

**UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR**

TESE DE DOUTORADO

**Sedimentação mista carbonato-siliciclástico durante o Albo-aptiano na
porção emersa da Bacia Sergipe-Alagoas**

Célia Maria Oliveira Falcone

**São Leopoldo – Rio Grande do Sul
Fevereiro de 2006**

ATESTADO DE APROVAÇÃO

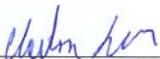
ATESTAMOS que a tese de Doutorado

SEDIMENTAÇÃO MISTA CARBONATO E SILICICLÁSTICO DURANTE O ALBO-APTIANO NA PORÇÃO EMERSA DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

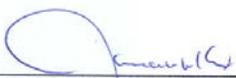
apresentada por **CÉLIA MARIA OLIVEIRA FALCONE**,

foi aceita e aprovada como atendimento parcial aos requisitos para a obtenção do grau de **Doutora em Geologia**, com conceito Aprovado Plenamente.

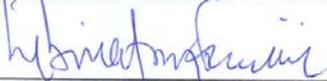
Banca Examinadora:



Prof. Dr. Claiton M. dos Santos Scherer
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

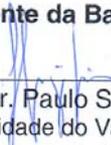


Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho
Universidade Federal de Pernambuco



Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini
Universidade do Vale do Rio dos Sinos

Presidente da Banca Examinadora:



Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim
Universidade do Vale do Rio dos Sinos

CÉLIA MARIA OLIVEIRA FALCONE

**SEDIMENTAÇÃO MISTA CARBONATO-SILICICLÁSTICO DURANTE O
ALBO-APTIANO NA PORÇÃO EMERSA DA BACIA SERGIPE-ALAGOAS**

Tese apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, para obtenção do Título de Doutora (Área de Concentração em Geologia Sedimentar)

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim

**UNISINOS/CCET/PPGeo
São Leopoldo, RS**

Ficha Catalográfica

Falcone, Célia Maria Oliveira

Sedimentação mista carbonato-siliciclástico durante o Albo-aptiano na porção emersa da Bacia Sergipe-Alagoas. Célia Maria Oliveira Falcone, Rio Grande do Sul, 2006

Tese – Doutorado – Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS

Bacia Sergipe-Alagoas – Sistemas Depositionais – Leques Deltaicos
Bacia Sergipe-Alagoas – Sistemas Depositionais –
Sedimentação mista carbonato-siliciclástico

Dedico este trabalho a

Antonio e Dilma, meus pais e

Filipe e Carolina, meus filhos

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO.....	iv
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE QUADROS	xiii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 – APRESENTAÇÃO	1
1.2 - OBJETIVOS	1
1.3 – METODOLOGIA	3
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	10
2.1 – Bacia Sergipe-Alagoas	10
2.1.1 - Introdução	10
2.1.2 - Evolução Tectono-Sedimentar	10
2.1.3 - Arcabouço Estrutural.....	15
2.2 - O Albiano no Atlântico Sul	15
2.3 - Formação Riachuelo.....	18
2.4 - Sedimentação Mista: Carbonatos e Siliciclásticos.....	20
2.4.1 - Introdução	20
2.4.2 - A influência da tectônica na sedimentação	20
2.4.3 - O suprimento de sedimento para os oceanos.....	21
2.4.4 - Sedimentação de detritos terrígenos e carbonatos nas margens continentais	21
2.4.5 - O controle climático na sedimentação mista.....	21
2.4.6 - Sistemas deposicionais análogos	22
2.4.6.1 – Golfo de Elat – clima quente e seco (Recente).....	22
2.4.6.2 - Seqüência mista do Mioceno, sul de Israel – eventos cíclicos.....	22
2.4.6.3 – Mar Vermelho – Recente	22
2.4.6.4 - A Grande Barreira de Recifes (Austrália).....	23
2.4.6.5 - Belize (América Central)	25
2.5 - Carbonatos	29
2.5.1 - Introdução	29
2.5.2 – Ciclicidade.....	30
2.5.3 – Constituintes carbonáticos	30
2.5.4 - Classificação das rochas carbonáticas	33
2.5.5 – Ambientes de sedimentação carbonática.....	33
2.5.6 – Morfologia deposicional carbonática	36
2.6 – Radar de Penetração de Solo (<i>Ground Penetrating Radar - GPR</i>)	38
2.7 - Sedimentação.....	42
2.7.1 Introdução	42
2.7.2 Leques deltaicos	42
2.7.2.1 - Fácies conglomeráticas	43
2.7.2.2 - Paleossolos.....	44

2.7.2.3 - Fácies costeiras grossas proximais	44
2.7.3 - Controle dos sistemas costeiros grossos	45
2.8 – Estratigrafia de Sequências	46
2.8.1 - Revisão Conceitual	46
2.8.2 - Acomodação sedimentar	49
2.8.3 - Suprimento sedimentar	49
2.8.4 - Regressões normal e forçada	49
2.8.5 - Formação de Sequências e Tratos de Sistemas	49
2.8.5.1 - Trato de Mar Baixo	50
2.8.5.2 - Trato Transgressivo	51
2.8.5.3 - Trato de Mar alto	52
CAPÍTULO 3 - RESULTADOS OBTIDOS	55
3.1 - Descrição e interpretação de afloramentos e testemunhos	55
3.1.1 Leque deltaico	55
3.1.1.1 Planície deltaica	55
3.1.1.2 - Frente deltaica	74
3.1.2 – Sedimentação costeira dominada por onda	84
3.1.3 - Rampa carbonática	98
3.2 - Sequências analisadas no poço da área de Santa Rosa de Lima.....	109
3.3 – Petrografia e Diagênese	115
3.3.1 - Introdução	115
3.3.2 – Planície deltaica	115
3.3.3 – Frente deltaica.....	120
3.3.4 – Sedimentos costeiros dominados por onda	122
3.3.5 – Rampa carbonática	128
3.4 - Modelo Geológico.....	134
3.4.1 Introdução	134
3.4.2 - Sequência basal.....	135
3.4.3 - Sequência intermediária	148
3.5 - Potencial de Reservatório.....	160
CAPÍTULO 4 - CONCLUSÕES	162
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163
ANEXOS	169

AGRADECIMENTOS

A autora expressa seus agradecimentos a Petrobras e à Universidade do Vale do Rio dos Sinos pela oportunidade de realizar a tese de doutorado.

Ao orientador, Dr. Paulo Paim, pelas discussões no campo, pelo grande apoio na aquisição de dados de georadar e pelo incentivo ao desenvolvimento do trabalho.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geologia, pela dedicação e empolgação com as ciências geológicas.

Agradeço aos colegas da Petrobras Wagner, Deículo, Edson, James e Ailton pela presteza e boa vontade durante a fase de aquisição de dados.

Aos colegas de curso, pelo convívio.

Um agradecimento especial ao colega geofísico Pedro Xavier que conseguiu melhorar a qualidade dos dados de georadar para que eu pudesse utilizá-los.

Aos colegas Gerson Terra pelas discussões nos afloramentos de carbonato e Souza Cruz pelas discussões nos afloramentos de siliciclásticos e testemunhos de sondagem.

Agradeço a Adalberto Falcone pela companhia durante o trabalho de campo e pelas fotomontagens dos afloramentos.

A Roberto Bonora que viabilizou a conclusão desta pesquisa, Wilson Ney pelo apoio incansável no uso do Stratworks, Jairo Gandarela pelas fotomontagens e arte final de algumas figuras e ao colega Waltudes que também me auxiliou na construção de figuras.

Agradecimentos especiais aos meus pais pelo constante apoio e estímulo.

RESUMO

A seção mista analisada, de idade Albo-aptiana e formada por constituintes carbonáticos e siliciclásticos, aflora na porção emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas, próximo à sua borda atual. Os afloramentos se localizam 50 km a noroeste de Aracaju e, em sua maior parte, se situam em locais de poços de petróleo. As interpretações ora apresentadas foram baseadas em dados de afloramentos, perfis de georadar, perfis elétricos de poços, dados litológicos de poços, seções delgadas, mapas de isólitais e seções estratigráficas.

A sucessão é composta por depósitos de leques deltaicos, litorâneos dominados por ondas (sedimentos mistos) e de rampa carbonática. No caso dos leques deltaicos, as fácies proximais (planície deltaica) são dominadas por barras longitudinais areno-conglomeráticas e, secundariamente, de fluxo de detritos. Sua porção subaquosa é representada por acumulações em áreas protegidas (e.g. baías). Na porção proximal (frente deltaica) é constituída por conglomerados, arenitos e, secundariamente, siltitos associados a fluxos gravitacionais e trativos, eventualmente retrabalhados por ondas. Distalmente os depósitos de frente deltaica gradam para fácies finas de prodelta. Por outro lado, nas áreas menos abrigadas, onde o retrabalhamento por ondas foi possível, são encontradas fácies de *shoreface* constituídas por depósitos siliciclásticos e carbonáticos, sendo o oolito o bioclasto mais abundante. Nas porções distais dos sistemas de leque deltaico (prodelta) e costeiro retrabalhado por onda, ocorrem depósitos finos também caracterizados pela mistura de lama carbonática, grãos siliciclásticos e bioclasto. Nas áreas propícias à deposição de carbonatos (i.e. porção ainda mais distal de todo o complexo de ambientes), onde a chegada de siliciclástico foi rara, se encontra a rampa carbonática. Essa compreende barras carbonáticas formadas por oolitos, oncolitos, pelecípodos, gastrópodos e equinóides que incluem, costado afora, foraminíferos plantônicos e calcíferas, além dos fósseis já citados.

A partir do estudo petrográfico foi montada a história diagenética para cada um dos sistemas deposicionais acima mencionado. As fácies de planície deltaica apresentam a melhor qualidade como reservatório (porosidade entre 25 e 40%). Já as fácies de frente deltaica e de *shoreface* caracterizam-se por um grande range de porosidade (5 a 25%) controlado pela quantidade de dois constituintes: filossilicatos, para a primeira, e bioclastos, para a segunda associação de fácies. Quanto maior a presença destes, menor a preservação de porosidade. Os filossilicatos interferem na permeabilidade enquanto os bioclastos funcionam como um núcleo para a cimentação carbonática. Nas fácies distais do sistema siliciclástico a diagênese é inibida pela presença de matriz. Por fim, nas fácies de rampa carbonática a porosidade é reduzida pela cimentação calcítica e dolomítica.

A seção estudada foi dividida em duas seqüências de segunda ordem (seqüências Basal e Intermediária) para as quais foram elaborados modelos

deposicionais específicos. Estes foram construídos a partir dos mapas de isólitais, onde a fácies predominante em cada poço é considerada, sendo a relação entre as fácies subsidiada pela descrição dos afloramentos e seções de georadar.

A partir da integração de todas as informações e interpretações foi então definido o potencial da seção analisada em termos de reservatório de água e hidrocarboneto. As fácies areno-conglomeráticas da planície deltaica são os melhores reservatórios: alta porosidade e camadas amalgamadas. Já as fácies areno-conglomeráticas de frente deltaica e dos sedimentos costeiros são também reservatórios, mas apresentam valores menores de porosidades e uma maior intercalação de sedimentos finos entre as camadas arenosas.

ABSTRACT

The Albian-Aptian mixed sediments, composed of carbonate and siliciclastic constituents, occur in the onshore portion of the Sergipe-Alagoas Basin, next to its current border. Outcrops are located 50 km to northwest from Aracaju and, for the greater part, in oil well areas. The interpretations now presented are based on outcrop description, georadar sections, electric well logs, well lithology data, thin sections, isolith maps and stratigraphic sections.

The succession is composed of fan delta deposits, wave dominated coastal sediments (mixed sediments) and carbonate ramp. In relation to the fan delta, the proximal facies (delta plain) are dominated by sandy-gravelly longitudinal bars and secondarily by debris flow deposits. The sub-aqueous portion is represented by accumulations in protected areas (e.g. bays). The delta front is constituted of conglomerates, sandstones and secondarily siltites associated with gravitational flows and tractive flows, eventually reworked by waves. Delta front distal deposits grade to prodelta fine sediments. In contrast, in the areas less sheltered, where wave reworking was possible, are found shoreface sediments made up of siliciclastic and carbonate constituents, being the oolite the most abundant bioclast. In the distal portion of fan delta (prodelta) and wave reworking coastal sediments, fine deposits were characterized also by the mixture of carbonate mud, siliciclastic grains and bioclasts. In the favorable areas to the carbonate deposition (i.e. portion still more distal of the whole environments complex), where siliciclastic sediments were rare, carbonate ramp occurs. They are carbonate bars formed of oolites, oncolites, pelecipodes, gastropodes and equinoides that include, in distal areas, planktonic foraminifers and calcispheres, besides the fossils already mentioned.

Based upon petrographic data the diagenetic history was elaborated for each one depositional systems above mentioned. Delta plain facies present the best quality as reservoir (porosity between 25 and 40%). Already delta front and shoreface facies are characterized by a large range of porosity (5 to 25%) controlled by the amount of two constituents: phyllosilicates, for the first, and bioclasts, for the second facies association. As larger the presence of these, smaller the porosity preservation. The phyllosilicates reduce the permeability while the bioclasts work as a nucleus for the carbonate cementation. In the siliciclastic system distal facies, diagenese is inhibited by matrix presence. Finally, in carbonate ramp facies the porosity is reduced by the calcite and dolomite cementation.

Studied section was divided in two second order sequences (Basal and Intermediate sequences) for which one specific depositional model were elaborated. These were built based upon isolith maps, where predominant facies in each well were considered, being the relationship among the facies subsidized by description of the outcrops and georadar sections.

Based upon all information integration and interpretation were defined the analyzed section potential in terms of hydrocarbon and water reservoir. The

delta plain sandy-graveley facies are the best reservoir: high porosity and amalgamated layers. Already the delta front and coastal sediments sand-gravel facies are also reservoirs, but present smaller values of porosity and more fine sediments intercalation among the sandy layers.

LISTA DE FIGURAS

1.1 – Mapa de localização regional.....	2
1.2 – Mapa da área estudada.....	3
1.3 – Mapa de localização dos afloramentos e poço estudados.....	4
1.4 – Mapa de localização dos afloramentos com aquisição de perfil cintilométrico e seções com Georadar.....	5
1.5 – Métodos de aquisição de dados com georadar.....	6
1.6 – Mapa de localização dos poços e seções estratigráficas	9
2.1 – Mapa estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas.....	11
2.2 – Seção geológica regional.....	12
2.3 – Carta estratigráfica da Bacia de Sergipe.....	13
2.4 – Mapa geológico da Bacia Sergipe-Alagoas.....	14
2.5 – Mapa do Atlântico Sul durante o Albiano.....	17
2.6 – Carta estratigráfica do Cretáceo.....	19
2.7 – Ambientes marinhos marginais do Golfo de Elat.....	23
2.8 – Ciclos de raseamento para o topo na Bacia de Yeroham, Israel.....	24
2.9 – Sedimentação costeira recente a norte do Mar Vermelho.....	25
2.10 – Sedimentação siliciclástica na costa nordeste da Austrália.....	26
2.11 – Sedimentação carbonática na costa nordeste da Austrália.....	27
2.12 – Crescimento de recifes associados a depósitos deltaicos e fluviais em Belize.....	28
2.13 – Preenchimento de vale inciso no Holoceno da Plataforma de Belize....	28
2.14 – Oolito marinho.....	31
2.15 – Fósseis marinhos.....	32
2.16 – Peloides.....	33
2.17 – Oncolito.....	34
2.18 – Ambientes deposicionais carbonáticos.....	35
2.19 – Rampa carbonática.....	37
2.20 – Rampa carbonática com barreira.....	38
2.21 – Perfil resultante na aquisição de dados com georadar	41
2.22 – Desenho esquemático de leque deltaico em planta e seção longitudinal.....	43
2.23 – Perfil lateral e vertical em ambiente marinho raso.....	46
2.24 – Estratigrafia clássica versus estratigrafia de seqüências.....	48
2.25 – Seção esquemática de uma seqüência.....	48
2.26 – Fases de formação de uma seqüência na plataforma.....	50
2.27 – Sistema deposicional durante o trato de mar baixo tardio.....	51
2.28 – Sistema deposicional durante o trato transgressivo	52
2.29 – Perfil de equilíbrio fluvial e acomodação num ciclo de variação relativa do nível do mar	54
3.1 – Mapa de localização dos afloramentos com fácies de planície deltaica..	56
3.2 – Conglomerado suportado por grãos (UC-13).....	56
3.3 – Conglomerado polimítico (SRL)	57

3.4 – Conglomerado com geometria lenticular (ES-6).....	58
3.5 – Conglomerado com seixos imbricados (ES-6).....	58
3.6 – Arenito com gradação normal (UC-13).....	59
3.7 – Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (UC-1)....	59
3.8 – Conglomerados com geometria lenticular (UC-1A).....	60
3.9 – Paleocorrente dos afloramentos UC-1, UC-1A, UC-13 e ES-6.....	60
3.10 – Paleocorrente dos afloramentos ES-6, UC-1A e UC-13.....	61
3.11 – Seção de georadar do afloramento UC-1A.....	61
3.12 – Barras com acresção frontal (UC-1A).....	62
3.13 – Barra longitudinal (ES-6).....	63
3.14 – Fácies de planície deltaica (BF-8).....	64
3.15 – Barras conglomeráticas com estratificação cruzada acanalada (BF-8).....	64
3.16 – Desenho esquemático do afloramento BF-2.....	65
3.17 – Fácies de planície deltaica com estratificação cruzada acanalada (BF-2).....	65
3.18 – Arenito com laminação cruzada cavalgante (BF-2)	66
3.19 – Paleocorrente dos afloramentos PIE-2, BF-2 e BF-8.....	66
3.20 – Paleocorrente dos afloramentos BF-2 e BF-8.....	67
3.21 – Seção de georadar paralela ao afloramento BF-2.....	67
3.22 – Conglomerado suportado por matriz síltica (UC-1A).....	68
3.23A - Afloramento Piedade-2.....	68
3.23B – Fluxos canalizados e fluxos de detritos (PIE-2).....	69
3.24 – Seção de georadar paralela ao afloramento PIE-2.....	69
3.25 – Conglomerado com gradação normal (PIE-2).....	70
3.26 – Conglomerado suportado por matriz síltica (PIE-2).....	71
3.27 – Matacões do afloramento ES-6.....	71
3.28 – Arenito com concreções calcíticas (SRL).....	72
3.29 – Arenito intemperizado (SRL).....	73
3.30 – Fácies de planície deltaica (SRL).....	74
3.31 – Mapa de localização dos afloramentos com fácies de frente deltaica....	75
3.32 – Frente deltaica (UC-14).....	76
3.33 - Fácies subaquosa do leque deltaico (UC-15).....	76
3.34 – Seixos flutuando em arenitos de frente deltaica (UC-15).....	77
3.35 – Arenito com tapete de tração (UC-15).....	77
3.36 – Barra de embocadura (UC-15).....	78
3.37 – Paleocorrente dos afloramentos UC-14 e UC-15.....	78
3.38A – Fácies de frente deltaica (BF-8).....	79
3.38B – Fácies de frente deltaica (BF-8).....	79
3.39 – Seixos e grânulos alinhados (BF-8).....	80
3.40 – Arenito com tapetes de tração.....	80
3.41 - Arenito fino com estratificação ondulada truncada (UC-14).....	81
3.42 – Fácies de frente deltaica distal (BF-3).....	82
3.43 – Fácies de frente deltaica distal (BF-4).....	83
3.44 – Fragmento vegetal em fácies de frente deltaica (SRL).....	83
3.45 – Mapa de localização dos afloramentos com depósitos costeiros dominados por onda.....	86
3.46 – Arenito conglomerático bioclástico (SRL).....	87
3.47 – Conglomerado bioclástico (SRL).....	88
3.48 – Arenito bioclástico com estratificação cruzada acanalada (SRL).....	89

3.49 – Arenito com estratificação plano-paralela em fácies de <i>shoreface</i> (BF-1).....	90
3.50 – Conglomerado bioclástico com gradação normal (UC-1B)	90
3.51 – Conglomerado bioclástico (UC-1B).....	91
3.52 – Arenito bioclástico com <i>lags</i> de oncolitos (UC-1B).....	91
3.53 – Lag de oncolitos (UC-1B).....	92
3.54 – Arenito bioclástico com geometria lenticular (MAN-8).....	92
3.55A - Afloramento Mangueira-8.....	93
3.55B – Fácies de <i>shoreface</i> superior com canalizações (MAN-8).....	93
3.56 – Fácies de <i>shoreface</i> (BF-1).....	94
3.57 – Arenito com estratificação cruzada em fácies de <i>shoreface</i> (BF-1).....	94
3.58 – Arenito bioclástico com geometria lenticular (BF-1).....	95
3.59 – Acamamento <i>wavy-linsen</i> (BF-1).....	95
3.60 – Paleocorrente dos afloramentos BF-1 e MAN-8.....	96
3.61 – Siltito de <i>shoreface</i> com pelecípodas (BF-1).....	96
3.62 – Fácies de <i>shoreface</i> com <i>ophiomorpha</i> (BF-1).....	97
3.63 – Icnofóssil <i>ophiomorpha</i> em fácies de <i>shoreface</i> (SRL).....	97
3.64 – Acamamento <i>wavy-linsen</i> (BF-2).....	98
3.65 - Mapa de localização dos afloramentos com fácies de rampa carbonática.....	99
3.66 – Seção basal do afloramento Bonfim-9.....	100
3.67 – Barras com geometria sigmoidal (BF-9).....	100
3.68 – Barras com topo retrabalhado por onda (BF-9).....	101
3.69 – Barras carbonáticas com estratificação cruzada (BF-9).....	101
3.70 – Barras com estratificação cruzada (BF-9).....	102
3.71 – Barras formadas por <i>packestone</i> oncolítico (BF-9).....	103
3.72 – Detalhe do <i>packestone</i> oncolítico (BF-9).....	103
3.73 – Barras carbonáticas (B) e frente deltaica (F; BF-8).....	104
3.74 – Barras constituídas por <i>packestone</i> oncolítico biococlástico (BF-8) ...	104
3.75 – Seção de georadar paralela ao afloramento BF-8.....	105
3.76 – Barras carbonáticas amalgamadas (MG-1).....	106
3.77 – Barras carbonáticas com geometria lenticular (MG-1).....	106
3.78 – Rampa carbonática com foraminíferos bentônicos e plantônicos (MG-2).....	107
3.79 – Barras carbonáticas com topo colonizado por ostreas (MG-2).....	107
3.80 – Detalhe das ostreas (MG-2).....	108
3.81 – Pelecípoda <i>Inoceramus</i> em barras carbonáticas (MG-2).....	108
3.82 – Mapa de localização do poço na área de SRL.....	109
3.83 – Arenito com microestratificação ondulada truncada (SRL)	110
3.84 – <i>Packestone</i> oncolítico (SRL).....	111
3.85 – Descrição de testemunhos do poço na área de SRL.....	112
3.86 – Seqüência Basal no poço SRL.....	113
3.87 – Seqüência Intermediária, porção inferior no poço SRL.....	114
3.88 - Seqüência Intermediária, porção superior no poço SRL.....	114
3.89 – O efeito da compactação no dobramento do filossilicato.....	116
3.90 – Argila infiltrada durante a eodiagênese.....	117
3.91 – Crescimento secundário em feldspato potássico.....	117
3.92 – Crescimento secundário de quartzo.....	118
3.93 – Cimento dolomítico parcialmente dissolvido.....	119
3.94 – Caulinização de feldspato.....	119

3.95 – Poros aumentados por dissolução de feldspato.....	120
3.96 – Óxido de ferro sobre argila infiltrada.....	120
3.97 – Arenito fino dolomitizado	121
3.98 – Porosidade aumentada por dissolução de feldspato.....	122
3.99 – Mistura de grãos siliciclásticos e bioclastos	123
3.100 – O oolito nas fácies de <i>mixing</i>	124
3.101 – Oolito formado sobre grão de quartzo	124
3.102 – Oolito com a forma do núcleo	125
3.103 – Arcabouço aberto	125
3.104 – Cimentação precoce por calcita	126
3.105 – Dissolução parcial de bioclastos	126
3.106 – Cimentação por dolomita	127
3.107 – Franja de cimento carbonático marinho	128
3.108 – Fácies de <i>shoreface</i> inferior	128
3.109 – <i>Packestone</i> oncolítico bioclástico	129
3.110 – <i>Grainstone</i> oolítico	130
3.111 – <i>Grainstone</i> oolítico peloidal	130
3.112 – <i>Wackestone</i> bioclástico	131
3.113 – Cimentação calcítica	131
3.114 – Cimento de dolomita	132
3.115 – Oncolito com cristais de dolomita	132
3.116 – <i>Wackestone</i> bioclástico	133
3.117 – Matriz recristalizada.....	133
3.118 – Porosidade móldica	134
3.119 - Mapa de localização de poços.....	135
3.120 – Mapa de isópaca da seqüência basal.....	136
3.121 – Mapa de isólita de arenito + conglomerado na seqüência basal.....	137
3.122 - Mapa de isólita com direção do aporte sedimentar.....	138
3.123 – Mapa de isólita de folhelho na seqüência basal.....	139
3.124 – Mapa de isólita de carbonato na seqüência basal.....	140
3.125 – Mapa de isólita com barras e rampa carbonática.....	141
3.126 – Seção estratigráfica <i>dip</i> , área de Riachuelo, <i>datum</i> seqüência basal.....	142
3.127 – Seção estratigráfica <i>strike</i> , área de Riachuelo, <i>datum</i> seqüência basal.....	143
3.128 – Seção estratigráfica <i>dip</i> , área de Treme, <i>datum</i> seqüência basal.....	144
3.129 – Seção estratigráfica <i>strike</i> , área de Treme, <i>datum</i> seqüência basal..	145
3.130 – Arcabouço tectônico do embasamento.....	146
3.131 – Modelo deposicional do Mar Vermelho.....	147
3.132 – Modelo geológico da seqüência basal.....	148
3.133 – Mapa de isópaca da seqüência intermediária.....	149
3.134 – Mapa de isólita de arenito + conglomerado na seqüência intermediária.....	150
3.135 – Mapa de isólita com direção do aporte sedimentar.....	151
3.136 – Mapa de isólita de folhelho na seqüência intermediária.....	152
3.137 – Mapa de isólita de carbonato na seqüência intermediária.....	153
3.138 – Mapa de isólita com barras e rampa carbonática.....	154
3.139 – Seção estratigráfica <i>dip</i> , área de Riachuelo, <i>datum</i> seqüência intermediária.....	155

3.140 – Seção estratigráfica <i>strike</i> , área de Riachuelo, <i>datum</i> seqüência intermediária.....	156
3.141 – Seção estratigráfica <i>dip</i> , área de Treme, <i>datum</i> seqüência intermediária.....	157
3.142 – Seção estratigráfica <i>strike</i> , área de Riachuelo, <i>datum</i> seqüência intermediária.....	158
3.143 – Modelo geológico da seqüência intermediária.....	159
3.144 – Seção vertical do afloramento BF-8.....	161
3.145 – Seção vertical do afloramento MAN-8.....	161

LISTA DE QUADROS

2.1 – Classificação de Dunham para rochas carbonáticas.....	35
2.2 – Profundidade de investigação do Georadar x frequência da antena.....	40
2.3 – Hierarquia das seqüências em termos de ordem e duração.....	47
3.1 – Variação de espessura das litologias na seqüência basal.....	136
3.2 – Variação de espessura das litologias na seqüência intermediária.....	148

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

A Bacia de Sergipe-Alagoas é uma das mais complexas da costa leste brasileira. Apresenta uma coluna sedimentar composta por sedimentos depositados desde o Jurássico até o Recente. Estes depósitos foram afetados por sucessivos eventos tectônicos que geraram um intrincado sistema de falhas, criando um mosaico de blocos estruturais, onde cada bloco apresenta apenas uma parte do pacote sedimentar. Assim, para compor toda a coluna sedimentar da bacia, é necessário superpor diversos blocos estruturais. A seção permocarbonífera presente nesta bacia está geneticamente associada a uma bacia intracratônica totalmente independente.

No processo de abertura do Atlântico Sul, durante a fase de subsidência térmica, a bacia foi basculada para sudeste, provocando profunda erosão do pacote sedimentar e expondo sedimentos cada vez mais antigos à medida que nos aproximamos da borda oeste. Na região próxima à cidade de Aracaju, no Estado de Sergipe, afloram sedimentos depositados no período entre o Albo-Aptiano e o Coniaciano, sendo que a Seqüência Albo-aptiana foi estudada em detalhe. A seqüência é representada pelos depósitos da Formação Riachuelo, com registro de sedimentação continental e marinha, sendo os sedimentos siliciclásticos, mistos e carbonáticos. Os carbonatos são os primeiros registros de um mar de caráter permanente.

A seqüência foi estudada numa área de 220 km², localizada a 50 km de Aracaju, na região dos municípios de Riachuelo, a sul e Divina Pastora, a leste.

O acesso à área é feito através da BR-101, sentido norte, as estradas que interligam as cidades acima citadas e estradas rurais. As estradas rurais, apesar de não pavimentadas, estão em bom estado de conservação, pois na região existem campos de petróleo em produção que necessitam de bons acessos (figuras 1.1 e 1.2).

O presente trabalho foi realizado a partir da descrição de afloramentos, seções de Georadar, perfis elétricos e descrição litológica de amostra de calha recuperadas de poços de petróleo. Também foi utilizada a descrição de testemunhos de um poço que amostrou toda a seção da Formação Riachuelo / Membro Angico, análises petrográficas e perfis cintilométricos.

1.2 - OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é a construção do modelo geológico da seção mista carbonato-siliciclástico, Membro Angico, da Formação Riachuelo, na

porção emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas, com o objetivo de avaliar seu potencial como reservatório de água e hidrocarboneto. A água é usada para injeção em campos de petróleo, na fase de recuperação secundária de hidrocarboneto.). A seção siliciclástica é portadora de hidrocarbonetos tanto na porção emersa da bacia, quanto na plataforma continental.

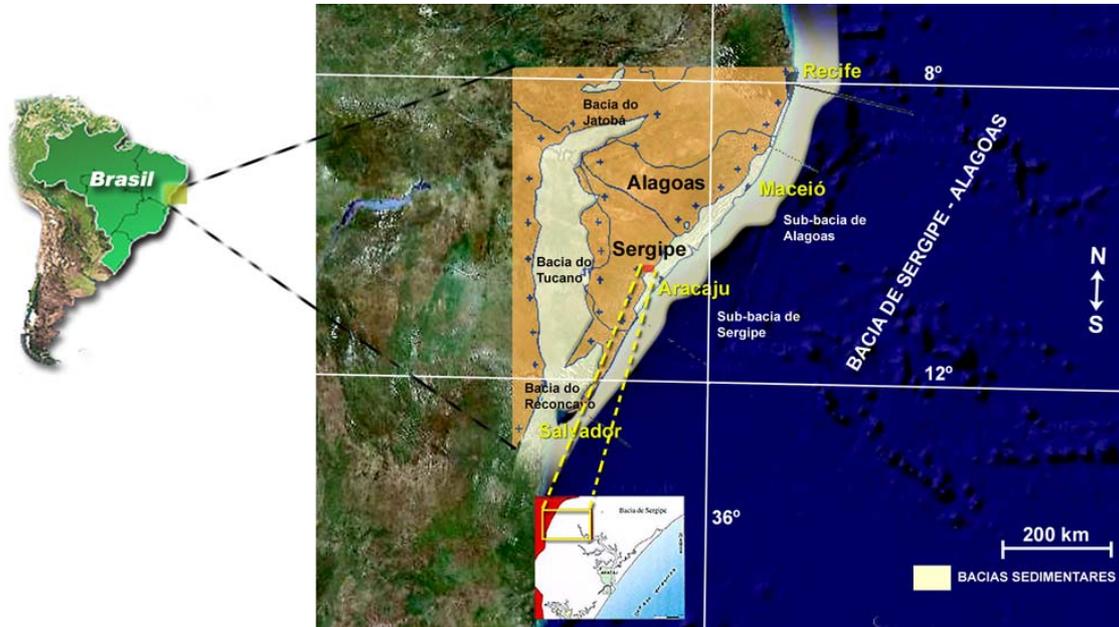


Figura 1.1 - Mapa de localização regional.

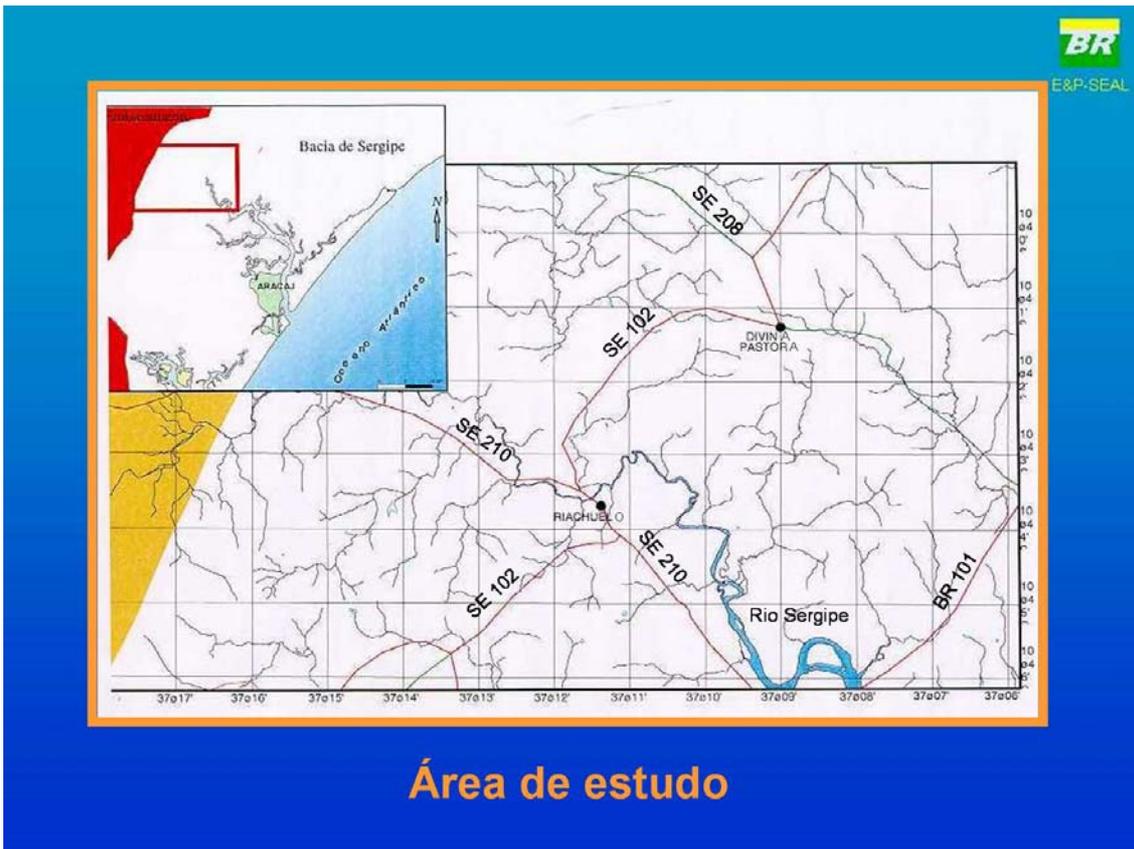


Figura 1.2 - Mapa de localização da área.

1.3 – METODOLOGIA

1 – Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica primeiramente foi feita sobre estudos relacionados à Bacia Sergipe-Alagoas. Posteriormente sobre os assuntos relacionados a cada capítulo da tese.

2 – Descrição de afloramentos

Descrição de 21 afloramentos na região dos municípios de Riachuelo, Santa Rosa de Lima (à norte da área na figura 1.2) e Divina Pastora. Em cada um deles foi construída uma seção vertical com empilhamento das fácies sedimentares, elaboração de painel fotográfico geral e detalhe, além de coleta de amostra para petrografia e para paleontologia. Em três afloramentos foram coletadas amostras somente para petrografia (Espírito Santo-2, Usina Central-8 e Piedade-1; figura 1.3). A denominação usada para os afloramentos foi a mesma utilizada pela Fundação Paleontológica Phoenix (www.phoenix.org.br). No anexo 6 estão as coordenadas UTM dos afloramentos.

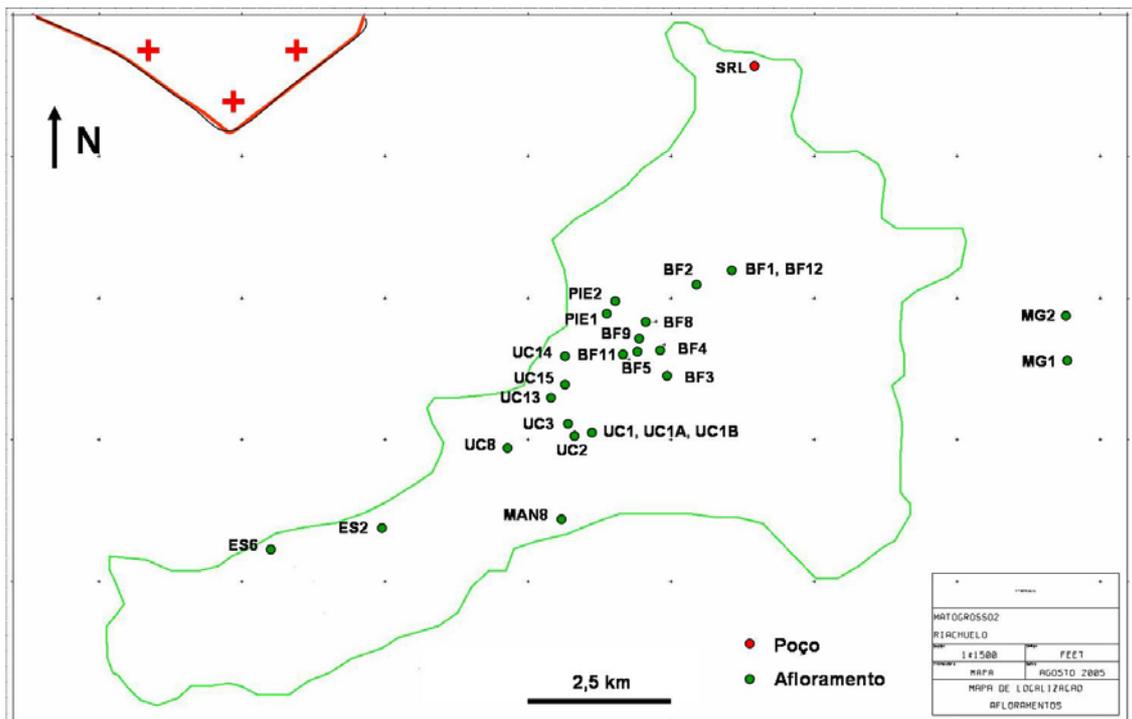


Figura 1.3 - Mapa de localização dos afloramentos e poço estudados.

3 – Aquisição de dados com Georadar (GPR - *Ground Penetrating Radar*)

Foram elaboradas seções de Georadar em cinco áreas de afloramento do Membro Angico: Piedade-2, Usina Central-13, Bomfim-8, Bomfim-2 e em uma estrada de acesso à Usina Central (afloramentos Usina Central-3, 2, 1, 1A e 1B). As seções levantadas nas locações dos poços constituem em um polígono de quatro lados com dois lados paralelos ao afloramento e dois lados perpendiculares ao mesmo. Cada lado do polígono possui cerca de 100 m de comprimento. Em cada locação foram usadas três antenas com frequências de 100, 50 e 12,5 MHz. O total foram 6 km de seção, sendo 2 km com cada tipo de antena (figura 1.4; anexos 1, 2, 3, 4 e 5).

Foram utilizadas somente as seções adquiridas com a antena de 50 MHz. Nas demais, a baixa relação sinal/ruído não permitiu interpretações confiáveis.

Os dados foram adquiridos por um aparelho GPR RAMAC com uma aquisição *common off-set* (*off-set* constante; figura 1.5A), com frequências de 100, 50 e 12,5 MHz. Este levantamento consistiu em mover as antenas transmissora e receptora num mesmo sentido separadas por uma distância fixa de 1 metro para a antena de 100 MHz, 2 metros, para a antena de 50 MHz, e 4 metros para antena de 12,5 MHz. A distância entre cada leitura foi de 0,1 m. O tempo entre transmissão, reflexão e recepção é o tempo duplo medido em nanosegundos (10-9s).

Realizou-se também a aquisição em modo *cmp* (*common mid point*) para cálculo da velocidade de propagação do pulso eletro-magnético no subsolo. As antenas se movem sequencialmente em intervalos fixos horizontais em sentidos opostos (figura 1.5B). O aumento crescente no tempo duplo é

usado para calcular a velocidade média da onda de radar para uma dada reflexão. Obtendo as velocidades médias pode-se estimar a profundidade.

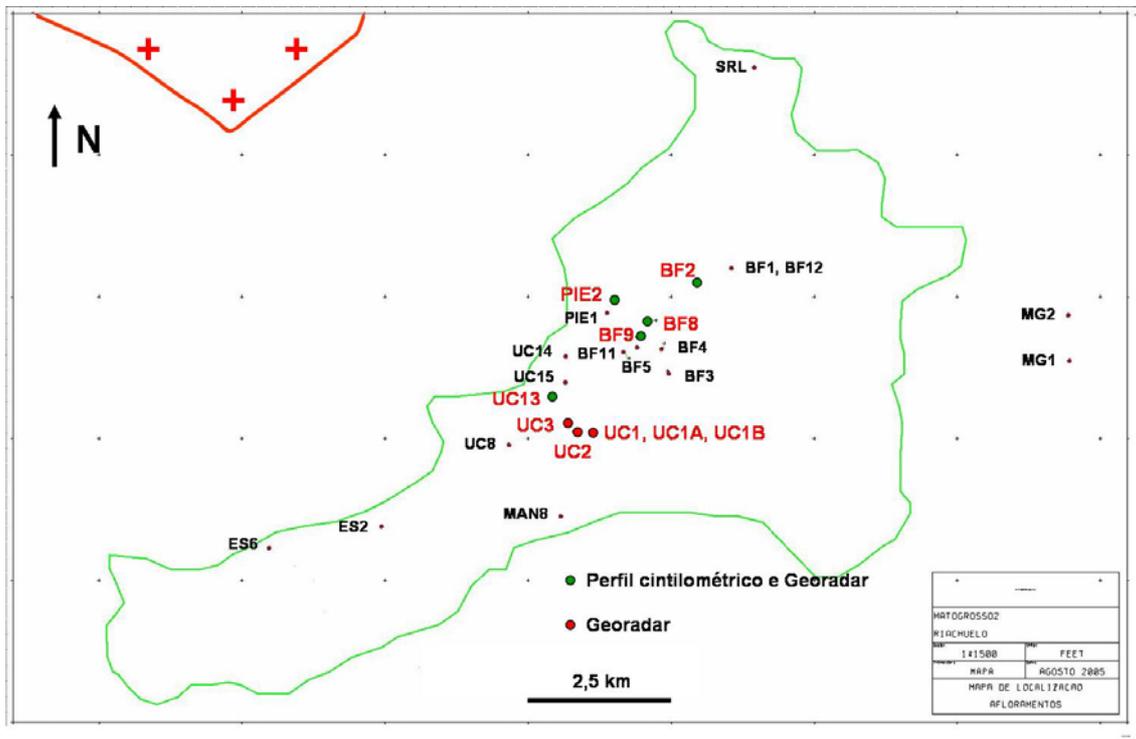


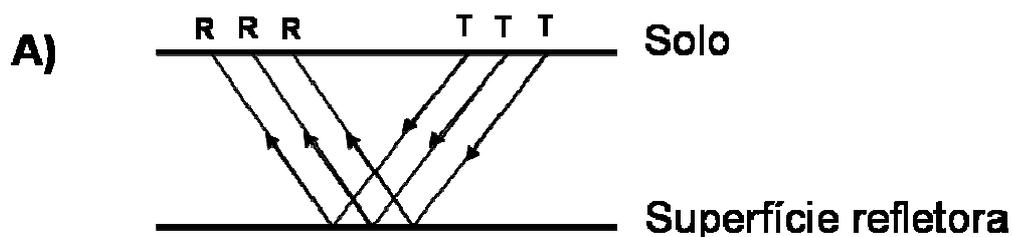
Figura 1.4 - Mapa de localização dos afloramentos com aquisição de perfil cintilométrico e seções com georadar.

Para se obter, uma maior penetração e uma melhor resolução, é necessário que se utilizem várias antenas sobre o mesmo perfil. Seus resultados se complementam. A interpretação integrada dos resultados de GPR com outras informações geológicas e geofísicas disponíveis permite obter um quadro geológico de muito alta resolução mais próximo do real.

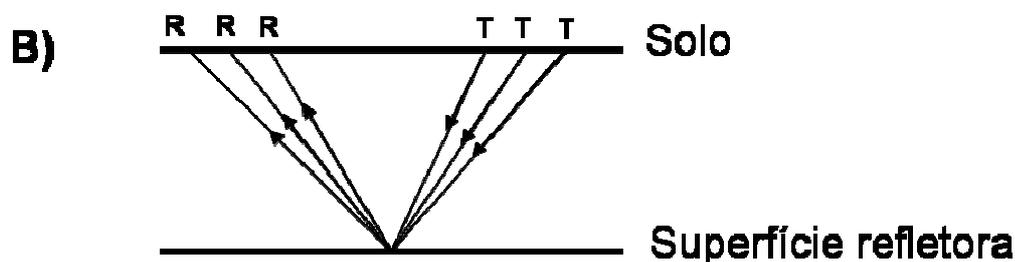
A aquisição dos dados eletromagnéticos foi realizada em janeiro de 2003 com duração de 10 dias. O trabalho foi realizado de 6 às 12 horas porque no verão nordestino é impossível trabalhar após às 12:30 (temperaturas acima de 40°C).

O verão é a estação mais seca na região nordeste. Como o lençol freático interfere na aquisição dos dados, esta é a época em que o mesmo está mais baixo.

A área dos afloramentos constitui locações de poços de um campo de petróleo, portanto são planas e a estrada de acesso à área da Usina Central é aproximadamente horizontal. Portanto não foi necessário fazer correção topográfica.



Common Offset
(offset constante)



Common Mid Point
(ponto médio constante)

T = antena transmissora

R = antena receptora

Figura 1.5 - Métodos de aquisição de dados com georadar utilizados: a) offset constante e b) ponto médio constante.

As rochas presentes nestes afloramentos pertencem à Formação Riachuelo, Membro Angico, e são constituídas por arenitos médios a conglomeráticos, conglomerados e secundariamente calcarenitos, calciruditos e siltitos.

Todas as linhas foram adquiridas em áreas com afloramento do Membro Angico. Isto facilitou bastante o processamento dos dados na exclusão dos ruídos. Os afloramentos tinham aproximadamente de 10 a 15m de altura por 100 m de comprimento. Em todos os afloramentos dois lados do polígono eram paralelos ao mesmo e os outros dois perpendiculares.

O processamento dos dados de GPR tem como principal finalidade corrigir distorções ocorridas durante a propagação e registro das ondas eletromagnéticas, visando à melhoria da relação sinal-ruído, da resolução, e da correção do posicionamento dos eventos em subsuperfície. O processamento dos dados de GPR utiliza algoritmos semelhantes, e às vezes os mesmos utilizados no processamento sísmico.

O *software* normalmente usado para processamento de GPR é o Gradix, entretanto não foi possível processar estas linhas com este *software*. Como o levantamento foi realizado em um campo de petróleo, a presença de equipamentos era demasiada, ocasionando uma infinidade de ruídos na aquisição. A unidade de bombeio dos poços, a rede elétrica, a tubulação de escoamento do petróleo, a cerca das propriedades rurais, as antenas de automação dos poços, interferiram bastante na aquisição. Por isso, as linhas só puderam ser processadas, por *softwares* utilizados no processamento sísmico e este trabalho foi realizado por um especialista desta área. O geofísico Pedro Xavier, doutor em processamento de linhas de GPR, com experiência em aquisição de dados em campos de petróleo da Bacia Potiguar, conseguiu processar estas linhas, eliminando bastante os ruídos, principalmente na aquisição através da antena de 50 MHz.

De uma maneira geral, as linhas adquiridas com a frequência de 12,5 e 100 MHz ficaram muito ruidosas. Além do levantamento ter sido feito em um local onde existem várias fontes de ruídos, o equipamento utilizado (RAMAC) também gera ruído.

A metodologia para interpretação das seções de GPR tem como base a continuidade dos refletores e suas terminações.

Como a interpretação é uma tarefa subjetiva, é importante a descrição faciológica dos afloramentos: litologia, granulometria, geometria, fraturas e falhas.

As conclusões obtidas a partir da interpretação das seções de GPR serão analisadas no capítulo referente à geometria dos sedimentos do Membro Angico.

4 – Perfis cintilométricos

Foram levantados perfis cintilométricos em cinco afloramentos: Piedade-2, Usina Central-13, Bonfim-8, Bonfim-9 e Bonfim-2. As leituras foram feitas a cada 30 cm e em cada ponto cinco leituras, sendo utilizada a média aritmética das mesmas. Este procedimento é feito para minimizar o efeito das camadas adjacentes. Estes perfis possuem uma boa correlação com a variação granulométrica dos sedimentos (figura 1.4).

5 – Descrição do poço Santa Rosa de Lima

Foi realizada a descrição faciológica e a interpretação do ambiente deposicional em 53 testemunhos, totalizando 350 metros de rocha de um poço na região de Santa Rosa de Lima. O Membro Angico foi totalmente testemunhado (figura 1.3).

6 – Descrição de lâminas delgada

Foram confeccionadas 104 lâminas delgadas dos testemunhos e afloramentos. Nas lâminas, com presença de material siliciclástico, foi feita a contagem de 150 pontos.

7- Análises paleontológicas

Nas amostras de afloramentos não foram encontrados microfósseis em quantidade suficiente que permitissem análise confiável. Os afloramentos estão bastante intemperizados. Macrofósseis são sempre encontrados nas fácies marinhas: amonóides, equinóides, coral, pelecípodos, gastrópodos, oolitos e oncolitos etc.

8 – Seções estratigráficas

Foram construídas quatro seções estratigráficas com *datum* na seqüência basal e quatro com *datum* na seqüência intermediária (figura 1.6).

9 – Modelo geológico

O modelo foi elaborado no Programa *Openworks* da Landmark e os dados foram processados no aplicativo *Stratworks*. Foram inseridas as coordenadas de 76 poços, os perfis elétricos, os dados litológicos de 48 poços e as cotas de topo das unidades estratigráficas dos mesmos. Em 28 poços as litologias foram interpretadas usando o aplicativo *Litology* do *Stratworks*, a partir de dados de perfis elétricos e de descrições de amostra de calha (coletadas com espaçamento de 9 metros). Em 9 poços já havia sido feita a interpretação dos topos das seqüências basal e intermediária da Formação Riachuelo. A interpretação das duas seqüências foi realizada em 67 poços. A partir destes dados, foram construídas 8 seções estratigráficas, o mapa de topo das seqüências basal e intermediária, os mapas de topo das formações Muribeca (Aptiano) e Riachuelo (Albiano) e da discordância pré-Alagoas Superior. A partir das litologias, foram construídos mapas de isópacas de cada seqüência e dentro de cada seqüência, mapa de isólita de folhelho, carbonato e de arenito mais conglomerado. O modelo geológico foi construído a partir do conjunto de dados (figura 1.6).

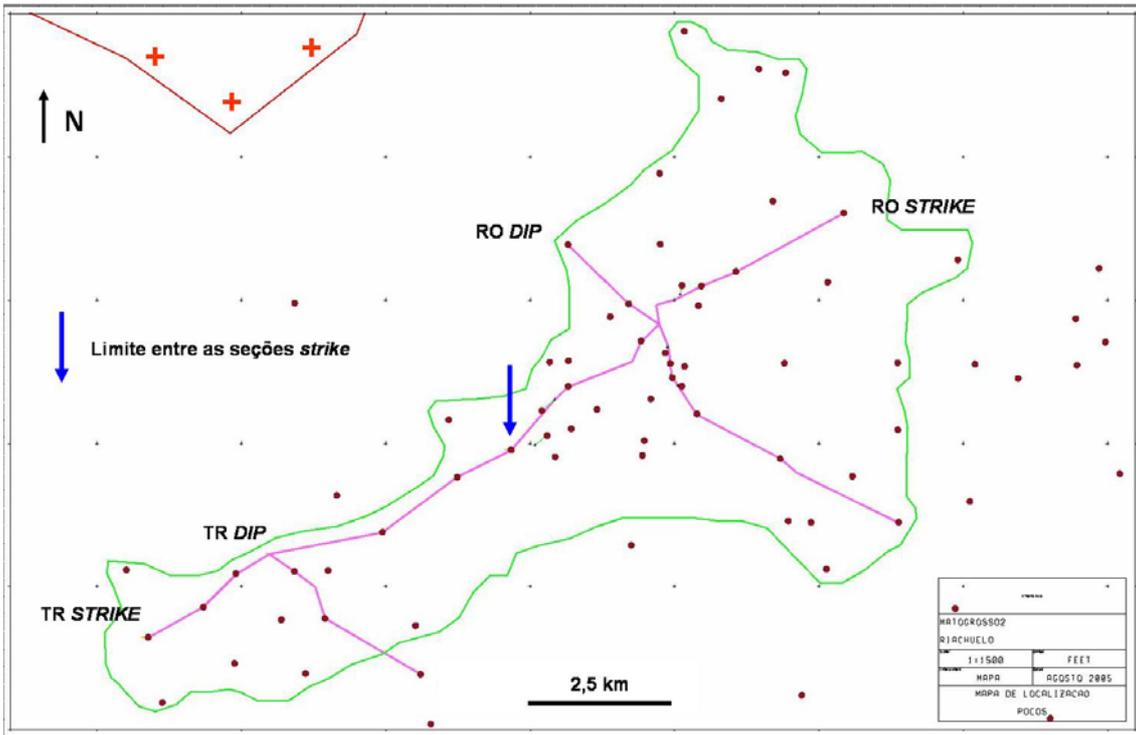


Figura 1.6 - Mapa de localização dos poços e seções estratigráficas utilizadas na construção do modelo geológico.

CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – Bacia Sergipe-Alagoas

2.1.1 - Introdução

A Bacia Sergipe-Alagoas ocupa uma faixa alongada na costa leste brasileira, entre os paralelos 9 e 11° sul. Seu limite norte é o Alto de Maragogi, com a Bacia Pernambuco-Paraíba, e o limite sul, com a Bacia de Jacuípe ocorre no sistema de falhas Vaza Barris. A área emersa soma 13.000 km², e a porção submersa alcança 20.000 km² até a cota batimétrica de 2.000 m (figuras 2.1 e 2.2).

As sub-bacias de Sergipe e Alagoas foram individualizadas a partir de diferenças importantes no caráter estrutural e estratigráfico (Feijó & Vieira, 1990; Feijó, 1992). O limite entre elas é considerado na proeminente feição positiva chamada de Alto de Japoatã-Penedo.

O embasamento da Sub-bacia de Sergipe é formado pelas rochas metamórficas proterozóicas de baixo grau dos grupos Miaba (Humphrey & Allard, 1969) e Vaza Barris (Moraes Rego, 1933). Já a Bacia de Alagoas desenvolveu-se sobre as rochas graníticas proterozóicas do Maciço Alagoas-Pernambuco. O mergulho regional médio da seção sedimentar está entre 10 e 15° para sudeste (Ojeda & Fugita, 1976). Constitui parte de um grupo de bacias extensionais Mesozóicas-Cenozóicas formadas ao longo da margem continental, a nordeste do Atlântico Sul, classificada como bacia tipo Atlântico (Asmus & Porto, 1980). Na porção emersa sergipana, a espessura sedimentar varia de 1000 a 3000 metros. Na área *offshore*, a bacia contém até 9000 metros de sedimentos, com registro estratigráfico do Jurássico ao recente. Esta seqüência é uma das mais completas das bacias do nordeste do Atlântico Sul (Bengtson, 1983).

2.1.2 - Evolução Tectono-Sedimentar

A evolução da Bacia Sergipe-Alagoas está relacionada à separação das placas sul-americana e africana que deu origem ao Oceano Atlântico Sul.

A coluna estratigráfica da bacia definida por Schaller (1969) e posteriormente modificada por Feijó (1994), estabelece, em termos globais, quatro seqüências evolutivas distintas. Os preenchimentos sedimentares guardam nítidas diferenças nas sub-bacias de Sergipe e Alagoas (Feijó & Vieira, 1990). A seqüência evolutiva será descrita em relação à Sub-bacia de Sergipe (figuras 2.3 e 2.4).

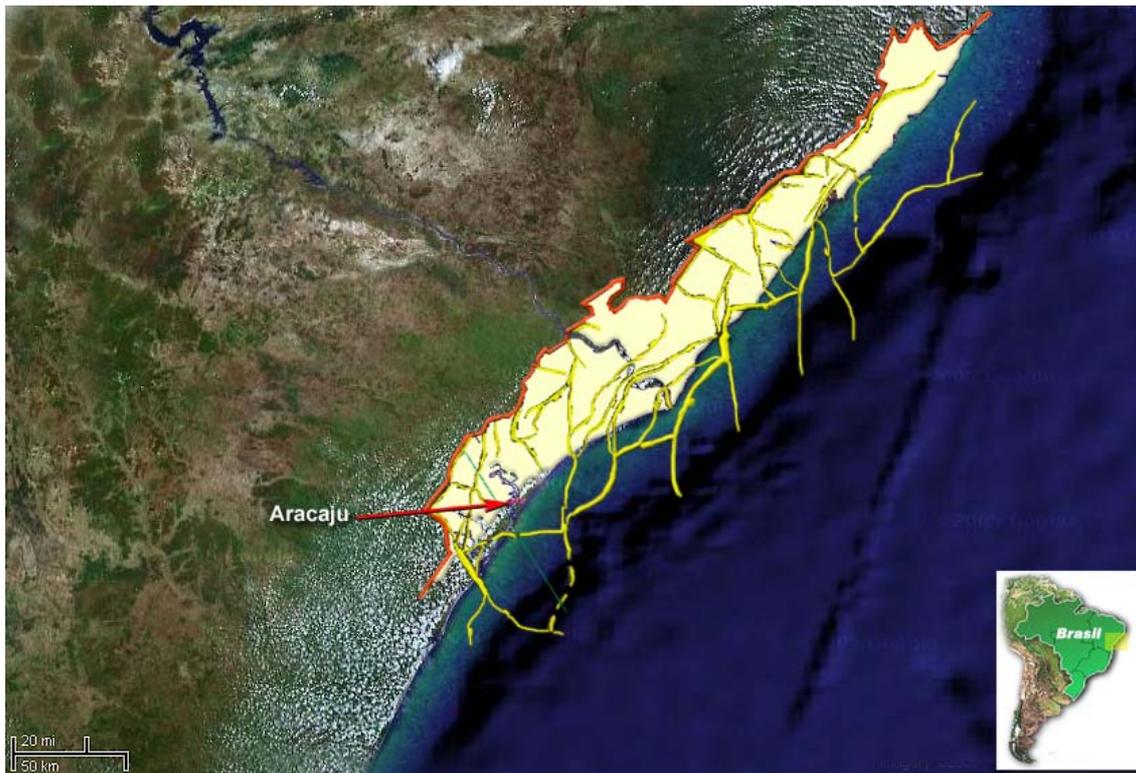


Figura 2.1 - Arcabouço tectônico da Bacia Sergipe-Alagoas até a cota batimétrica de 2000 metros (Falkenhein, 1986).

Pode-se distinguir na evolução da bacia os seguintes estágios:

- a) Estágio pré-rifte – representado por sedimentos continentais depositados em ambiente tectônico ainda calmo, com formação de suaves sinéclises, durante o Neojurássico até o Eocretáceo. É representada pelos arenitos fluviais da Formação Candeeiro, os folhelhos vermelhos da Formação Bananeiras, depositados em ambiente lacustre árido (*playa lake*), bem como pelos arenitos fluviais da Formação Serraria.
- b) Estágio rifte – representado por uma sequência continental, depositada em meio-graben limitados por falhas predominantemente NS, em um contexto de transtensão, evoluindo para afastamento simples de placas, concomitante com o afinamento crustal, durante o Eocretáceo. Está constituída pelos arenitos e folhelhos deltaicos da Formação Barra de Itiúba, arenitos fluviais da Formação Penedo, conglomerados aluviais da Formação Poção, arenitos e folhelhos flúvio-deltaicos da Formação Coqueiro Seco assim como pelos folhelhos lacustres da Formação Ponta Verde.
- c) Estágio transicional – A separação foi iniciada como uma grande fratura que se propagou de sul para norte, originando um longo e estreito golfo durante o Aptiano. Caracteriza-se por depósitos clástico-evaporíticos com alguma influência marinha. É formada por conglomerados e arenitos alúvio-deltaicos e evaporitos da Formação Muribeca.

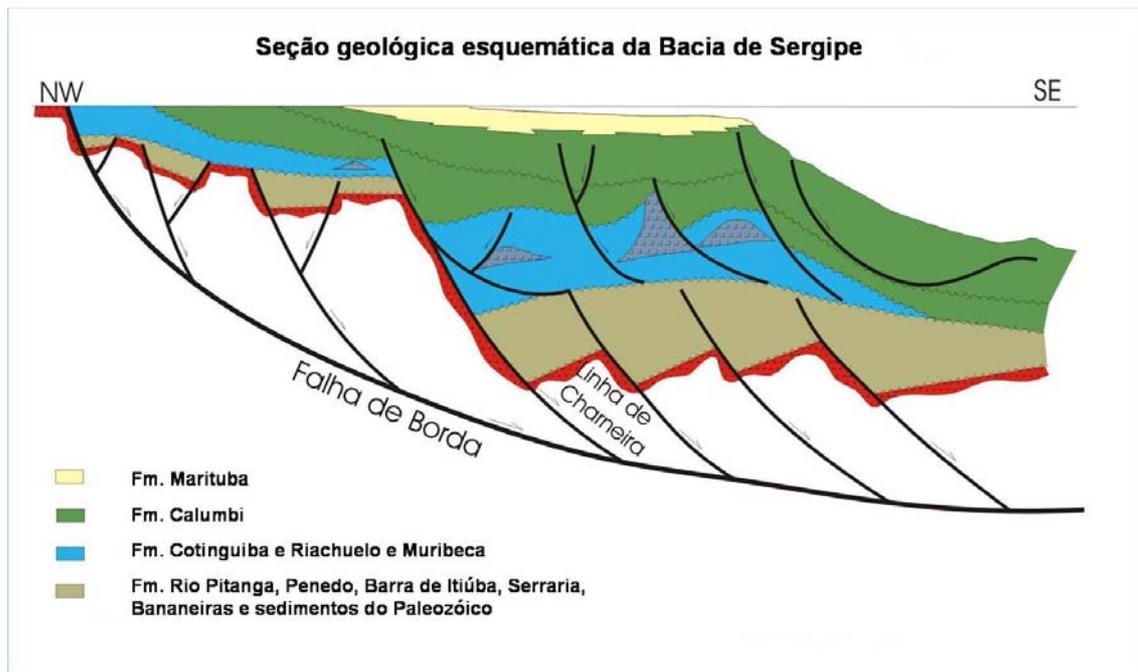


Figura 2.2 - Seção geológica esquemática da Bacia de Sergipe (Cainelli *et al.*, 1988; localização na figura 2.1: linha verde próxima à cidade de Aracaju).

d) Estágio marinho – caracterizado pela instalação de um mar de caráter permanente há cerca de 115 milhões de anos, durante o Albiano a Eocretáceo. Entretanto, a ruptura final que separou o Gondwana em dois continentes, ocorreu à cerca de 80 milhões de anos. Até esta época, a circulação foi um pouco restrita, pois não havia comunicação entre os oceanos Atlântico Sul e Norte. Com a entrada definitiva do oceano, ocorreu uma explosão de vida. O basculamento da bacia para sudeste é o resultado da subsidência térmica e sobrecarga sedimentar. Tal sedimentação se estende até o recente. Os sedimentos são formados pelos conglomerados e arenitos de leque deltaico, calcarenitos de plataforma e calcilutitos lagunares e de talude da Formação Riachuelo, calcilutitos de talude e margas bacinais da Formação Cotinguiba, arenitos da Formação Marituba, calcarenitos da Formação Mosqueiro, além de folhelhos de talude e bacinal da Formação Calumbi. Há cerca de 65 milhões de anos o mar recuou, expondo estes sedimentos cretáceos, os quais foram parcialmente erodidos.

Por fim, depositou-se, na Sub-bacia de Sergipe, a exemplo de outras bacias costeiras, uma sequência continental composta pela Formação Barreiras (Plioceno-Pleistoceno) e por sedimentos de praia e aluvião do Período Quaternário.

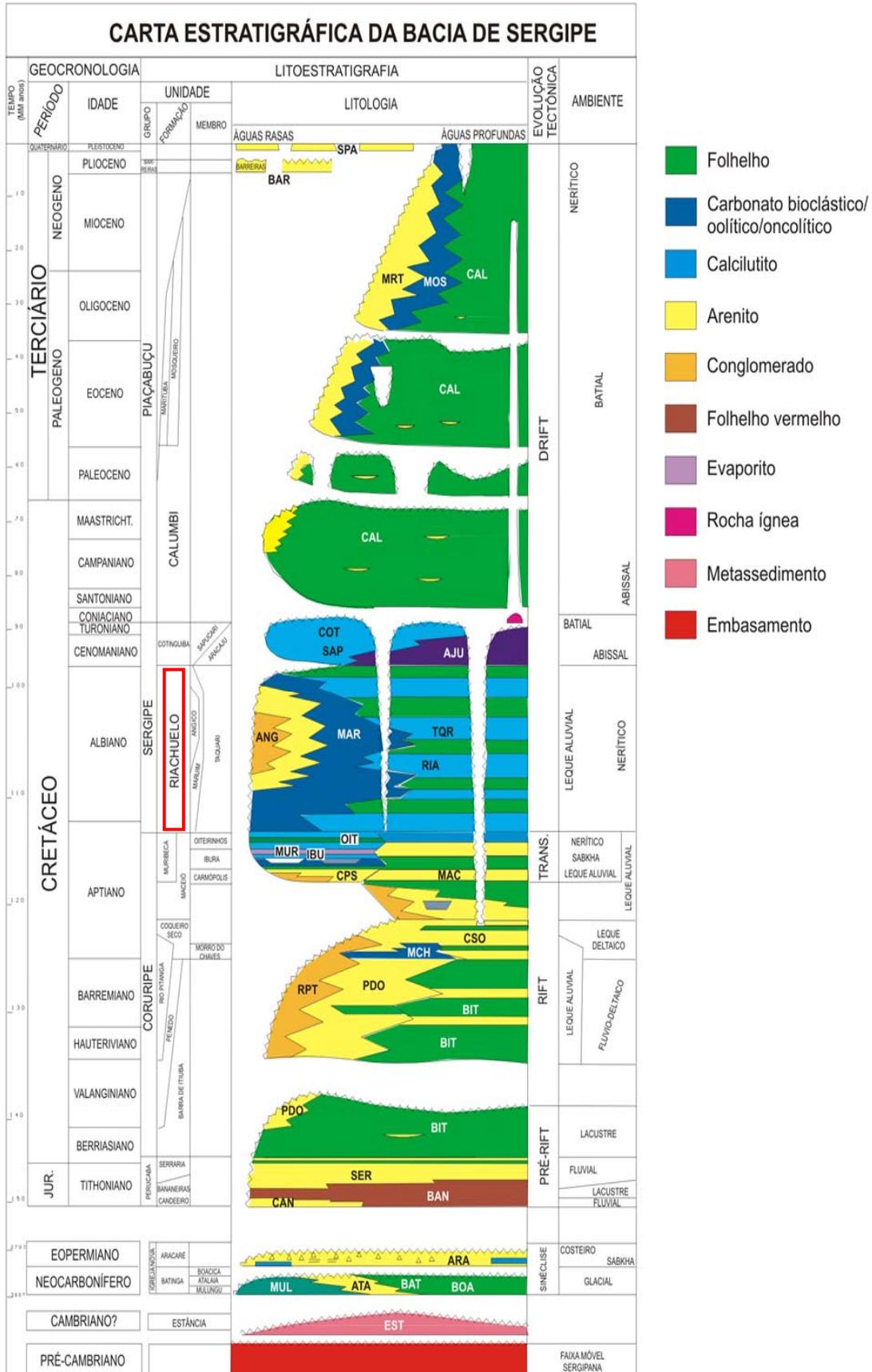


Figura 2.3 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe (Feijó, 1994).

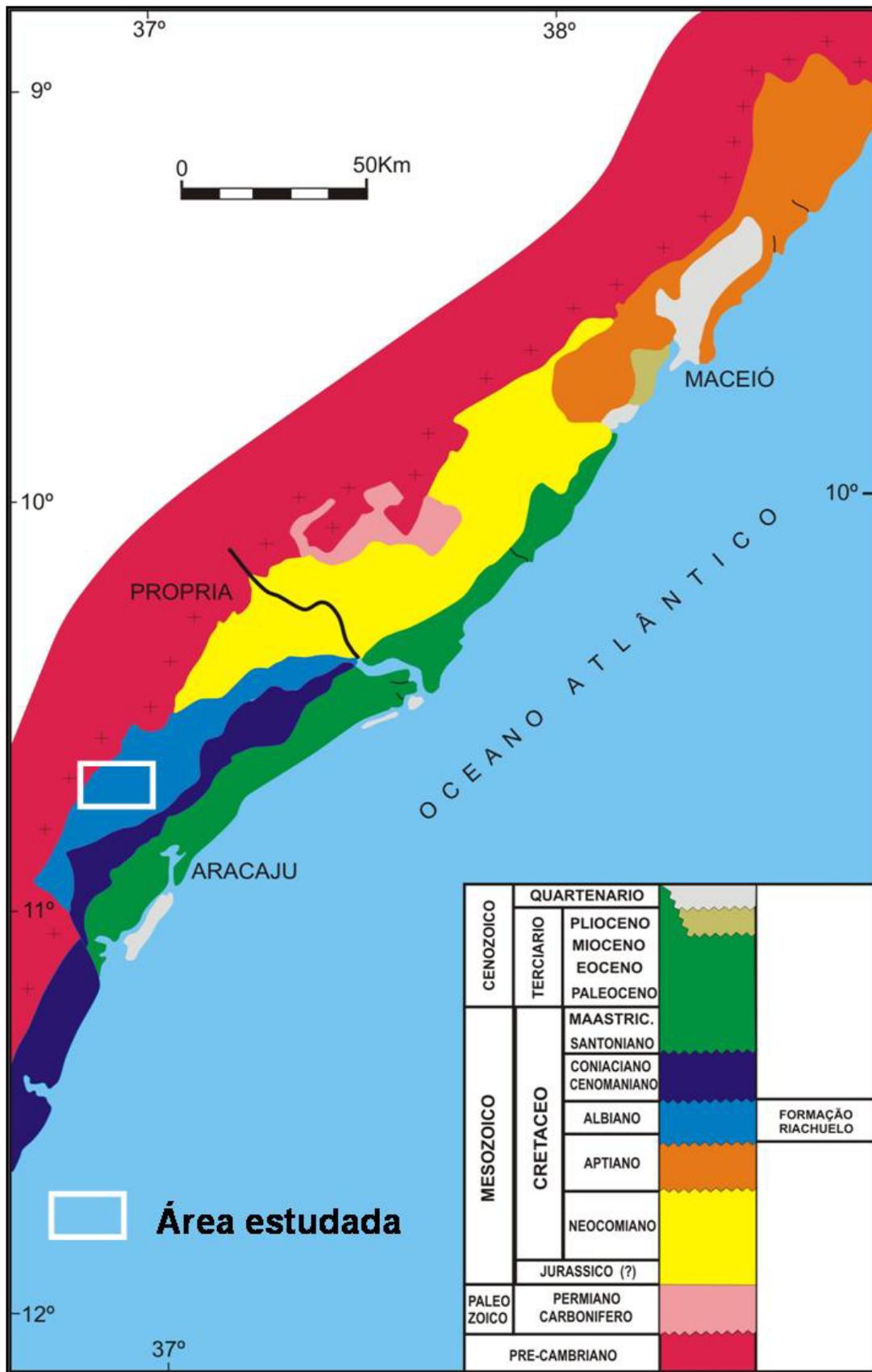


Figura 2.4 - Mapa geológico simplificado da Bacia Sergipe-Alagoas (modificado de Koutsoukos, 1989).

2.1.3 - Arcabouço Estrutural

O rifteamento da bacia iniciou-se no Eocretáceo, com a separação dos continentes africano e sul-americano. O processo expressa-se como meio-graben em echelon limitados por falhas tracionais NS bem como por feições arqueadas positivas (domos) e negativas, interpretadas como associadas a falhas transcorrentes N30°E, estruturas características de um regime transtensional (Lana, 1985). A partir do Aptiano, taxas de sedimentação muito mais expressivas e depocentros controlados por falhas normais de grande rejeito e direção geral NE atestam importante distensão crustal. As idades das feições dômicas e discordâncias, nos diferentes compartimentos tectônicos da bacia, indicam propagação do rifteamento de SW para NE.

2.2 - O Albiano no Atlântico Sul

Azevedo (2004), baseado em dados geoquímicos, geofísicos, sedimentológicos e paleontológicos, fazendo analogia às condições atuais do Mar Vermelho, concluiu que o Atlântico Sul manteve-se separado durante o final do Aptiano ao Mesoalbiano. O lineamento formado pelo Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo constituía numa barreira restritiva à circulação de água entre o Atlântico Sul Meridional (ASM) e Atlântico Sul Central (ASC), que só foi superada de modo efetivo no Neolbiano. Até então, este último era alimentado esporadicamente por águas vindas do Atlântico Norte, ligado, à época, ao Mar Tethys (figura 2.5).

De acordo com aquele autor, o ASC esteve inserido num cinturão climático árido, submetido a um balanço hídrico negativo, enquanto no ASM dominava o padrão de circulação estuarino. A comparação de resultados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em carbonatos de diferentes regiões do planeta mostra que as águas do ASC eram mais quentes do que as que banhavam a região a sul do lineamento de Florianópolis e as águas da região do Mar Tethys.

Concluiu também que a evolução sedimentar no ASC se fez em meio a profundas mudanças paleoceanográficas induzidas, principalmente, por fenômenos tectônicos globais ligados à dinâmica de criação de crosta oceânica, que levaram a interligação marinha definitiva entre o Mar Tethys e o Índico, ao final do Albiano. Movimentações halocinéticas e variações orbitais foram responsáveis pelas oscilações do espaço deposicional, que proporcionaram o empilhamento de dezenas de ciclos *shallowing-upward* em diferentes magnitudes.

O autor afirma que, com menores larguras ao norte, ao final do Aptiano o ASC constituía-se num mar restrito, com formato triangular, tendo cerca de 2400 km de comprimento por 400 km de largura máxima, localizada no extremo sul do Platô de São Paulo, considerado como uma crosta continental estirada

Bengston & Koutsoukos (1992) estudando as assembléias de foraminíferos e amonóides do Aptiano e Albiano da Bacia de Sergipe, mostraram a clara afinidade destes grupos com aqueles presentes nas regiões tetianas de baixa latitude. Destacaram a presença de uma fauna de foraminíferos indicativa de ambiente nerítico profundo a batial superior, em

sedimentos do Aptiano superior ao Albiano superior, comprovando a existência de batimetrias elevadas no Nordeste no Brasil.

A ausência de rudistas, corais e orbitolinídeos, particularidades que faziam o Atlântico Sul ser visto classicamente, como de domínio temperado, teve origem, principalmente na escassez de nutrientes (Azevedo, 2001) e nos elevados índices de salinidade e temperatura que limitavam a solubilidade de O₂. O fato das bacias de Sergipe e Potiguar apresentarem uma diversidade faunística e florística maior, ocorrendo alguns biolitos algálicos a solenoporáceas e raríssimos rudistas e orbitolinídeos (Terra e Lemos, 1999), indica que as águas destas regiões se encontravam em condições de temperatura e salinidade menos inóspitas, ainda que estressantes. Provavelmente, no extremo norte do ASC a oferta de nutrientes era menos crítica.

2.3 - Formação Riachuelo

A Formação Riachuelo na Bacia de Sergipe, com depósitos do Aptiano Superior ao Albiano, é uma seqüência constituída por sedimentos siliciclásticos (conglomerados, arenitos e folhelhos) e também por carbonatos (calcarenitos e calcilitos). Os sedimentos grossos siliciclásticos são interpretados como depositados por leques deltaicos originados das áreas altas do embasamento ao longo da borda da bacia (Schaller, 1980). Os calcarenitos foram formados em ambiente de moderada a alta energia, enquanto os calcilitos foram depositados em ambiente de plataforma restrita e na área offshore, em condições marinhas de plataforma aberta a talude superior, durante o pico de deposição de carbonatos, na subida máxima relativa do nível do mar. (Koutsoukos, 1989).

Segundo Schaller (1969) o contato superior com a Formação Cotinguiba é discordante e o contato basal com a Formação Muribeca é um hiato deposicional e erosão localizada (Koutsoukos, 1989; figura 2.6).

Koutsoukos (1989) estudando os foraminíferos a partir de amostras coletadas em poços e afloramentos, reconstruiu os paleoambientes desta formação.

No Aptiano Superior ocorre a primeira sedimentação marinha franca no nordeste do proto-oceano Atlântico Sul. Na bacia de transição do não-marinho (lacustre hipersalino) a marinho (dominado por carbonatos) o ciclo é marcado por um hiato deposicional e uma mudança abrupta na microfauna.

Os sedimentos marinhos mais antigos ocorrem na porção oeste da bacia em condições parálicas (ambiente lagunar). São, lateralmente e temporalmente, substituídos por ambiente raso a profundo nerítico-batial superior, em um mar epicontinental marginal, hipersalino e morno.

No Albiano Inferior a Médio, condições parálicas (ambiente lagunar) ainda persistiam na porção noroeste da bacia. Os depósitos são compostos de camadas intercaladas de folhelho, marga, lama carbonática e calcarenito.

O tectonismo local foi responsável pela deposição, de W para SE de sedimentos siliciclásticos (Membro Angico) em locais de ambiente nerítico profundo a batial superior.

O Albiano Superior em Sergipe é caracterizado, localmente, por uma progressiva tendência de raseamento, se opondo a tendência geral de aprofundamento da margem continental naquela época (Koutsoukos & Dias-Brito, 1987). Os afloramentos do Albiano Superior, do Membro Maruim na área sudoeste, são representados por calcarenito oolítico/oncolítico bioclástico, com menor intercalação de lama carbonática e marga, depositada em ambiente parálico e nerítico raso.

O fim do Albiano na área SW da bacia, é caracterizado por um raseamento da coluna de água, provavelmente devido a um soerguimento local do embasamento. O restante da porção emersa e *offshore*, revelam uma leve tendência de raseamento. A atividade halocinética foi de baixa intensidade e se desenvolveu mais positivamente a partir do Albiano tardio (Ojeda & Fugita, 1976).

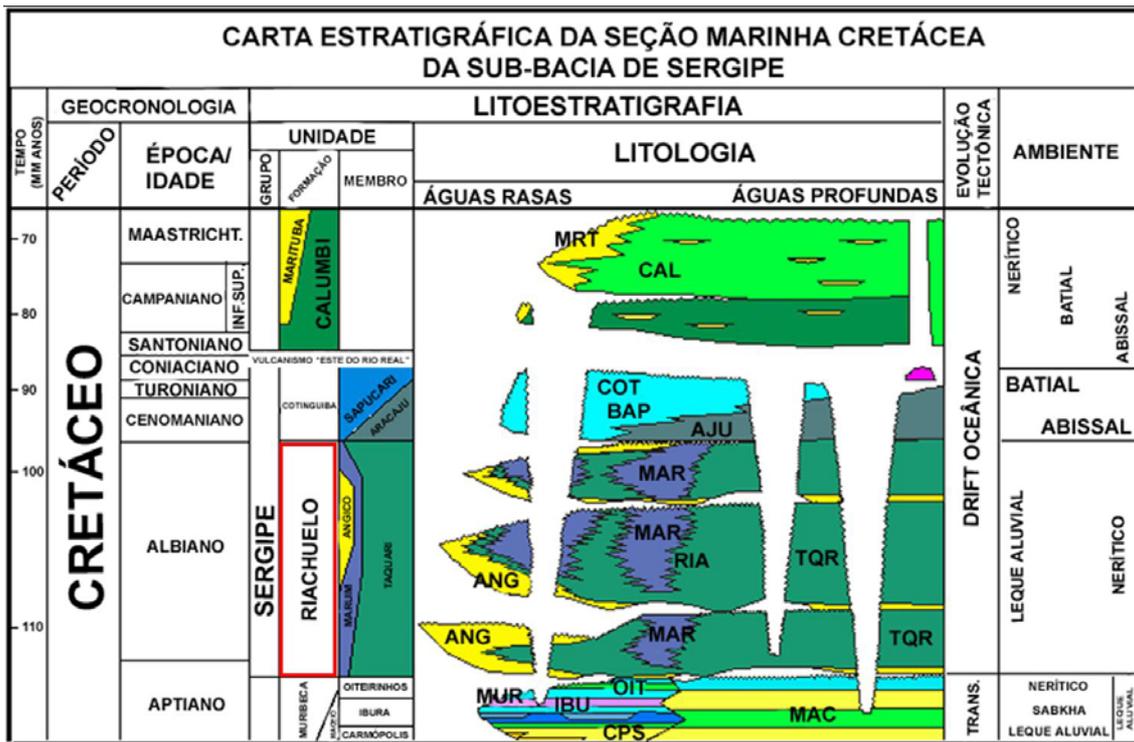


Figura 2.6 - Carta Estratigráfica da seção marinha Cretácea da Bacia de Sergipe (Mendes, 1994).

Mendes (1994) dividiu a seqüência Albo-aptiana da Bacia Sergipe-Alagoas em três seqüências deposicionais: I (basal), II (intermediária) e III (superior) com durações estimadas de 4, 7 e 4 milhões de anos, respectivamente. Utilizou seções sísmicas, perfis elétricos, dados bioestratigráficos e análises geoquímicas. O resultado de seu trabalho foi incluído na Carta Estratigráfica de Sergipe (Figura 2.6).

Carvalho (2001) realizou análises palinológicas em dois poços totalmente testemunhados, um na área de Santa Rosa de Lima (mais proximal) e o outro na área de Carmópolis (mais distal). A análise quantitativa mostra que a seção do primeiro poço é dominada por gimnospermas que formam 84,7% do total de palinórfos e 61,8% no segundo poço. O segundo grupo mais abundante são os esporos (8,9% de todos os palinórfos) no poço mais proximal; no mais distal, a seção é caracterizada palinologicamente pela abundância dos palinórfos marinhos (37,7% de todos os palinórfos). A abundância relativa dos esporos e de polens de *Classopollis* é evidência de um paleoclima predominantemente árido durante a deposição desta seção. Essas condições tenderam a diminuir, mudando para um clima tropical.

2.4 - Sedimentação Mista: Carbonatos e Siliciclásticos

2.4.1 - Introdução

Uma afirmação comum em sedimentologia é a de que a produção de carbonatos em ambiente de plataforma rasa é reduzida pelo influxo de material siliciclástico, e para a maioria dos sedimentólogos, os dois sedimentos não deveriam coexistir. A presença de sedimento siliciclástico inibe o desenvolvimento dos organismos que secretam carbonatos. A visão separatista entre estes sedimentos é ilustrada nos textos de sedimentologia, onde são divididos em capítulos, e também a forma como os sedimentologistas tendem a se classificarem como especialistas em carbonatos ou sedimentólogos de siliciclásticos. A falta de uma nomenclatura refinada para sedimentos ou rochas de composição mista reforça a separação. Nas últimas duas décadas, a ocorrência de simpósios sobre sedimentação mista ilustra que estes sedimentos são comuns. O termo misto é usado para indicar sedimentos compostos de misturas texturais de material carbonático e siliciclástico (Mount, 1984).

2.4.2 - A influência da tectônica na sedimentação

O modelo global de drenagem continental para os oceanos mudou bastante nos últimos 200 milhões de anos em resposta aos processos da tectônica de placas. A maioria dos principais rios da terra atualmente desaguam no mar, em margens continentais passivas as quais não eram comuns no início do Mesozóico. Esta reorganização da drenagem tem influenciado em muito a distribuição dos sedimentos marinhos e das fácies carbonáticas (Hay *et al.*, 1988).

A análise das mudanças na topografia continental relacionada à ruptura do Pangea sugere que durante o Mesozóico, o sistema de drenagem foi dominado por sedimentos detríticos de áreas de futuro rifteamento continental. Esta fase foi seguida pelo rifteamento e formação de oceanos estreitos com margens soerguidas. Como as margens subsidiram pela relaxação térmica, grande quantidade de sedimento foi disponibilizada do continente para as margens passivas. Nesta época, a drenagem dos rios ficou concentrada na foz de poucos grandes rios. Grande suprimento de sedimento requer soerguimento intenso como aquele causado pela subducção de crosta oceânica jovem e quente ou por colisão continental.

O suprimento intenso de sedimento também requer uma bacia de drenagem com declive; portanto o processo erosivo é eficiente para disponibilizar sedimento para o oceano. O resultado é uma sedimentação rápida, de complexos deltaicos contendo em abundância carbono orgânico.

Contrastando com a entrada de sedimento detrítico, o suprimento de carbonato é o oceano. A deposição de carbonato domina as plataformas continentais em todas as regiões quentes onde a entrada de sedimento detrítico não é muito intensa. As plataformas carbonáticas são cimentadas, resistem à erosão, então crescem até a quebra da plataforma em período de

mar alto. As plataformas detríticas vão se ajustando nos períodos de mar baixo com a quebra da plataforma muitas dezenas de metros abaixo.

Worsley e Davies (1979) compararam o modelo da taxa de acumulação de sedimento global com a curva eustática de Vail *et al.* (1977) e encontraram uma boa correlação, confirmando a idéia de que a eustasia possui um papel importante na determinação se o sedimento se acumula nas plataformas continentais ou em mar profundo.

2.4.3 - O suprimento de sedimento para os oceanos

O principal supridor de sedimento para os oceanos são os rios. Os glaciares são a segunda fonte mais importante de sedimento para o mar, mas carregam somente detritos. A distribuição global de sedimentos detríticos e carbonáticos no contexto da tectônica de placas, é importante para saber o que controla a proporção relativa da carga dissolvida e detrítica dos rios. A concentração da sílica dissolvida é função dos processos de intemperismo relativo à temperatura média da bacia de drenagem, sendo mais alta nos rios tropicais.

Como o espaço disponível para sedimentação de carbonato em mares epicontinentais e nas plataformas continentais é função do espaço não ocupado por sedimentos detríticos, a chave para a deposição de carbonato de água rasa está no entendimento e predição de como o suprimento de sedimento detrítico pode ter variado no passado.

2.4.4 - Sedimentação de detritos terrígenos e carbonatos nas margens continentais

No recente, os carbonatos dominam as plataformas que se estendem entre as latitudes 30° N e 35° S. Eles estão longe das áreas soerguidas. Uma exceção é o Mar Vermelho, onde a drenagem é direcionada das margens do rifte e a sedimentação carbonática domina as plataformas estreitas.

2.4.5 - O controle climático na sedimentação mista

O clima é o principal responsável pelo tipo de intemperismo dominante na área-fonte, mecânico, químico, ou ambos. O tipo de intemperismo influencia principalmente a granulometria dos sedimentos. No clima úmido o intemperismo químico é o responsável pela geração intensa de sedimentos finos. No clima árido, o intemperismo mecânico é dominante, gerando principalmente sedimentos de granulometria grossa.

2.4.6 - Sistemas deposicionais análogos

2.4.6.1 – Golfo de Elat – clima quente e seco (Recente)

É uma região de clima quente e seco e com baixa pluviosidade. As inundações são raras e catastróficas. Conseqüentemente o intemperismo mecânico é mais intenso, gerando sedimentos grossos. Os rios intermitentes são os carreadores de sedimento para a bacia, depositando os clásticos em uma plataforma estreita. Os depósitos gerados são leques aluviais e leques submarinos (Friedman, 1988; figura 2.7).

Os ventos criam correntes ao longo da costa que redistribuem os sedimentos e varrem parte dos finos para as áreas mais profundas. A planície costeira possui areias bem selecionadas onde se formam barras de maré e barras carbonáticas com oncolitos

A sedimentação mista ocorre na planície de maré, nas dunas costeiras, nos complexos de barras carbonáticas e nos tratos de recifes.

2.4.6.2 - Seqüência mista do Mioceno, sul de Israel – eventos cíclicos

Este exemplo do Mioceno constitui uma mistura in situ, onde biohermas de *beachrock* são parte integral de uma seção terrígena fina. Os canais intermitentes (*wadis*) dissecam as rochas da Formação Hazeva expondo uma seqüência vertical com pelo menos sete ciclos de sedimentação. Cada ciclo é composto de uma seqüência clástica com granocrescência ascendente (ciclos de raseamento para o topo). O ciclo se inicia com siltito e grada para arenito fino a muito fino. No topo de cada ciclo há uma fácies de granulometria grossa, resistente a erosão como um arenito, *beachrock*, ou banco de ostras, indicativo de uma fase de raseamento. Estas seqüências granocrescente ascendente são o resultado de sedimentação em ambiente transicional com provável controle climático na sedimentação (Friedman, 1988; figura 2.8).

2.4.6.3 – Mar Vermelho – Recente

Esta é uma região com clima árido, baixa pluviometria, área-fonte sem vegetação, solo sem componentes húmicos, ausência de cobertura vegetal e gradientes de temperatura extremos que tornam o intemperismo mecânico muito atuante. Em decorrência geram sedimentos grossos (Roberts & Murray, 1988).

A bacia é um rifte, alongado e estreito, ocorrendo mudanças rápidas na topografia e nas fácies sedimentares. A transição siliciclástico / carbonato ocorre em poucos quilômetros de distância. Os canais são o acesso do sedimento terrígeno para a bacia. Devido ao clima, pouca quantidade de sedimento fino é gerada.

Os períodos com aumento de atividade tectônica resultam no domínio da entrada de siliciclásticos para a bacia, o qual pode resultar no soterramento dos recifes e a larga ocorrência de areias terrígenas distribuídas por processos

basiniais. Os corpos arenosos paralelos ao golfo preenchem o Golfo de Suez e parecem ter sido distribuídos por fortes correntes bidirecionais nesta bacia alongada. Os períodos de relativa inatividade tectônica favorecem o desenvolvimento de estruturas carbonáticas e sedimentos carbonáticos abundantes (figura 2.9).

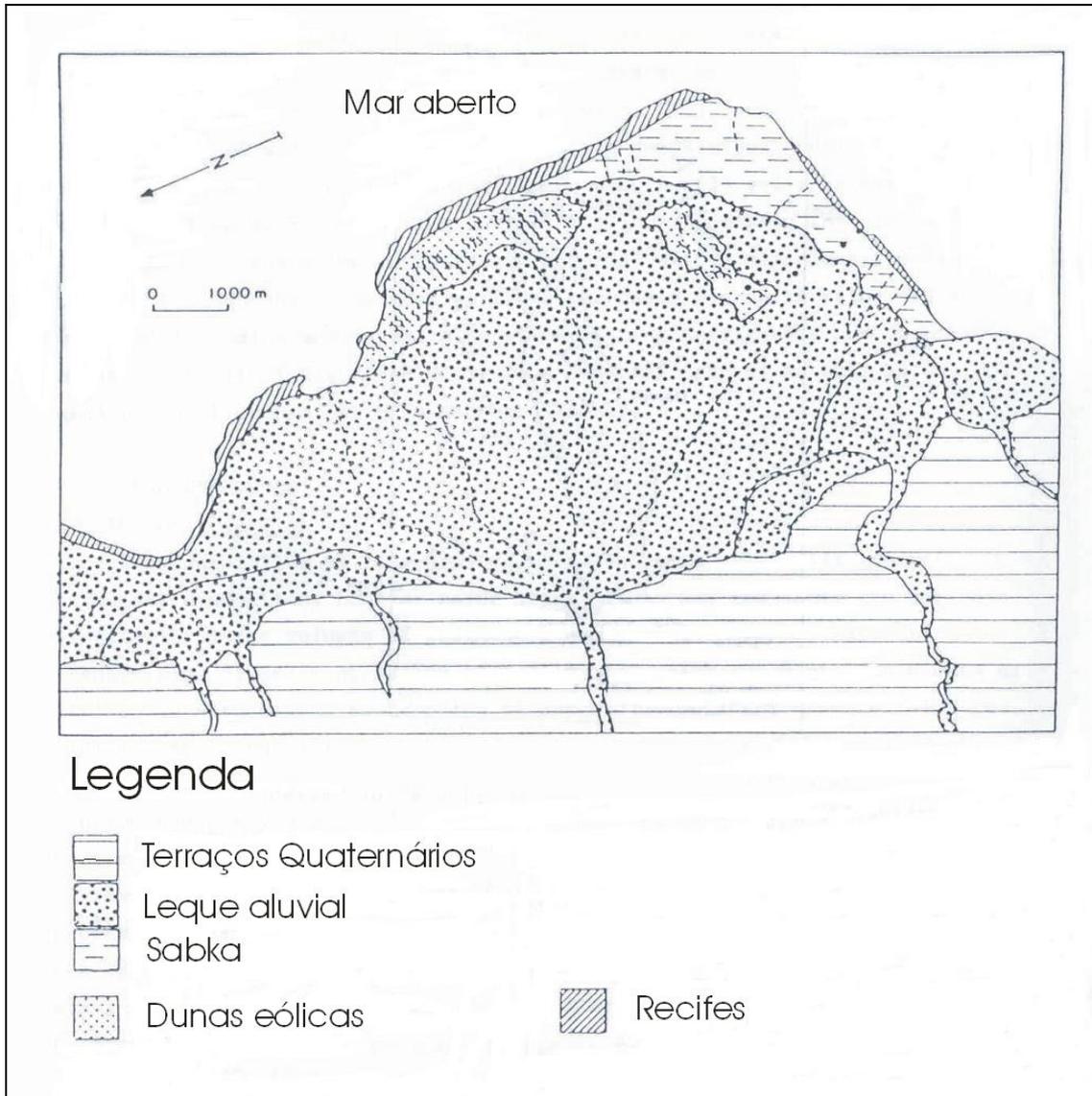


Figura 2.7 - Ambientes marinhos marginais do Golfo de Elat, Oriente Médio (Modificado de Friedman, 1988).

2.4.6.4 - A Grande Barreira de Recifes (Austrália)

Nesta bacia os termos plataforma interior, mediana e externa são usados para denotar as três zonas de sedimentação superficial: terrígena, mista e recifal. Estas zonas correspondem à profundidade da água de aproximadamente 0-20 m, 20-40 m e 40-80 m, respectivamente (Belperio & Searle, 1988)

Os rios são a maior fonte de sedimentos terrígenos modernos nesta província. A maré, o vento e a carga dos rios são identificados como os controles primários na dispersão de sedimentos. A maioria destes sedimentos trazidos por inundações é depositada próximo à foz do rio e são redistribuídos pelas correntes costeiras (figuras 2.10 e 2.11).

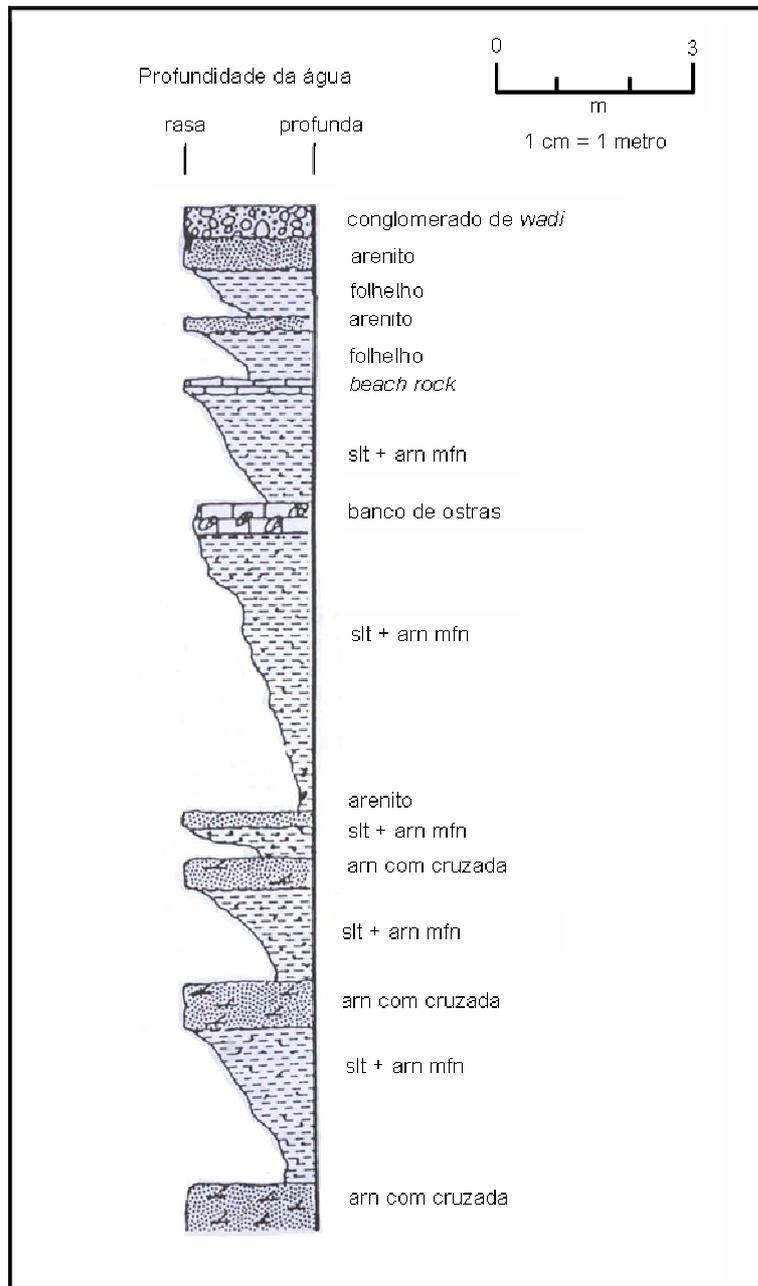


Figura 2.8 - Sequência mista com ciclos de raseamento para o topo do Mioceno de Israel (Modificado de Friedman, 1988).

Os sedimentos fluviais são dispersados acima da foz dos rios e contribuem para a progradação dos complexos interdeltáicos costeiros. A coalescência de tais complexos costeiros tem resultado em uma quase contínua planície costeira ao longo da costa norte da Província de Queensland

(nordeste da Austrália). A dispersão dos sedimentos resulta numa mudança abrupta de fácies na profundidade entre 20 e 25 m.

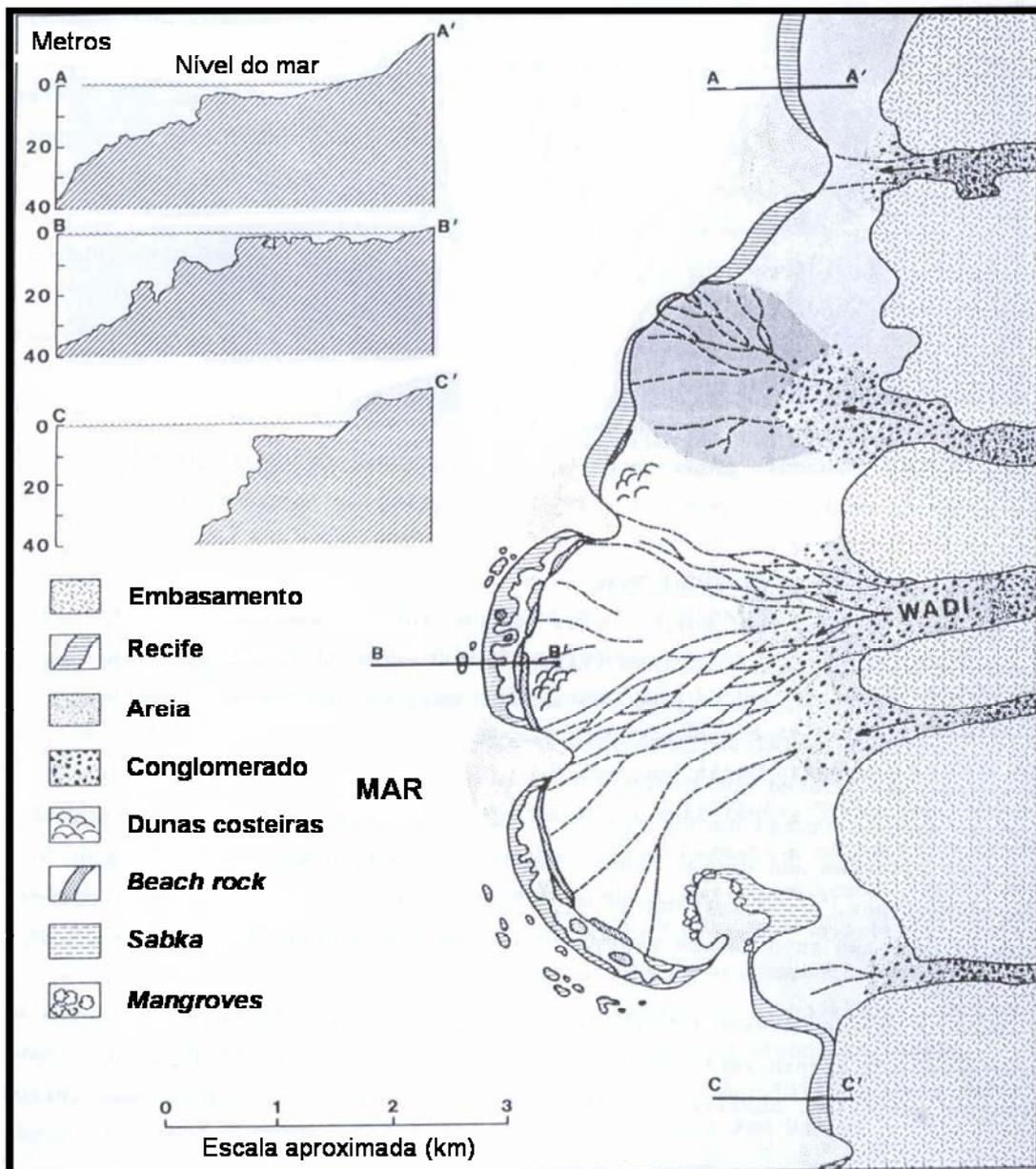


Figura 2.9 - Modelo esquemático de recifes em franja e sedimentação costeira a norte do Mar Vermelho (Modificado de Roberts & Murray, 1988).

2.4.6.5 - Belize (América Central)

Na plataforma de Belize os recifes se formam sobre paleoaltos, enquanto os canais da laguna mantém suas posições em baixos estruturais. As áreas com subsidência mais rápida são dominadas pelos recifes enquanto as barras se acumulam em áreas com menor subsidência (McNeill, 2002; figura 2.12).

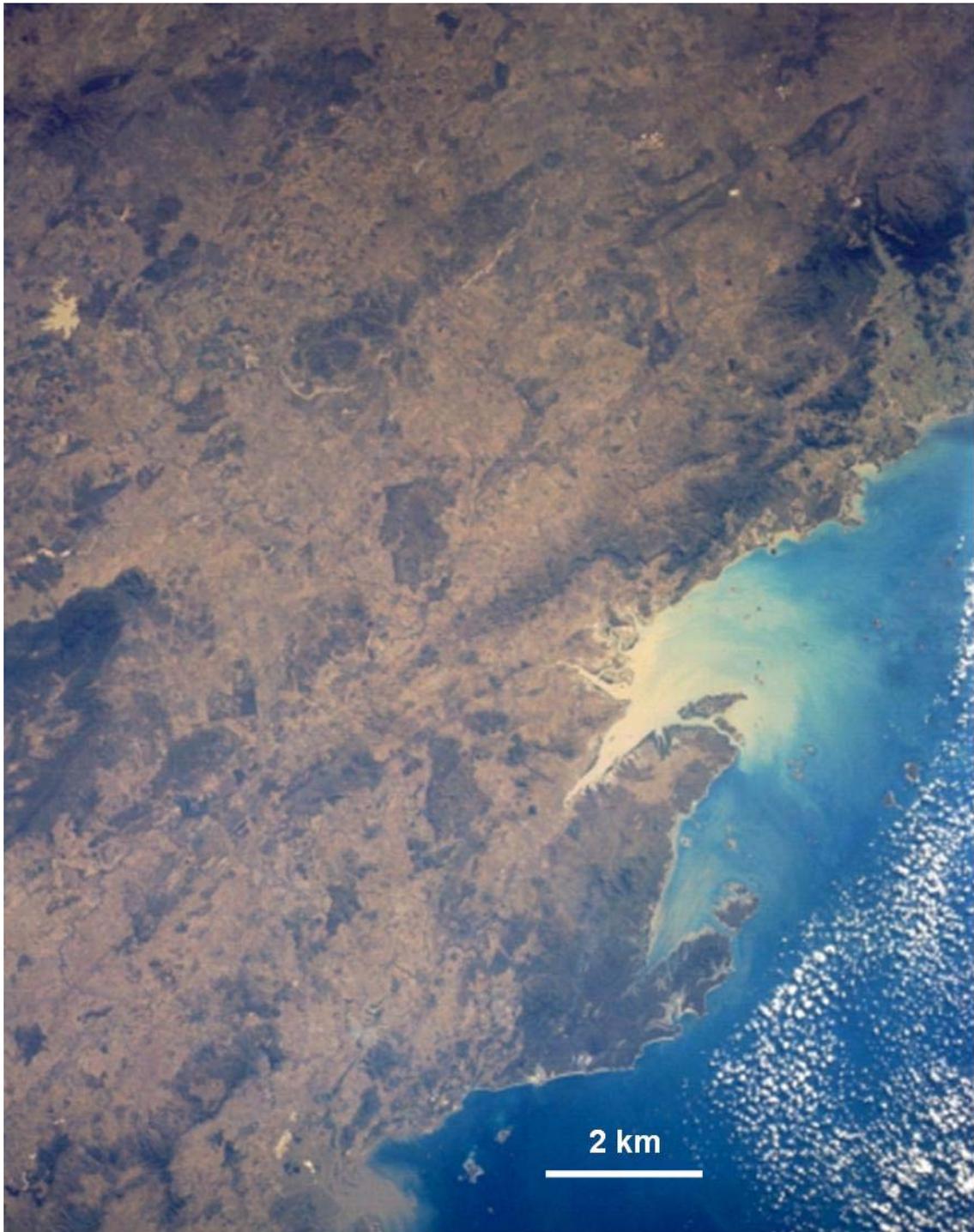


Figura 2.10 - Sedimentação siliciclástica na costa nordeste da Austrália.

Nesta região a sedimentação é caracterizada por três fácies: 1) os terrígenos próximo à costa são constituídos por areia quartzosa, silte e lama, e ocasionais componentes dos recifes *nearshore*; 2) margas com bioclastos na laguna; e 3) carbonato marginal formado por recifes.



Figura 2.11 - Grande Barreira de Recifes a 20 km da costa nordestre da Austrália.

A mistura de carbonatos e siliciclásticos está relacionada à distância da área-fonte e as variações do nível do mar. Durante as descidas do nível do mar, a deposição de siliciclástico domina a laguna, com depósitos fluviais entrelaçados, vales incisos e desenvolvimento de sistema deltaico. Durante a transgressão, a deposição carbonática é dominante e alguns altos siliciclásticos, como diques marginais, se tornam o substrato dos recifes. O relevo criado pelo recife inicial sobre os altos topográficos influencia a deposição dos sedimentos e o modelo de drenagem durante as descidas do nível do mar. Os baixos topográficos se tornam vales incisos que foram reocupados a cada queda do nível do mar no Quaternário. Estes vales possuem forma de U a formas irregulares e medem de 1,5 a 5 km de largura (figura 2.13).

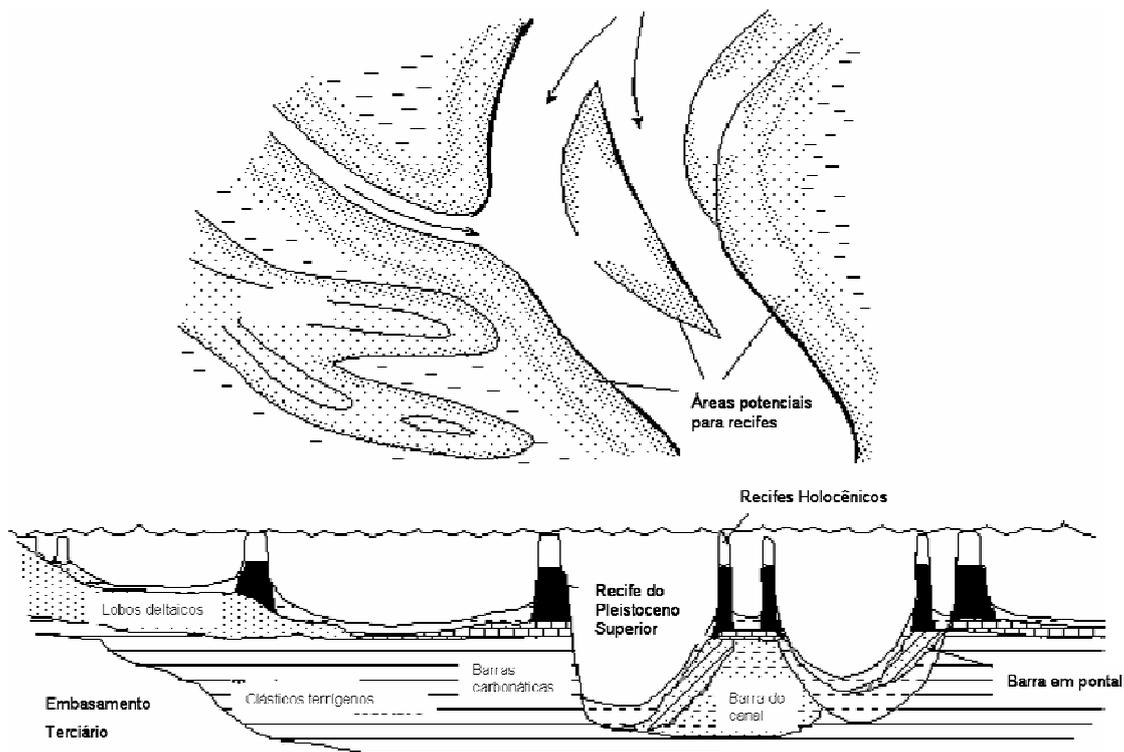


Figura 2.12 - Crescimento de recifes associados a depósitos deltaicos e fluviais em Belize, América Central (McNeill, 2002).

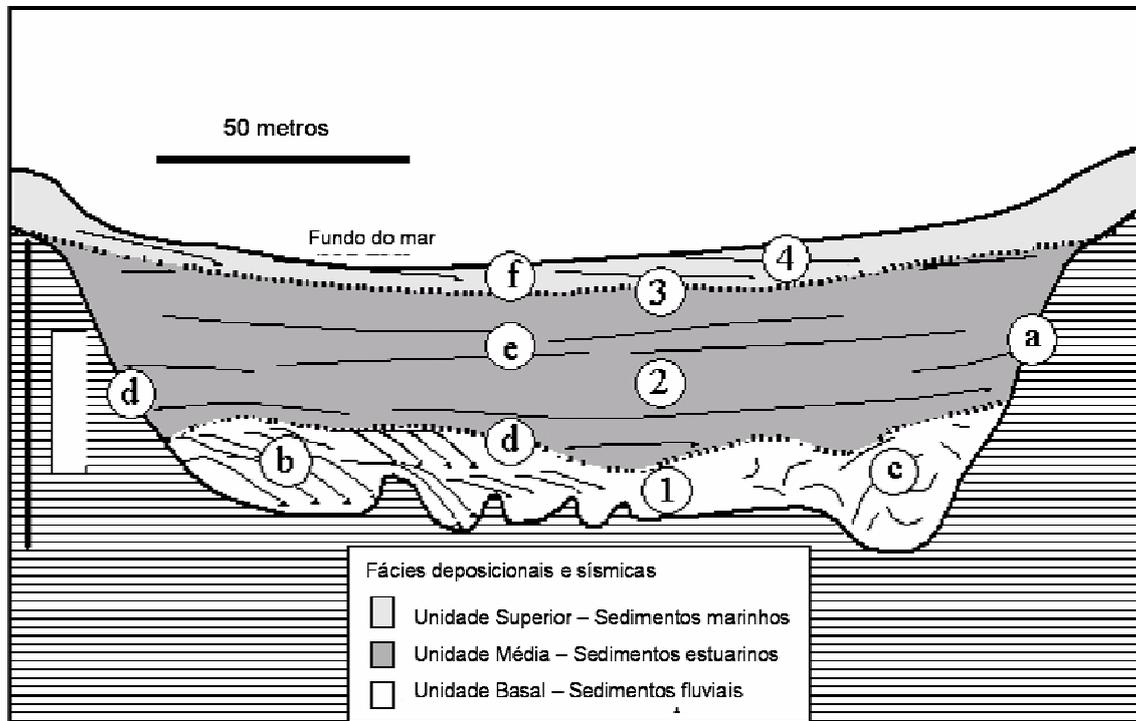


Figura 2.13 - Preenchimento de vale inciso durante o Holoceno em Belize (McNeill, 2002).

2.5 - Carbonatos

2.5.1 - Introdução

As rochas carbonáticas são formadas predominantemente por carbonatos, que se cristalizam na forma de calcita, aragonita ou dolomita.

A arquitetura das seqüências carbonáticas é controlada principalmente pelas feições estruturais e pelas mudanças relativas do nível do mar. A organização das fácies é função da profundidade da água, largura da plataforma, posição em relação aos ventos predominantes, fatores hidrodinâmicos, tempestades e clima (Read, 1985; Tucker, 1985). Os organismos produtores e formadores de carbonatos variam ao longo do tempo geológico, influenciando a morfologia destas plataformas.

A sedimentação carbonática difere da sedimentação siliciclástica, principalmente com relação à origem orgânica dos sedimentos. A grande maioria das partículas carbonáticas é diretamente produzida pela precipitação orgânica de carbonato de cálcio. Os organismos que vivem em água rasa ou profunda, bentônicos ou plantônicos, segregam grandes quantidades de aragonita, calcita magnesiana e calcita, dando origem a estes sedimentos. Os siliciclásticos normalmente vêm de fora da bacia.

Outra diferença é em relação à sedimentação na margem da plataforma. Nos sedimentos clásticos este é um local afastado da área-fonte. Nos sedimentos carbonáticos esta é uma área de grande proliferação de organismos, onde crescem os recifes e se acumulam oolitos.

Os sedimentos carbonáticos depois que são formados estão sujeitos aos mesmos processos hidrodinâmicos que afetam os siliciclásticos.

Com o avanço das pesquisas, principalmente na área dos genomas, a comunidade científica tem mostrado que a sedimentação carbonática é um processo bioquímico e não somente químico como no caso dos oolitos.

No recente, os mares tropicais estão saturados em relação ao CaCO_3 , de forma que qualquer processo que retire o CO_2 da água normal do mar (pH = 8,4) tende a trocar o íon bicarbonato por carbonato, resultando a precipitação de carbonatos. De acordo com Wilson (1975) vários mecanismos podem ser efetivos neste processo:

- Aumento de temperatura
- Evaporação intensa
- Influxo de água supersaturada em locais onde núcleos ou catalisadores estão presente
- Ressurgência marinha de áreas de alta pressão para áreas de baixa pressão
- Mistura de água com alto teor de CO_3 e baixo teor de Ca com água do mar
- Processos orgânicos em fluidos de compactação
- Decomposição bacteriana produzindo amônia, elevando o pH e aumentando a concentração de carbonato
- Remoção de CO_2 pela fotossíntese

2.5.2 – Ciclicidade

Os sedimentos carbonáticos de plataforma são resultado de ciclos deposicionais, onde seqüências repetitivas de diferentes tipos de rocha são empilhadas (Wilson, 1975). Como resultado da alta taxa de acumulação, estes depósitos repetidamente crescem até o nível do mar e mesmo acima dele (James, 1984). Este padrão cíclico é observado nas seqüências de águas rasas, caracterizando condições cada vez mais rasa no sentido ascendente (ciclos *shoaling-upward*). Ginsburg (1971) e Wilson (1975) observaram que o empilhamento de sucessões de ciclos de raseamento para o topo é encontrado em depósitos de plataformas carbonáticas do pré-Cambriano ao Recente.

Spencer & Demicco (1989) consideram que a ciclicidade em rochas carbonáticas podem se formar em resposta aos mais variados fatores: eustasia, tectonismo, ajuste isostático, compactação ou variações no padrão de sedimentação.

Observa-se uma tendência de os ciclos serem atribuídos somente a variações eustáticas do nível do mar, principalmente relacionadas a variações orbitais (ciclos de Milankovitch).

Segundo Wilson (1975), a maior parte da sedimentação carbonática resulta basicamente de processos químicos ou bioquímicos que ocorrem em um ambiente marinho específico, com águas claras, quentes e rasas. Nos últimos 200 milhões de anos, observa-se uma nítida correlação entre a deposição carbonática e o cinturão equatorial, com os carbonatos neríticos aparecendo a norte e sul do Equador, em latitudes abaixo de 30° (Hay et al., 1988).

2.5.3 – Constituintes carbonáticos

Grãos

A origem dos grãos carbonáticos tamanho areia e cascalho é pela quebra de conchas e testas calcárias (bioclastos). Folk (1959) criou o termo aloquímico para designar os grãos carbonáticos, tendo definido quatro tipos: oolitos, pelets, fósseis e intraclastos.

O termo oolito originalmente foi usado de maneira genérica para descrever grãos esféricos e com estrutura interna concêntrica (Simone, 1981). Dentre todos os tipos encontrados na natureza, somente os oolitos marinhos são importantes como formadores de rochas carbonáticas. Eles são grãos carbonáticos esféricos, com diâmetro entre 0,25 e 1 mm, se caracterizam por possuir uma estrutura interna concêntrica formando envelopes em torno de um núcleo, que pode ser um grão carbonático ou siliciclástico (figura 2.14).

O oolito marinho era um grão considerado de origem inorgânica, formado por processos físico-químicos, em ambiente de água rasa e agitada. Atualmente, com o avanço das pesquisas relacionados aos genes, os pesquisadores tem mostrado que o processo de formação dos oolitos e também de outros grãos, como os oncolitos, e de bioconstruções como os laminitos, estão relacionados à presença de ciano-bactérias. O processo passa então a ser bioquímico.

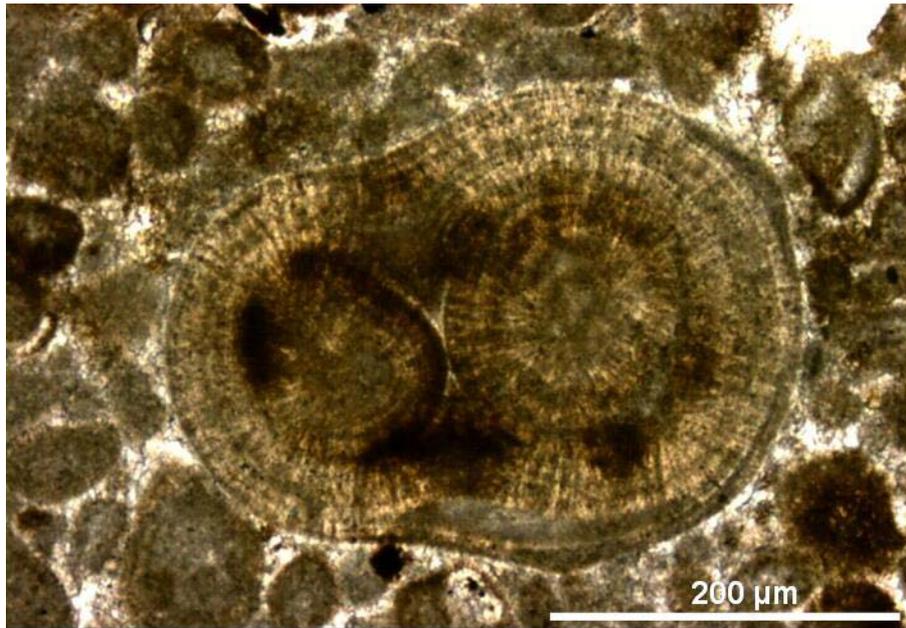


Figura 2.14 - Oolito: Afloramento Bonfim-9, lâmina 12845, nicois paralelos.

Fósseis

Os fósseis ou bioclastos são partículas oriundas da fragmentação de qualquer tipo de testa, concha ou esqueleto calcário, sendo esta quebra ocasionada por ação mecânica ou por agentes orgânicos (Wilson, 1975; figura 2.15).

Pelets

São agregados de calcita microcristalina, esféricos a elípticos, sem estrutura interna, com tamanho entre 0,04 e 0,08 mm (Folk, 1962), de provável origem fecal em função de seu tamanho constante, forma e alto conteúdo de matéria orgânica.

Pelóides

São grãos constituídos por carbonato cripto ou microcristalino, sem conotação de tamanho ou origem, podendo incluir *pelets*, intraclastos, fósseis micritizados e oolitos (Scholle, 1978; foto 2.16).

Intraclastos

São fragmentos de rochas carbonáticas penecontemporâneas, em geral pouco consolidadas, erodidas do fundo marinho e redepositadas geralmente próximo ao local da erosão.

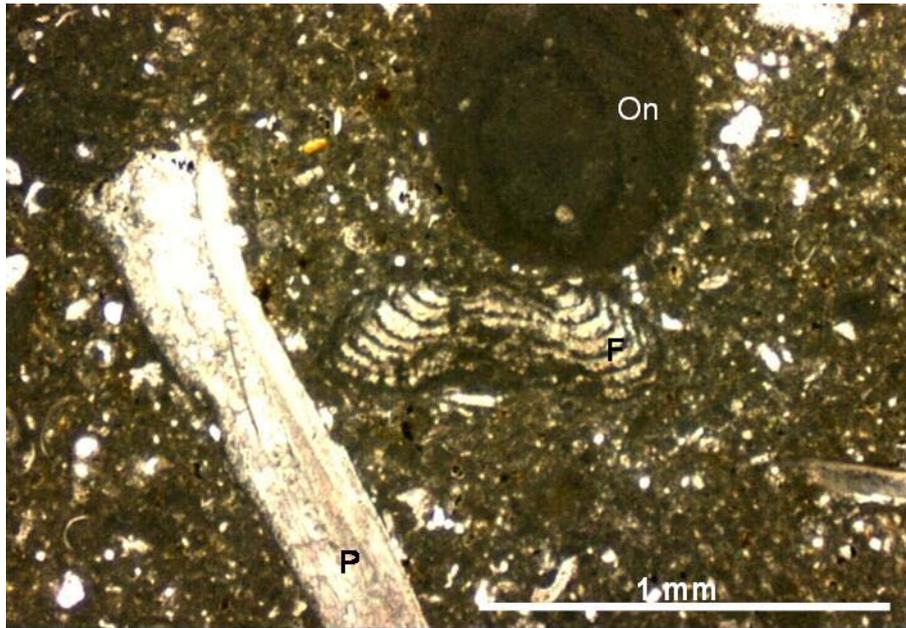


Figura 2.15 - Fósseis: oncolito (On), foraminífero bentônico (F) e pelecípoda (P); afloramento Mato Grosso-1, amostra 6, nicois paralelos.

Oncolitos

São grãos de natureza organo-sedimentar, anteriormente interpretados pelo recobrimento de algas azuis-verdes sobre um núcleo qualquer. Este também é um grão hoje interpretado como formado pela presença de cianobactérias sobre um núcleo qualquer. Estas bactérias retêm sedimento e/ou precipitam micrita, formando lâminas concêntricas à medida que os grãos rolam no fundo do mar. Este grão é um constituinte importante nas seqüências carbonáticas albianas das bacias marginais brasileiras (figura 2.17).

Lama calcária

Os primeiros trabalhos sobre carbonatos explicavam a origem da micrita ou lama carbonática tanto pela precipitação inorgânica de agulhas de aragonita, como pela intervenção de bactérias. Lowenstam (1955) sugeriu que a desintegração de algas verdes, pouco calcitizadas poderia ser a principal fonte de cristais de aragonita menores que dez micra. Isto ocorre no recente nas Bahamas. Nelsen & Ginsburg (1986), estudando a baía da Flórida, concluíram que outros organismos, como algas incrustantes e tubos de vermes fornecem muito mais lama carbonática que as algas verdes.

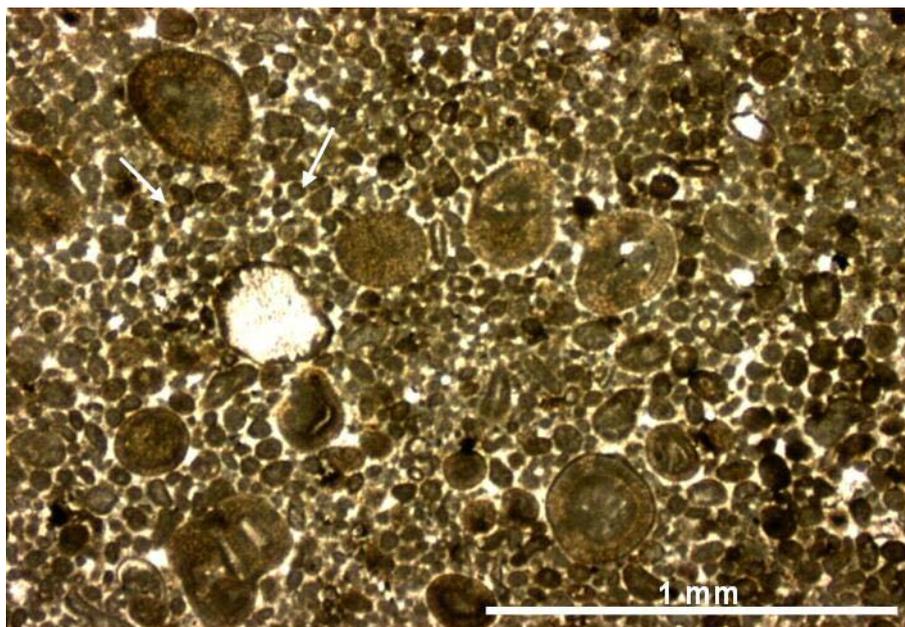


Figura 2.16 - Peloides: Afloramento Bonfim-9, lâmina 12845, nicóis paralelos.

A partir do Cretáceo, grande parte dos sedimentos finos de águas profundas são formados por cocolitos, bioelementos calcários produzidos por algas marrom-douradas.

2.5.4 - Classificação das rochas carbonáticas

Folk (1959) propôs uma classificação para as rochas carbonáticas. Mas a classificação mais utilizada na literatura geológica mundial é a de Dunham (1962), baseada nos aspectos texturais vigentes à época da deposição (quadro 2.1). A distinção que este autor faz para os sedimentos depositados em águas calmas e os depositados em águas agitadas é fundamental.

Outras classificações que empregam termos descritivos do tamanho do grão têm sido usadas à cerca de um século: calcilutito, calcissiltito, calcarenito e calcirudito. Estes termos são bastante usados na indústria do petróleo pelo fato do tamanho do grão ter uma relação direta com a permeabilidade.

2.5.5 – Ambientes de sedimentação carbonática

Um sistema carbonático, de forma simplificada, engloba três ambientes principais de sedimentação (figura 2.18):

1. Planície de maré
2. Plataforma
3. Periplataforma, englobando o talude e a bacia (depósitos de águas profundas).

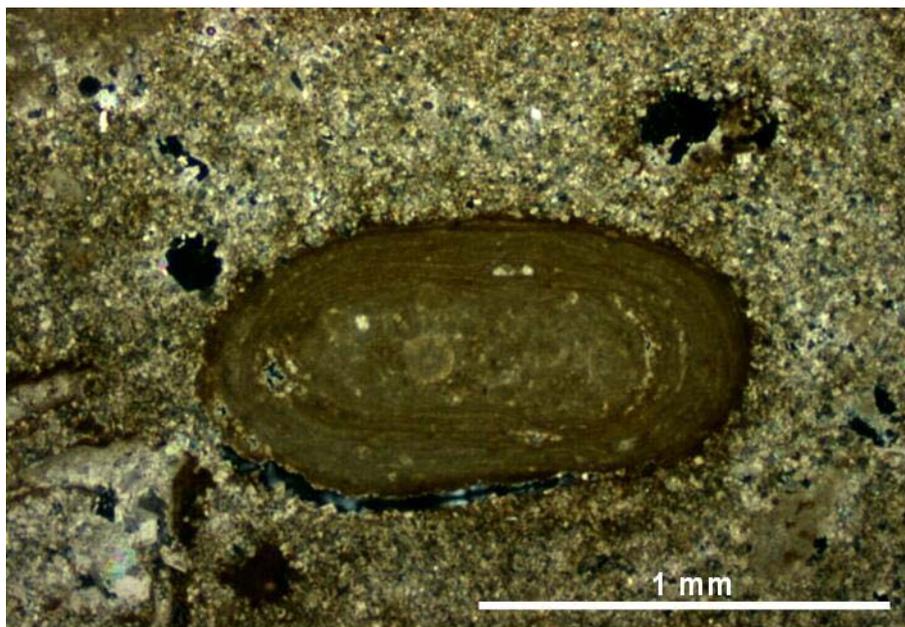


Figura 2.17 – Oncolito: Afloramento Bonfim-9, lâmina 12847, nicois cruzados.

Planície de maré

A planície de maré se caracteriza por três ambientes: supramaré, intermaré e inframaré. Os sedimentos de supramaré são depositados acima do nível da maré alta normal. Esse ambiente é subaéreo a maior parte do tempo, sua inundação ocorre durante as marés de sizígia ou por tempestades. O ambiente de intermaré situa-se entre as marés alta e baixa normais, portanto exposto uma ou duas vezes por dia, a depender do regime de marés e das condições de vento. Os sedimentos de inframaré incluem aqueles depositados mar a dentro e nos canais de maré do próprio sistema.

Plataforma

O termo plataforma refere-se a extensas áreas de ambiente de águas rasas, bordejados em direção à praia por sedimentos continentais ou costeiros e, mar a dentro, por sedimentos de talude ou bacia.

As barreiras que ocorrem na margem das plataformas são feições importantes na construção deste ambiente. Podem ser recifal ou corresponder a acumulações de areias calcárias. O relevo da barreira influencia a energia deposicional, temperatura e química da água (oxigenação e salinidade), fatores que afetam a atividade biológica.

Os fatores físicos que influenciam a distribuição dos sedimentos carbonáticos neste ambiente são ondas, correntes marinhas, correntes de maré e de tempestades. As variações destes fatores determinam a energia deposicional.

Textura deposicional reconhecível					Textura original não reconhecível
Constituintes originais não ligados durante a deposição			Sem lama e suportado pelos grãos	Componentes originais intercrescidos durante a deposição	
Contém lama (Partículas tamanho argila e silte fino)		Suportado pelos grãos			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packestone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	Carbonato cristalino

Quadro 2.1 – Classificação das rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).

Margem da plataforma

Dois tipos de sedimentos ocorrem neste ambiente, os recifes e as acumulações de oolitos. Águas rasas e agitadas são fundamentais para a formação de oolitos. Os recifes possuem uma tolerância maior em relação à profundidade da água, mas necessitam de um substrato rígido para que os organismos como os corais cresçam.

No *backreef* ou retaguarda do recife acumulam-se corpos arenosos espessos, formados em grande parte por sedimentos derivados do próprio recife.

Interior da plataforma

O tipo de sedimento que ocorre na parte interna da plataforma depende do padrão de circulação, taxa de evaporação e a presença ou ausência de influxo de água doce do continente.

Em uma plataforma com circulação aberta, pode-se acumular areias bioclásticas e lama carbonática. Em função do padrão de circulação, a lama pode ser removida, como ocorre na porção sul da plataforma de Belize.

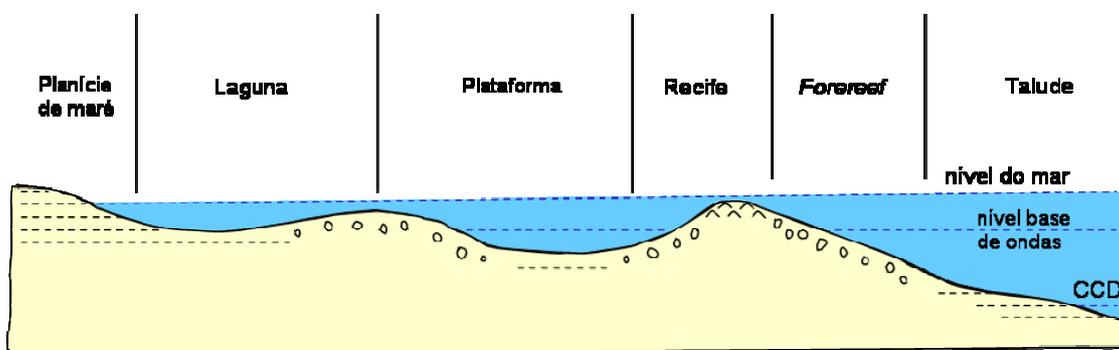


Figura 2.18 - Ambientes deposicionais carbonáticos (Tucker, 1981).

Sedimentação carbonática em águas profundas

Nos oceanos modernos, os sedimentos carbonáticos não são abundantes somente em plataformas tropicais rasas, mas também nos taludes e bacias, por vezes bem distantes de ambientes tropicais (Mullins, 1986). Portanto, sedimentos carbonáticos de águas rasas como Bahamas e Golfo Pérsico respondem por somente 10% do total da sedimentação carbonática. Os carbonatos de água profunda são os mais abundantes formadores de rochas carbonáticas no oceano recente. Isto deve ocorrer desde o Jurássico quando surgiram os organismos calcários planctônicos.

A distribuição dos carbonatos de água profunda é controlada por vários fatores: distância do influxo de terrígenos, proximidade dos bancos carbonáticos rasos, produção planctônica e temperatura e pressão da água oceânica profunda.

2.5.6 – Morfologia deposicional carbonática

O entendimento da morfologia deposicional é fundamental para se compreender a distribuição das fácies deposicionais em seqüências antigas.

Os dois modelos mais encontrados na literatura são o modelo de plataforma e o modelo de rampa. Eles possuem morfologias distintas, exibindo um conjunto de fácies características. Read (1985) definiu diversos tipos de morfologia deposicional, sua organização de fácies e critérios para o seu reconhecimento. Estabeleceu a influência das variações do nível do mar e o papel da tectônica na sua evolução.

A) Rampas carbonáticas

As rampas carbonáticas são caracterizadas por apresentarem mergulhos suaves, em geral, menor que um grau. As fácies de alta energia se desenvolvem junto à costa. Em direção à bacia, não há quebra marcante no talude, passando gradativamente para água profunda, onde estão os depósitos de baixa energia (Ahr, 1973;).

Read (1985) divide o modelo de rampa em dois tipos:

A1) Rampa homoclinal

Caracteriza-se por possuir inclinações suaves, relativamente uniformes, em direção à bacia (figura 2.19). Este modelo inclui as seguintes fácies:

- Planície de maré e laguna
- Complexo de bancos de águas rasas ou baixios arenosos oolítico-peloidais
- Rampa profunda, geralmente *wackestone* e *mudstone*, contendo fauna de ambiente marinho aberto; tempestitos são comuns.
- Lamas calcárias de bacia e talude, com folhelhos intercalados; brechas e turbiditos são raros.

A2) Rampa distalmente escarpada

Este modelo difere do anterior devido à quebra do talude não ocorrer na margem do alinhamento de alta energia, e sim muitos quilômetros em direção ao mar aberto (figura 2.20).

B) Plataformas carbonáticas (*rimmed carbonate shelves*)

Esta morfologia deposicional foi definida por Ginsburg & James (1974) que são as plataformas rasas cuja porção externa de alta energia é marcada por um aumento na inclinação, em direção a águas profundas. Possuem barreira semicontínua a contínua ao longo da margem da plataforma, restringindo a circulação e ação das ondas, criando condições de baixa energia em direção ao continente. As barreiras podem ser recifes, areias oolíticas ou bioclásticas, ou ainda ilhas de uma fase deposicional anterior (figura 2.18).

As plataformas rasas podem ser isoladas do continente, como as Bahamas. Possuem dezenas a centenas de quilômetros de largura. A presença de um talude inclinado favorece escorregamentos e formação de brechas carbonáticas. Sua morfologia favorece a deposição de turbiditos carbonáticos e siliciclásticos.

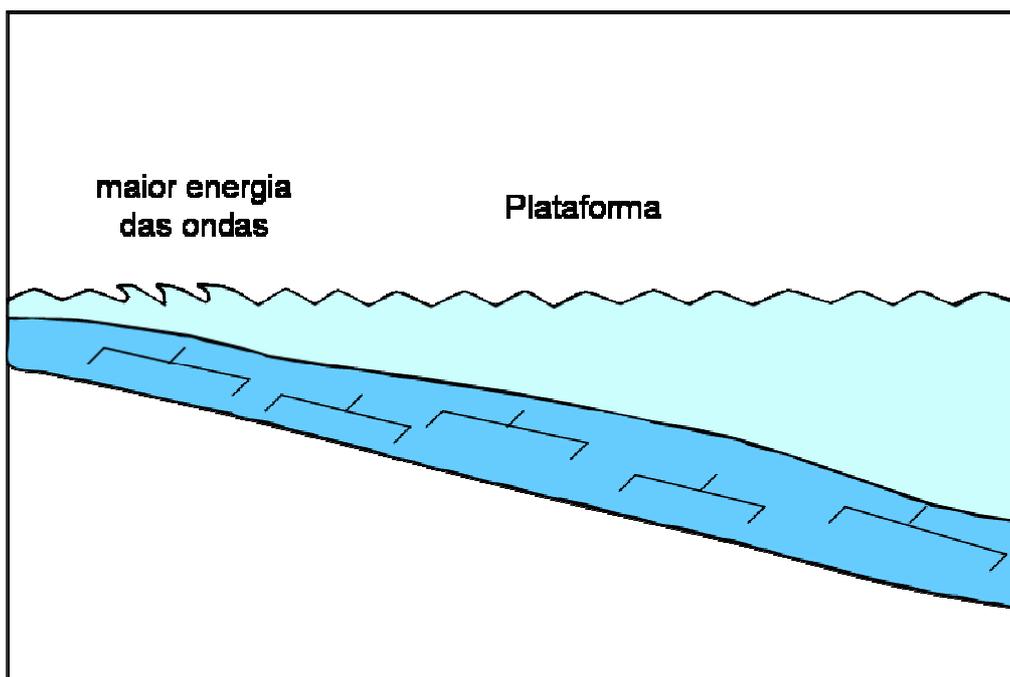


Figura 2.19 - Rampa carbonática (modificado de Ahr, 1973).

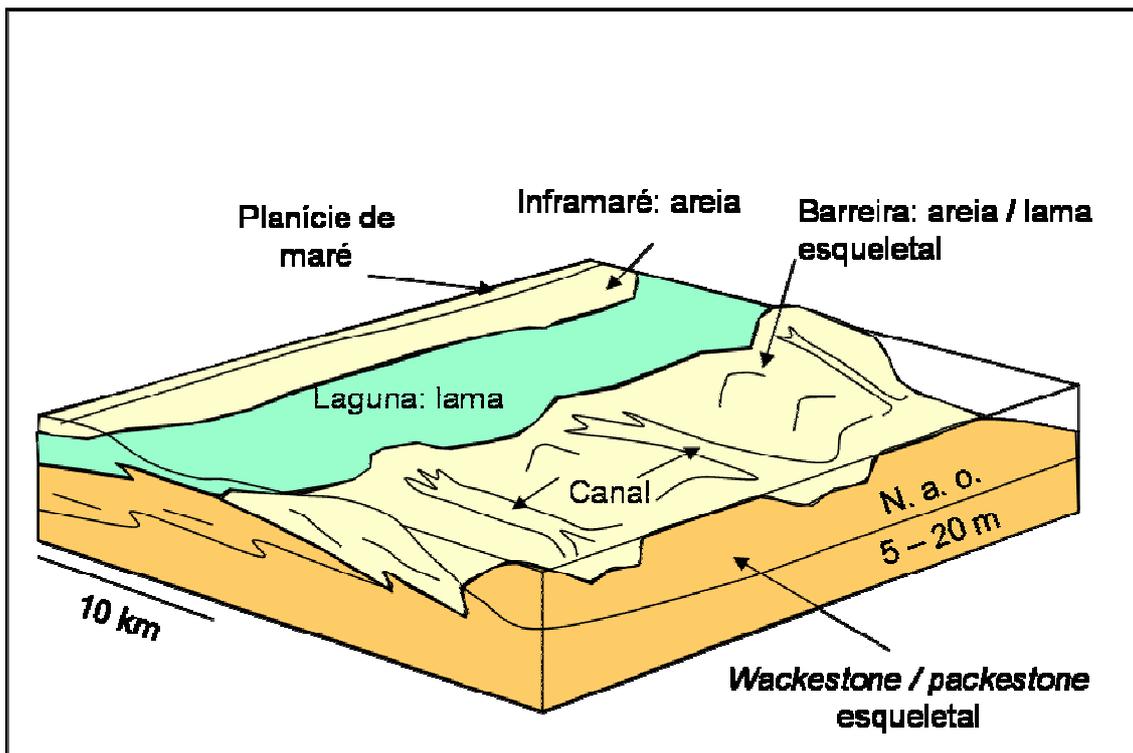


Figura 2.20 - Rampa carbonática com barreira (modificado de Read, 1985; N. a. o. = Nível de ação das ondas).

2.6 – Radar de Penetração de Solo (*Ground Penetrating Radar - GPR*)

Neste item será apresentada uma ferramenta que foi utilizada neste trabalho com o objetivo de visualizar a geometria dos corpos sedimentares e, principalmente, a relação entre sedimentos carbonáticos e siliciclásticos.

O objetivo desta metodologia foi mapear rochas em subsuperfície fornecendo uma imagem de muito alta resolução, tanto lateral quanto vertical, até a profundidade de 20 m.

O GPR é uma técnica geofísica que detecta descontinuidades elétricas em subsuperfície rasa (< 50 m), através da geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de pulsos discretos de energia eletromagnética de alta frequência (MHz).

A origem do GPR ocorreu em pesquisas no início do século vinte por cientistas alemães tentando obter técnicas que investigassem feições soterradas. As ondas eletromagnéticas pulsantes foram as primeiras a serem usadas na década de vinte. Continuando este desenvolvimento inicial, trabalhos utilizando radar foram realizados em glaciologia, engenharia civil, arqueologia e aplicações geológicas, tornando-se mais freqüente a partir da década de 70 (Davis & Annan, 1989). Entretanto, somente na década de 80 o sistema GPR tornou-se comercialmente disponível e a aquisição de dados

digitais tornou-se possível. Na década de 90 aconteceu uma explosão de interesse em GPR, com um número crescente de artigos publicados sobre a técnica a cada ano. O GPR tem sido usado por sedimentologistas para reconstruir o sistema deposicional e a natureza dos processos sedimentares em uma variedade de ambientes, investigações hidrogeológicas e também estudos de análogos para reservatórios de hidrocarbonetos (Neal, 2004).

Embora o aumento no uso de GPR em estudos sedimentológicos possa ser atribuído a sua disponibilidade na década de 80, o seu uso por pesquisadores está também relacionado à facilidade e rapidez na coleta de dados, a viabilidade para coletar informações de subsuperfície em afloramentos ou poços, e também a aparente familiaridade das imagens, devido à analogia com a técnica estabelecida pela reflexão sísmica. O poder dos dados da sísmica de reflexão foi demonstrado aos geólogos quando novas técnicas de interpretação associada com a estratigrafia sísmica (Mitchum *et al.*, 1977) revolucionou os estudos sedimentológicos regionais no final da década de 70 e início da década de 80, e subsequentemente levou aos conceitos associados à estratigrafia de seqüências.

Esta técnica geofísica de imageamento de subsuperfície utiliza o pulso elétrico para gerar ondas eletromagnéticas, que por sua vez são irradiadas para dentro da terra por uma antena emissora colocada na superfície. A transmissão deste sinal depende das propriedades elétricas do meio (condutividade elétrica e permissividade dielétrica) sob condições de altas freqüências (1 – 1000 MHz), que são principalmente controladas pelo conteúdo de água presente no solo. Este pulso é refletido e difratado, tanto pelas estruturas geológicas, quanto pelas feições anômalas que podem estar presentes no terreno. As ondas refletidas e difratadas são recebidas através de outra antena receptora colocada na superfície. Uma série de medidas são realizadas ao longo de uma linha, e quando colocadas lado a lado, fornecem uma imagem de muito alta resolução, tanto lateral quanto vertical, sobre uma seção ao longo do perfil (Porsani & Rodrigues, 1995; figura 2.21).

A teoria que rege os princípios da técnica de GPR é descrita pelas equações de Maxwell. O coeficiente de reflexão (RGPR) é o principal parâmetro extraído do método, e relaciona as propriedades físicas do meio, condutividade elétrica e permissividade dielétrica.

Para uma situação particular de duas camadas, o RGPR é dado por:

$$\text{RGPR} = \frac{\sqrt{\sigma_1 + i\omega\epsilon_1} - \sqrt{\sigma_2 + i\omega\epsilon_2}}{\sqrt{\sigma_1 + i\omega\epsilon_1} + \sqrt{\sigma_2 + i\omega\epsilon_2}}$$

onde σ_1 e σ_2 são as condutividades elétricas nos meios 1 e 2, ϵ_1 e ϵ_2 são as permissividades dielétricas dos meios 1 e 2 e ω é a freqüência angular.

Este método se baseia no fato das ondas eletromagnéticas se refletirem quando encontram interfaces entre materiais com propriedades físicas diferentes, retornando à superfície, onde são registradas (Faria, 2002). A profundidade de investigação varia entre alguns centímetros até algumas dezenas de metros; está relacionada ao tipo de material em subsuperfície e a freqüência utilizada (quadro 2.2):

- Baixas frequências -> grande profundidade – baixa resolução
- Altas frequências -> pouca profundidade - alta resolução

A velocidade de propagação depende da condutividade elétrica e da constante dielétrica do material atravessado. A velocidade de propagação aumenta com a porosidade e diminui com o conteúdo de água no material.

A maioria dos levantamentos de GPR é mono-canal, e com distância fonte-receptor constante. São levantamentos onde a distância entre as antenas é fixa, e elas são transportadas ao longo da linha, gerando uma seção de GPR. No levantamento mono-canal são definidos sete parâmetros:

- Frequência da antena
- Tempo de registro
- Intervalo de amostragem
- Espaçamento entre estações
- Localização da linha
- Orientação das antenas

São basicamente três itens a se considerar na escolha da frequência da antena:

- Resolução espacial desejada
- Heterogeneidade do meio
- Profundidade a ser atingida

Profundidade de investigação (m)	Frequência central (MHz)
0,5	1000
1,0	500
2,0	200
7,0	100
10,0	50
30,0	25
50,0	10

Quadro 2.2 – Profundidade de investigação em função da frequência da antena.

As feições como o lençol freático, estruturas sedimentares e limite litológico podem ser visíveis com GPR. A habilidade para imagear estruturas sedimentares primárias e limites litológicos é de particular importância para aplicações sedimentológicas no uso deste equipamento. O acamamento é um produto de mudança na composição do sedimento e mudança no tamanho,

forma, orientação e empacotamento de grãos, e resulta em correspondente mudança na porosidade.

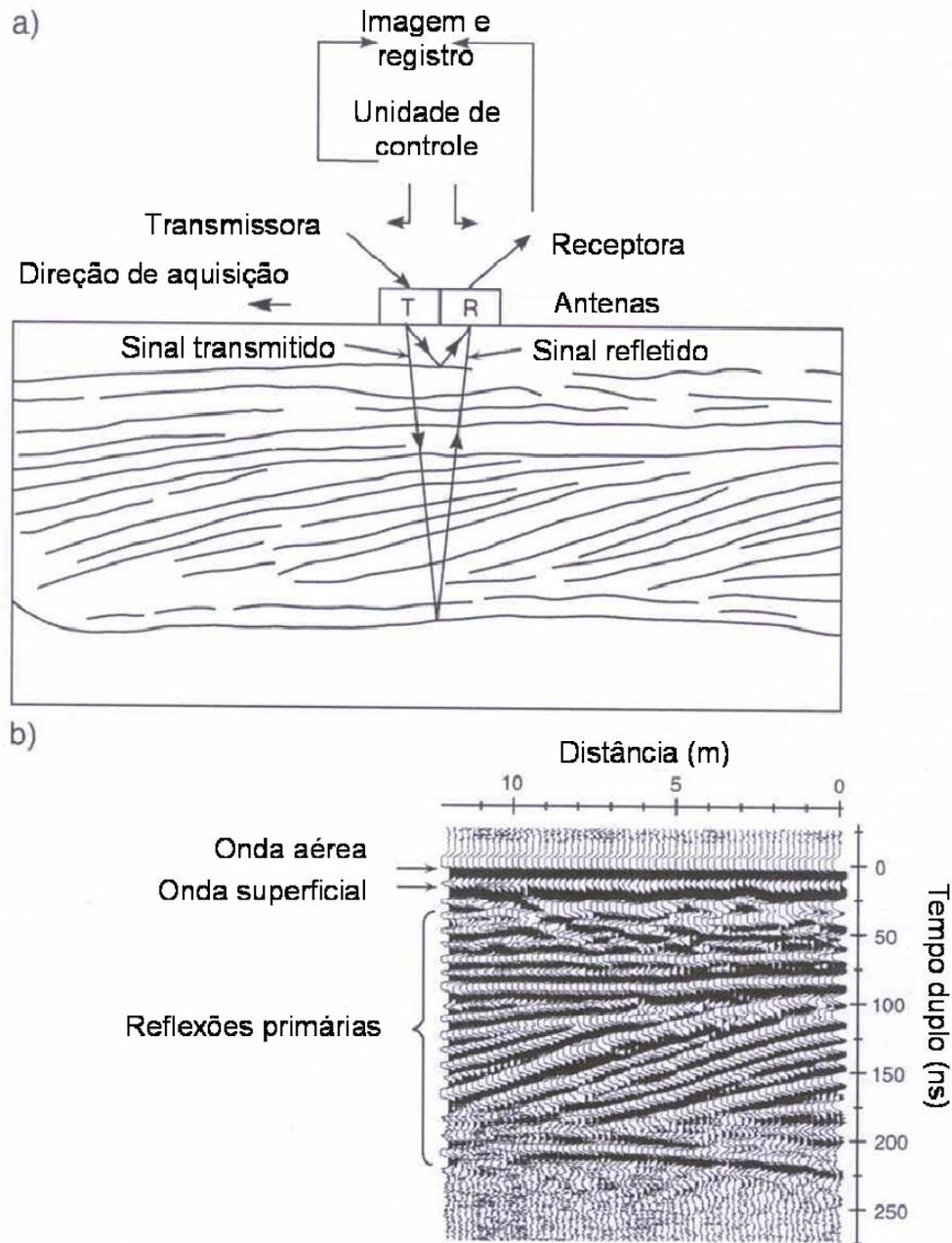


Figura 2.21 - Perfil resultante na aquisição de dados com georadar: a) os componentes do sistema GPR e b) o perfil resultante da reflexão do radar (Neal, 2004).

Outra feição não sedimentar comum em perfis de radar de sedimentos não consolidados é a reflexão do lençol freático. A detecção do mesmo é comum em radares de frequências mais baixas porque a espessura da zona de capilaridade é pequena comparada ao comprimento de onda do radar. Conseqüentemente há contraste suficiente entre sedimentos saturados e não

saturados para refletir facilmente uma proporção detectável da energia da onda incidente. O lençol freático é usualmente uma superfície horizontal ou com mergulho suave que corta as estruturas sedimentares (Neal, 2004).

2.7 - Sedimentação

2.7.1 Introdução

No final do Aptiano a Bacia Sergipe-Alagoas evolui de um estágio transicional para um estágio marinho. Na fase transicional, o golfo gerado a partir de uma grande fratura que se propagou de sul para norte, foi preenchido por depósitos clástico-evaporíticos em clima árido. Na fase marinha um mar de caráter permanente se instalou e ocorreu uma explosão de vida. A largura deste oceano ainda não era suficiente para uma mudança climática intensa. O clima continuava árido, embora mais ameno que na fase anterior. Do Albiano ao Eocretáceo a bacia foi basculada para sudeste como resultado da subsidência térmica e sobrecarga sedimentar.

Durante o Albo-aptiano alguma atividade tectônica ainda ocorria com reativação de falhas e criação de relevo. As áreas mais altas na borda da bacia continuavam a fornecer sedimentos. Concomitante à instalação de um oceano ocorria entrada de siliciclásticos no sistema. As áreas-fonte eram rochas metamórficas proterozóicas de baixo grau dos grupos Miaba e Vaza-Barris, granitos intrusivos do ciclo Brasileiro e metassedimentos do Grupo Estância (Eopaleozóico).

As áreas altas, próximas à costa, geravam sedimentos grossos que eram depositados tanto na porção subaérea do sistema quanto na porção subaquosa. Estes depósitos sedimentares constituíam sistemas de leques deltaicos.

2.7.2 Leques deltaicos

Os deltas de granulometria grossa são conhecidos como leques deltaicos, definidos como um prisma de sedimentos costeiros, originados a partir de um leque aluvial depositado diretamente no mar ou lago (Holmes, 1965). São diferenciados do leque aluvial pela presença de um corpo de água bacinal ou pela evidência da interação entre processos aluviais e marinhos ou lacustrinos (figura 2.22).

Os processos sedimentares que atuam em leques variam de fluxos gravitacionais de sedimentos a fluxos fluídos. Em clima semi-árido os fluxos gravitacionais são mais importantes. Em clima úmido predominam os processos fluviais.

Os leques onde os fluxos gravitacionais predominam são de porte pequeno a médio e se desenvolvem principalmente em margem de bacia tectonicamente ativa e em clima árido. No ambiente semi-árido, os fluxos de detritos são gerados por tempestades raras, mas intensas. Os processos canalizados e fluxo em lençol dominam a superfície do leque.

A deposição em leques caracterizados por fluxos gravitacionais é intermitente resultando de processos episódicos. Longos períodos sem deposição resultam no desenvolvimento de processos pedogenéticos.

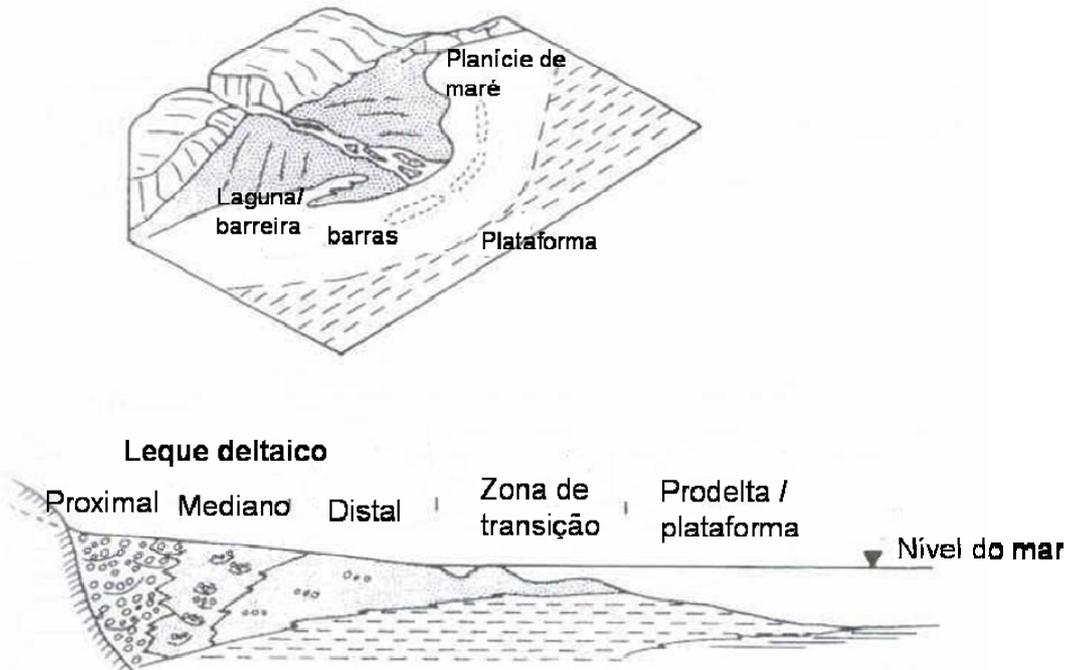


Figura 2.22 - Desenho esquemático de leque deltaico em planta e seção longitudinal (Wescott & Ethridge, 1990).

2.7.2.1 - Fácies conglomeráticas

Os conglomerados suportados por matriz normalmente não são estratificados e nem possuem seixos imbricados. Desenvolvem pouca gradação com cauda grossa ou gradação inversa. Gradação sugere algo como fluxo diluído e turbulento enquanto a gradação inversa indica que pressão dispersiva operou, gerando fluxo de grãos e modificando a densidade (Lowe, 1976). Os conglomerados, nos quais clastos flutuam em matriz arenosa, sugerem fluxo em lençol hiper-concentrado, especialmente, onde unidades são tabulares e se intercalam com sedimentos finos.

Os conglomerados suportados por seixos e também arenitos conglomeráticos constituem depósitos de carga de fundo de fluxos canalizados. Estes conglomerados são caracterizados por camadas lenticulares e superfícies erosivas. A estratificação horizontal e a imbricação de seixos sugerem deposição em pavimentos quase horizontais, pequenas barras ou

como *lags* em fundo de canal. A estratificação definida por contraste de tamanho de grão e textura pode registrar mudanças no estágio da água em ciclos de inundação. Alguns conglomerados, especialmente aqueles com formas mais lenticulares e base erosiva, exibem estratificação cruzada acanalada ou tabular, os quais, comumente, mostram mudança radical no tamanho do grão ao longo do estrato.

Os conglomerados em lençol, suportados por seixos ou matriz podem também ser produtos de fluxo catastrófico.

2.7.2.2 - Paleossolos

São caracterizados pela presença de nódulos de calcita que ocorrem associados a feições de exposição. Exibem uma grande variedade de tamanho e formas; variam desde pequenos nódulos isolados sem nenhuma orientação, ou alongados horizontalmente, a formas prismáticas verticais que podem estar tão próximas umas das outras, ocupando toda a rocha. Ocorrem em perfis nos quais aumentam em abundância para o topo da camada, em alguns casos culminando em camada contínua de calcário laminado. Os paleossolos com calcita são comparados aos modernos solos calcrete ou caliche.

2.7.2.3 - Fácies costeiras grossas proximais

Podem ser agrupadas em dois grupos: aluvial e costeira.

a) Fácies aluviais

As fácies aluviais se caracterizam pela presença de carvão, marcas de raiz, paleossolo, fauna não marinha. São comuns estruturas sedimentares como estratificação cruzada acanalada e tabular em conglomerados e arenitos, como também seixos imbricados.

No ambiente sub-aquoso, a gradação normal e inversa são mais comuns do que nas fácies aluviais. Estratificação é rara.

Os conglomerados são mais organizados, tendo o eixo maior dos clastos perpendicular ao fluxo.

b) Fácies costeiras

As fácies costeiras são reconhecidas pela sua fauna, que se preservam mais no shoreface do que nas fácies de praia. Nos ambientes de alta energia se preservam organismos de carapaças robustas e baixa diversidade faunística refletindo um número limitado de espécies bentônicas adaptadas a substratos instáveis. Muitos conglomerados costeiros estão intimamente associados com corais, estromatolitos, e oncolitos que podem crescer rapidamente em períodos de baixa chegada de terrígenos. Ocorrem *in situ* ou retrabalhados como clastos. Nas camadas de granulometria fina conchas são raras (figura 2.23).

Os seixos costeiros, em relação aos fluviais, são melhor selecionados, há segregação entre seixo e areia, continuidade lateral das camadas, clastos mais arredondados, mergulho suave ou laminação horizontal. Em contraste, as fácies fluviais possuem mais estratificação cruzada de alto ângulo, superfícies erosivas, intercalação de arenitos conglomeráticos, carvão e argila.

As fácies mais distais são constituídas por arenitos finos amalgamados com estratificação ondulada truncada, raros arenitos com seixos e bioturbação rara devido a destruição por tempestade.

As fácies de *shoreface* inferior consistem principalmente por conglomerados e arenitos conglomeráticos bioclásticos, com estratificação cruzada de baixo ângulo, separados por superfícies erosivas com lags de seixos, depositados em barras paralelas à costa e canais que se desenvolvem durante tempestades. As fácies de *shoreface* superior são caracterizadas por conglomerados tabulares, arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados/arenitos gradados com base abrupta e com drapes de argila, que equivale a alternância de bom tempo e tempestade.

As fácies de praia consistem de camadas com estratificação cruzada de baixo ângulo.

2.7.3 - Controle dos sistemas costeiros grossos

Muitos sistemas costeiros de granulometria grossa ocorrem junto à falhas de borda de bacia que são preenchidas longitudinalmente e transversalmente. O preenchimento axial normalmente possui menor gradiente, granulometria mais fina em relação à alimentação lateral que são sistemas menores, mais grossos e com alto gradiente. Os deltas axiais possuem barra de desembocadura bem desenvolvida e características normais de deltas fluviais.

As sucessões costeiras com granulometria grossa respondem a vários fatores que operam em várias escalas de tempo.

Primeiro, há uma variação anual previsível no suprimento sedimentar trazido por inundações fluviais, devido à estação chuvosa nas regiões semi-áridas, e pelas chuvas de monções.

Segundo, há eventos catastróficos como inundações catastróficas, deslizamentos e terremotos. Ocorrem em duas escalas de frequência e, possivelmente, também de magnitude. Nas regiões semi-áridas inundações catastróficas transportam sedimentos para a bacia uma vez num período de vários anos e neste intervalo os sedimentos podem ser retrabalhados pelos processos bacinais.

Terceiro, são mudanças que ocorrem numa escala de tempo maior, refletindo tectônica.

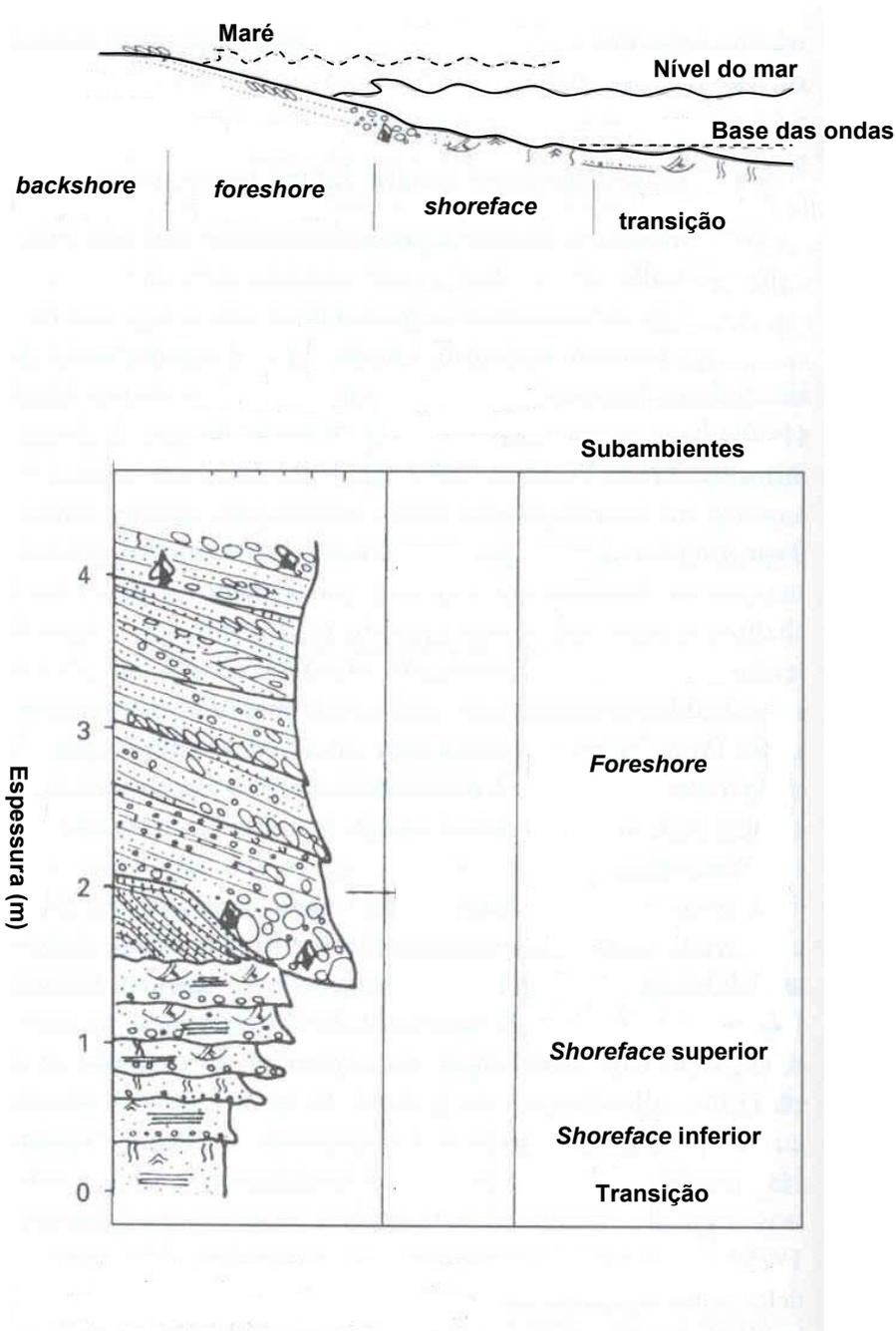


Figura 2.23 – Perfil lateral e vertical em ambiente marinho raso com granulometria grossa (Bardaji *et al.*, 1990).

2.8 – Estratigrafia de Sequências

2.8.1 - Revisão Conceitual

A estratigrafia de seqüências compreende a análise de modelos de sedimentação cíclica presentes nas sucessões estratigráficas, na medida em

que elas se desenvolvem em resposta às variações do suprimento sedimentar e ao espaço disponível para a acumulação de sedimentos (Posamentier & Allen, 1999). A figura 2.24 mostra a diferença entre a estratigrafia clássica e a estratigrafia de seqüências.

As curvas globais do nível do mar são caracterizadas pela ciclicidade em várias ordens de magnitude diferente. O ciclo mais observado é o chamado ciclo de terceira ordem com duração entre 0,5 e 3,0 milhões de anos (quadro 2.3).

Ordem	Duração
1	> 50 Ma
2	3 – 50 Ma
3	0,5 – 3 Ma
4	0,08 – 0,5 Ma
5	0,03 – 0,08 Ma
6	0,01 – 0,03 Ma

Quadro 2.3 – Hierarquia das seqüências em termos de ordem e sua duração, de acordo com Vail et al. (1991).

Um dos aspectos importantes da estratigrafia de seqüência tem sido a identificação e definição de superfícies estratigráficas chave, que podem ser usadas para subdividir seções geológicas em seqüências e suas subunidades componentes (figura 2.25). Estas superfícies-limite podem ser reconhecidas em afloramentos e subsuperfície e representam eventos significativos dentro da sucessão sedimentar. A mais comum delas é a discordância que é usada como limite de seqüências. Outra superfície importante é a que se forma como resultado da transgressão da linha de costa. As principais superfícies podem ser identificadas durante a transgressão: superfície transgressiva e superfície de inundação máxima (Posamentier & Vail, 1988).

O termo superfície transgressiva se refere à direção do movimento da linha de costa (isto é, em direção ao continente).

A superfície de inundação máxima se refere à superfície de deposição no tempo em que a linha de costa está na posição máxima em direção ao continente. A presença de superfície de inundação sugere que a seção abaixo foi exposta subaereamente.

Discordância é uma superfície regional de não-deposição que separa estratos mais jovens de mais antigos e representa um intervalo de tempo significativo. Pode ser erosional ou não.

A superfície transgressiva marca o início da transgressão após um período de regressão da linha de costa.

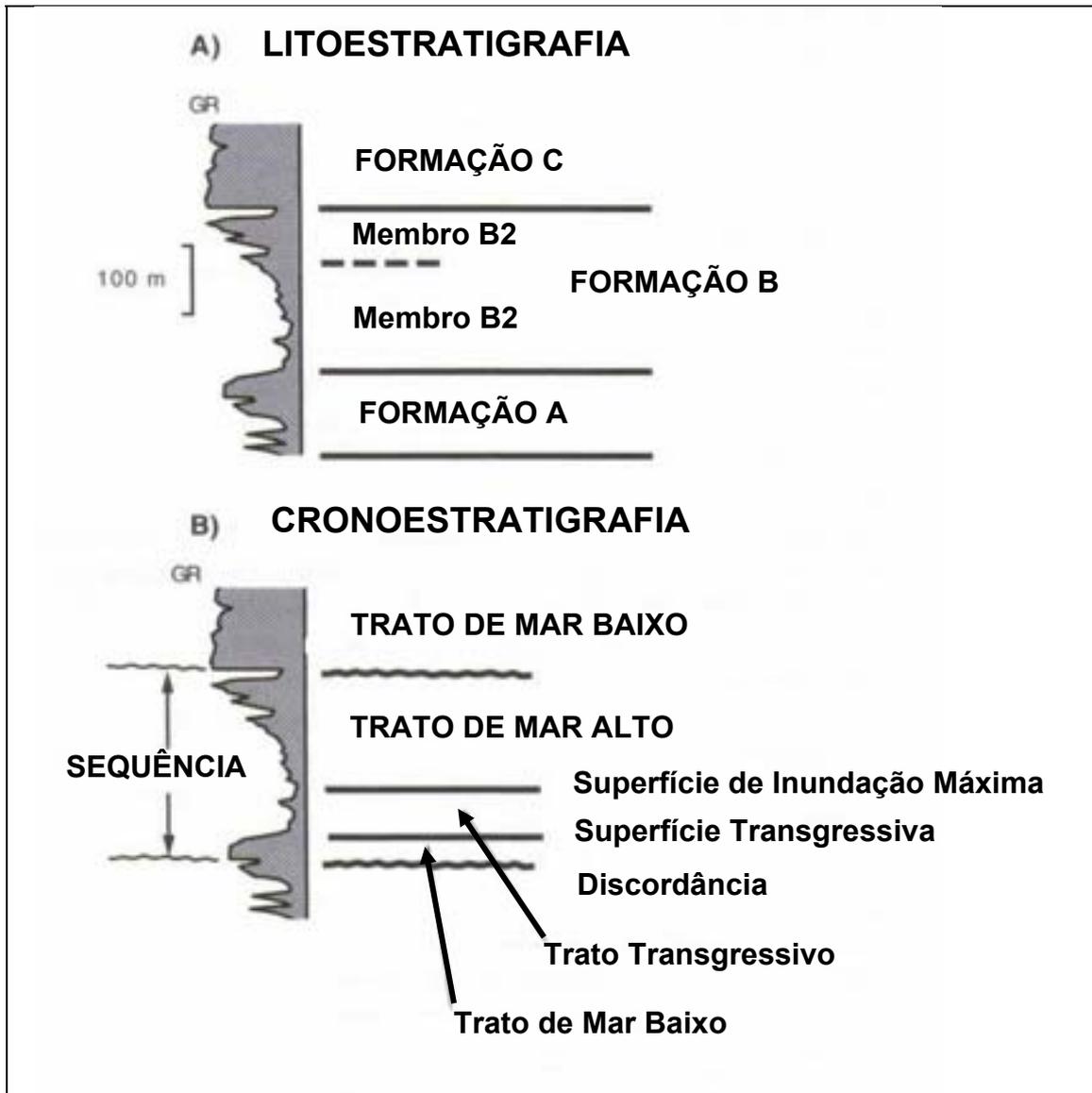


Figura 2.24 – Ilustração esquemática mostrando a diferença entre a estratigrafia clássica (Litoestratigrafia) e a estratigrafia de seqüências (Cronoestratigrafia); modificado de Posamentier & Allen, 1999.

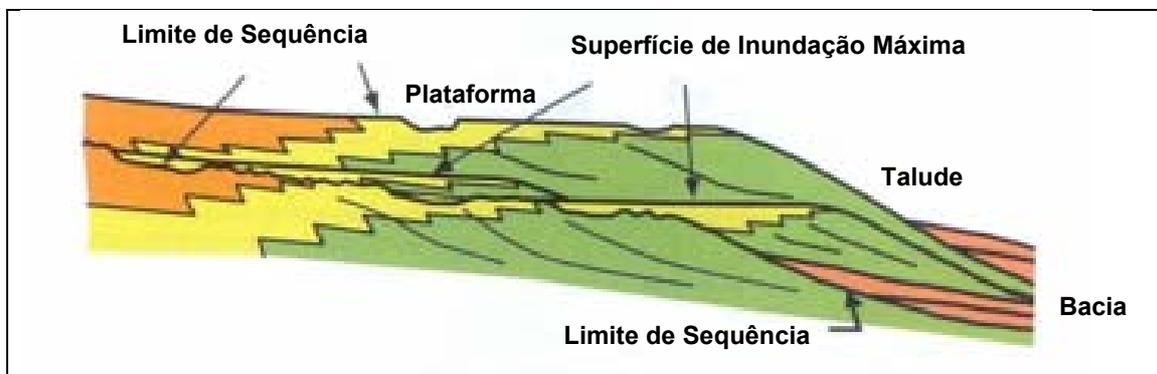


Figura 2.25 – Seção esquemática mostrando os limites de seqüência e a superfície de inundação máxima (Posamentier & Allen, 1999).

2.8.2 - Acomodação sedimentar

Entre os fatores principais mais importantes que controlam o preenchimento de bacias sedimentares está a acomodação sedimentar (Jervey, 1988). A acomodação descreve o espaço disponível para o preenchimento sedimentar. Tanto em ambiente marinho quanto lacustre, ele é determinado pelo movimento combinado da superfície do mar (eustasia) ou lago e o fundo do mar ou lago. Resumindo, acomodação é definida como o espaço existente entre a superfície atual do fundo do mar ou terra e o nível do mar ou lago.

Uma seção condensada representa a fácies sedimentar que corresponde a um intervalo com taxa muito baixa de acumulação de sedimento.

O basculamento tectônico e a subsidência podem ser responsáveis pela acomodação fluvial e, por esta razão, depósitos aluviais comumente formam acumulações espessas nas zonas em basculamento e subsidência em bacias foreland, extensionais e *pull-apart*.

2.8.3 - Suprimento sedimentar

As variações no suprimento sedimentar fluvial expressas como fluxo sedimentar e tamanho de grão, é outro parâmetro importante que determina o modelo de preenchimento da bacia em bacias siliciclásticas. O controle primário no suprimento sedimentar inclui clima, relevo da bacia de drenagem fluvial, litologia do substrato, e cobertura vegetal.

2.8.4 - Regressões normal e forçada

A consideração dos efeitos de queda relativa do nível do mar em sistemas fluviais e a formação associada de discordâncias tem levado à noção que a regressão costeira pode ocorrer por dois processos fundamentalmente diferentes: regressão normal e regressão forçada (Posamentier *et al.*, 1992b; Walker & Plint, 1992).

Na regressão normal, a migração da linha de costa em direção ao mar ocorre como resultado do preenchimento sedimentar no espaço de acomodação disponível na plataforma, ocasionando a regressão da linha de costa.

A regressão forçada ocorre onde há queda relativa do nível do mar que progressivamente expõe o fundo do mar ocasionando a migração da linha de costa em direção ao mar.

2.8.5 - Formação de Seqüências e Tratos de Sistemas

Uma seqüência é uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitados em seu topo e base por discordâncias (Posamentier & Allen, 1999).

As seqüências podem se formar em ambiente marinho como resposta a mudanças cíclicas do nível relativo do mar (ou lago), isto é, acomodação, devido à combinação de tectonismo e eustasia.

Cada ciclo de mudança relativa do nível do mar que gera uma discordância, está associado com a deposição de uma seqüência, composta de uma sucessão estratigráfica relativamente concordante e previsível. Os sedimentos que constituem a seqüência podem ser subdivididos em unidades estratigráficas distintas que são depositadas durante fases específicas de ciclos relativos do nível do mar. Estas unidades são os tratos de sistemas (Brown & Fisher, 1977). A estratigrafia de seqüências estendeu a noção de trato de sistema para a terceira dimensão que compreende os depósitos associados geneticamente (Posamentier *et al.*, 1988). Os limites entre tratos de sistemas formam superfícies estratigráficas chave e representam quebras na sedimentação contínua.

Cada seqüência compreende três tratos de sistemas: trato de mar baixo, trato transgressivo e trato de mar alto (figura 2.26).

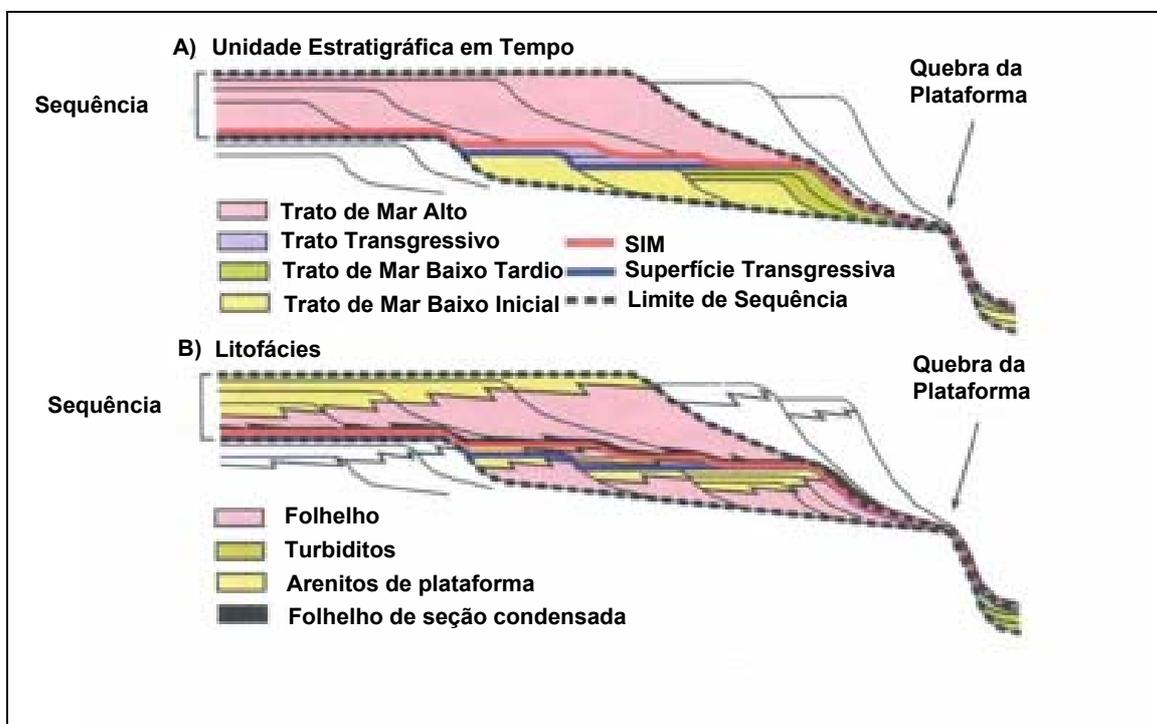


Figura 2.26 – Fases de formação da seqüência na plataforma durante um ciclo de variação do nível do mar (modificado de Posamentier & Allen, 1999).

2.8.5.1 - Trato de Mar Baixo

A sucessão sedimentar depositada durante períodos de queda relativa do nível do mar, estabilidade subsequente, e início lento de subida relativa do nível do mar constitui o trato de mar baixo (figura 2.27).

Quando uma queda relativa do nível do mar se inicia, a incisão fluvial começa e ocorre o *bypass* de sedimentos e a discordância se desenvolve.

O início da incisão fluvial pela queda relativa do nível do mar marca a formação da discordância do limite de seqüência que constitui a base da seqüência.

Em termos práticos, o trato de mar baixo observado nas margens das bacias sedimentares compreende uma cunha de progradação costeira rápida e depósitos deltaicos que se estendem mar adentro através da plataforma. Quando os depósitos de mar baixo são transgredidos, eles são comumente recobertos por folhelhos marinhos.

Para reservatórios é importante a justaposição do trato transgressivo (o selo) sobre o trato de mar baixo (o reservatório).

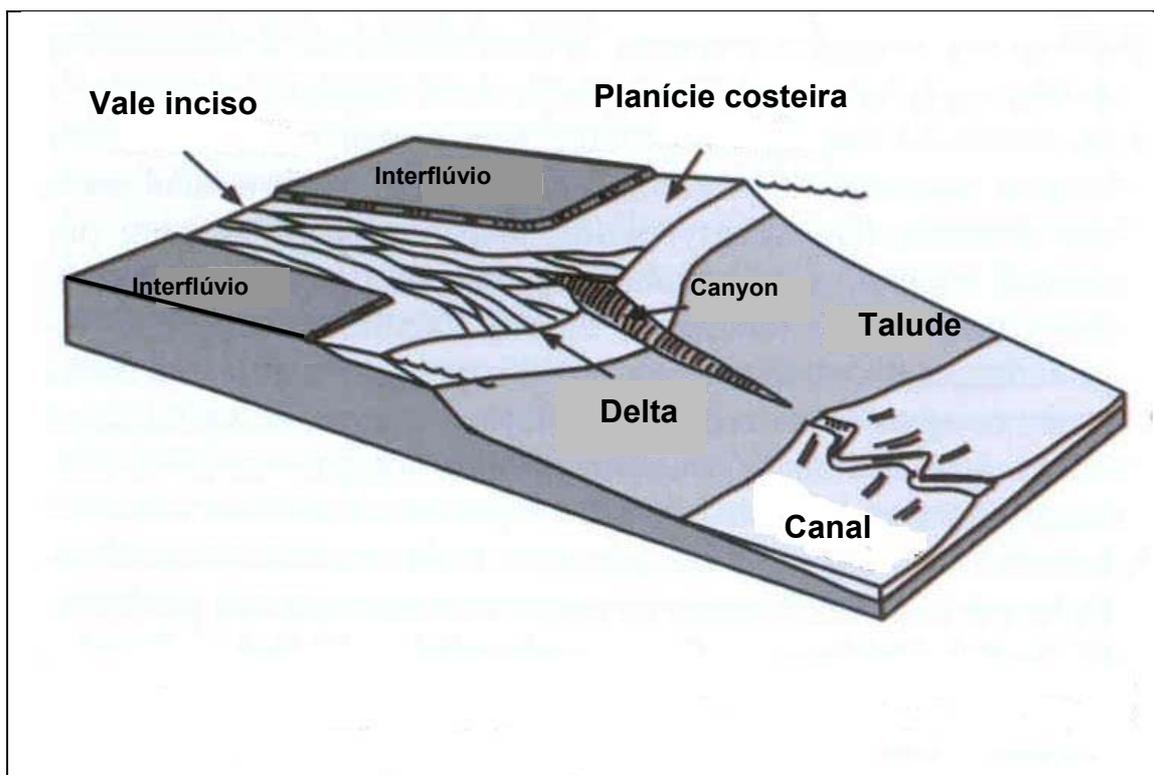


Figura 2.27 – Sistema deposicional durante o trato de mar baixo tardio (modificado de Posamentier & Allen, 1999).

2.8.5.2 - Trato Transgressivo

Quando a taxa relativa de subida do nível do mar aumenta, a taxa na qual a nova acomodação é adicionada, eventualmente excede a taxa na qual o sedimento é fornecido, então a transgressão da linha de costa se inicia e o trato transgressivo é depositado. O trato transgressivo compreende os depósitos acumulados do início da transgressão costeira até a transgressão máxima da linha de costa.

A transgressão pode ser induzida também pelo decréscimo no fluxo de sedimento ou por um aumento na taxa de nova acomodação adicionada.

Com o início da transgressão, vales incisos são transformados em estuários, os quais podem se tornar preenchidos com uma complexa suíte de

fácies que vão de não marinho à marginal a marinho aberto (figura 2.28).

O sistema deposicional durante o trato transgressivo inclui, do continente para o mar: um delgado sistema deposicional fluvial, depósitos de planície costeira agradacionais, depósitos de lag transgressivo retrabalhados por onda e corrente, e lama marinha depositada mar adentro.

Como os depocentros costeiros migram progressivamente continente a dentro durante o trato transgressivo, a sedimentação nos locais mais distais da plataforma são dominadas por depósitos com camadas e granulometrias finas. Estes sedimentos constituem uma seção condensada.

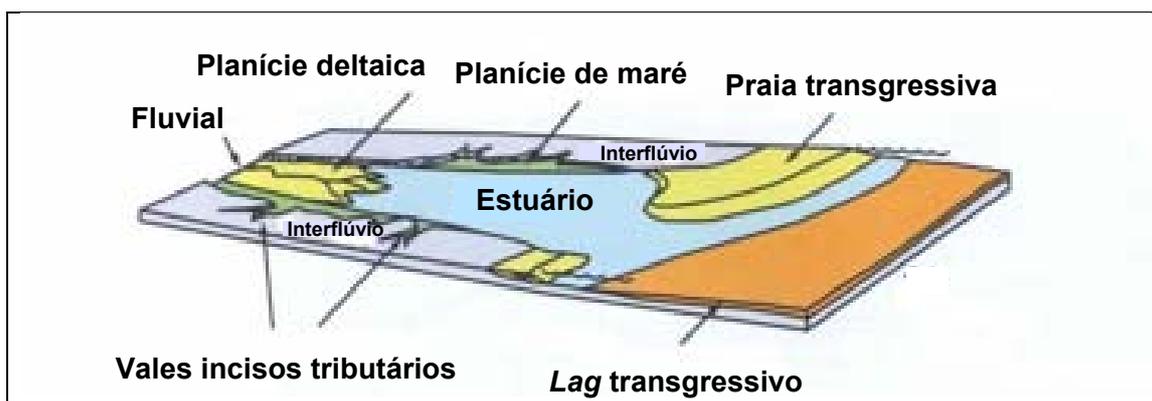


Figura 2.28 – Sistema deposicional durante o trato transgressivo (modificado de Posamentier & Allen ,1999).

A transgressão é abrupta e identificável em testemunhos e perfis, como uma superfície distinta que separa os tratos de mar baixo e transgressivo. É a superfície transgressiva (Posamentier & Vail, 1988) que separa sedimentos marinhos rasos transgressivos acima, de depósitos regressivos de planície costeira ou fluviais abaixo. Durante a transgressão da linha de costa em áreas de alta energia, uma erosão significativa pelas ondas de substratos expostos previamente pode ocorrer. É a superfície de ravinamento por onda (Swift *et al.*, 1972).

O trato transgressivo possui um excelente potencial para desenvolver gerador e selo. As fácies reservatório podem se desenvolver na forma de depósitos transgressivos de planície aluvial / costeira retrabalhadas por maré e depósitos de *shoreface* retrabalhados por onda.

2.8.5.3 - Trato de Mar alto

Quando o mar sobe devagar a uma taxa que o fluxo de sedimento disponível é igual ou maior do que a taxa que a acomodação é gerada, a transgressão termina e a estabilização da linha de costa ocorre ou a regressão acontece. Os depósitos regressivos que se formam quando a taxa de acumulação de sedimentos excede a taxa da subida relativa do nível do mar e aumenta a acomodação, constitui o trato de mar alto. Este trato eventualmente prograda sobre a seção condensada e a superfície de inundação máxima.

O trato de mar alto é depositado durante um intervalo de baixa taxa de subida de nível do mar. Como resposta, a taxa de agradação da planície costeira decresce quando a taxa de progradação costeira aumenta.

No final do tempo do trato de mar alto, a taxa de subida relativa do nível do mar tende a zero e somente a progradação ocorre.

Com relação à perspectiva exploratória, o trato de mar alto na planície costeira e na planície aluvial contém fácies reservatório. O selo é problemático a menos que inundações marinhas se estendam continente adentro durante o trato transgressivo seguinte.

Na figura 2.29, seções mostram a mudança no perfil de equilíbrio fluvial e mudança no espaço de acomodação, num ciclo de variação relativa do nível do mar.

A mais favorável superposição de depósitos com fácies arenosa, selo e gerador pode se observada no trato de mar baixo.

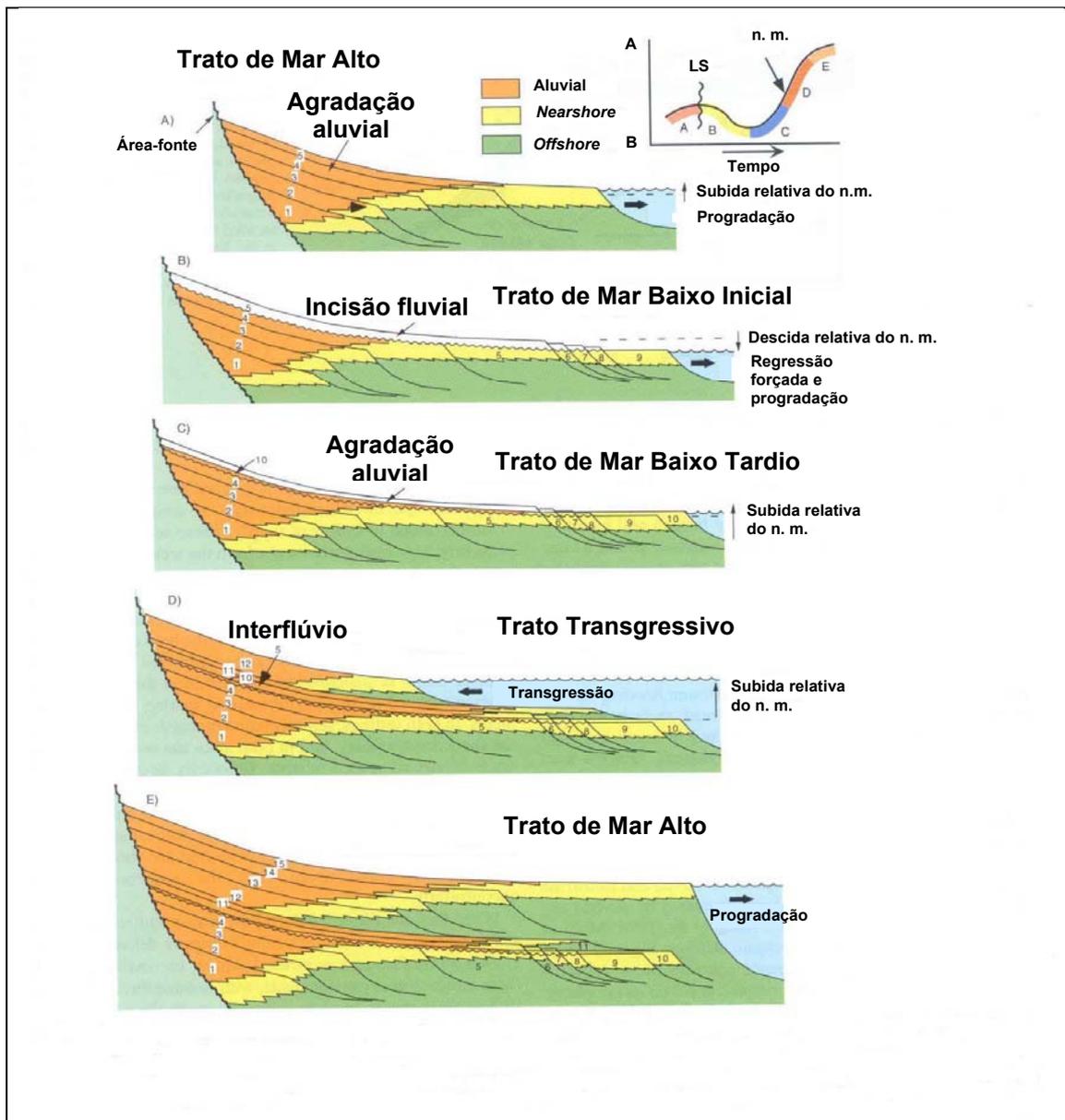


Figura 2.29 – Seções mostrando a mudança no perfil de equilíbrio fluvial e mudança na acomodação num ciclo de variação relativa do nível do mar (Posamentier & Allen, 1999).

CAPÍTULO 3 - RESULTADOS OBTIDOS

3.1 - Descrição e interpretação de afloramentos e testemunhos

3.1.1 Leque deltaico

O sistema de leque deltaico se caracteriza por uma porção sub-aérea que é a planície deltaica e por uma porção sub-aquosa, que é a frente deltaica e o prodelta.

A planície deltaica é constituída por depósitos formados por fluxos canalizados (arenitos e conglomerados) e também por fluxos de detritos (conglomerados de seixos e grânulos suportados por matriz síltica). A frente deltaica apresenta seqüências com granocrescência ascendente, onde fácies areno-conglomeráticas mais proximais, progradam sobre fácies síltico-arenosas mais distais. O prodelta é formado por sedimentos finos síltico-argilosos.

3.1.1.1 Planície deltaica

As fácies que caracterizam a planície deltaica nos fluxos canalizados são principalmente conglomerado suportado por grãos e arenito médio a muito grosso com estratificação cruzada acanalada. Nos depósitos de fluxo de detritos, a fácies mais característica é o conglomerado com grânulos e seixos suportado por matriz síltica. Na figura 3.1 estão localizados os afloramentos interpretados como planície deltaica: Espírito Santo-6, Usina Central-1, Usina Central-1A, Usina Central-13, Piedade-2, Bonfim-2, Bonfim-8, Bonfim-12 e o poço SRL. A descrição destes afloramentos se encontra nos anexos 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 e 19; suas coordenadas UTM estão no anexo 6.

Os fluxos canalizados são formados por depósitos conglomeráticos polimíticos, suportados por grãos, com grânulos e seixos de 0,5 a 15 cm, média 6 cm, subangulares a subarredondados, constituídos por quartzo, quartzito, xisto, filito, metarenito, mármore e granito (figuras 3.2 e 3.3). Apresentam camadas com espessura de 30 a 50 cm com geometria lenticular (figura 3.4). Os seixos maiores se concentram na base das camadas e o topo das camadas é mais arenoso. Observa-se imbricação dos seixos (figura 3.5). A passagem de conglomerado para arenito é gradacional; a mudança de arenito para conglomerado é abrupta. As camadas podem apresentar gradação normal (figura 3.6).



Figura 3.3 - Detalhe do conglomerado polimítico com seixos de quartzo, quartzito, xisto, filito, metarenito, mármore e granito (poço SRL, T-13, cx 6/6, 75,0 m).

A estrutura sedimentar que predomina nestes depósitos conglomeráticos é a estratificação cruzada acanalada (figura 3.7). São geradas pela migração de dunas e formam barras amalgamadas e com geometria de compensação em seu empilhamento (figura 3.8). O afloramento da figura 3.8 possui direção NS, a paleocorrente como mostra a figura 3.9, possui direção sudeste; a seção de georadar com direção 150° é subparalela ao afloramento (figura 3.11). Portanto as barras foram interpretadas como longitudinais. Na figura 3.12 observa-se acresção frontal nas barras. Apresentam também laminação plano-paralela definida pela orientação dos seixos. Intercalados aos conglomerados ocorrem camadas de arenito fino, com geometria lenticular.

A figura 3.9 mostra a direção de paleocorrente medida a partir da orientação do eixo maior dos seixos, nos afloramentos Usina Central-1, 1A, 13 e Espírito Santo-6. Neste ambiente, o eixo maior dos seixos tende a se alinhar perpendicular ao fluxo. Portanto, a direção da paleocorrente predominante é noroeste-sudeste. Como a borda da bacia está à noroeste, o sentido do fluxo é sudeste. Na figura 3.10 a paleocorrente foi medida nos mesmos afloramentos a partir do eixo da estratificação cruzada acanalada. A direção é SW-NE. Esta direção aparece de forma secundária na figura 3.9.

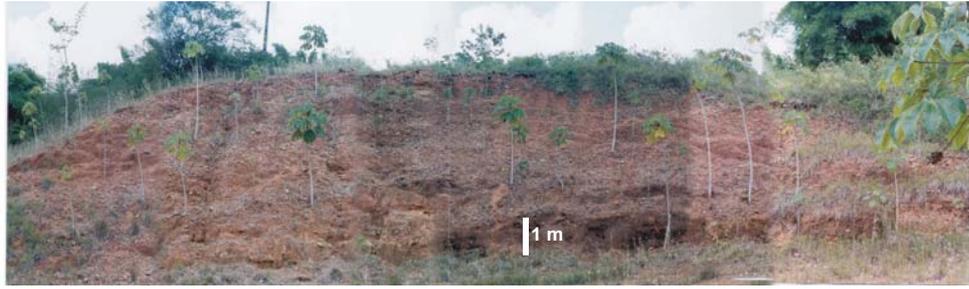


Figura 3.4 – Conglomerado com geometria lenticular (afloramento ES-6).



Figura 3.5 – Conglomerado com seixos imbricados (afloramento ES-6).



Figura 3.6 – Arenito com gradação normal (afloramento UC-13).



Figura 3.7 - Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (afloramento UC-1).

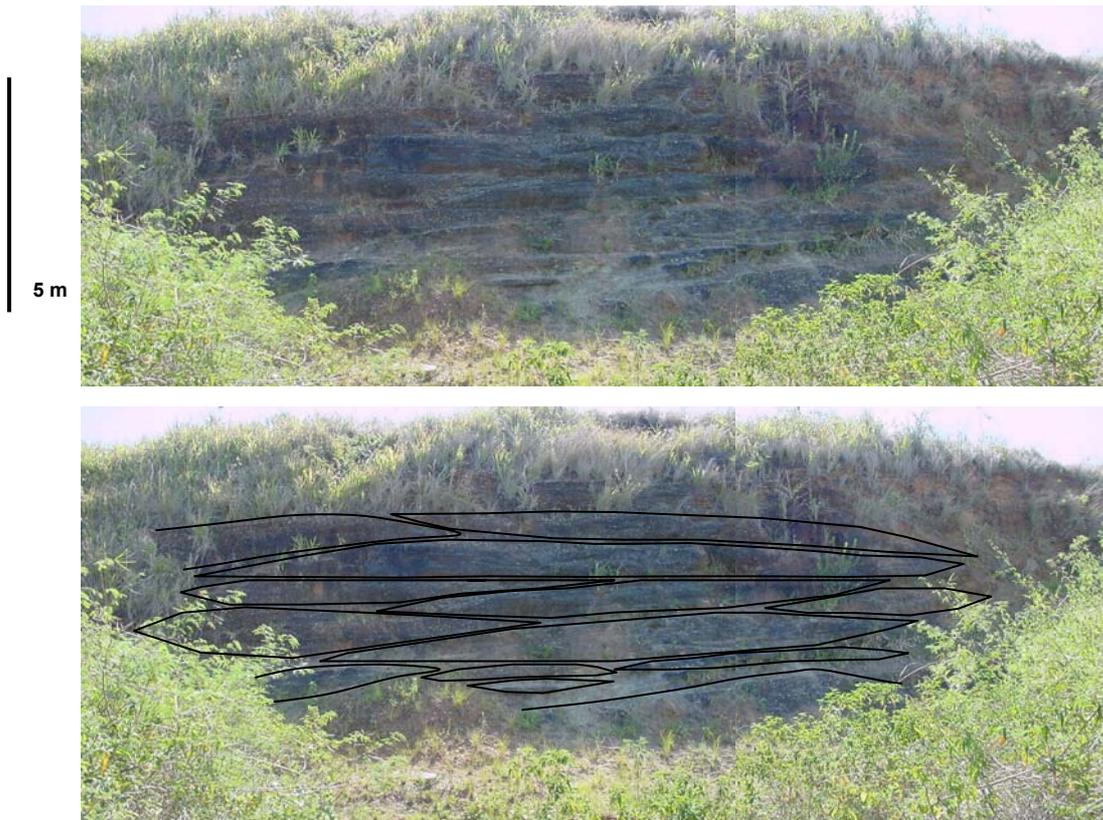


Figura 3.8 – Conglomerados com geometria lenticular – barras longitudinais amalgamadas (direção do afloramento UC-1A: NS).

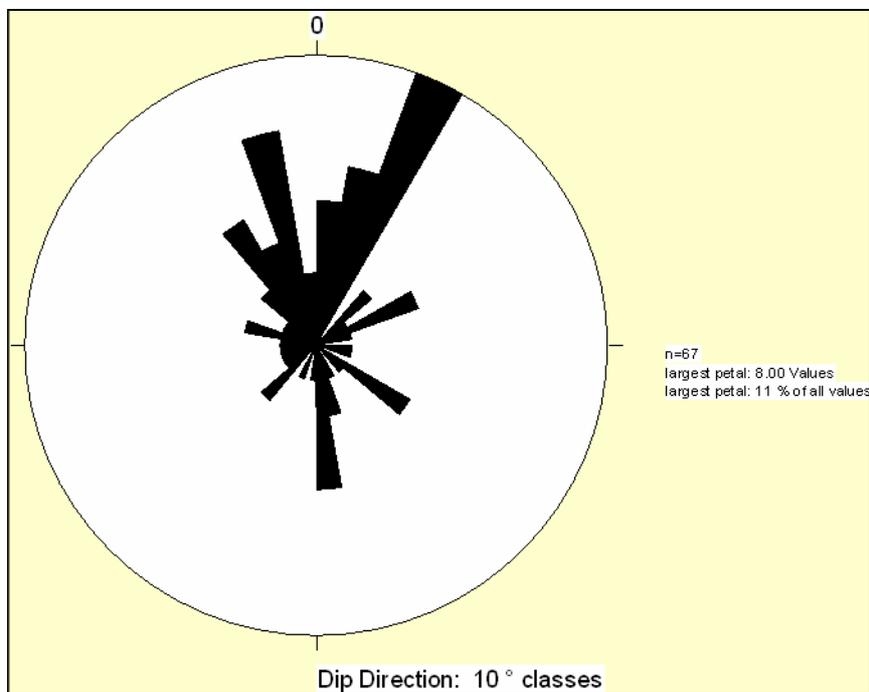


Figura 3.9 – Paleocorrente a partir da orientação do eixo maior dos seixos alongados nos afloramentos UC-1, UC-1A, UC-13 e ES-6. Fluxo perpendicular ao eixo dos seixos, portanto paleocorrente com direção predominante SE (120°). Borda da bacia à noroeste.

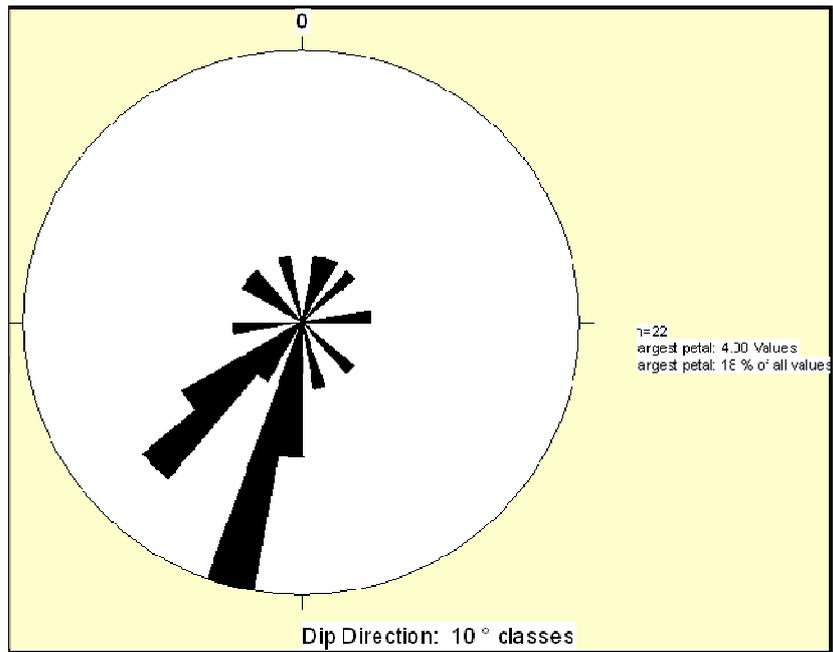


Figura 3.10 - Paleocorrente a partir da direção do eixo da estratificação cruzada acanalada nos afloramentos ES-6, UC-13 e UC-1A. Fluxo na direção NE (15 e 40°). Borda da bacia à noroeste.

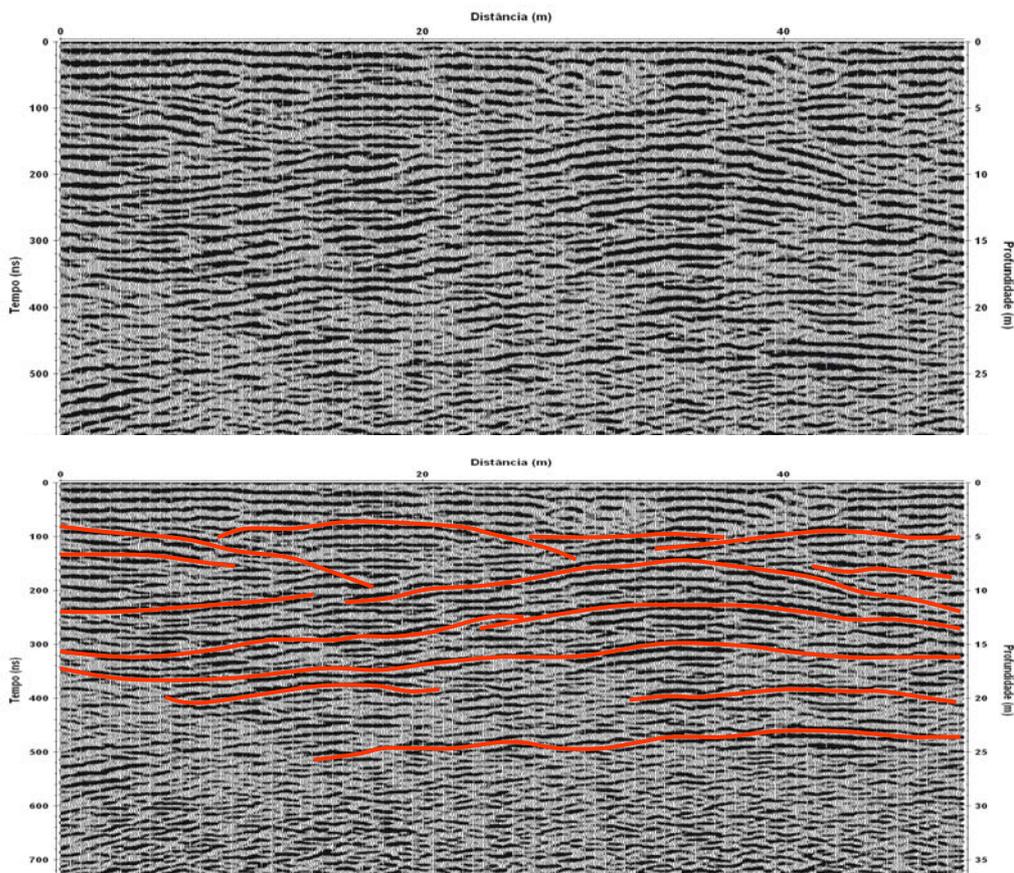


Figura 3.11 – Seção de georadar com direção 150° na área do afloramento UC-1A (direção NS; barras longitudinais amalgamadas com feições de acreção frontal).



Figura 3.12 - Barras com acreção frontal (afloramento UC-1A).

Intercaladas às camadas de conglomerado, ocorrem camadas de arenito fino a muito grosso, mal selecionado, com grânulos e seixos até 5 cm, média 1 cm, com até 10% de seixos. Possuem espessura entre 20 e 50 cm, geometria lenticular, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. É comum a concentração de grânulos na base das camadas. Podem apresentar gradação normal e ocasionalmente laminação plano-paralela.

As camadas de arenito e conglomerado constituem barras longitudinais do leque médio (figura 3.13).

As camadas conglomeráticas e arenosas se alternam em função da variação da velocidade do fluxo como se pode observar na figura 3.14; na figura 3.15 um detalhe da estratificação cruzada acanalada.

Os afloramentos com predomínio de fácies mais arenosas se localizam na porção mais distal da planície deltaica. Os arenitos possuem granulometria fina a conglomerática, com grânulos e seixos até 5 cm, média 1 cm e apresentam estratificação cruzada acanalada de pequeno porte. Os seixos tendem a se concentrar na base das camadas. Pequenas erosões são comuns no topo das camadas onde sedimentos da camada subjacente é incorporado na camada sobrejacente (figuras 3.16, 3.17 e 3.18). Neste afloramento, fragmentos de siltito com 20 a 30 cm de tamanho, da camada F2, foram incorporados aos arenitos da planície deltaica. Apresenta direção 315° (NW-SE) e a paleocorrente medida na direção do eixo maior dos seixos mostra as direções SE (115°) e NE (25°; figura 3.19). A paleocorrente medida a partir da direção da estratificação cruzada acanalada mostra a direção SE (115°; figura 3.20). A figura 3.21 mostra uma seção de georadar paralela ao afloramento da figura 3.16, evidenciando a geometria lenticular destes depósitos.

Os depósitos de fluxo canalizado podem estar intercalados com os depósitos de fluxo de detritos constituídos por conglomerado suportado por matriz silteica com grânulos e seixos. São camadas que variam de 20 a 50 cm de espessura (figuras 3.22, 3.23A e 3.23B).

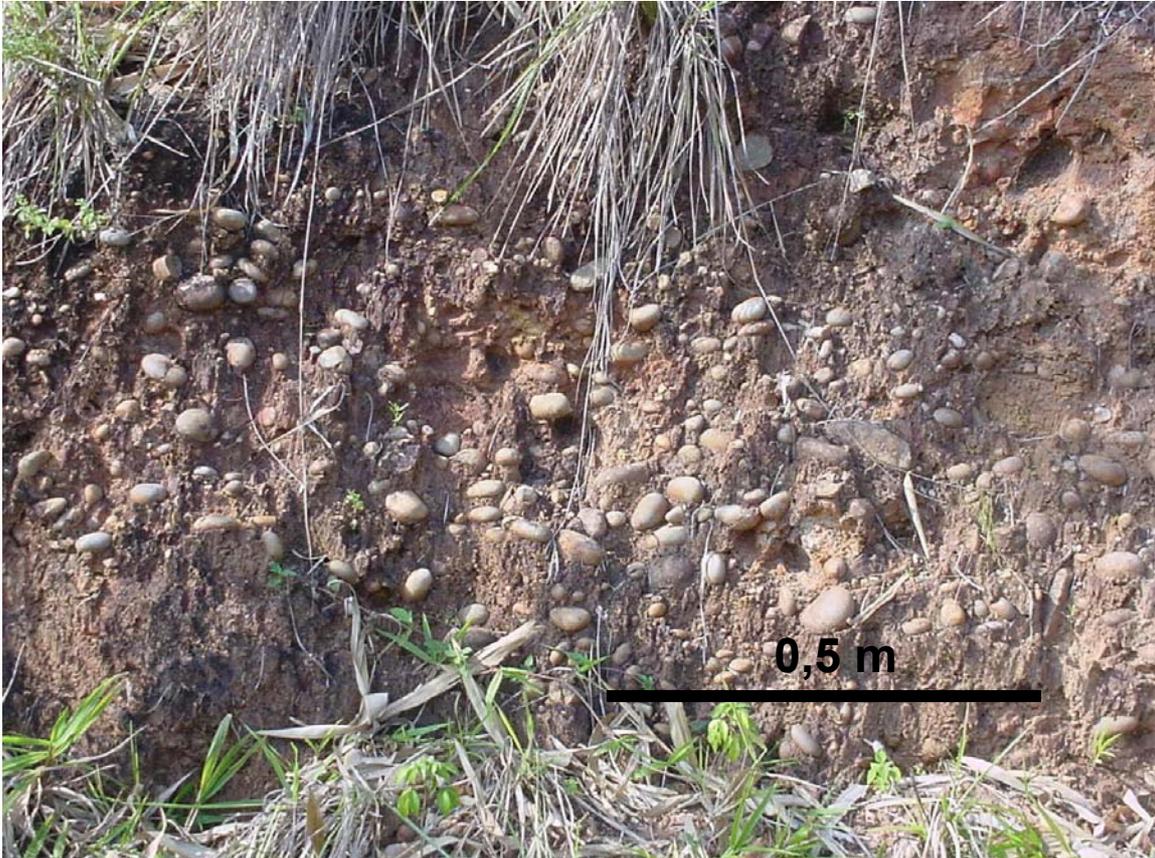


Figura 3.13 – Barra longitudinal (afloramento ES-6).

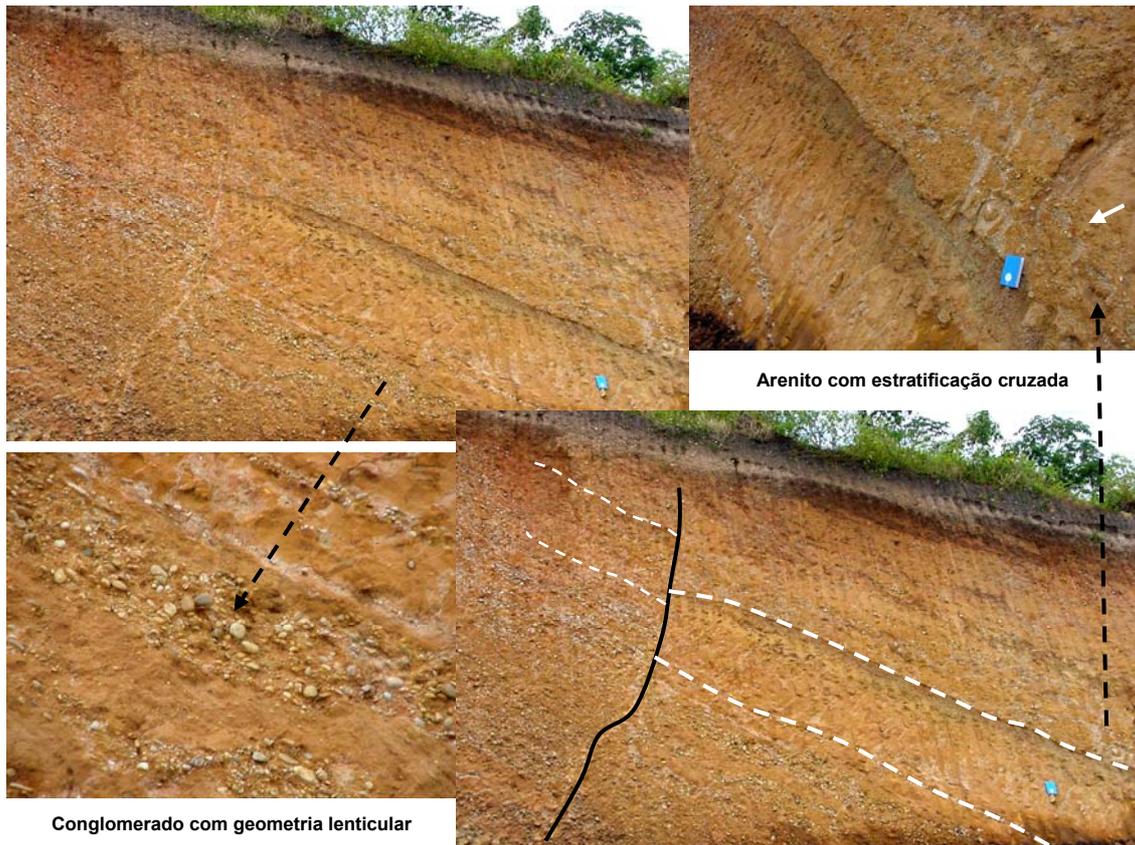


Figura 3.14 – Fácies de planície deltaica mostrando barras conglomeráticas e arenosas; no detalhe conglomerado com geometria lenticular e estratificação cruzada acanalada (afloramento BF-8).

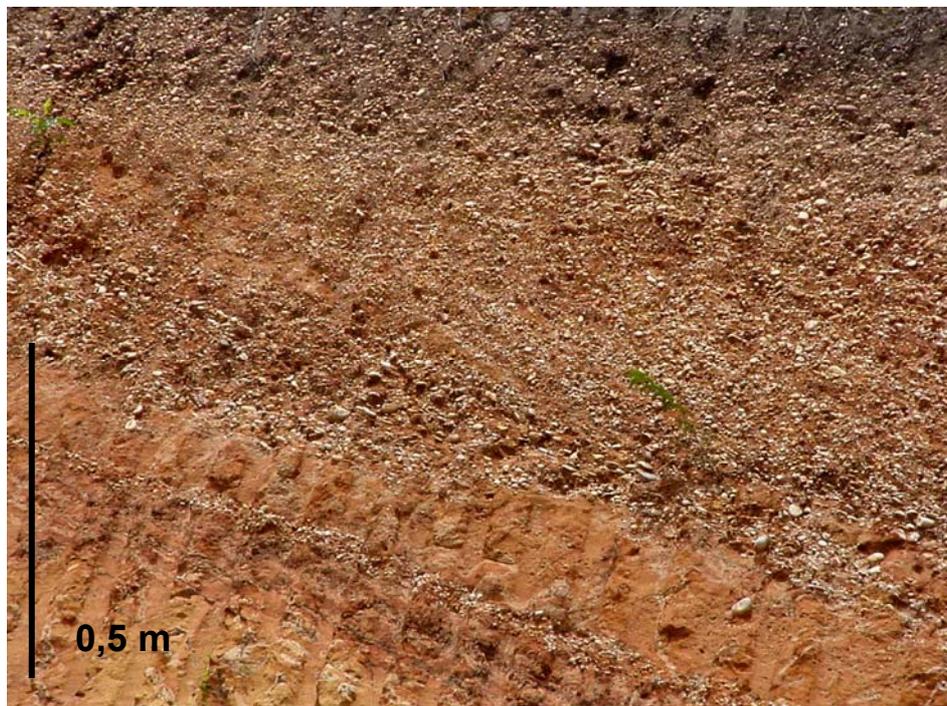


Figura 3.15 - Detalhe das barras conglomeráticas com estratificação cruzada acanalada (afloramento BF-8; direção do afloramento EW).

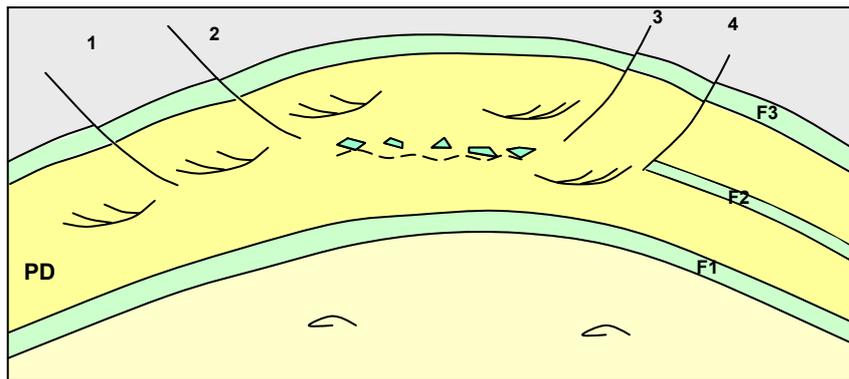
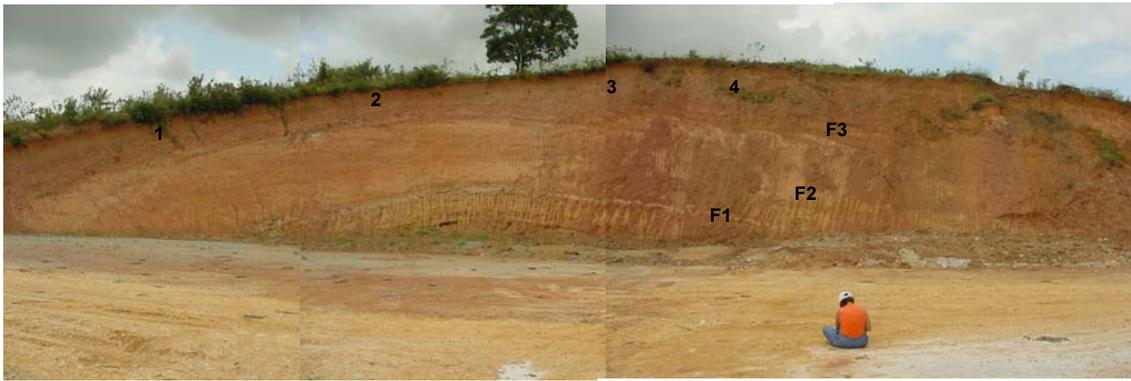


Figura 3.16 – Afloramento BF2: Desenho esquemático mostrando os fragmentos da camada erodida no fundo do canal (F1, F2 e F3 = camadas de sedimentos finos, siltito e arenito muito fino; 1, 2, 3 e 4 = falhas; PD = arenitos de planície deltaica; direção do afloramento 315°).

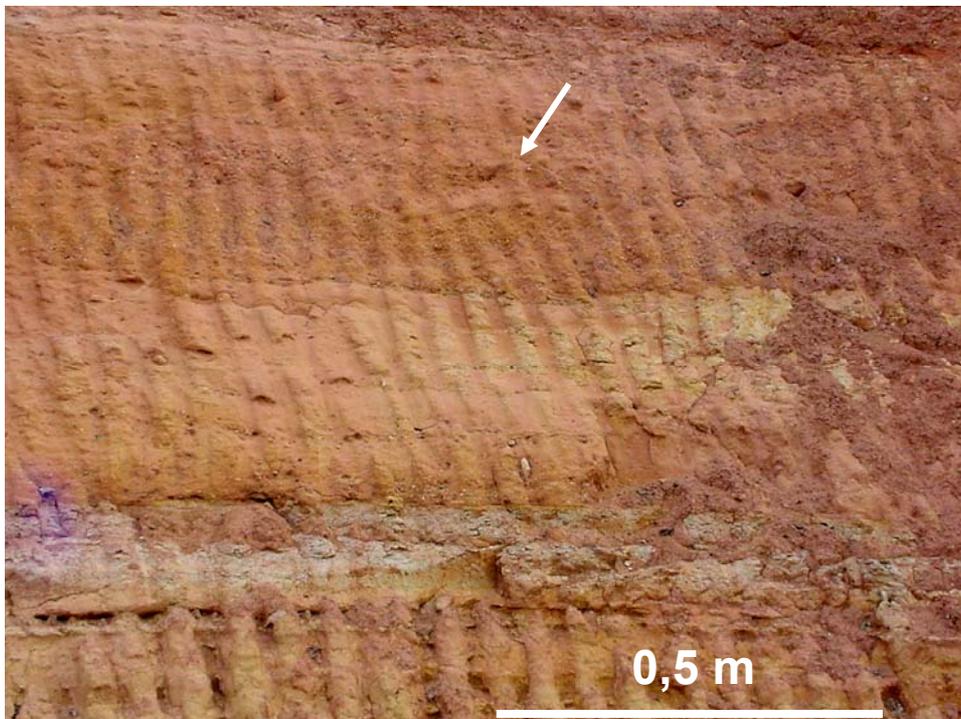


Figura 3.17 – Detalhe dos arenitos de planície deltaica com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (Bonfim-2).



Figura 3.18 - Laminações cruzadas cavalgantes na camada F1 da figura 3.16.

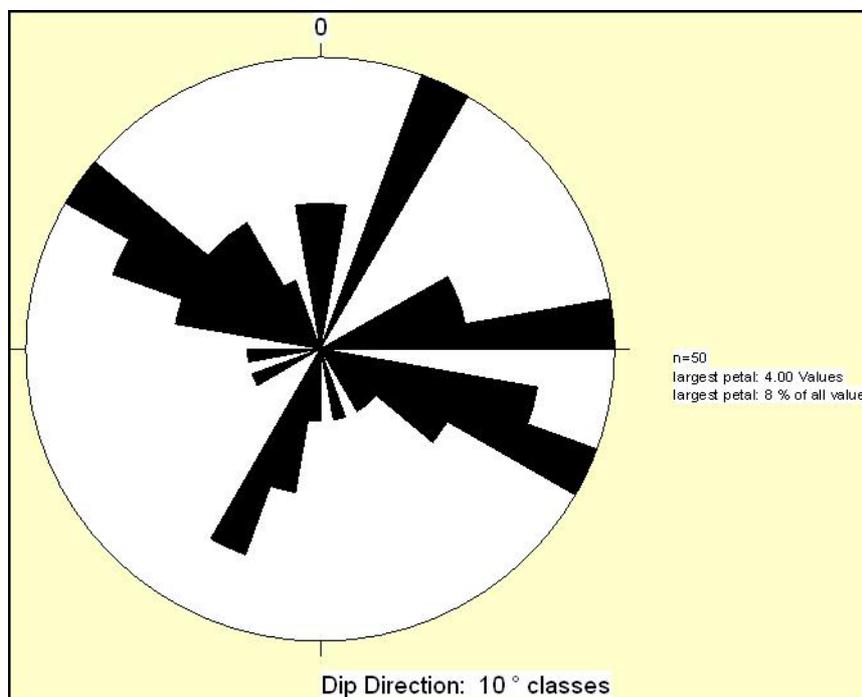


Figura 3.19 - Paleocorrente a partir da orientação do eixo maior dos seixos alongados nos afloramentos PIE-2, BF-2 e BF-8. Fluxo perpendicular ao eixo dos seixos, portanto paleocorrente com direção SE (115°) e NE (25°). Borda da bacia a noroeste.

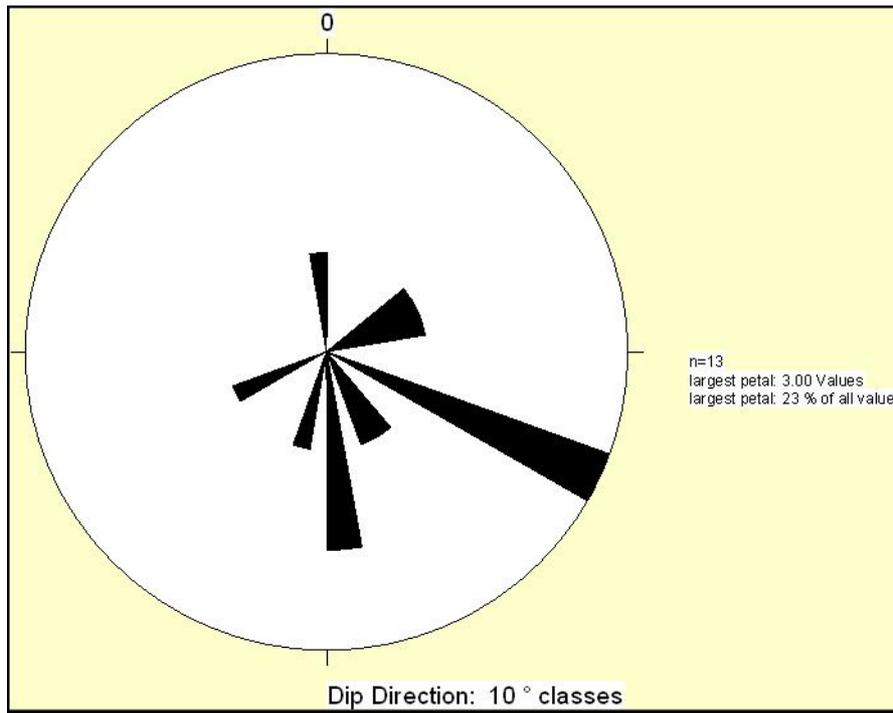


Figura 3.20 - Paleocorrente a partir da orientação da estratificação cruzada acanalada nos afloramentos BF2 e BF8. Fluxo na direção SE (115°). Borda da bacia à noroeste.

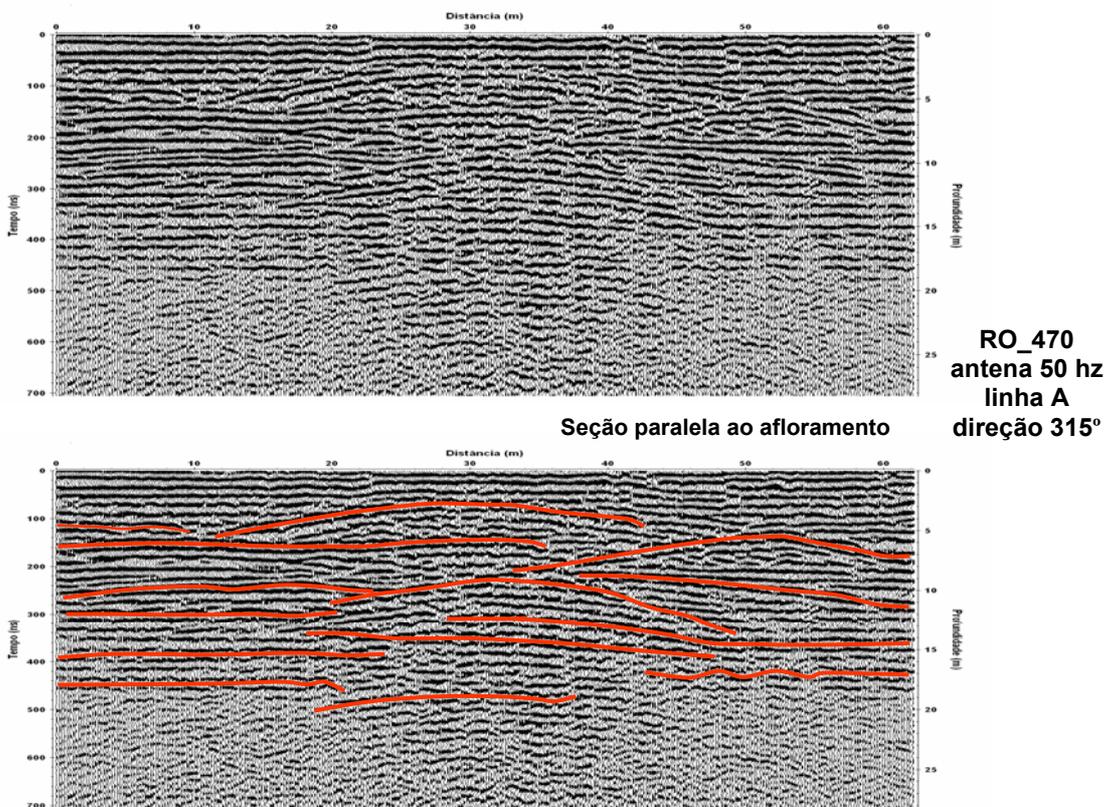


Figura 3.21 – Seção de georadar paralela ao afloramento BF-2 mostrando a geometria lenticular dos depósitos.



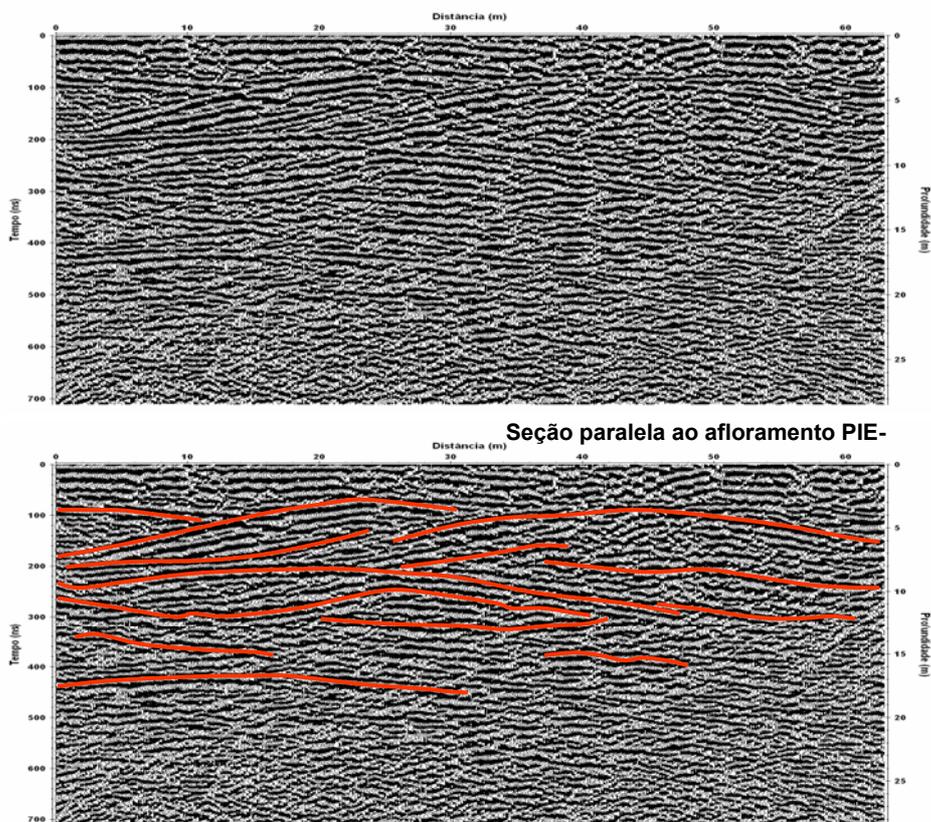
Figura 3.22 – Conglomerado suportado por matriz siltica intercalado aos conglomerados suportado por grãos (afloramento UC-1A).



Figura 3.23A – Afloramento Piedade 2 (direção 305°).



Figura 3.23B – Planície deltaica com depósitos de fluxos canalizados lenticulares intercalados com depósitos de fluxo de detritos.



**PIE-2
antena 50 hz
linha A
direção 305°**

Figura 3.24 – Seção de georadar paralela ao afloramento PIE-2 (direção 305°) mostrando o empilhamento das barras areno-conglomeráticas bem como feições de acreção frontal das mesmas.

Na figura 3.24 a seção de georadar é paralela ao afloramento da figura 3.23 (direção 305°, NW-SE) e as paleocorrentes medidas na direção do eixo maior dos seixos e a partir da direção das estratificações cruzadas acanaladas apresentam direção sudeste (figuras 3.19 e 3.20). Como a borda da bacia está à noroeste, este afloramento representa uma seção longitudinal das barras.

São conglomerados suportados por grãos intercalados com conglomerados suportados por matriz. Os conglomerados suportados por grãos apresentam camadas com gradação normal (figura 3.25), amalgamadas, com base erosiva. Os conglomerados suportados por matriz síltica são cinza esverdeados, formados por grânulos e seixos até 1 cm, maciços e camadas com espessura entre 20 e 50 cm (figura 3.26).

Conglomerados com matacões são mais comuns nos afloramentos mais próximos à borda da bacia (figura 3.27). As fácies mais arenosas são mais freqüentes nos afloramentos mais distais.

Nas fácies arenosas da planície deltaica é muito comum a presença de fragmentos de carvão e restos vegetais. É também freqüente nestes arenitos concreções de calcita. Estas concreções são crostas carbonáticas muito comuns em clima árido. Estas crostas se formam próximo à superfície devido à evaporação da água intersticial do sedimento. Muitas vezes são erodidas e incorporadas ao sedimento, como se observa na figura 3.28. Estas crostas são freqüentes nos arenitos intemperizados da planície deltaica (figuras 3.29 e 3.30).



Figura 3.25 – Conglomerado suportado por grãos com gradação normal (afloramento PIE-2).



Figura 3.26 – Conglomerados suportado por matriz síltica com grânulos e seixos (afloramento PIE-2).



Figura 3.27 - Matações com cerca de 30 cm de tamanho subarredondados (afloramento ES-6).



Figura 3.28 - Arenito com concreções de calcita retrabalhadas em fácies de planície deltaica (poço SRL, # 20, cx 1/5, 118,00 m).

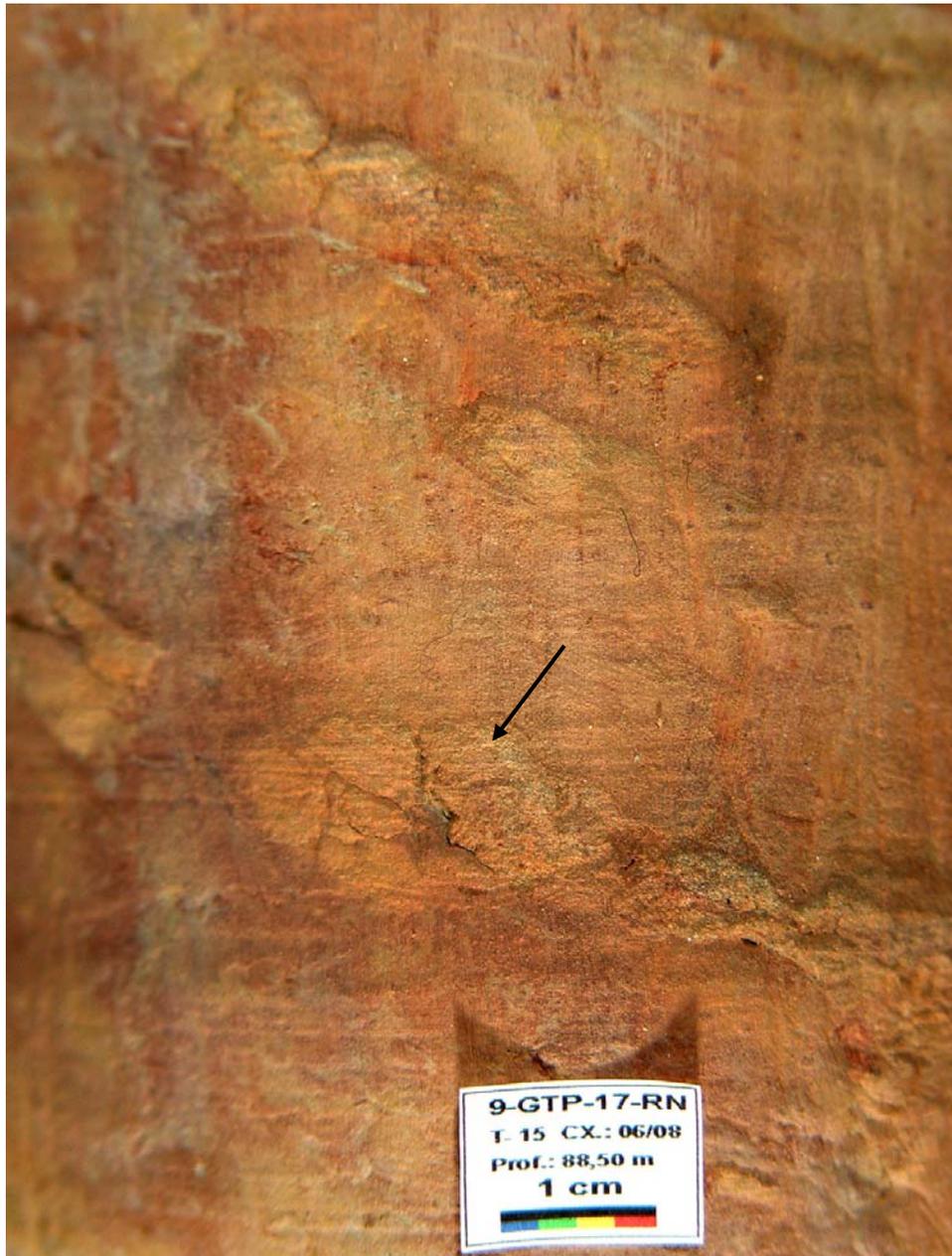


Figura 3.29 - Arenito bioturbado intemperizado com nódulos de calcita (poço SRL, # 15, cx 6/8, 88,50 m).

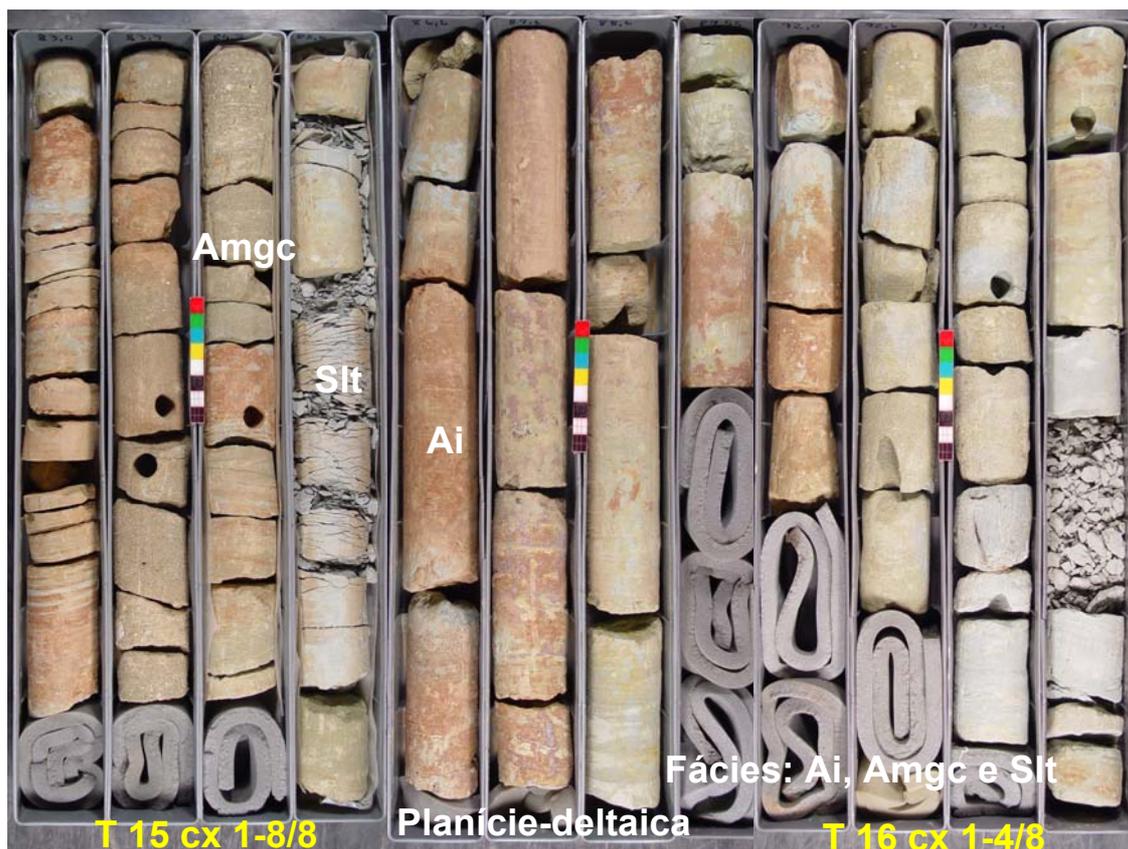


Figura 3.30 – Fácies de planície deltaica mostrando os arenitos intemperizados avermelhados (fácies Ai), os arenitos cinza claro com estratificação cruzada (fácies Amgc) e as fácies finas do sistema (slt); poço SRL, testemunhos 15 e 16.

3.1.1.2 - Frente deltaica

A frente deltaica constitui a porção subaquosa do leque deltaico. Apresenta granocrescência ascendente, onde fácies areno-conglomeráticas mais proximais, progradam sobre fácies síltica mais distal. Na base destas seqüências pode ocorrer retrabalhamento por onda com estratificação ondulada truncada e microestratificação ondulada. São encontradas nos afloramentos Espírito Santo-2, área de Usina Central (UC-2, UC-3, UC-14 e UC-15), Piedade-1 e na área de Bonfim (BF-3, BF-4, BF-8 e BF-11; figura 3.31; anexos 15, 16, 17, 18, 19, 24). As coordenadas UTM destes afloramentos se encontram no anexo 6.

A – Frente deltaica proximal

As fácies mais grossas deste ambiente são conglomerados polimíticos com seixos até 15 cm, média 5 cm, subangulares a subarredondados, constituídos por quartzo, quartzito, xisto, filito e granito. As camadas possuem espessura entre 0,40 e 1,20 metros. Podem se apresentar maciças ou com

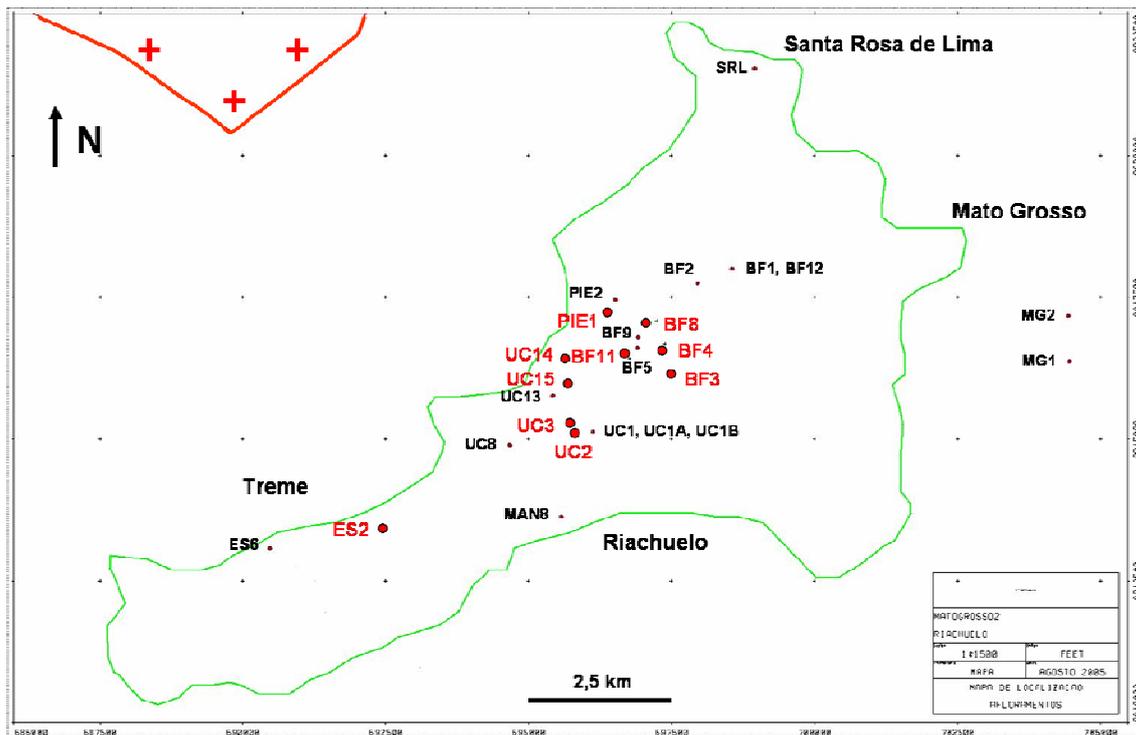


Figura 3.31 – Mapa de localização dos afloramentos de frente deltaica: ES-2, UC-2, UC-3, UC-14, UC-15, PIE-1, BF-3, BF-4, BF-8 e BF-11.

gradação normal, quando então os seixos maiores se concentram na base da camada, sendo o topo mais arenoso. Os arenitos variam de fino a muito grosso, mal selecionados, com grânulos e seixos até 1 cm. Apresentam-se maciços, com gradação normal ou com alinhamento de grãos. Na escala do afloramento a geometria dos arenitos é tabular (figura 3.32). O empilhamento de fácies nestes afloramentos mostram ciclos com granocrescência ascendente, que é comum em progradações de frente deltaica (anexos 16 e 17). A fácies com arenito médio a muito grosso possui cerca de 10% de grânulos e seixos até 5 cm. É freqüente a presença de grânulos alinhados. As camadas basais apresentam truncamento erosional na base e gradação normal (figuras 3.33, 3.34 e 3.35). São depósitos subaquosos de alta densidade.

Estes arenitos possuem forma sigmoidal, estão amalgamados, exibindo geometria de compensação. Constituem os lobos de frente deltaica (figura 3.36). A figura 3.37 mostra os dados de paleocorrente dos afloramentos de frente deltaica, medidos a partir da orientação do eixo maior dos seixos alongados. O fluxo é perpendicular ao eixo dos seixos, portanto paleocorrente com direção NE (75°).

Neste ambiente são observadas canalizações nas fácies de frente deltaica e também, alinhamento de seixos e grãos (figuras 3.38A, 3.38B, 3.39 e 3.40).



Figura 3.32 – Arenitos de frente deltaica com geometria tabular (UC-14).



Figura 3.33 – Fácies subaquosa de leque deltaico com seixos e grânulos flutuando em matriz arenosa e também alinhamento de grãos (afloramento UC-15; detalhe nas figuras 3.34 e 3.35).



Figura 3.34 – Seixos flutuando em arenito de frente deltaica (UC-15).



Figura 3.35 – Arenitos com alinhamento de grãos (caneta sobre os seixos alinhados; UC-15).



Figura 3.36 – Lobo sigmoidal na porção subaquosa do leque deltaico (UC-15).

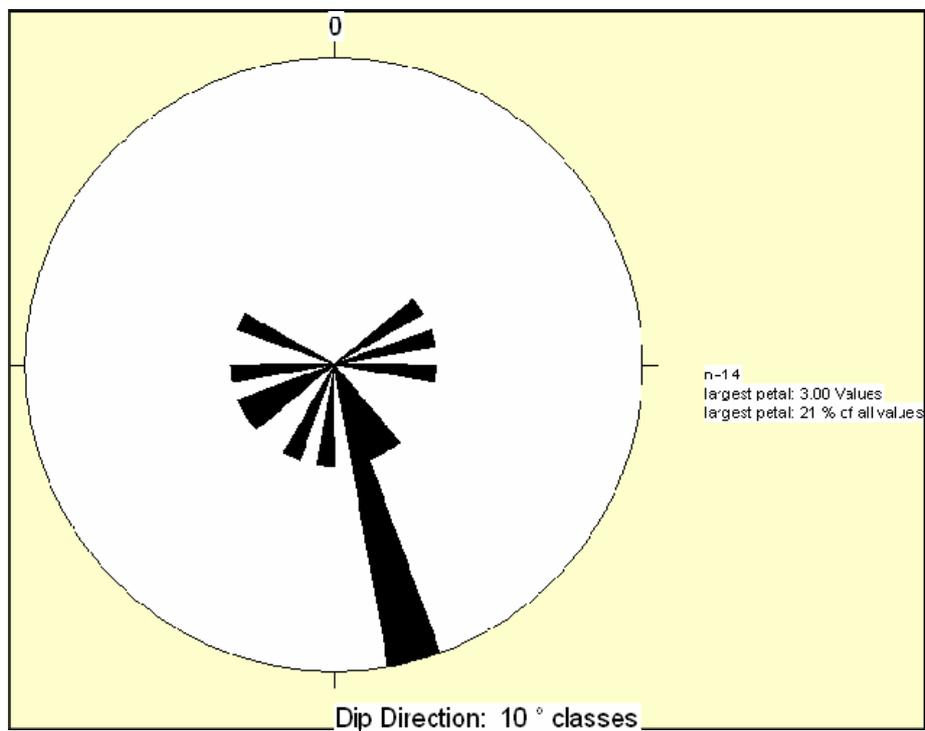


Figura 3.37 – Paleocorrente a partir da orientação do eixo maior dos seixos alongados nos afloramentos UC-14 e UC-15. Fluxo perpendicular ao eixo dos seixos, portanto paleocorrente com direção NE (75°). Borda da bacia à noroeste.



Figura 3.38A – Fácies de frente deltaica com canalizações e alinhamento de grãos (afloramento BF-8).



Figura 3.38B – Fácies de frente deltaica proximal (delimitada pela linha pontilhada; BF-8; detalhe nas fotos 3.39 e 3.40).



Figura 3.39 – Seixos e grânulos alinhados na base da camada (BF-8).



Figura 3.40 – Arenito com alinhamento de grãos (BF-8).

A fácies com arenito fino (anexos 17 e 18), podem estar parcial ou totalmente cimentado por dolomita (5 a 30%), com porosidade entre 5 e 15%. Intercaladas a estes arenitos, ocorrem camadas de siltito creme claro, com espessuras entre 1,5 e 3 metros.

Eventualmente, as camadas com arenito fino podem estar retrabalhadas por onda. São camadas lenticulares, com 10 a 20 cm de espessura, exibindo estratificação ondulada truncada, nas camadas mais distais deste ambiente (figura 3.41).



Figura 3.41 – UC-14: Arenito fino com estratificação ondulada truncada.

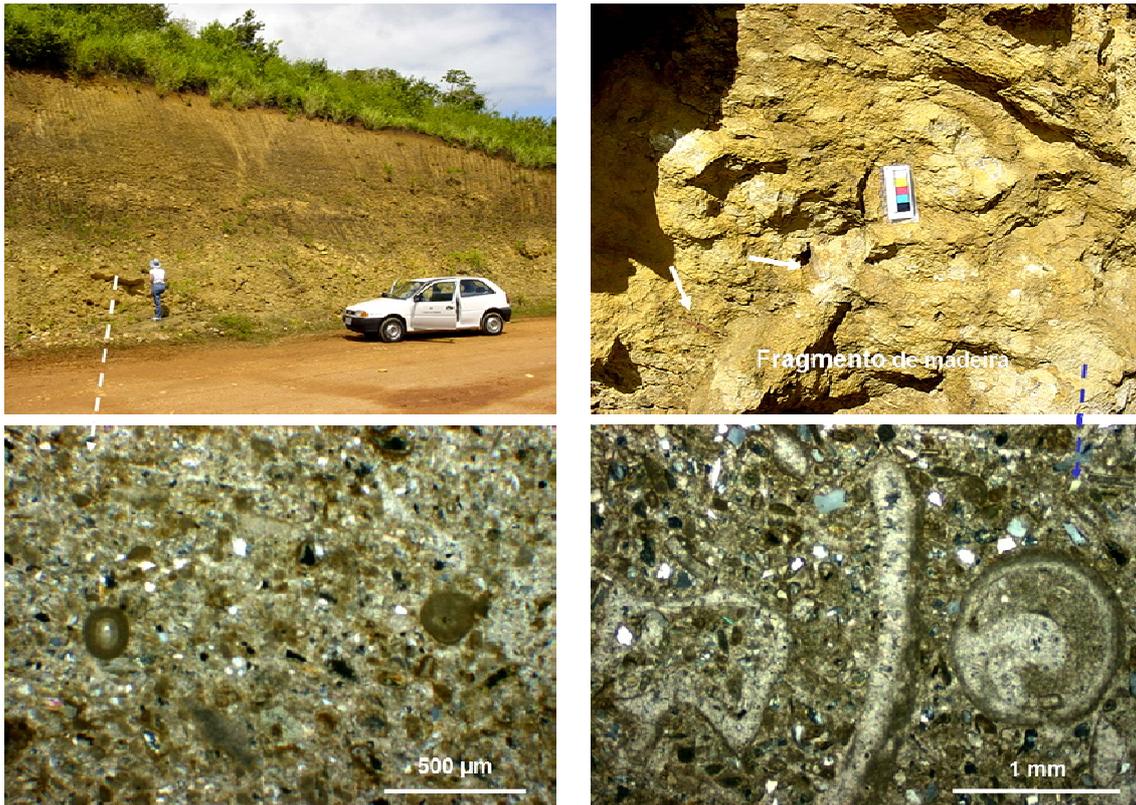
B – Frente deltaica distal

As fácies distais da frente deltaica se caracterizam pela mistura de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos. São formadas por arenitos finos a muito finos e siltitos bioclásticos (figuras 3.42 e 3.43). As camadas são tabulares e possuem espessuras que variam de 10 a 50 cm. Os bioclastos mais comuns são gastrópodos, pelecípodos, oolitos, oncolito, peloide e equinoide. É comum a presença de fragmentos de madeira e fragmentos vegetais (figura 3.44).



Figura 3.42 – Fácies distais de frente deltaica constituídas por camadas tabulares de arenito muito fino e siltito biocástico (A); na porção mais distal do afloramento aparecem barras oolíticas (B; afloramento BF-3).

Na porção distal da frente deltaica ocorre a transição para as fácies da rampa carbonática. Portanto as fácies de arenito e siltito bioclástico se intercalam com camadas constituídas por *wackestone* bioclástico com siliciclástico, *grainstone* oolítico com siliciclástico, *packestone* bioclástico com siliciclástico, *packestone* oolítico, oncolítico, peloidal. Os *grainstones* e *packestones* constituem pequenas barras carbonáticas que se formam durante período de clima mais seco. Em períodos com clima mais úmido, os sedimentos siliciclásticos chegaram até à porção distal da frente deltaica, onde foram retrabalhados pelas ondas, marés e correntes, ocorrendo a mistura dos constituintes carbonáticos e siliciclásticos. Estas fácies apresentam de 5 a 10% de matriz de lama carbonática, estão cimentadas por calcita e sem porosidade. Os bioclastos em média constituem 50% da rocha. Os grãos siliciclásticos são principalmente quartzo, feldspato, filito e muscovita. Nos siltitos, a matriz de lama carbonática constitui 50% da rocha.



Packstone bioclástico com siliciclástico (Lâminas delgadas 26 e 54)

Figura 3.43 – Fácies distais de frente deltaica constituídas por packstones e wackestones com siliciclástico e fragmentos de madeira (BF-4).

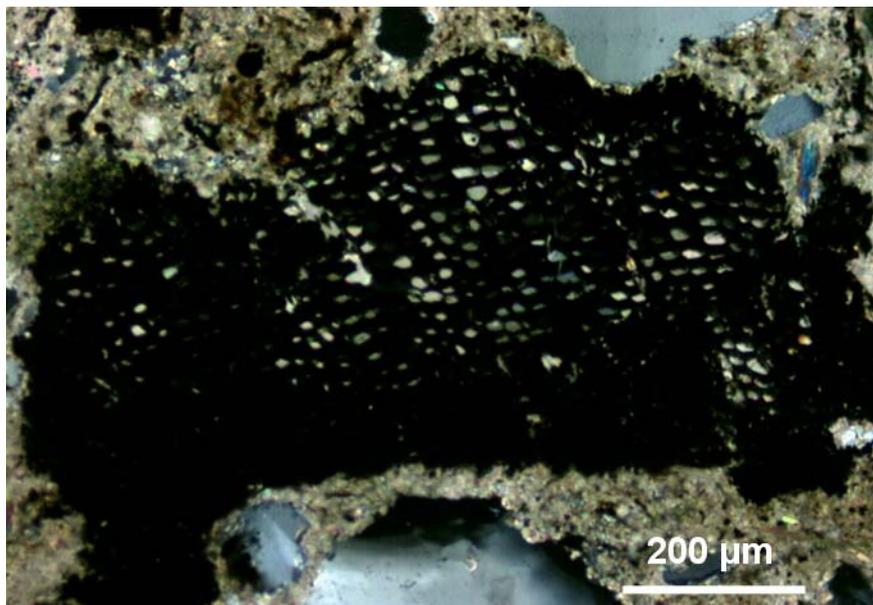


Figura 3.44 – Fragmento vegetal em fácies de frente deltaica (poço SRL, T36, cx 4/4, 218,10 m, L80964).

3.1.2 – Sedimentação costeira dominada por onda

No ambiente marinho costeiro as fácies de frente deltaica são preservadas em áreas protegidas, como por exemplo, as baías. Em áreas onde não há proteção da ação das ondas, os sedimentos oriundos da planície deltaica são retrabalhados por correntes litorâneas, maré e onda. Na Formação Riachuelo, na área estudada, há um predomínio da ação de ondas. As fácies com granulometria areno-conglomerática foram interpretadas como *shoreface* superior, as fácies com granulometria mais fina, como *shoreface* inferior.

Neste ambiente é característico a mistura de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos. O Mar Vermelho tem se mostrado um excelente análogo para se compreender a sedimentação mista no Albo-aptiano. Baseado nos trabalhos de Roberts & Murray (1988) e Friedman (1988) sabe-se que em clima árido o intemperismo mecânico é mais atuante gerando mais sedimentos grossos. No modelo de sedimentação do Mar Vermelho atribui-se ao tectonismo a entrada de siliciclástico na bacia. Nos períodos de quiescência tectônica, os carbonatos dominam. No Golfo de Elat, se observa um controle climático na entrada de siliciclástico na bacia. Nos períodos mais úmidos chegam mais terrígenos e as correntes marinhas carregam os sedimentos finos para as áreas mais distais. A mistura ocorre por ação de ondas e correntes.

Estes sedimentos foram identificados nos afloramentos Mangueira-8, Usina Central-1B, Bonfim-1, Bonfim-2 e no poço SRL (figura 3.45; anexos 12, 20, 21 e 22; as coordenadas UTM dos afloramentos se encontram no anexo 6).

A - *Shoreface* superior

As fácies que caracterizam o *shoreface* superior são constituídas por arenitos médio a conglomerático, bioclástico, calcítico (figuras 3.46 e 3.47). As camadas possuem espessura de 10 cm a 1 m e geometria lenticular. Apresentam estratificação cruzada acanalada, estratificação plano-paralela e também se apresentam maciças ou com gradação normal (figuras 3.48 e 3.49).

Nestes ambientes de alta energia preservam-se apenas os organismos de carapaças robustas, daí sua baixa diversidade faunística. Ocorre um número limitado de espécies bentônicas adaptadas a substratos instáveis. O bioclasto mais comum nas fácies de alta energia é o oolito. Ocorrem também oncolito, pelecípoda, gastrópoda e equinoide.

Os arenitos grossos a conglomeráticos são mal selecionados, com grânulos e seixos até 8 cm, subarredondados, podendo apresentar gradação normal (figuras 3.50 e 3.51). Os conglomerados deste ambiente em relação aos da planície deltaica apresentam seixos mais arredondados e mais achatados. É comum neste ambiente a presença de lags de oncolitos alinhados, com até 2 cm de tamanho (figuras 3.52 e 3.53). Estes níveis de oncolitos podem representar episódios de tempestades, que soergueram o sedimento previamente depositado, permitindo a deposição seletiva (mais grossos na base) dos grãos, quando do arrefecimento da tempestade.

Quando as camadas apresentam espessuras de 10 a 30 cm, podem estar totalmente cimentadas por calcita. Isto pode ser devido à presença de bioclastos (20% de oolitos no afloramento da figura 3.54) ou também à presença de sedimentos mais finos intercalados como folhelhos e siltitos. Os

sedimentos finos possuem água em sua estrutura. Durante o processo de compactação esta água é liberada com íons dissolvidos que normalmente precipitam nas camadas porosas adjacentes.

Neste ambiente, também pode ocorrer pequenas canalizações devido a presença de correntes litorâneas (figuras 3.55A e 3.55B).

As fácies de *shoreface* superior muitas vezes aparecem intercaladas com as fácies de *shoreface* inferior (figura 3.56). As principais características são arenitos conglomeráticos bioclásticos com estratificação cruzada (figura 3.57), geometria lenticular das camadas (figura 3.58) e acamamento *wavy-linsen* (figura 3.59). Na figura 3.60 estão os dados de paleocorrente deste ambiente medidos a partir do eixo das estratificações cruzadas acanaladas e que foram associadas a formas de leito subaquosas (dunas 3D) produzidas por correntes de deriva litorânea (direção SW-NE). Os seixos dos arenitos conglomeráticos neste ambiente, apresentam-se mais achatados em relação aos da planície deltaica (figura 3.57).

Os sedimentos finos deste sistema são interlaminados silito/arenito muito finos com acamamento *wavy-linsen* (figura 3.59).

Os arenitos finos a médios podem apresentar estratificação ondulada truncada.

Intercalados nessa associação de fácies ocorre também grainstone oolítico com siliciclástico. A presença de sedimentos carbonáticos associados à fácies de *shoreface* foi encontrado com freqüência nesta área. Como o carbonato necessita de um substrato para crescer, durante os eventos climáticos secos, se desenvolveria nos locais onde o substrato siliciclástico estivesse próximo à superfície da água, neste caso nos depósitos de *shoreface*. Este fato foi observado no Holoceno de Belize, onde durante os eventos de mar alto, os recifes crescem sobre os diques marginais e barras dos depósitos fluviais de mar baixo (figura 2.12).

Neste ambiente, nos sedimentos finos como os siltitos, ocorre camada com grande concentração de conchas de pelecípodas (figura 3.61). Pode ser um *hardground*, ou *lags* devido a depósitos de tempestade.

Nas fácies arenosas de *shoreface* superior é comum a presença dos icnofósseis *ophiomorpha* e *skolithos*. Estes icnofósseis foram encontrados tanto em afloramento como nos testemunhos do poço SRL (figuras 3.62 e 3.63). O icnofóssil *skolithos* foi encontrado em fácies arenosas com acamamento *wavy-linsen* (figura 3.64).

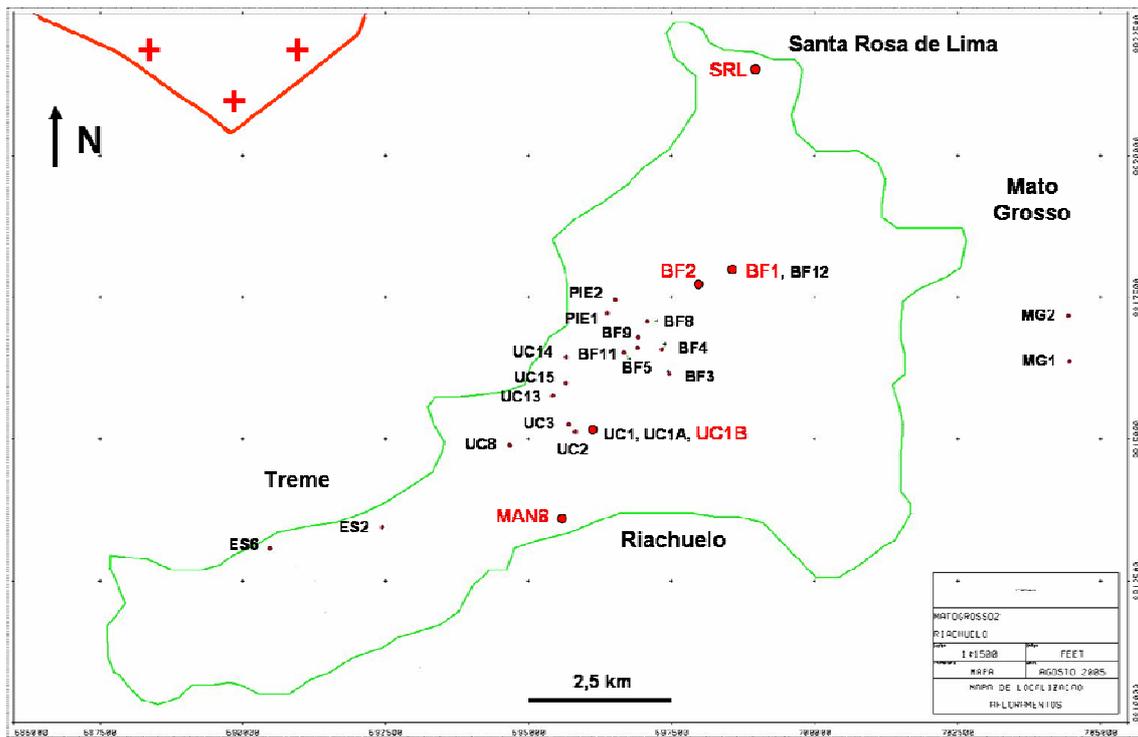


Figura 3.45 - Mapa de localização dos afloramentos com depósitos costeiros dominados por onda: BF-1, BF-2, UC-1B, MAN-8 e SRL.

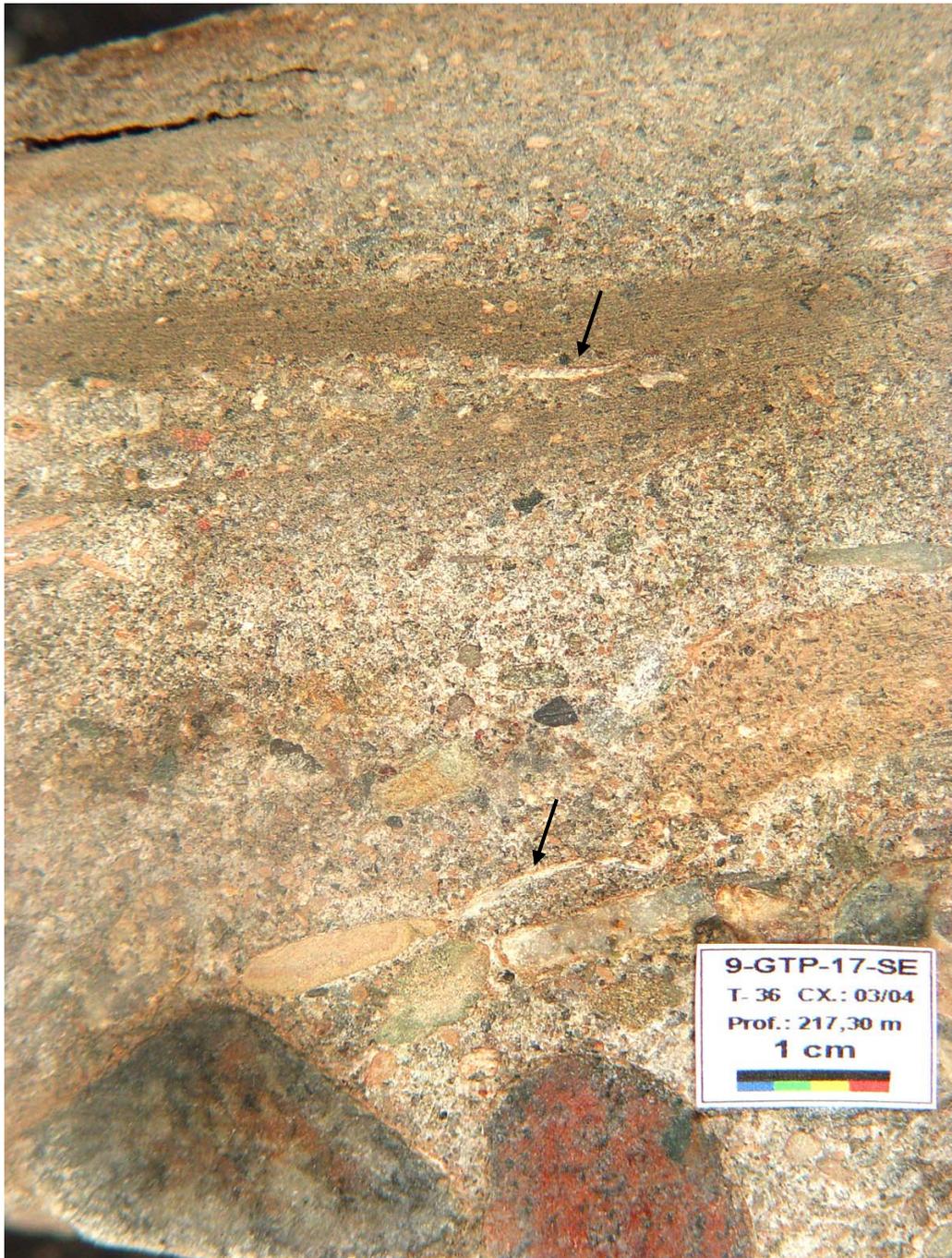


Figura 3.46 – Arenito conglomerático bioclástico com pelecípodas (seta) associado a contexto deposicional de *shoreface* superior; poço SRL, T 36, cx 3/4, 217,30 m.

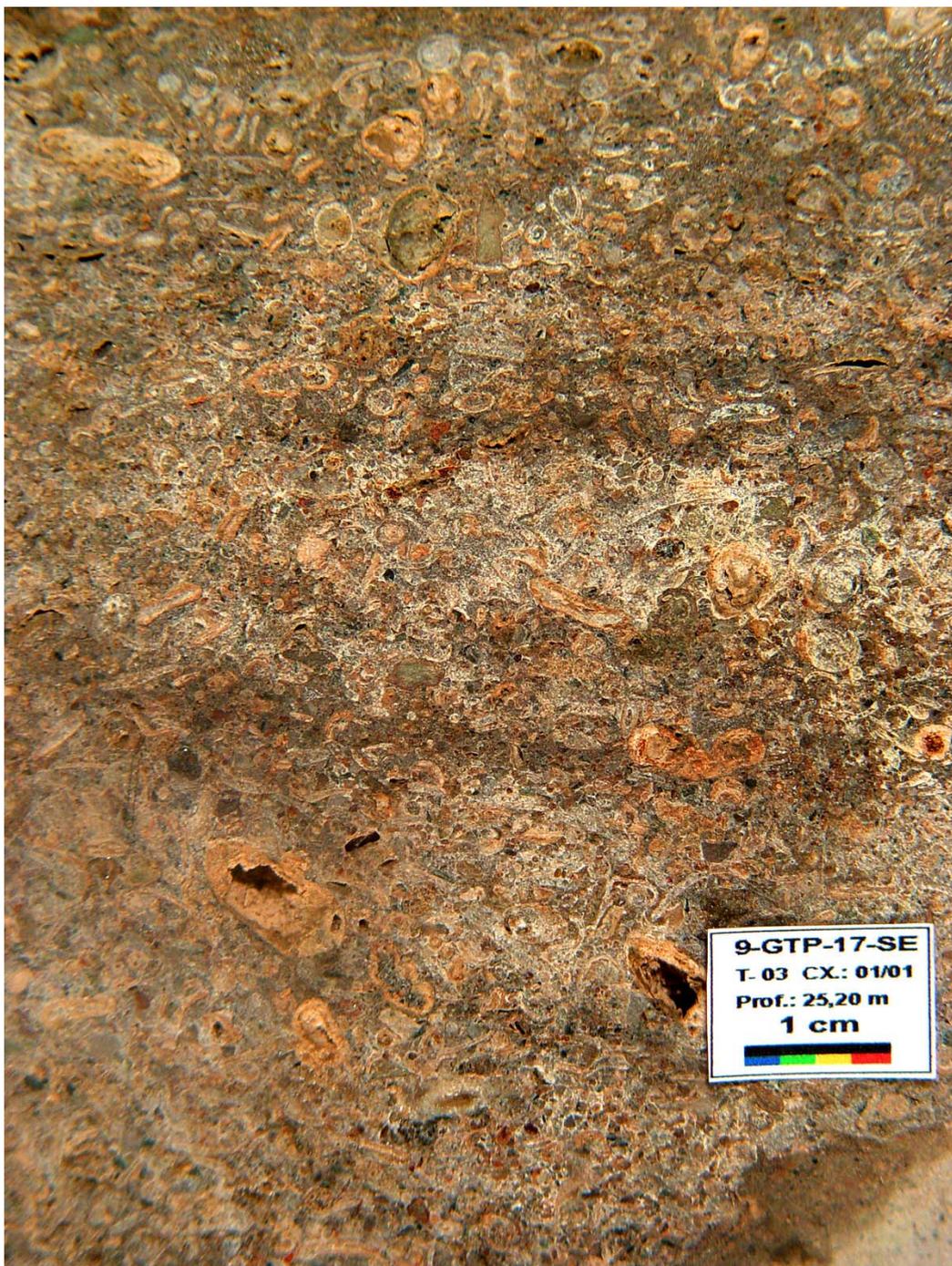


Figura 3.47 – Conglomerado bioclástico em fácies de *shoreface* superior (poço SRL, T3, cx 1/1, 25,20m).



Figura 3.48 – Arenito médio, bioclástico, com estratificação cruzada acanalada em fácies de *shoreface* superior (poço SRL, T 2, cx 4/6, 18,45 m).



Figura 3.49 – Arenito bioclástico com estratificação plano-paralela em fácies de *shoreface* superior (BF-1).



Figura 3.50 – Conglomerado bioclástico de *shoreface* superior com gradação normal (afloramento UC-1B).



Figura 3.51 – Conglomerado bioclástico com gastrópodos (G) e pelecípodos (P) ; afloramento UC-1B.



Figura 3.52 – Arenito bioclástico com *lags* de oncolitos (afloramento UC-1B).



Figura 3.53 – Detalhe do lag de oncolitos (UC-1B).

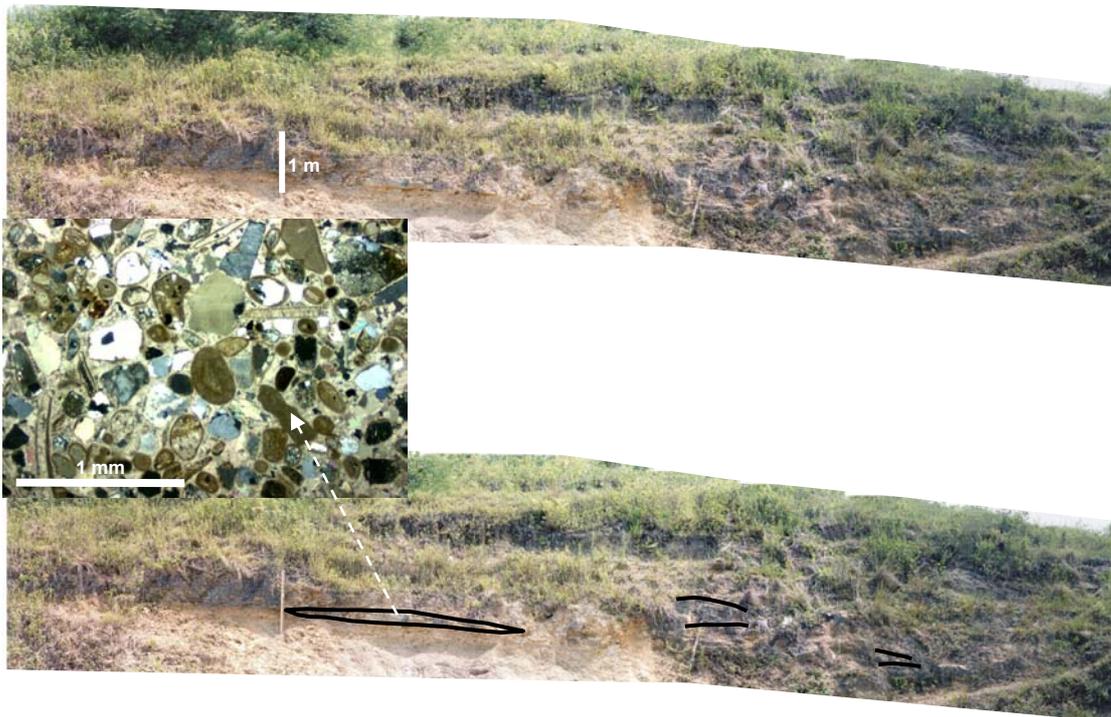


Figura 3.54 - Arenitos bioclásticos com geometria lenticular e estratificação cruzada em fácies de *shoreface* superior (Mangueira-8).



Figura 3.55A - Afloramento Mangueira-8.



Figura 3.55B - Fácies de *shoreface* superior com canalização no topo do afloramento.



Figura 3.56 – Fácies de *shoreface* superior e inferior com conglomerados, arenitos e geometria lenticular das barras (BF-1).



Figura 3.57 – Arenito conglomerático bioclástico com estratificação cruzada em ambiente de *shoreface* superior; os seixos apresentam-se mais achatados em relação aos da planície deltaica (afloramento Bonfim-1).



Figura 3.58 – Arenito de *shoreface* superior com geometria lenticular (afloramento Bonfim-1).

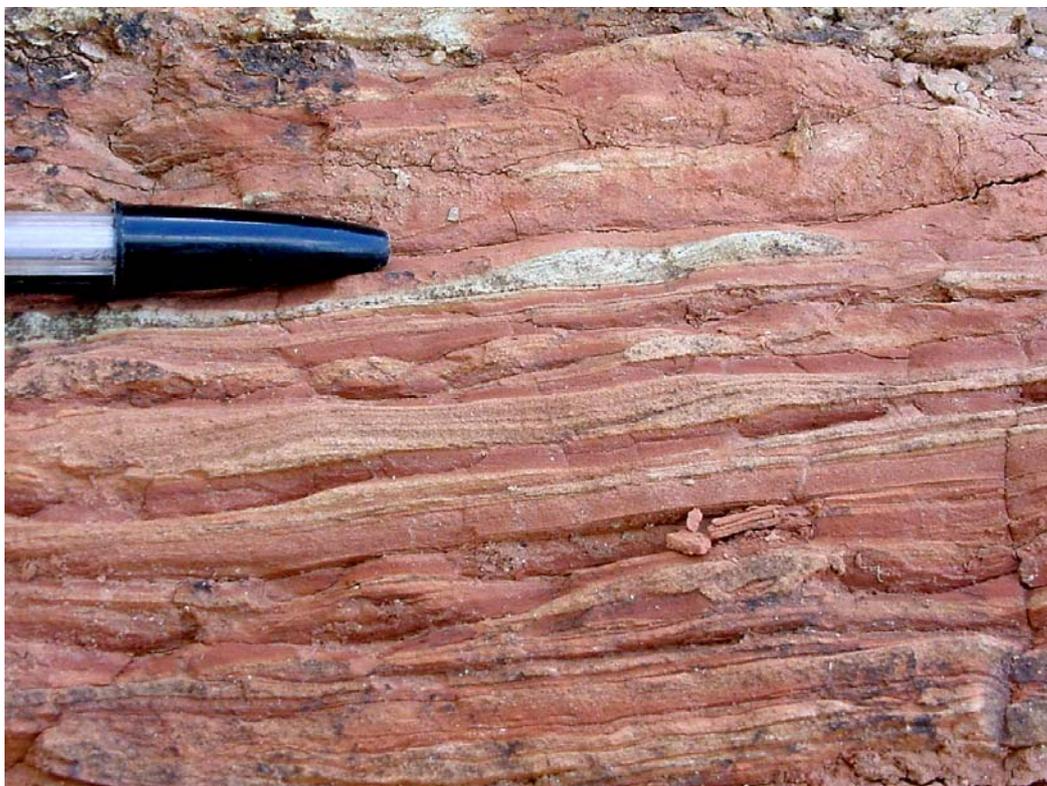


Figura 3.59 – Acamamento *wavy – linsen* (afloramento BF-1).

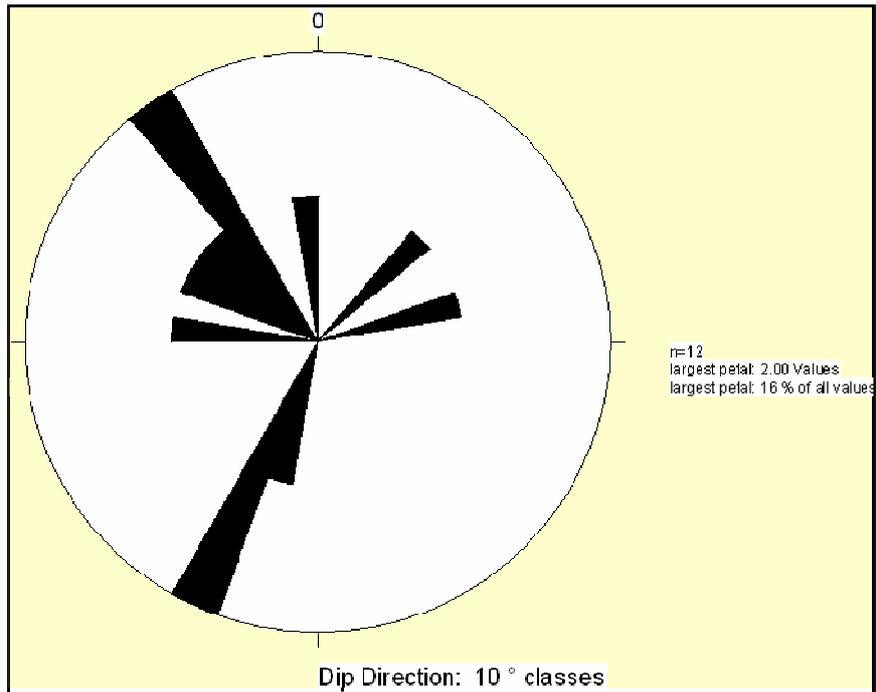


Figura 3.60 – Paleocorrente a partir da direção do eixo da estratificação cruzada acanalada nos afloramentos BF1 e MAN8. Fluxo nas direções NE (25°) e SE (145°). Borda da bacia à noroeste.



Figura 3.61 – Siltito com pelecípodas (BF-1).

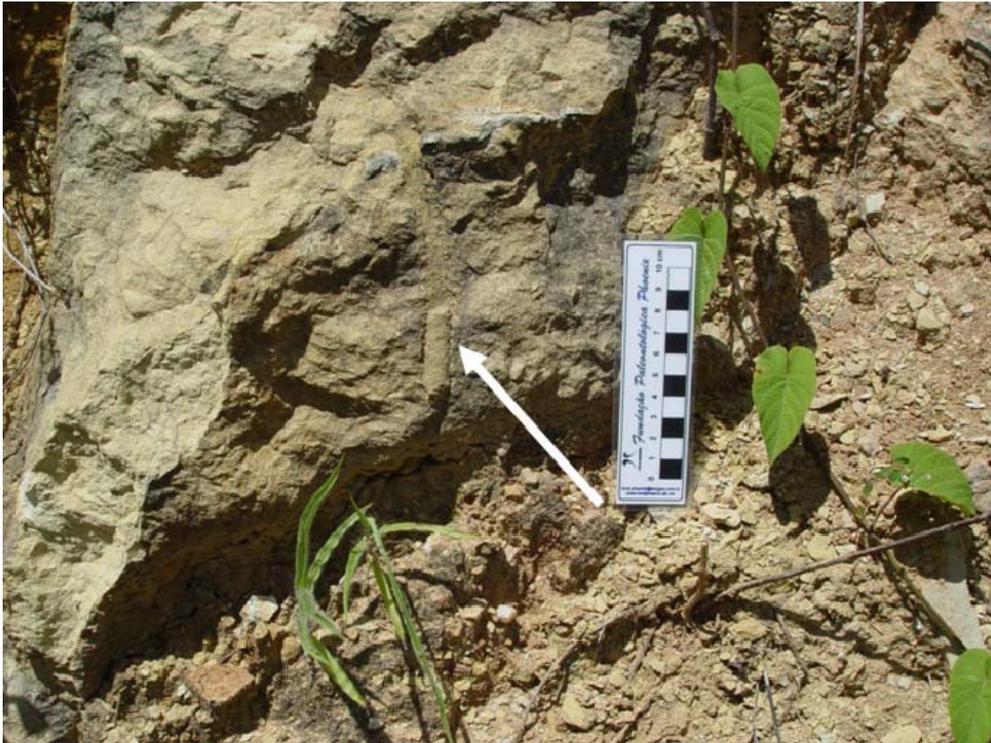


Figura 3.62 – Icnofóssil *ophiomorpha* em fácies de *shoreface* superior (BF-1).



Figura 3.63 – Icnofóssil *ophiomorpha* em fácies de *shoreface* superior (poço SRL, T38, cx 3/9, 229,60 metros).



Figura 3.64 – Acamamento *wavy-linsen* em fácies de *shoreface* superior com o icnofóssil *skolithos* (seta preta); afloramento Bonfim-2, camada F3 da figura 3.5.

B - *Shoreface* inferior

Nas fácies de *shoreface* inferior a razão arenito/folhelho decresce. Predominam camadas de folhelho cinza esverdeado, laminado, siltito creme claro, que se intercalam com camadas de arenito muito fino a médio, bioclástico, com 5 a 20% de oolitos. Os arenitos possuem espessura entre 10 e 50 cm, as camadas menos espessas (10 cm) normalmente estão cimentadas por calcítica; as mais espessas, apresentam até 20% de porosidade. As camadas de folhelho possuem espessuras entre 30 cm e 2,30 m. Apresentam geometria lenticular.

3.1.3 - Rampa carbonática

Durante o Albo-aptiano, na Bacia Sergipe-Alagoas, não se observa uma típica quebra na plataforma carbonática com bioconstruções recifais. Em toda porção emersa da bacia há somente um afloramento que é um biolitito formado por algas solenoporáceas e corais com dimensão de 6 m de altura e 4 m de largura e também algumas pequenas bioconstruções associadas às fácies mais finas com dimensão de 1m por 1m. Com um oceano ainda restrito, o modelo mais aceito é o de rampa carbonática, que normalmente possui inclinação muito suave.

A partir da descrição dos afloramentos Bonfim-3, Bonfim-4, Bonfim-5, Bonfim-8, Bonfim-9, Mato Grosso-1 e Mato Grosso-2, foram observadas a geometria das camadas e as estruturas sedimentares, bem como

diagnosticado que o processo atuante na construção das mesmas foi, principalmente, a ação das ondas (figura 3.65; anexos 22, 23, 24 e 25; coordenadas UTM dos afloramentos no anexo 6).

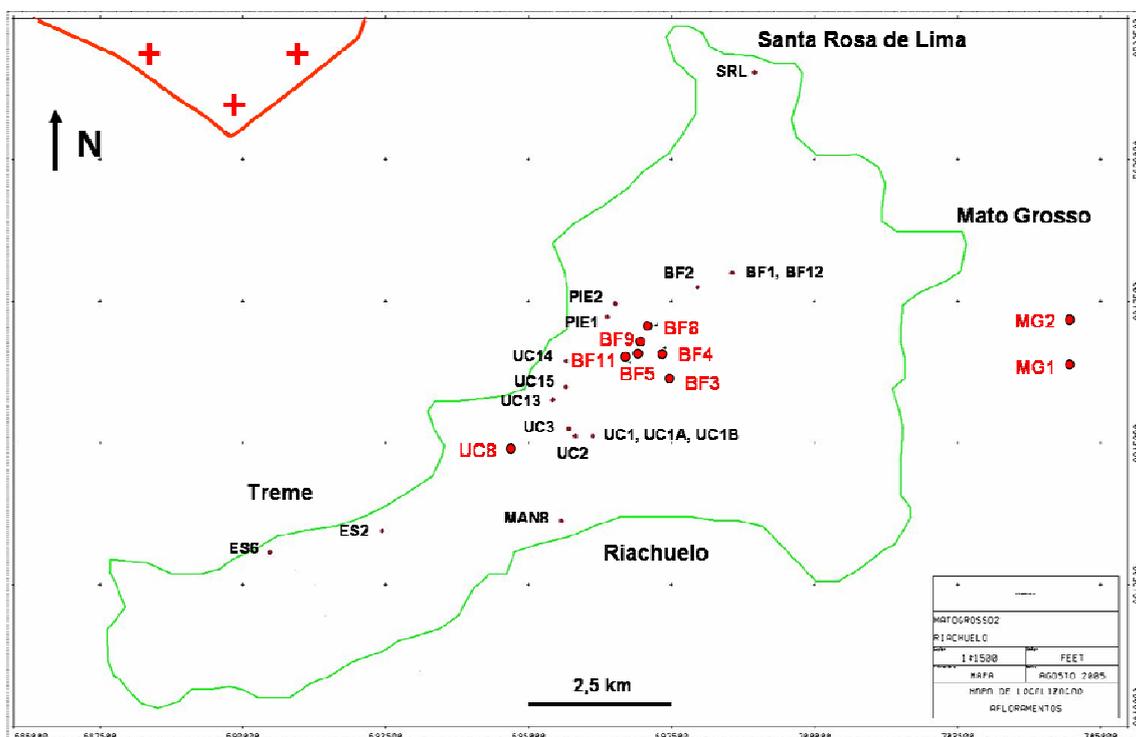


Figura 3.65 – Mapa de localização dos afloramentos com fácies de rampa carbonática: UC-8, BF-3, BF-4, BF-5, BF-8, BF-9, BF-11, MG-1 e MG-2.

As principais fácies encontradas na rampa carbonática são *grainstone* oolítico, *packestone* oncolítico bioclástico e *wackestone* bioclástico, que representam respectivamente ambientes de alta, média e baixa energia. Os *grainstones* oolíticos são rochas formadas em ambiente de maior energia neste sistema. Os oolitos precisam de alta energia para serem formados e o depósito é também de alta energia, pois praticamente não há matriz de lama carbonática (micrita). Em condições de energia moderada se formam os *packestones* oncolíticos e bioclásticos que já apresentam alguma matriz, mas a rocha é suportada por grãos. Os depósitos formados por *grainstones* e *packestones* são barras carbonáticas, que nos afloramentos, ocorrem intercaladas. Estas camadas possuem espessura entre 10 e 40 cm. Nas fácies de alta energia são comuns estratificação plano-paralela e estratificação cruzada acanalada. A geometria destes depósitos é lenticular. Constituem barras amalgamadas cujo topo é ondulado devido ao retrabalhamento por onda (figuras 3.66 a 3.72). As fácies de mais baixa energia deste sistema são os *wackestones* bioclásticos, que são sedimentos suportados por matriz, mas que possuem mais de 10% de grãos. Apresentam-se maciças ou com laminação plano-paralela. Os *wackestones*, neste caso, correspondem à sedimentação distal deste sistema. A porosidade nestes calcarenitos é inferior a 10%.



Figura 3.66 – Seção basal do afloramento Bonfim-9.



Figura 3.67 – Detalhe das barras carbonáticas com geometria sigmoidal (BF-9).



Figura 3.68 – Topo das barras carbonáticas retrabalhado por onda (BF-9).

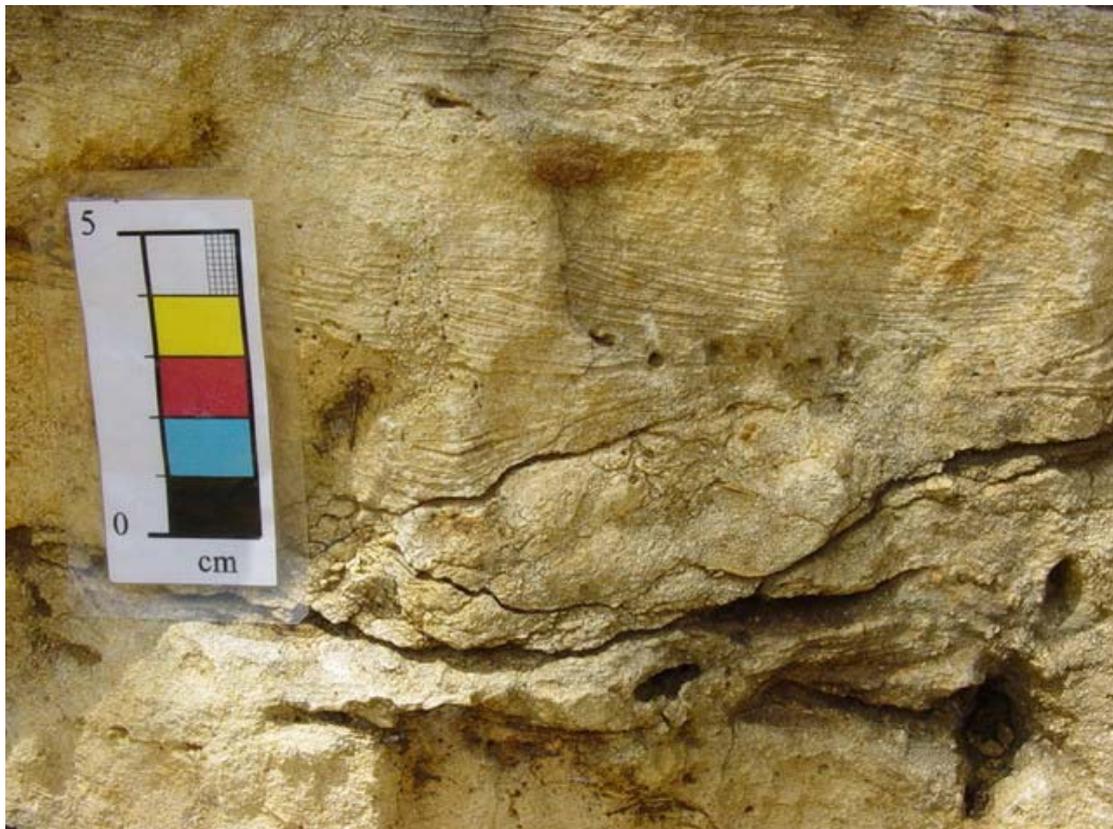


Figura 3.69 – *Grainstone* bioclástico com estratificação cruzada acanalada (BF-9).

As barras carbonáticas também são formadas por *packstone* bioclástico, com oncolitos como constituinte principal e, secundariamente, gastrópodos, pelecípodos e equinóides. São comuns oncolitos com 0,5 a 2 cm de tamanho (figuras 3.73 e 3.74). A figura 3.75 mostra uma seção de georadar EW, paralela ao afloramento Bonfim-8, que foi associada a agradação e progradação de barras carbonáticas.

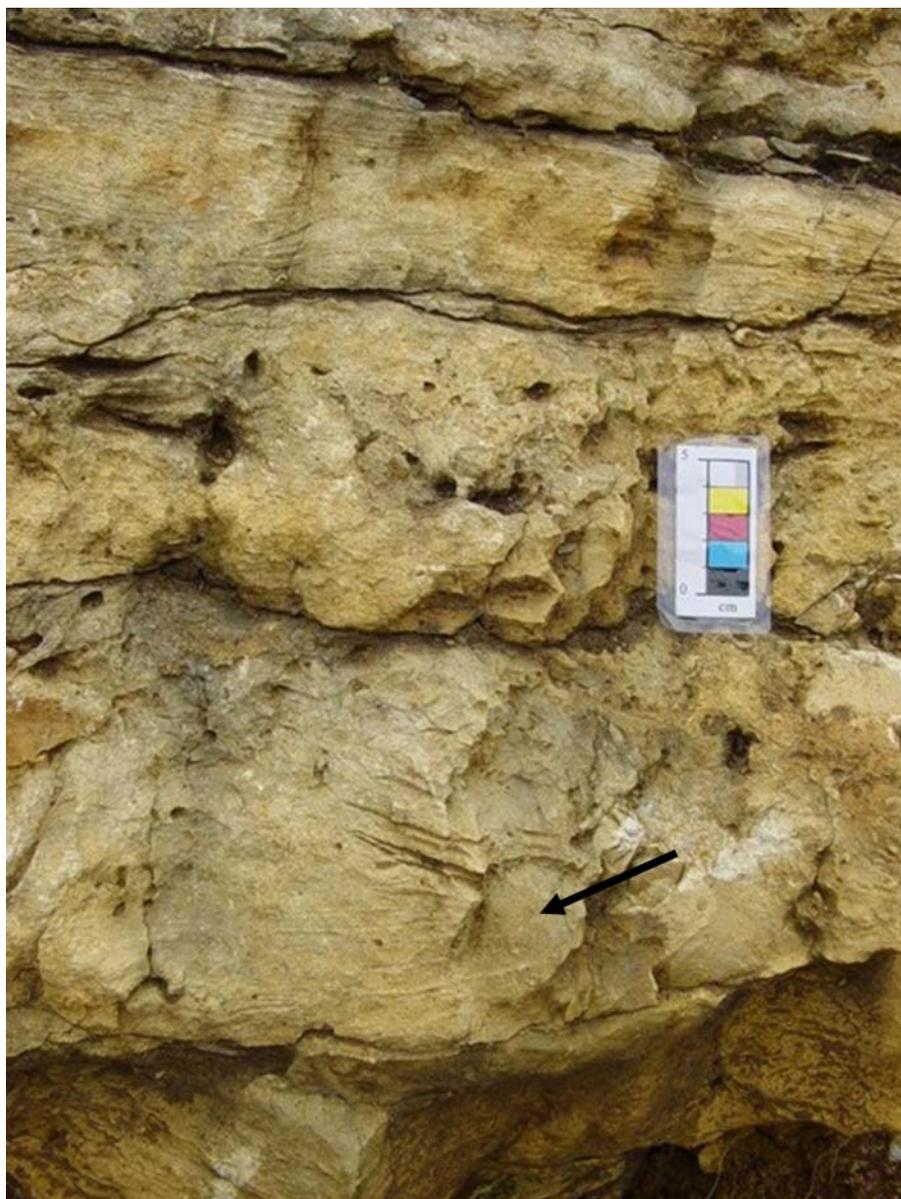


Figura 3.70 – Barras carbonáticas com estratificação cruzada (BF-9).



Figura 3.71 – Topo do afloramento Bonfim-9 com barras de *packestone* oncolítico.



Figura 3.72 – Detalhe das barras formadas por *packestone* oncolítico (BF-9).

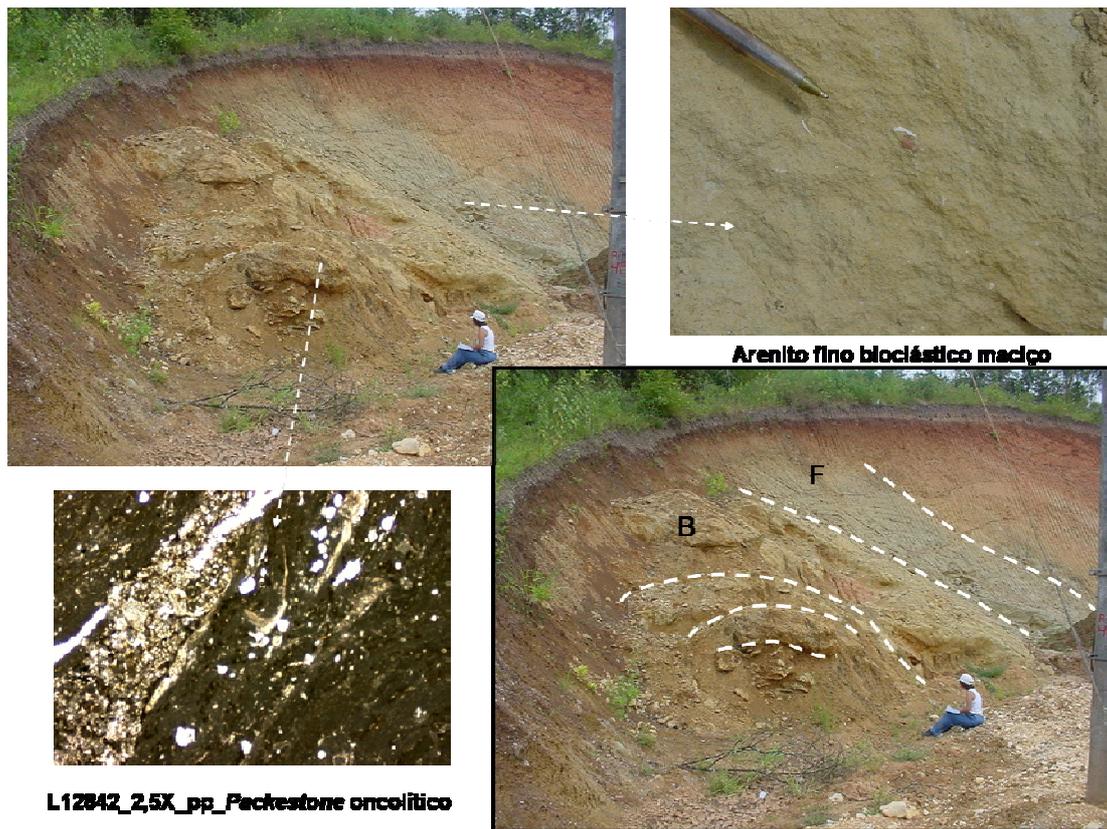


Figura 3.73 – Barras carbonáticas (B) e fácies de frente deltaica (F); afloramento Bonfim-8.

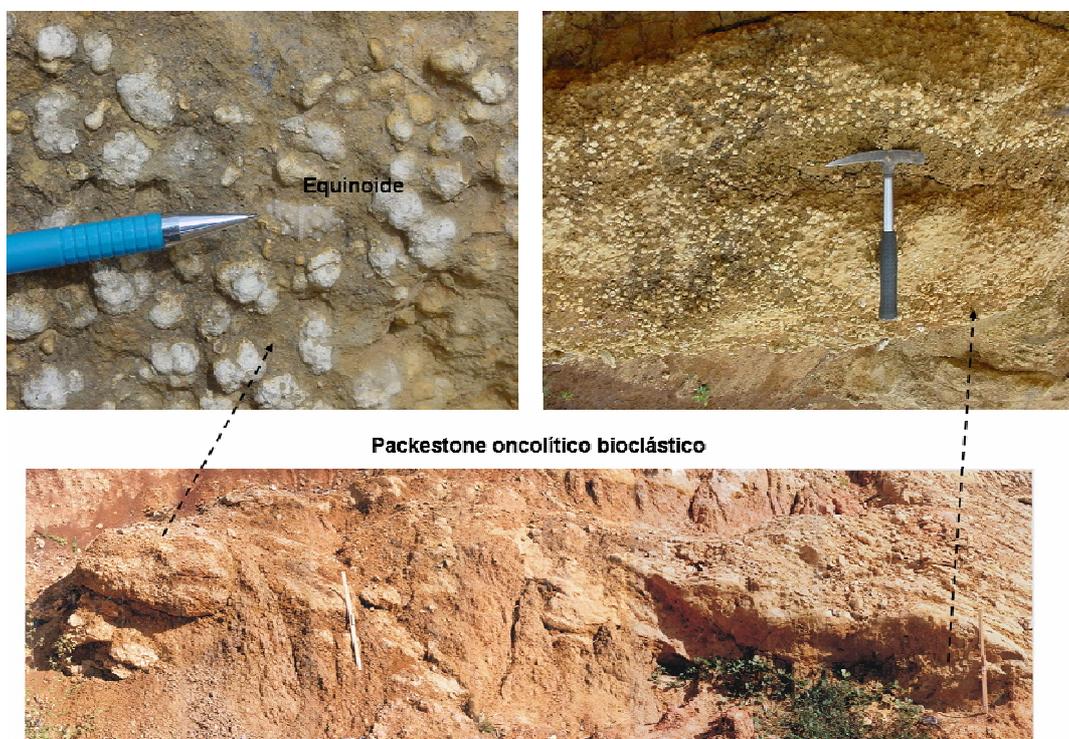


Figura 3.74 – Barras constituídas por *packestone* oncolítico bioclástico (no detalhe equinoide e oncolitos; afloramento BF-8).

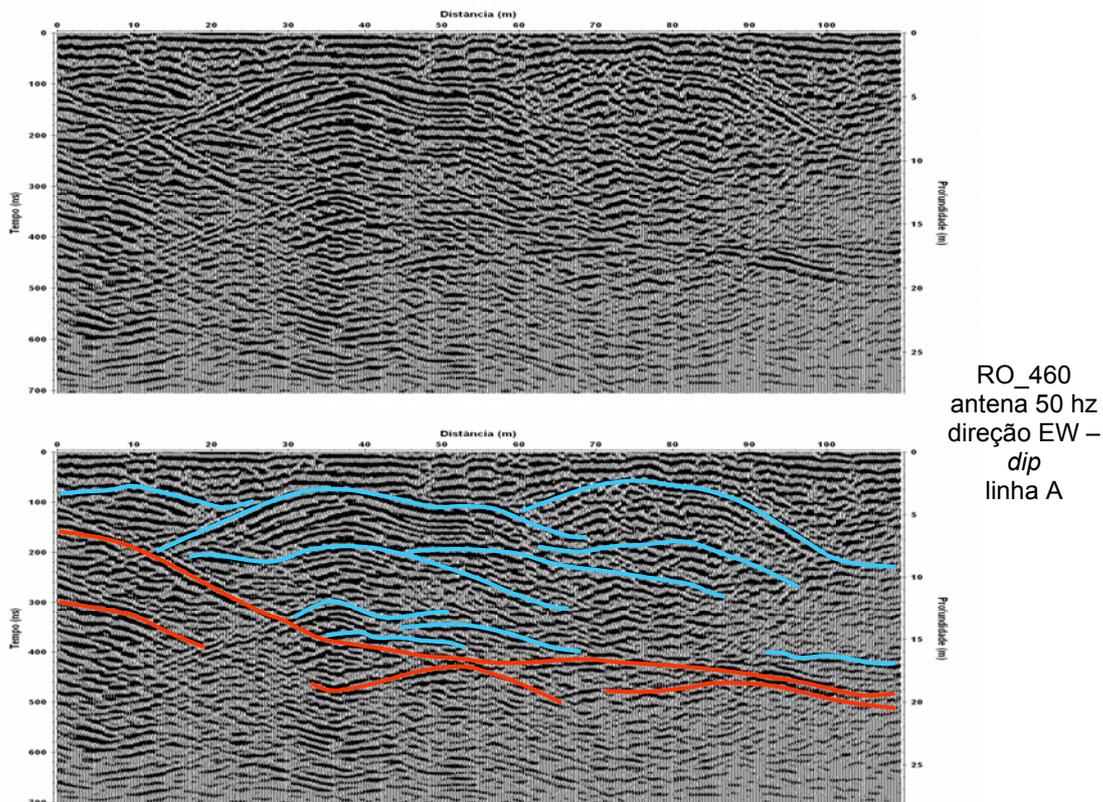


Figura 3.75. – Seção de georadar com direção EW, paralela ao afloramento BF-8, associado a agradação e progradação de barras carbonáticas (em azul).

Na porção mais distal deste sistema, a oeste da área, sem encontram os depósitos carbonáticos não associados a siliciclásticos (área de Mato Grosso). Além dos fósseis descritos nas fácies associadas a siliciclásticos (área de Riachuelo), como oolitos, oncolitos, pelecípodos, gastrópodos, equinoide, foram encontrados foraminíferos bentônicos e fósseis de água mais profunda, como os foraminíferos plantônicos e as calcisferas.

Nestes sedimentos foram descritos *packstones* oncolíticos, bioclásticos, com camadas lenticulares de 10 cm a 1 m de espessura, amalgamadas, com microestratificação ondulada no topo, que constituem barras carbonáticas (figuras 3.76 a 3.78).

Estas barras carbonáticas podem apresentar o topo colonizado por ostras, constituindo ciclos de raseamento para o topo (figuras 3.79 e 3.80). Estes ciclos são bastante comuns em sedimentos carbonáticos. Isto se deve ao fato da alta produtividade destes constituintes, em relação a oscilações do nível de base. A figura 3.81 mostra um detalhe do pelecípoda *Inoceramus* em barra carbonática.

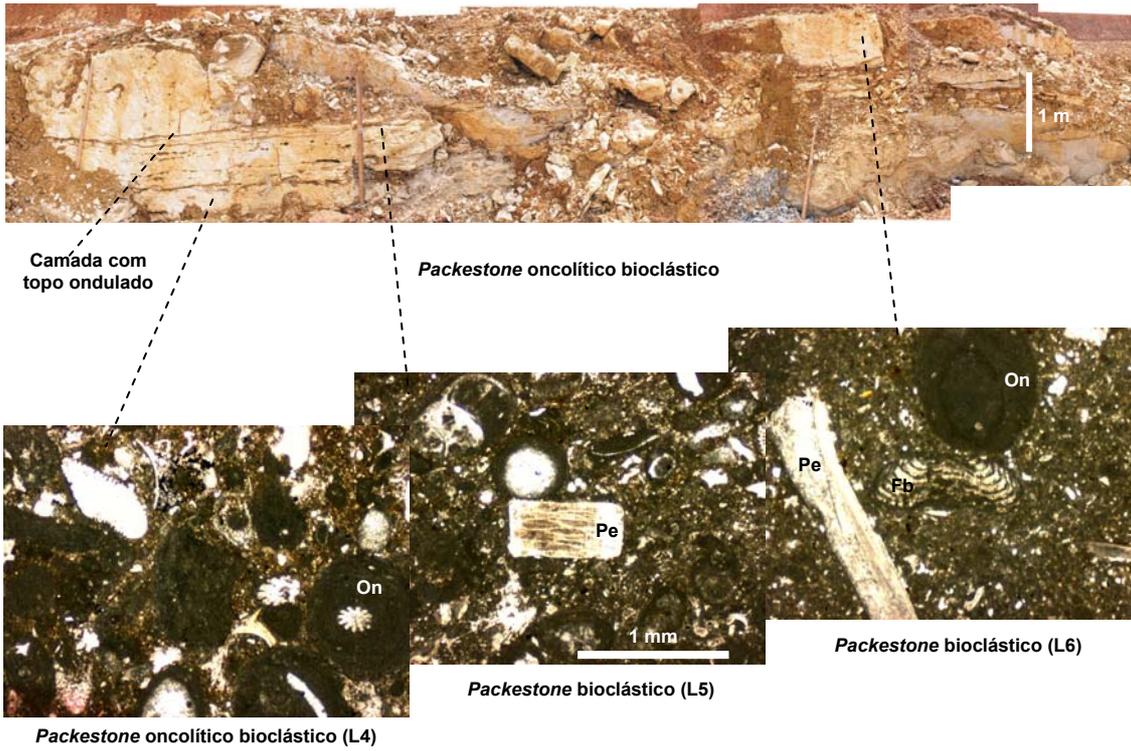
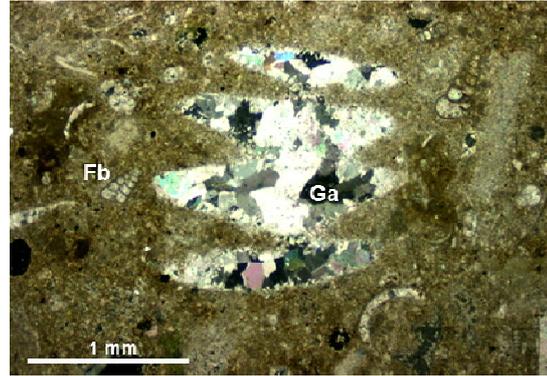


Figura 3.76 – Barras carbonáticas amalgamadas constituídas por packstone bioclástico (On = oncolito, Pe = pelecípoda, Fb = foraminífero bentônico, L = lâmina delgada; afloramento MG-1).



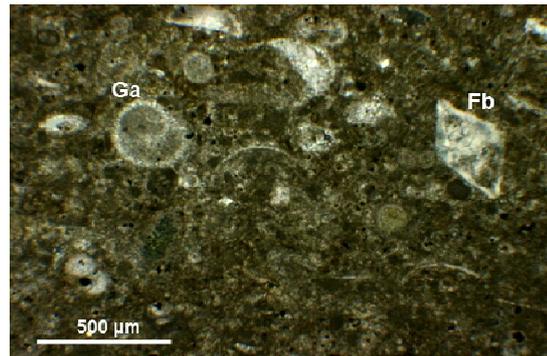
Figura 3.77 – Barras carbonáticas com geometria lenticular (MG-1).



Peckstone bioclástico (L6)



Wackestone com foraminífero plânctonico (L3)



Peckstone bioclástico (L5)

Figura 3.78 – Rampa carbonática com fósseis de água rasa como gastrópodos (Ga) e foraminíferos bentônicos (Fb), associados a fósseis de água mais profunda, como foraminíferos plantônicos (MG-2).

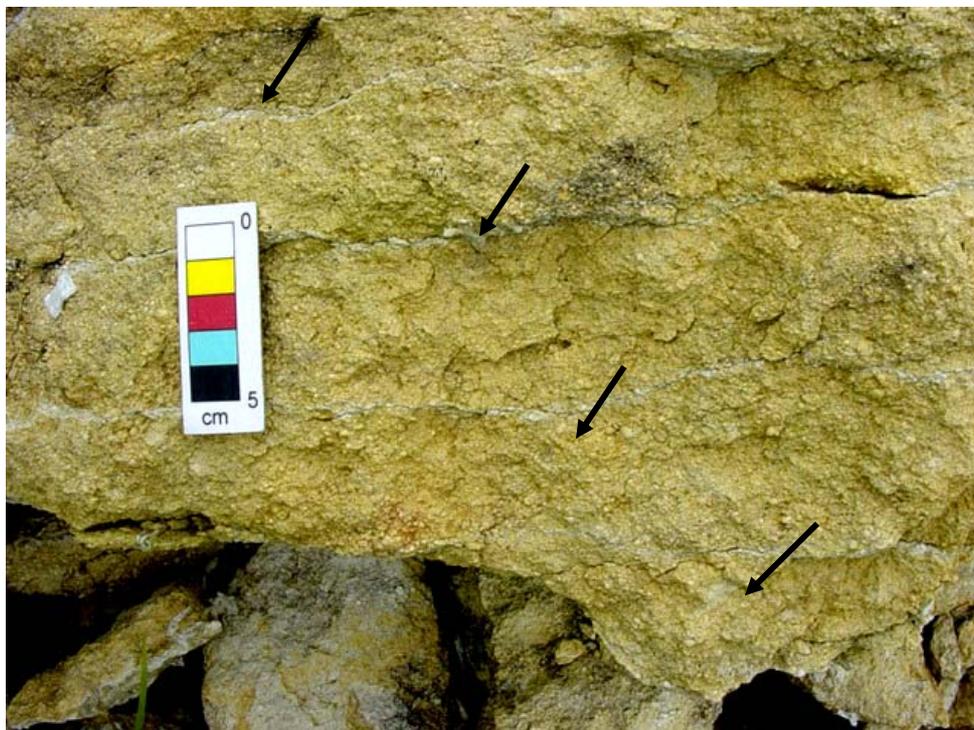


Figura 3.79 - Barras carbonáticas com topo colonizado por ostras: ciclos de raseamento para o topo (afloramento MG-2).



Figura 3.80 - Detalhe das ostreas (MG-2).

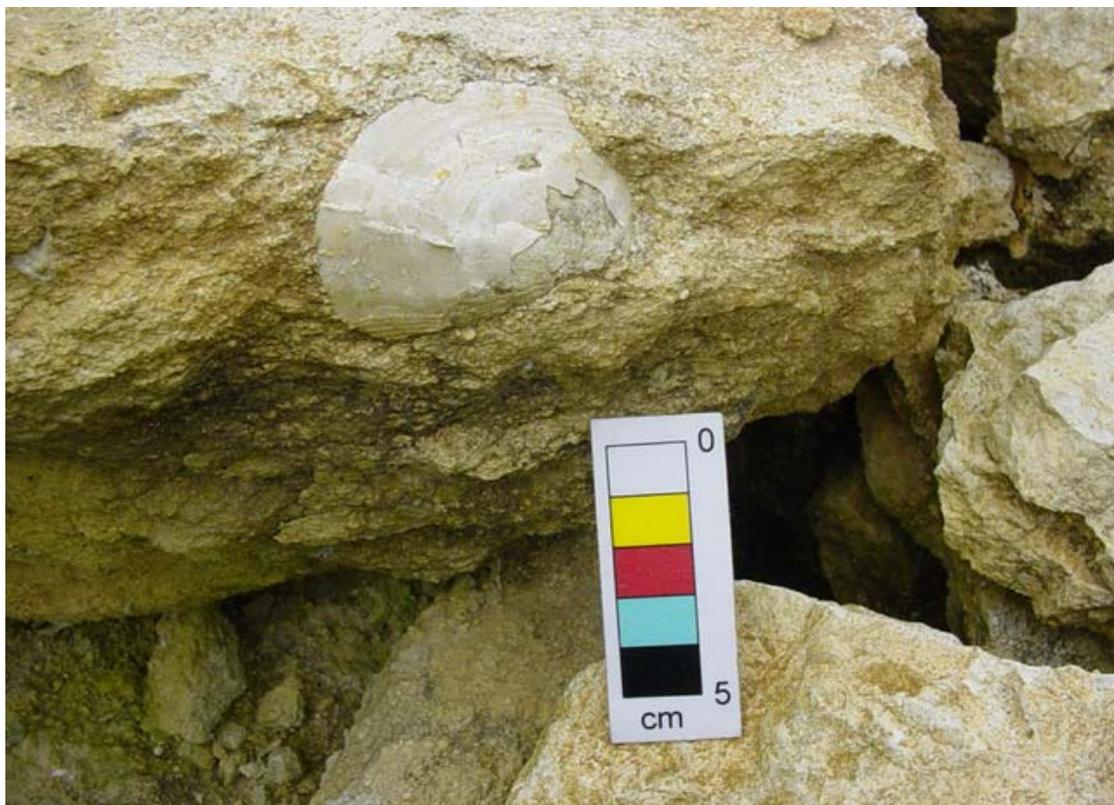


Figura 3.81 – Pelecípoda *Inoceramus* em barras carbonáticas (MG-2).

3.2 - Sequências analisadas no poço da área de Santa Rosa de Lima

O poço SRL, localizado na região de Santa Rosa de Lima, está todo testemunhado na seção estudada (da superfície até a profundidade de 360 metros). Perfis elétricos foram corridos a partir de 110 metros até a profundidade final. Na seção entre a superfície e a profundidade de 110 metros, foi corrido o perfil core gama nos testemunhos. Foram descritos 53 testemunhos da superfície até a profundidade de 352 metros. Os testemunhos 50 a 53 foram cortados na Formação Muribeca (Aptiano). Os testemunhos de 1 a 49 foram cortados no Membro Angico, da Formação Riachuelo (Albo-aptiano; figura 3.82).

O intervalo entre 327 e 352 m está amostrado na Formação Muribeca. São sedimentos depositados durante a fase transicional do processo de abertura do Atlântico Sul. São depósitos marinho-evaporíticos. As fácies são as mesmas descritas na Formação Riachuelo. A diferença é que como o mar não tinha caráter permanente, ele secava e ocorria a precipitação de evaporitos. Os arenitos foram retrabalhados por onda exibindo microestratificação ondulada truncada (figura 3.83). Nas fácies carbonáticas são encontrados *packstones* oncolíticos, parcialmente anidritizados (figura 3.84). Koutsoukos (1989) constatou um hiato na passagem da Formação Muribeca para a Formação Riachuelo, e em algumas áreas da bacia, erosão. Portanto esta passagem é um limite de seqüência.

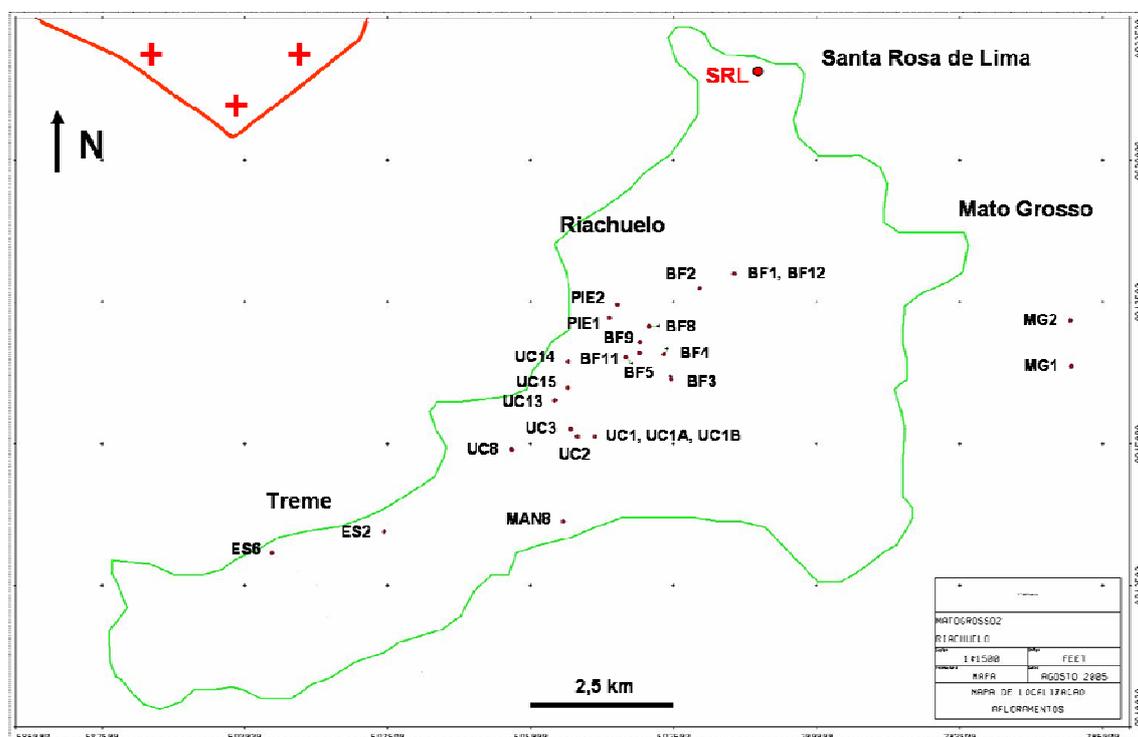


Figura 3.82 – Mapa de localização do poço na área de Santa Rosa de Lima.



Figura 3.83 – Arenito fino com microestratificação ondulada truncada (T 52, caixa 5/8, 343,30 m, Formação Muribeca).

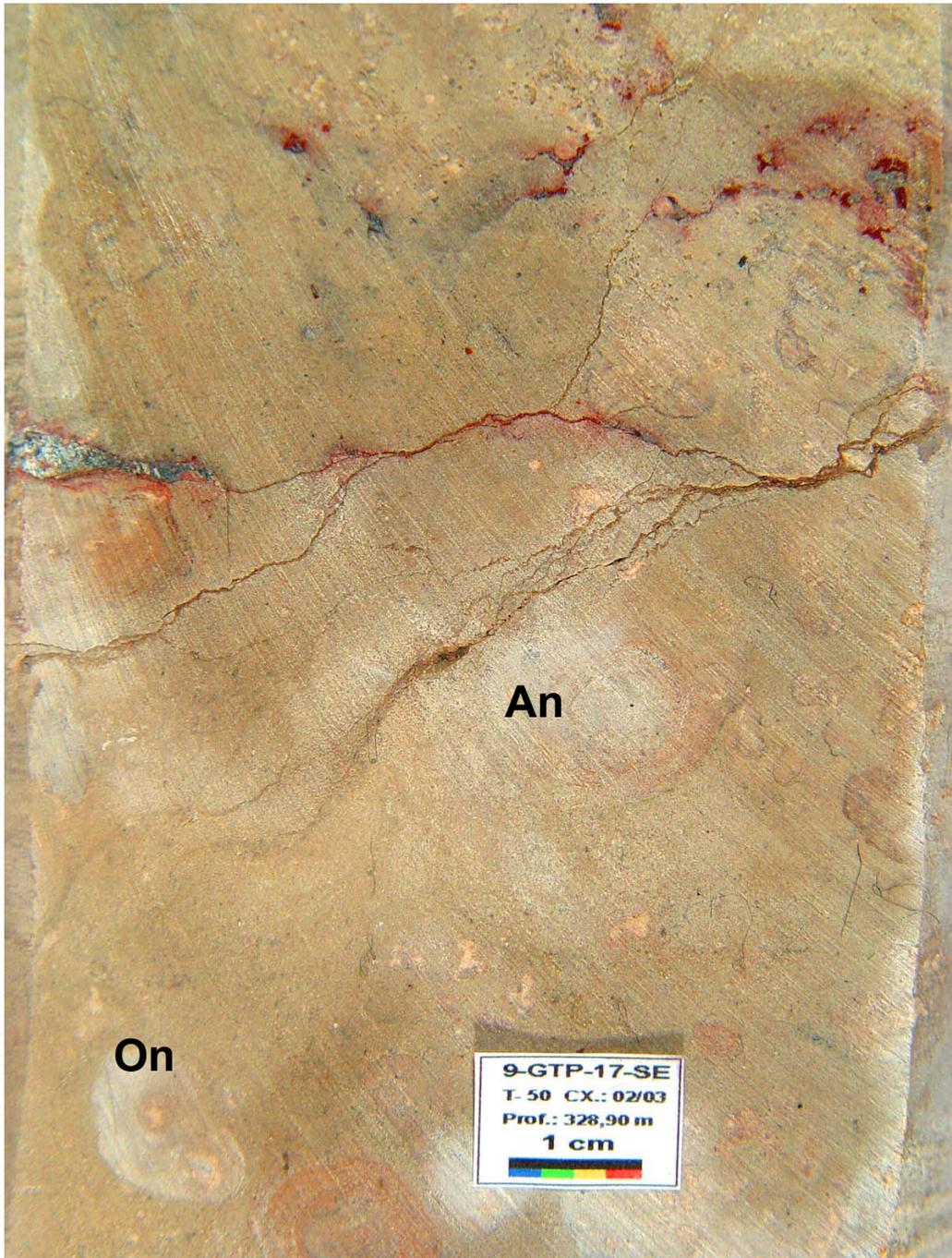


Figura 3.84 – Packestone oncolítico (On) com matriz parcialmente substituída por anidrita (An = parte mais clara; T 50, cx 2/3, 328,90 m).

A seção Albo-aptiana foi dividida na Bacia de Sergipe em três seqüências de segunda ordem: seqüências basal, intermediária e superior (Mendes, 1994). Na área em estudo a seqüência superior foi erodida devido ao basculamento da bacia para sudeste durante a fase de subsidência térmica (figura 3.85).

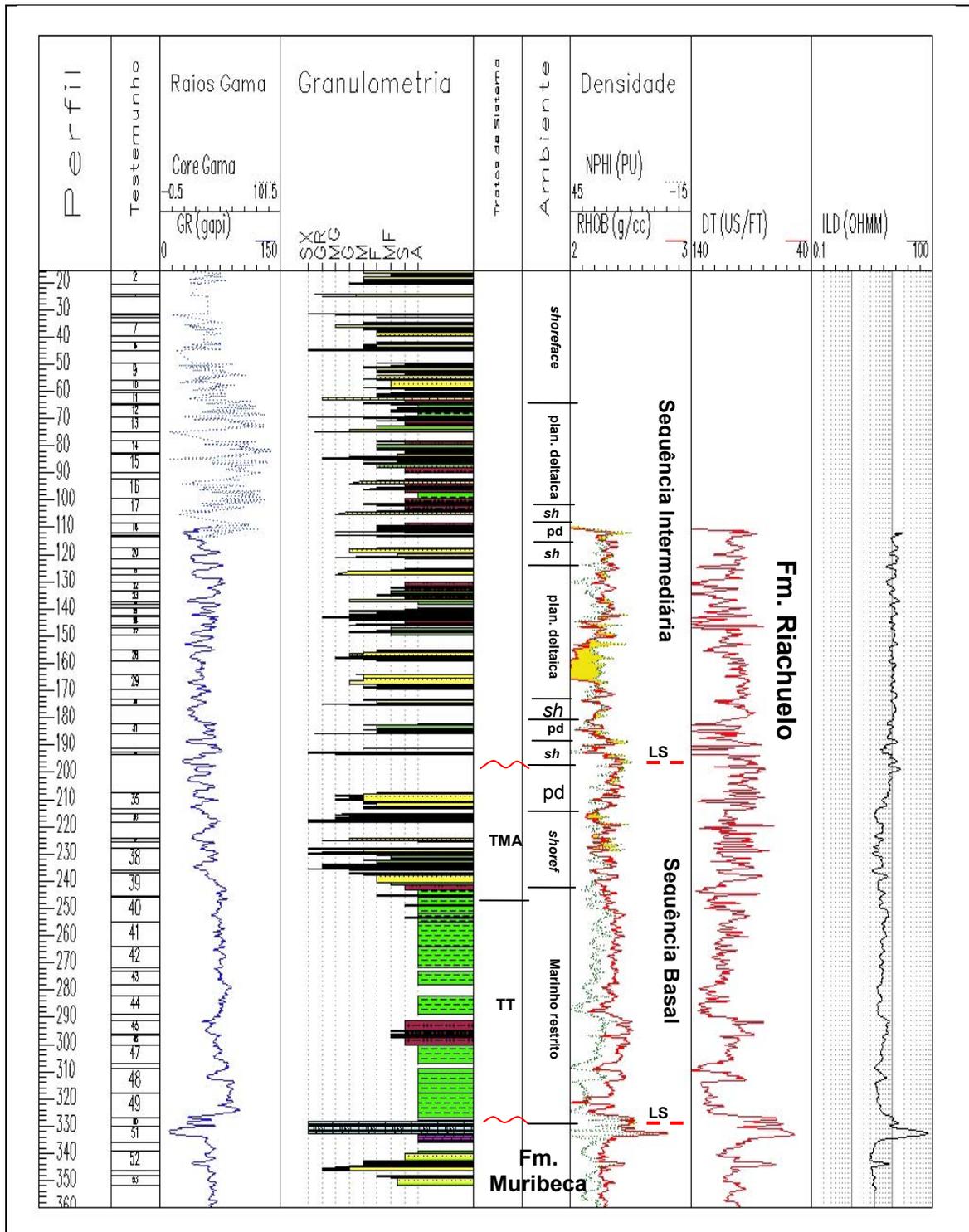


Figura 3.85 – Interpretação dos ambientes e tratos de sistema do testemunho do poço SRL (em vermelho os limites de seqüência).

Na seqüência basal, os sedimentos finos foram interpretados como depositados em ambiente restrito (marinho restrito) durante o trato transgressivo e a seção arenosa, com sedimentos de *shorface* e planície deltaica, depositados durante o trato de mar alto. Os sedimentos finos são folhelhos cinza escuros laminados, com fragmentos de carvão e bioclastos como gastrópodos e pelecípodos. A seção arenosa marinha é formada por

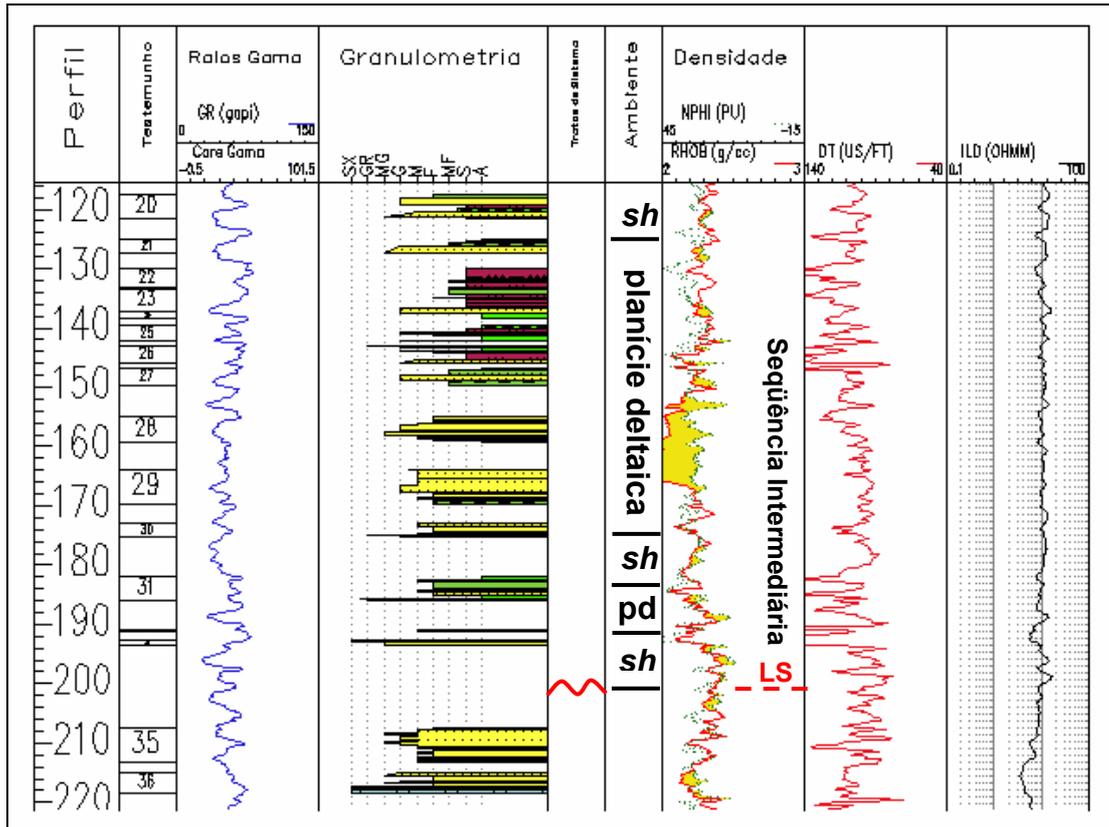


Figura 3.87 – Seqüência Intermediária, parte inferior.

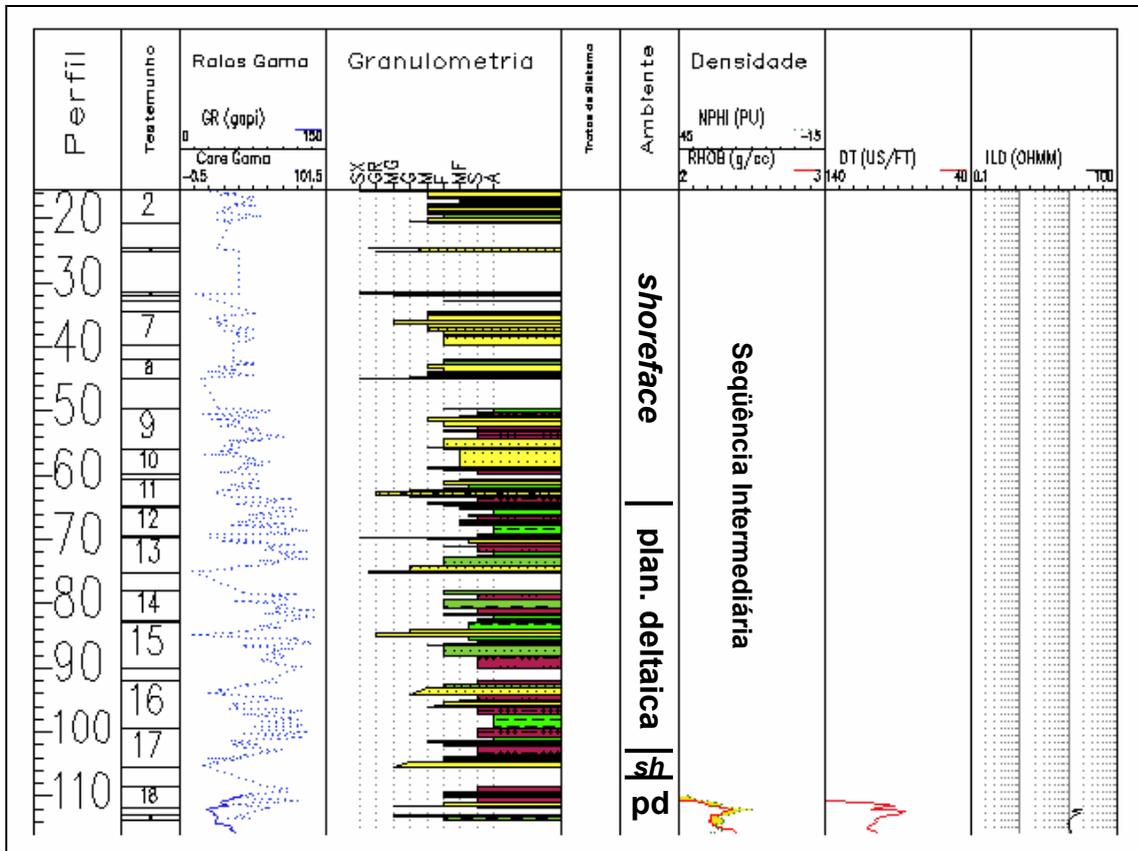


Figura 3.88 – Seqüência Intermediária, parte superior.

3.3 – Petrografia e Diagênese

3.3.1 - Introdução

Foram descritas 104 lâminas delgadas, sendo 83 amostradas em afloramentos (42 em carbonatos e 41 em siliciclásticos) e 21 amostradas em testemunhos.

Os arenitos pertencentes ao Membro Angico, da Formação Riachuelo, caracterizam-se por serem sedimentos com grãos subangulares, seleção regular a pobre, principalmente contato reto entre os grãos e empacotamento aberto. Estes sedimentos se localizam próximos à borda da Bacia Sergipe-Alagoas, cujo embasamento é constituído principalmente por rochas metamórficas de baixo grau de metamorfismo como filitos, xistos e quartzitos, arenitos e mármore e também granitos intrusivos. Como o empacotamento destes grãos é aberto, estas rochas não sofreram grande soterramento. As características descritas acima implicam também transporte curto.

3.3.2 – Planície deltaica

Nas fácies de planície deltaica estão as rochas mais porosas, onde os arenitos e conglomerados possuem pouco ou nenhum cimento carbonático (calcita e dolomita). Os poros estão sempre alargados devido à dissolução de feldspatos e predomina a porosidade intergranular. Secundariamente, ocorre porosidade móldica (feldspatos dissolvidos, mas poros conectados) e intragranular também em feldspatos, fragmentos líticos e dolomita. A rocha mais comum nesta fácies é o arenito arcósico lítico poroso. A porosidade varia entre 20 e 40%. O valor alto de porosidade deve-se também à telodiagênese, onde parte dos feldspatos está totalmente dissolvida.

As principais características das fácies de planície deltaica são valores altos de porosidade, pouco cimento carbonático (5% de calcita e dolomita), precipitação de caulinita no espaço poroso (até 5%) e presença de argila infiltrada nos poros (até 3%). A caulinita se precipita em decorrência da água meteórica que infiltra nestes sedimentos. Os íons dissolvidos nestas águas são responsáveis pela formação desta argila. As argilas infiltradas são muito comuns em clima árido e semi-árido. Neste clima, as chuvas são raras e catastróficas. A água da chuva percola os sedimentos porosos da planície deltaica introduzindo partículas de argila dentro dos arenitos. A diferença da argila infiltrada para a autigênica, é que as partículas infiltradas se depositam paralela ao grão. A autigênica cresce perpendicular à superfície do grão.

Após a deposição do sedimento, inicia-se o processo de compactação. À medida que a rocha vai sendo soterrada, uma série de reações químicas vão ocorrendo, em função do aumento da temperatura e pressão. Este processo resulta em dissolução e precipitação de minerais.

Outro fator que interfere neste processo é a diagênese da matéria orgânica em sedimentos finos. O processo de maturação da matéria orgânica libera ácidos orgânicos que vão atuar também na dissolução de minerais em rochas com porosidade.

A seqüência diagenética para estas fácies é:

Eodiagênese

- Compactação (figura 3.89)
- Infiltração de argila (figura 3.90)
- Crescimento secundário de feldspato (figura 3.91)

Mesodiagênese

- Dissolução parcial de feldspato
- Ilitização de feldspato
- Cimentação parcial por calcita
- Calcitização de feldspato
- Crescimento secundário de quartzo (figura 3.92)
- Crescimento de argila autigênica

Mesodiagênese tardia

- Cimentação parcial por dolomita (figura 3.93)

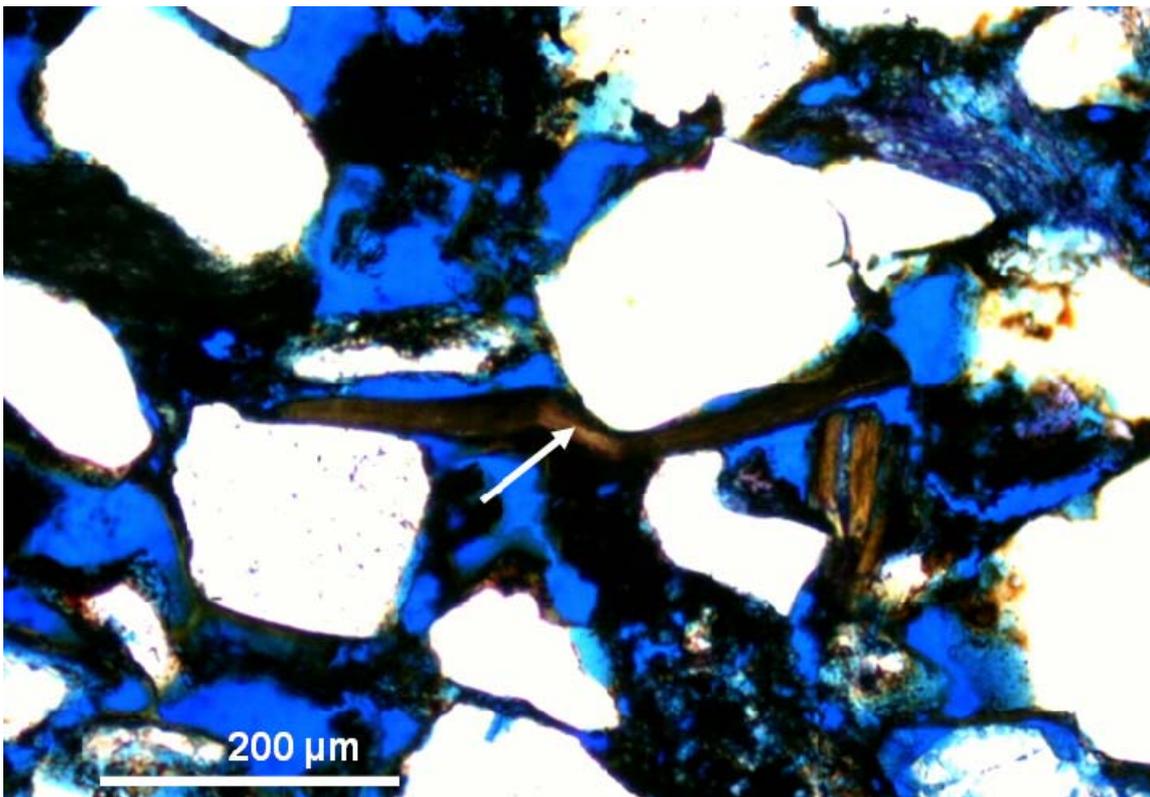


Figura 3.89 – O efeito da compactação no dobramento do filossilicato (UC-13, L35).

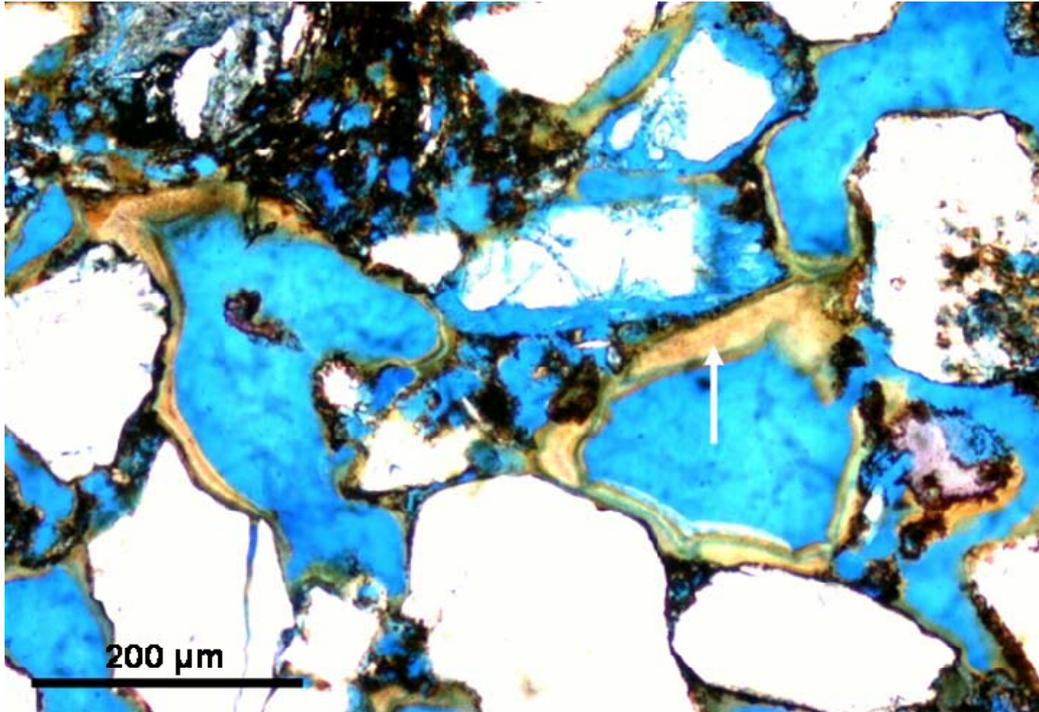


Figura 3.90 – Argila infiltrada durante a eodiagênese (UC-13, L35).

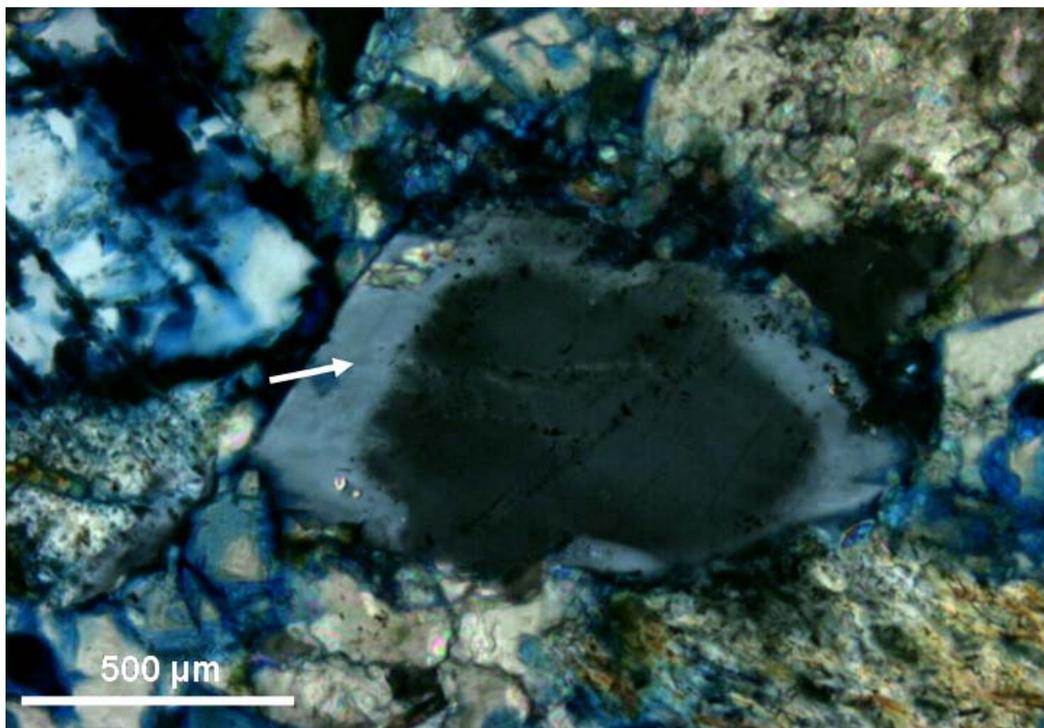


Figura 3.91 – Crescimento secundário em feldspato potássico durante a eodiagênese (UC-1, L57).

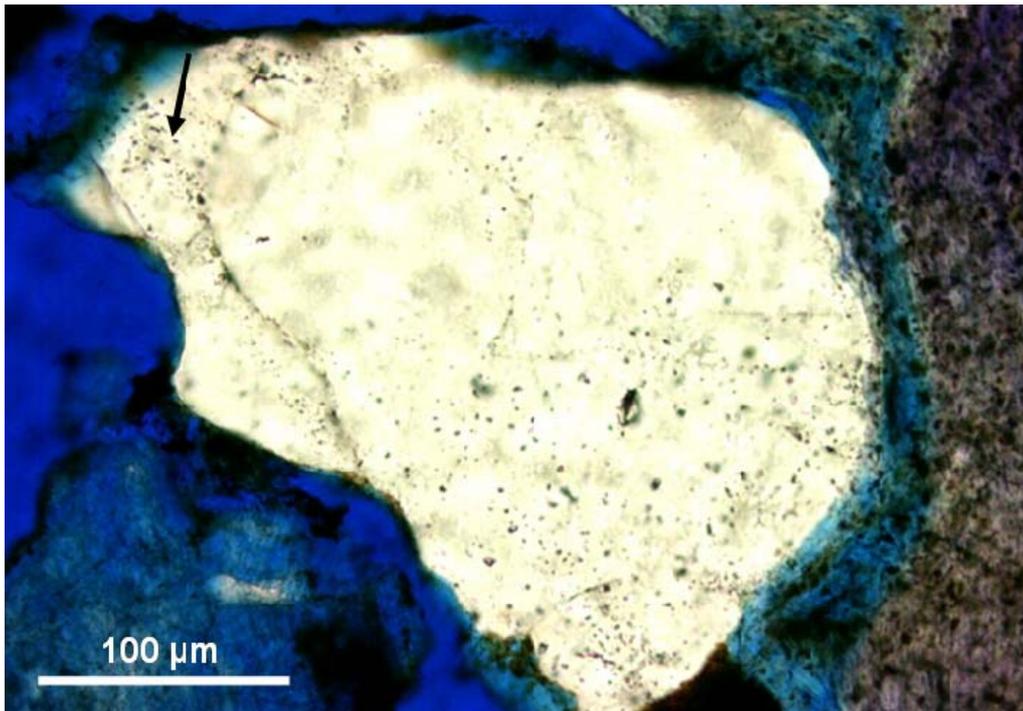


Figura 3.92 – Crescimento secundário de quartzo durante a mesodiagênese (ES-6, L48).

Telodiqênese

- Dissolução total de parte dos feldspatos (figura 3.95)
- Dissolução parcial de filito e xisto
- Caulinização de feldspato e muscovita (figura 3.94)
- Precipitação de caulinita no espaço poroso
- Dissolução parcial de dolomita (figura 3.93)

Telodiqênese tardia

- Precipitação de óxido de ferro (figura 3.96)

Esta é a seqüência completa dos principais eventos diagenéticos que ocorreram após a deposição da rocha. Em algumas áreas a rocha não apresenta mais cimento carbonático, mas os poros estão bem alargados chegando a 30% de porosidade. Na grande maioria das amostras só foi encontrado o cimento de calcita; em alguns locais ocorrem os cimentos de calcita e dolomita respectivamente e em outros, somente dolomita. A argila infiltrada é característica das fácies subaéreas. A precipitação de caulinita no espaço poroso também ocorre em algumas áreas. Um evento que ocorre em quase todas as amostras é o crescimento secundário de feldspato potássico. É um evento eodiagenético porque ocorre em volta de todo o grão, portanto deve ocorrer logo após a deposição. Este evento só não ocorre quando o volume de argila infiltrada é grande.

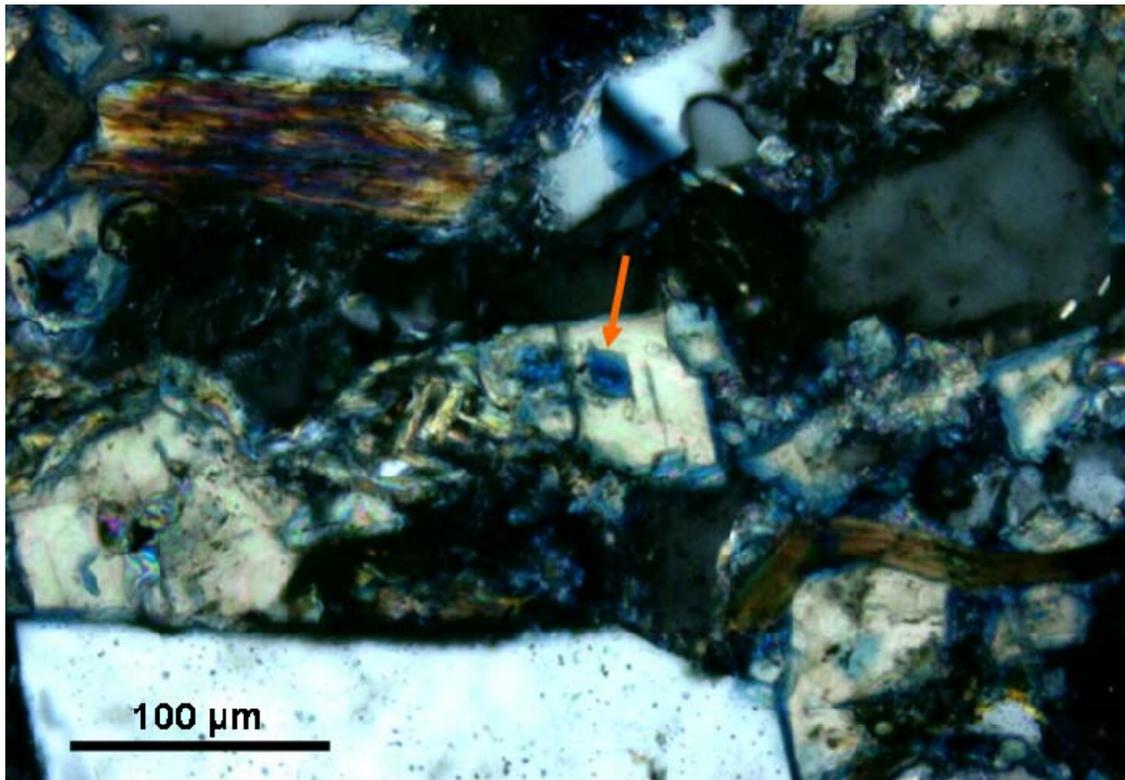


Figura 3.93 – Cimento dolomítico parcialmente dissolvido (UC-1, L57).

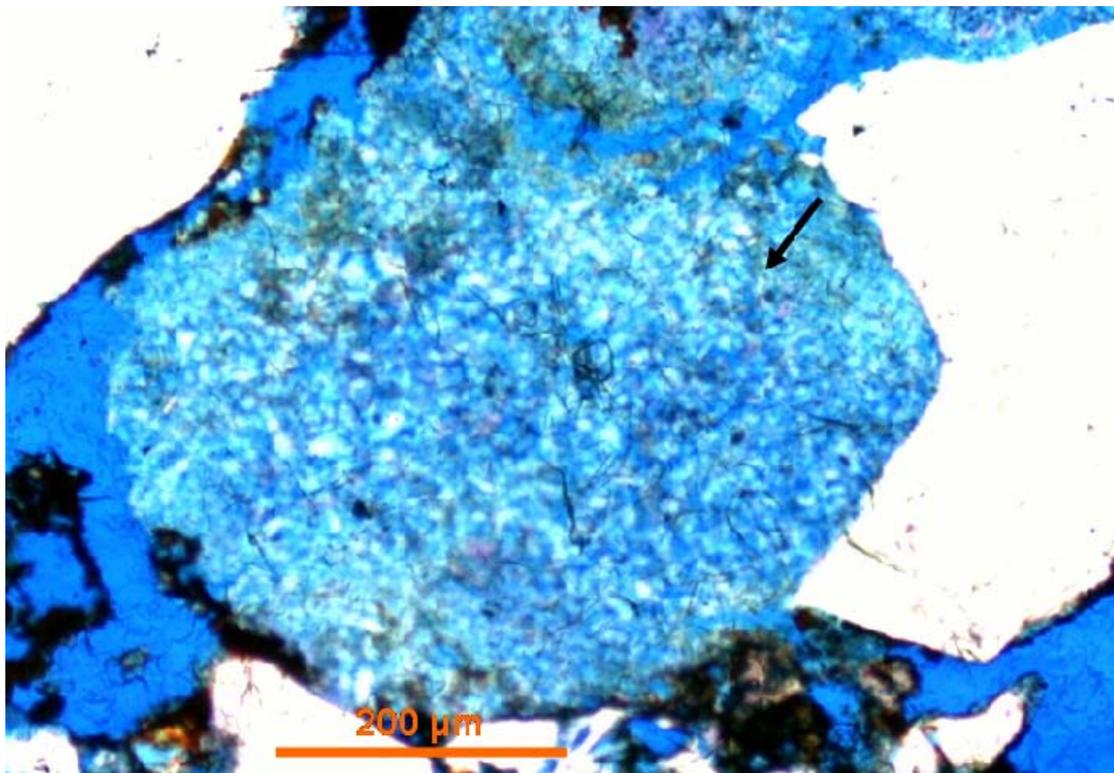


Figura 3.94 – Caulinização de feldspato (UC-13, L28).

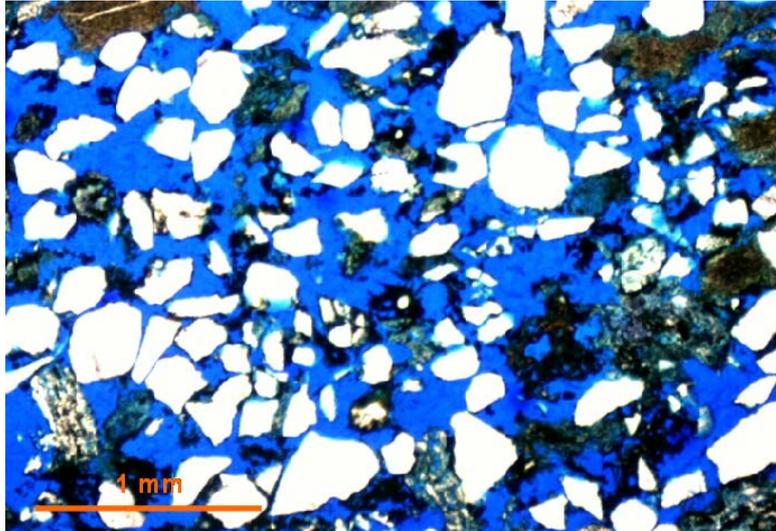


Figura 3.95 – Poros aumentados por dissolução de feldspato (ES-6, L48).

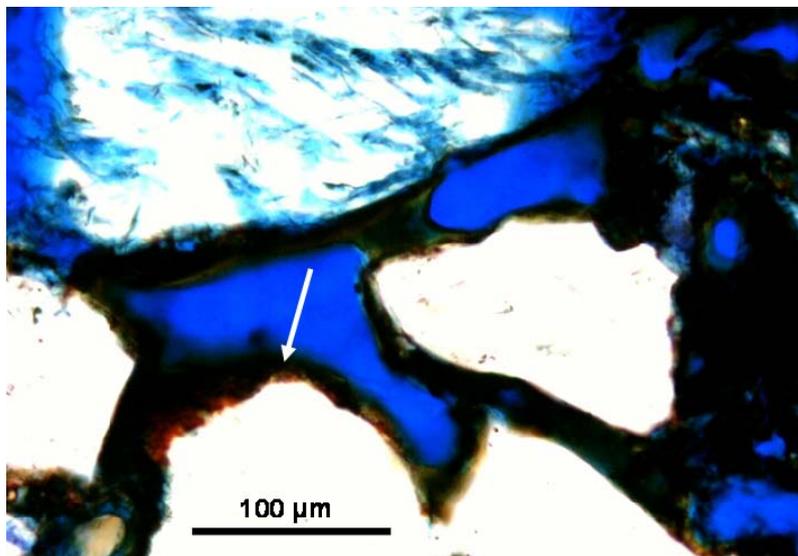


Figura 3.96 – Óxido de ferro sobre argila infiltrada (UC-13, L35).

3.3.3 – Frente deltaica

Consiste na porção subaquosa do leque deltaico e a presença de bioclastos é mais rara. Quando ocorrem, são pelecípodos que correspondem a 5% da rocha. São formados por arenito arcósico lítico, com porosidade variando de zero a 25%, cimento dolomítico de 1 a 40% e presença de muscovita entre 2 e 5%. A matriz argilosa, quando ocorre, pode ser deposicional ou então se formar pela compactação de intraclastos argilosos (pseudomatriz). Varia entre 5 e 8% nestes depósitos. A granulometria da areia controla a porosidade: areias mais grossas normalmente possuem valores mais altos de porosidade. Nas areias mais finas a presença de muscovita e ocasionalmente, presença de matriz argilosa, reduz a porosidade e a permeabilidade. Às vezes, a rocha apresenta-se estratificada e se observam camadas mais porosas intercaladas com camadas menos porosas.

A presença de cimento dolomítico nesta fácies deve estar associada à zona de mistura entre água meteórica que chega com os sedimentos, e água do mar.

A seqüência diagenética para estas fácies é:

Eodiagênese

- Compactação
- Formação de pseudomatriz por compactação de intraclasto de argila

Mesodiagênese

- Cimentação parcial ou total por dolomita (figura 3.97)
- Dolomitização de feldspato

Telodiagênese

- Dissolução parcial de dolomita e feldspato (geração de porosidade móldica e intragranular; figura 3.98)

Telodiagênese tardia

- Precipitação de óxido de ferro

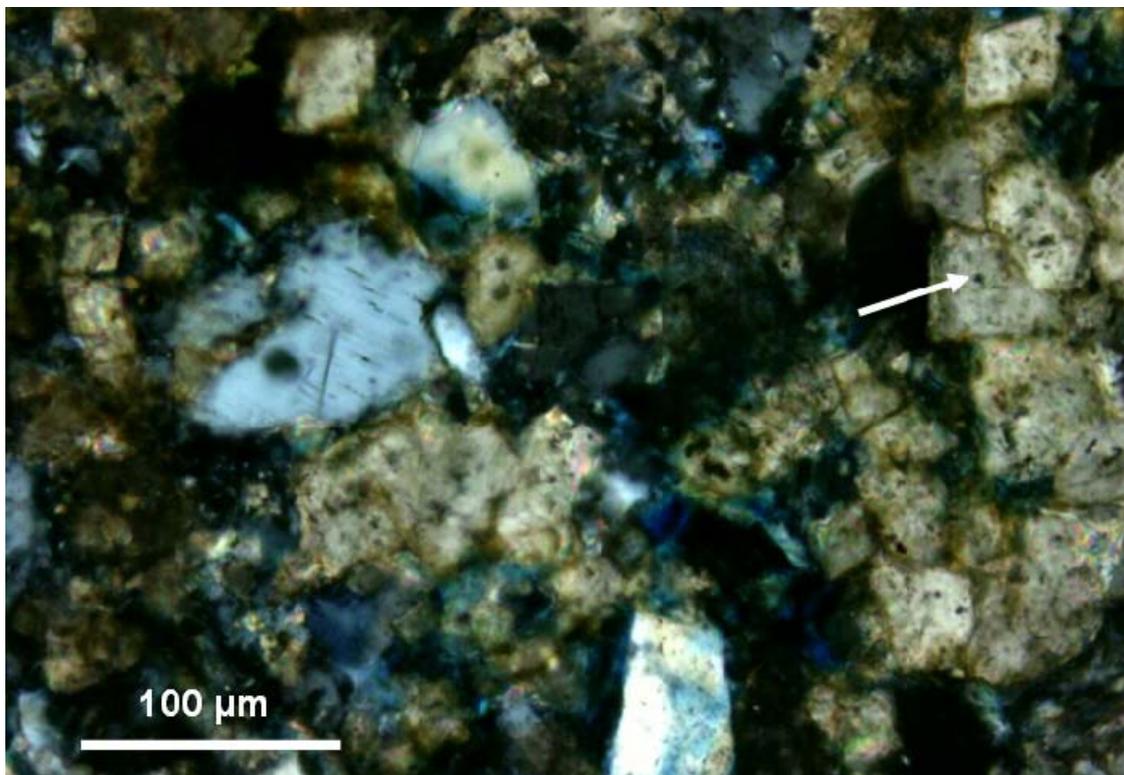


Figura 3.97 – Arenito fino dolomitizado (UC-1A, L3418).

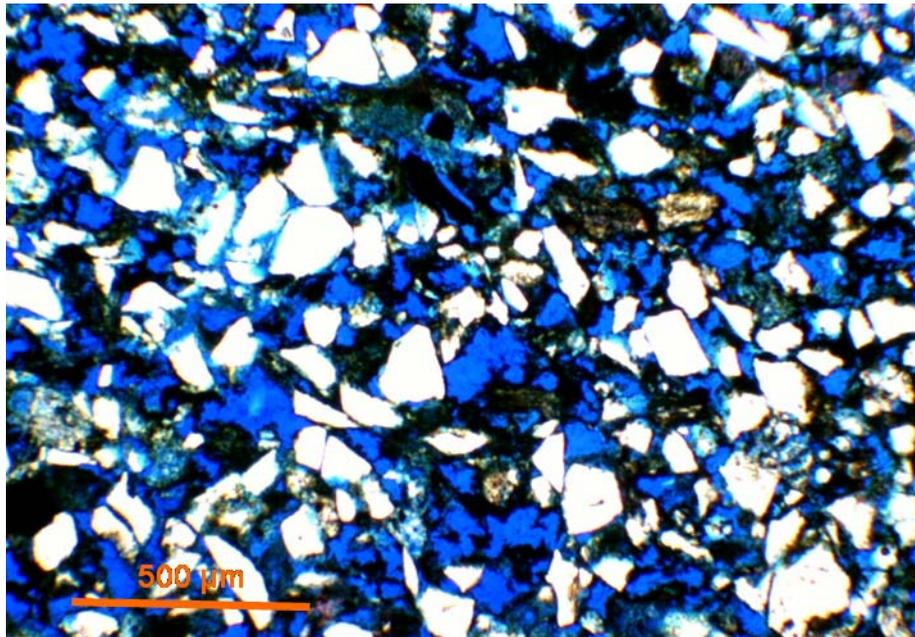


Figura 3.98 – Porosidade aumentada por dissolução de feldspato (UC-15, L43).

3.3.4 – Sedimentos costeiros dominados por onda

Neste ambiente ocorre a mistura dos constituintes siliciclásticos e carbonáticos (figura 3.99). Os sedimentos da planície deltaica quando chegam ao mar, passam a ser retrabalhados por onda, maré e correntes, ocorrendo a mistura dos constituintes siliciclásticos e bioclásticos. Estes dois sedimentos, em tese, não coexistem. A partir de análogos recentes como o Mar Vermelho, Plataforma de Belize, Costa Leste da Austrália, Mar de Java, entre outros, sabemos que eventos climáticos controlam a entrada de siliciclásticos no mar e o crescimento dos organismos responsáveis pela sedimentação carbonática. Em períodos mais úmidos, os sedimentos siliciclásticos chegam até o mar inibindo a proliferação dos organismos que secretam carbonato de cálcio. Nos períodos secos, não há chegada de siliciclásticos à bacia, então os organismos podem se desenvolver. No próximo evento úmido, chegarão os siliciclásticos que serão retrabalhados pelas ondas, marés e correntes misturando-os aos bioclastos que antes estavam dominando aquele local. As mudanças climáticas são as principais responsáveis para que ocorra a formação de sedimentos onde há mistura de componentes tão distintos (*mixing*).

As fácies que caracterizam estes depósitos são formadas principalmente por arenito subarcósico sublítico apresentando de 10 a 40%, principalmente, de oolitos e secundariamente pelecípodos (figura 3.100). Os oolitos são aloquímicos formados em ambiente de alta energia. O carbonato cresce em volta de um núcleo que pode ser um grão siliciclástico ou um fragmento de bioclasto (equinóide, pelecípoda e gastrópoda são os mais comuns; figuras 3.101 e 3.102). Trabalhos recentes comprovam que as cianobactérias são as responsáveis por este crescimento concêntrico de carbonato de cálcio. Secundariamente, ocorre *grainstone* oolítico com siliciclástico. A seqüência diagenética que caracteriza esta fácies é:

Eodiagênese

- Compactação (figura 3.103)
- Cimentação parcial ou total por calcita (figura 3.104)

Mesodiagênese

- Dissolução parcial de bioclastos (figura 3.105)

Mesodiagênese tardia

- Cimentação parcial por dolomita (figura 3.106)

Telodiagênese

- Dissolução parcial de dolomita

Telodiagênese tardia

- Precipitação de óxido de ferro

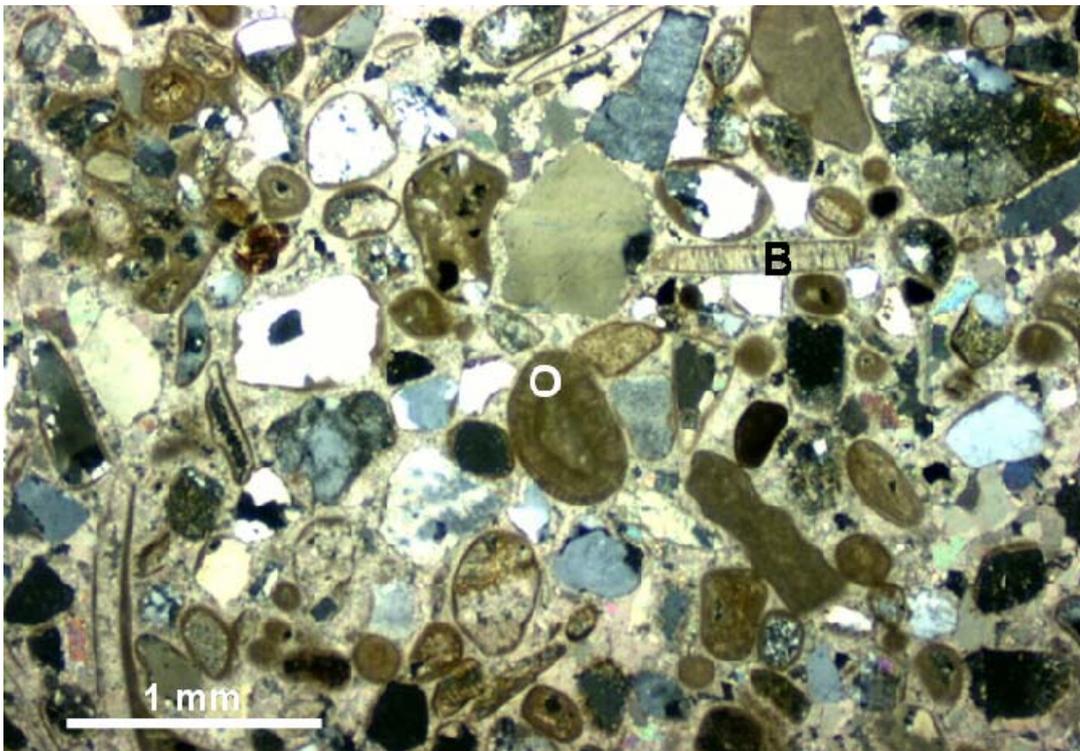


Figura 3.99 – Mistura de grãos siliciclásticos e bioclastos (O = oolito, P = pelecípoda; MAN-8, L51).

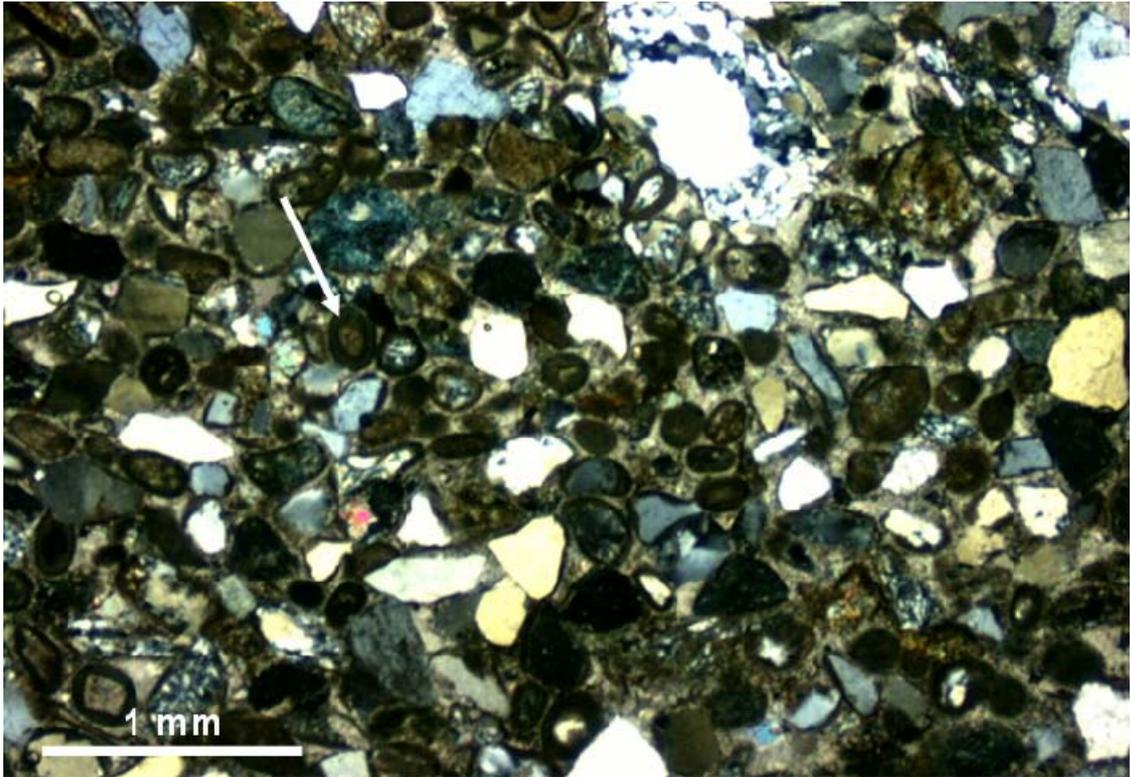


Figura 3.100 – O oolito é o bioclasto mais abundante nas fácies de *mixing* (BF-1, L14).



Figura 3.101 – Oolito formado sobre grão de quartzo (BF-1, L34).

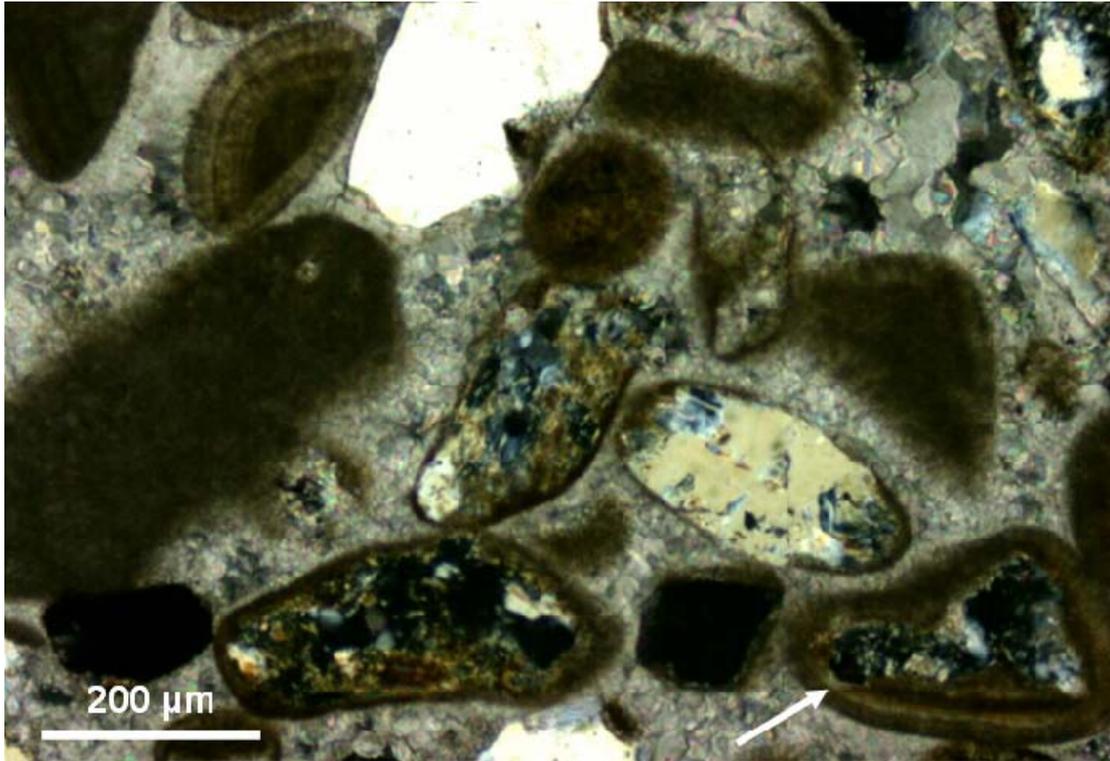


Figura 3.102 – Oolito com a forma do núcleo (MAN-8, L51).

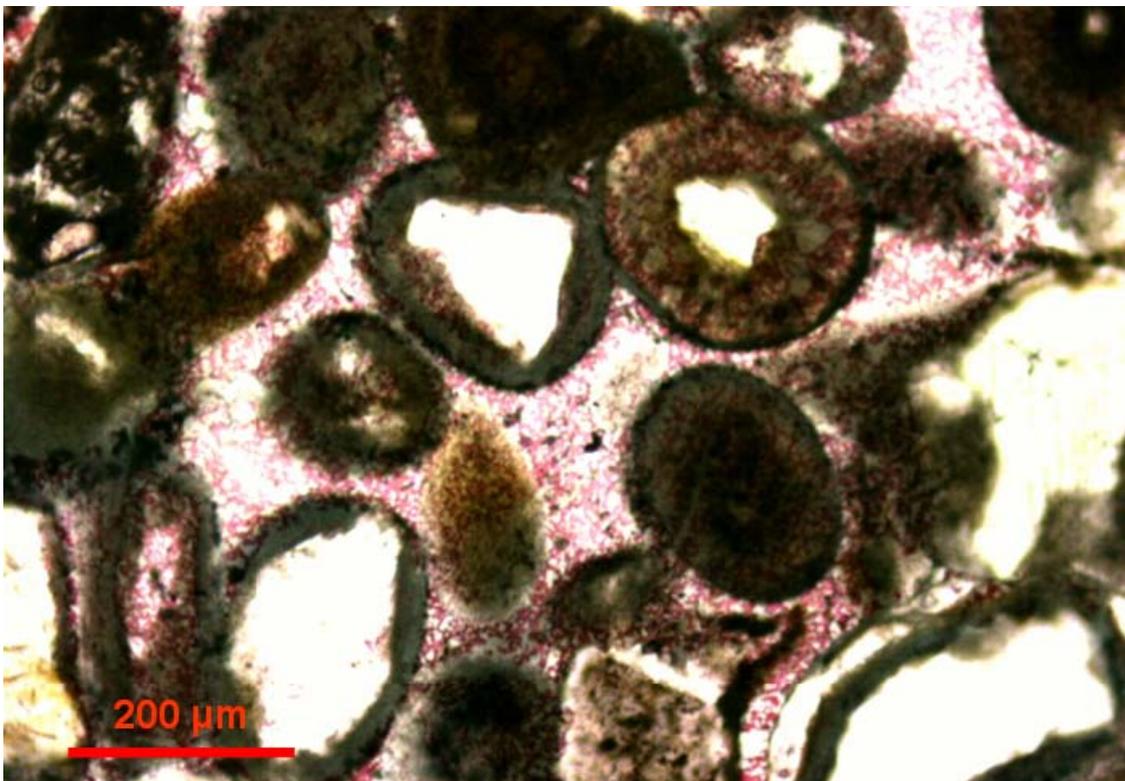


Figura 3.103 – Arcabouço aberto, sedimentos pouco compactados (BF-1, L19).

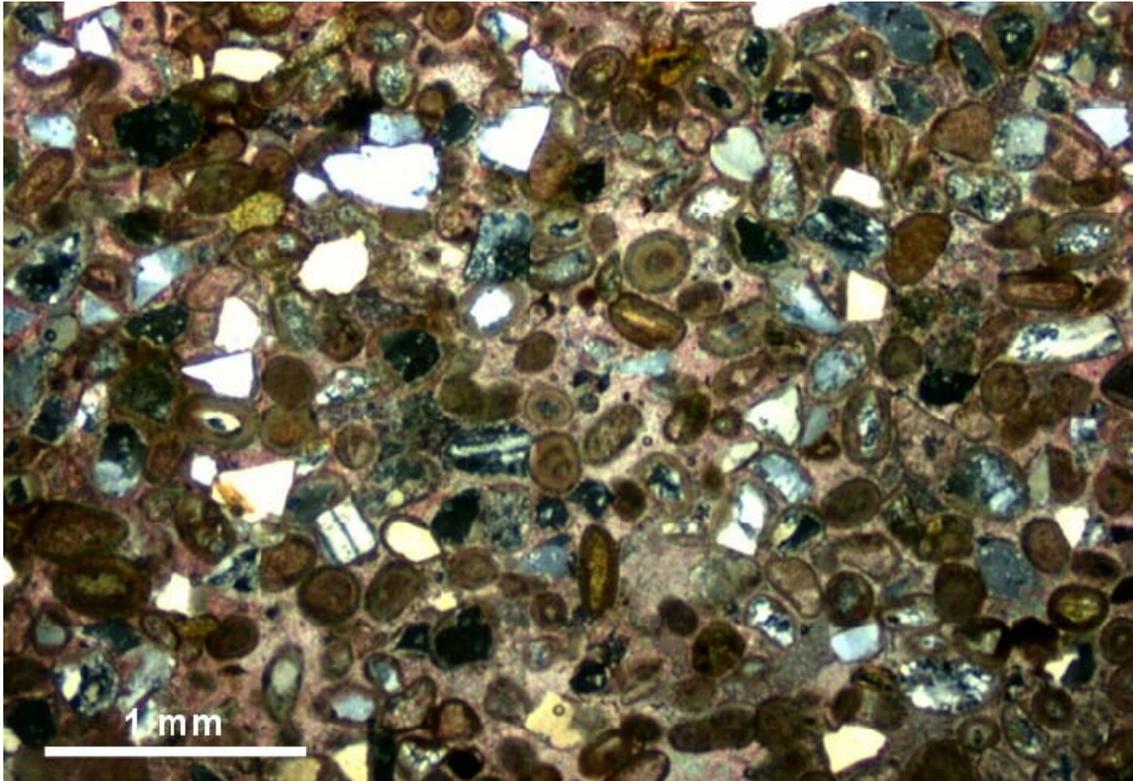


Figura 3.104 – Cimentação precoce por calcita (calcita em vermelho tingida por alizarina; BF-1, L34).

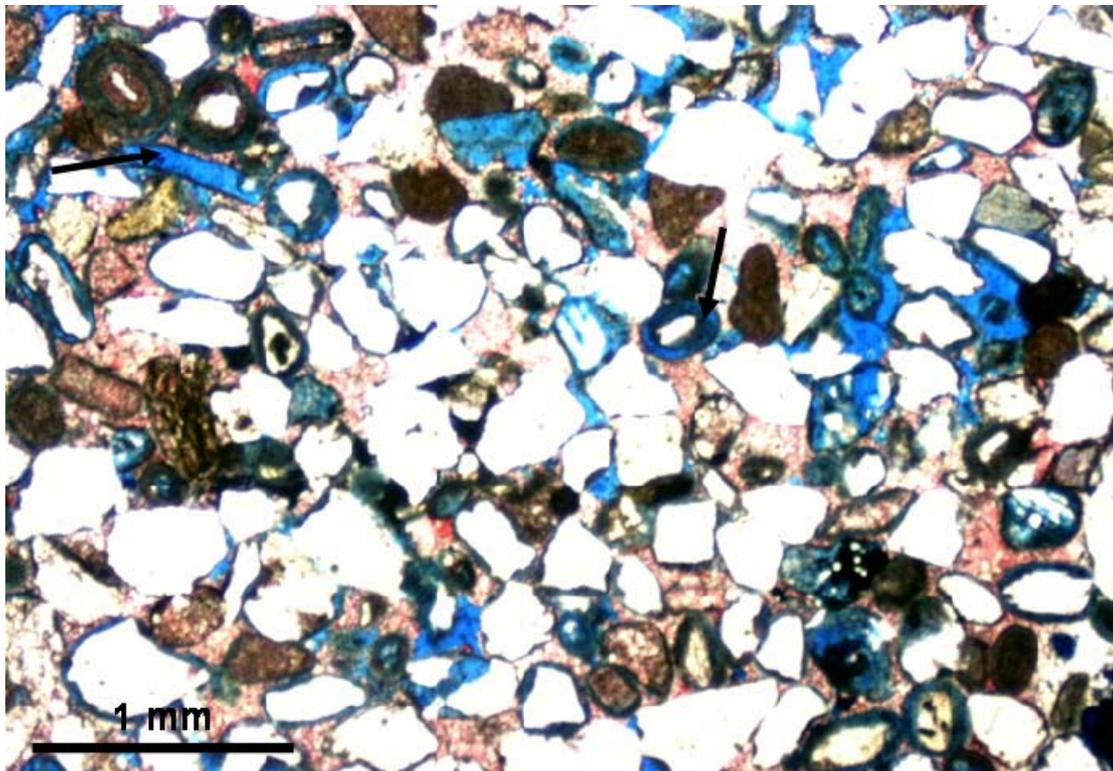


Figura 3.105 – Dissolução parcial de bioclastos (calcita em vermelho tingida por alizarina; BF-1, L3417).

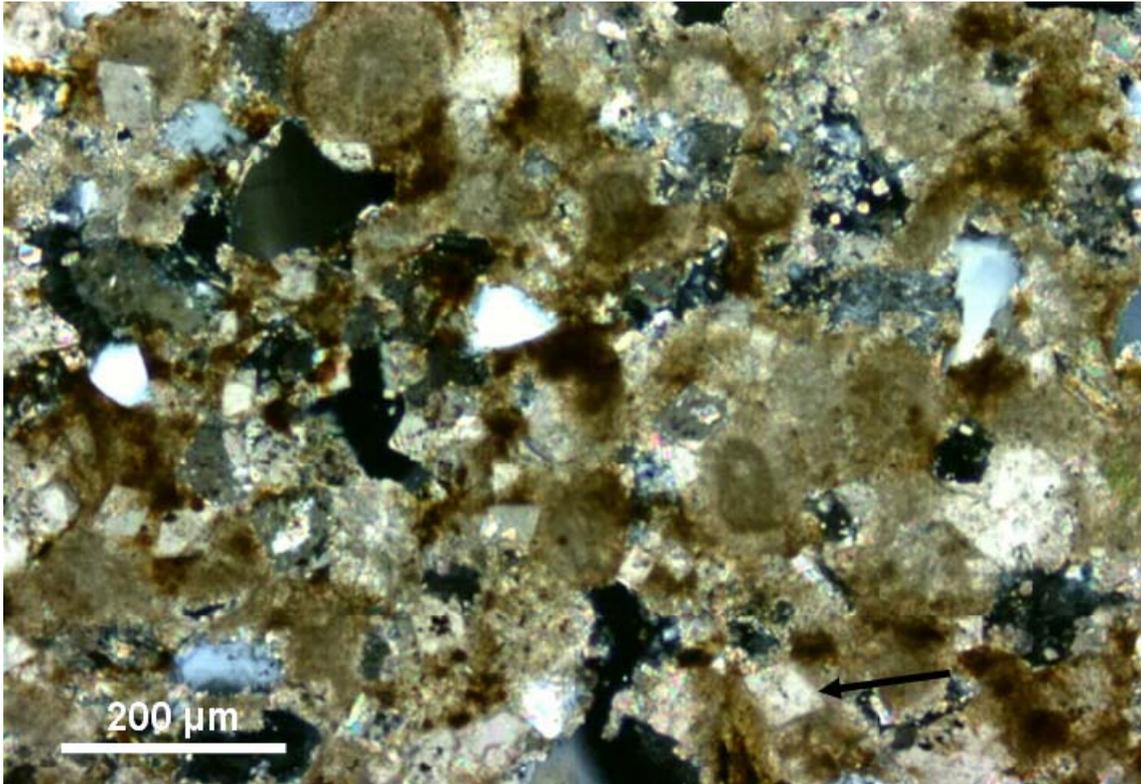


Figura 3.106 – Cimentação por dolomita (UC-1B, L12841).

A cimentação precoce por calcita faz com que a compactação seja inibida; observa-se contato flutuante e puntual entre os grãos. Quando toda a rocha é cimentada a diagênese não evolui mais, sendo interrompida. Os constituintes bioclásticos nucleiam o cimento carbonático e também se desenvolvem em um ambiente saturado em cálcio, magnésio e carbonato (figura 3.107). Quando a cimentação calcítica é parcial, pode ocorrer dissolução dos bioclastos, dolomitização da matriz e dos aloquímicos. Na telodiagênese pode haver dissolução parcial da dolomita.

Nas fácies de menor energia, como aquelas associados à porção distal deste ambiente, a presença de matriz inibe a diagênese. Sem porosidade não há circulação de fluidos e portanto, não há mudança nas características originais da rocha como dissolução de grãos e precipitação de minerais entre os grãos (figura 3.108).

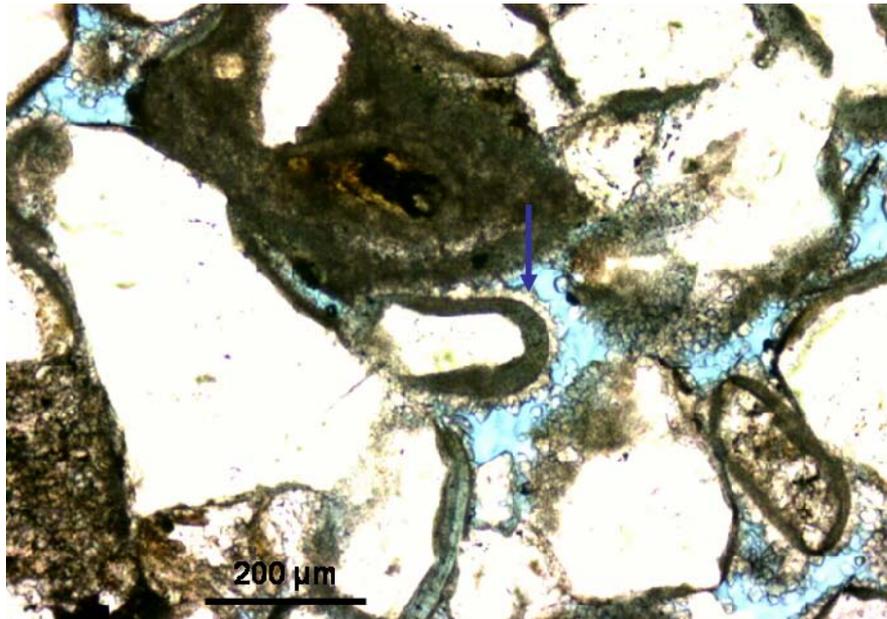


Figura 3.107 – Franja de cimento carbonático marinho (BF-1, L19).

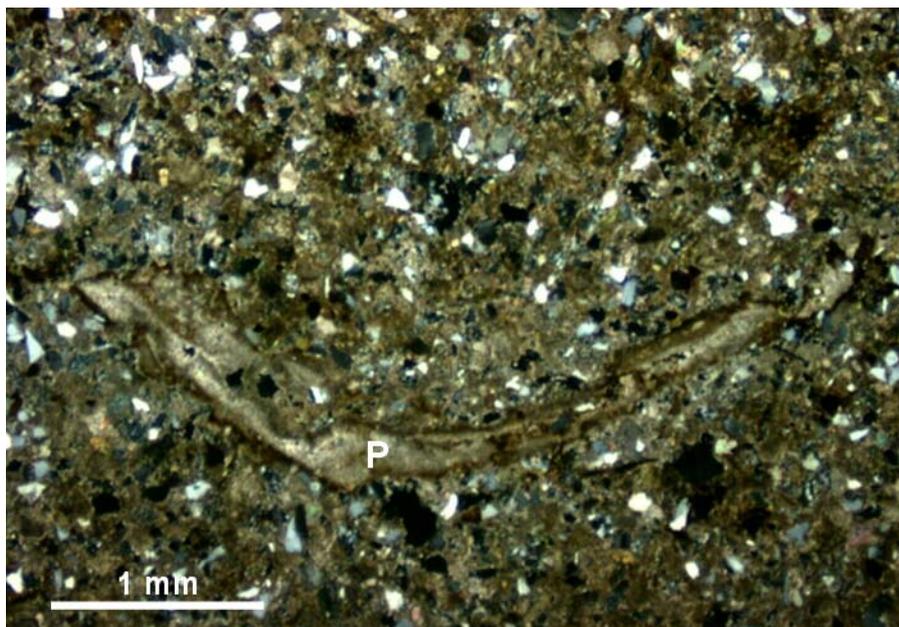


Figura 3.108 – Fácies de *shoreface* inferior (P = pelecípoda; BF-1, L12).

3.3.5 – Rampa carbonática

A rampa carbonática se caracteriza por fácies de moderada a alta energia e por fácies de baixa energia. Nas fácies com energia moderada à alta estão, respectivamente, os *packstones* oncolíticos (figura 3.109) e os *grainstones* oolíticos (figura 3.110). Podem estar associados com outros constituintes como os pelóides, pelecípodas, gastrópodas e equinóides (figura 3.111). Nas áreas mais distais, aparecem as calcisferas e os foraminíferos plântonicos (figura 3.112).

Neste ambiente, como a cimentação calcítica é precoce, dificilmente se encontra rocha com valores altos de porosidade (figura 3.113). Entre os processos diagenéticos, em algumas áreas observa-se a dolomitização do cimento carbonático e também uma dolomitização muito incipiente dos grãos bioclásticos (figuras 3.114 e 3.115).

As fácies de baixa energia são formadas por *wackestones* e *mudstones* bioclásticos (figura 3.116). São fácies características da porção mais distal da rampa carbonática. Na porção proximal, os bioclastos comuns são pelecípodas e gastrópodos; nas áreas mais profundas, os bioclastos são calcisferas e foraminíferos plântonicos. Como estas fácies apresentam grande quantidade de matriz, na diagênese se observa recristalização da matriz (figura 3.117). A circulação de fluidos é restrita para dissolver os constituintes da rocha.

A seqüência diagenética nesta fácies é:

Eodiagênese

- Compactação
- Cimentação total ou parcial por calcita

Mesodiagênese

- Recristalização da matriz micrítica
- Dolomitização do cimento calcítico
- Dolomitização parcial ou total dos bioclastos

Telodiagênese

- Dissolução de bioclastos (figura 3.118)
- Dissolução de dolomita (figura 3.118)

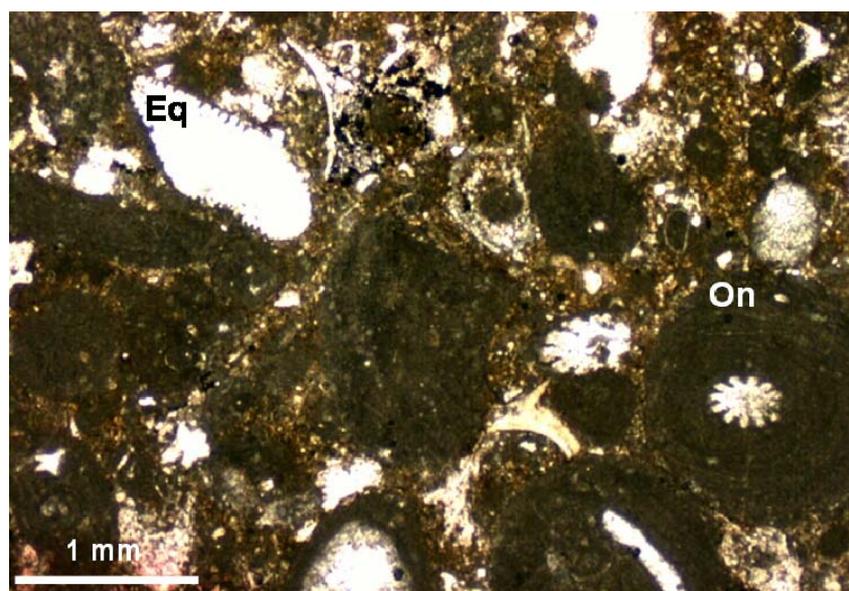


Figura 3.109 – *Packstone* oncolítico bioclástico (On = oncolito, Eq = equinoide; MG-1, L4).

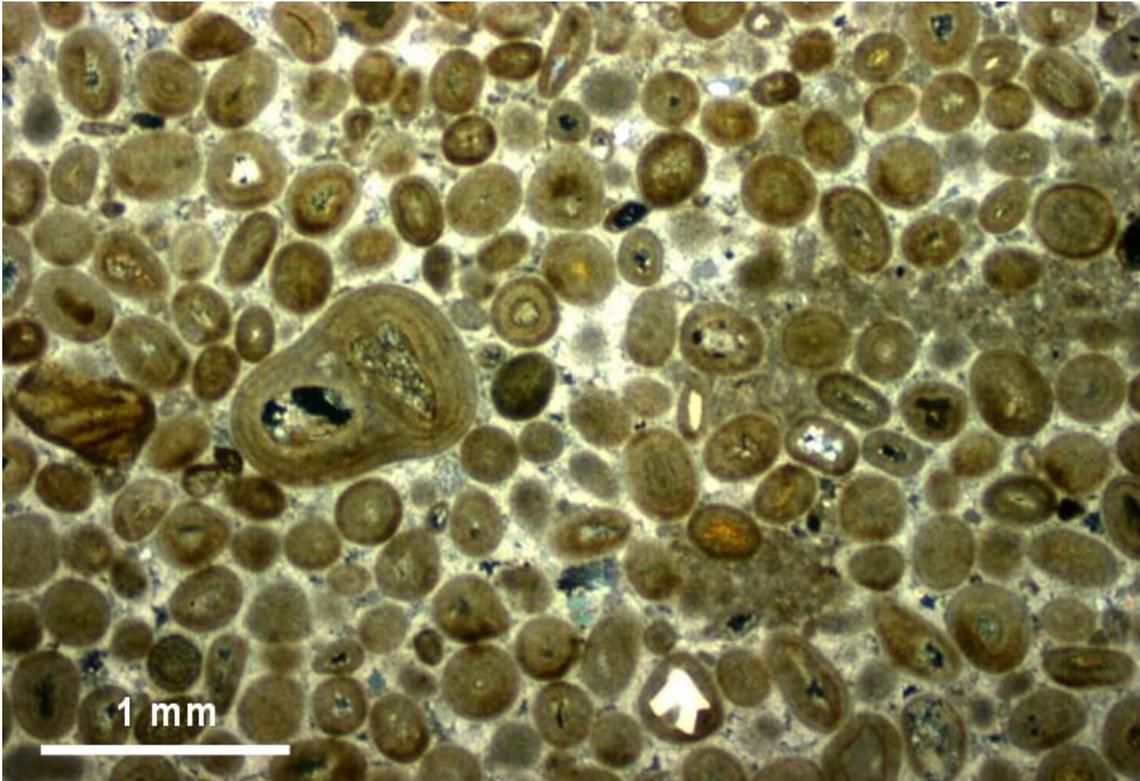


Figura 3.110 – *Grainstone* oolítico (BF-3, L39).

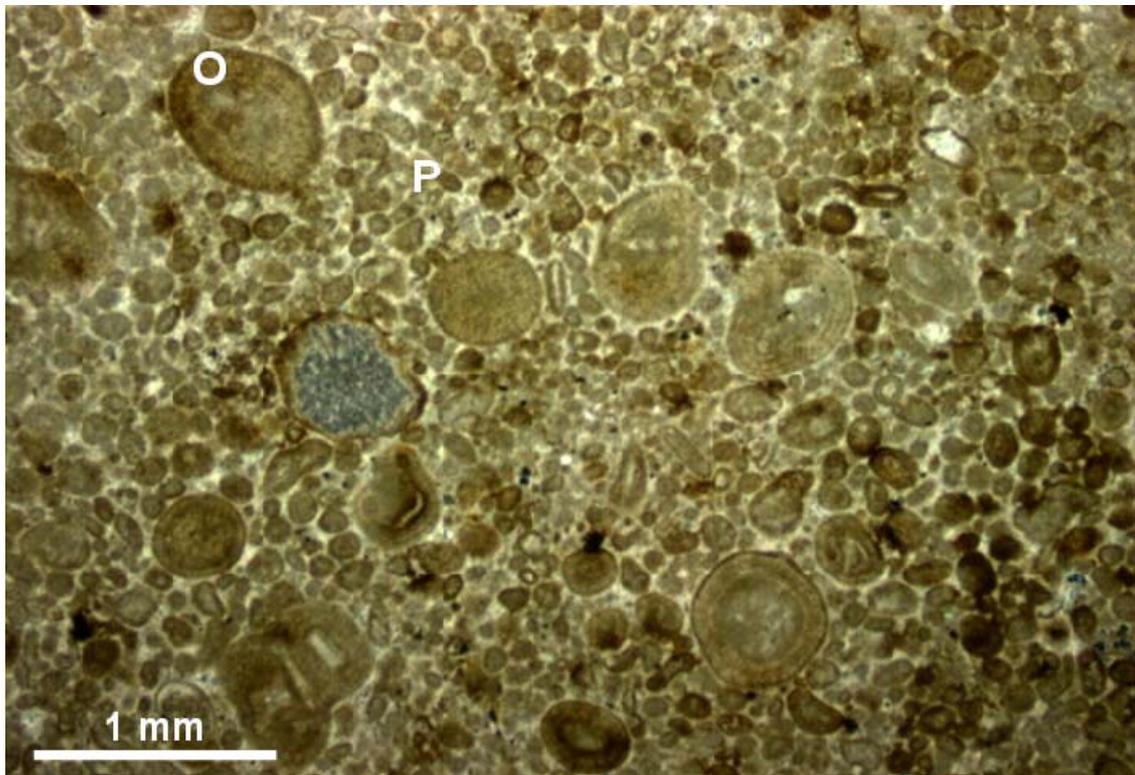


Figura 3.111 – *Grainstone* oolítico peloidal (O = oolito; P = peloide; BF-9, L12845).



Figura 3.112 – *Wackestone* bioclástico (Fp = foraminífero plântonico, C = calcífera; MG-2, L3).

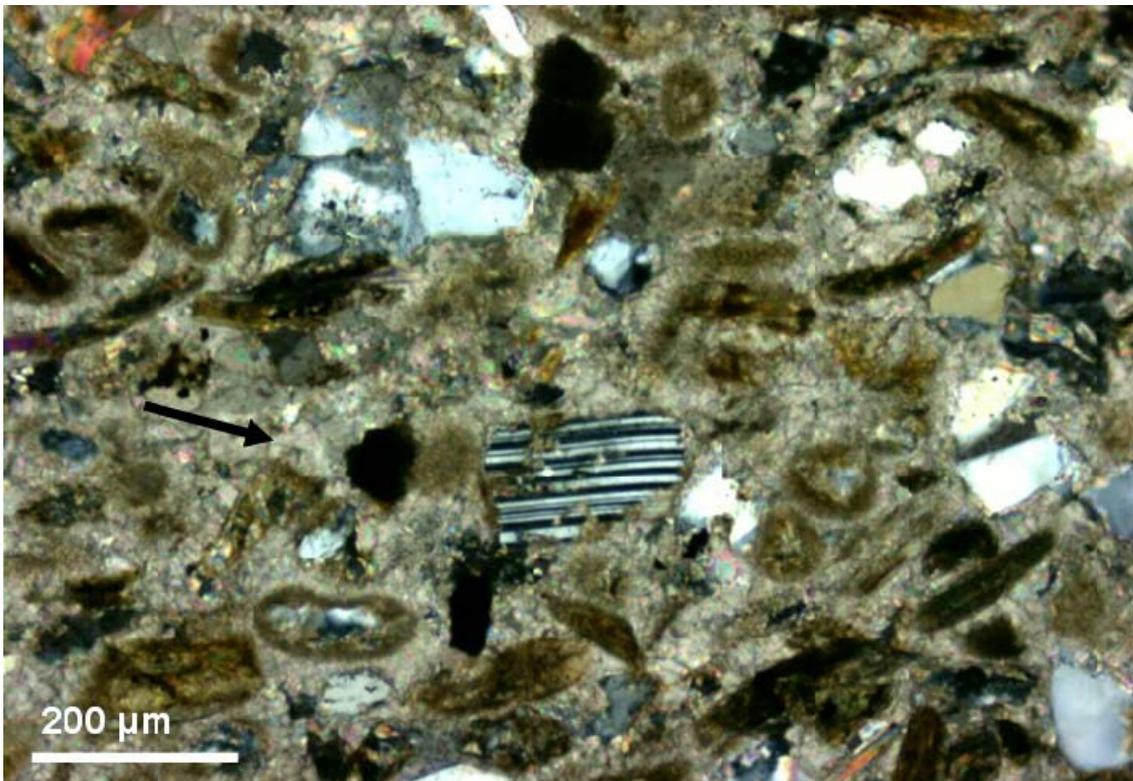


Figura 3.113 – Cimentação calcítica (BF-3, L22).

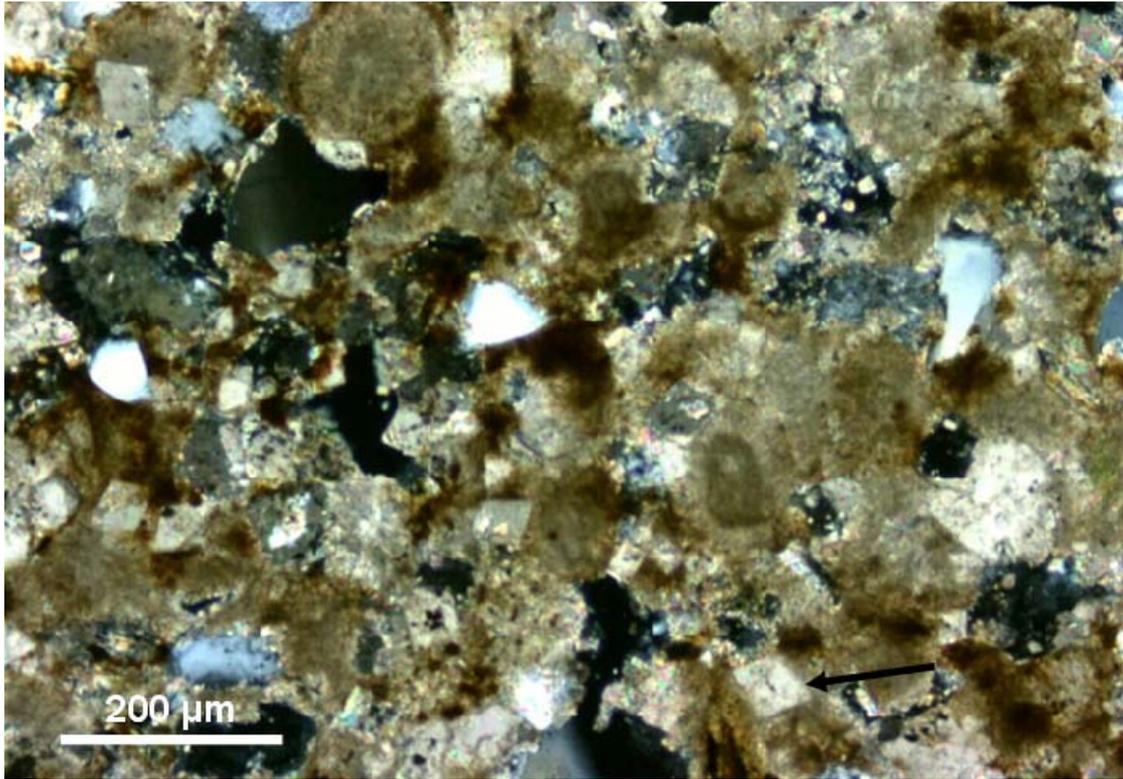


Figura 3.114 – Cimento de dolomita (UC-1A, L12841).

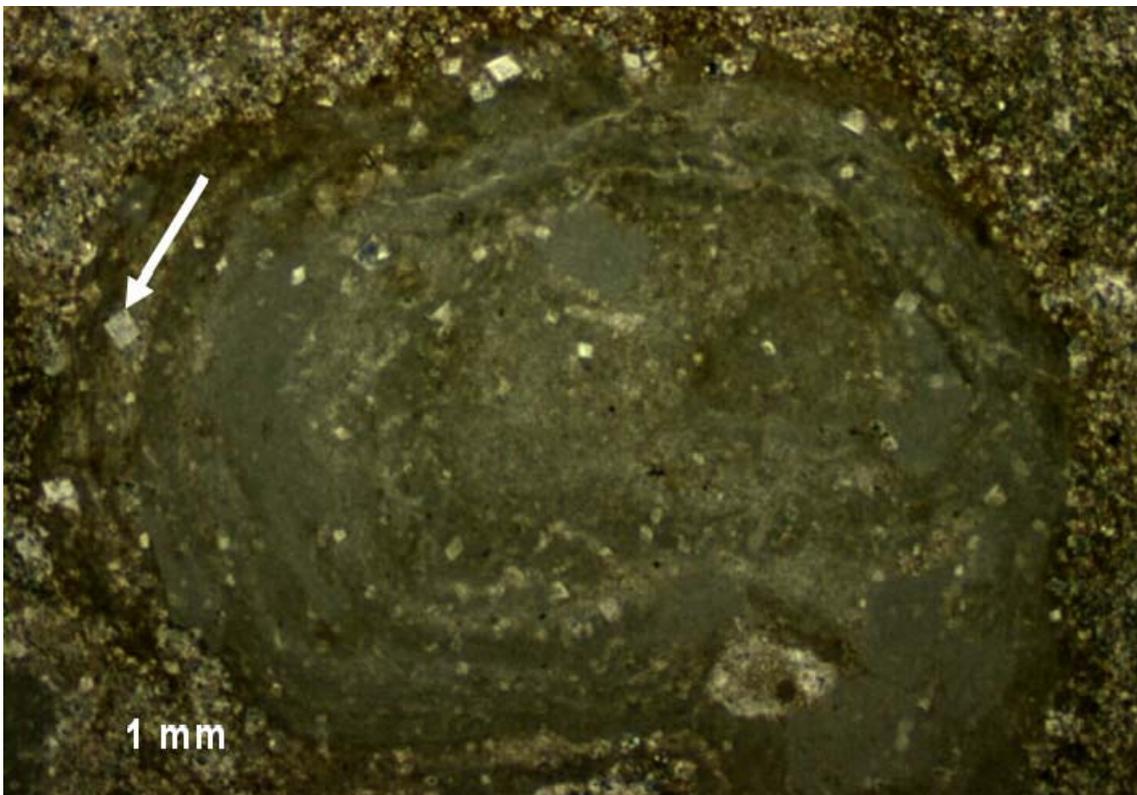


Figura 3.115 – Oncolito com cristais de dolomita (BF-9, L12847).

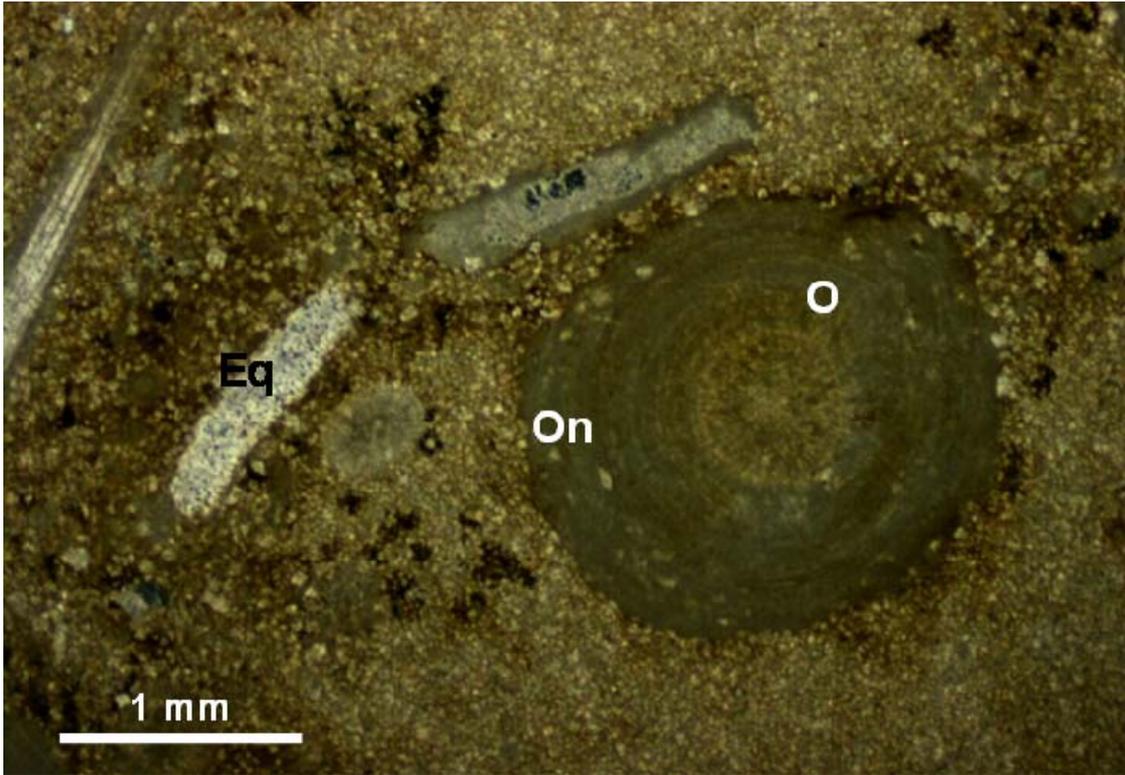


Figura 3.116 – Wackestone bioclástico (Eq = equinoide; On = oncolito; O = oolito; MG-2, L6).

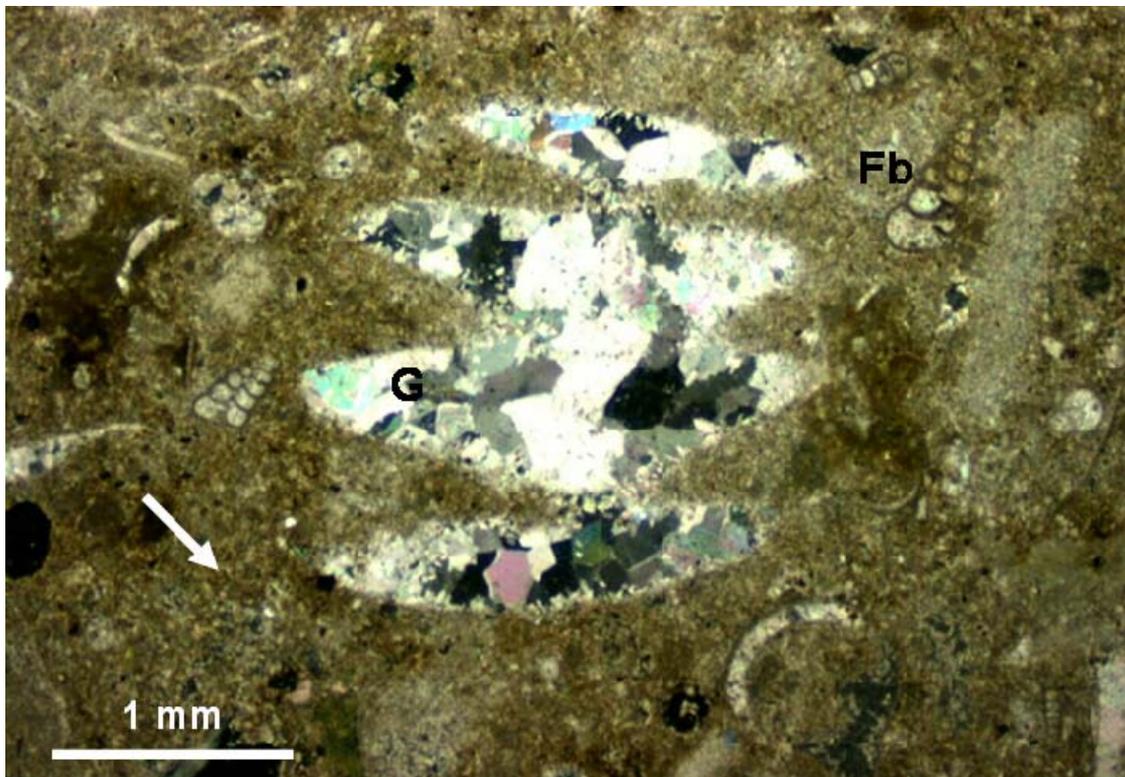


Figura 3.117 – Matriz recristalizada (G = gastrópoda; Fb = foraminífero bentônico; BF-9, L12850).

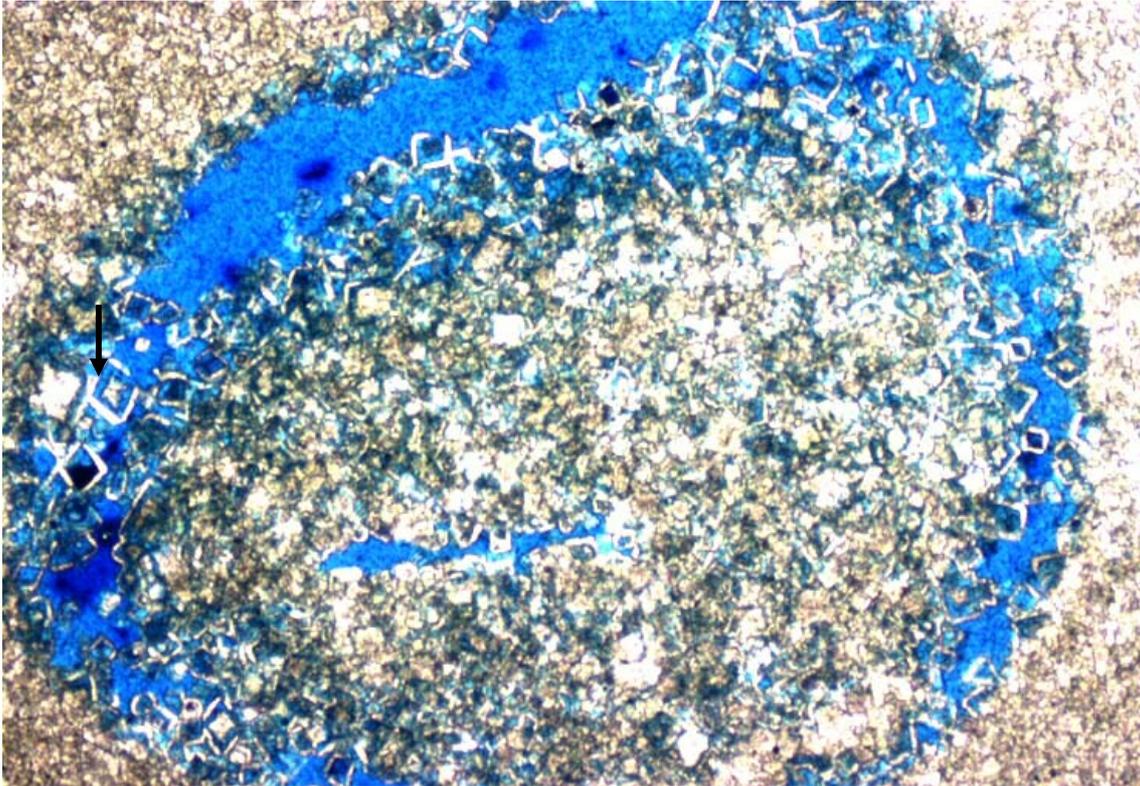


Figura 3.118 – Porosidade móldica: oolito dissolvido (seta preta) e dolomita dissolvida (seta preta; UC-8, L 3420).

3.4 - Modelo Geológico

3.4.1 Introdução

Para se construir o modelo geológico da área, o projeto foi montado no *Openworks* da Landmark e os dados foram trabalhados no aplicativo *Stratworks*. Foram inseridas, no banco de dados deste projeto, as coordenadas geográficas e as trajetórias de 76 poços, os perfis elétricos (raios gama, resistividade e densidade), os dados de litologia de 48 poços e os topos de unidades estratigráficas em cada poço. Nos 28 poços restantes, as litologias foram interpretadas usando o aplicativo *Litology*, a partir dos perfis elétricos e as descrições de amostra de calha (amostras coletadas de 9 em 9 metros durante a perfuração do poço). Em 67 poços foram interpretados os limites das seqüências basal e intermediária da Formação Riachuelo. A partir destes dados, foram construídas quatro seqüências estratigráficas com *datum* no topo da seqüência basal (duas *dip* e duas *strike*) e quatro seqüências estratigráficas com *datum* no topo da seqüência intermediária. A partir dos dados de litologia, foram construídos dentro de cada seqüência, mapas de isólita de folhelho, arenito mais conglomerado e carbonato. O modelo geológico foi construído a partir destas informações (figura 3.119).

A seqüência estudada foi dividida em três seqüências de segunda ordem, baseado no trabalho de Mendes (1994): seqüência basal, seqüência

intermediária e seqüência superior. Como a bacia foi basculada para sudeste durante o processo de subsidência térmica e houve soerguimento junto à borda da bacia, a seqüência superior está ausente, pois foi erodida nesta área.

3.4.2 - Seqüência basal

A seqüência basal apresenta espessuras entre 90 e 240 metros (quadro 3.1 e figura 3.120). Esta deposição ocorreu durante o processo de abertura do futuro oceano Atlântico Sul, na Bacia Sergipe-Alagoas. Iniciou no final do Aptiano e os primeiros sedimentos foram uma seqüência pelítica que ocorre em toda a área. Depois ocorreu um aporte de siliciclásticos arenosos e conglomeráticos no sistema e, posteriormente, os carbonatos foram depositados próximo ao topo da seqüência. Os folhelhos e os arenitos predominam nesta seqüência e os carbonatos ocorrem em menor proporção (figuras 3.121, 3.123 e 3.124).

Nos mapas de isólita de cada tipo litológico predominante na área (arenito + conglomerado, folhelho e carbonato), ao lado do símbolo do poço, há um diagrama tipo *pizza* com os tipos litológicos descritos no poço. As litologias ocupam no diagrama área proporcional à sua ocorrência no poço. O tamanho do diagrama é proporcional à espessura da seqüência basal, no poço.

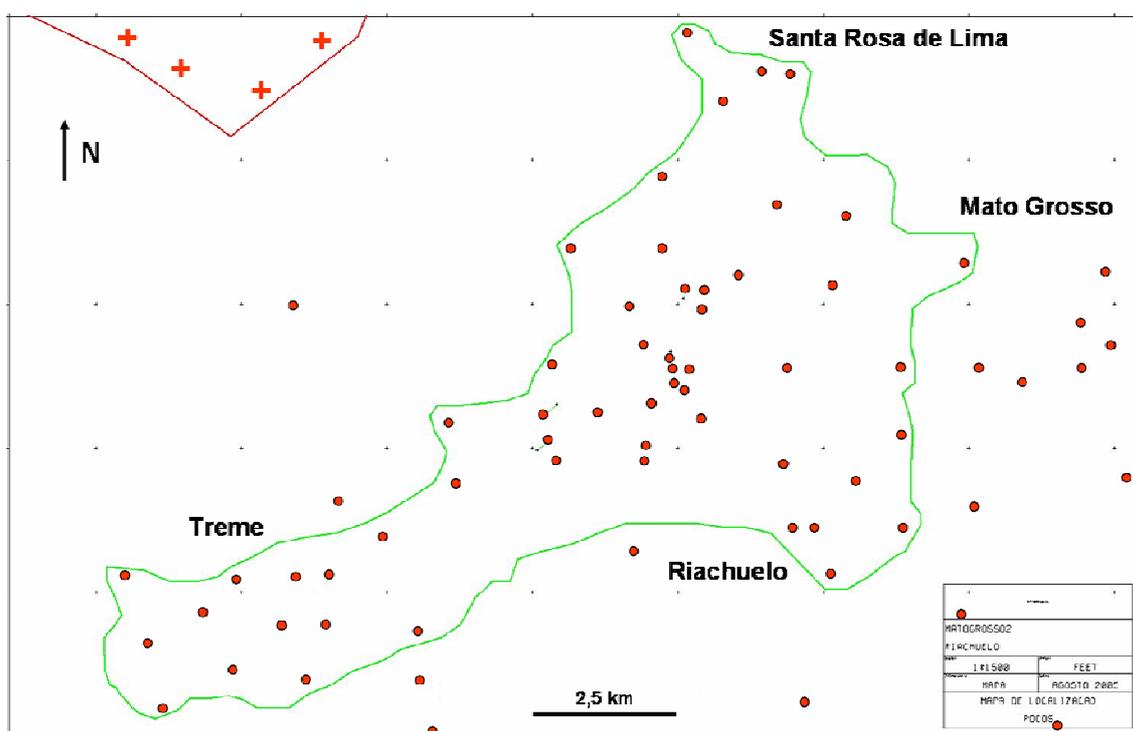


Figura 3.119 – Mapa de localização dos poços utilizados na construção do modelo geológico das seqüências basal e intermediária.

Litologia	Espessura mínima	Espessura máxima
Arenito	0	140
Folhelho	20	180
Carbonato	0	45
Total	90	240

Quadro 3.1 – Variação de espessura das litologias na seqüência basal.

Na figura 3.122 estão interpretadas no mapa de isólicas de arenito mais conglomerado, a direção do aporte sedimentar, os leques deltaicos e os sedimentos costeiros retrabalhados por onda.

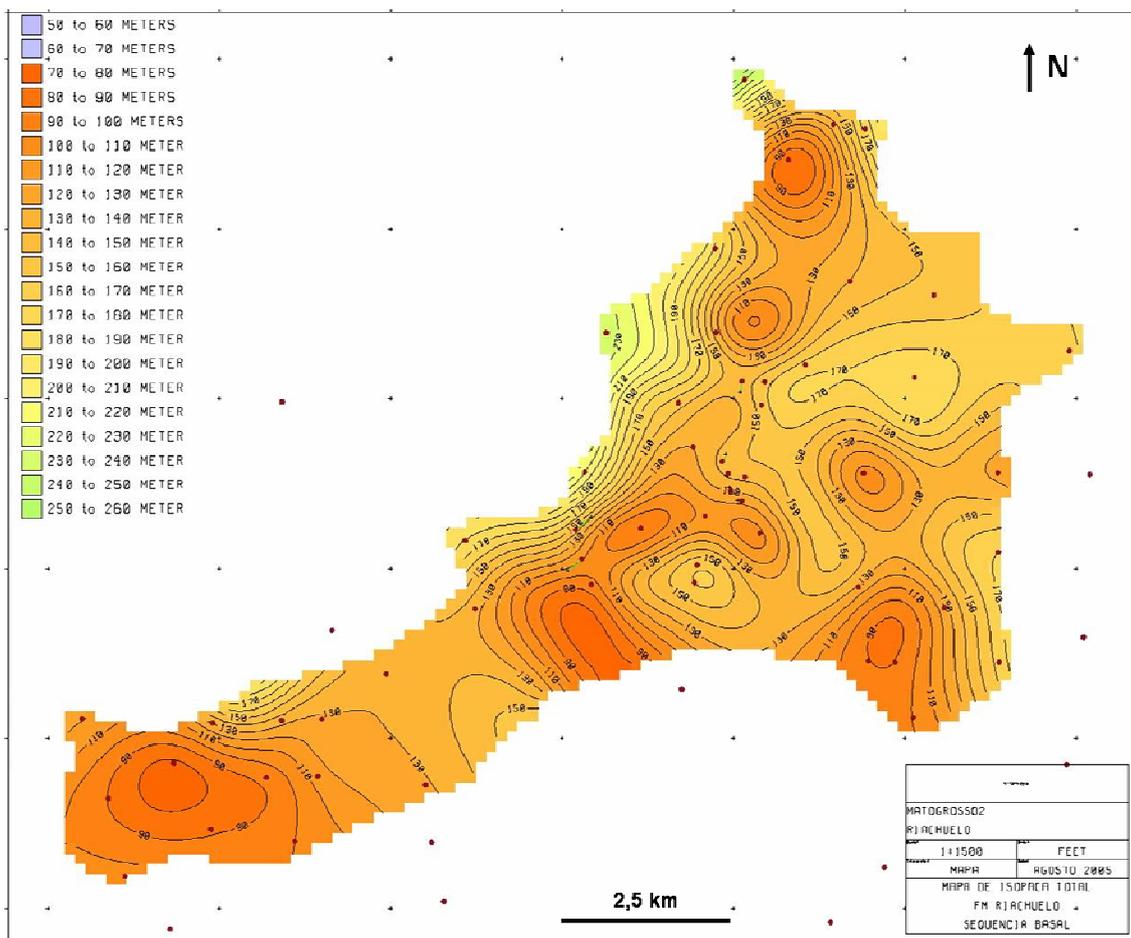


Figura 3.120 – Mapa de isópaca total da seqüência basal.

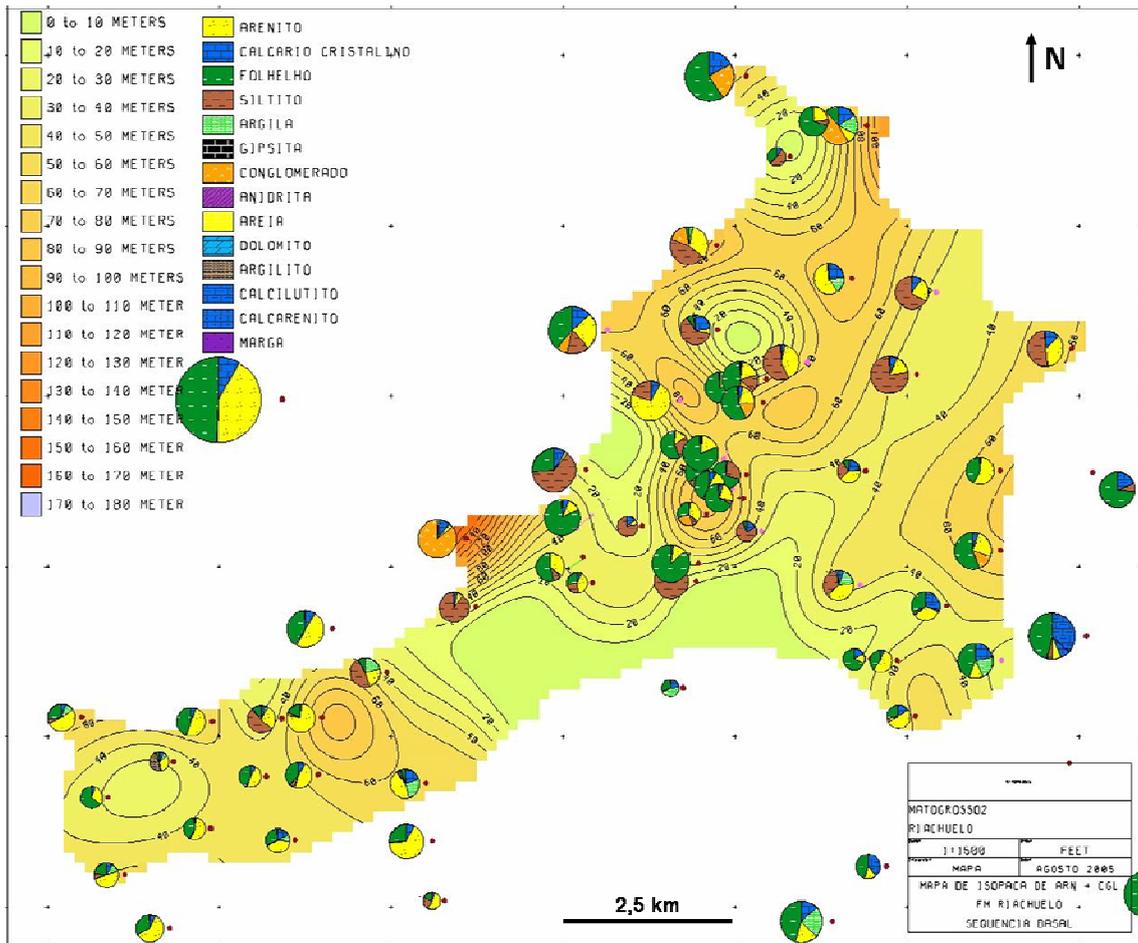


Figura 3.121 – Mapa de isólitas de arenito + conglomerado na seqüência basal.

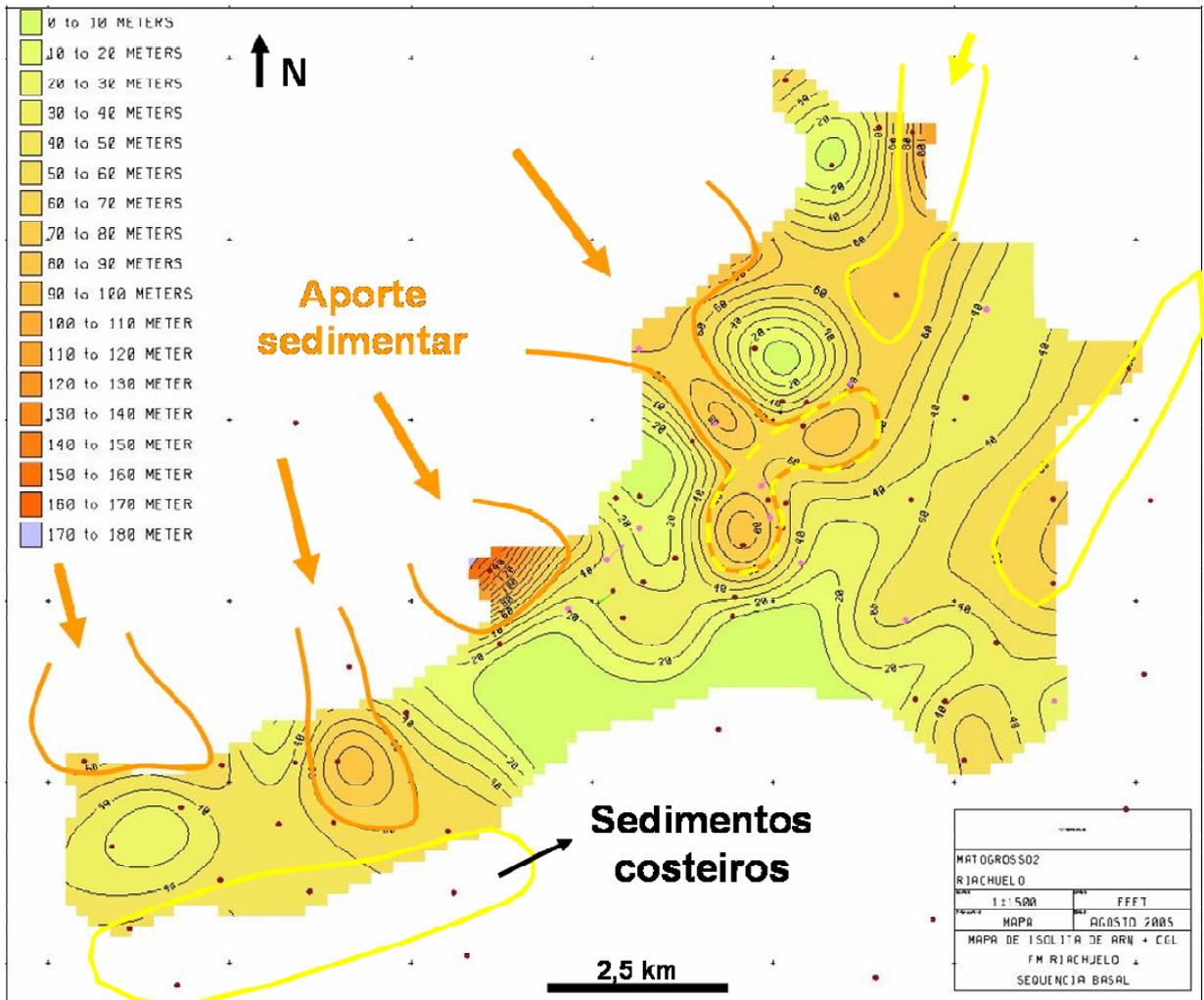


Figura 3.122 – Leques deltaicos interpretados e direção do aporte sedimentar em laranja; sedimentos costeiros retrabalhados por onda em amarelo.

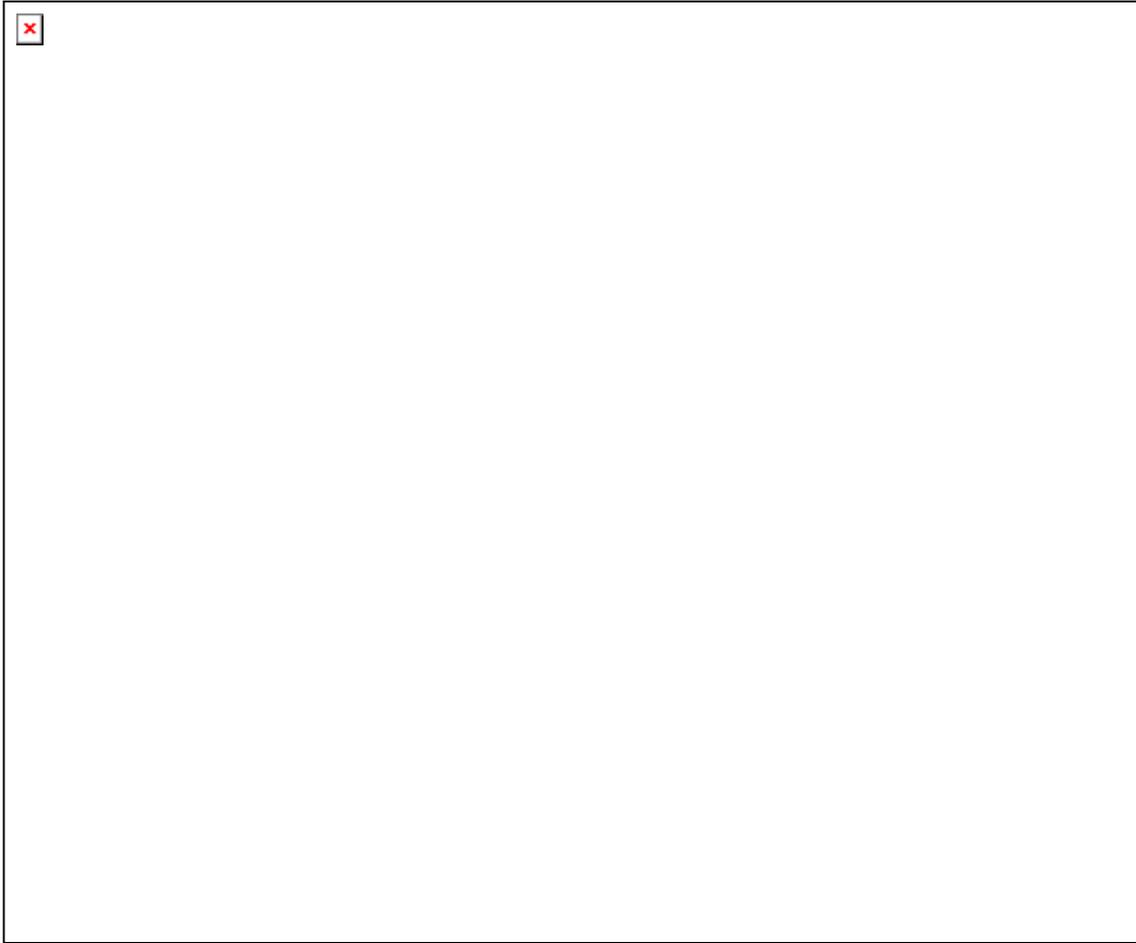


Figura 3.123 – Mapa de isólitais de folhelhos na seqüência basal.

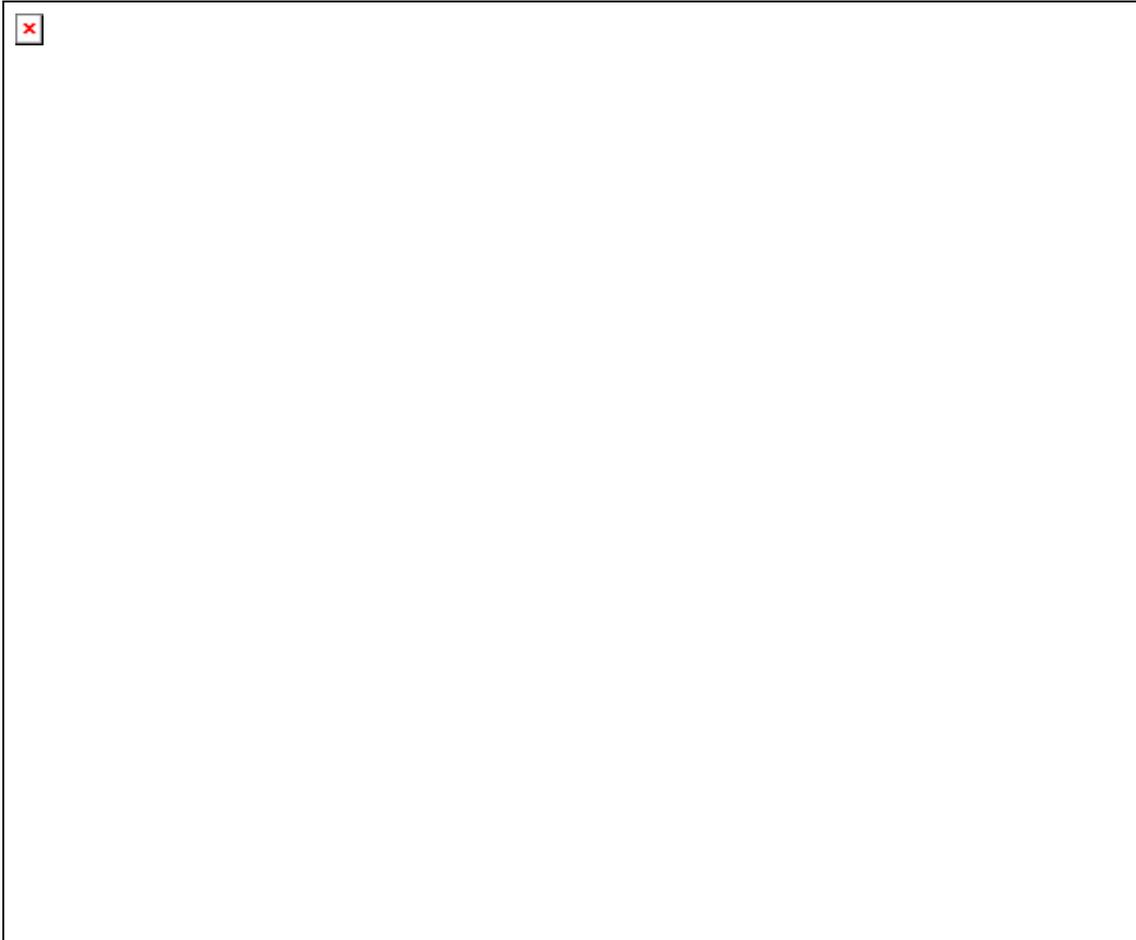


Figura 3.124 – Mapa de isólitas de carbonatos na seqüência basal.

A figura 3.125 mostra o mapa de isólitas de carbonato da seqüência basal, evidenciando a rampa carbonática na porção sudoeste da área e também as barras carbonáticas que se desenvolveram em períodos mais secos sobre os depósitos arenosos de leque deltaico e *shoreface*. Os carbonatos necessitam de um substrato próximo à superfície da água para se desenvolverem.



Figura 3.125 – Barras carbonáticas interpretadas sobre depósitos de frente deltaica e *shoreface* em azul claro e rampa carbonática em azul escuro.

As seções estratigráficas, com *datum* no topo da seqüência basal, mostram como varia a espessura desta seqüência nesta área (figuras 3.126 a 3.129). As cores nos poços estão relacionadas à litologia: conglomerado laranja, arenito amarelo, siltito marrom, folhelho verde e carbonato azul. Em cada uma das seções estratigráficas foram interpretados os ambientes baseados na descrição litológica e perfis elétricos.

Durante a fase de rifteamento uma série de blocos estruturais foram gerados na bacia. Entre a borda atual e a área de maior concentração de poços, durante a fase rifte era um baixo denominado Baixo de Santa Rosa de Lima. A região delimitada é denominada Alto de Riachuelo e a região à sudeste constitui o Baixo de Divina Pastora (figura 3.130).

Nas seções estratigráficas dip o primeiro e último poço, em cada seção, se localizam nestes baixos. O que se observa é que a estruturação da fase rifte continuou exercendo controle na deposição durante a fase de abertura do futuro oceano Atlântico Sul. Existe maior espessura de sedimentos nas áreas dos baixos da fase rifte (figuras 3.126 e 3.128).



Figura 3.126A – Seção estratigráfica *dip* NW-SE com *datum* no topo da seqüência basal (na área de Riachuelo).

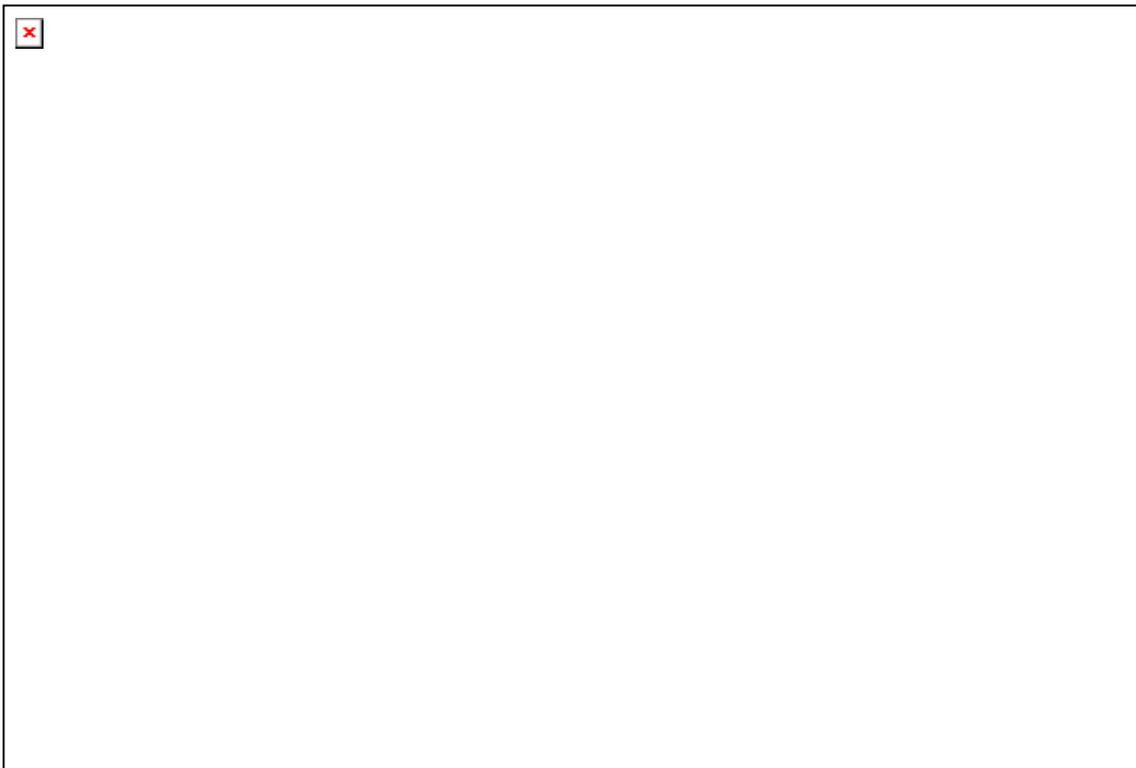


Figura 3.126B – Seção estratigráfica *dip* NW-SE com *datum* no topo da seqüência basal interpretada (na área de Riachuelo).

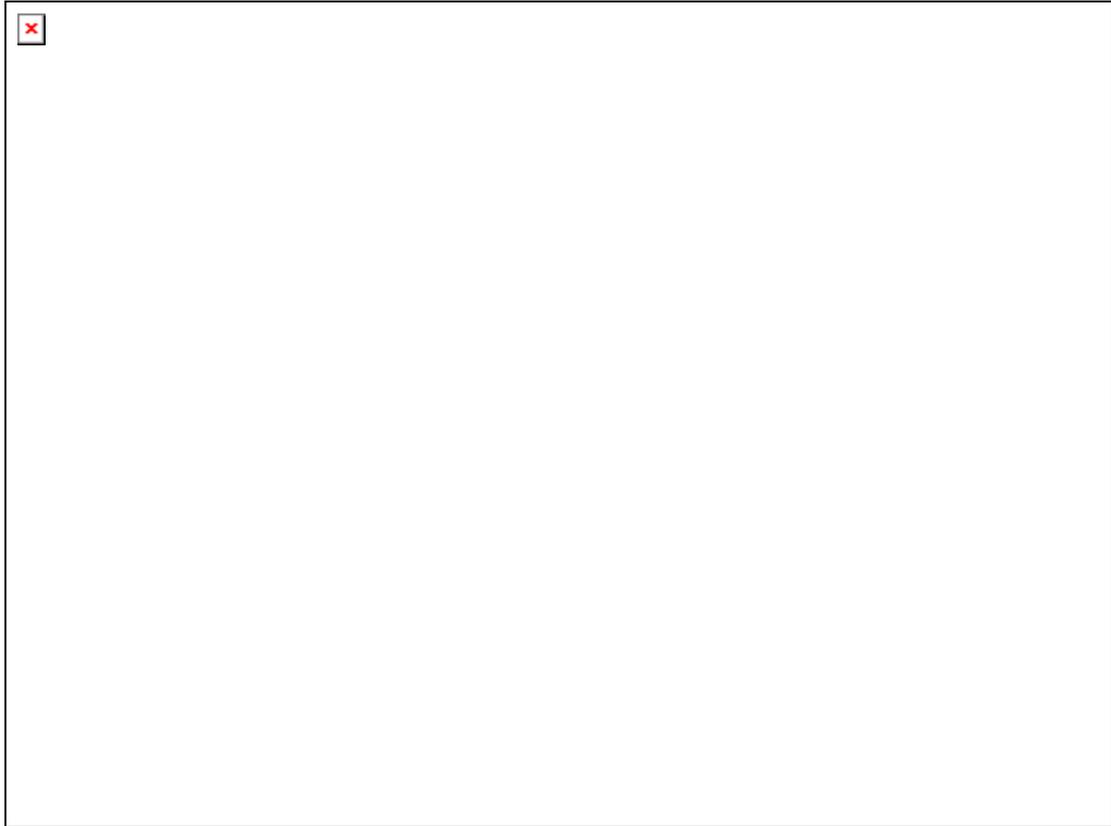


Figura 3.127A – Seção estratigráfica *strike* NW-SE com *datum* no topo da seqüência basal na área de Riacuelo.

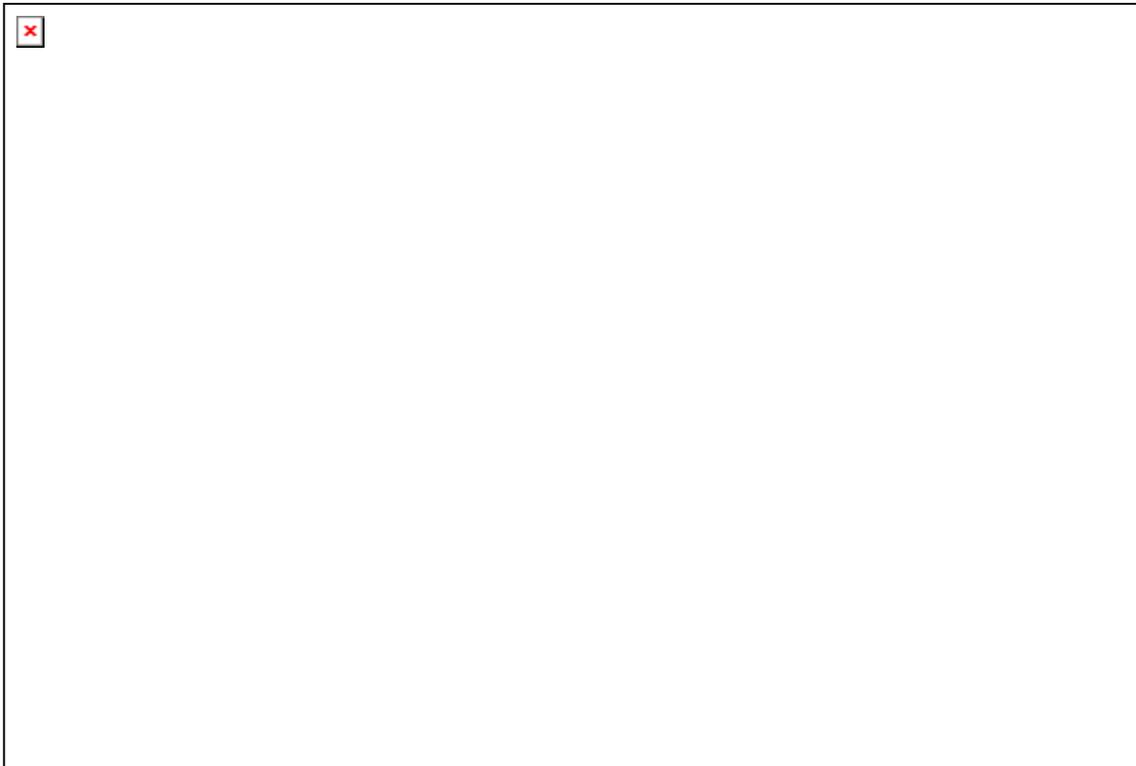


Figura 3.127B – Seção estratigráfica *strike* NW-SE com *datum* no topo da seqüência basal interpretada (na área de Riacuelo).

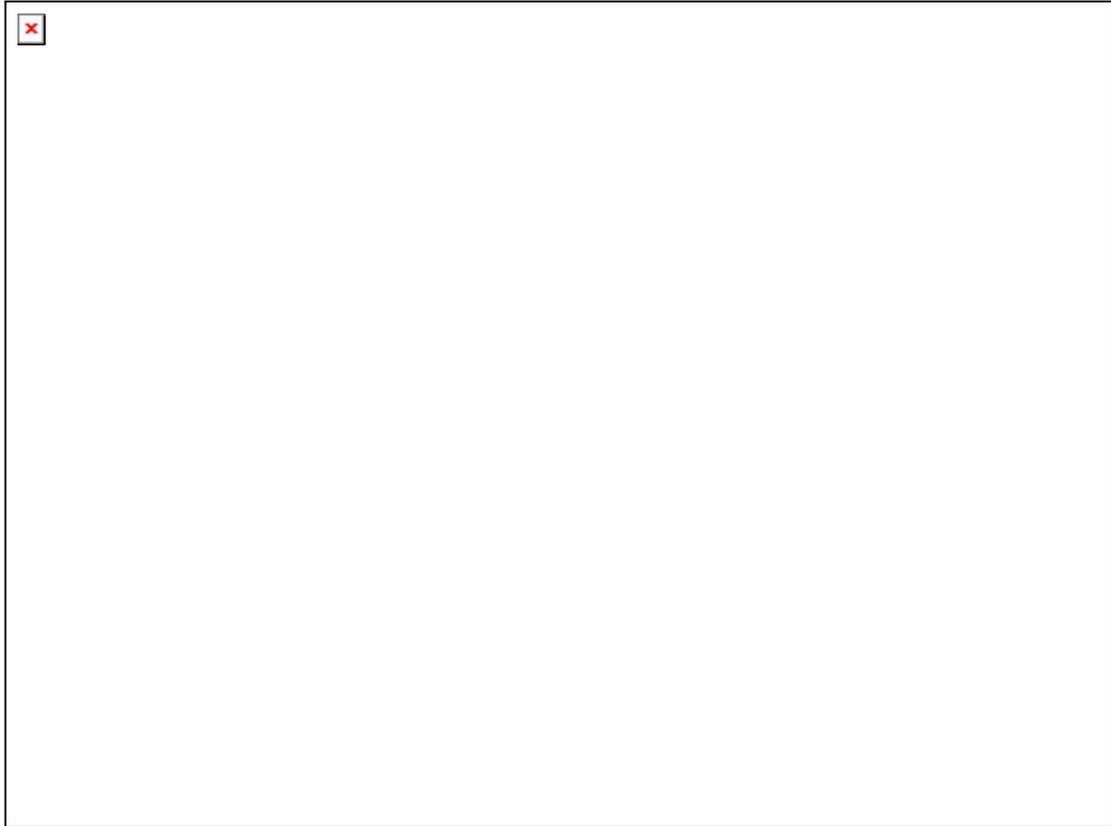


Figura 3.128A – Seção estratigráfica *dip* NW-SE com *datum* no topo da seqüência basal na área de Treme.

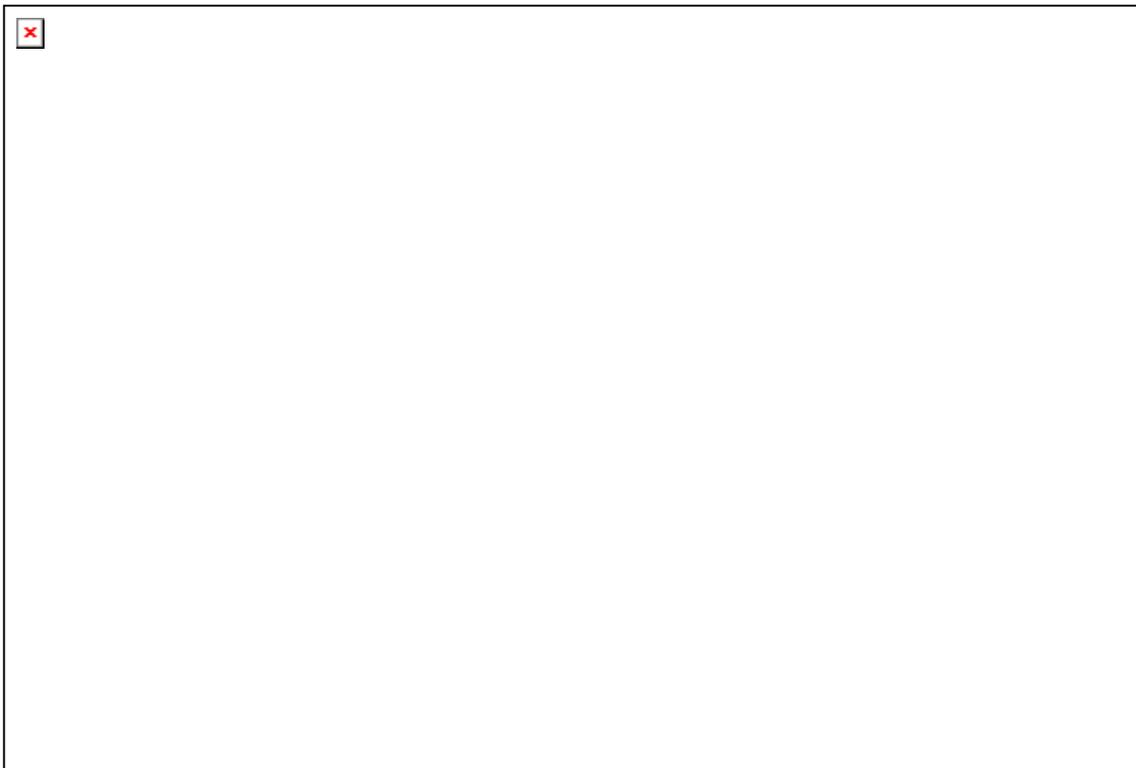


Figura 3.128B – Seção estratigráfica *dip* NW-SE com *datum* no topo da seqüência basal interpretada (na área de Treme).

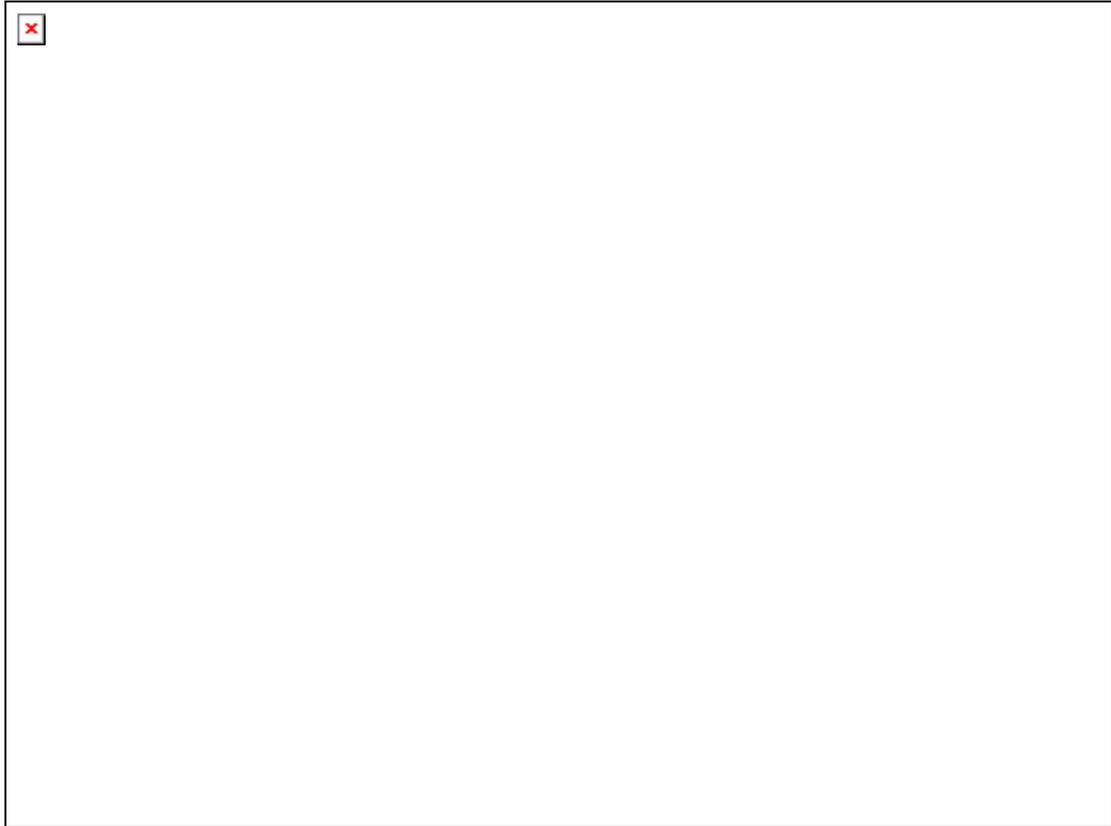


Figura 3.129A – Seção estratigráfica *strike* NW-SE com *datum* no topo da seqüência basal na área de Treme.

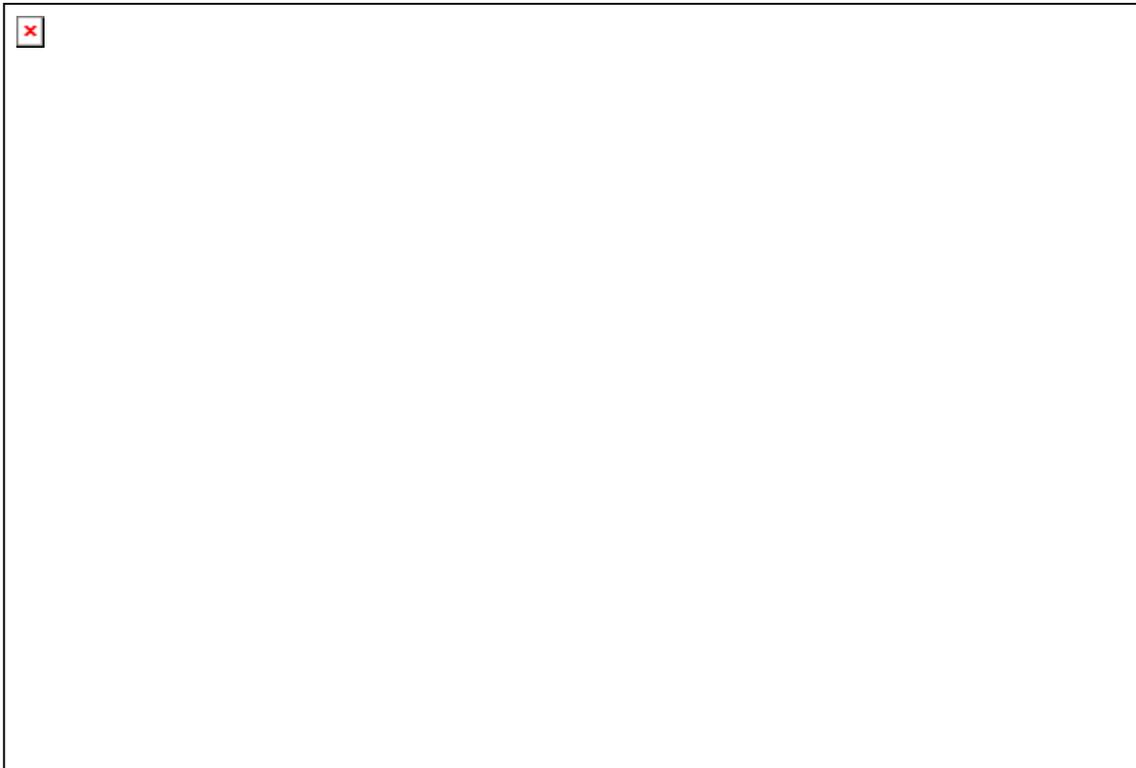


Figura 3.129B – Seção estratigráfica *strike* NW-SE com *datum* no topo da seqüência basal interpretada (na área de Treme).

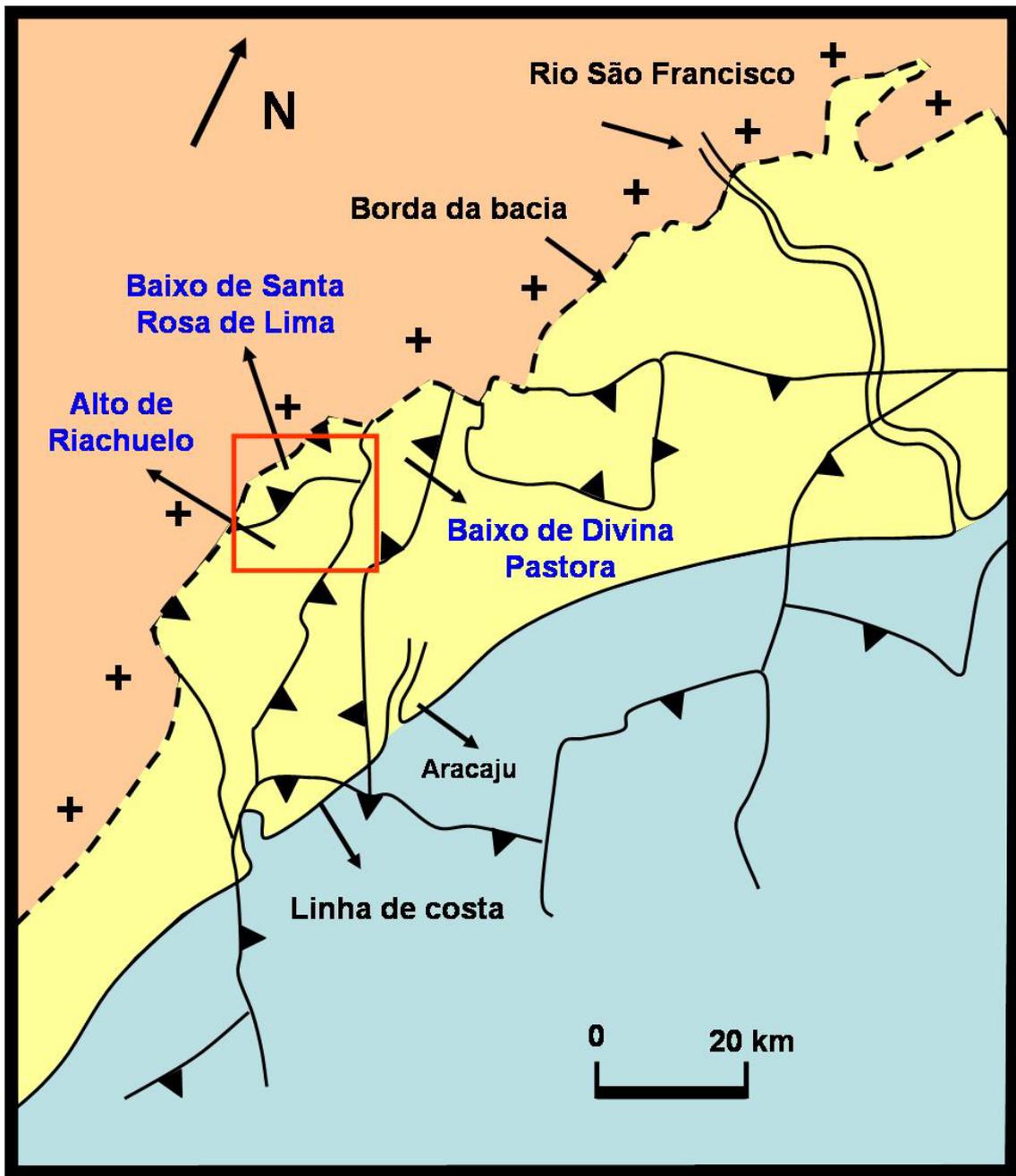


Figura 3.130 - Arcabouço tectônico do embasamento da Sub-bacia de Sergipe; em vermelho a área estudada (Lana, 1985).

A partir dos dados de litologia dos poços, das seções estratigráficas, utilizando o Mar Vermelho (figura 3.131) como análogo para as fácies de leque deltaico em clima árido, foi construído um modelo geológico representativo da Seqüência Basal para esta área (figura 3.132). As formas foram delineadas a partir do mapa de isólita para cada litologia. As cores foram utilizadas para diferenciar as litologias. Em laranja estão as fácies com predomínio de arenitos e conglomerados da planície deltaica e frente deltaica; em amarelo, os sedimentos costeiros, em verde estão as fácies distais do sistema de leque deltaico (prodelta) e dos sedimentos costeiros dominados por onda; em azul as fácies da rampa carbonática e barras carbonáticas. Estas barras se

desenvolvem nos períodos mais secos sobre os depósitos arenosos subaquosos deste sistema. Na rampa carbonática, nos afloramentos mais distais, os fósseis de água mais profunda (foraminíferos plântônicos e calcisferas) começam a se misturar aos de água mais rasa (moluscos, oolitos, oncolitos e equinoides).

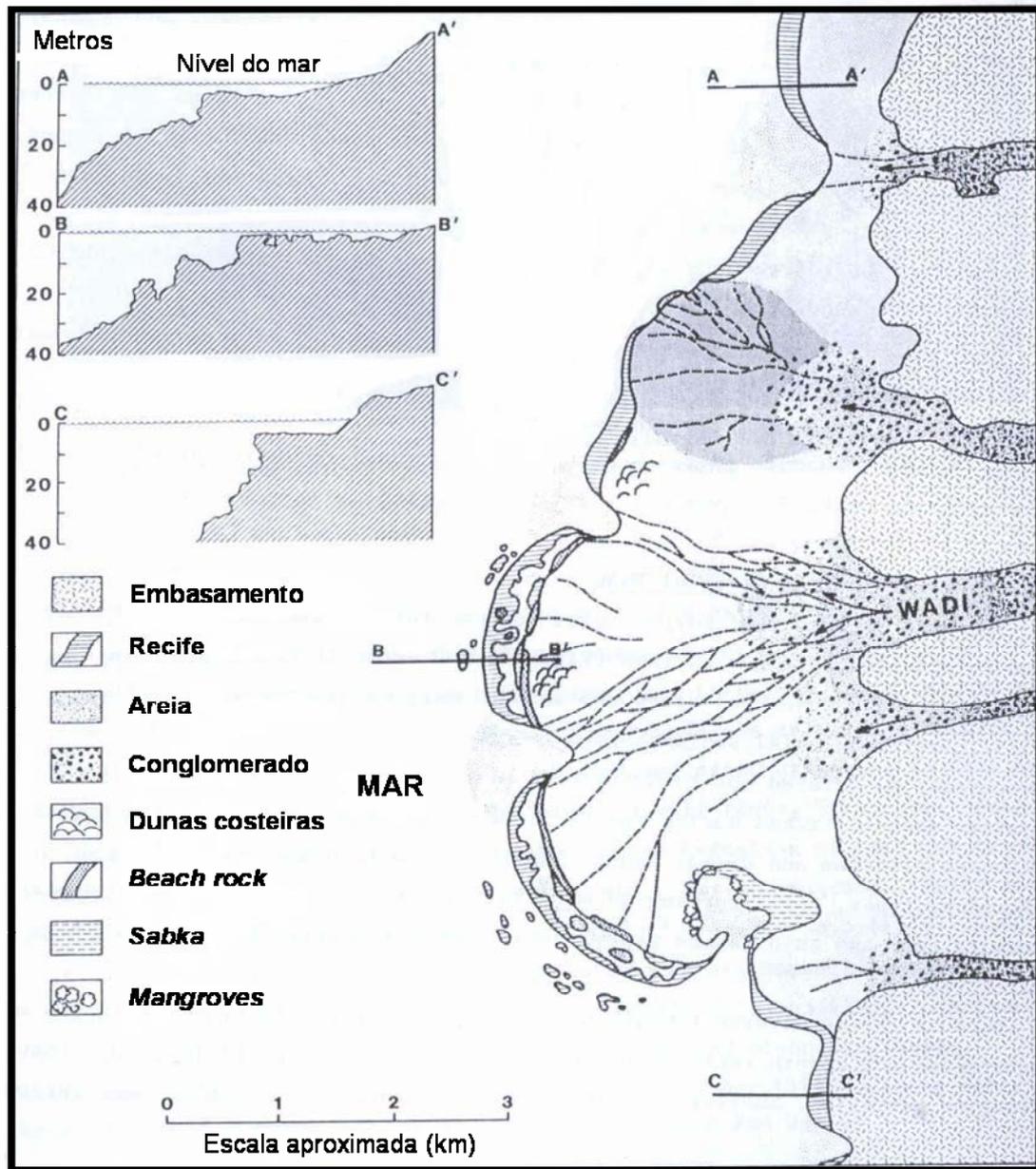


Figura 3.131 - Modelo esquemático de recifes em franja e sedimentação costeira a norte do Mar Vermelho (Modificado de Roberts & Murray, 1988).



Figura 3.132 - Modelo geológico em planta da Seqüência Basal construído a partir de mapas de isólita e dados de poços.

3.4.3 - Sequência intermediária

Esta seqüência possui espessura entre 120 e 390 metros (figura 3.133). Predominam pelitos, mas a variação de espessura de arenitos e carbonatos é bastante semelhante (quadro 3.2).

Litologia	Espessura mínima	Espessura máxima
Arenito	0	160
Folhelho	40	280
Carbonato	0	170
Total	120	390

Quadro 3.2 – Variação de espessura das litologias na seqüência intermediária.

Foram também construídos mapas de isólita para cada litologia e também inseridos nos mapas os diagramas tipo *pizza* para os tipos litológicos encontrados nos poços (figuras 3.134, 3.136 e 3.137).

Há um predomínio de fácies subaérea do leque deltaico na região entre a borda atual da bacia e a provável linha de costa no final da deposição desta seqüência.

Nas fácies subaquosas onde a atuação de correntes, onda e maré não é intensa, ocorrem os depósitos de frente deltaica. É comum em baías, como observado na figura 2.10. Nas áreas onde a atuação de corrente, onda e maré predominam, ocorrem os depósitos de *shoreface*, onde os bioclastos são incorporados aos siliciclásticos (figura 2.11).

As fácies de baixa energia são formadas pelos sedimentos distais da frente deltaica e pelos sedimentos distais das fácies de *shoreface*, onde também ocorria a mistura de bioclastos e siliciclásticos.

Os carbonatos constituem a parte mais distal deste sistema, onde barras carbonáticas ocorrem amalgamadas, nas áreas onde a presença de siliciclásticos é bastante reduzida.

Todos os afloramentos estudados fazem parte desta seqüência.

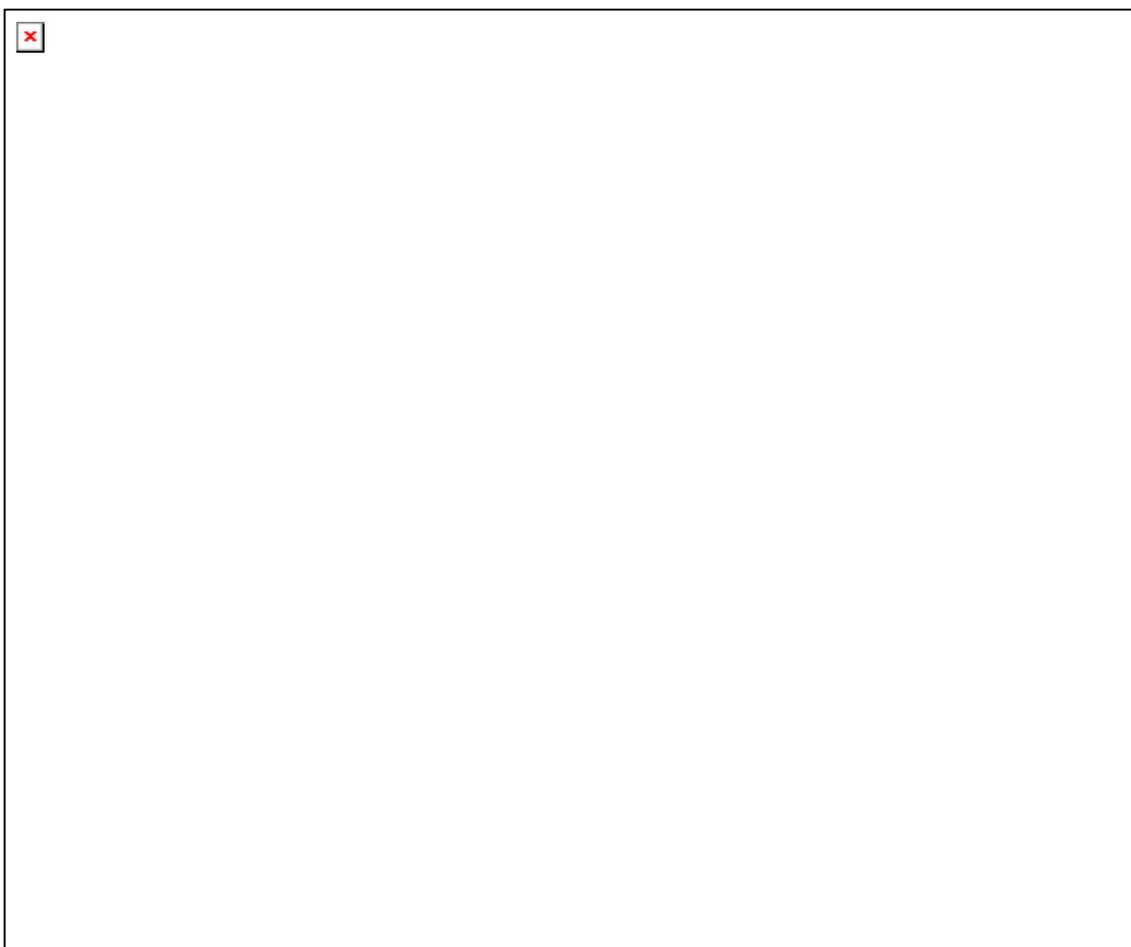


Figura 3.133 – Mapa de isópaca total da seqüência intermediária.



Figura 3.134 – Mapa de isólitais de arenito + conglomerado na seqüência intermediária.

A figura 3.135 mostra o mapa de isólitais de arenito mais conglomerado onde foram interpretados os leques deltaicos e os sedimentos costeiros retrabalhados por onda.

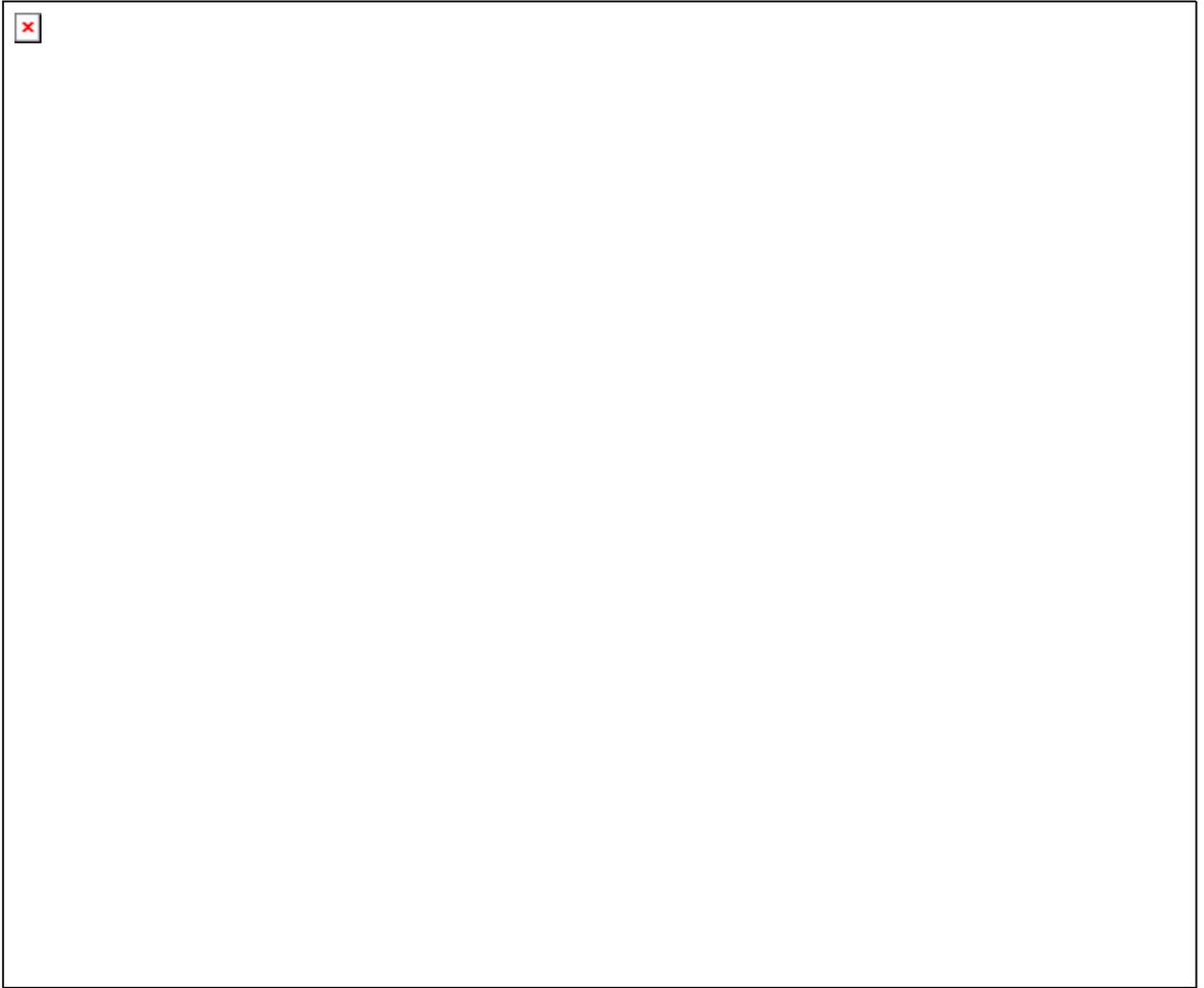


Figura 3.135 – Leques deltaicos interpretados e direção do aporte sedimentar em laranja; sedimentos costeiros retrabalhados por onda em amarelo.



Figura 3.136 – Mapa de isólitais de folhelhos da seqüência intermediária.

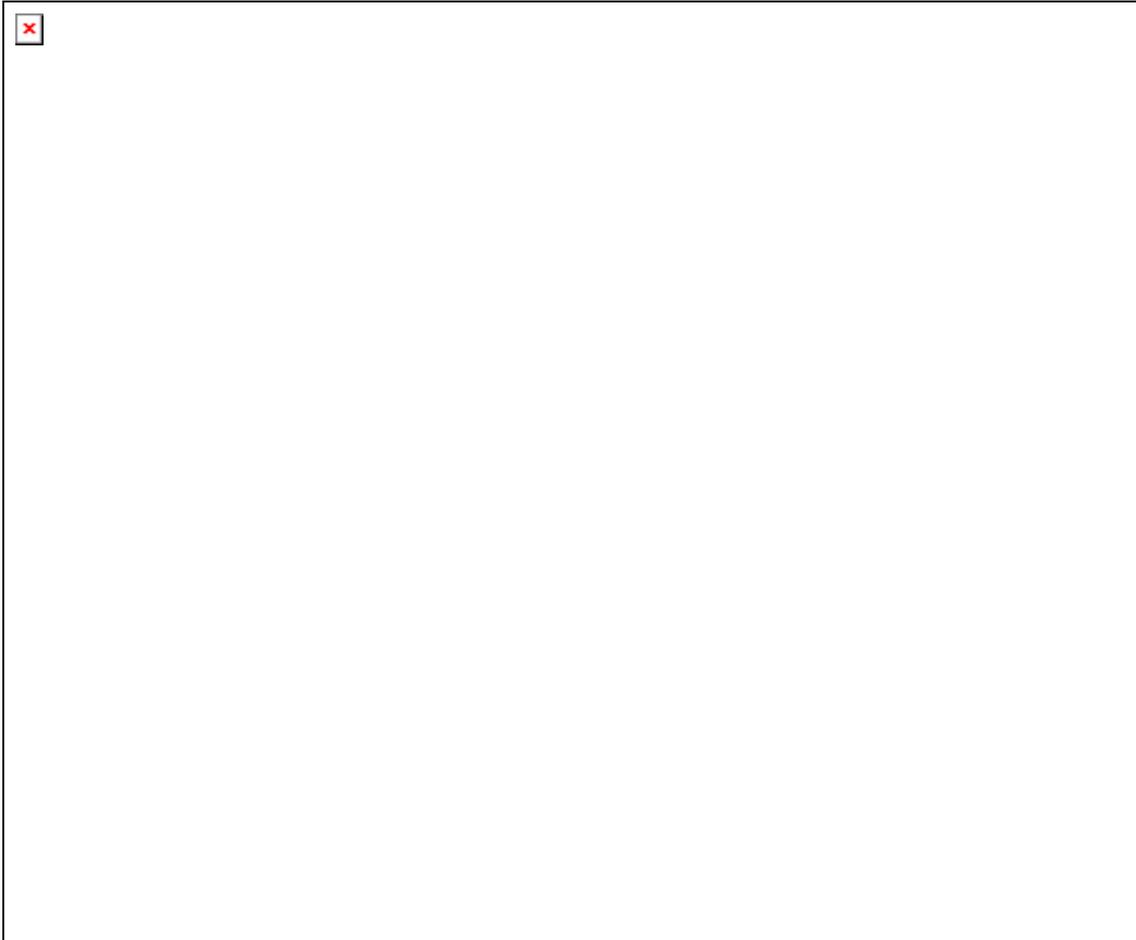


Figura 3.137 – Mapa de isólitais de carbonatos na seqüência intermediária.

Na figura 3.138 observa-se a rampa carbonática que apresenta mais desenvolvida na seqüência intermediária e as barras carbonáticas que se desenvolveram sobre os depósitos de leque deltaico e *shoreface*.



Figura 3.138 – Rampa carbonática em azul escuro; barras carbonáticas sobre depósitos deltaicos e de shoreface em azul claro.

Foram também construídas 4 seções estratigráficas, sendo duas *dip* e duas *strike*, com *datum* no topo da seqüência intermediária (figuras 3.139 a 3.142). Nestas seções foram interpretados os ambientes deposicionais a partir das descrições de afloramentos, descrições litológicas e perfis elétricos dos poços. Na figura 3.139 o quarto e quinto poço correspondem em superfície, aos afloramentos Bonfim 4 e Bonfim 3 respectivamente; estão ilustrados nas figuras 3.43 e 3.42. Na seção estratigráfica da figura 3.140, nas locações do terceiro e quarto poço, se encontram os afloramentos Usina Central 15 e Bonfim 9 respectivamente. Constituem as figuras 3.36 e 3.66. Na figura 3.142, na locação do quarto poço, se encontra o afloramento Espírito Santo 2, que está ilustrado na figura 3.4.

Nas seções estratigráficas *dip* também é possível observar que ocorre espessamento da Seqüência Intermediária, no primeiro e último poço, em cada seção, mostrando o controle tectônico da fase rifte ainda presente nesta fase de abertura do futuro oceano Atlântico Sul (figuras 3.139 e 3.141). A geração de espaço foi maior nas áreas que constituíam baixos deposicionais durante a fase rifte.

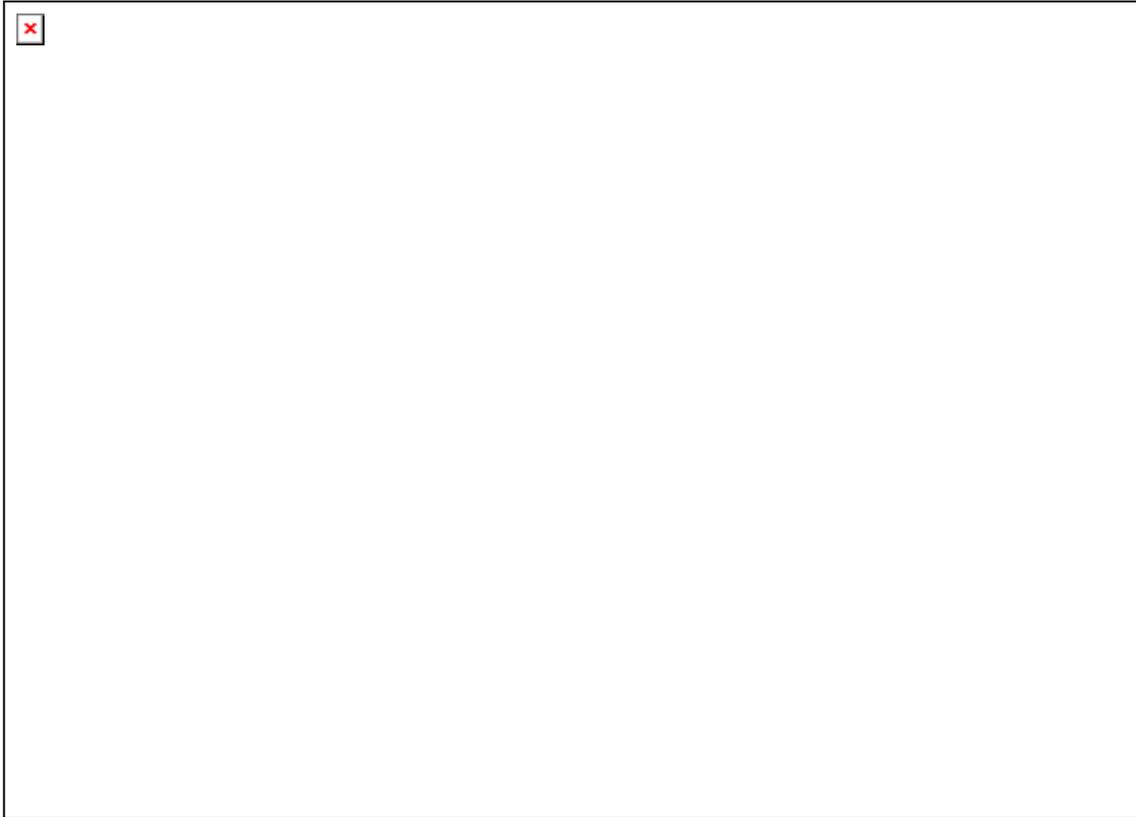


Figura 3.139A – Seção estratigráfica *dip* NW-SE com *datum* no topo da seqüência intermediária na área de Riachuelo.

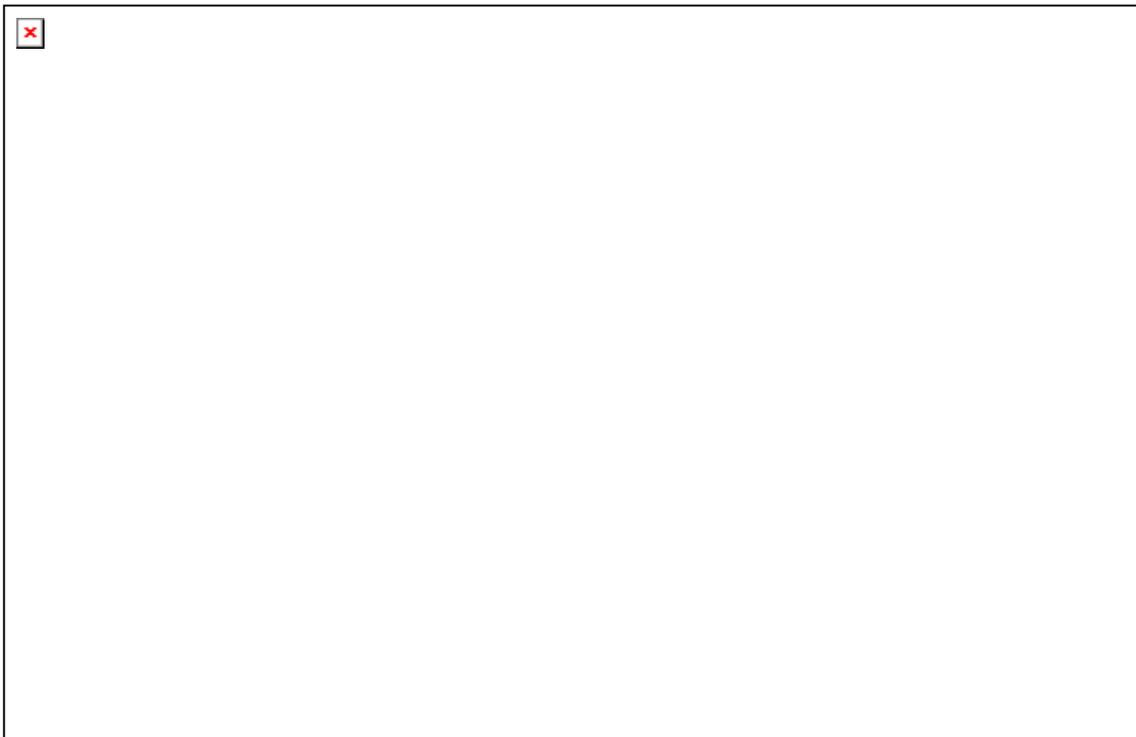


Figura 3.139B – Seção estratigráfica *dip* NW-SE com *datum* no topo da seqüência intermediária interpretada (na área de Riachuelo).

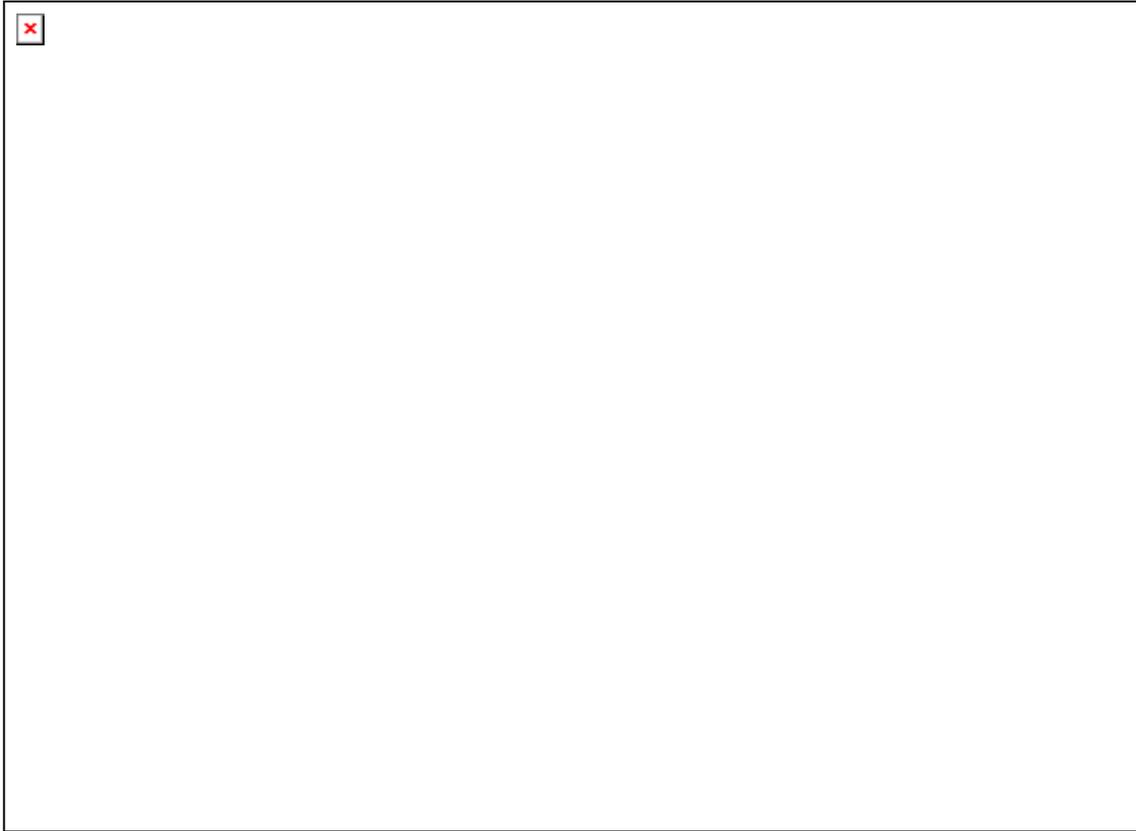


Figura 3.140A – Seção estratigráfica *strike* NE-SW com *datum* no topo da seqüência intermediária na área de Riachuelo.

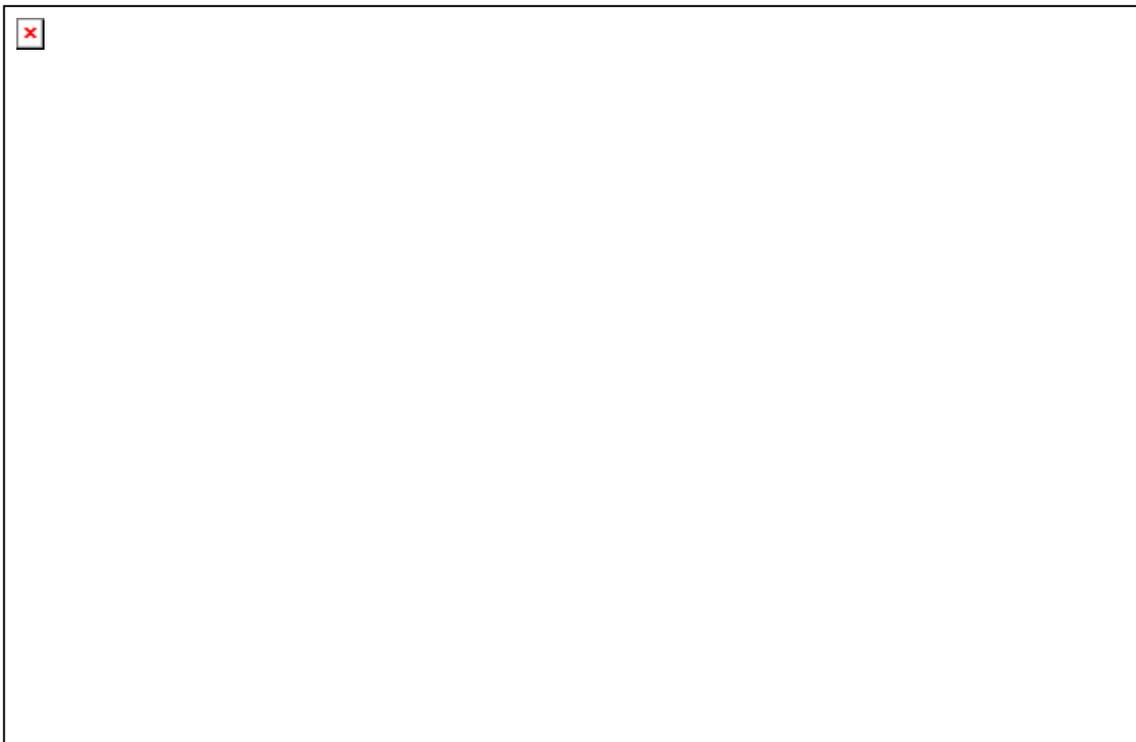


Figura 3.140B – Seção estratigráfica *strike* NE-SW com *datum* no topo da seqüência intermediária interpretada (na área de Riachuelo).

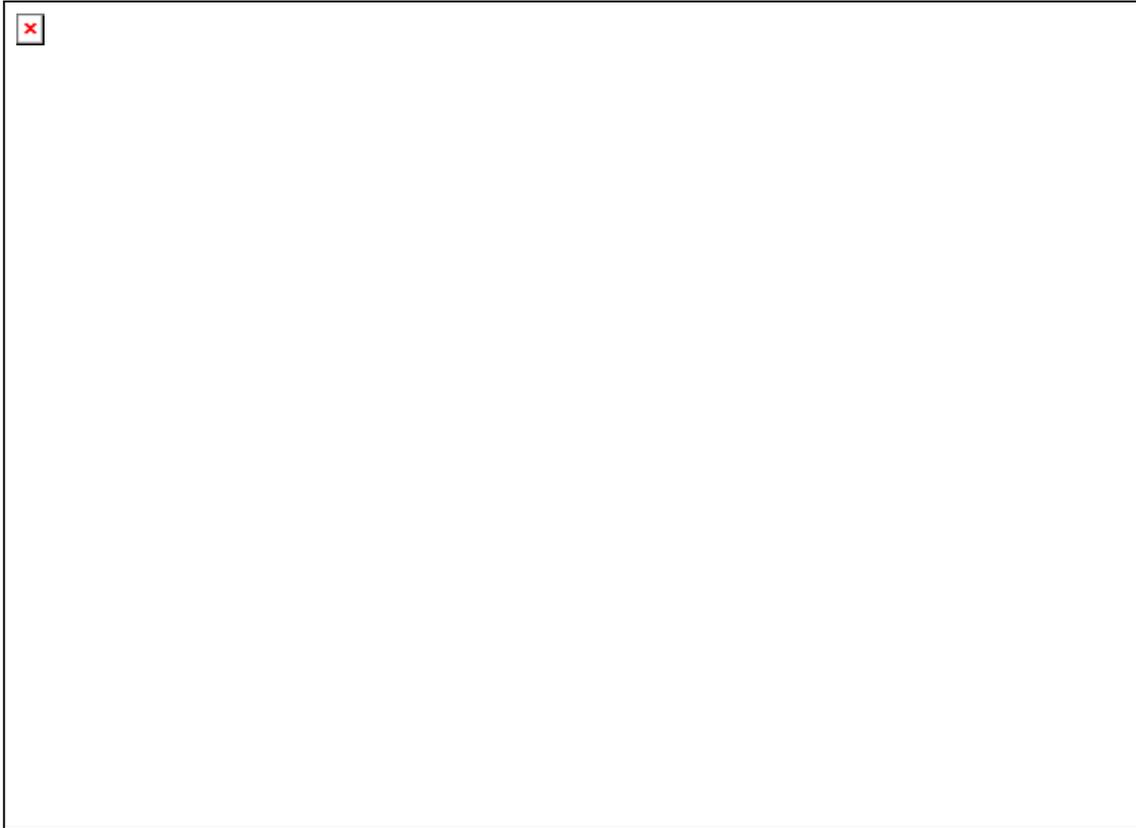


Figura 3.141A – Seção estratigráfica *dip* NW-SE com *datum* no topo da seqüência intermediária na área de Treme.

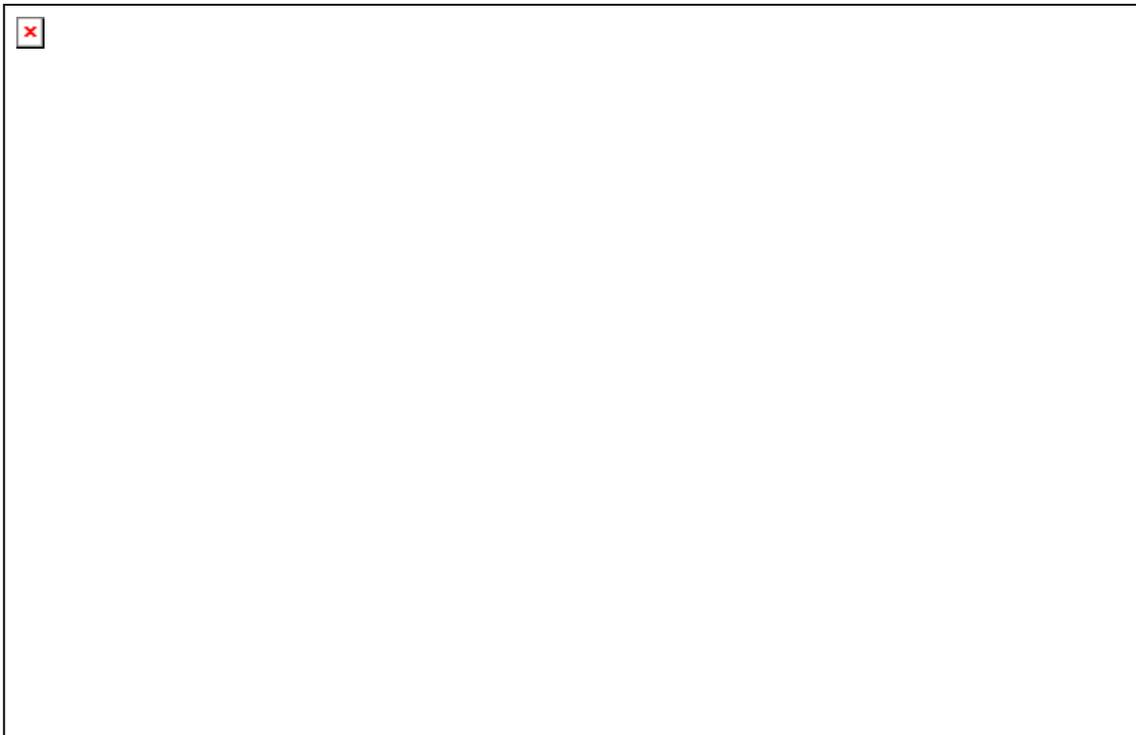


Figura 3.141B 1– Seção estratigráfica *dip* NW-SE com *datum* no topo da seqüência intermediária interpretada (na área de Treme).

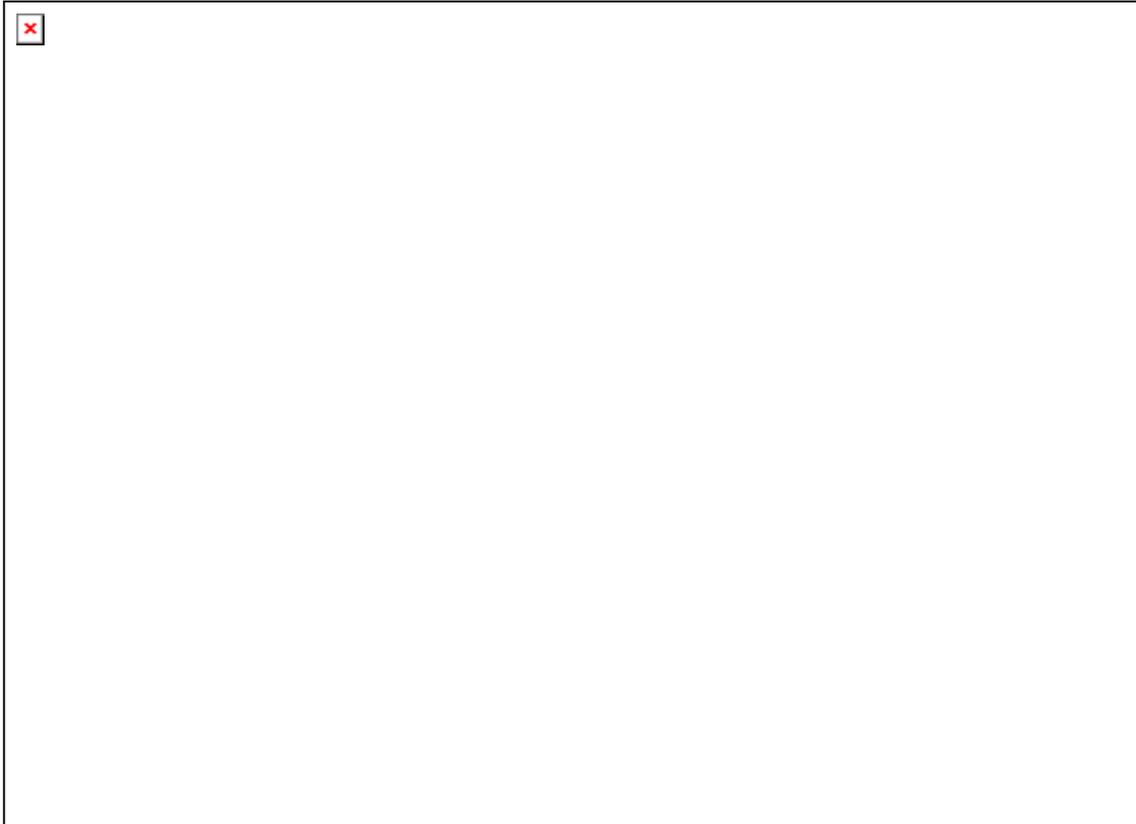


Figura 3.142A – Seção estratigráfica *strike* NE-SW com *datum* no topo da seqüência intermediária na área de Treme.

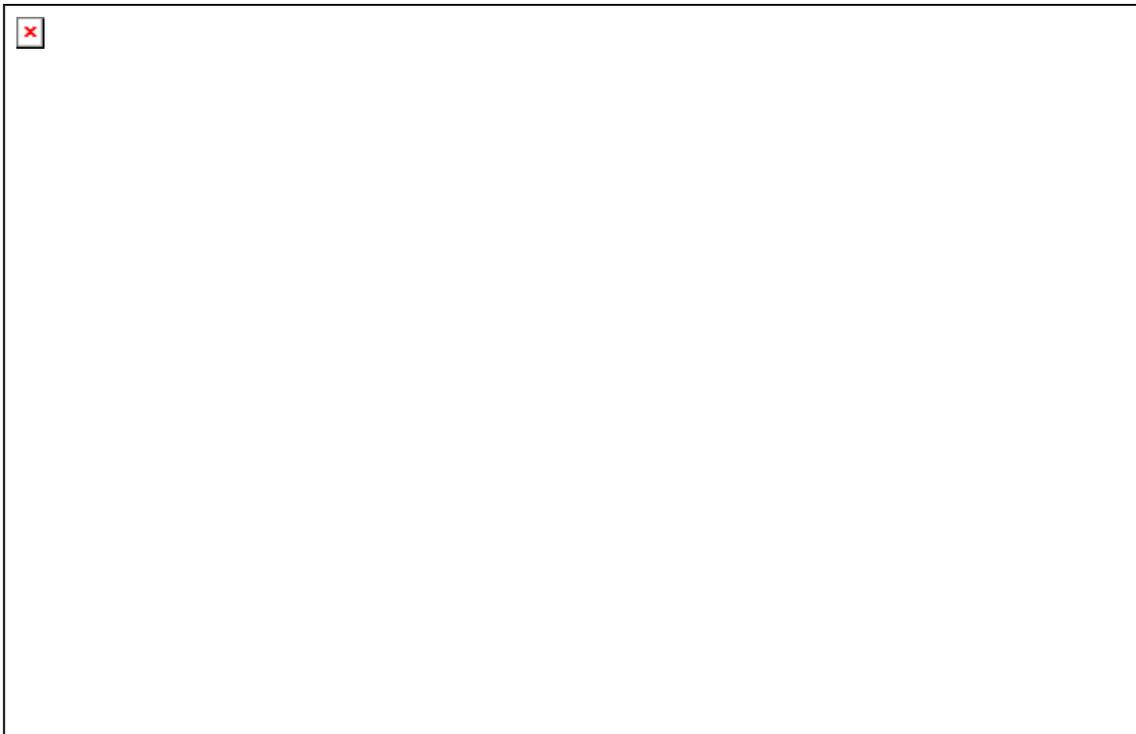


Figura 3.142B – Seção estratigráfica *strike* NE-SW com *datum* no topo da seqüência intermediária interpretada (na área de Treme).

Utilizando os mapas de isólita e as formas delineadas nos mesmos, os diagramas de *pizza* e também as seções estratigráficas com *datum* na Seqüência Intermediária, foi construído o modelo geológico representativo da Seqüência Intermediária (figura 3.143).

O modelo geológico desta seqüência é similar ao modelo da Seqüência Basal, variando um pouco a posição dos sedimentos subaquosos do leque deltaico.

Analisando toda a seção albo-aptiana, da base para o topo, observa-se um aumento na deposição de carbonatos. Na Seqüência Basal as litologias que predominam são siliciclásticos. Na Seqüência Intermediária os carbonatos ocorrem na mesma proporção que arenitos + conglomerados. Na Seqüência Superior, de acordo com Mendes (1994), os carbonatos predominam neste sistema. O predomínio dos carbonatos está associado a um decréscimo na entrada de siliciclásticos. Se a área-fonte foi denudada e a atividade tectônica foi reduzida, o ambiente se torna mais propício a deposição desta litologia.

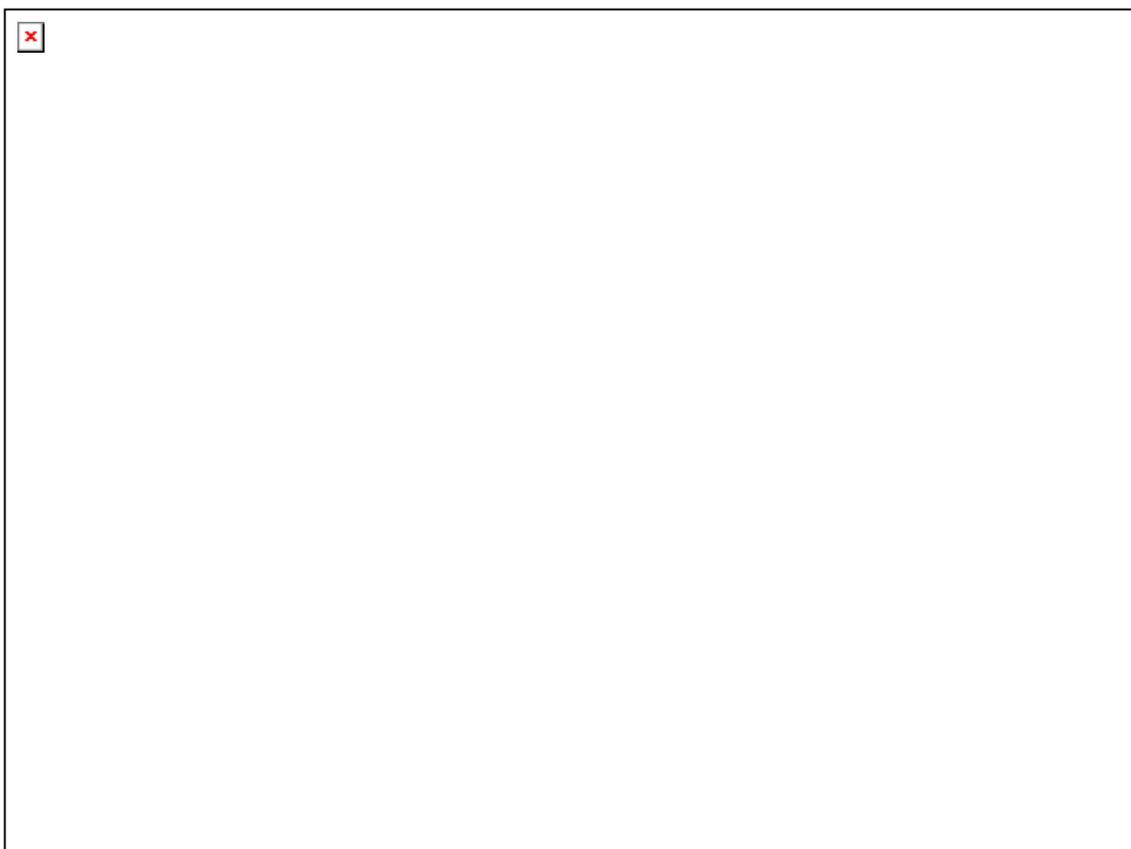


Figura 3.143 - Modelo geológico da Seqüência Intermediária construído a partir dos mapas de isólita e dados de poços.

3.5 - Potencial de Reservatório

Com relação à seção estudada, as fácies de planície deltaica são as que apresentam melhores características para reservatório. Possuem valores altos de porosidade (25 a 40%), poros conectados e corpos amalgamados. Para reservatório de água está perfeito. Para reservatório de hidrocarboneto é necessário que a mesma seja recoberta por uma rocha impermeável. Estes sedimentos são depositados durante o trato de mar alto. Para ser um bom reservatório para hidrocarbonetos, é necessário que o evento transgressivo seguinte cubra toda a seção continental com sedimentos pelíticos.

As fácies de *shoreface* podem ser bons reservatórios e o selo não é tão problemático, pois fácies distais com pelitos podem recobrir estes sedimentos.

Na seção estudada não ocorrem depósitos do trato de mar baixo. Estes depósitos são os que possuem melhor potencial para acumulação de hidrocarbonetos. Nesse sentido, a porção *offshore* da bacia deve ser investigada na medida que durante as fases de nível relativo de mar baixo os sedimentos proximais atravessariam a porção rasa da bacia e depositar-se-iam nas áreas distais, recobrando e sendo recobertos por sedimentos finos plataformais.

A figura 3.144 mostra uma seção vertical com barras carbonáticas na base, seguida por depósitos de frente deltaica e por último, depósitos de planície deltaica. Em relação ao espaço poroso, os depósitos de planície deltaica constituem o melhor reservatório. É seguido pelos depósitos de frente deltaica e pelos depósitos de *shoreface*. Ambos apresentam uma variação grande de porosidade com valores entre 5 e 20%. Nos arenitos de frente deltaica a permeabilidade é reduzida devido a presença de filossilicatos. Nos sedimentos costeiros, os constituintes bioclásticos nucleiam o cimento carbonático, reduzindo a porosidade. Os sedimentos carbonáticos quase sempre estão cimentados. A porosidade ocorre quando os carbonatos estão dolomitizados, apresentando porosidade intercrystalina, ou quando há dissolução de bioclasto, exibindo porosidade móldica. Esta porosidade muitas vezes não apresenta os poros conectados. Na figura 3.35 mostra o espaço poroso nestes três ambientes.

A seção vertical da figura 3.145 mostra os sedimentos costeiros e o espaço poroso parcialmente reduzido pela presença de bioclastos.



Figura 3.144 - Seção vertical com barras carbonáticas, arenitos de frente deltaica e conglomerados de planície deltaica mostrando o espaço poroso em cada ambiente (afloramento BF-8).

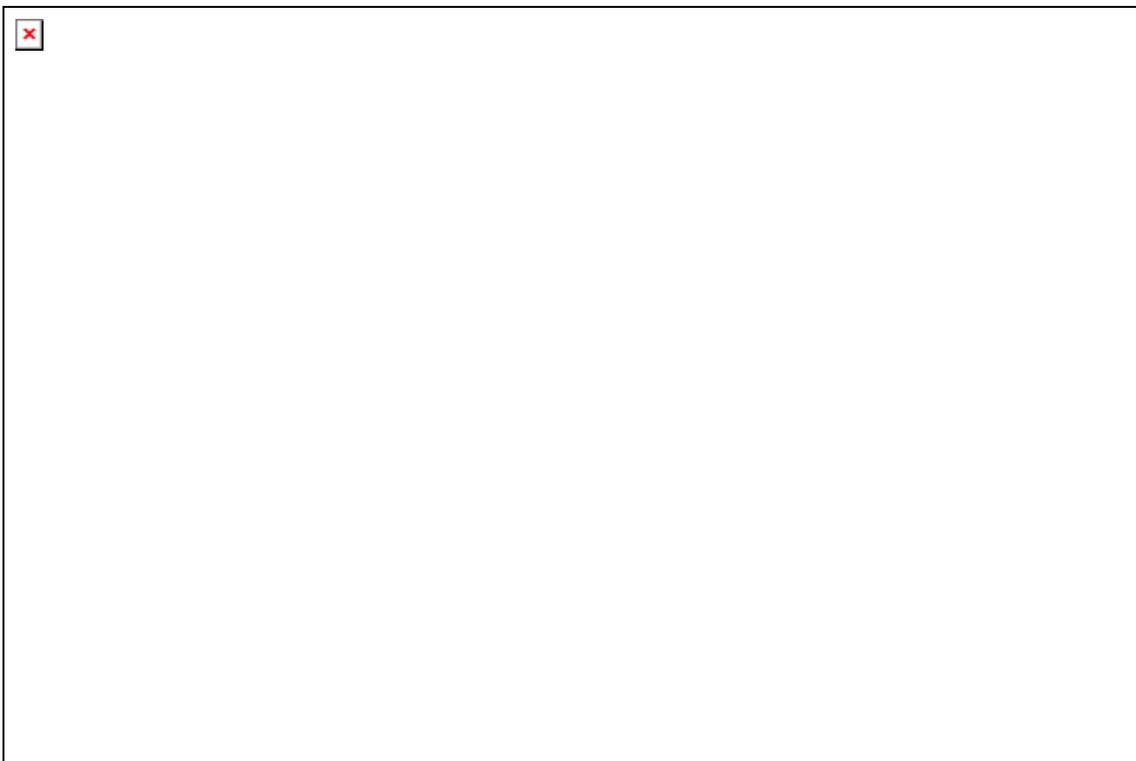


Figura 3.145 - Seção vertical em sedimentos de *shoreface* mostrando o sistema poroso neste ambiente (afloramento Man-8).

CAPÍTULO 4 - CONCLUSÕES

O estudo dos sedimentos mistos, carbonato e siliciclástico, da seção Albo-aptiana, na porção emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas, permitiu que se chegasse às seguintes conclusões:

1 - Os leques deltaicos são formados por fluxos fluidos (trativos) e secundariamente por fluxos gravitacionais, na planície deltaica, e por fluxos gravitacionais na frente deltaica, com direção do aporte sedimentar para sudeste.

2 - Os sedimentos costeiros são formados pelo retrabalhamento dos depósitos de frente deltaica e misturados aos bioclastos, apresentando direção de paleocorrente para sudoeste.

3 - As barras carbonáticas se formam sobre os sedimentos costeiros em períodos em que não há aporte de siliciclástico e também, na porção distal deste sistema, constituindo a rampa carbonática.

4 - Os depósitos areno-conglomeráticos da planície deltaica constituem os melhores reservatórios deste sistema: corpos amalgamados, alta razão arenito/folhelho e porosidade entre 25 e 40%.

5 - Os depósitos de frente deltaica e sedimentos costeiros são reservatórios regulares devido à diminuição na razão arenito/folhelho e porosidade variando de 5 a 20% (presença de filossilicatos para o primeiro e bioclastos nucleando a cimentação calcítica, para o segundo).

6 - Os carbonatos são reservatórios ruins, com porosidade regular a baixa, mas poros pouco conectados; apresentam nos sedimentos dolomitizados, porosidade móldica e intercrystalina

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHR, W.M. 1973. The carbonate ramp: An alternative to the shelf model. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., v. 23, p. 221-225.

ASMUS, H. E. & PORTO, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução tectônica da margem continental leste brasileira: Possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, SC. Anais..., São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1: 225-239.

AZEVEDO, R. L. M. 2001. O Albiano no Atlântico Sul: estratigrafia, paleoceanografia e relações globais. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 401 p. Tese de doutorado.

AZEVEDO, R. L. M. 2004. Paleoceanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 12(2): 231-249.

BARDAJI, T. et al. 1990. Pleistocene fan deltas in southeastern Iberian península: sedimentary controls and sea level changes. In: COLELLA, A. & PRIOR, D. B., eds. Coarse-grained Deltas. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 10, p. 129-151.

BELPERIO, A. P. & SEARLE, D. E. 1988. Terrigenous and carbonate sedimentation in the Great Barrier Reef Province. In: DOYLE, L. J. & ROBERTS, H. H., eds. Carbonate – Clastic Transitions; Developments in Sedimentology 42; Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam; p. 143-174.

BENGTSON, P. 1983. The Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil. Fossils and Strata, 12. Universitetsforlaget-Oslo.

BENGTSON P. & KOUTSOUKOS, E. A. M. 1992. Ammonite and foraminiferal dating of the first marine connection between the Central and South Atlantic. In: CURNELLE, R., ed. Géologie africaine. Boussene: Elf-Aquitaine. Compte-rendu dès Colloques de géologie de Lebrville, 6-8 mai 1991.

BROWN, L. F. JR. & FISHER, W. L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems : examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: PAYTON, C. E., ed. Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG, Memoir 26, p. 213-248.

CAINELLI, C.; FERNANDES, G. J. F.; VAN DER VEN, P. H. 1988. Bacia de Sergipe-Alagoas, geologia e exploração. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX, 12 p. Relatório Interno.

CARVALHO, M. A. 2001. Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. Universitat Heidelberg, Germany, 150 p. Tese de Doutorado.

DAVIS, J. L. & ANNAN, A. P. 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prospect.* 3, p 531-551.

DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W. E., ed. *Classification to Carbonate Rocks*. AAPG Memoir 1, p 108-121.

FARIA, E. L. 2002. Ground Penetrating Radar – Apostila. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Departamento de Engenharia de Minas.

FEIJÓ, F. J. 1989. Evolução tecto-sedimentar da Bacia Sergipe-Alagoas. Aracaju, PETROBRAS/DEPEX/DENEST. 6 p. Rel. Interno.

FEIJÓ, F. J. & VIEIRA, R. A. B. 1990. Seqüências cretáceas das bacias de Sergipe e Alagoas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CRETÁCEO, 1, Rio Claro, UNESP.

FEIJÓ, F. J. 1992. Seqüências continentais das fases pré-rifte e rifte da Sub-Bacia de Alagoas Central. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 165 p. Dissertação de mestrado.

FEIJÓ, F. J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1):149-161.

FOLK, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bull*, 43: 1-38.

FOLK, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E., ed. *Classification of Carbonate Rocks – A Symposium*. Tulsa, AAPG Memoir 1, p. 62-84.

FRIEDMAN, G. M. 1988. Histories of coexisting reefs and terrigenous sediments: the Gulf of Elat (Red Sea), Java Sea, and Neogene Basin of Negev, Israel. In: DOYLE, L. J. & ROBERTS, H. H., eds. *Carbonate – Clastic Transitions; Developments in Sedimentology 42*; Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam; p. 77-97.

GINSBURG, R.N. 1971. Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates. *AAPG Bull.*, 55: 340 (abstract).

GINSBURG, R.N. & JAMES, N.P. 1974. Holocene carbonate sediments of continental margins. In: BURKE, C.A. & DRAKE, C.L., eds. *The Geology of continental margins*. New York, Springer-Verlag, p. 137-155.

HAY, W. W.; ROSOL, M. J.; SLOAN II, J. L.; JORY, D. E. 1988. Plate tectonic control of global patterns of detrital and carbonate sedimentation. In: DOYLE, L. J. & ROBERTS, H. H., Carbonate – Clastic Transitions; Developments in Sedimentology 42; Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam; p. 1-34.

HUMPHREY, F. L. & ALLARD, G. O. 1969. Geologia da área do Domo de Itabaiana (Sergipe) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Própria; um elemento tectônico recém-reconhecido no escudo brasileiro. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Rel. interno.

JAMES, N.P. 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. In: WALKER, R. G., ed. Facies Models, 2nd ed. Ontario, Geological Association of Canada, p. 203-228.

JERVEY, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C. K. ET AL., eds. Sea Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication 42, p. 47-69

KAMOLA, D. L. & VAN WAGONER, J. C. 1995. Stratigraphy and facies architecture of parasequences with examples from the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation, Utah. In: VAN WAGONER, J. C. & BERTRAM, G. T., eds. Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits, AAPG Memoir 64, p. 27-54.

KOUTSOUKOS, E. A. M. & DIAS-BRITO, D. 1987. Paleobatimetria da margem continental do Brasil durante o Albiano. Rev. Bras. de Geoc., São Paulo, 17: 86-91.

KOUTSOUKOS, E. A. 1989. Mid- to late Cretaceous microbiostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. Plymouth, Polytechnic South West. PhD Thesis.

LANA, M. C. 1985. Rifting na Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto. 124p. Tese de Mestrado em Geociências.

LOWE, D. R. 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. Sedimentology, 23: 285-308.

LOWENSTAM, H.A. 1955. Aragonite needles and some sedimentary implications. Journal of Sedimentary Petrology, 25: 270-272.

MCNEILL, D. F.; GINSBURG, R. N.; EBERLI, G. P. 2002. Comparative sedimentology of a mixed carbonate-siliciclastic system, Belize, Central America. University of Miami. Miami, Flórida. Field Seminar.

MENDES, J. M. C. 1994. Análise Estratigráfica da Seção Neo-Aptiana / Eocenomaniana (Fm. Riachuelo) na área do Alto de Aracaju e adjacências –

Bacia de Sergipe-Alagoas; Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 165 p. Tese de Mestrado.

MITCHUM, R. M. JR. et al. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: PAYTON, C. E., ed. Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration; AAPG, Memoir 26, p. 117-143.

MOUNT, J. F. 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12: 432-435.

MORAES REGO, L. F. 1933. Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. *Ouro Preto, Ann. Esc. Minas*, 24: 31-84.

MULLINS, H.T. 1986. Carbonate depositional environments. Modern and Ancient. Part 4: periplatform carbonates. *Quarterly Journal of Colorado School of Mines*, 81: 1-63.

NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66: 261-330.

NELSEN, J.E.& GINSBURG, R.N. 1986. Calcium carbonate precipitation by epibionte of *Thalassia* in Florida Bay. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 622-628.

OJEDA, H. A. O. & FUGITA, A. M. 1974. Bacia Sergipe-Alagoas: geologia regional e perspectivas petrolíferas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. *Anais...*, São Paulo, 1:137-158.

PALAGI, P. R. 1968. Mapas litoestratigráficos regionais das Formações Piaçabuçu, Cotinguiba, Riachuelo e Muribeca – Texto explicativo. Maceió, Alagoas, PETROBRAS. Relatório Interno.

PORSANI, J. L. & RODRIGUES, A. R. 1995. GPR: Uma nova ferramenta para aquisição de dados geofísicos de muito alta resolução. Rio de Janeiro, PETROBRAS / CENPES / DIVEX / SEGEF. Relatório Interno.

POSAMENTIER, H. W. ET AL. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: WILGUS, C. K. ET AL. eds. *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ. 42, p. 110-124.

POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. In: WILGUS, C. K. ET AL., eds. *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, p. 125-154.

POSAMENTIER, H. W. ET AL. 1992. Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bull.*, 76:1687-1709.

POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Concepts in Sedimentology and Paleontology n. 7.

READ, J.F. 1985. Carbonate platforms facies models. AAPG Bull., 69: 1-21.

ROBERTS, H. H. & MURRAY, S. P. 1988. Gulfs of the Northern Red Sea: Depositional settings of abrupt siliciclast-carbonate transitions. In: DOYLE, L. J. & ROBERTS, H. H., eds. Carbonate – Clastic Transitions; Developments in Sedimentology 42; Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam; p. 99-142.

SCHALLER, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. Boletim Técnico da Petrobras, Rio de Janeiro, 12(1): 21-86.

SCHALLER, H.; DELLA FAVERA, J. C. ; TIBANA, P. 1980. Roteiro Geológico da Bacia Sergipe-Alagoas. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX. 1:1-19. Relatório Interno.

SCHOLLE, P.A. 1978. A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. Tulsa, AAPG Memoir 27, 241 p.

SIMONE, L. 1981. Ooids: a review. Earth-Science Review, 16: 319-355.

SPENCER, R.J. & DEMICCO, R.V. 1989. Computer models of carbonate platform cycles driven by subsidence and eustasy. Geology, 17: 165-168.

TERRA, G. J. S. & LEMOS, V. B. 1999. Algas solenoporáceas do Albo-cenomaniano das bacias do nordeste do Brasil – Implicações paleoecológicas e paleobiogeográficas. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCEAS DO BRASIL, 5; SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1, Serra Negra, Rio Claro, UNESP, p. 23-28.

TUCKER, M.E. 1981. Sedimentary petrology: an introduction. Oxford, Blackwell. 252 p.

VAIL, P. R.; MITCHUM JR, R. M; THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E., ed. Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Explorations. AAPG, Memoir 26, p 83-97.

VAIL, P. R. et al. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: EINSELE ET AL. eds. Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin, Springer-Verlag, p. 617-659.

WALKER, R. G. & PLINT, A. G. 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P., eds. Facies Models: Response to Sea Level Change; Geological Association of Canada, p. 219-238.

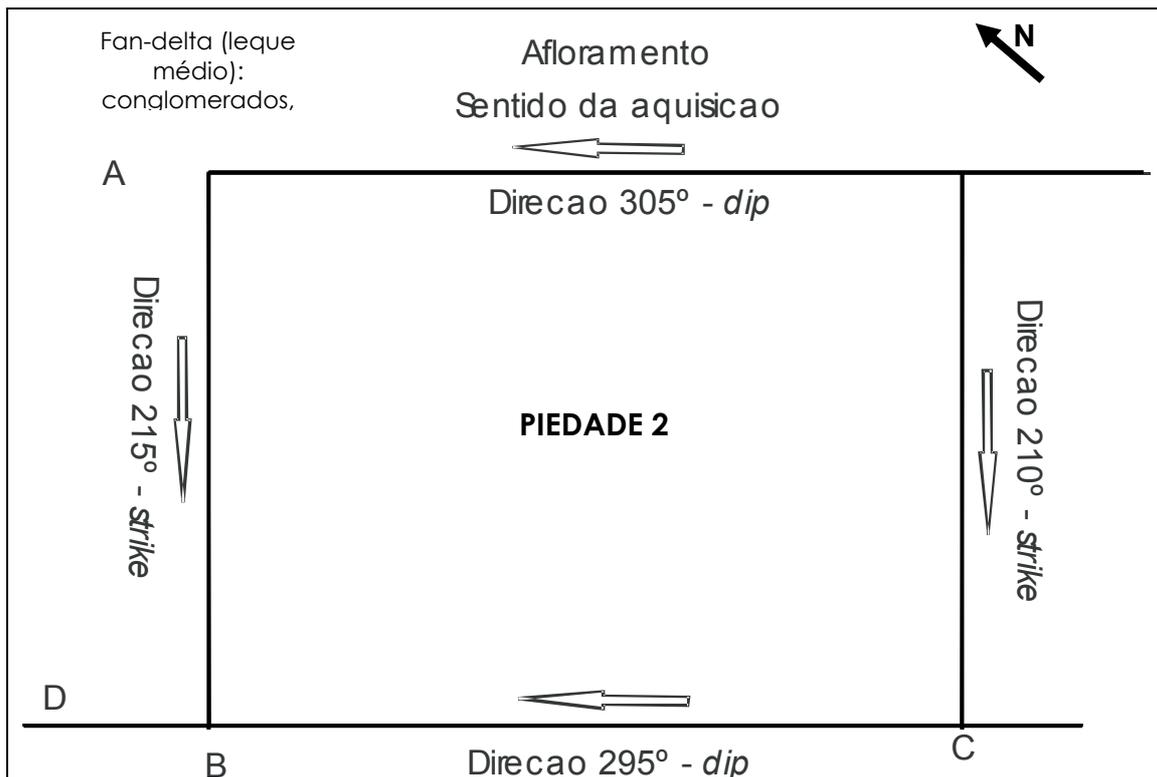
WESCOTT, W. A. & ETHRIDGE, F. G. 1990. Fan-deltas – alluvial fans in coastal settings. In: RACHOKI, A. H. & CHURCH, M., eds. *Alluvial Fans: a Field Approach*; Wiley, Chichester, p. 195-211.

WILSON, J.L. 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Berlin, Springer-Verlag. 471 p.

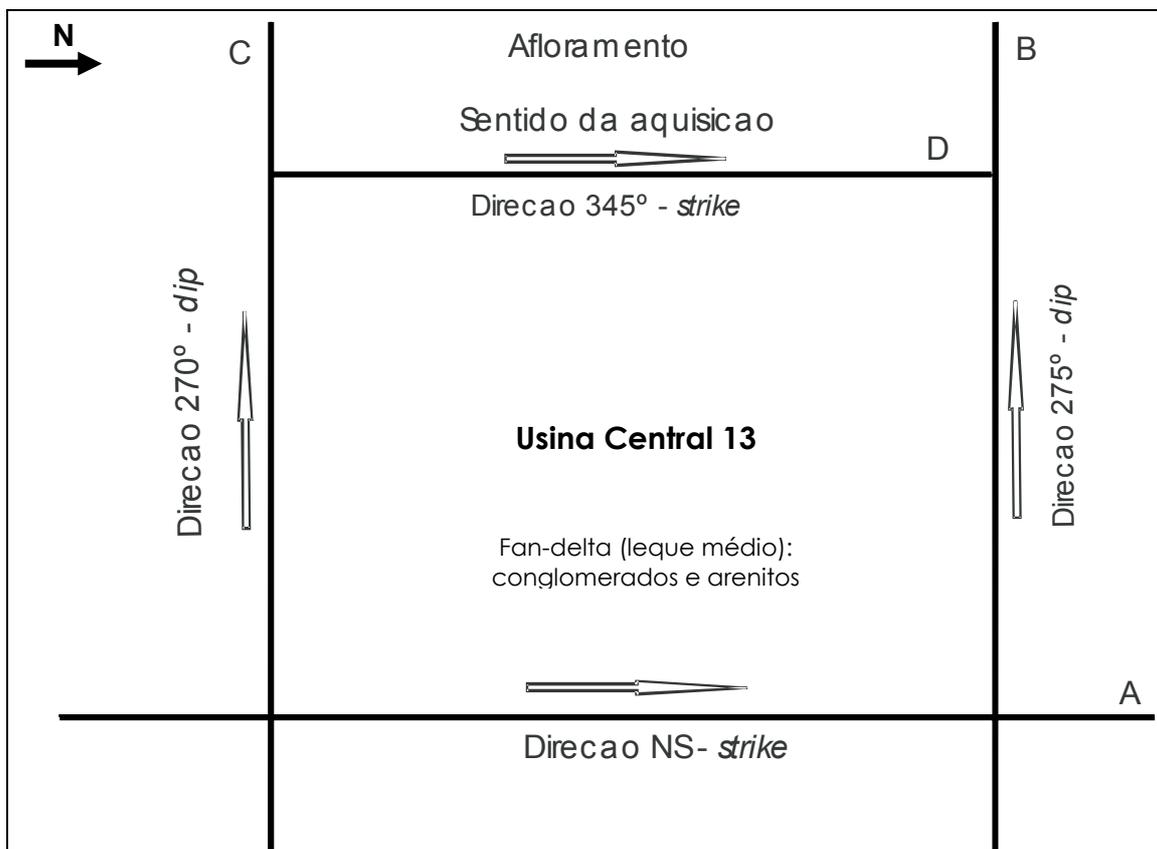
WORSLEY, T. R. & DAVIES, T. A. 1979. Sea level fluctuations and deep-sea sedimentation rates. *Science*, 203: 455-456.

ANEXOS

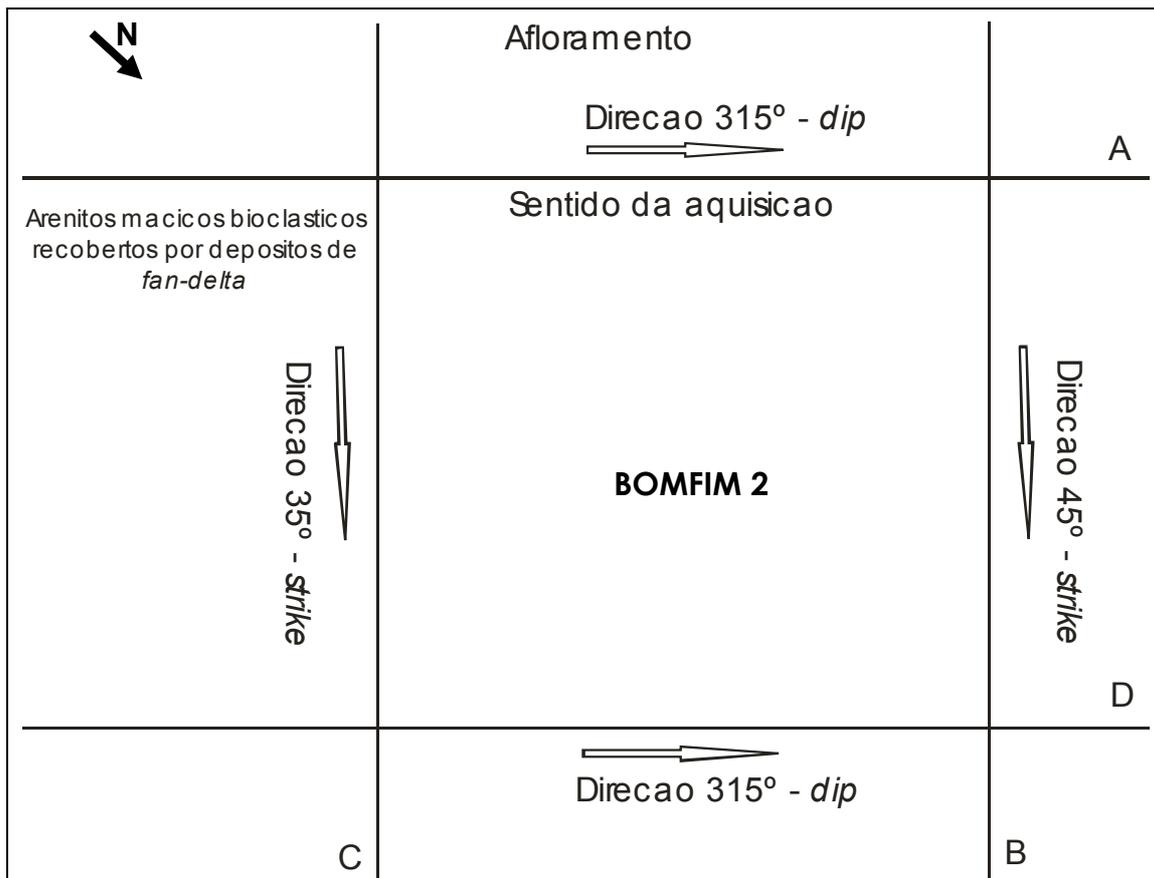
1 – Aquisição de dados com georadar na área de Piedade 2.....	170
2 – Aquisição de dados com georadar na área de Usina Central 13.....	170
3 – Aquisição de dados com georadar na área de Bomfim 2.....	171
4 – Aquisição de dados com georadar na área de Bomfim 8.....	171
5 – Aquisição de dados com georadar na área de Usina Central 3, 2, 1 e 1B.....	172
6 – Tabela de coordenadas UTM dos afloramentos e poço.....	173
7 – Tabela de fácies.....	174
8 – Descrição do afloramento Espírito Santo-6.....	175
9 – Descrição do afloramento Usina Central -13.....	176
10 – Descrição do afloramento Bomfim-12.....	177
11 – Descrição do afloramento Piedade-2.....	178
12 – Descrição do afloramento Bomfim-2.....	179
13 – Descrição do afloramento Usina Central-1.....	180
14 – Descrição do afloramento Usina Central-1A.....	181
15 – Descrição do afloramento Usina Central-15.....	182
16 – Descrição do afloramento Usina Central-14.....	183
17 – Descrição do afloramento Usina Central-2.....	184
18 – Descrição do afloramento Usina Central-3.....	185
19 – Descrição do afloramento Bomfim-8.....	186
20 – Descrição do afloramento Usina Central-1B.....	187
21 – Descrição do afloramento Bomfim -1.....	188
22 – Descrição do afloramento Mangueira-8.....	189
23 – Descrição do afloramento Bomfim-9.....	190
24 – Descrição do afloramento Bomfim-3.....	191
25 – Descrição do afloramento Mato Grosso-1.....	192
26 – Descrição do afloramento Bomfim-5.....	193



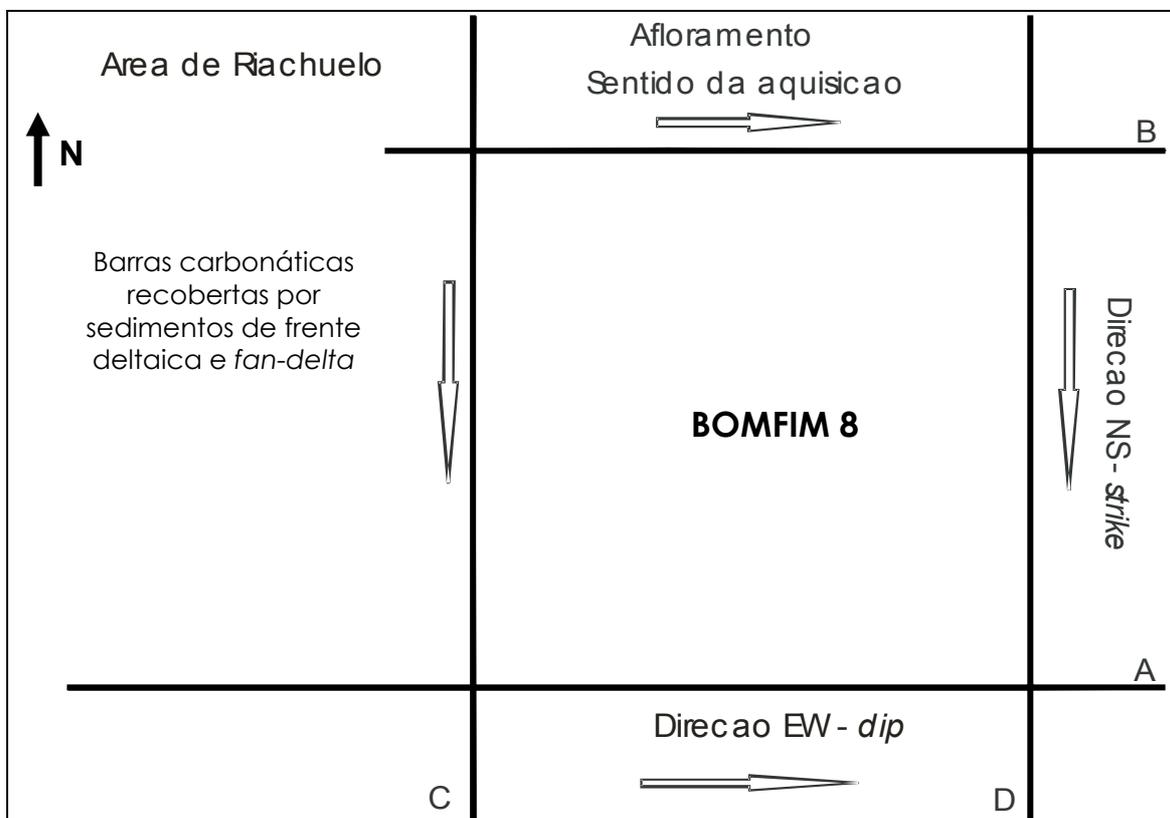
Anexo 1 – Aquisição de dados com georadar na área de Piedade-2.



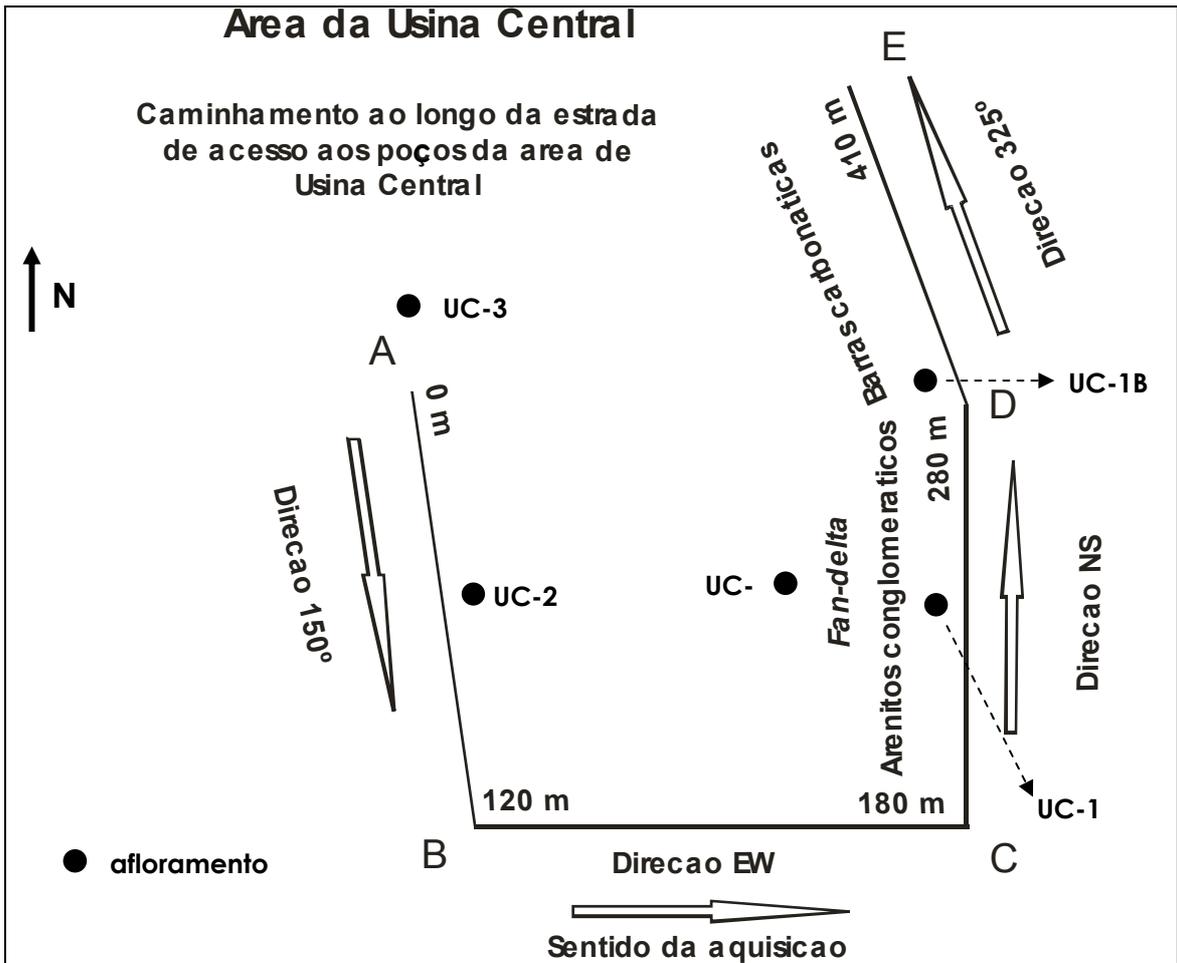
Anexo 2 – Aquisição de dados com georadar na área de Usina Central-13.



Anexo 3 – Aquisição de dados com georadar na área de Bomfim-2.



Anexo 4 – Aquisição de dados com georadar na área de Bomfim 8.



Anexo 5 – Aquisição de dados com georadar na área de Usina Central-3, 2, 1 e 1B.

COORDENADAS UTM DE AFLORAMENTOS E POÇO			
SIGLA	Y	X	AFLORAMENTO
BF1	8818200	698550	BOMFIM-1
BF2	8817750	697760	BOMFIM-2
BF3	8816190	697440	BOMFIM-3
BF4	8816680	697380	BOMFIM-4
BF7	8816600	696910	BOMFIM-7
BF8	8817080	697240	BOMFIM-8
BF9	8816790	696920	BOMFIM-9
BF11	8816420	696760	BOMFIM-11
BF12	8818000	698560	BOMFIM-12
ES2	8813450	692440	ESPIRITO SANTO-2
ES6	8813070	690480	ESPIRITO SANTO-6
MG1	8816370	704470	MATO GROSSO-1
MG2	8817170	704440	MATO GROSSO-2
MAN8	8813620	695570	MANGUEIRA-8
PIE1	8817210	696380	PIEDADE-1
PIE7	8817470	695520	PIEDADE-7
SRL1	8821540	698960	SANTA ROSA DE LIMA-1
UC1	8815150	695900	USINA CENTRAL-1
UC1A	8815150	695900	USINA CENTRAL-1A
UC1B	8815150	695900	USINA CENTRAL-1B
UC2	8815120	695820	USINA CENTRAL-2
UC3	8815260	695710	USINA CENTRAL-3
UC8	8814880	694670	USINA CENTRAL-8
UC13	8815770	695430	USINA CENTRAL-13
UC14	8816440	695660	USINA CENTRAL-14
UC15	8815990	695660	USINA CENTRAL-15

Anexo 6 – Tabela de coordenadas UTM de afloramentos e poço.

FÁCIES			
Membro			Ambiente
Angico	Cgl	Conglomerado	Leque deltaico
	Cbio	Conglomerado bioclástico	Marinho raso
	Amgc	Arenito muito grosso com estratificação cruzada	Leque deltaico
	Afgm	Arenito fino a muito grosso maciço	
	Afgb	Arenito fino a grosso bioclástico	Marinho raso
	Afgp	Arenito fino a grosso com estratificação plano-paralela	
	Amo	Arenito com microestratificação ondulada truncada	Marinho raso
	Afmt	Arenito fino a médio com alinhamento de grãos	Frente deltaica
	Ap	Arenito com paleossolo	Planície deltaica
	Aarg	Arenito fino argiloso bioturbado	
	Abt	Arenito bioturbado	
	I	Interlaminado	Marinho raso
	Slit	Siltito	
	Flh	Folhelho	
	Grain	<i>Grainstone</i>	Barras
	Pack	<i>Packestone</i>	Barras
	Wack	<i>Wackestone</i>	Rampa carbonática
	Clu	Calcilutito	Rampa carbonática
Oiterinhos	And	Anidrita	Supramaré

Anexo 7 – Tabela de fácies.

Espírito Santo ES-6 Autor: Célia Data: agosto 2005 Escala: 1:46 Folha: 1/1

LEGENDA

≡ Estratificação plano paralela

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calometria
- P - Plug
- F - Foto detalhe
- PA - Paleontologia

Sondador	Testemunho	Caixa	Amostragem	Granulometria	Estruturas	Descrição	Fácies
CU							
	0.0					<p>Conglomerado polimítico, com seixos de 2 a 15 cm, variando do menor tamanho para o maior, de subangular a bem arredondado, constituídos por quartzo, quartzito, xisto e granito. A matriz é formada por arenito médio a grosso, subarcóscico, lítico, com porosidade de 40%; geometria lenticular, camadas com espessura decimétrica.</p>	Cgl
	0.1					<p>Arenito muito fino a médio, mal selecionado, com grânulos e seixos até 1 cm, subangular a subarredondado, estratificação plano-paralela, geometria tabular.</p>	Afgp
	0.2					<p>Arenito conglomerático, com grânulos e seixos de 10 a 15 cm, mal selecionado, matriz de arenito médio, estratificação plano-paralela, seixos orientados nos planos de estratificação.</p>	Cgl
	0.3						L
	0.4						Leque médio
	0.5						
	0.6						
	0.7						
	0.8						
	0.9						
	1.0						

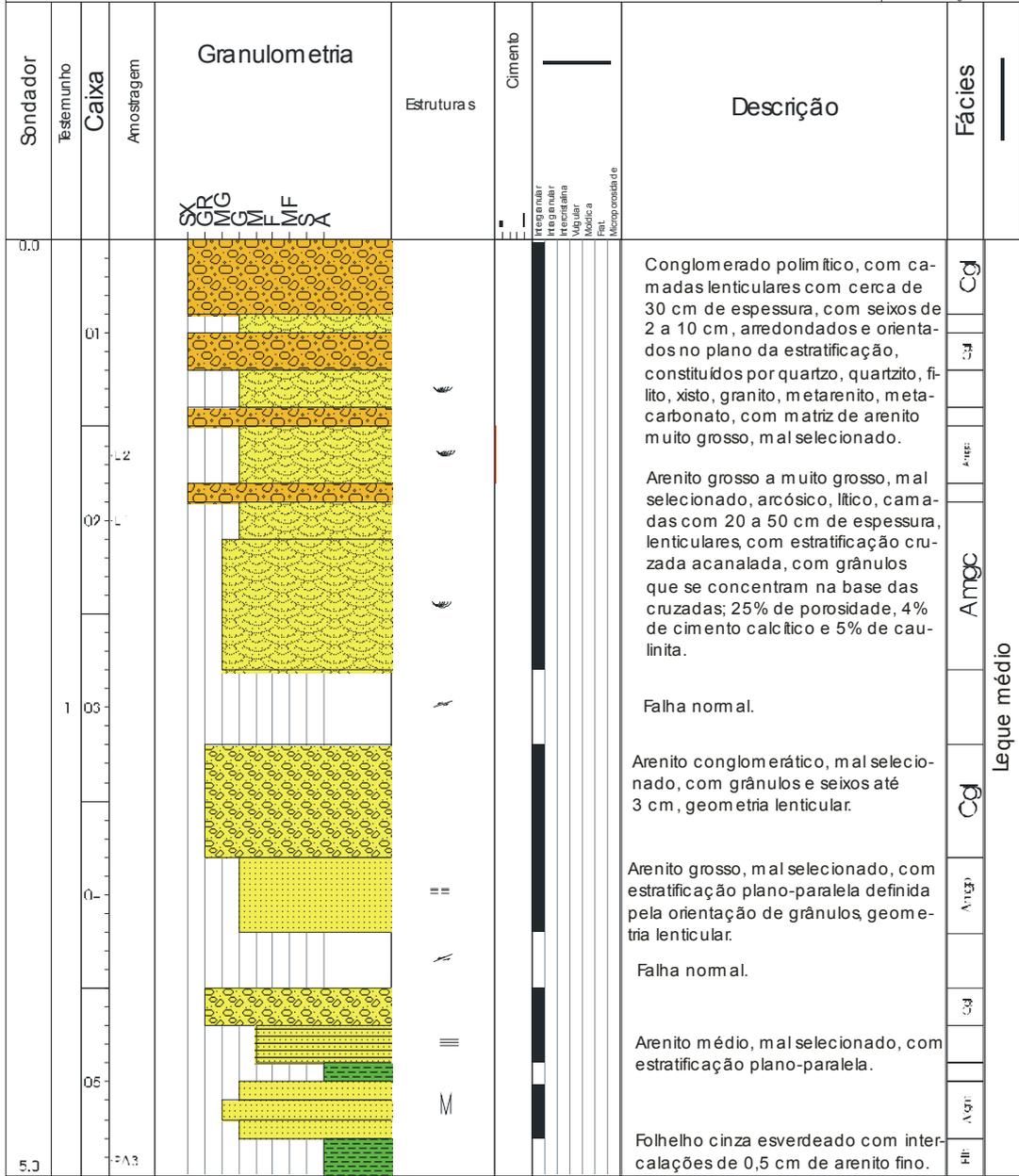
Anexo 8 – Descrição do afloramento Espírito Santo-6.

Usina Central UC-13 Autor: Célia Data: agosto 2005 Escala: 1:29 Folha: 1/1

LEGENDA

- ↖ Estratificação cruzada acanalada festonada
- ↘ Falha normal
- == Estratificação plano-paralela pouco definida
- Estratificação plano-paralela
- M Maciço

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- FA - Paleontologia



Leque médio

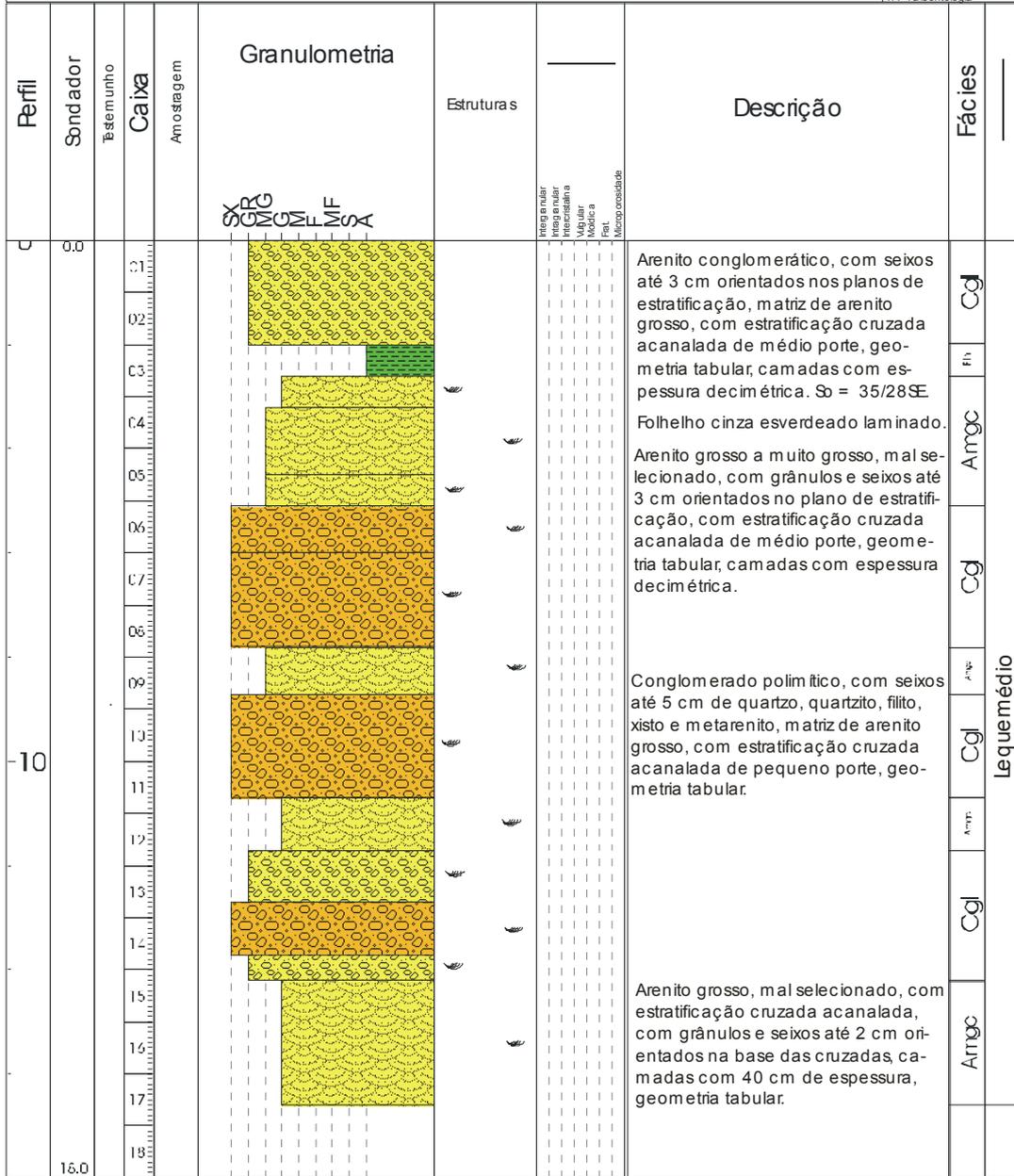
Anexo 9 – Descrição do afloramento Usina Central -13.

Bomfim BF-12 Autor: Célia Data: agosto 2005 Escala: 1:102 Folha: 1/1

LEGENDA

— Estratificação cruzada acanalada festonada

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto detalhe
- PA - Paleontologia



Anexo 10 – Descrição do afloramento Bomfim-12.

Bomfim

Afloramento: BF-2

Autor: Célia Falcone

Data: Março 2005

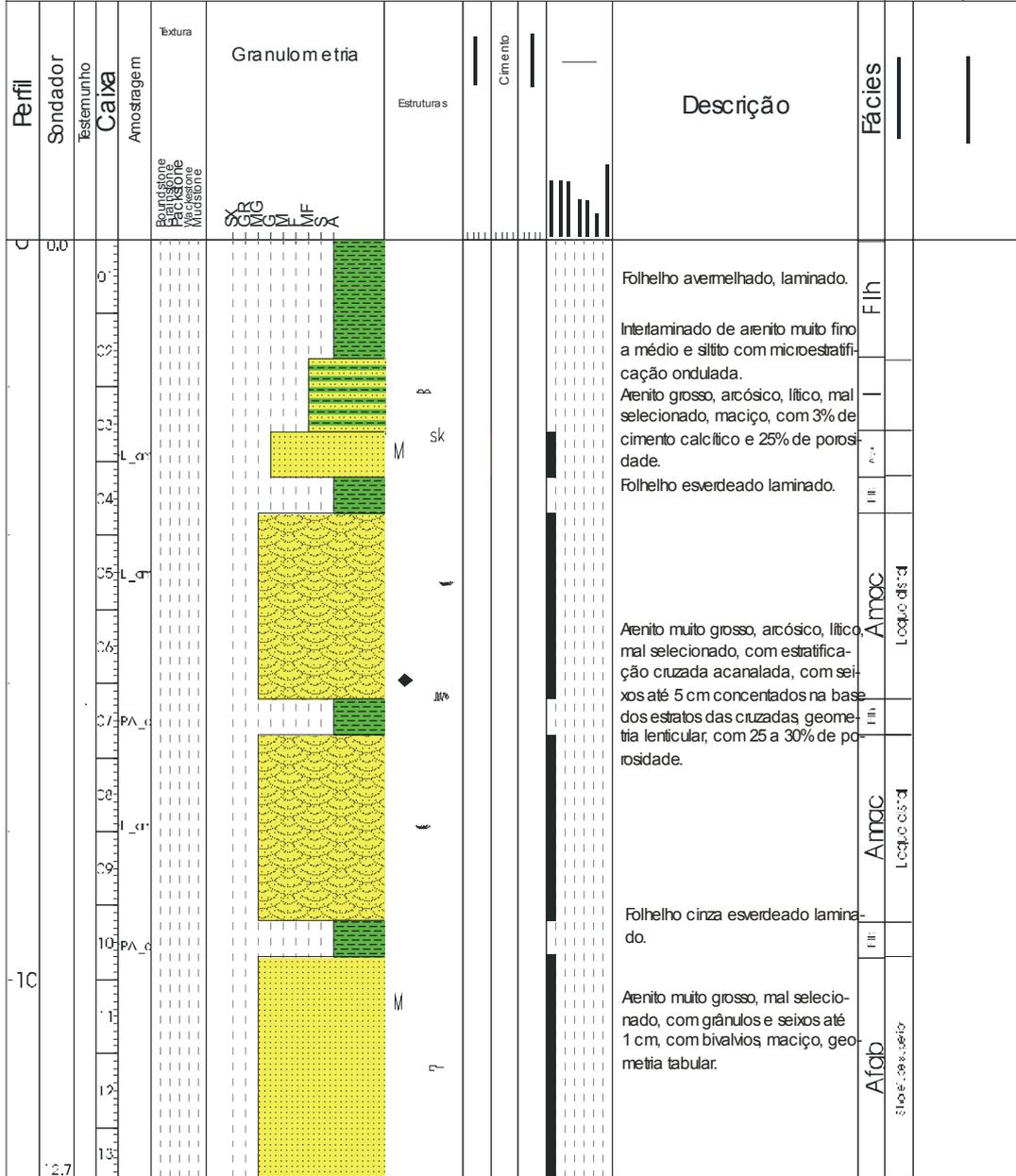
Escala: 1:72

Folha: 1/1

LEGENDA

- Microestratificação ondulada
- Sk Sólitos
- M Maciço
- Estratificação cruzada acanalada festonada
- Fragmentos pelíticos
- Base erosional

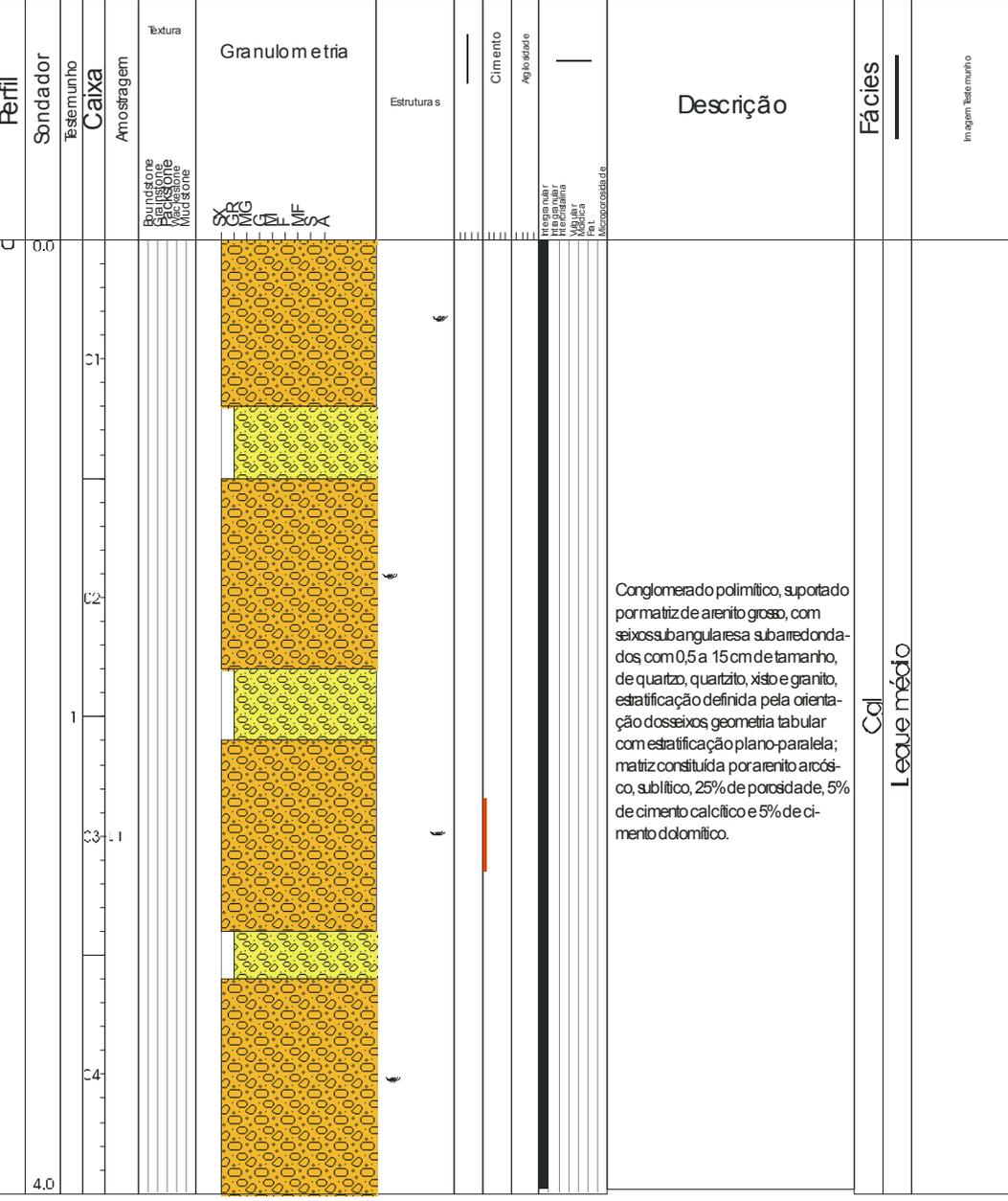
- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto detalhe
- PA - Paleontologia



Anexo 12 – Descrição do afloramento Bomfim-2.

Usina Central	UC-1	Autor: Célia Falcone	Data: Março 2005	Escala: 1:23	Folha: 1/1
---------------	------	----------------------	------------------	--------------	------------

LEGENDA	<ul style="list-style-type: none"> L - Lâmina D - DRX M - MEV G - Granulometria C - Calcimetria P - Plug F - Foto detalhe PA - Paleontologia
----------------	--



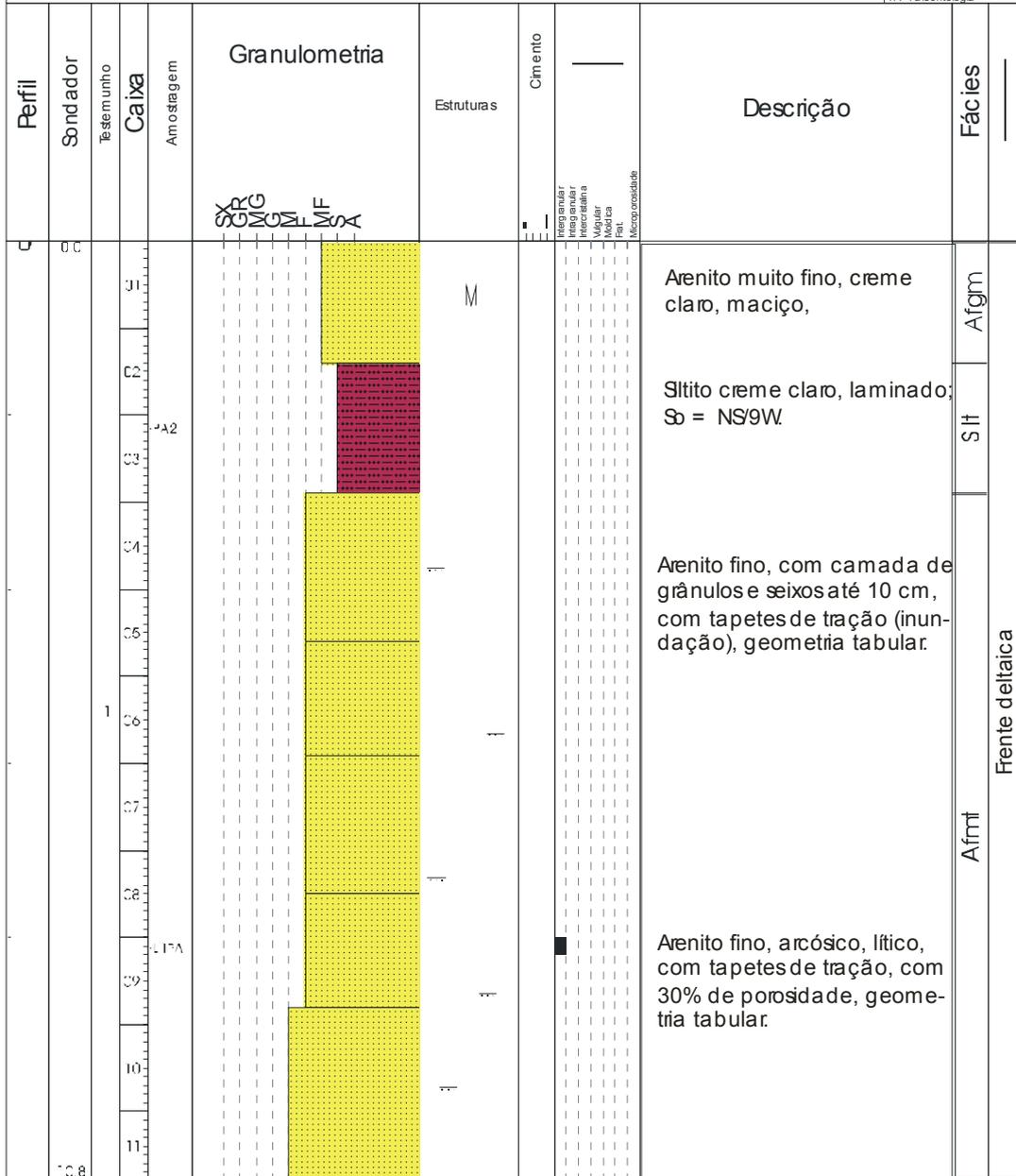
Anexo 13 – Descrição do afloramento Usina Central-1.

Usina Central Afloramento: UC-15 Autor: Célia Data: agosto 2005 Escala: 1:62 Folha: 1/1

LEGENDA

M - Maciço
— Tapete de tração

L - Lâmina
D - DRX
M - MEV
G - Granulometria
C - Calcimetria
P - Plug
F - Foto detalhe
PA - Paleontologia



Anexo 15 – Descrição do afloramento Usina Central-15.

Usina Central UC-14 Autor: Célia Data: agosto 2005 Escala: 1:75 Folha: 1/1

LEGENDA

~ Estratificação cruzada a canalada festonada
= Estratificação plano-paralela

L - Lâmina
D - DRX
M - MEV
G - Granulometria
C - Calibimetria
P - Plug
F - Foto detalhe
PA - Paleontologia

Perfil	Sondador	Testemunho	Caixa	Amostragem	Granulometria	Estruturas	Descrição	Fácies
C	0.0				XRG XON XOM XLM XMF XOK			
			C1				Conglomerado polimítico, com seixos até 10 cm de quartzo, filito, xisto, quartzito e granito, matriz de arenito grosso, mal selecionado, geometria tabular.	Cgl
			02				Arenito fino a médio, mal selecionado, com camadas até 5 cm de arenito grosso a muito grosso com grânulos e seixos até 1 cm, com estratificação cruzada acanalada, geometria tabular.	Amgc
			03				Folhelho silítico esverdeado, laminado.	
			04					
			05					
			06					
			07				Conglomerado polimítico, com seixos até 15 cm, predominando seixos de 5 cm de quartzo, quartzito, filito, xisto e metarenito, com matriz de arenito grosso, mal selecionado, camadas com espessura decimétrica, geometria tabular.	Cgl
			08					
			09					
			10					
			11				Arenito grosso a muito grosso, arcósi-co, lítico, mal selecionado, com camadas centimétricas de grânulos e seixos até 5 cm, predominando 1 cm, com 30% de porosidade, com estratificação plano-paralela.	Algp
			12					
			13					
			13.2					

Frente de talca

Anexo 16 – Descrição do afloramento Usina Central-14.

Usina Central

UC-2

Autor: Célia

Data: agosto 2005

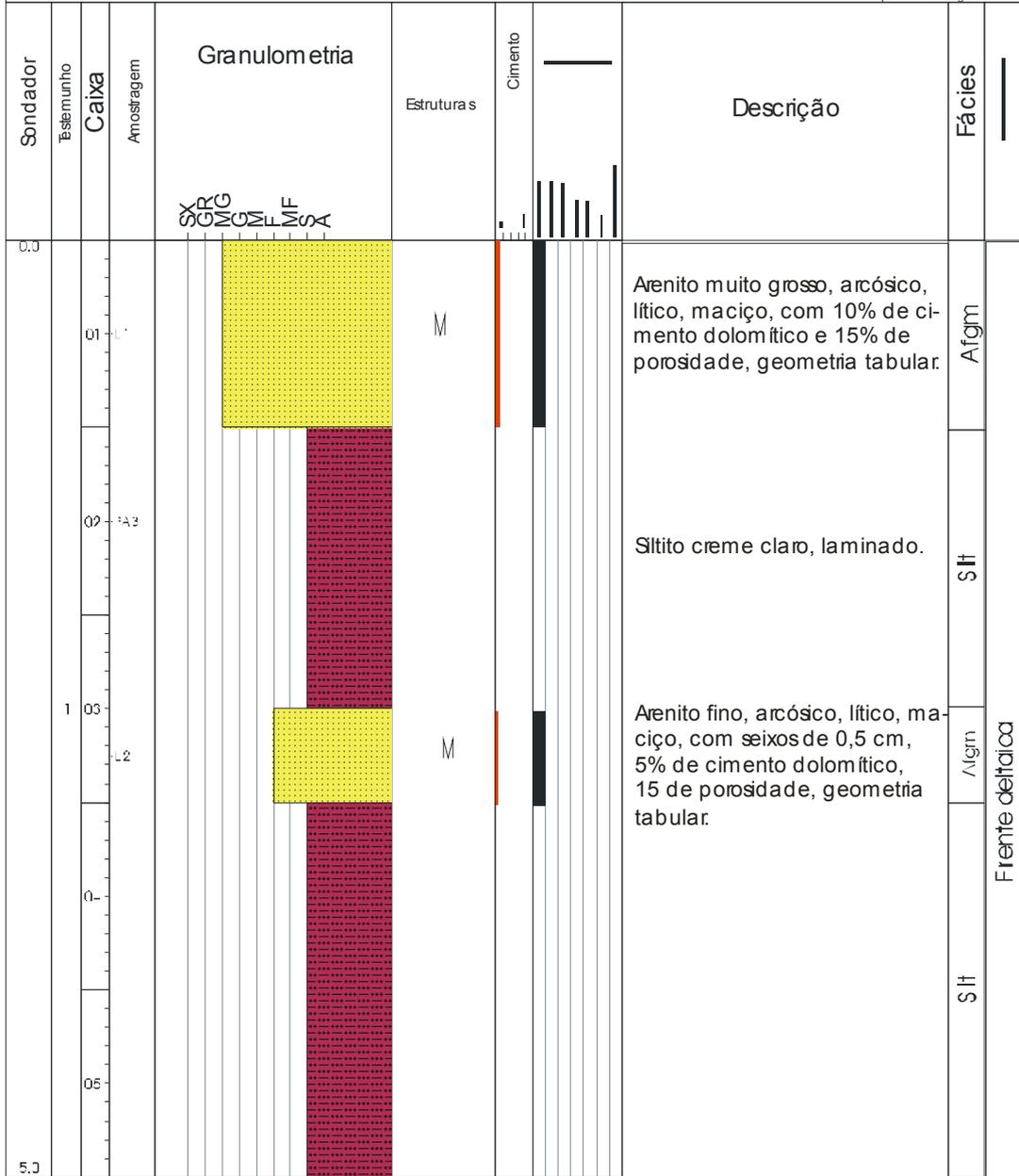
Escala: 1:29

Folha: 1/1

LEGENDA

M Maciço

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia



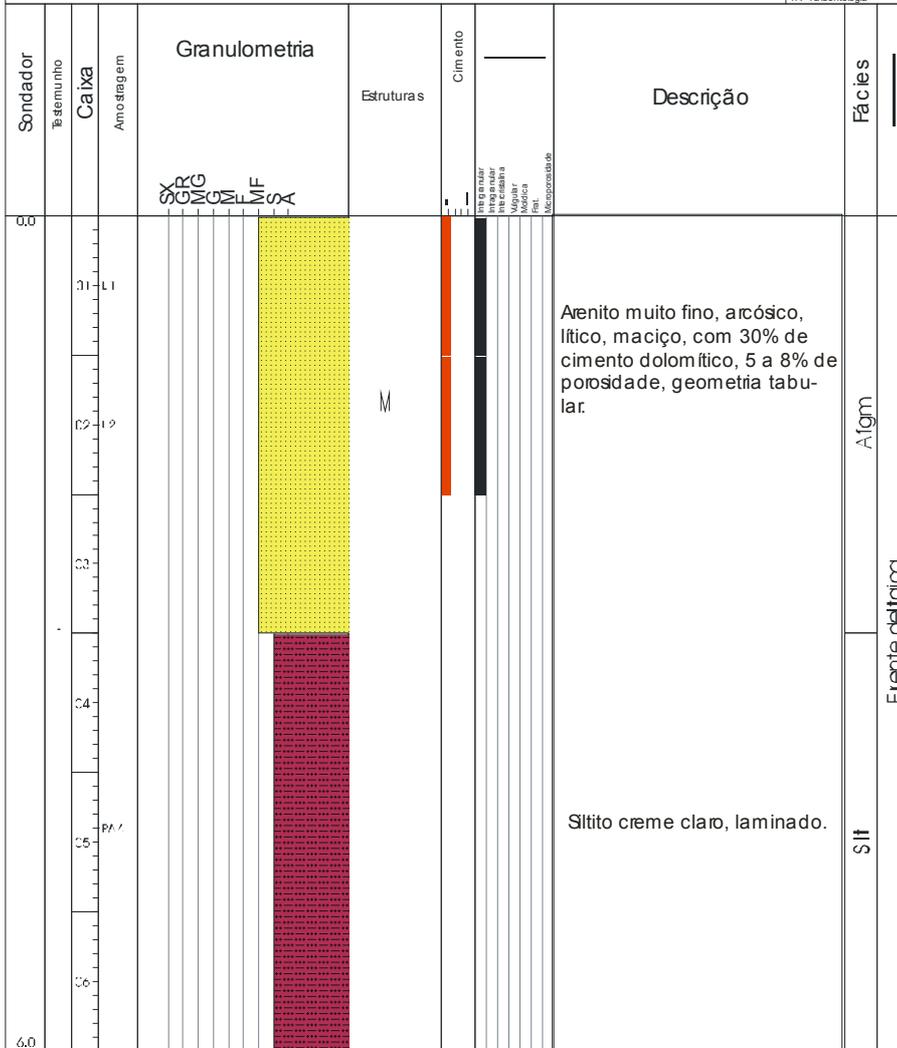
Anexo 17 – Descrição do afloramento Usina Central-2.

Usina Central Afloramento: UC-3 Autor: Célia Data: agosto 2005 Escala: 1:34 Folha: 1/1

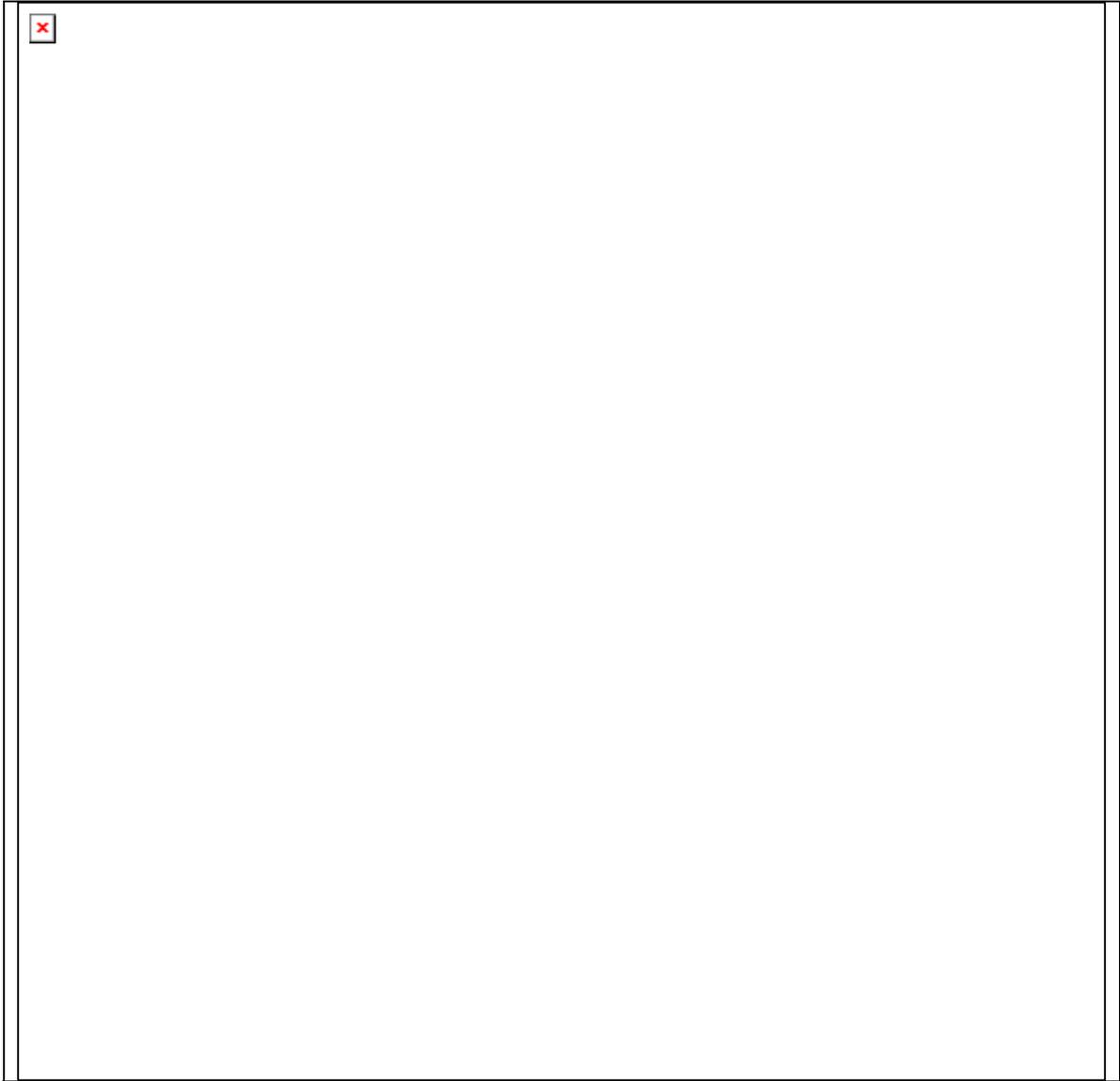
LEGENDA

M - Maciço

L - Lâmina
D - DRX
M - MEV
G - Granulometria
C - Calcinometria
P - Plug
F - Foto de detalhe
RA - Radiologia



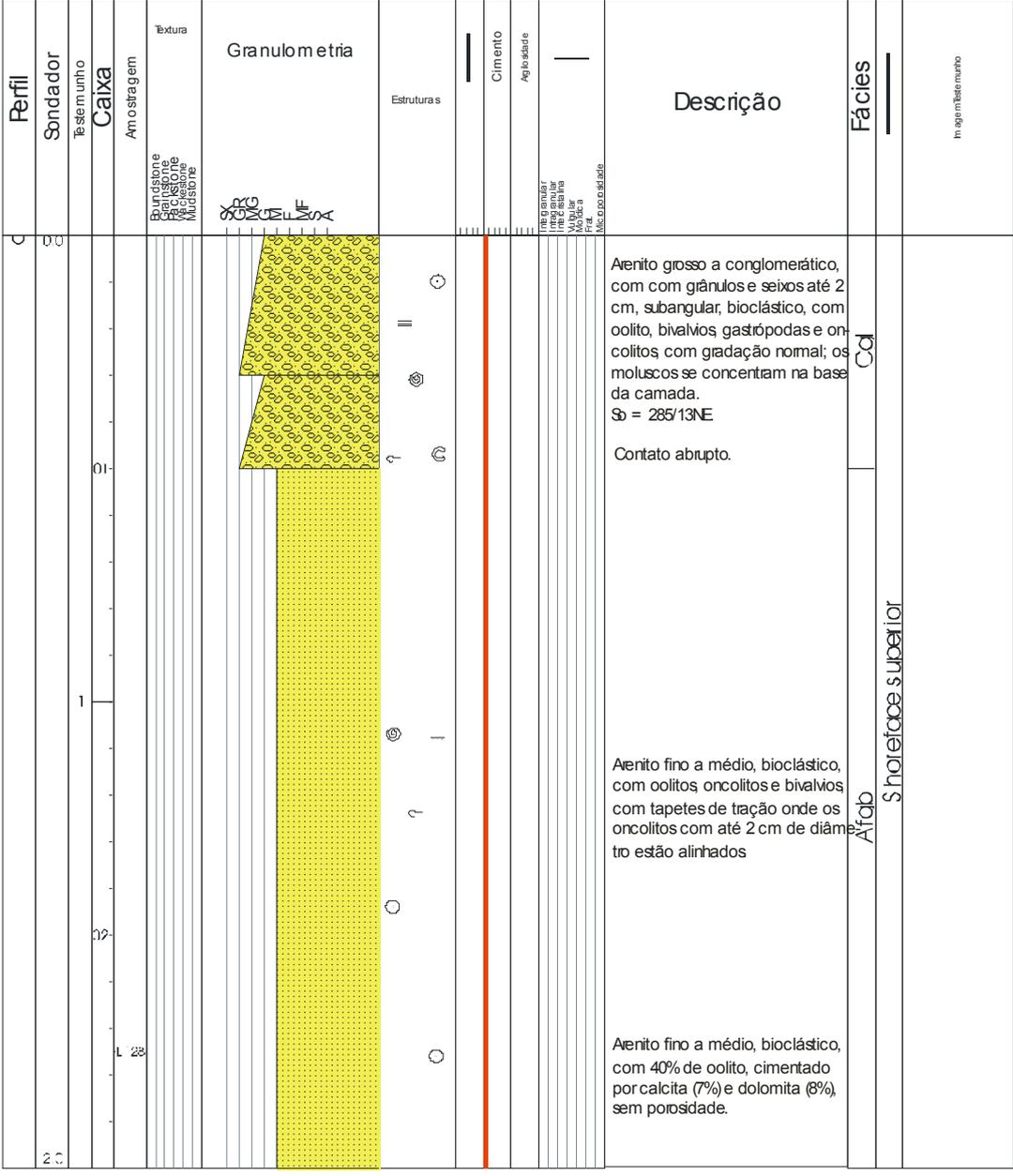
Anexo 18 – Descrição do afloramento Usina Central-3.



Anexo 19 – Descrição do afloramento Bomfim-8.

Usina Central Poço: UC-1B Autor: Célia Falcone Data: Março 2005 Escala: 1:12 Folha: 1/1

LEGENDA	
○ Oolito	L - Lâmina
— Estratificação plano paralela	D - DRX
⊕ Oncolito	M - MEV
⊕ Gastrópode	G - Granulometria
— Bivalvo	C - Calcimetria
— Tapete de tração	P - Plug
	F - Foto detetive
	PA - Paleontologia



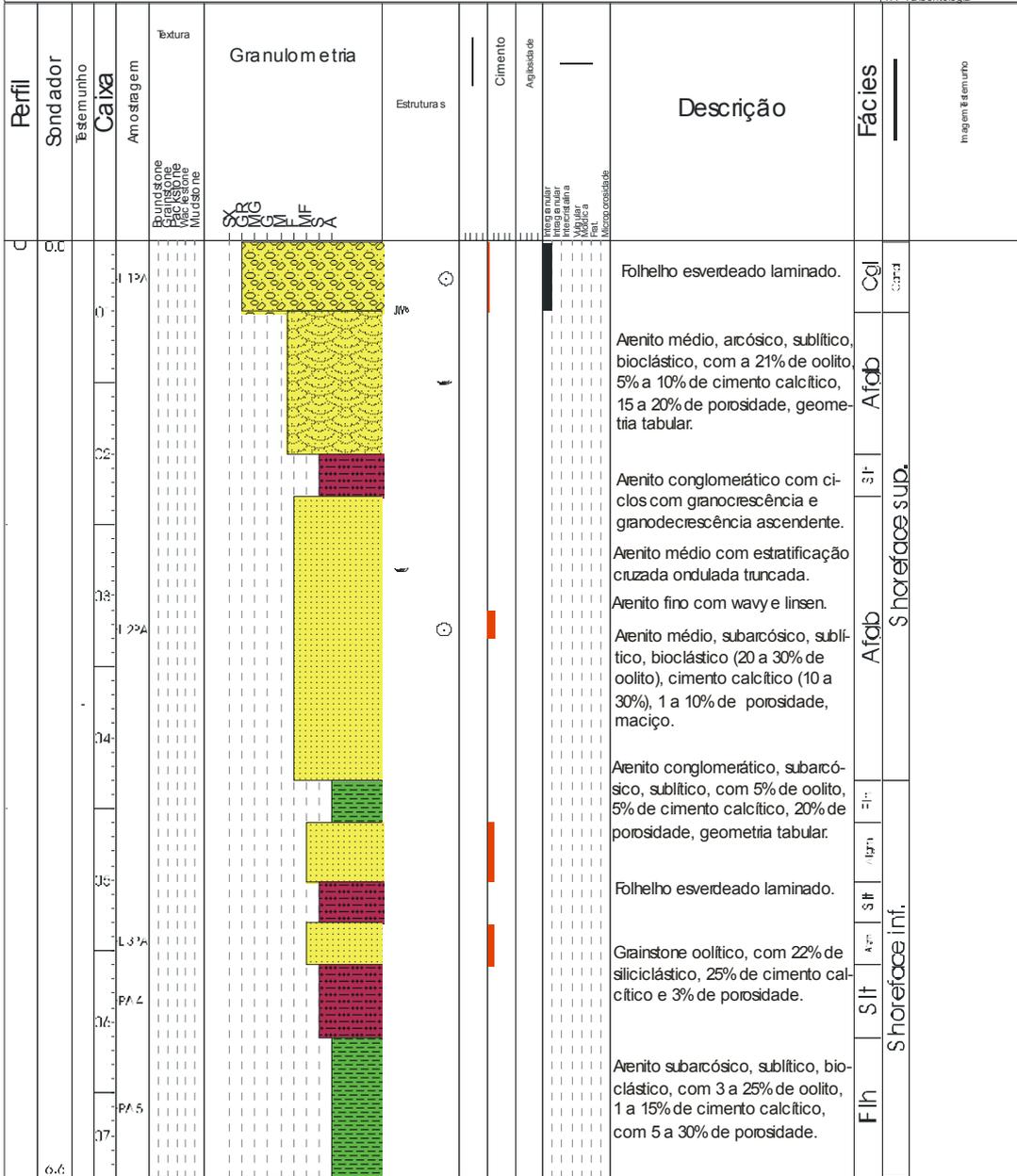
Anexo 20 – Descrição do afloramento Usina Central-1B.

Mangueira Afloramento: MAN-8 Autor: Célia Falcone Data: Março 2005 Escala: 1:38 Folha: 1/1

LEGENDA

- Oolito
- ~ Base erosional
- Estratificação cruzada a canalada festonada

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia



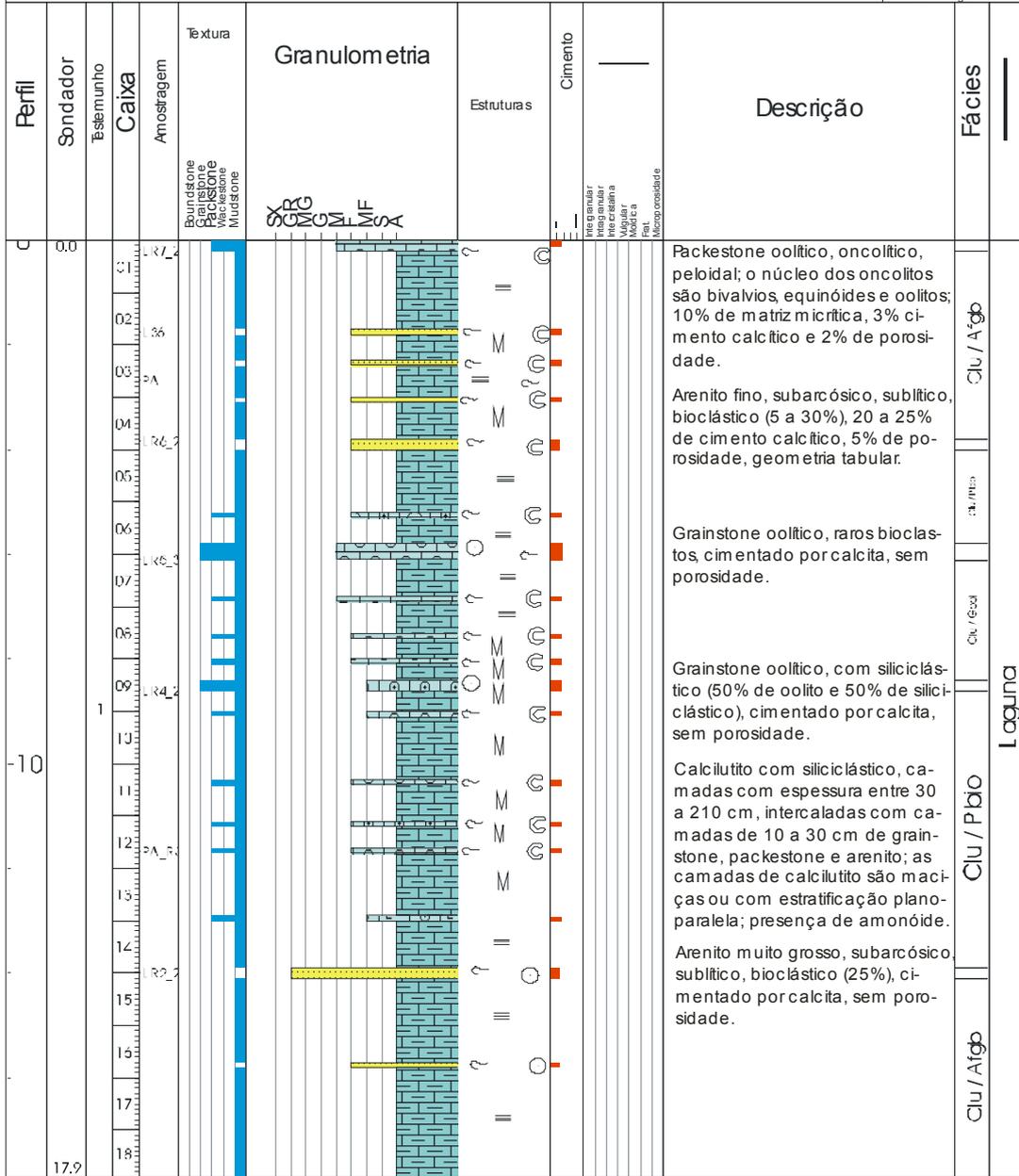
Anexo 22 – Descrição do afloramento Mangueira-8.

Bomfim Afloramento: BF-3 Autor: Célia Data: agosto 2005 Escala: 1:102 Folha: 1/1

LEGENDA

- ↑ Bivalvio
- ▲ Gastrópode
- Estratificação plana paralela
- M Maciço
- Oolito

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia



Anexo 24 – Descrição do afloramento Bomfim-3.

Bomfim

Afloramento: BF-5

Autor: Célia

Data: agosto 2005

Escala: 1:12

Folha: 1/1

LEGENDA

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto detalhe
- PA - Paleontologia

Sondador	Testemunho	Caixa	Amostragem	Textura	Granulometria	Estruturas	Descrição	Fácies
CC				Bundstone Packstone Wackestone Mudstone	XR G M L F C	Integranular Intragranular Recristalina Moldada Part. Microporosidade	Packstone com oncolitos até 2 cm. Packstone oncolítico, bioclástico, com bivalvios, equinóide e raros siliciclásticos, matriz micrítica recristalizada, com 1% de porosidade. So = EW10S	P onc P onc Barras carbonáticas

Anexo 26 – Descrição do afloramento Bomfim-5.