatos depositados próximos a área flexural de *forebulge* (SINCLAIR 1997; YONG, ALLEN *et al.*, 2001). Este estágio de preenchimento da bacia, denominado de '*underfilled*', a topografia da cunha orogênica é, em sua maioria, subductada e a taxa de aporte sedimentar torna-se baixa, porém com taxa de cavalgamento alta. Conseqüentemente, isto causa condições deposicionais de ambiente marinho profundo na bacia de ante-pais (SINCLAIR e ALLEN, 1992). Após a formação da cadeia de montanhas, o processo de erosão, comcomitantemente ao suerguimento tectônico, propicia perda substancial do espaço de acomodação, porém com aumento do aporte sedimentar, levando preenchimento total da bacia, a fase conhecida como '*fullfilled*'. Caracterizado por apresetar domínio de depósitos fluvio-deltaicos a marinho-raso. Finalmente, ocorre o extravassamento total da bacia – a fase '*overfilled*' – caracterizada por sedimentação em contexto de fan deltas, leques aluviais e sistemas fluviais (ALLEN e ALLEN, 2013).

4.3 SISTEMAS DEPOSICIONAIS FLUVIAIS

Sistema deposicional inclui um conjunto tridimensional de litofácies geneticamente relacionadas, produto da sedimentação em um ambiente específico e inclui elementos arquiteturais que representam um cenário paleogemórfico. Os sistemas deposicionais resultam da combinação de uma série de fatores e processos físicos, químicos e biológicos **que constituem o ciclo de Wilson (NICHOLS, 2009).**

Os sistemas fluviais incluem depósitos de canais e de planícies de inundação que se distribuem em três zonas geomorfológicas reconhecidas pelo processo dominante: erosiva; transferência ou sem acumulação; e deposicional (Figura 7).

Os sistemas deposicionais fluviais apresentam diferentes arquiteturas que são controladas pela tectônica, clima e aporte sedimentar. Estes fatores governam o nível de base, os padrões de canais, a mudança na declividade do terreno, o grau de incisão de canal, os processos de agradação, migração de canal e avulsão (LEEDER, 1993). Às reas-fonte elevadas o aporte sedimentar e o espaço de acomodação são muito susceptíveis ao tectonismo e a variações climáticas (Miall, 1996; CATUNEANU, 2006)

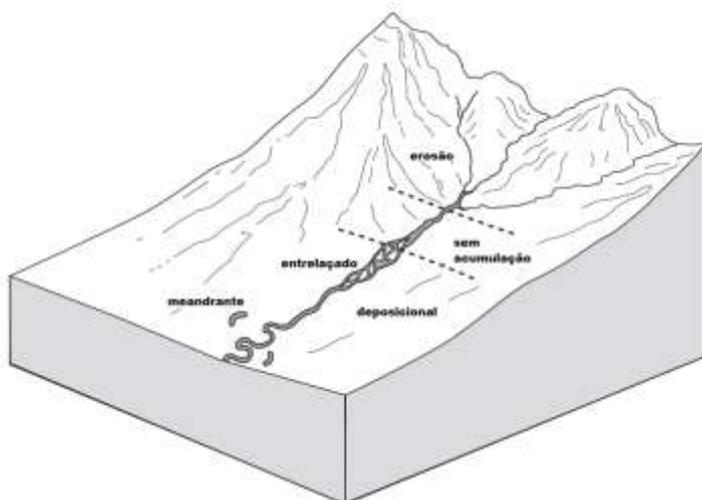


Figura 7. **Blocodiagrama ilustrando um perfil longitudinal de um sistema fluvial e suas subdivisões conforme o padrão dos canais (Nichols, 2009).**

A relação entre o equilíbrio entre estes fatores influencia na arquitetura deposicional e regula o grau de sinuosidade dos canais, que são classificados como: reto (*straight*), entrelaçado (*braided*), anastomosado (*anastomosing*) ou meandrante (*meandering*) (Nichols, 2009; Figura 8). Conforme a geometria dos canais e dos depósitos relacionados, os sistemas deposicionais fluviais podem ser classificados com: entreçados, anastomosado e meandrante.

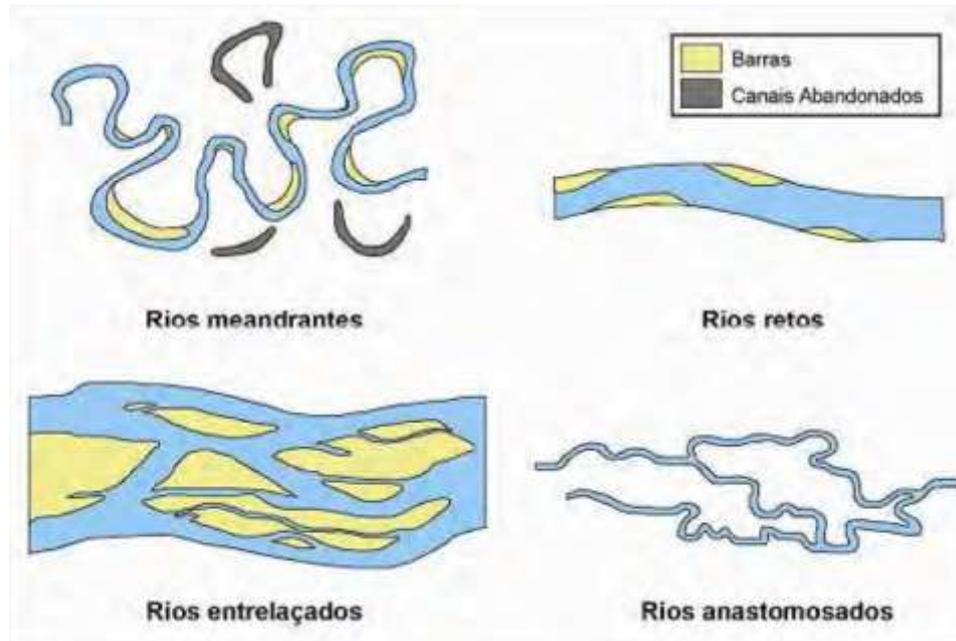


Figura 8. Tipos morfológicos de canais fluviais (modificado de MIAL, 1977).

O sistema fluvial entrelaçado é composto por uma rede de canais separados por barras arenosas ou cascalhosas, e correspondem a rios com transporte de carga de fundo na classificação de Schum (1972). Os rios entrelaçados indicam alta variabilidade da descarga ao longo do ano e alto suprimento sedimentar, e são formados em contextos de declividade acentuada. A grande quantidade de sedimentos transportados durante os períodos de alta descarga, induz a formação de barras ou ilhas arenosas durante períodos de diminuição da velocidade de fluxo (BRISTOW, 1987; BRIDGE, 1993). A arquitetura deposicional dos depósitos de canais inclui complexos de lençóis arenosos multi-episódicos. A baixa proporção de depósitos finos de planície de inundação, o padrão de granocrescente ascendente fracamente desenvolvido é um aspecto muito importante dos depósitos de ambiente fluvial entrelaçado (Figura 9) (BOGGS, 2009).

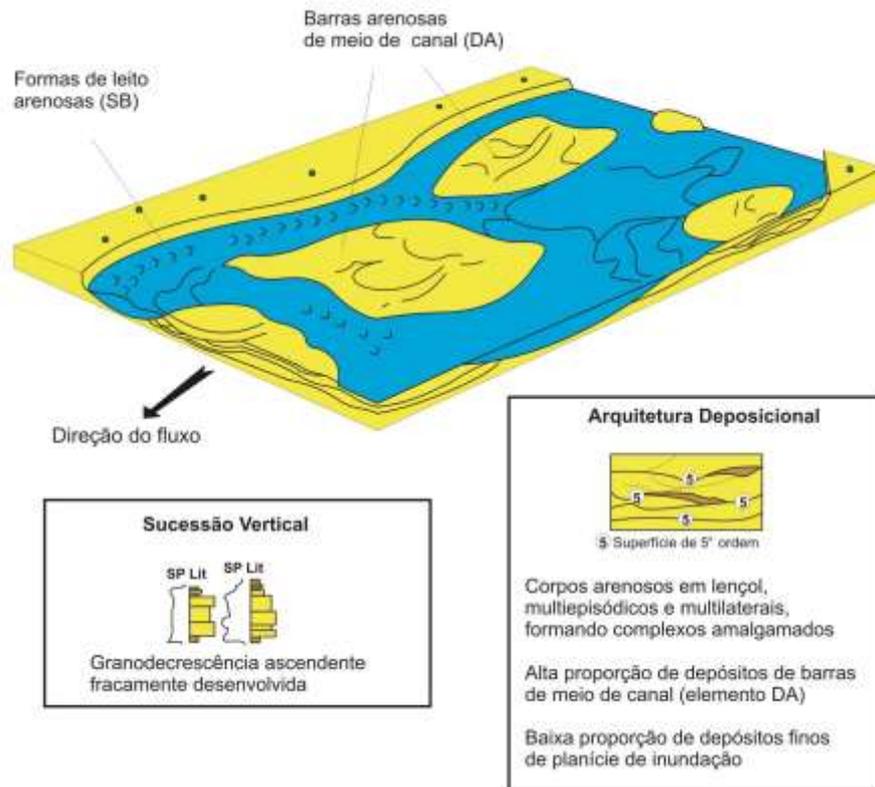


Figura 9. Bloco diagrama de um sistema fluvial entrelaçado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquitetais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies (SILVA *et al.*, 2008).

Sistema fluvial anastomosado é caracterizado por complexos de canais interconectados de baixa energia, desenvolvidos em regiões úmidas e alagadas, onde dominam ilhas alongadas e cobertas por vegetação (SMITH & PUTNAM, 1980; Figura 10). Este sistema possui baixa razão largura/profundidade do canal, que pode ser inferior a 10, e alta sinuosidade superior a 2,0 (MIALL, 1977; 1981). As partículas são, normalmente, transportadas como carga em suspensão, tração, ou combinação dos dois (mista) (SMITH & SMITH, 1980; MIALL, 1981). A baixa declividade e sinuosidade dos canais causa frequentemente extravasamento do canal e deposição de finos. Podem ocorrer depósitos de crevasa associados, além turfeiras de áreas pantanosas e lagoas, assim como diques marginais e depósitos de rompimento de diques marginais são menos extensos (SMITH & PUTNAM, 1980). A estabilidade dos canais é fortemente condicionada pela presença de vegetação (SMITH, 1976). Climas úmidos, são propícios para o desenvolvimento de vegetação e favorecem a implantação deste tipo de sistema.

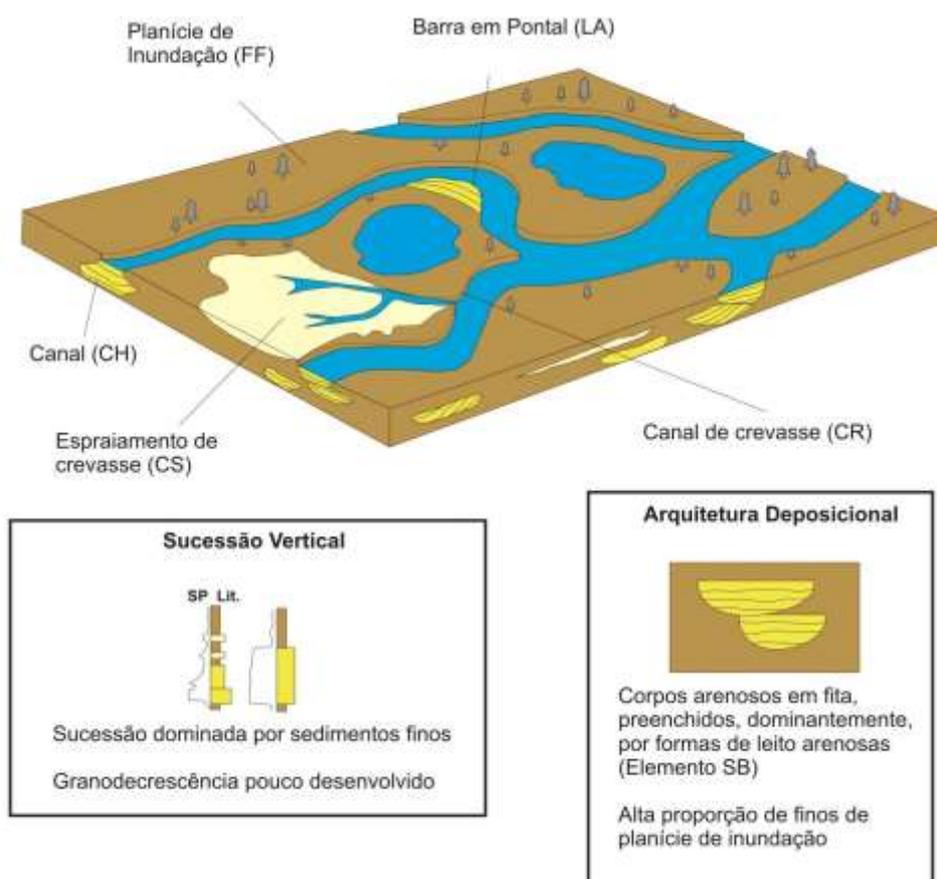


Figura 10. Bloco diagrama de um sistema fluvial anastomosado ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies (SILVA *et al.*, 2008).

Sistema fluvial meandrante - é caracterizado por canais com alta sinuosidade, apresenta pouca variação de descarga e correspondem rios com carga mista na classificação de Schumm (1972). Os canais meandrentes apresentam altas taxas de migração lateral, resultante da diferença na velocidade do fluxo no meandro externo e interno. Apresenta maior velocidade do fluxo na porção externa do meandro, provocando erosão da barra e transportando esse sedimento até as porções internas do meandro onde são formadas barras em pontal (ALLEN, 1965). A variação na profundidade e na velocidade do fluxo sobre a superfície da barra em pontal resulta em uma tendência progressiva de diminuição do tamanho dos grãos e ocorrência de estruturas de regime de fluxo inferior para o topo do depósito (Figura 11) (SILVA *et al.*, 2008).

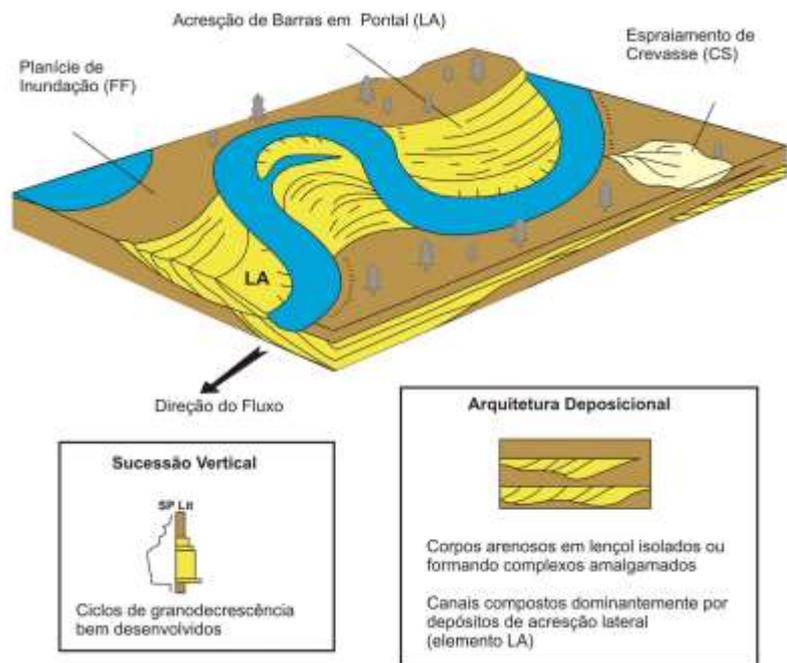


Figura 11. Bloco diagrama de um sistema fluvial meandrante ilustrando a geometria dos corpos arenosos, os elementos arquiteturais internos e externos aos canais e a sucessão vertical de fácies (SILVA *et al.*, 2008)

4.4 FÁCIES E ELEMENTOS ARQUITETURAIS DE SISTEMAS FLUVIAIS

Fácies sedimentares resultam da combinação de processos de transporte e deposição de partículas (pelo vento, gelo, água e gravidade), bem como da atividade de organismos em região particular de uma bacia sedimentar. São fenidas pela litologia, estrutural, conteúdo icnológico ou fossilífero que as distinguem de outros corpos rochosos adjacente (WALKER *et al.*, 1992). A associação ou assembleia de fácies contemporâneas definem ambiente deposicional (WALKER, 1984). Miall (1985) define critérios para definição e interpretação de fácies sedimentares, conforme Tabela 1.

Tabela 1. Sumário de códigos, fácies sedimentares e interpretações, conforme critérios de MIALl(1985) para ambientes fluviais.

Código	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gcl	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (lags)
Gl	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas scanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas scanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguiformes
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas 2D, cristas retas
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo interior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/ crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões (scour Ma), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões (scour Ma)
Sm	Areia fina a grossa	Maciço ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, flutuações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, grelas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (swamp)
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

A associação de fácies consiste no agrupamento de fácies geneticamente relacionadas que possuem algum significado ambiental (Collinson, 1996). A partir da análise da inter-relação as associações de fácies, é possível definir um sistema deposicional, cujos padrões de sucessão de fácies servem para distinguir ambientes com canais meandantes, anastomosados e entrelaçados (Figura 14).

Além das fácies e suas associações, os sistemas fluviais possuem elementos arquiteturais (que correspondem a diferentes corpos sedimentares compostos de associações de fácies, geralmente, limitados por superfícies de diferentes hierarquias ou ordem MIALl, 1985). Inicialmente, Maill (1985) sugeriu oito elementos arquiteturais para os depósitos que ocorrem externos aos canais fluviais (Figura 12). Além destes elementos, foram definidos os elementos internos aos canais (Figura 13).

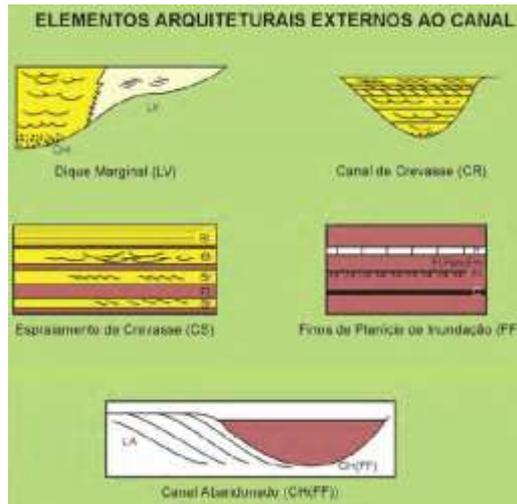


Figura 12. Elementos arquiteturais externos aos canais fluviais (MIALL, 1996; modificado de Scherer (2004).

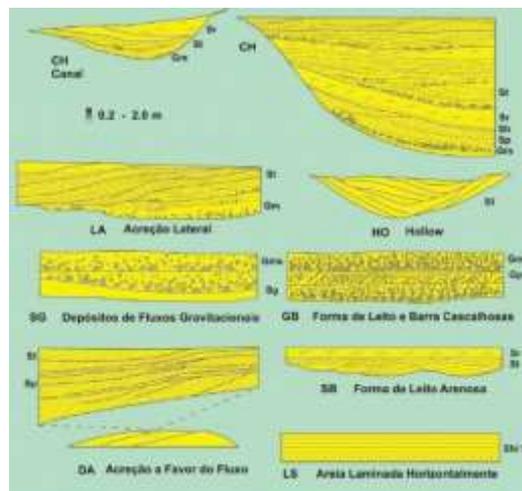


Figura 13. Elementos arquiteturais formados dentro de canais fluviais (MIALL, 1996; modificado de Scherer,2004).

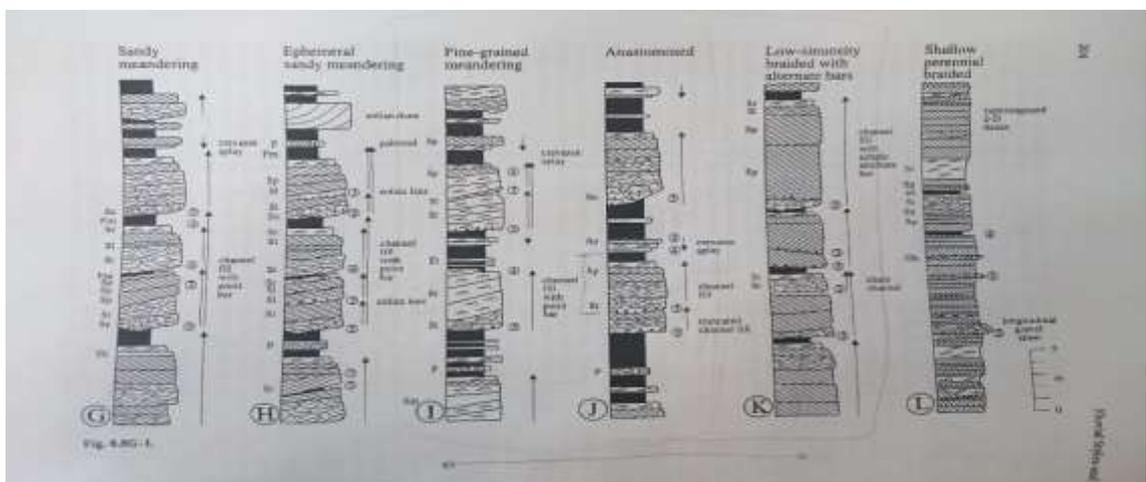


Figura 14. Sucessões de fácies de sistemas fluviais (Mial, 1996).

4.5 FATORES QUE CONTROLAM A PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS

Estudos de proveniência de rochas sedimentares são utilizados em reconstrução paleogeográfica, em análise de ambientes deposicionais e bacias sedimentares. A análise da proveniência de arenitos, em base aos constituintes detríticos dos arcabouço, investiga a origem primária das partículas, levando-se em consideração a composição da rocha-fonte, a história de transporte/deposição, o soterramento e a exumação de sucessões sedimentares, que influenciam a composição das rochas sedimentares durante sua litificação (WELTJE e von EYNATTEN, 2004; BOGGS, 2009).

A proveniência pode ser considerada uma função em que a tectônica, o clima, a sedimentação e a diagênese são variáveis que mudam conforme o contexto geológico específico. O contexto geológico, governado pela tectônica de placas, determina os tipos de rochas parentais e, portanto, a composição inicial dos sedimentos que serão dispersos na bacia. Esta composição pode ser acessada, teoricamente, pela análise quantitativa do arcabouço detrítico dos depósitos ou rochas siliciclásticas resultantes (DICKINSON *et al.*, 1983). Entretanto, o clima e a história de soerguimento da área-fonte, controlam o grau de intemperismo químico, taxa de erosão e deposição, assim como do tempo de residência dos sedimentos na área-fonte. Adicionalmente, durante o transporte sedimentar ocorre a segregação das partículas, alterando a seleção que é condicionada pelo tamanho, forma e peso específico (densidade) das partículas. Na bacia de deposição, por sua vez, pode ocorrer mistura de materiais de áreas-fonte diversas, portanto mascarando a composição de material de diferente áreas-fontes. Os processos diagenéticos, que ocorrem após a deposição dos sedimentos, causam mudanças composicionais em função da dissolução seletiva parcial ou total de grãos menos estáveis, ou substituição e/ou alteração por outros minerais (BOGGS, 2009).

Os principais efeitos do clima e do soerguimento são relacionados com temperatura e humidade. Climas úmidos favorecem o intemperismo químico e causa a alteração/dissolução significativa de partículas e, conseqüentemente,

mudanças na composição original do arcabouço. Este processo leva ao enriquecimento do arcabouço, por exemplo, em quartzo com relação aos feldspatos e fragmentos de rochas. Por outro lado, em regiões de relevo ingrime (p.e. cinturões orogênicos) tanto o tempo de residência das partículas na área-fonte, quanto a taxa de formação de solo são reduzidos, (SUTTER *et al.*, 1985). Teoricamente, a composição dos arenitos nestas condições, refletira, com maior fidelidade, a assinatura da proveniência (MORTON e HALLSWORTH, 1999). Por outro lado, sedimentos acumulados em áreas-fonte com relevo suave, tectonicamente estáveis (p.e. crátons), sob clima úmido, são mais afetados pelo intemperismo químico, promovendo a dissolução de minerais instáveis e enriquecimento em quartzo (MORTON e HALLSWORTH, 1999).

O transporte sedimentar hidrodinâmico, caracterizado pela velocidade e tempo de transporte, controlam as proporções relativas das partículas minerais através em função da densidade e formas (MORTON e HALLSWORTH, 1999). A combinação de sucessivos fraturamentos e a abrasão mecânica durante o transporte causam a diminuição progressiva do tamanho dos grãos (MORTON e HALLSWORTH, 1999) e, portanto, mudanças na mineralogia.

A deposição de sedimentos por processos fluviais, próximo a áreas-fontes, produz pouca mudança mineralógica na composição dos sedimentos, antes da diagênese (BOGGS, 2009). Entretanto, os efeitos dos processos diagenéticos tornam-se muito severos durante o soterramento, onde as condições geoquímicas da água intersticial são modificadas e tornam-se extremamente reativas com os grãos (WORDEN e BURLEY, 2003; BOGGS, 2009). Durante a 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 (MORTON e HALLSWORTH, 1999).

4.6 MODELOS DETRÍTICOS

Como visto anteriormente, o ambiente tectônico exerce importante controle primário sobre a composição dos sedimentos, embora o relevo, o clima, o mecanismo de transporte, o tipo de ambiente deposicional e as mudanças diagenéticas possam ser importantes fatores, porém com caráter secundário.

Diversas tentativas têm sido realizadas para se relacionar composição do arcabouço dos arenitos ao seu ambiente tectônico e região de proveniência. Por isso, modelos detríticos têm sido amplamente utilizados nestes tipos de estudos, tanto para depósitos sedimentares modernos quanto antigos, e suplementados por análises químicas de grãos, incluindo datação de zircão e fragmentos de rochas (ver Johnsson & Basu, 1993).

Alguns minerais são utilizados como indicadores de rochas-fonte por meio da correlação entre sua abundância nos sedimentos e relação a áreas-fonte adjacentes. Os plagioclásios são muito comuns em rochas vulcânicas, onde ocorrem como fenocristais e matriz. Plagioclásios em rochas ígneas podem ter uma grande variedade de composição, variando de anortita (basaltos) a albita (riolito), dependendo da composição da rocha hospedeira. Porém, o plagioclásio pode sofrer albitização durante a diagênese e ter sua assinatura geoquímica original completamente modificada (BOGGS, 2009).

Na interpretação do contexto tectônico são usados vários diagramas para discriminar campos composicionais característicos de proveniências diferentes, por exemplo: *QtFL* – que enfatiza a maturidade; e *QmFLt* – que indica tipo de rocha-fonte (Dickinson, 1985). Os da figura 15, por exemplo, mostra áreas propostas para discriminar areias oriundas de vários tipos de proveniência referentes a blocos continentais, arcos magmáticos e orógenos de rochas recicladas.

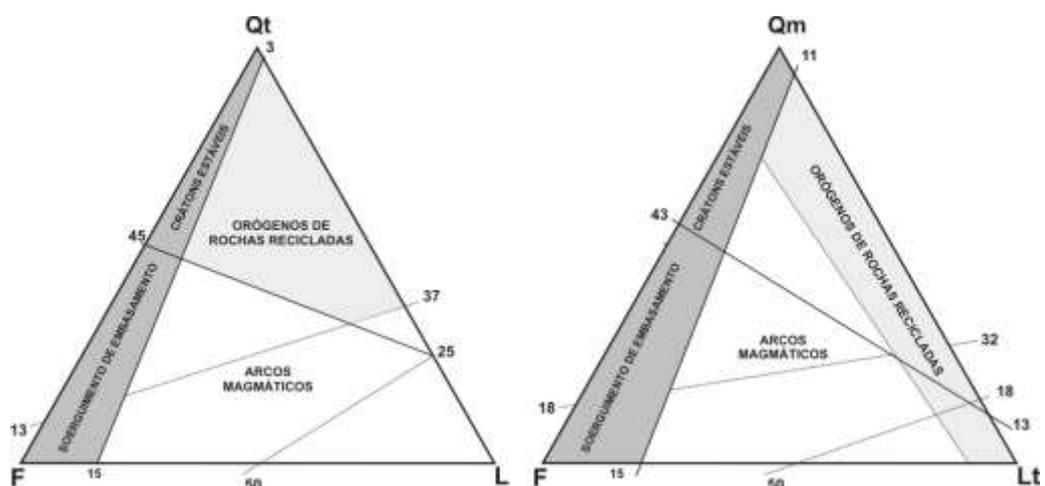


Figura 15. Diagramas ternários que relaciona a composição do arcabouço de arenitos e ambientes tectônicos (Dickinson & Suczek, 1979).

Blocos continentais são fortemente caracterizados por rochas ígneas plutônicas ou vulcânicas, metamórficas de alto grau, cujo intemperismo resultana produção de areias quartzosas e pouco feldspáticas. Porém, em contexto de soerguimento de blocos continentais a resorção de de rochas graníticas e gnáissicas, geram areiasfeldspática(DICKINSON e SUCZEK, 1979). Em contextos de arcos magmáticos predominam terrenos vulcânicos que se distribuem ao longo de arco de ilhas ativas, muitas vezes bordejando margens continentais. Arcos magmáticos associados a margens continentais podem serfortemente erodidos ou dessecados. Arcos dissecados envolvem mistura assembleia de rochas vulcânicas e plutônicas,às vezes metamorficas e sedimentares. Areiasderivadas de arcos dissecados são menos vulcanolíticos com relação às areias de arcos não dissecados (DICKINSON e SUCZEK, 1979).

Arcos não dessecados, por sua vez, apresentam continuas e amplas coberturas de rochas vulcânicas, devido a grandes fluxos volcanoclásicos que se espalham sobre este domínio tectônico. Estes fluxos vulcânicos consistem, basicamente, de plagioclasios e líticos vulcânicos, que são caracterizados pela ocorrência de fenocristais de plagioclásio que compõem os líticos, nos arenitos. O quartzo, quando presente, é atribuído à fonte vulcânico.

Cinturões orogênicossão formados pela colisão entre blocos continentais independentes. Os sedimentos provenientes de orógenos de rochas recicladas têm composição bastante variada refletindo os diferentes tipos de orógeno (colisão continente-continente, colisão continente-oceano). Os sedimentos de um orógeno de rochas recicladas podem preencher bacias de ante-pais adjacentes e bacias oceânicas residuais ou ser transportados em grandes sistemas fluviais para bacias distantes sem ambientação tectônica relacionada. Grãos líticos predominam em muitos arenitos de orógenos de rochas recicladas, e em arenitos provenientes de cinturões de montanhas gerados por colisão continental quartzo e fragmentos de rochas sedimentares prevalecem. À medida que níveis mais profundos de orógenos são soerguidos, detrito de rochas metassedimentares é fornecido. A composição deste material é mais quartzo-lítico, com poucos grãos de feldspato e de rochas vulcânicas. Por outro lado, detrito de complexo de subducção soerguido, de um orógeno continente-oceano, apresenta teores elevados de fragmentos de rochas ígneas, bem como

fragmentos de rochas sedimentares de granulometria fina, tais como silex. Feldspato pode ser também mais abundante (DICKINSON e SUCZEK, 1979).

4.7 FUNDAMENTOS PARA CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS

Componentes detríticos de sedimentos siliciclástico são divididos em fragmentos líticos, quartzo, feldspato, micas e argilominerais, minerais pesados e outros componentes (minerais autigênicos). Os fragmentos de rocha tendem a serem as partículas mais grossas no arenito. Quando estes fragmentos se tornam menores eles geralmente se quebram em seus constituintes mineralicos e grãos. A composição dos fragmentos de rochas depende basicamente da área fonte e a durabilidade das partículas durante o transporte. Em arenitos os fragmentos líticos são geralmente sedimentares: (A) de granulometria fina (Ls) e rochas metasedimentares (Lm) como calcario, folhelho, siltito, ardósia, pelito e mica xisto; (B) sedimentares silicosos como chert (as vezes clasificado com Qp); (C) igneous, em particular rochas vulcanicas (Lv). Grãos vulcanicos podem ser reconhecidos pela presença de ripas de feldspaticas em uma matrix fina (microlitica) e de textura microgranular e vítrea. Fragmento de líticos félsicos pode ser difícil de distinguir de graos de chert, entretanto o ultimo não contém feldspatos.

Apenas os fragmentos de rochas extrabacinais podem ser usados em estudos de proveniencia de arenitos, os fragmentos líticos intrabacinais não são envolvidos na contagem modal, por que representam os processos da deposição, não da fonte detrítica. Fragmentos de rochas em arenitos podem fornecer importante informações sobre proveniência de um deposito, caso seja possivel correlaciona-lo com uma área fonte específica. Líticos geralmentes são derivados de rochas supracrustais que estão sobre rápido soerguimento e erosão. Cinturões orogênicos fornecem grandes quantidades de sedimentos, enquanto que áreas continentais graníticas não fornecem (TUCKER, 2001). Quartzo é o principal constituinte dos arenitos.

A maioria dos grãos de quartzo é derivada de rochas granitóides e podem ser divididos em quartzo monocristalino (Qm) e quartzo policristalino (Qp), sendo o chert classificado como lítico sedimentar (TUCKER, 2001). Os feldspatos, são envolvidos nas modificações químicas que, geralmente, envolve alteração para

argilominerais ou substituição por carbonatos. O feldspato potássico mais comum é comu nosarenitos, por ser mais abundante em regiões continentais e quimicamente mais estáveis que os plagioclásios.

Plagioclasio apresenta maior abundância em relação aos feldspatos potássicos em arenitos de arcos de ilhas e soerguimentos oceânico. A albita é mais comum do que anortita, porque é um mineral mais comum nas rochas e é mais estável em ambientes sedimentares, e ainda pelo fato de durante processos diagenéticos ocorrem a transformação da anortita em albita. As maiorias dos grãos de feldspatos são de primeiro ciclo. A quantidade de feldspatos é dominada pela área fonte, mas também muito influenciada pelo clima e taxa de erosão. Os feldspatos em climas húmidos tendem a ser destruídos pelo intemperismo, entretanto, rápidas taxas de erosão em áreas de rápido soerguimento podem produzir grandes quantidades de feldspatos em clima húmido (TUCKER, 2001). Biotita e muscovita tendem a serem retirados de sedimentos mais grossos e se acumulam principalmente em areias finas e silte. Ambas são derivadas de muitas rochas ígneas, mas principalmente de xistos e filitos (TUCKER, 2001). Minerais pesados estão presentes em concentrações menores do que 1% e são muito resistentes contra intemperismo físico e químico. Os principais minerais pesados não opacos são apatita, epidoto, granada, rutilo, estauroлита, turmalina e zircão (TUCKER, 2001). O **quartzarenito** contem pelo menos 95% de quartzo e geralmente estão relacionados com alta maturidade textural e arenitos de 2 ou 3 ciclos (Boggs, 2001). O **arcóseo** contém no seu arcabouço mais de 25 % de feldspatos (K-f ou Pl), com relação ao quartzo e líticos (TUCKER, 2001). Micas são frequentes, especialmente, as finamente granuladas. Arcóseos são derivados do intemperismo de rochas ígneas félsicas ou metamórficas ricas em feldspatos. Geralmente são de primeiro ciclo sedimentar. São pobremente a bem selecionados e sua textura depende do grau de retrabalhamento independentemente do tipo da rocha-fonte. O **litarenito** é classificado com valores menores do que 95% de quartzo e mais líticos do que feldspatos (Figura 16). Geralmente contem grande quantidade de matriz, na qual podem ser de origem secundaria. O litarenito, geralmente, apresenta minerais pesados ultraestáveis como zircão, turmalina e rutilo e também vários menos instáveis. Material orgânico também pode ocorrer em arenitos líticos (BOGGS,

2009). Plagioclásio é predominante sobre feldspato potássico na maioria dos casos. O plagioclásio mais comum é o sódico e o feldspato potássico mais comum é o ortoclásio. Micas, também, não são comuns, porém ocorrem em depósitos fluviais. Muscovita tem predominância sobre a biotita.

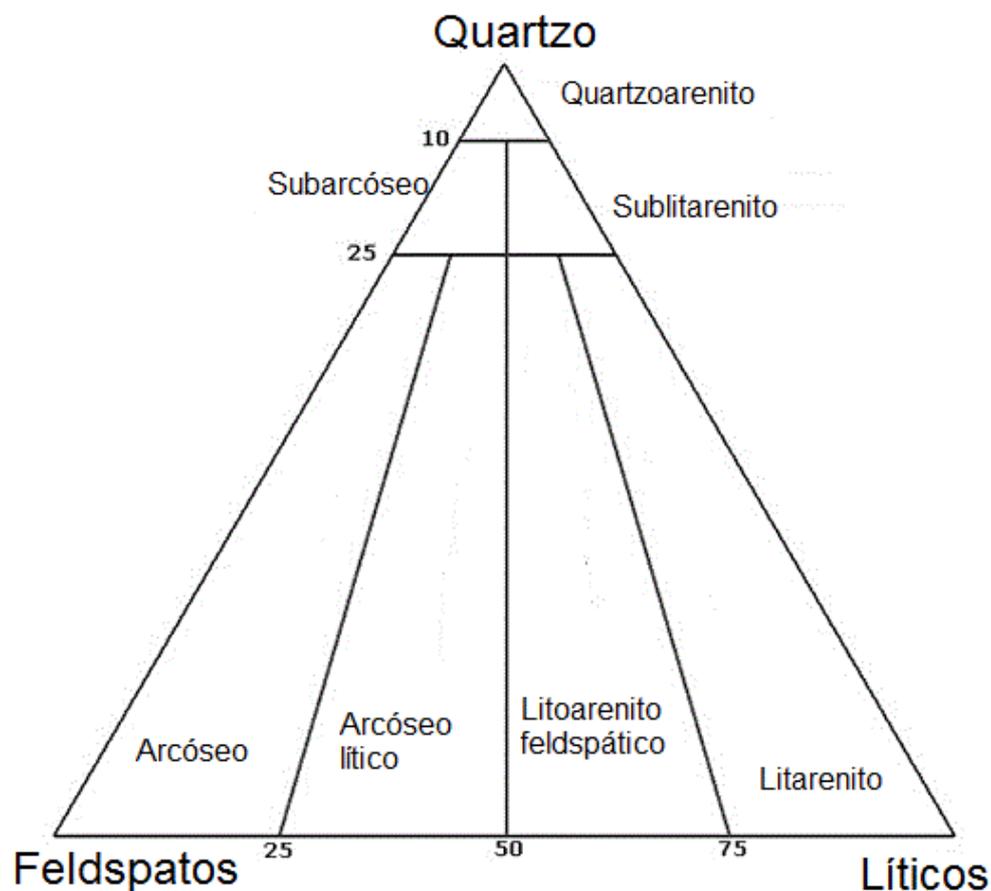


Figura 16. Classificação de arenitos (FOLK, 1980).

4.8 DIAGÊNESE DE ARENITOS

As transformações diagenéticas resultam de uma complexa relação entre fatores que envolvem a composição mineral do arcabouço detrítico dos sedimentos, a história de soterramento da bacia e a química da água nos poros, que são controlados por mecanismos tectônicos, ambiente deposicional e condições climáticas conforme a Figura 18 (MORAD *et al.*, 2000). Os estágios diagenéticos definidos por Choquette & Pray (1970) e Schmidt & McDonald (1979) estão relacionados com as alterações em condições de soterramento progressivo, desde raso (eodiagênese), envolvendo intervalo de profundidade sob influencia de condições geoquímicas do ambiente sedimentar, até profundo

(mesodiagênese). O último estágio da diagênese (telodiagênese) acompanha o soerguimento de camadas previamente soterradas, para um regime de águas meteóricas (BOGGS, 2009).

O campo da diagênese muda conforme o gradiente geotérmico da bacia e faz limite com a zona do metamorfismo conforme a Figura 17

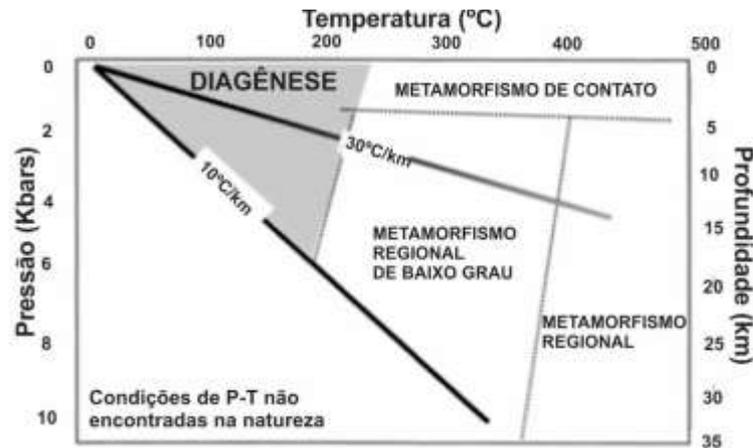


Figura 17. Diagrama de pressão e temperatura mostrando o limite da diagênese e do metamorfismo. As linhas representam os gradientes geotérmicos de 10°C/Km e 30°C/Km nas quais são característicos de ambientes de cráton estável e rifte, respectivamente. Modificado de Burley & Worden (2003).

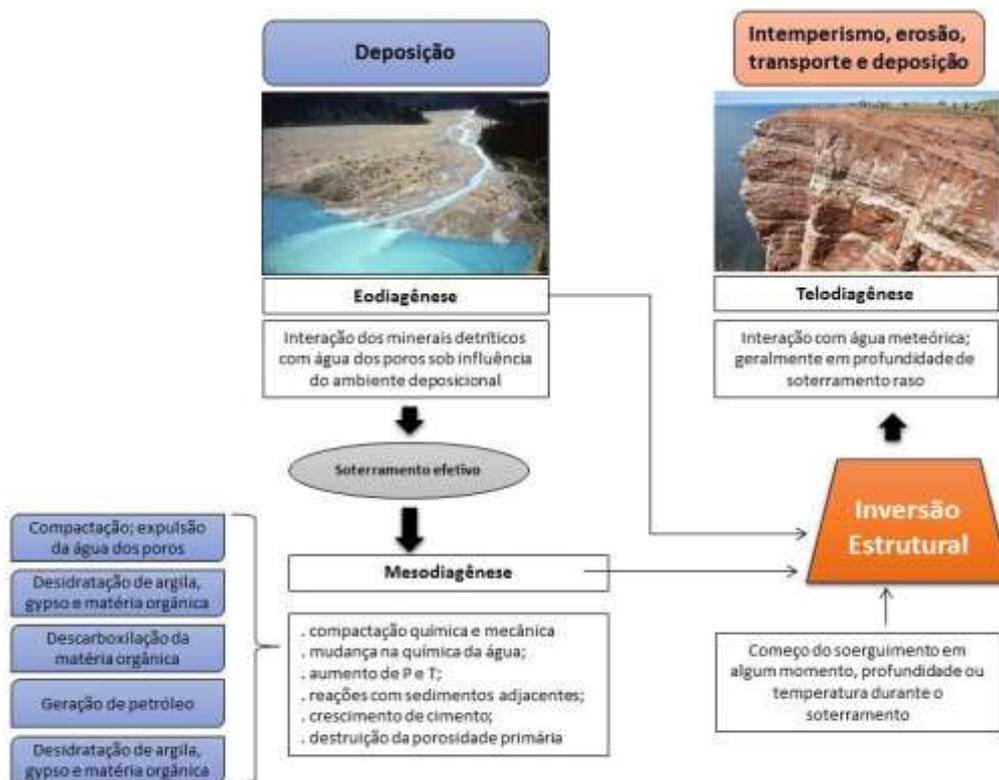


Figura 18. Fluxograma que ilustra as relações entre regimes diagenéticos. Modificado de Burley & Worden (2003).

A **eodiagênese** compreende os campos após a deposição (normalmente, pequena profundidade), influência do ambiente deposicional, e/ou da circulação de água superficial; baixas pressão e temperatura; períodos de tempo muito variáveis. A eodiagênese é diretamente influenciada pelo ambiente deposicional e pela circulação de águas superficiais fazendo com que ela seja dividida em três principais cenários: subaéreo, árido e quente; subaéreo, húmido e quente; marinho. Em ambientes subaéreo, húmido e quente é comum a redução da matéria orgânica (CURTIS *et al.*, 1986). Qualquer ferro ferroso em sedimento sólido é rapidamente reduzido para Fe^{2+} e pode ser incorporado na siderita. Minerais de sulfato são relativamente raros. Minerais carbonáticos incluem calcita, dolomita e siderita, incluindo dolomita rica em ferro. As argilas no ambiente são representadas por caulinitas. Andrews & Turner (1991) documenta um caso de cimento dolomítico formado durante a eodiagênese não marinha, atribuindo a abundância de Mg por vulcanismo contemporâneo. Compactação também ocorre na eodiagênese, e em arenitos com abundância de grãos ductis, como fragmentos líticos (ricos em argilas) alterados, pelitos intraclastos ou metapelitos de fragmentos de rocha, esses grãos são extrudidos entre os grãos mais rígidos (BURLEY e WORDEN, 2003). Evidências de compactação mecânica são observadas pelo dobramento de micas, deformação de grãos ductis e grãos fraturados.

A **mesodiagênese** está diretamente relacionada com o momento após o "soterramento efetivo", ou efetivo isolamento da superfície; pressão e temperatura crescentes; fluidos diagenéticos modificados pelas reações com os minerais. O aumento da temperatura que eleva a solubilidade pela pressão por solução através do contato entre os grãos; A mudança da composição dos poros de água, por exemplo, a alteração da esmectita para illita através de desidratação, liberando sílica, sódio, cálcio, ferro, magnésio e outros íons para a solução; Presença de matéria orgânica que altera a solubilidade dos carbonatos e aluminossilicatos (BOGGS, 2009). Cimento carbonático ocorrem como preenchimento dos poros de forma uniforme sobre extensas áreas de uma mesma unidade. Calcita é o principal cimento carbonático em sedimentos siliciclásticos. Outros comuns são dolomita (romboédros), ankerita (dolomita

ferrica), siderita e aragonita. Para a formação de cimento de calcita, é necessária alguma fonte de cálcio. Precipitação de dolomita requer uma fonte de magnésio; ankerita e siderita necessitam de fontes de ferro. O conteúdo adicional de Ca, Mg e Fe são fornecidos por reações com minerais silicosos, como na conversão de esmectita em illita e dissolução de feldspato cálcico e minerais ferromagnesianos. Rochas vulcânicas máficas podem fornecer Ca, Mg e Fe. Cimento carbonático pode ser redistribuído para outras porções do pacote sedimentar. O volume de cimento de quartzo tende a diminuir exponencialmente com o volume de matriz. A maioria do cimento de sílica ocorre durante a eodiagênese e início da mesodiagênese. A origem da sílica pode ser de dissolução de sílica por água meteórica ou não, dissolução de microfosséis, dissolução da Si por pressão entre os grãos e por reações entre argilominerais, dissolução de feldspatos e alteração de fragmentos vulcânicos, vidro e minerais máficos. Argilominerais (p.e. esmectita, illita, caulinita, clorita) ocorrem como cimento comum em vários arenitos líticos (principalmente vulcânicos). Feldspato potássico é característico por apresentar substituição de minerais silicosos por calcita, dolomita e argilominerais (BOGGS, 2009). A **telodiagênese** ocorre sob influência da água meteórica, durante o soerguimento tectônico ou queda do nível do mar (regressão forçada). Como resultado dos processos telogenéticos ocorre a oxidação do cimento de carbonato de ferro, dissolução de feldspatos e grãos de *chert*, alteração de minerais feldspáticos para argilominerais (BURLEY e WORDEN, 2003).

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1. EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE BOWEN

A abertura da bacia aconteceu no final do carbonífero e início do Permiano, com um vasto magmatismo (félsico). Através de uma combinação de atividades magmática e forças tectônicas associadas com uma extensão. Espessas sucessões sedimentares foram acumuladas em ambientes fluviais a lacustre (DRAPER e BEESTON, 1985). Grande parte da extensão original topográfica foi preenchida pela sedimentação e uma transgressão marinha foi aos poucos inundando a bacia. Dados de paleocorrente indicam uma dispersão de sedimentos de oeste para leste (FIELDING *et al.*, 1996). A sedimentação na bacia termina seu processo de abertura e se inicia um processo de subsidência termal. Durante esse período, grande parte da bacia foi coberta por condições marinhas, com acumulações de depósitos carbonáticos, deltaico e sedimentos grossos. A principal dispersão de sedimentos que alimenta os sedimentos grossos na parte oeste da bacia continua sendo ativa (Formação *German Creek*: FALKER e FIELDING, 1993). Periodicamente neste período, lóbulos marinhos instáveis na porção leste da bacia, sendo associados com atividade vulcânica, gerou depósitos de movimento de massa por fluxo de gravidade para oeste. Esta instabilidade indica o início da formação de uma zona de cavalgamento na porção leste, conhecido como o Evento *Hunter-Bowen* (HOLCOMBE *et al.*, 1997a). O início do soergimento orogênico *Hunter-Bowen* da porção leste ocasionou desenvolvimento das principais camadas de carvão, ao norte da Bacia de Bowen. Neste contexto, a Formação *German Creek* foi formada por séries de deltas prográdantes para leste (FALKER e FIELDING, 1993; FIELDING *et al.*, 2000).

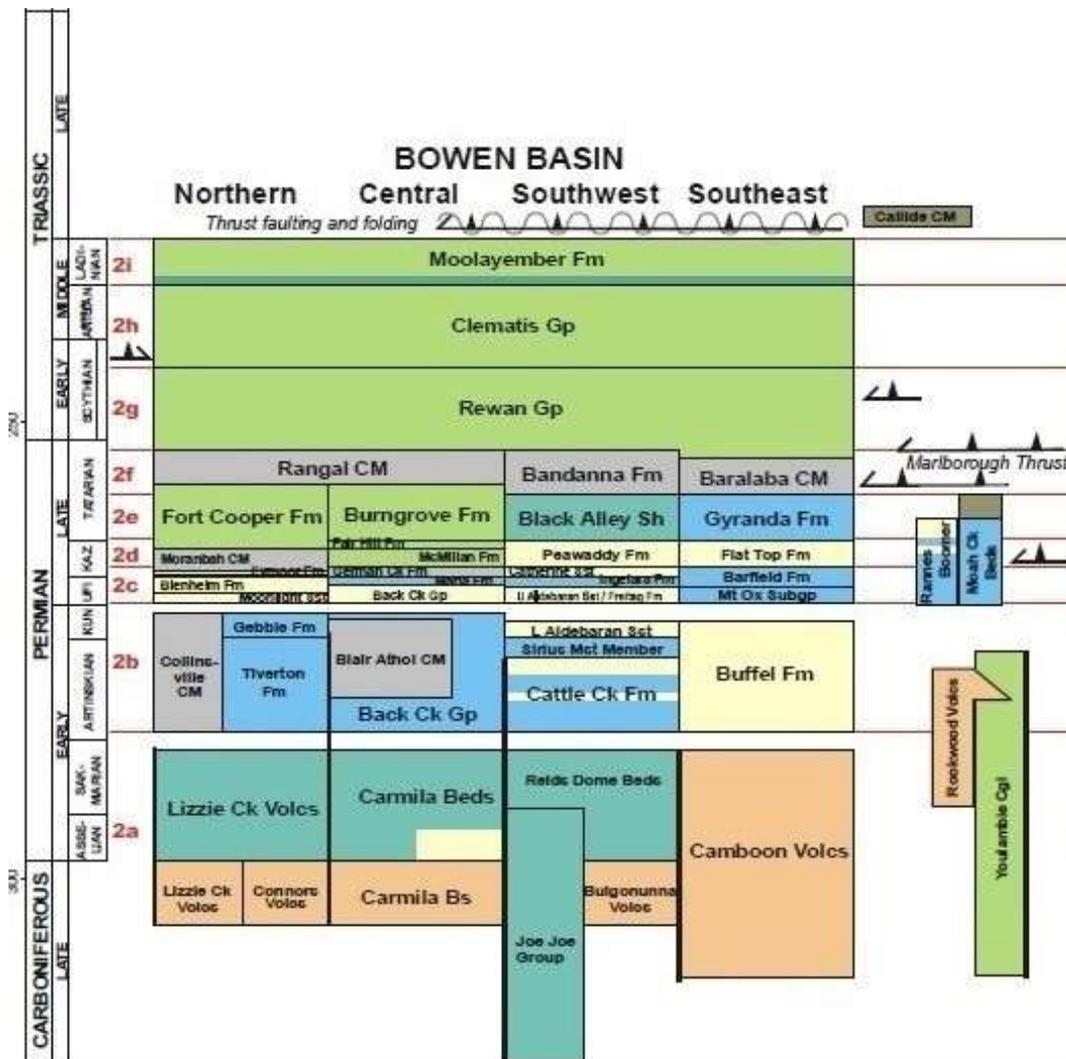


Figura 19. Estratigrafia da Bacia de Bowen com destaque para a Formação *Baralaba CM*, foco deste estudo (FIELDING et al., 2000 unpublished).

A norte, entretanto, a evidências de dispersão de sedimentos predominantemente para sul (com pequena contribuição do Oeste; FALKER e FIELDING, 1993; ESTERLE *et al.*, 2000). A composição vulcanolítica da formação Maranbah Coal Measures, junto com dados de paleocorrente indicam proveniência distinta de quartzo dominante cratônico da Formação German Creek (BAKER *et al.*, 1993). Estudos recentes da porção norte da Cinturão Orogenico *New England* sugerem um gigante soerguimento que ocorre neste período, na qual, deve ter estimulado uma reorganização principal da dispersão dos sedimentos.

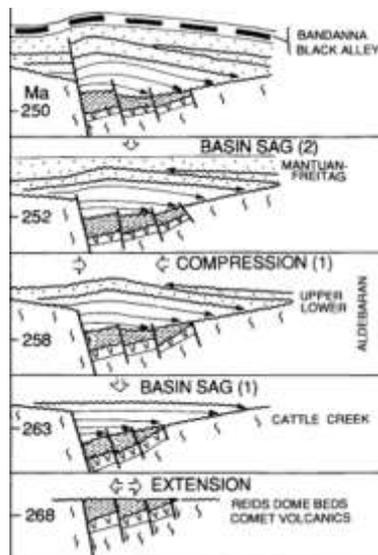


Figura 20. Evolução tectônica da Bacia de Bowen, mostrando as 3 principais e a inversão da dispersão dos sedimentos (BAKER *et al.*, 1993).

A formação Fort Cooper Coal Measures à norte, e Formação *Peadwaddy* a sul fazem parte de um momento de tectônica muito ativa, com atividade vulcânica intensa na porção NE da bacia de Bowen. Estes vulcanismos que estavam suprindo uma grande quantidade de sedimentos grossos e líticos vulcânicos em direção a oeste/sul (FALKER e FIELDING, 1993b; BHPAC, 1995).

Um evento regional de inundação registrado na base das formações *Peawaddy* e *McMillan* pode ter sido causado pela variação do nível do mar ou, mais provavelmente, por um pulso inicial de uma subsidência flexural relacionada com o soerguimento da NEO (*New England Orogeny*; Figura 21) e a consequência do peso crustal. Pela primeira vez na história, a bacia de Bowen aproximou-se de se preencher completamente, na qual mais sedimentos foram fornecidos do que poderia se acumulados na bacia (BELCHER, 1990).

A Formação *Black Alley Shale* começa com um evento de inundação, na qual é evidenciado somente na porção sudeste da bacia, e apresenta características de pelitos pretos e tufos. A espessa e extensa “*coal seams*” da Formação Rangal Coal Measures formada em um ambiente aluvial de planícies

costeiras (fan deltas) possivelmente influenciada por variações climáticas causadas por variações cíclicas no aporte sedimentar (FIELDING *et al*, 1993). A formação correlata a está na zona sul da Bacia de Bowen é a *Baralaba Coal Measures*, na qual na parte inferior contém grandes quantidades de *tephra* vulcânica primária ou retrabalhada (Kaloola Member: EDGAR, 1987; MILLER, 1992). Esta mesma formação na borda leste da bacia apresenta camadas de carvão finas e entre essas camadas os sedimentos são ricos em conglomerados provenientes do Leste.



Figura 21. Extensão da NEO (FIELDING, 1996)

Na formação Rangal Coal Measures a atividade vulcânica associada com soerguimento do arco vulcânico, continua a fornecer o principal aporte sedimentar para a bacia, na qual foi totalmente cheia e transbordou sedimentos para a Bacia Galileu a oeste (KASSAN, 1993; FIELDING e KASSAN, 1996a). Grandes lagos fechados devem ter existidos na porção sul da bacia neste período, o que deve ter dado origem a outros pulsos de rápida subsidência flexural.

No início do Triássico uma paisagem que predomina um sistema fluvial bem drenado não permite a preservação de carvão. Durante esse período a drenagem oriunda da parte oeste e leste da bacia convergem para um sistema

fluvial principal de norte a sul, situação similar ao ocorrido no final do Permiano (*Rangal Coal Measures*) (FIELDING, *et al* 2000).

Paisagens com argilas aluviais no Rewan Group têm sido sobreposta por aluviais predominantemente arenosos, abastecidos por quartzo proveniente do Oeste (provavelmente de grande parte do *Anakie Inlier*). O Grupo Clematis é dominado por drenagem transversais do craton para leste, principalmente em um sistema fluvial de drenagem em direção a sul. A causa para essa inversão na dispersão dos sedimentos não é totalmente clara. Acredita-se que deva estar relacionada com uma fase de soerguimento da Drummond Basin para o oeste da Anakie Inlier (Figura 22).

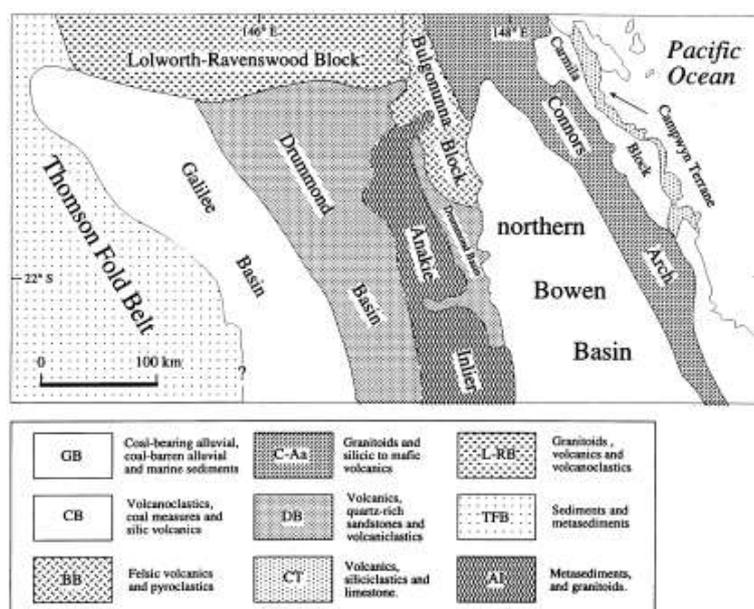


Figura 22. Mapa geológico da porção norte da bacia de Bowen e arredores (MICHAELSEN e HENDERSON, 2000; modificado de LEITCH *et al.*, 1993; MURRAY, 1994).

5.3. FORMAÇÃO BARALABA COAL MEASURES (BCM)

A Formação *Baralaba Coal Measures* (BCM) aflora na região sudeste da Bacia de Bowen e é composta por arenitos líticos de composição vulcanolítica, cujos detritos indicam contribuições de arcos vulcânicos, acumulados na parte sudeste da Bacia de Bowen, durante o Permiano (BAKER, *et al.*, 1993). A formação BCM é correlata a Formação *Rangal Coal Measures* (RCM) e a Formação *Bandanna*, pertencentes ao Grupo *Blackwater* (MICHAELSEN *et al.*, 2000). A Formação RCM consiste de arenitos bem selecionados, finos a médios, com moderada a baixa esfericidade. Geralmente, o quartzo e os feldspatos são

mais angulosos do que líticos vulcânicos. Microfenocristais de albitica pura e raros grãos zircão são evidenciados e indicam origem vulcânica. Líticos sedimentares são de arenitos finos, além de cherts (MICHAELSEN *et al.*, 2000).

Os ambientes de sedimentação do Grupo *Blackwater* são documentados por Michaelsen (2002) e é dividido em dois tipos: (A) rio de grande escala de preenchimento de canal principal (*large-scale trunk river channel fills*), que formam camadas empilhadas de até 30m de espessura e 1km de largura; (B) depósito de crevassa (*ribbon-shaped crevasse feeder channel fills*), com até 5.8m de espessura e 0.1 km de largura. Todo esse sistema apresenta depósitos de crevassa, em conjunto com canais fluviais de baixa sinuosidade, sugerindo um sistema fluvial perene (MICHAELSEN, 2000, 2001). A uniformidade composicional dos arenitos ao longo de todas as sucessões do Grupo *Blackwater*, sugerem uma área fonte muito similar. Datações mostram que este sistema persistiu por 9 milhões de anos (MICHAELSEN *et al.*, 2000). Entretanto, grandes variações da quantidade de feldspato sugerem uma variação composicional ao longo do arco magmático (BAKER *et al.*, 1993; AHAMAD *et al.*, 1994).

A unidade RCM é interpretada como tendo sido acumulado em clima temperado e quente (MCLOUGHLIN, 1990). A ocorrência de grande escala (até 45m) de camadas mergulhantes como litologia vulcanolítica do Final do Permiano tem sido controversa por muitos anos. Fielding *et al.* (1992) classificou 7 fácies dentro da RCM: (1) *Sheet-like Sandstone Channel Bodies*, (2) *Laterally accreted, Heterolithic Channel Bodies*, (3) *Levee (Proximal Overbank) Deposits*, (4) *Minor Crevasse Channel Fill*, (5) *Floodbasin*, (6) *Stagnant Lake Floor* e (7) *Mire*. Dentre essas 7 fácies, a número 1 apresenta destaque com as seguintes características: contato erosivo na base; estruturas sedimentares de estratificação cruzada, madeira fóssil petrificada, clastos de siltito, grandes concreções de *ironstone*; geometria de até 40m de espessura e 2.2 km de largura. A partir dessas fácies foi definido o ambiente deposicional como poucos canais que cortam uma extensa área com pantanais e lagos. *Sheet channel* foram formados durante períodos de extravasamento (*oversupply*) causando a formação de prováveis sistemas fluviais entrelaçados (SMITH e SMITH, 1984). A fácies 2 é representada por canais com moderada sinuosidade, dimensões

moderadas e por se desenvolverem durante períodos de pausa de sedimentação grossa. Canais meandrantos são de baixo gradiente, sedimentação mais fina e presença de vegetação nos interflúvios (LEOPOLD e WOLMAN, 1957), e essas três condições são satisfeitas no caso da fácies 2. A ciclicidade entre as fácies 1 e 2 (figura 30), sugerem que o sistema fluvial nunca conseguiu atingir um equilíbrio estável. Isto deve-se ao fato de um período de flutuações catastróficas do aporte sedimentar. Essas flutuações são provavelmente controladas por processos tectônicos (FIELDING *et al.*, 1992).

O Grupo *Blackwater* é composto por uma grande variedade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares que contribuíram para a sedimentação da bacia de Bowen durante o Permiano. Vulcânicas intermediárias são indicadas pela presença de fragmentos andesíticos e dacíticos, em arenitos vulcânicos, e pela grande quantidade de vulcânicas com plagioclásio, de primeiro ciclo. As fontes de vulcânicas ácidas são indicadas pela presença de riolitos, riodacitos, vidro e fragmentos de cristais de tuffo, e raros grãos de quartzo vulcânico. Granitos, granodioritos e fragmentos de rochas hidrotermais são evidências diretas de fonte plutônica félsica. Suportando a evidência de fontes plutônicas félsicas pela presença de feldspatos potássicos de primeiro ciclo e a ocorrência de suítes de quartzo que está relacionado com grandes corpos plutônicos. As áreas fontes dos arenitos do Permiano são distinguíveis pela idade, litologia da área fonte relacionada com os fragmentos de rochas nos arenitos, posição estratigráfica e localização geográfica. A maioria das unidades das rochas fontes estão dentro de 300km em relação ao ambiente depositado (BAKER, *et al.*, 1993).

Minerais autigênicos e minerais pesados estão presentes nas rochas do Blackwater Group. Os pesados que estão vinculados com os líticos vulcânicos são zircão, apatita, hornblenda, piroxênio, e óxido de ferro-titânio. Já os principais minerais autigênicos são kaolinita e illita. Cimento microcristalino de quartzo está presente em amostras vulcanolíticas. Muitas amostras contêm cimento carbonático, por precipitação e substituição. Dentre os tipos de cimento carbonático se encontram calcita, ankerita, dolomita, siderita e dawsonita. Podem ocorrer pequenas quantidades de minerais autigênicos de clorita, pirita, barita e óxidos de ferro (BAKER, *et al.*, 1993). Minerais autigênicos ocorrem por

instabilidade na pressão e temperatura, e os dados de gradiente paleogeotermiais da Bacia de Bowen indicam valores $>45^{\circ}$ km na parte sul da bacia e 70° C km ao norte (UYSAL, *et al.*, 2000).

1. RESULTADOS

1.1 FÁCIES SEDIMENTARES

O perfil litofaciológico do furo de sondagem Baralaba 5C apresenta diversas fácies sedimentares que compõem uma sucessão formada por ciclos granodescrescentes ascendentes (Figura 32). A espessura real das camadas, considerando que o testemunho foi produzido em estratos dispostos horizontalmente, é de aproximadamente 380m (~20 % menor) de espessura.

Foram interpretadas seis litofácies (**St**, **Sr**, **Fl**, **Fsm**, **Fm** e **C**). A **litofácies St** constitui arenitos texturalmente imaturos, mal selecionados, médios a grossos, com estratificação cruzada acanalada, granodescrescência ascendente fracamente desenvolvida, contendo fragmentos de madeira fóssil, além de intraclastos de siltito e concreções de siderita. As camadas de arenito podem atingir espessura de até 40m e são interpretados como produto da deposição de barras arenosas com forte mecanismo de acreção frontal e lateral, sendo os principais depósitos de preenchimento de canais. A **fácies Sr** é representada por arenitos finos, com intercalações de pacotes de siltitos. Exibem granodescrescência ascendente bem desenvolvida, madeira fóssil, fitoturbação e representam depósitos de acreção lateral de rios meandrantés. A **fácies Fl** e **Fsm** exibem granodescrescência ascendente e caracterizam depósitos de planícies de inundação ou canais abandonados. Fácies de sedimentos finos e areia fina com granodescrescência decrescente são interpretados como depósitos de crevasse na qual fazem parte do ambiente fluvial meandrante. A **fácies Fm** é caracterizada como pelitos e siltitos mássicos e por conter níveis com gretas de contração e, portanto, representa depósitos de finos em planície de inundação. A **fácies C** representa depósitos de carvão e lama carbonosa compactados que é formado por restos vegetais lamosos de pântanos de planícies.

6.2. COMPOSIÇÃO MINERAL DOS ARENITOS

Os arenitos apresentam ampla variação mineralógica que inclui quartzo monocristalino, quartzo policristalino, feldspato potássico, plagioclásio, líticos vulcânicos e sedimentares, micas, fragmentos de matéria orgânica, argilominerais, carbonatos (calcita, dolomita e siderita), além de quartzo autigênico, óxido de ferro e minerais pesados não micáceos. O arcabouço é moderadamente selecionado, baixa maturidade textural. A matriz encontra-se alterada por processos diagenéticos e é de difícil quantificação. O contato entre os grãos varia de pontuais, longos e côncavo convexo. O resultado da análise modal dos arenitos encontra-se listado na

Tabela 2.

Tabela 2. Resultado da contagem modal dos minerais dos arenitos.

Amostras	5c-06		5c-08		5c-12		5c-18		5c-23		5c-28		5C-30	
	Total	%												
Qm	29	4,8	43	6,3	23	3,2	25	3,6	12	1,8	12	1,8	25	3,8
Qp	4	0,7	4	0,6	2	0,3	2	0,3	2	0,3	0	0,0	11	1,7
K	33	5,5	37	5,4	32	4,5	30	4,4	27	4,0	17	2,5	70	10,8
P	63	10,5	60	8,8	68	9,5	50	7,3	66	9,7	35	5,2	40	6,1
Lv	420	70,0	480	70,1	470	65,7	415	60,2	501	73,9	485	72,2	325	49,9
Ls	8	1,3	0,0	0,0	4	0,6	10	1,5	16	2,4	3	0,4	8	1,2
Lm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mica	7	1,2	6	0,9	9	1,3	11	1,6	9	1,3	5	0,7	12	1,8
Clay	20	3,3	31	4,5	22	3,1	20	2,9	16	2,4	41	6,1	30	4,6
Calcita	5	0,8	3	0,4	26	3,6	40	5,8	12	1,8	4	0,6	17	2,6
Siderita	4	0,7	0,0	0,0	6	0,8	24	3,5	3	0,4	27	4,0	22	3,4
Dolomita	7	1,2	17	2,5	52	7,3	61	8,9	14	2,1	43	6,4	86	13,2
Total	600	100,0	681	99,4	714	99,9	688	99,9	678	100,0	672	100,0	646	99,2
	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**
Q	5,5	5,9	6,9	7,3	3,5	3,7	3,9	4,3	2,1	2,2	1,8	2,0	5,5	6,3
F	16,8	18,0	14,6	15,5	17,6	18,7	17,4	19,3	15,5	16,6	8,3	9,4	19,5	22,1
L	71,2	76,1	72,6	77,2	73,0	77,6	69,1	76,4	76,0	81,2	78,6	88,6	63,1	71,6
Total	93,5	100,0	94,0	100,0	94,1	100,0	90,4	100,0	93,5	100,0	88,7	100,0	88,2	100,0
	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**
Qm	4,8	5,2	6,3	6,7	3,2	3,4	3,6	4,0	1,8	1,9	1,8	2,0	3,8	4,4
F	16,8	18,1	14,6	15,6	17,6	18,8	17,4	19,3	15,5	16,6	8,3	9,4	19,5	22,6
Lt	71,2	76,7	72,6	77,7	73,0	77,8	69,1	76,8	76,0	81,5	78,6	88,6	63,1	73,0
Total	92,8	100,0	93,4	100,0	93,8	100,0	90,1	100,1	93,2	100,0	88,7	100,0	86,5	100,0
	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**	*	**
Lm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lv	70,0	98,1	70,1	100	65,7	99,2	60,2	97,6	73,9	96,9	72,2	99,4	49,9	97,6
Ls	1,3	1,9	0,0	0,0	0,6	0,8	1,5	2,4	2,4	3,1	0,4	0,6	1,2	2,4
Total	71,3	100,0	70,1	100,0	66,3	100,0	61,7	100,0	76,3	100,0	72,6	100,0	51,2	100,0

* contagem total de espécimes; ** recalculado para 100 %.

Componentes detríticos

O quartzo monocristalino (**Qm**) possui diâmetro médio que varia entre 0,5 a 0,15mm. Apresenta forma anédrica e subédrica, baixa esfericidade, anguloso e subanguloso, com embaixamentos e vacúolos, dissolução parcial das bordas, extinção ondulante (Figura 24A). Alguns ocorrem em forma de “lascas” (Figura 24B). O quartzo policristalino (**Qp**) variam de 0,2 a 0,1mm em diâmetro, apresenta forma anédrica equidimensional, subangulosa e extinção ondulante (Figura 24C).

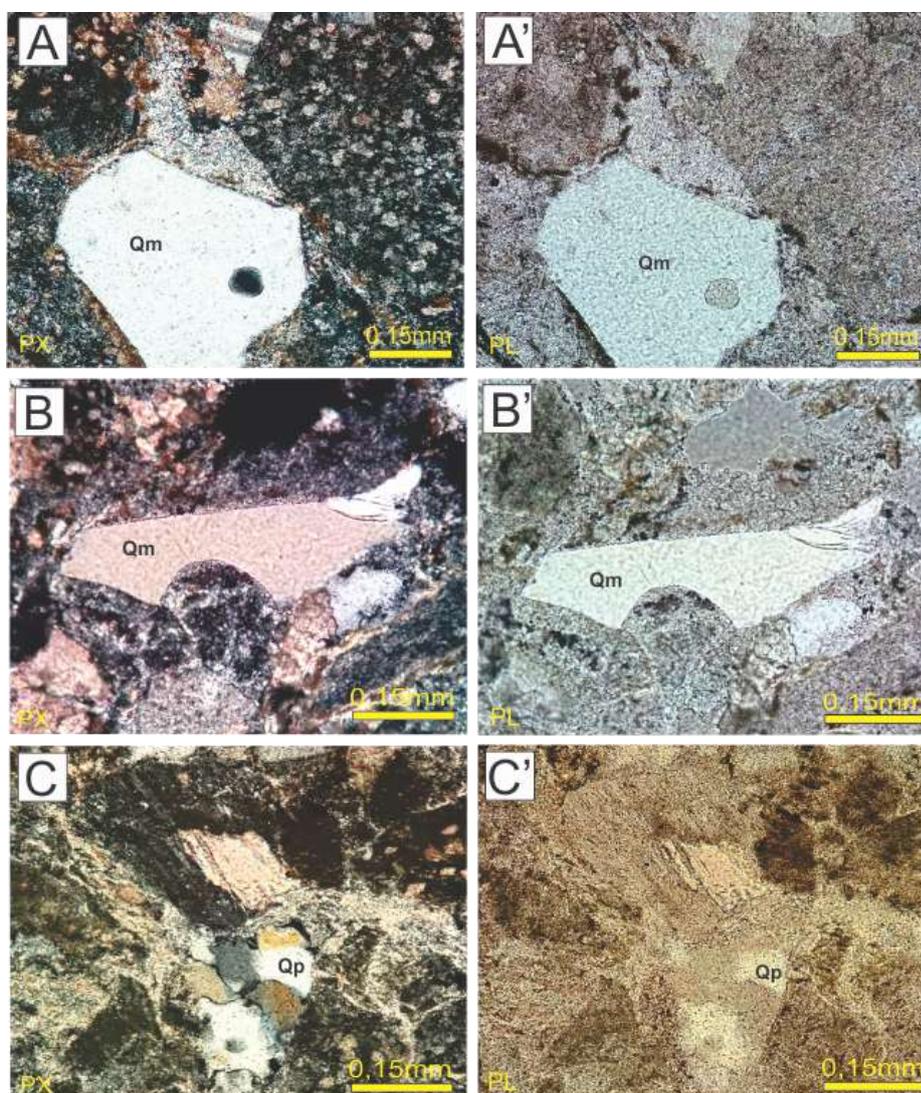


Figura 24: Fotomicrográfia dos arenitos da formação *Baralaba Coal Measures* (A) quartzo vulcânico com embaixamento e vacúolo (B) quartzo vulcânico em forma de “lascas”; (C) quartzo policristalino equidimensional. PX, nicóis cruzados; PL nicóis cruzados (Fonte: Elaborado pelo autor).

Líticos vulcânicos (**Lv**: félsicos e intermediários) variam de 0,6 a 0,1mm, possuem forma equimensionais subangulosos. A maioria dos Lv é félsica e apresenta textura intersetal e afanítica. Os Lv intermediários, em menor proporção, apresentam textura porfirítica constituída por fenocristais de plagioclásio tabular; a matriz encontra-se alterada para argilominerais (Figura 34A e B). Líticos sedimentares são de pelíticos e variam de 0,6 a 0,2mm, sendo marrons sob luz polarizada e nicois cruzados (Figura 25A) e exibem feições de compactação mecânica (Figura 26B).

Os grãos de K-feldspato variam de 0,6 a 0,2mm, subangular, baixa esfericidade, euédricos e subédricos, extinção reta, maioria sem maclas (minoria apresenta macla simples). Parcialmente alterado nas bordas para argilominerais e substituído, parcial ou totalmente, por calcita (Figura 25C).

O plagioclásio ocorre como grãos que variam de 0,6 e 0,2mm, tendo forma prismática subédrica, com maclas polissintéticas. Este mineral encontra-se, parcialmente, alterado nas bordas para argilominerais e substituído parcial ou totalmente por calcita (Figura 26A). As micas são representadas somente pelo mineral muscovita, que apresenta habito micáceo e feições de compactação mecânica (Figura 25C). Há ocorrência de minerais pesados distribuídos pela rocha, como apatita e zircão (Figura 26C).

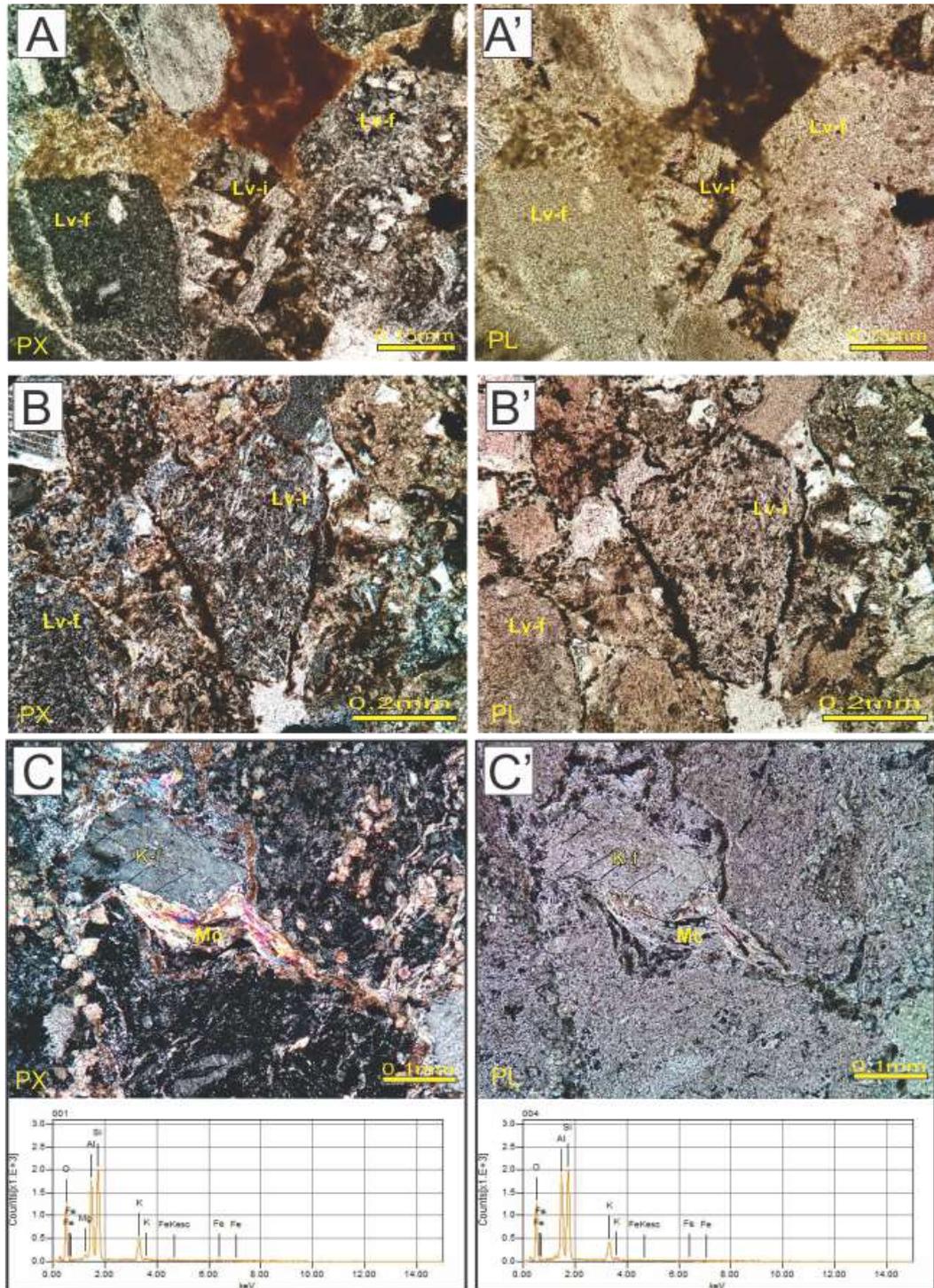


Figura 25. Fotomicrográfia dos arenitos da formação *Baralaba Coal Measures*. (A e B) Líticos vulcânicos félsicos e intermediários com plagioclásios tabulares; (C) K-Feldspato euédrico e Muscovita com compactação mecânica (EDS); PX, nicóis cruzados; PL nicóis cruzados (Fonte: Elaborado pelo autor).

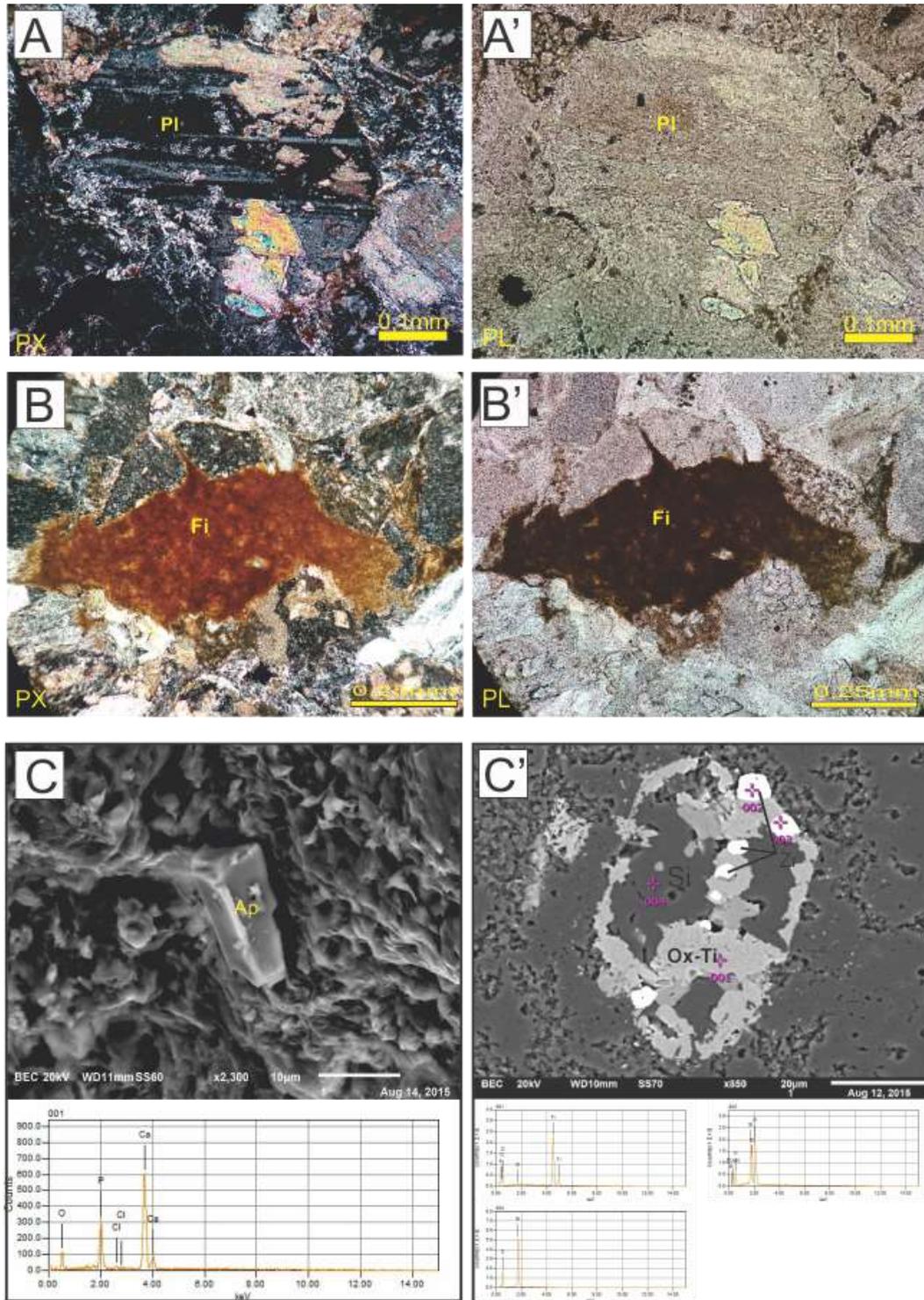


Figura 26. Fotomicrográfia e MEV dos arenitos da formação *Baralaba Coal Measures*. (A) Plagioclasio com forma prismática; (B) Liticos sedimentar pelítico (esmagado); (C) Apatita (EDS); (C') Zircão (EDS) e oxido de titânio substituindo grão de quartzo (EDS). PX, nicois cruzados; PL luz natural (Fonte: Elaborado pelo autor).

O cimento é constituído por argilominerais, quartzo, carbonatos, além de óxidos de titânio e ferro. Os argilominerais são a esmectita e illita que ocorrem associadas aos líticos vulcânicos, sendo os principais constituintes da matriz intergranular (Figura 27C; Figura 28E-F). A esmectita ocorre como cristais lamelares, são geralmente contínuas e se apresentam em agregados muito finos semelhante a rosetas. A illita apresenta habito acircular e fibroso e ocorre recobrando os grãos de esmectita e quartzo com uma fina camada não contínua.

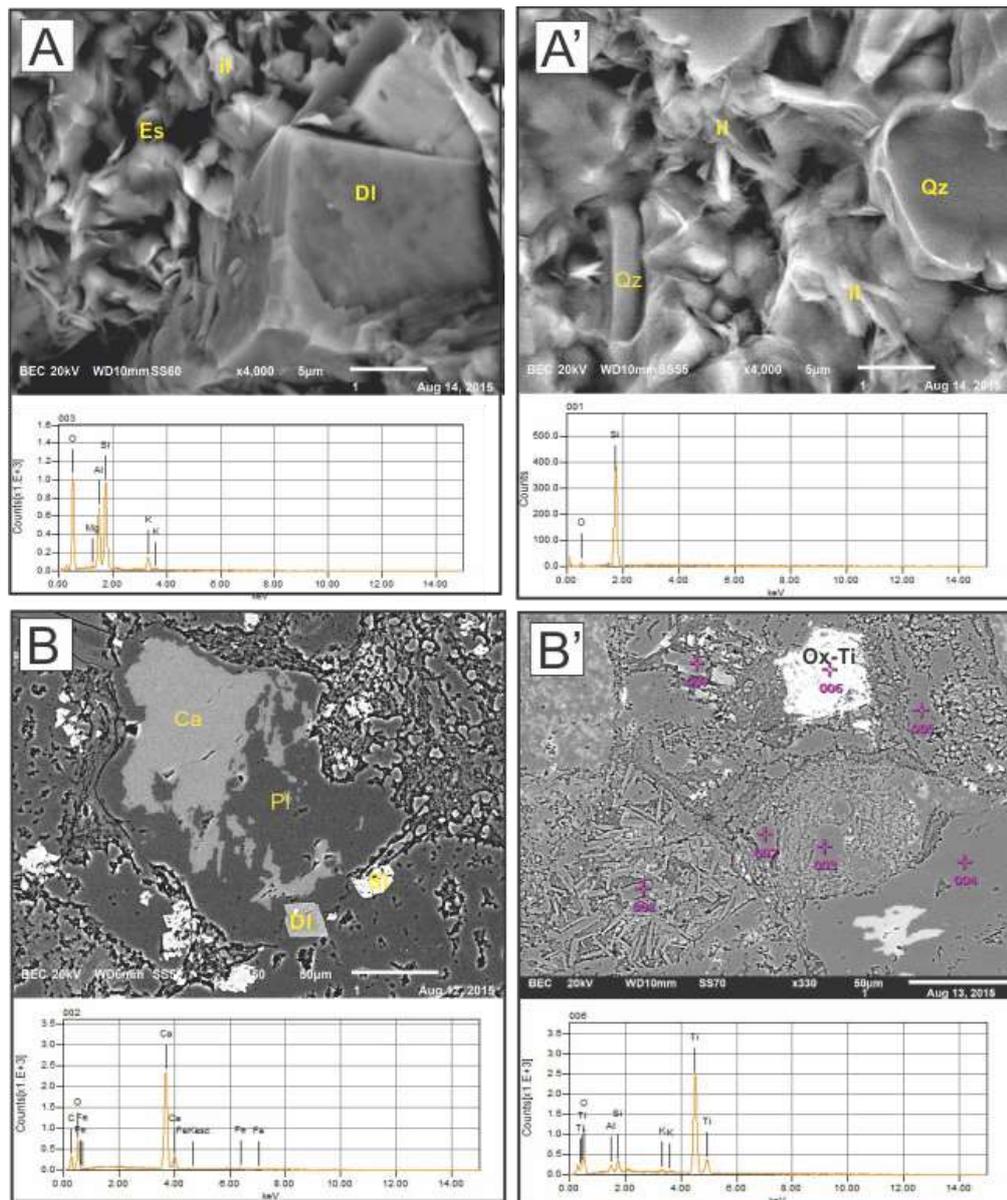


Figura 27. Imagens de MEV dos arenitos da formação *Baralaba Coal Measures*: (A) Illita acircular (EDS), esmectita lamelar e dolomita romboédrica; (A') Quartzo autigênico (EDS) e cobertos por illita; (B) Calcita por substituição (EDS), dolomita e siderita; (B') Cimento de oxido de Titânio (EDS) (Fonte: Elaborado pelo autor).

Os carbonatos podem ser divididos em 3 tipos: calcita, dolomita e siderita. A calcita é produto da substituição (total ou parcial) dos feldspatos (Figura 36B). A dolomita ocorre em forma de precipitação na forma de romboedros, preenchendo os poros, e tem forte preferência por precipitar associado aos líticos vulcânicos (Figura 28 B). A siderita ocorre de forma intergranular, e associada a alguns líticos vulcânicos (minoria) e também em forma de grãos (Figura 28 A e B). O cimento de quartzo ocorre de forma intergranular em conjunto com os argilominerais (Figura 28A').

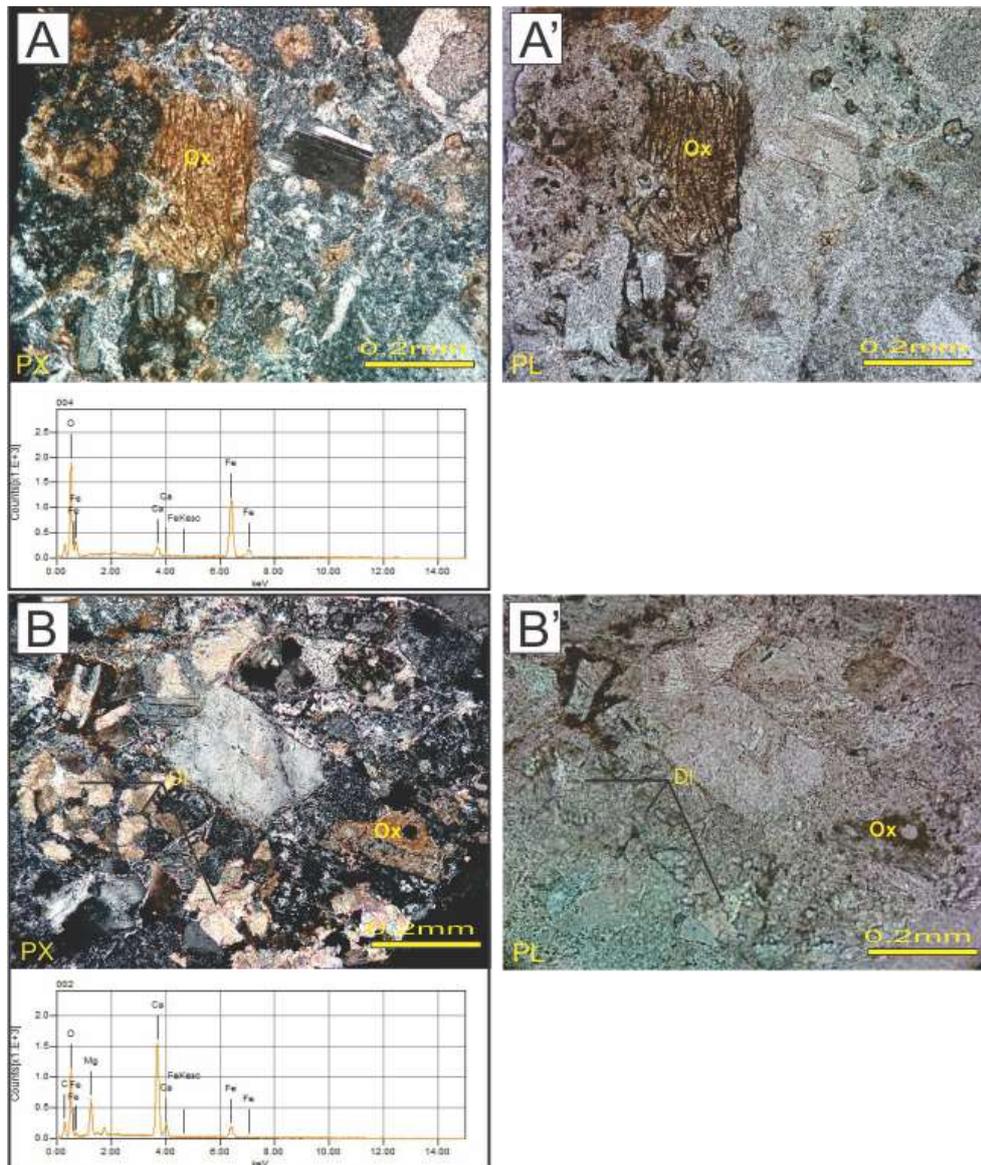


Figura 28. Fotomicrografia dos arenitos da formação *Baralaba Coal Measures*. (A) Siderita (EDS) em forma de grão; (B) dolomita romboédrica (EDS) associada a líticos vulcânicos (Fonte: Elaborado pelo autor).

2. DISCUSSÃO

2.1 SISTEMA DEPOSICIONAL: As fácies e associações de fácies e os elementos arquiteturais definidos no testemunho Baralaba 5C definem três sistemas deposicionais fluviais: **entrelaçado**, **anastomosado** e **meandrantés** (

Figura 29), que compõem uma sucessão contínua e cíclicas de aproximadamente 459 m (Figura 23). Mudanças no estilo também foi documentado por Fielding *et al.* (1992), que sugere que este sistema fluvial nunca conseguiu atingir um equilíbrio estável, e foi possivelmente influenciado por variações climáticas causadas por variações cíclicas no aporte sedimentar (flutuações catastróficas) para a bacia. Essas flutuações são provavelmente controladas por processos tectônicos.

O **sistema fluvial entrelaçado**, dominante na porção inferior do testemunho, é caracterizado pelo predomínio de depósitos de centro de canal que ocorrem na forma de barras arenosas do tipo 3D com acreção frontal e lateral (**Elemento SB**). São arenitos médios a grossos, texturalmente imaturos, que compõem espessos pacotes que formam sucessão de até 50m de espessura. Cada seta tem base erosiva, estratificação cruzada de médio ou grande porte, e granodescrescência ascendente fracamente desenvolvida. Camadas de arenito muito grosso, mal selecionados, gradados, contêm restos de madeira fóssil, intraclastos de siltito e concreções de siderita (**Elemento CH**). Pacotes de arenitos finos e siltitos, no topo de cada do Elemento SB representam depósitos de planície de inundação restrita a terraços ou finos de canais abandonados (**Elemento FF**).

O **sistema fluvial anastomosado** ocorre na porção intermediária do testemunho e é constituído por depósitos de barras arenosas, na forma de lençol que constituem sucessões com mais de 15 m de espessura (**Elemento SB**). Arenitos médios a finos, moderadamente selecionados com estratos cruzados indicam acreção lateral de barras de centro e margens dos canais. A presença de fitoturbação e óxido de ferro e titânio nestes arenitos, especialmente, no topo de camadas, indica exposição subaérea das barras e processo de colonização vegetal. Sucedendo estes depósitos, espessos pacotes com intercalação de arenito fino, pelito e camadas de carvão representativos sucessão (> 20 m) de depósitos de planície de inundação mais desenvolvida (**Elemento FF**). Arenitos finos inversamente gradados, com laminações cruzadas, intercalados ao

Elemento FF e associado indicam depósitos de reompimento de diques marginais (canais de crevassa e espraiamento de crevassa: **Elementos CR e CS**).

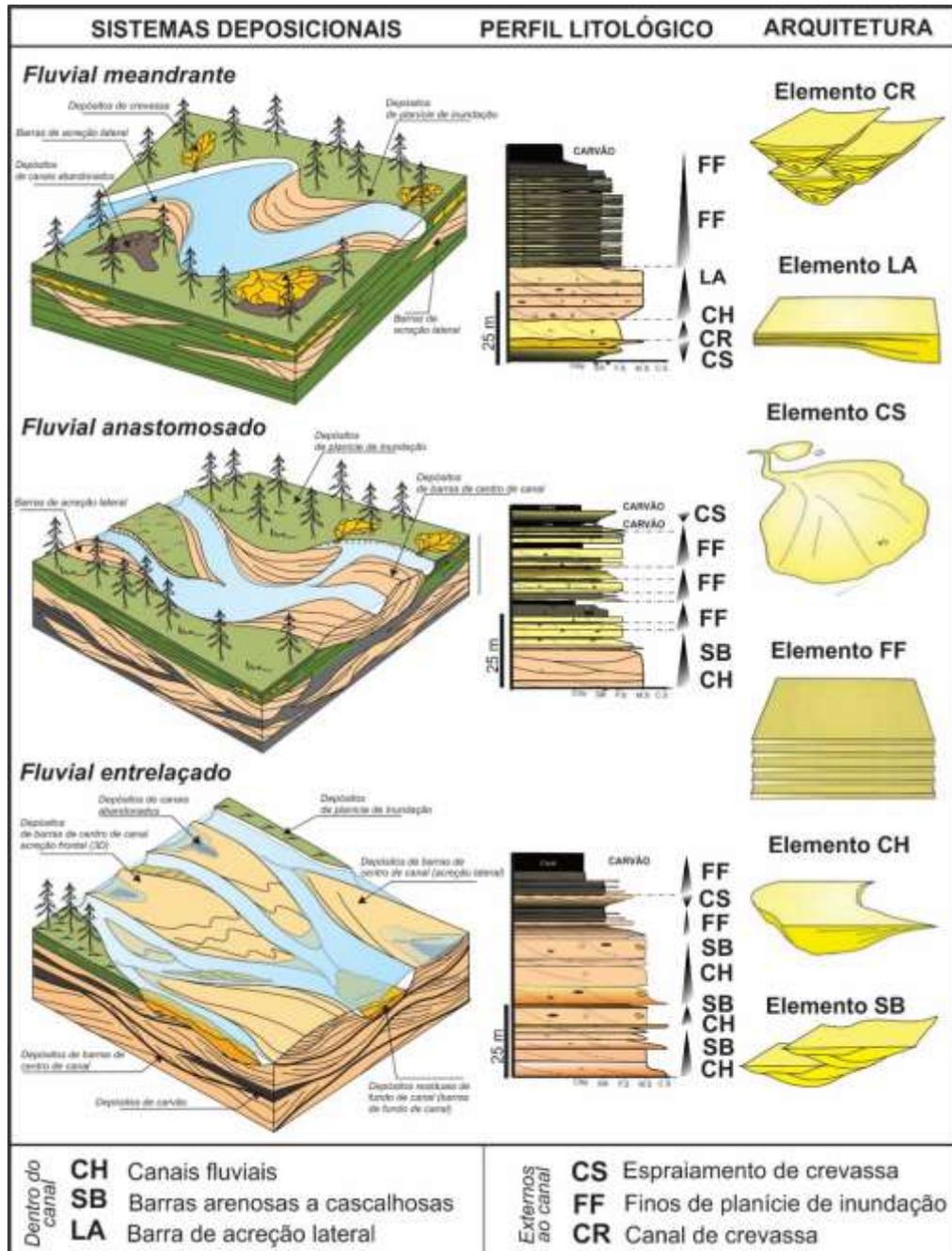


Figura 29. Blocos diagramas para ilustrar os sistemas deposicionais interpretados a partir da descrição do testemunho, com seus depósitos e elementos arquiteturais (Fonte: Elaborado pelo autor).

O **sistema fluvial meandrante** tende a dominar para o topo da sucessão sedimentar e é caracterizadoas por espeços pacotes (> 25 m) de arenitos finos

e siltitos intercalados, com ciclos menores com granodescrescência ascendente bem desenvolvidos, que representam depósitos externos aos canais (**Elemento FF**). Fragmentos de madeira fóssil, feições de fitoturbação são frequentemente registradas nestes depósitos. Arenitos finos com granocrescência ascendente, intercalados indicam depósitos de crevassa (**Elemento CS**) e possuem espessura de até 5m. Os elementos arquiteturais destes são **CH** e **SB** e tem espessura de poucos metros, porém cíclica.

De acordo com Michaelsen (2000,2001), na Bacia de Bowen o ambiente deposicional no final do Permiano foi caracterizado por rios de grande porte, cujos depósitos podem chegar até 30m de espessura, além de depósitos de rompimento de diques marginais (crevassa), que podem atingir até 5.8m de espessura, e definem sistema fluvial perene de baixa sinuosidade. Sistemas fluviais com canais meandantes de baixo gradiente são interpretados nesta bacia e com abundante registro de vegetação nos interflúvios (LEOPOLD e WOLMAN, 1957).

Os sistemas deposicionais fluviais podem apresentar ciclicidades condicionadas por mudanças climáticas, tectônica e subsidência da bacia. Sistemas fluviais próximos à área-fonte elevadas são muito susceptíveis ao tectonismo da área fonte e às variações climáticas, que afetam principalmente o aporte sedimentar e o espaço de acomodação (CATUNEANU, 2006)

Segundo Fielding *et al* (1993), estes sistemas fluviais sugerem influência de variações climáticas que provocaram mudanças cíclicas no aporte sedimentar. Para este mesmo autor, grandes lagos fechados devem ter existido na porção sul da bacia neste período, o que deve ter dado origem a outros pulsos de rápido subsidência flexural. Segundo Falkner e Fielding (1993), existem três pulsos de drenagem na direção a sul, onde o terceiro é registrado na Formação Rangal Coal Measures (RCM). Estes pulsos de sedimentos grossos, são atribuídos a movimentos tectônicos relacionados a cavalmento que impulsionaram amplo desenvolvimento de sucessões clásticas grossas (BLAIR e BILODEAU, 1988).

7.2. CONSIDERAÇÕES SOBRE A PROVENIÊNCIA DETRÍTICA

O arcabouço detrítico dos arenitos inclui: fragmentos líticos, quartzo, feldspatos, micas e minerais pesados não micáceos. Os resultados da análise modal do arcabouço, lançados no diagrama de Folk (1980), concentram-se no campo dos litarenitos (Figura 30).

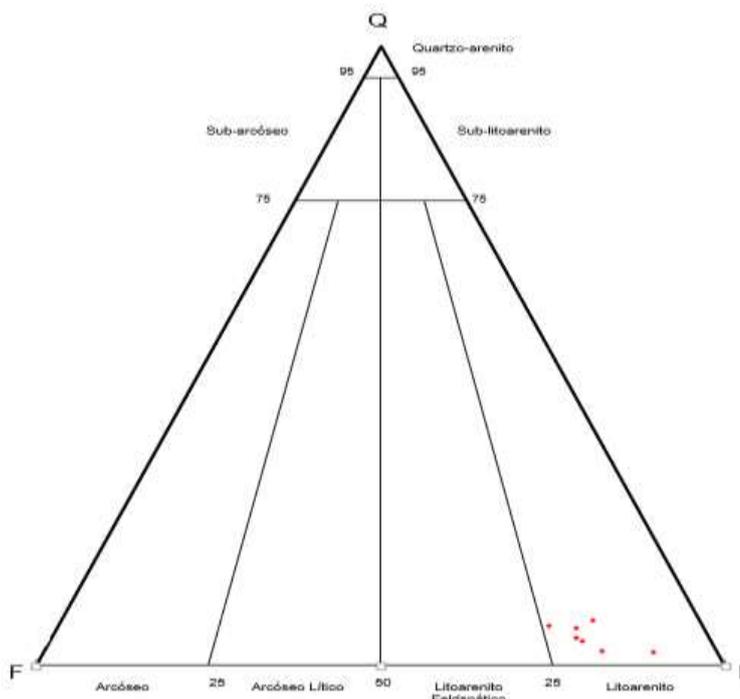


Figura 30. Classificação dos arenitos do testemunho Baralaba 5C (diagrama de FOLK, 1980).

Os fragmentos líticos, em todas as amostras, são vulcânicos félsico e intermediários. Os líticos félsicos possuem textura afanítica e indicam composição riolítica. Grãos de chert podem ser considerados líticos félsico e, por isso, foram contados como líticos vulcânicos (*sensu* TUCKER, 2001). Grãos de composição intermediária possuem textura porfírica (matriz fina com fenocristais de plagioclásio). Intraclastos de pelíticos esmagados não foram considerados na plotagem diagramática.

Quartzo monocristalino vulcânico exibem forma euédrica e subédrica, embaiamentos, vacúolos e extinção paralela, que também foram identificados por Michaelsen *et al* (2000), em outras unidades desta bacia. Grãos de feldspatos com tamanhos similares, embora alterados para argilominerais,

sugerem primeiro ciclo. A razão entre grãos de plagioclásio e feldspato potássico é em média de 2:1, respectivamente.

A muscovita apresenta feições de compactação mecânica e indica tanto fonte metamórfica quanto granítica em sedimentos fluviais (*sensu* BOGGS, 2009). Apatita e zircão indicam contribuições graníticas e/ou metamórfica (TUCKER, 2001).

A composição modal do arcabouço detrítico (Quartzo, Líticos e Feldspatos) formam lançados no diagram de Dickson e Suczek (1979: Figura 40) e se distribuem no campo de proveniência arcos magmáticos não-dissecados.

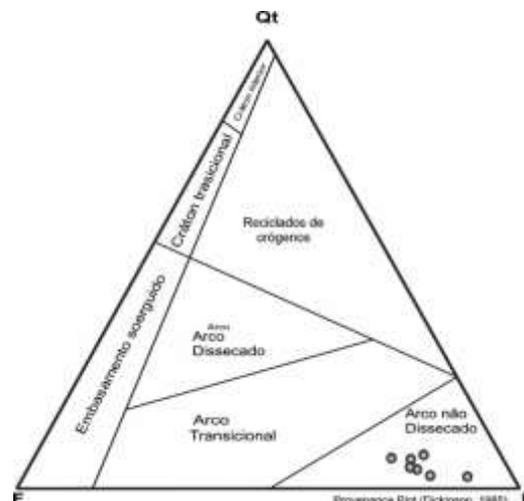


Figura 31. Classificação de proveniência de arenitos do testemunho Baralaba 5C (DICKSON e SUCZEK, 1979).

Arcos magmáticos dissecados são caracterizados por grandes fluxos volcanoclásicos ricos em plagioclásios e líticos vulcânicos, além de quartzo vulcânico. Dados de paleocorrentes (FALKER e FIELDING, 1993) indicam áreas-fonte a leste e sudeste da Bacia de Bowen (Figura 32). A predominância de sedimentos mineralógica e texturalmente imaturos, muito bem preservados, atestam forte controle tectônico no fornecimento de sedimentos, embora o transporte tenha sido componente relevante na evolução da maturidade dos arenitos. Neste contexto, a transferência dos sedimentos de áreas fontes até a bacia não sofreram grandes mudanças na composição original. Isto pode ser atestado pela ampla ocorrência de grãos de feldspatos, líticos e muscovita no arcabouço dos arenitos.

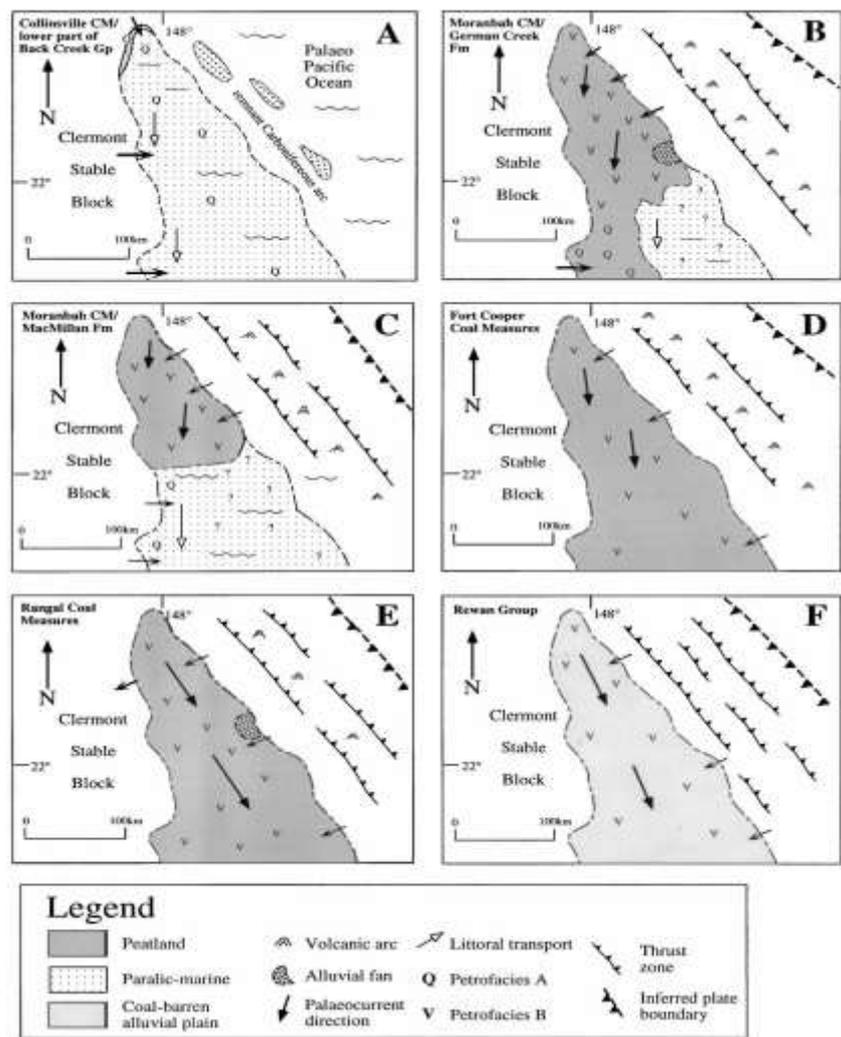


Figura 32. Paleoreconstrução da porção norte da Bacia de Bowen, no intervalo entre início do Permiano até início do Triássico (FALKER e FIELDING, 1993; FIELDING *et al.*, 1993, 1995; VEEVERS *et al.*, 1994).

A proveniência da Bacia de Bowen já foi reportada por diversos autores. As informações bibliográficas (geologia regional, dados paleocorrente e de proveniência; p.e.Figura 30, Figura 31, Figura 32) sugerem que a fonte para a sucessão fluvial no testemunho Baralaba 5C foi o Cinturão *New England*.

Segundo Baker *et al* (1993) consta a ocorrência de rohas vulcânicas intermediárias que são indicadas pela presença de fragmentos andesíticos e dacíticos, em arenitos vulcânicos, e pela grande quantidade de vulcânicas com plagioclásio, de primeiro ciclo. As fontes de vulcânicas ácidas são indicadas pela presença de riolitos, riodacitos, vidro e fragmentos de cristais de tuffo, e raros grãos de quartzo vulcânico. Granitos, granodioritos e fragmentos de rochas hidrotermais são evidências diretas de fonte plutônica félsica. Suportando a

evidencia de fontes plutônicas félsica pela presença de feldspatos potássicos de primeiro ciclo e a ocorrência de suítes de quartzo que está relacionado com grandes corpos plutônicos. As áreas fontes dos arenitos do Permiano são distinguíveis pela idade, litologia da área fonte relacionada com os fragmentos de rochas nos arenitos, posição estratigráfica e localização geográfica. A maioria das unidades das rochas fontes estão dentro de 300km em relação ao ambiente depositado. O vulcanismo de Camboon é o resto preservado do vulcanismo do início do Permiano que supriu os sedimentos das formações a cima da Formação Falt Top.

Lee e Sheen (1998) documentaram que em bacias de ante-pais o principal controlador da litologia é a tectônica. O intemperismo também pode selecionar a mineralogia, porém em regiões de relevo íngreme (p.e. cinturões orogênicos) reduz o tempo de residência das partículas na área-fonte e o intemperismo é mais brando. Desta forma, teoricamente, a composição reflete com maior fidelidade na assinatura da proveniência (MORTON e HALLSWORTH, 1999). A repercussão do ambiente deposicional em sedimentos de rápida deposição, como em processos fluviais, produz pouca variação da rocha fonte, antes da diagênese (BOGGS, 2009).

7.3. MINERAIS AUTIGÊNICOS E PROCESSOS RELACIONADOS

Os arenitos estudados foram afetados diageneticamente por nove processos distintos. Estes processos diagenéticos serão correlacionados com os três estágios da diagênese: **eodiagênese**, **mesodiagênese** e **telediagênese** (Tabela 3). Estes eventos são caracterizados pela presença de: infiltração mecânica de argilas; compactação mecânica; cimento microcristalino de quartzo; substituição por calcita; precipitação de dolomita; cimento de oxido de ferro; formação de esmecita e illita autigênica; cimento de oxido de titânio; e oxidação telodiagenética.

EODIAGÊNESE - A eodiagênese é diretamente influenciada pelo ambiente deposicional e pela circulação de águas superficiais. Infiltração de argilas - Os arenitos das formações estudadas contem argilominerais mecanicamente infiltrados sob a forma de cutículas (contínuas ou descontínuas). Precipitação de oxido de ferro – Ocorre distribuído por toda a lamina, e associado a líticos

sedimentares de pseudomatriz e líticos intermediários (Figura 25 A e B e Figura 26A).

MESODIAGÊNESE - Ao alcançar profundidades aproximadas de 2 km, iniciam-se os processos mesodiagenéticos com alteração de minerais detríticos e daqueles que se formaram na eodiagênese. As alterações mesodiagenéticas mais típicas ocorrem em profundidades de soterramento de 2-3km e temperaturas de 70-100°. Em soterramento profundo, onde as profundidades chegam a 4–5 km, a mesodiagênese resultará em minerais dos estágios mais avançados, como illita e clorita. Os minerais e feições mesodiagenéticas que ocorrem nas rochas descritas são os que seguem:

Compactação mecânica: reconhecida pela deformação, fraturamento e esmagamento de grãos gerando pseudomatriz (p.e. pelitos Figura 26). A deformação é observada tanto em grãos de quartzo, como em grãos de muscovita (Figura 25). A muscovita e biotita ocorrem como lamelas completamente dobradas, às fraturadas. O quartzo desenvolve fragmentos com fraturamentos internos.

Cimentação por carbonatos: ocorre por substituição de feldspatos (total ou parcial; Figura 27 A e B) e líticos vulcânicos, liberando Ca no sistema; a precipitação de dolomita rica em ferro (ankerita) ocorre como romboedros, preenchendo poros, e encontra-se associada aos líticos vulcânicos (Figura 27 A e B Figura 28 B). Neste processo, o Mg e Fe são oriundos dos fragmentos líticos substituído parte do cálcio na estrutura da calcita.

Cimentação por sílica: cimento de quartzo ocorre de forma intergranular associado a argilominerais (Figura 27 A'). Geralmente ocorre no início da mesodiagenese. A principal fonte de sílica se deve da alteração de fragmento vulcânicos félsicos (Boggs, 2009).

Esmectização – ocorre de forma intergranular e associados aos líticos vulcânicos (Figura 27A).

Illitização: Ocorre de forma intergranular e associados aos líticos vulcânicos (Figura 27A').

TELODIAGÊNESE - envolve a precipitação de óxido de ferro que se encontra disseminado e associado a líticos sedimentares argilosos esmagados (p.e. pseudomatriz) e líticos vulcânicos intermediários (Figura 28A). Os campos da diagênese variam de acordo com o gradiente geotérmico da bacia. De acordo

com Uysal *et al.* (2000) os dados de gradiente paleogeotermiais da porção sul Bacia de Bowen no final do Permiano indicavam valores de 45°C/km na parte sul. Os valores paleogeotermiais altos indicam que os minerais podem ter sofrido mudanças diagenéticas em condições mais rasas.

Tabela 3. Estágios e transformações diagenéticas.

Processo diagenético	Eodiagênese	Mesodiagênese	Telodiagênese
Infiltração de argilas	██████████		
Precipitação de óxido de ferro	██████████		██████████
Compactação mecânica		██████████	
Cimentação de carbonatos		██████████	
Cimentação de sílica		██████████	
Cimentação de Ox-Ti		██████████	
Esmectização		██████████	
Ilitização		██████████	

7.3. PADRÕES DE RAIOS GAMA EM ROCHAS SEDIMENTARES

O raio gama é utilizado como um método que utiliza para medir a radiação gama natural emitida por um mineral, que é detectada por um sensor e medida em API (unidade empírica de radiação gama utilizada em perfis radioativos de poços pelo *American Petroleum Institute - API/USA*, SHERIFF, 1999; DUARTE, 2003) (RIDER, 1990). Esta radiação é gerada por isótopos de Potássio (K40), Tório (Th232) e Urânio (U238) e seus produtos de seus respectivos decaimentos. A principal aplicação da gamaespectrometria nas rochas sedimentares é para definir as variações na argilosidade das unidades estratigráficas siliciclásticas, que varia diretamente com a radioatividade (Figura 33). Por meio da argilosidade é possível definir litossomas e variações de granulometria, assim como subsidiar análise de estratigrafia de sequências e correlações entre poços, e entre poços e afloramentos (RIDER, 1990).

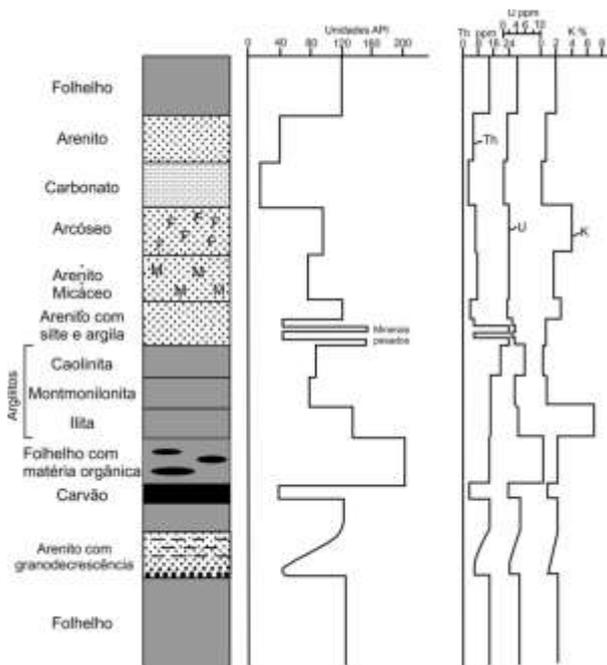


Figura 33. Assinaturas gamaespectrométricas típicas dos principais litotipos sedimentares (adaptado de RIDER, 1990).

A interpretação de raio gamma em arenitos líticos, apresenta limitações, especialmente com relação aos valores de K, U e Th que podem variar de acordo com a mineralogia de fragmentos de rocha (p.e. vulcânicas e metassedimentares argilosas) (DICKSON e SCOTT, 1997). Neste caso, para os arenitos líticos é necessária a integração dos dados de raio gama com os dados petrográficos, para assegurar se a assinatura gamaespectrométrica corresponde a minerais deposicionais ou autigênicos (WORDEN e MORAD, 2003). Por exemplo, o Potássio pode ser encontrado em feldspato potássico, na ilita (diagenética) e na muscovita. O Tório e Urânio são enriquecidos nos fragmentos de granitos, pegmatitos e gnaisses (KEAREY e BROOKS, 1991). Além disso, líticos vulcânicos emitem alto valores de gama em relação a arenitos quartzozos, em virtude de fragmentos ígneos, metamórficos e sedimentares (CHAMBERLAIN, 1984). Estudos mostram que, em média, ocorre um aumento de radioelementos com o aumento de sílica em rochas ígneas félsicas (Figura 34). Adicionalmente, os minerais pesados são comuns em arenitos e podem elevar os valores de gama. Entretanto, o potássio não é comum em minerais pesados. Por outro lado, a tório é abundante principalmente na apatita, monazita, torianita e zircão; pode ser retido em óxido-hidroxidos de Fe e Ti. O urânio ocorre em zircão e monazita, muito estáveis ao intemperismo e por isso comuns nos arenitos. Urânio pode

ficar aderido em minerais de óxido de ferro e nas argilas, ou ainda precipitar sobre condições redutoras (DICKSON *et al.*, 1987).

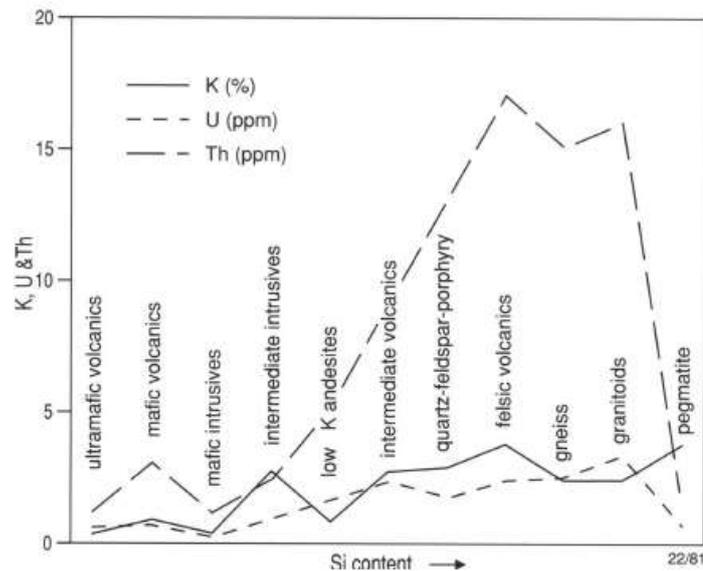


Figura 34. Variação em média de valores de K, U & Th para rochas ígneas com aumento de sílica (DICKSON e SCOTT, 1997).

Em muitos furos de sondagem se utiliza valores de gama total para que se possa ter noções básicas sobre a litologia da rocha e por ser um método de baixo custo.

Onde, o tório (Th), U se refere ao Urânio e K indica o Potássio. Os valores de Th e U são medidos em ppm e o K em porcentagem, e todos se referem ao peso (D. V.; M. J., 1987). Padrões de raios gama tem sido interpretados com relação a variação granulométrica, principalmente com relação a quantidade de argilas, na qual tem sido interpretada com tipos de ambientes deposicionais (Figura 24). Entretanto, Rider (1990), definiu o uso de “*log shapes*” implica em relação com os seguintes fatos: (1) relação entre resposta do raio gama com relação à quantidade de argilas, (2) relação da quantidade de argila com granulometria, (3) relação entre variação da granulometria na sequência com fácies ambientais. Estudos mostram, que padrões de raio gama podem funcionar muito bem em alguns casos, porém em outros não. Neste último caso, uma correlação entre raio gama e descrição de testemunho deve ser feita a fim de se garantir uma correlação correta (RIDER, 1990). A principal aplicação da gamaespectrometria nas rochas sedimentares é para definir as variações na argilosidade das unidades estratigráficas siliciclásticas, que varia diretamente

com a radioatividade (Figura 23). Por meio da argilosidade é possível definir litossomas e variações de granulometria, assim como subsidiar análise de estratigrafia de seqüências e correlações entre poços, e entre poços e afloramentos (RIDER, 1990).

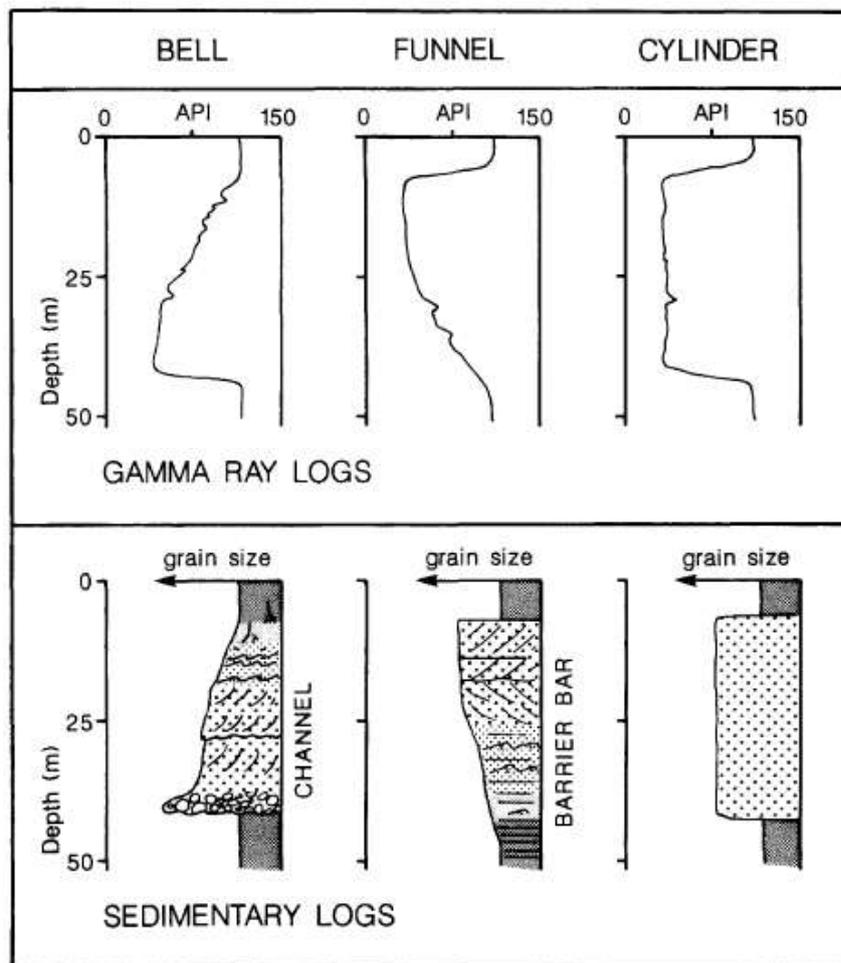


Figura 35. Exemplo de relação de padrões de raio gama com a correspondente interpretação sedimentar (SERRA e SULPICE, 1975).

2.3 PADRÕES DE RAIOS GAMA NO TESTEMUNHO ESTUDADO

O testemunho estudado foi individualizado em 10 unidades deposicionais (UD; Figura 36A) caracterizadas pelo padrão de empilhamento cíclico de fácies que, geralmente, apresentam padrões granodescrescentes ascendentes. Estes ciclos são marcados na base por arenitos médios a grossos e contatos basais abruptos sobre os depósitos de carvão que marcam o final de cada ciclo.

Ao longo do testemunho foram identificados quatro principais padrões de gama (Figura 36B-E): funil, sino, irregular, cilíndrico. Os dados de gama estão representados em unidades de API, que variam de 50 a 250API. A densidade é medida em g/cm^3 e esta é usada para se distinguir camadas de carvão, devido aos baixos valores de densidade e gama.

O **padrão de gama em funil** (Figura 36B) é observado somente no intervalo de UD10 (133-100m). Este padrão é interpretado na literatura como uma sequência de granoacendencia para o topo (figura 23). Entretanto, o perfil sedimentar apresenta um padrão de granodecrescencia para o topo e valores de gama extremamente elevados para arenitos (figura 21). Esta problemática ocorre pelo fato dos arenitos apresentarem grandes quantidades de líticos vulcânicos e a presença de minerais pesados.

O **padrão de gama em sino** (Figura 36C) ocorre entre os intervalos UD10, UD8, UD4 (590-560m, 380-345m e 215-185m) do testemunho Baralaba 5C. Este padrão é caracterizado como granodecrescencia para o topo (figura 23), e todos eles correspondem a este padrão. Entretanto, na correlação com os perfis sedimentares os três intervalos apresentam valores de gama muito elevado para arenitos, o que se deve pela maioria dos componentes dos arenitos serem vulcânicos líticos e pela ocorrência de minerais pesados.

O **padrão de gama irregular** (Figura 36D) ocorre entre os intervalos UD2 superior, UD7(495-480m, 255-225m). Na literatura estes padrões representam rápidas variações litológicas (heterólitos). Na correlação dos padrões de gama com o perfil sedimentar deste trabalho, na qual é observado padrões de rápidas mudanças sedimentar em um curto intervalo de profundidade (alta frequência). A correlação entre os padrões de gama e a litologia não ocorre de forma clara (variação de alta frequência), não podendo estes serem usados para distinção granulométrica das camadas. Os arenitos também apresentam altos valores de gama devido a grande ocorrência de líticos vulcânicos e minerais pesados.

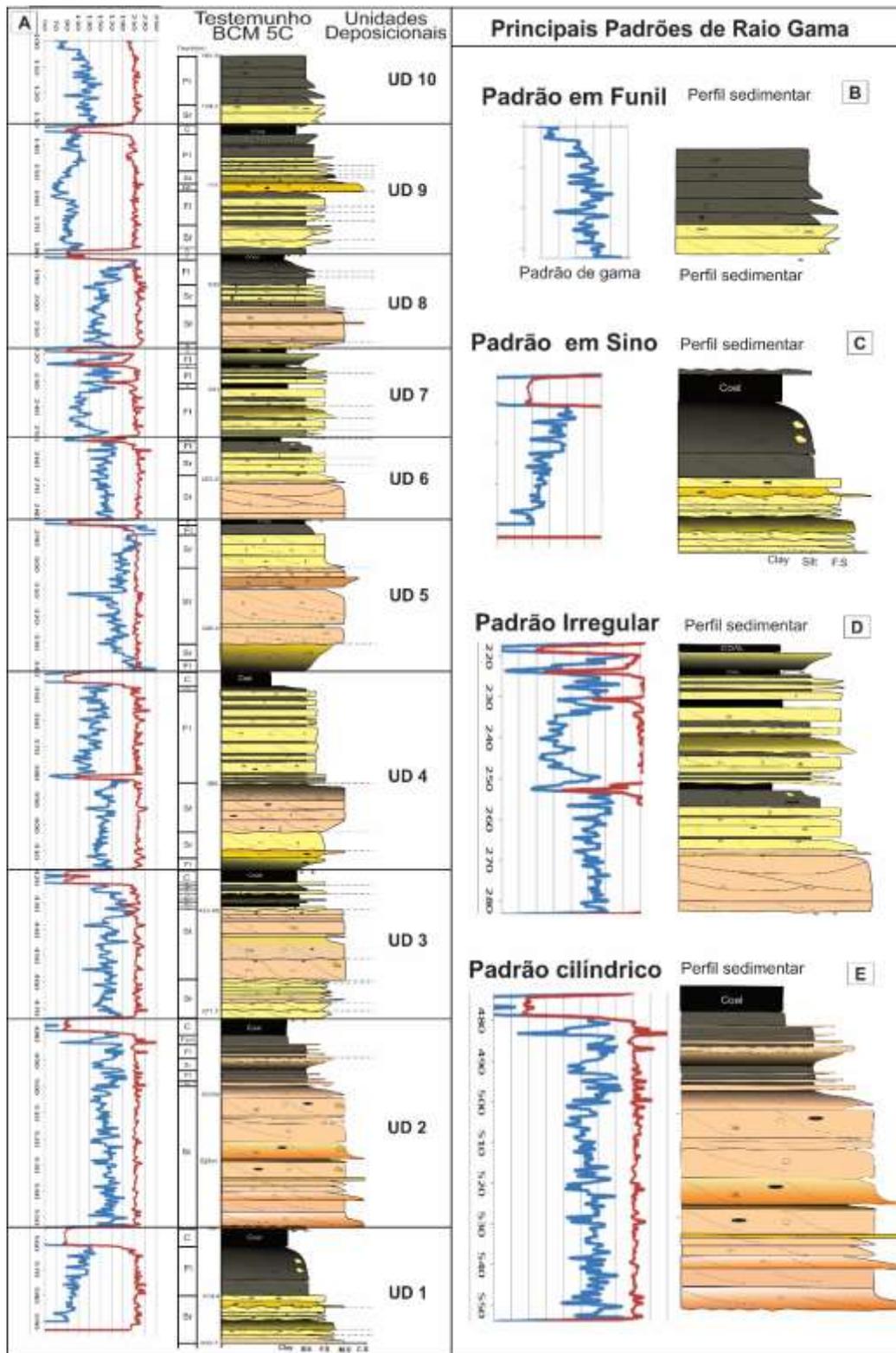


Figura 36. A figura apresenta os 4 principais tipos de padrões de gama (funil, sino, irregular, cilíndrico) e a correlação com os perfis sedimentares (Fonte: Elaborado pelo autor)

O **padrão de gama em cilindro** (Figura 36E), ocorrem entre os intervalos UD2 inferior, UD3 inferior, U4 inferior, U6 superior (550-500 m, 400-430m, 415-385m, 285-255m). Padrões cilíndricos são relacionados com pacotes areníticos, sem variações granulométricas significativas da base para o topo (figura 23). Nos perfis estratigráficos estes perfis estão correlacionados com pacotes areníticos de granulometria uniforme e apresentam dimensões de dezenas de metros (até 50m) e valores de gama elevados (140-180API), causando assim dificuldade na distinção destes com grandes pacotes pelíticos. Esta problemática é dividida a ocorrência de líticos vulcânicos e minerais pesados.

Os arenitos apresentam composição mineral muito similar e valores de gama muito alto, que em média de 170 API, tendo assim assinatura similar a sedimentos finos. Os arenitos são constituídos de lítico vulcânicos e os valores para raio gama de arenito, conforme a literatura apresenta, se referem a arenitos quartzosos, onde quase não há radioatividade, conforme mostra a figura 21. Dentre vários minerais, 2 grupos têm destaque em relação a padrões de gama, por apresentarem valores bem alto de gama: (1) Líticos vulcânicos félsicos, (2) minerais pesados (zircão e apatita). O primeiro apresenta quantidades superiores de 60% das rochas, e o segundo não possível a quantificação, porem-se sabe da sua existência.

3. CONCLUSÃO

As sucessões sedimentares investigadas neste trabalho, no testemunho Baralaba 5C compreendem as fácies St, Sr, Fl, Fsm, Fm e C. A definição de elementos arquiteturais CH, SB, LA (dentro de canal) e elementos CS, FF e CR (externos ao canal) permitiu estabelecer três sistemas deposicionais: **fluvial entrelaçado** (com elementos arquiteturais CH, SB, seguido de CS, FF); fluvial **anastomosado** (com predominância dos elementos arquiteturais FF, seguido de CH, SB e CS FF); fitoturbação e precipitação de óxido de ferro que são resultados da exposição subárea; e **rios meandrantés** (com elementos arquiteturais FF, seguido dos elementos CH, SB e CS FF). A sucessão é formada por ciclos de granodecrescência ascendente bem desenvolvidos.

A predominância de sistemas fluviais (alta energia) na base do testemunho com pacotes arenitos de grandes espessuras (até 50m) é clara. O sistema ao longo do testemunho apresenta uma diminuição do aporte sedimentar nas sucessões da base para o topo, atestando mudanças paleoambientais relevantes, causadas por variações no aporte sedimentar e espaço de acomodação, decorrente da evolução tectônica da bacia em contexto ante-pais, o principal controlador é a tectônica.

Os arenitos estudados são classificados como litoarenitos e apresenta baixa maturidade textural, composição predominante de líticos vulcânicos (félsicos e intermediários). A baixa variação mineralógica no arcabouço dos arenitos ao longo do testemunho indica pouca mudança na área-fonte. No conjunto do diagrama de proveniência, dados petrográficos, paleocorrente bibliográfica e geologia regional atestam proveniência de arcos magmáticos não dissecados com área fonte da NEO a leste.

Os minerais autigênicos indicam estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. As reações diagenéticas mais importantes são: formação de esmectita e ilitização, substituição de grãos por carbonato, precipitação de cimento carbonático, cimento de sílica, cimentação por óxido de ferro e titânio. Presença de pseudomatriz e infiltração mecânica por argila.

Foram identificados quatro principais padrões de gama: Funil, sino, irregular e cilíndrico. Estes foram classificados dentre as 10 unidades deposicionais encontradas ao longo do testemunho. O padrão de gama em funil é interpretado na literatura como uma sequência de granoacendencia para o topo, entretanto, o perfil sedimentar apresenta um padrão de granodecrescencia para o topo e valores de gama extremamente elevados para arenitos. O padrão de gama em sino é caracterizado como granodecrescencia para o topo e este corresponde ao padrão verificado no perfil sedimentar. Entretanto, estes apresentam valores de gama muito elevado para arenitos. O padrão irregular é descrito como rápidas variações sedimentares em um curto intervalo deposicional, e no perfil descrito essa variação nem sempre são irregulares, sendo assim confuso para correlação litológica. Também apresentam valores de gama elevado. Padrões de gama em cilindro são relacionados com pacotes areníticos, sem variações granulométricas significativas da base para o topo e este é correspondente ao perfil sedimentar. Contudo também apresentam altos valores de gama.

Na integração dos dados entre ambiente de sedimentação, petrografia e raio gama é concluído que o controlador das variações do gama são:

(1) Variações de baixa frequência seriam controlados pela variação mineralógica dos líticos e minerais pesados; (2) variações de alta frequência seriam controladas pela mudança do ambiente de sedimentação.

Na integração destes dados ao longo do testemunho inteiro é definido uma perda de energia dos ambientes (redução da taxa de cavalgamento) da base para o topo (UD1-10), na qual esta perda de energia resultou em mudanças do ambiente deposicional para fluviais de menor aporte sedimentar (anastomosados e meandrantés), alterando assim o padrão de gama de mais cilíndrico para mais irregular.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHMAD, R.; TIPPER, J. C.; EGGLETON, R. A. **Compositional trends in the Permian sandstones from the Denison Trough, Bowen Basin, Queensland reflect changing provenance and tectonics.** *Sedimentary geology*, v. 89, n. 3, p. 197-217, 1994.

ALLEN, JOHN RL. **A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments.** *Sedimentology*, v. 5, n. 2, p. 89-191, 1965.

ALLEN, PHILIP A.; ALLEN, JOHN R. **Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment.** John Wiley & Sons, 2013.

ANDREWS, J. E., TURNER, M. S., NABI, G., e SPIRO, B. **The anatomy of an early Dinantian terraced floodplain: palaeo-environment and early diagenesis.** *Sedimentology*, v. 38, n. 2, p. 271-287, 1991.

BAKER, J. C., FIELDING, C. R., DE CARITAT, P., & WILKINSON, M. M. **Permian evolution of sandstone composition in a complex back-arc extensional to foreland basin: the Bowen Basin, eastern Australia.** *Journal of Sedimentary Research*, v. 63, n. 5, 1993.

BELCHER, CAMERON DAVID. **The sedimentology, diagenesis and reservoir potential of the Peawaddy Formation in the northern Denison Trough, central Queensland.** University of Queensland, 1990.

BHP AUSTRALIA COAL. Saraji mine. In: FOLLINGTON, I.L., BEESTON, J.W. & HAMILTON, L.H. (EDS.), *Bowen Basin Symposium 1995 Proceedings*, Mackay, Qld, 1-3rd October, 1995, Geological Society of Australia Coal Geology Group, p. 393-400, 1995.

BLAIR, TERENCE C.; BILODEAU, WILLIAM L. **Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism.** *Geology*, v. 16, n. 6, p. 517-520, 1988.

BOGGS, SAM. **Petrology of sedimentary rocks.** Cambridge University Press, 2009.

BRIDGE, JOHN S. **The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers.** Geological Society, London, Special Publications, v. 75, n. 1, p. 13-71, 1993.

BRISTOW, CHARLES S. **Brahmaputra River: channel migration and deposition.** 1987.

CATUNEANU, OCTAVIAN. **Principles of sequence stratigraphy.** Elsevier, 2006.

CHAMBERLAIN, ALAN K. **Surface gamma-ray logs: a correlation tool for frontier areas.** AAPG Bulletin, v. 68, n. 8, p. 1040-1043, 1984.

CHOQUETTE, PHILIP W.; PRAY, LLOYD C. **Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates.** AAPG bulletin, v. 54, n. 2, p. 207-250, 1970.

COLLINSON, J.D. Alluvial sediments. In: Reading, H.G (Ed.). **Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy.** Blackwell Science, Oxford, p. 37-82, 1996.

CURTIS, C. D.; COLEMAN, M. L.; LOVE, L. G. **Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions.** Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 50, n. 10, p. 2321-2334, 1986.

DECELLES, PETER G.; GILES, KATHERINE A. **Foreland basin systems.** Basin research, v. 8, n. 2, p. 105-123, 1996.

DICKINSON, WILLIAM R. **Plate tectonics and sedimentation.** 1974.

DICKINSON, WILLIAM R.; SUCZEK, CHRISTOPHER A. **Plate tectonics and sandstone compositions.** Aapg Bulletin, v. 63, n. 12, p. 2164-2182, 1979.

DICKINSON, WILLIAM R.; VALLONI, RENZO. **Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins.** Geology, v. 8, n. 2, p. 82-86, 1980.

DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., & RYBERG, P. T. **Provenance of North**

American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, v. 94, n. 2, p. 222-235, 1983.

DICKINSON, WILLIAM R. **Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones.** In: Provenance of arenites. Springer Netherlands, p. 333-361, 1985.

DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. **Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors.** 1997.

DRAPER, J. J.; BEESTON, J. W. **Depositional aspects of the Reids Dome Beds, Denison Trough.** Queensland Government Mining Journal, v. 86, p. 200-210, 1985.

DUARTE, O. O. **Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia.** Sociedade Brasileira de Geofísica – SBGf, (2a ed.). Rio de Janeiro. 2003.

EDGAR, CAMERON IAIN. **Permian Stratigraphy and Sedimentology of the Moura-Banana District, Southeast Bowen-Basin, Central Queensland.** University of Queensland, 1987.

ESTERLE, J. S.; LE BLANC SMITH, G.; YAGO, J. V. R. **Geometry and interconnectivity of distributary channel sandstones in the Late Permian Moranbah Coal Measures, Bowen Basin, Australia.** APPEA J, v. 40, p. 381-392, 2000.

FALKNER, A. J.; FIELDING, C. R. **Geometrical facies analysis of a mixed influence deltaic system: the Late Permian German Creek Formation, Bowen Basin, Australia.** Alluvial Sedimentation, p. 195-209, 1993.

FIELDING, C. R.; KASSAN, J. **Envolving depositional environments in the Triassic of the South-West Bowen Basin, Queensland, Australia.** Cuadernos de Geología Ibérica, v. 21, p. 171-202, 1996.

FIELDING, C. R.; FALKNER, A. J.; SCOTT, S. G. **Fluvial response to foreland basin overfilling; the late Permian Rangal Coal Measures in the Bowen**

basin, Queensland, Australia. *Sedimentary Geology*, v. 85, n. 1, p. 475-497, 1993.

FIELDING, C. R.; MCLOUGHLIN, S. **Sedimentology and palynostratigraphy of Permian rocks exposed at Fairbairn Dam, central Queensland.** *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 39, n. 5, p. 631-649, 1992.

FIELDING, C. R., SLIWA, R., HOLCOMBE, R. J., & KASSAN, J. **A new palaeogeographic synthesis of the Bowen Basin of central Queensland.** In: Bowen Basin Symposium. Geological Society of Australia Brisbane, p. 287-302, 2000.

FIELDING, C. R., STEPHENS, C. J., KASSAN, J., & HOLCOMBE, R. J. (1995, OCTOBER). **Revised palaeogeographic maps for the Bowen Basin, central Queensland.** In: Proceedings of the Bowen Basin symposium, p. 7-15, 1995.

FOLK, ROBERT L. **Bimodal supermature sandstones: product of the desert floor.** In: 23rd International Geological Congress Proceedings, p. 9-32. 1968.

FOLK, R.L. **Petrology of Sedimentary Rocks.** Hemphill Publ. Co., Austin, pp 182, 1980.

HOLCOMBE, R. J., STEPHENS, C. J., FIELDING, C. R., GUST, D., LITTLE, T. A., SLIWA, R., & EWART, A. **Tectonic evolution of the northern New England Fold Belt: the Permian–Triassic Hunter–Bowen event.** *Tectonics and metallogenesis of the New England Orogen*, v. 19, p. 52-65, 1997.

JERVEY, M. T. **Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression.** 1988.

KASSAN, J. **Basin analysis of the Triassic section in the Bowen Basin, Queensland.** Tese de Doutorado. PhD thesis, University of Queensland (unpublished). 1993.

KEAREY, PHILIP; BROOKS, MICHAEL; HILL, IAN. **An introduction to geophysical exploration.** John Wiley & Sons, 2013.

LEE, YONG IL; SHEEN, DONG-HEE. **Detrital modes of the Pyeongan Supergroup (Late Carboniferous–Early Triassic) sandstones in the**

Samcheog coalfield, Korea: implications for provenance and tectonic setting. *Sedimentary Geology*, v. 119, n. 3, p. 219-238, 1998.

LEEDER, M. R.; JACKSON, J. A. **The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece.** *Basin research*, v. 5, n. 2, p. 79-102, 1993.

LEITCH, E. C., MORAND, V. J., FERGUSON, C. L., HENDERSON, R. A., & CARR, P. F. **Accretion and post-accretion metamorphism in subduction complex terranes of the New England fold belt, eastern Australia.** *Journal of Metamorphic Geology*, v. 11, n. 3, p. 309-318, 1993.

LEOPOLD, LUNA B.; WOLMAN, M. **Gordon. River meanders.** *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, n. 6, p. 769-793, 1957.

MCLOUGHLIN, STEPHEN. **Some Permian glossopterid fructifications and leaves from the Bowen Basin, Queensland, Australia.** *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 62, n. 1, p. 11-40, 1990.

MIALL, ANDREW D. **Fluvial sedimentology: an historical review.** 1977.

MIALL, ANDREW D. **Analysis of fluvial depositional systems.** 1981.

MIALL, ANDREW D. **Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.** 1985.

MIALL, ANDREW D. **The geology of fluvial deposits:** Berlín: Springer Verlag, 1996.

MICHAELSEN, P. **Mass extinction of peat-forming plants and the effect on fluvial styles across the Permian–Triassic boundary, northern Bowen Basin, Australia.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179, n. 3, p. 173-188, 2002.

MICHAELSEN, P.; HENDERSON, R. A. **Sandstone petrofacies expressions of multiphase basinal tectonics and arc magmatism: Permian–Triassic north Bowen Basin, Australia.** *Sedimentary Geology*, v. 136, n. 1, p. 113-136, 2000.

MICHAELSEN, P., HENDERSON, R. A., CROSDALE, P. J., & FANNING, C. M. **Age and significance of the Platypus Tuff Bed, a regional reference horizon in the Upper Permian Moranbah Coal Measures, north Bowen Basin.** Australian Journal of Earth Sciences, v. 48, n. 2, p. 183-192, 2001.

MILLER, DEBORAH ELIZABETH. **Geology of the Southern Moura Mine and Malakoff Range Southeast Bowen Basin, Central Queensland.** University of Queensland, 1992.

MORTON, ANDREW C.; HALLSWORTH, CLAIRE R. **Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones.** Sedimentary Geology, v. 124, n. 1, p. 3-29, 1999.

MORAD, S., J. R. M. KETZER, AND LUIZ FERNANDO DE ROS. **"Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins."** *Sedimentology* 47.s1, p.95-120, 2000.

MURRAY, C. G. **Tectonic evolution and metallogenesis of the Bowen Basin.** In: Bowen Basin Symposium 1990: Proceedings of the Geological Society of Australia. p. 201-212, 1990.

NICHOLS, GARY. **Sedimentology and stratigraphy.** John Wiley & Sons, 2009.

RIDER, M. H. Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. Geological Society, London, Special Publications, v. 48, n. 1, p. 27-37, 1990.

SCHUMM, S. A. Fluvial paleochannels. 1972.

SCHMIDT, VOLKMAR; MCDONALD, DAVID A. **Secondary reservoir porosity in the course of sandstone diagenesis.** 1979.

SCHWAB, F. L. **Latest Precambrian-earliest Paleozoic sedimentation, Appalachian Blue Ridge and adjacent areas: Review and speculation.** The Lowry volume—Studies in Appalachian geology: Virginia Polytechnic Institute and State University, Department of Geological Sciences Memoir, v. 3, p. 115-137, 1986.

SERRA, O., AND SULPICE, L. **Sedimentological analysis of shale-sand series from well logs**. In: SPWLA 16th Annual Logging Symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts, 1975.

SINCLAIR, H. D. **Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective**. Geological Society of America Bulletin, v. 109, n. 3, p. 324-346, 1997.

SINCLAIR, H. D.; ALLEN, P. A. **Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin**. Basin Research, v. 4, n. 3-4, p. 215-232, 1992.

SMITH, DERALD G. **Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river**. Geological Society of America Bulletin, v. 87, n. 6, p. 857-860, 1976.

SMITH, DERALD G.; PUTNAM, PETER E. **Anastomosed river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canada**. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, n. 10, p. 1396-1406, 1980.

SMITH, DERALD G.; SMITH, NORMAN D. **Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valley near Bannf, Alberta**. Journal of Sedimentary Research, v. 50, n. 1, 1980.

SHERIFF, R. E. **Encyclopedic dictionary of exploration geophysics**. Society of Exploration Geophysicists – SEG, Geophysical References Series, 1, Tulsa. 1999.

SUTTNER, LEE J.; BASU, ABHIJIT. **The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: discussion**. Journal of Sedimentary Research, v. 55, n. 4, 1985.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology—An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks** – Blackwell. Scientific publication, London, 2001.

UYSAL, I. T., GLIKSON, M., GOLDING, S. D., & AUDSLEY, F. **The thermal history of the Bowen Basin, Queensland, Australia: vitrinite reflectance and**

clay mineralogy of Late Permian coal measures. Tectonophysics, v. 323, n. 1, p. 105-129, 2000.

VEEVERS, J.J., CONAGHAN, P.J., POWELL. C. MCA. **Eastern Australia.** In: Veevers, J.J., Powell, C.McA. (Eds), Permian Triassic Basins and *Fold Belts* Along the *Panthalassa* Margin of Gondwanaland, Geol. Soc. Am. Mem., vol. 184, pp. 11–133, 1994.

WALKER, ROGER G. (Ed.). **Facies models.** 1984

WALKER R. G; NOEL P. JAMES and GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA. **Facies Models: Response to Sea Level Change.** St. John's, Nfld: Geological Association of Canada= Association géologique du Canada, 1992.

WELTJE, GERT JAN. **Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'.** Geological Society, London, Special Publications, v. 264, n. 1, p. 79-99, 2006.

WELTJE, GERT JAN; VON EYNATTEN, HILMAR. **Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook.** Sedimentary Geology, v. 171, n. 1, p. 1-11, 2004.

WORDEN, R. H.; MORAD, SADOON. **Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution.** Blackwell Publishing Ltd., 2003.

ZIOLKOWSKI, V. T; TAYLOR, R. **Regional structure of the north Denison Trough.** In: Geological Society of Australia Abstracts. p. 129-135, 1985.