



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA
DOS TURBIDITOS LACUSTRES DA FORMAÇÃO CANDEIAS
NO NORDESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA.**

Aglaia Trindade Brandão

Orientador: Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer (UFRGS)

Co-Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros (UFRGS)

Co-Orientador: Prof. Dr. Octavian Catuneanu (UALBERTA)

Porto Alegre,
2015

AGLAIA TRINDADE BRANDÃO

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA
DOS TURBIDITOS LACUSTRES DA FORMAÇÃO CANDEIAS
NO NORDESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA.**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito para obtenção do título de Doutora em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer;
Co-Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros, Prof. Dr. Octavian Catuneanu.

Linha de Pesquisa: Estratigrafia

Porto Alegre,
2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Coordenador do Curso de Pós Graduação: Ana Maria Pimentel Mizusaki

Bibliotecário-Chefe: Alexandre Ribas Semeler

Brandão, Aglaia Trindade

Sedimentologia e Estratigrafia dos Turbiditos da Formação Candeias, no Nordeste da Bacia do Rêcôncavo, Bahia / Aglaia Trindade Brandão. -- 2015. 232 f.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Co orientadores: Luiz Fernando De Ros, Octavian Catuneanu.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2015.

1. Estratigrafia e Sedimentologia. 2. Estratigrafia de Sequências. 3. Turbiditos. 4. Bacias Rifte. 5. Formação Candeias. I. Marlon dos Santos Scherer, Claiton, orient. II. De Ros, Luiz Fernando, coorient. III. Catuneanu, Octavian, coorient.

CDU

Catologação na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves CRB 10/1947

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGLAIA TRINDADE BRANDÃO

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA
DOS TURBIDITOS LACUSTRES DA FORMAÇÃO CANDEIAS
NO NORDESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito para obtenção do título de Doutora em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer

Linha de Pesquisa: Estratigrafia

Aprovada em

.

Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer – Orientador

Prof. Dr.

Prof. Dr.

Prof. Dr.

“The energy of mind is the essence of life”

Aristóteles

RESUMO

A Formação Candeias (PACK & ALMEIDA, 1945) pertencente ao Grupo Santo Amaro, consiste em arenitos e folhelhos do período Cretáceo e corresponde aos primeiros depósitos da abertura plena do rifte da Bacia do Recôncavo. A idade destes sedimentos varia do Berriasiano médio ao Valanginiano inferior (~143M. a.), com uma amplitude temporal de 4,5 M.a. e uma espessura média de 1000 m. Localiza-se no andar Rio da Serra, e os sedimentos são interpretados como lacustres e depósitos de corrente de turbidez, da fase de clímax do Rifte (PROSSER, 1993), possuindo um papel muito importante na história do desenvolvimento da extração de petróleo e gás na Bacia do Recôncavo, pois os folhelhos desta formação são as rochas geradoras desta bacia, e os arenitos são importantes reservatórios de hidrocarbonetos.

Entender os processos sedimentológicos desta formação, bem como sua evolução estratigráfica, ainda é um desafio, pois a maioria das informações provém de dados indiretos (sísmica, perfis elétricos e dados de produção de petróleo), já que os afloramentos são escassos. Assim, os estudos das rochas de testemunhos seriam os dados diretos principais e aqui explorados.

A área de estudo está localizada no compartimento estrutural denominado Borda Nordeste da Bacia do Recôncavo, e abrange os campos de Rio Itariri, Fazenda Bálsamo e Riacho da Barra, que estão alinhados ao longo da Falha de Salvador (borda falhada do rifte) no Patamar de Patioba. O sistema deposicional é interpretado como lacustre com depósitos arenosos provenientes de corrente de turbidez, é composto principalmente por pelitos, heterolitos, arenitos arcoseanos (FOLK, 1968) e arenitos híbridos (ZUFFA, 1980). Os fluxos turbidíticos são interpretados como resultado da desestabilização do talude lacustre em período de atividade tectônica intensa. Durante o período de quiescência tectônica, a maior parte da sedimentação é atribuída a rochas pelíticas. Estes depósitos podem ser correlacionados em toda a borda nordeste e os pelitos possuem uma boa resposta em perfis elétricos e sísmica.

A estratigrafia de sequências (ES) em bacias tipo rifte pode utilizar os mesmos critérios dos utilizados em bacias intracratônicas ou de margem passiva, porém deve-se levar em conta a intensa atividade tectônica atuante, como propõem Prosser, (1993) e Martins - Neto & Catuneanu (2010). A metodologia utilizada baseia-se identificar tendências

Transgressiva – Regressiva (T-R) segundo Embry & Johannessen (1992), de 3ª e 4ª ordens e, a partir destas, identificar as principais superfícies estratigráficas.

Foram assim, identificadas cinco superfícies estratigráficas (duas superfícies de inundação máxima (SIM) e três limites de sequência (LS)) para as três sequências deposicionais, denominadas como Sequencia I, Sequencia II e Sequencia III. Estas superfícies permitiram correlacionar os depósitos arenosos, utilizando os perfis elétricos (Raios Gama, Resistividade e densidade-neutrão). Para isso, foram descritos 1430m de testemunhos, 54 lâminas petrográficas, feita a interpretação sísmica dos horizontes estratigráficos de duas sísmicas 3D, análises geoquímica de minerais pesados, análise de palinofácies e geoquímica orgânica, de seis poços dos três campos em estudo.

A análise estratigráfica e sedimentológica baseou-se na correlação rocha x perfil destes poços, descrição granulométrica e interpretação das fácies, suas associações e petrofácies. As fácies arenosas são descritas como arenitos finos a grossos, com estratificação plana paralela a cruzada de baixo ângulo, muitas vezes com fluidização e carga e maciços. Estas fácies estão relacionadas à fácies de canais turbidíticos ou a lobos turbidíticos proximais. Heterolitos e arenitos muito finos com *ripples* de corrente e intensa fluidização e pelitos cinza laminados e maciços estão relacionados a lobos turbidíticos distais ou a depósitos de fundo de bacia.

A análise petrográfica dos arenitos revelou que estes são essencialmente arcoseanos, e com presença abundante de bioclastos de ostracodes, oncolitos, além de pelóides e alguns aloquímicos indiferenciados, para sequencia I, e fragmentos de rocha metamórfica, ígnea e sedimentar, além de cristais de carbonato, fosfatos e intraclasto lamoso, para a sequência II. Calcita, calcita ferrosa, dolomita, dolomita ferrosa e são os principais cimentos encontrados provavelmente devido à dissolução dos aloquímicos carbonáticos. Porém os processos diagenéticos mais frequentes são a autigênese de sílica gerando crescimento de quartzo e albita. Muitos destes processos diagenéticos podem contribuir para redução substancial da porosidade primária e permeabilidade, porém quando a principal porosidade (primária intergranular) está combinada com a secundária (dissolução de feldspatos ou bioclastos gerando porosidade móldica ou intragranular), pode melhorar consideravelmente a porosidade destes arenitos.

As características permoporosas melhores estão localizadas na sequência II, porém os reservatórios mais extensos, e de boa correlação lateral estão na sequência I, isso de dá pelo fato da sequencia I ter sido depositada em um ambiente desconfinado, e a sequencia II estar numa região mais confinada. Além da sequencia I ter sofrido maior processo de diagênese que

a sequência II, resultado provavelmente da cimentação de carbonato abundante neste intervalo estratigráfico e autigênese de sílica nos grãos de quartzo. Porém a porosidade secundária gerada pela dissolução dos constituintes carbonáticos e feldspato, proporcionou um aumento desta porosidade.

A análise de palinofácies e geoquímica orgânica revelaram um aumento de fitoclastos para o topo da formação, o que indica que estes ficam cada vez mais continentais e com influência fluvial mais acentuada. A intensa concentração de matéria orgânica resultando em um COT alto corresponde as SIM, reconhecidas em perfil e sísmica, sendo estes os intervalos Geradores da Bacia.

Os dados de geoquímica dos minerais pesados permitiu reconhecer a existência de duas proveniências diferentes para os arenitos da sequência I e sequência II, com base na assembleia de minerais pesados e principalmente pelos índices de Ar e Titânio+Zr. Revela ainda que a sequência I corresponde a sedimentos de segundo ciclo, ou seja, a retrabalhamento de rochas sedimentares preexistentes, e a grande quantidade de granada em todo o poço revela que estas rochas sofreram pouco processo de intemperismo, com rápida erosão e deposição.

A importância dos estudos sedimentológicos e estratigráficos em escala de campo é principalmente para a previsão das fácies e sistema deposicional e conseqüentemente do reservatório encontrado. Sob o ponto de vista da ocorrência de reservatórios, estas correlações são muito importantes, pois permitem realizar previsões destes depósitos, e das suas fácies.

Palavras chave: Estratigrafia e Sedimentologia; Estratigrafia de Sequências; Turbiditos; Bacias Rife; Formação Candeias.

ABSTRACT

Candeias Formation (PACK & ALMEIDA, 1945) is belonging to the Santo Amaro Group, and consisting in sandstones and shales of the Cretaceous period and corresponds to the first deposit of the Rift phase from Recôncavo Basin. The age of these sediments varies from Medium Berriasian to lower Valanginian (~ 143M.a.). With a time range from of 4.5 M.a. and an average thickness of 1000 m. Located in Rio da Serra stage and this sediments are interpreted as lacustrine shales and deposits of turbidity current. The Rift climax (PROSSER, 1993), or Candeias Formation had a very important role in the history of development of oil and gas extraction in the Recôncavo Basin, because the shales are the source rocks from this basin, and the sandstones are important hydrocarbon reservoirs.

Understanding the sedimentological processes of this formation and their stratigraphic evolution, is still a challenge, because most of the information comes from indirect data (seismic, logs and oil production data), because the outcrops are scarce. Thus, studies of the cores are the main and direct data explored here.

The study area is located in the structural compartment from Recôncavo Basin, called Borda Nordeste, and covers the Rio Itariri field, Fazenda Bálsamo field and Riacho da Barra field, which are aligned along the Salvador Fault in Patioba plateau. The depositional system is interpreted as lake with sandy deposits from turbidity current, and is mainly composed of shales, intercalation of shale and very fine sandstones, arkosean sandstones (FOLK, 1968) and sandstones hybrids (ZUFFA, 1980). The turbidite flows are interpreted as a result of destabilization of the lake platform in intense tectonic activity period. During the tectonic quiescence, most of shale sedimentation is assigned. These deposits can be correlated throughout the study area and the shale has a good response in electrical and seismic profiles.

The sequence stratigraphy (SE) in rift basins could be used with the same criteria from those used in intracratonic basins or passive margin basins, but always thinking that this kind of basin are constantly affected by tectonics, as proposed by Prosser (1993) and Martins - Neto & Catuneanu (2010). The methodology is based on identify tendencies Transgressive - Regressive (TR) as proposed for Embry & Johannessen (1992), from 3rd and 4th orders of sequence and, identify key stratigraphic surfaces then.

Have been interpreted five stratigraphic surfaces (two of maximum flood surfaces (MFS) and three sequence limit (SL)) for the three depositional sequences, referred to as Sequence I Sequence II and Sequence III. These surfaces allowed correlating the sandy

deposits, using the electric logs (Gamma, Resistivity and neutron-density). Have been described 1430m core, 54 thin sections, seismic interpretation of the stratigraphic surfaces of two 3D seismic, geochemical analysis of heavy minerals, palynofacies analysis and organic geochemistry, of six wells from the three fields in study.

The stratigraphic and sedimentological analysis was based on the rock x core correlation, size description and interpretation from facies, and their associations. The sandstones facies are described as fine and coarse sandstones, parallel stratification and cross low angle stratification, often fluidization and massive sandstones happens. These facies are related to facies of turbidite channels or proximal turbidite lobes. Very fine sandstones with intercalation of shales and sandstones with current ripples and intense fluidization and gray shales laminated and massive are related to distal turbidite lobes or the basin bottom deposits.

The petrographic analysis of sandstones showed that they are essentially arkosean, and had presence abundant of ostracod bioclasts, oncolites, and peloids to sequence I, and metamorphic rock fragments, and plutonic, and carbonate crystals, phosphates to the sequence II. Calcite, ferrous calcite, dolomite, ferrous dolomite are the main cements probably found due to the dissolution of carbonate components. But the most common diagenetical processes are silica authigenic growth of quartz and albite. Many of these diagenetic processes can contribute to substantial reduction of primary porosity and permeability, but when the main porosity (primary intergranular) is combined with secondary porosity (dissolution of feldspars or bioclasts) can greatly improve the porosity of these sandstones.

Best permoporosity features are located in the sequence II, but the most extensive reservoirs and good lateral correlation are in sequence I. It happens because the sequence I was placed in a large environment and the sequence II is a region more confined. Sequence I have suffered larger process of diagenesis that the sequence II, probably as result of the carbonate cementation in this stratigraphic interval and authigenic silica in quartz grains. But the secondary porosity generated by dissolution of carbonate constituents and feldspar, provided an increase of this porosity.

The palynofacies and geochemical organic analysis showed an increase of phytoclasts to the top of the Candeias Formation, showing increasingly more severe continental and river influences. The intense concentration of organic matter is resulting in a high organic total carbon matches the MFS recognized in profile and seismic, which are the generators of the Recôncavo Basin.

The geochemical data of heavy minerals allowed to recognize the existence of two different sources for the sandstones of sequence I and II, based on the assembly of heavy minerals and especially the rates of ARi and Titanium + Zr. It also reveals that the sequence I is formed by the second cycle sediments, like an erosion of pre-existing sedimentary rocks, and the large amount of garnet around the well shows that the rocks have no significant intemperism process, with quickly erosion and deposition.

The importance of sedimentological and stratigraphic studies in field scale is mainly for the prediction of facies and depositional system of the reservoir. From the point of view of the occurrence of reservoirs, these correlations are very important, since these allow to forecast deposits and their facies.

Keywords: Stratigraphy and sedimentology; Sequence Stratigraphy; Turbidites; Rift Basins; Candeias Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Principais descobertas da Bacia do Recôncavo	2
Figura 02: Perfil de equilíbrio de um rio ajustado para o nível de base de um lago	4
Figura 03: Curva Transgressivo-Regressiva (T-R)	6
Figura 04: Retrogradação: fácies de sistemas deposicionais mais profundos sobre mais rasos	6
Figura 05: Progradação: fácies de sistemas deposicionais mais rasos sobre mais profundos	7
Figura 06: Terminações características em refletores sísmicos	7
Figura 07: Meio Graben do Mar de Barents.	11
Figura 08: Baía Magnus, seção sísmica	13
Figura 09: Trato de Sistema de Início de Rifte.	14
Figura 10: Trato de Sistema de Clímax de Rifte	16
Figura 11: Modelo esquemático para a configuração dos refletores no Trato de Sistemas de Clímax de Rifte	17
Figura 12: Trato de Sistema de Pós-Rifte.	19
Figura 13: Perfil esquemático mostrando a litoestratigrafia vertical através do centro da bacia	20
Figura 14: Terminologia utilizada em uma bacia rifte	20
Figura 15: Modelo esquemático mostrando a propagação da falha de borda	21
Figura 16: Perfil sísmico em tempo, de Usangu Flats, Tanzânia,	22
Figura 17 a: Seção esquemática <i>dip</i> em uma bacia	23
Figura 17 b: Perfil esquemático de um meio graben	24
Figura 18: Variação espacial da criação de espaço de acomodação em torno de uma zona de falha normal	26
Figura 19: Seção esquemática <i>dip</i> de um meio <i>graben</i>	27
Figura 20: Esquema da evolução da falha de borda de uma bacia rifte	29
Figura 21: Modelo esquemático 3D para a evolução de uma falha normal.	30

Figura 22: Modelo esquemático mostrando a evolução do antiforme ao longo da propagação de falhas normais	31
Figura 23: Evolução tectono-sedimentar de um sistema de falhas normais em ambiente continental	33
Figura 24: Evolução tectono-sedimentar de um sistema de falhas normais em ambiente costeiro/ marinho	34
Figura 25: Perfil sísmico multicanal do Lago Malawi	35
Figura 26: (a) (c) Modelo de sequência deposicional para um rifte em estágio de médio a inicial	38
Figura 27: Variações de elementos teóricas em uma sequência deposicional em bacias rifte	40
Figura 28: Detalhe de uma seção mostrando um limite de sequencias (SB) e os depósitos de nível baixo relacionados.	41
Figura 29: Empilhamento estratigráfico do tipo <i>coarsening upward</i>	42
Figura 30: Coluna estratigráfica esquemática da sucessão rifte da bacia do Espinhaço	43
Figura 31: Seção sísmica calibrada com dados de poço, mostrando a propagação da discordância no rifte	43
Figura 32. Fotomicrografia matéria orgânica amorfa	48
Figura 33. Fotomicrografia em luz branca transmitida de fitoclastos	49
Figura 34 Preservação dos fitoclastos correlacionando com a localização da deposição	50
Figura 35: Exemplo de Acritarca no microscópio luz branca	51
Figura 36: Exemplo de Dinoflagelado em imagem de microscopia eletrônica de varredura	52
Figura 37: Exemplo de Quitinozoários em imagem de microscopia eletrônica de varredura	52
Figura 38: Exemplo de carapaças de Foraminíferos em imagem de microscopia eletrônica de varredura	53
Figura 39: Exemplo de esqueletos de Radiolárias em imagem de microscopia eletrônica de varredura	54
Figura 40: Exemplo de Diatomáceas em imagem sem escala	54

Figura 41: Exemplo de Ostracodes em imagem com escala referente a 200mm	55
Figura 42: Exemplo de Esporos em imagem em microscópio eletrônico luz branca	56
Figura 43: Exemplo de Grãos de Pólen em imagem em microscópio eletrônico luz branca.	56
Figura 44: Mapas de localização, limites e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo	65
Figura 45: Seção estrutural esquemática NW-SE da Bacia do Recôncavo	66
Figura 46: Mapa Bouguer da Bacia do Recôncavo,	66
Figura 47: Mapa estrutural da Bacia do Recôncavo, mostrando a falha de borda	68
Figura 48: Mapa geológico dos estados da Bahia e Sergipe	69
Figura 49: Carta Bioestratigráfica e cronoestratigráfica da Bacia do Recôncavo	72
Figura 50: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo	73
Figura 51: Mapa do Arcabouço estrutural da bacia do recôncavo	79
Figura 52: Seção sísmica <i>dip</i> estrutural, mostrando a subdivisão do compartimento nordeste	80
Figura 53: Mapa estrutural da fase Pré-Rifte do compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo.	81
Figura 54: Localização do cubo sísmico dos campos de FBM e RI.	82
Figura 55: Resumo da metodologia estratigráfica.	84
Figura 56: Composição da sísmica de Prosser (1993) e a sísmica de FBM	85
Figura 57: Seção estrutural com datum a -600m mostrando a distribuição dos pontos amostrados	87
Figura 58: Fácies sedimentares encontradas na Formação Candeias	99
Figura 59: Curva granulométrica mostrando as associações de fácies com suas principais fácies	102
Figura 60: Curva granulométrica da associação de fácies de canais turbidíticos	104
Figura 61: Curva granulométrica da associação de fácies de lobos turbidíticos proximais	105
Figura 62: Curva granulométrica da associação de fácies de lobos turbidíticos	106
Figura 63: Curva granulométrica da associação de fácies de Pelitos de fundo de bacia.	107
Figura 64: Curva granulométrica para a sucessão de fácies de canais turbidítico	109

Figura 65: Curva granulométrica para a sucessão de fácies de lobos turbidíticos	110
Figura 66: Perfil granulométrico dos poços estudados	113
Figura 67: Seção Strike estrutural, de correlação entre os poços estudados, com datum na SIM	114
Figura 68: Seção sísmica 3D em profundidade <i>dip</i> estrutural dos campos de Rio Itariri (acima) e Fazenda Bálamo (abaixo)	118
Figura 69: Seção sísmica 3D em profundidade <i>dip</i> estrutural do campo de Fazenda Bálamo.	119
Figura 70: Seção sísmica 3D em profundidade <i>dip</i> estrutural do campo de Rio Itariri (a) e Fazenda. Bálamo	120
Figura 71: Seção estratigráfica com datum na SIM II mostrando o perfil granulométrico dos testemunhos dos poços estudados.	122
Figura 72: Diagramas de Folk, 1968, mostrando a distribuição dos arenitos com a sua composição original e composição atual.	125
Figura 73: Fotomicrografia onde: A= Crescimento de quartzo (FBM 112-1177m pp) ; B= Crescimento de Albita (RCB16 - 1796m px);	130
Figura 74: Tipos de porosidade encontrados na Formação Candeias	131
Figura 75: <i>Plots</i> de porosidade no eixo X e permeabilidade em escala logarítmica no eixo Y	133
Figura 76: Petrofácies dos arenitos da Formação Candeias da área em estudo. Onde : A= Arcalo, B=Arco, C e D=Carbcris	136
Figura 77: Petrofácies dos arenitos da Formação Candeias da área em estudo. Onde : E=Esc, F=hibricarb, G=Intralam, H=Metassed.	137
Figura 78: Distribuição dos resultados de palinofácies dos três poços estudados	139
Figura 79: Correlação dos resultados obtidos com a análise de palinofácies	140
Figura 80: Sobreposição e ajuste dos três poços para cada índice de palinofácies	142
Figura 81: Principais Palinofácies encontradas na Formação Candeias na área de estudo	145
Figura 82: Resultado das análises de calcimetria dos poços FBM 54 e RCB 16.	147

Figura 83: Sobreposição e ajuste das curvas para melhor e correlação	148
Figura 84: Índices GZi, ATi, RZi, Ti + Zircão, ZTr e ARi, obtidos através da análise dos minerais pesados	151
Figura 85: Composição essencial dos arenitos analisados, quantificados segundo o método Gazzi-Dickinson	155
Figura 86: diagramas ternários plotados por sequencia, onde é proposto um padrão de agrupamento para estas, podendo indicar proveniências diferentes.	156
Figura 87: Diagrama ternário (Matéria orgânica amorfa – palinomorfos – fitoclastos)	158
Figura 88: Gráficos dos índices ATi x Ti + Zircão,	159
Figura 89: Mapa geológico simplificado da região Nordeste do Estado da Bahia e Sul do Estado de Sergipe	161
Figura 90: Mapa geológico simplificado da região Nordeste do Estado da Bahia e Sul do Estado de Sergipe, mostrando as principais províncias tectônicas	164
Figura 91: Mapa estrutural com as principais falhas da região em estudo e mapas sísmicos RMS dos campos de RCB e RI.	165
Figura 92: Mapas de amplitude RMS e Isópacas dos campos de FBM e RI, e suas prováveis indicações de paleocorrentes.	166
Figura 93: Modelo conceitual de deposição da Formação Candeias.	169
Figura 94: Modelo paleogeográfico conceitual para a Formação Candeias e correlação com um poço tipo.	171
Figura 95: Correlação de fácies de canal e fácies de lobos turbidíticos distribuídas por sequencias	172
Figura 96: Seção estratigráfica com datum no SIM, SW –NE	181
Figura 97: Riftes análogos atuais. a) Imagem do de satélite mostrando os lagos Tanganyka e Malawi.	176
Figura 98: Modelo paleogeográfico para a Formação Candeias	177

Índice

1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO CONCEITUAL	3
2.1 CONCEITOS FUNDAMENTAIS DE A ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	3
2.1.1 <i>Conceitos chave da Estratigrafia de Sequências</i>	4
2.1.2 <i>Principais Superfícies da Estratigrafia de Sequências</i>	8
2.1.3 <i>Modelos de sequência</i>	8
2.2 MODELOS ESTRATIGRÁFICOS DE BACIAS RIFTE	9
2.2.1 <i>Evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte</i>	9
2.2.1.1 <i>Prosser</i>	9
2.2.1.2 <i>Bosence</i>	19
2.2.1.3 <i>Chris K. Morley</i>	20
2.2.2 <i>Estratigrafia de alta resolução em bacias rifte</i>	24
2.2.2.1 <i>Gawthorpe</i>	24
2.2.2.2 <i>Scholz & Moore</i>	35
2.2.2.3 <i>John A. Howell e Stephen S. Flint</i>	39
2.2.2.4 <i>Martins-Neto & Catuneanu</i>	41
2.3 TURBIDITOS: CONCEITO E EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO	44
2.4 PALINOFACIES	46
3. SITUAÇÃO GEOLÓGICA	57
3.1 TRABALHOS ANTERIORES	57
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO	63
3.2.1 <i>Arcabouço Estrutural</i>	63
3.2.2 <i>Litoestratigrafia e Sistemas deposicionais</i>	69
3.2.3 <i>Estratigrafia de Sequências da Bacia do Recôncavo</i>	75
3.2.4 <i>Sistemas petrolíferos da Bacia do Recôncavo</i>	76

4. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	77
5. METODOLOGIA	81
5.1 SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA	81
5.2 PETROGRAFIA	86
5.3 PALINOLOGIA E GEOQUÍMICA ORGÂNICA	90
5.4 CALCIMETRIA	93
5.5 MINERAIS PESADOS	95
6. RESULTADOS	98
6.1 FÁCIES SEDIMENTARES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	98
6.1.1 Fácies sedimentares	98
6.1.2 Associação de fácies	101
6.1.2.1 Associação de fácies de canais turbidíticos (AFct)	103
6.1.2.2 Associação de fácies de Lobos turbidíticos proximais (AFlt)	104
6.1.2.3 Associação de fácies de Lobos turbidíticos distais (AF ltd)	106
6.1.2.4 Associação de fácies de pelitos de fundo de bacia (AFpf)	107
6.2 ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS	110
6.3 PETROGRAFIA	122
6.3.1 Textura e fábrica deposicionais	122
6.3.2 Composição Primária	123
6.3.3 Constituintes e processos diagenéticos	126
6.3.4 Porosidade	131
6.3.5 Petrofácies	134
6.4 PALINOLOGIA E GEOQUÍMICA ORGÂNICA	138
6.5 CALCIMETRIA	146
6.6 MINERAIS PESADOS	149
7. DISCUSSÃO	154
7.1 PROVENIÊNCIA	154

7.2 SISTEMAS DEPOSICIONAIS	168
7.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS	170
7.4 PALEOGEOGRAFIA	174
8. CONCLUSÕES	178
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	181

LISTA DE TABELAS

Tabela 01: terminologia das hierarquias de seqüências em termos de ordem e suas durações correspondentes. (Modificado de VAIL 1991).	3
Tabela 02: Classificação da matéria orgânica particulada	47
Tabela 03: Classificação do Grupo Fitoclasto	49
Tabela 04: Biozonas do poço RCB-11-BA	71
Tabela 05: Lâminas petrográficas descritas, classificadas por poço e profundidade.	88
Tabela 06: Amostras coletadas para a análise de palinofácies	90
Tabela 07: Amostras para calcimetria dos poços RCB 16 e FBM54.	93
Tabela 08: Amostras coletadas para análise de minerais pesados no Laboratório de geoquímica da UFRGS.	95
Tabela 09: Fácies e associação de fácies, descrição e interpretação. Ocorrência das fácies nas associações de fácies.	100
Tabela 10: Composição primaria dos arenitos estudados, distribuídos por poço e por sequencia sedimentar.	126
Tabela 11: Classificação e totalização dos tipos de constituintes diagenéticos, distribuídos por poço e por sequencia sedimentar.	129
Tabela 12: Classificação e totalização dos tipos de porosidade para cada constituinte primário, distribuídos por poço e por sequencia sedimentar.	132
Tabela 13: Petrofácies para a formação Candeias na região em estudo	135
Tabela14: Resultados das análises de geoquímica e palinomorfos.	143
Tabela 15: Resultado das análises de calcimetria, para os poços FBM-54 e RCB-16.	146
Tabela 16: Médias dos índices de minerais pesados enumerados por poço e por sequencia	152
Tabela 17: Tipos de proveniência tectônica, ambientes tectônicos correspondentes e composição das rochas.	154

ANEXOS

ANEXO I - FOTO MONTAGEM DOS TESTEMUNHOS ESTUDADOS, INTERPRETADOS SEGUNDO ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES.	196
ANEXO II - SUMÁRIOS PETROGRÁFICOS: PETROGRAFIA ORGÂNICA	208
ANEXO III – RESULTADOS DAS ANÁLISES DE MINERAIS PESADOS	227
ANEXO IV- MAPAS SÍSMICOS	231

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Recôncavo é conhecida por se tratar de uma bacia bastante madura, a primeira em produção e exploração de Petróleo no Brasil, marco este estabelecido na década de 1940.

Rumores que o país não possuía o “óleo negro” cessaram quando por acaso, notou-se uma exudação de gás e betume nas proximidades de uma vila no Bairro de Lobato na cidade de Salvador (informação verbal)¹. Mais tarde descobriu-se que a mesma seria a Formação Candeias a geradora de petróleo da Bacia do Recôncavo.

A história da exploração do petróleo no Brasil se resume a três fases principais: antes da criação e monopólio da Petrobras (entre 1858 a 1953), a fase do monopólio (1953 a 1997), e a fase após a quebra do monopólio e criação da Agência nacional do Petróleo (a partir de 1997). O início da exploração deu-se no início do século XX, quando os exploradores começaram a prospectar petróleo nas regiões norte e nordeste. Mas foi depois da segunda guerra mundial que houve um incremento na exploração, ocasionado pelo aumento do consumo de petróleo.

Hoje podemos dizer que estamos atravessando a quarta fase de exploração de Petróleo no país, com a descoberta dos reservatórios Pré-sal na Bacia de Santos. Porém, sabe-se que os reservatórios turbidíticos são ainda os que possuem maior ocorrência, e entender o seu sistema deposicional e estratigrafia ainda é de grande interesse.

Quando a Petrobras foi criada (1953), esta recebeu do CNP (Conselho Nacional do Petróleo) um acervo que continha algumas importantes acumulações de petróleo no Recôncavo Baiano, entre elas o Campo de Candeias, descoberto em 1941, com um volume de óleo *in place* de mais de 350 milhões de barris. Após as fases de exploração serem intensificadas, houveram descobertas de outros importantes campos no Recôncavo, como o de Dom João (1947), Água Grande (1951), Taquipe (1958), Buracica (1959), Miranga (1965), Araçás (1967) e a grande última descoberta o campo de Fazenda Bálamo (1983 – um dos objetos deste estudo) conforme ilustra a Figura 01.

¹ - Informação de conhecimento público dos funcionários da Petrobras, no Estado da Bahia

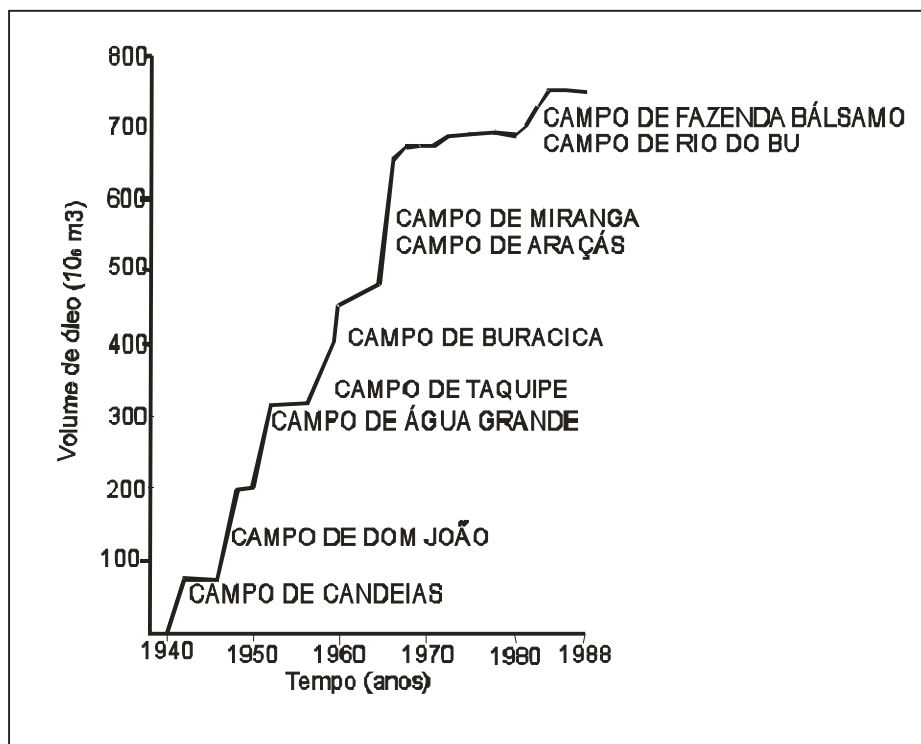


Figura 01: Principais descobertas da Bacia do Recôncavo. Modificado de Figueiredo (1994).

A Formação Candeias é constituída por pelitos e arenitos provenientes de depósitos gravitacionais de idade Cretácea. Sua evolução estratigráfica ainda é muito controversa, pois não são conhecidos afloramentos que permitam reconstruí-la com dados de paleocorrentes e reconhecimento de limites estratigráficos. O estudo das fácies tradicionalmente é feito através dos poços testemunhados e a correlação dos corpos arenosos é realizada através de perfis elétricos, denominados marcos elétricos, sendo eles: Marco 50, 50A, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 56 e 58 (SOUZA, 1989). O uso da Estratigrafia de Sequências tenta dar um significado estratigráfico a estes marcos e atribuir sequências deposicionais.

A aplicação da Estratigrafia de Sequências na Formação Candeias se dará pelo reconhecimento das superfícies e sequências estratigráficas, bem como o reconhecimento das fácies e suas associações. Desta maneira, pode-se realizar previsões e correlações seguras destas rochas reservatório, além de tentar atribuir um significado estratigráfico crono-correlato aos marcos elétricos. Entender a proveniência destes corpos arenosos irá ajudar a reconstruir a evolução destes arenitos e a sua paleogeografia.

Um dos principais objetivos deste estudo consiste em estudar a evolução estratigráfica e sedimentológica da Formação Candeias e usar a estratigrafia de sequencias aplicada a bacias do tipo rifte, na Borda Nordeste da bacia do Recôncavo, incluindo os campos de Fazenda

Bálsamo, Rio Itariri e Riacho da Barra, integrando dados de testemunhos, perfis elétricos, sísmica 3D, lâminas petrográficas, palinologia e geoquímica orgânica e de minerais pesados.

2. REVISÃO CONCEITUAL

2.1 CONCEITOS FUNDAMENTAIS DA ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

Serão descritos brevemente a seguir alguns conceitos de Estratigrafia de Sequências. Existem vários trabalhos sobre o assunto na literatura, porém Catuneanu (2002) reuniu e uniformizou as diversas nomenclaturas e definições propostas até então por diversos autores.

Pode-se conceituar Estratigrafia de Sequências como sendo o mais recente e revolucionário paradigma no campo da Geologia Sedimentar, renovando o pensamento geológico e os métodos de análise estratigráfica.

Basicamente, a finalidade da Estratigrafia de Sequências é a reconstrução dos controles alogênicos (e autigênicos em uma escala menor) ao longo do tempo, a e previsão de fácies, para um melhor entendimento dos fenômenos geológicos.

Um conceito importante muito usado na literatura referente à estratigrafia de sequências é a ordem dos eventos. Cada evento é agrupado em uma ordem de sequência, podendo ter desde sequências de 1ª ordem até sequências de 6ª ordem. As sequências estão classificadas em função do tempo (duração da deposição de uma camada, de um conjunto de camadas, de uma formação, de um membro ou de uma bacia) que conseqüentemente tomam o valor de escala, conforme mostra a Tabela 01.

<i>Ordem</i>	<i>Duração (Milhões de anos)</i>
<i>1ª</i>	> 50
<i>2ª</i>	3 - 50
<i>3ª</i>	0.5 - 3
<i>4ª</i>	0.08 – 0.05
<i>5ª</i>	0.03 – 0.08
<i>6ª</i>	0.01 – 0.03

Tabela 01: terminologia das hierarquias de sequências em termos de ordem e suas durações correspondentes. (Modificado de VAIL, 1991).

Logo, não podemos estudar seqüências atribuídas à ordem diferentes. Um erro muito comum praticado ao trabalhar com estratigrafia de seqüências é correlacionar eventos de ordem diferentes, pois torna-se um estudo com um significado não geológico.

2.1.1 Conceitos chave da Estratigrafia de Sequências

Varição Relativa do Nível do Mar: É a combinação entre as variações eustáticas e a subsidência. É medida entre a superfície marinha e um *datum* móvel local, como o embasamento ou uma superfície qualquer próxima ao fundo do mar (POSAMENTIER et al, 1988).

Nível de Base: É uma superfície imaginária de equilíbrio dinâmico, acima da qual uma partícula não pode estar em repouso e abaixo da qual a deposição e o soterramento são possíveis (SLOSS, 1962). A Figura 02 ilustra o perfil de um rio ajustado para um nível de base local (lago), e um nível de base regional (mar). Note que sem a presença do lago, o perfil de equilíbrio do rio mudaria sensivelmente.

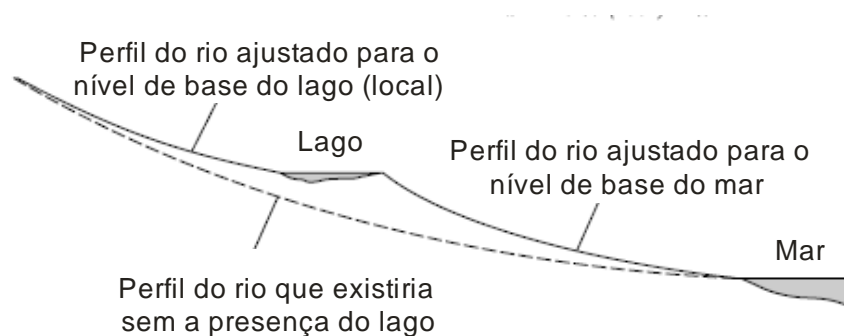


Figura 02: Perfil de equilíbrio de um rio ajustado para o nível de base de um lago e nível de base do mar. Modificado de Press e Siever (1986).

É importante compreender o significado do nível de base, pois este é um dos controladores da criação e destruição do espaço de acomodação.

Eustasia: É a variação, em escala global, na elevação do nível do mar em relação a um *datum* estacionário (como o centro da terra).

Subida e descida relativa do nível do mar:

i - Regressão normal: Existe quando a progradação se sobrepõe à agração, tendo um pequeno aumento do nível de base. A Regressão normal é dada pelo aumento do

suprimento sedimentar, no qual a taxa de subida do nível de base é menor que as taxas de sedimentação. A sua progradação se dá de forma lenta, e ocorre a agradação em planície deltaica.

ii - Regressão Forçada: Outro conceito bastante aplicado é o da Regressão Forçada. Ocorre quando existe uma queda brusca do nível de base, ocasionando uma erosão fluvial, da linha de costa e até mesmo marinha, com conseqüente deposição à jusante. Este tipo de regressão independe do suprimento sedimentar, e a linha de costa é forçada a regressar. Possui altas taxas de Progradação e normalmente surgem deltas com lobos progradantes em *offlap*. Frequentemente existe sobrepassagem (*Bypass*) dos sedimentos fluviais e deltaicos, na zona costeira ou continental e existe alto suprimento sedimentar pra os sistemas marinho raso e profundo.

iii- Transgressão: A Transgressão é dada pela subida do nível de base, sendo as taxas de subida são maiores que as taxas de sedimentação. Normalmente uma transgressão provoca o aparecimento de uma sedimentação estuarina (Agradação costeira). Provoca ainda, ravinamento por ondas no *shoreface* superior.

A Figura 03 ilustra o emprego dos conceitos de transgressão e regressão, associados às subidas e descidas do nível de base, mantendo as taxas de sedimentação constante para facilitar a compreensão. Partindo do seu instante zero, o nível de base sobe constantemente, até atingir o ponto de máximo da curva, produzindo uma Regressão Normal. A partir daí, o nível de base começa a cair em Regressão Forçada. A contínua queda do nível de base se prolonga até atingir o ponto mínimo de valor senoidal (Regressão Normal), iniciando então um processo de subida do nível de base (Transgressão), até atingir o ponto máximo do valor senoidal (Regressão Normal), recomeçando um novo ciclo.

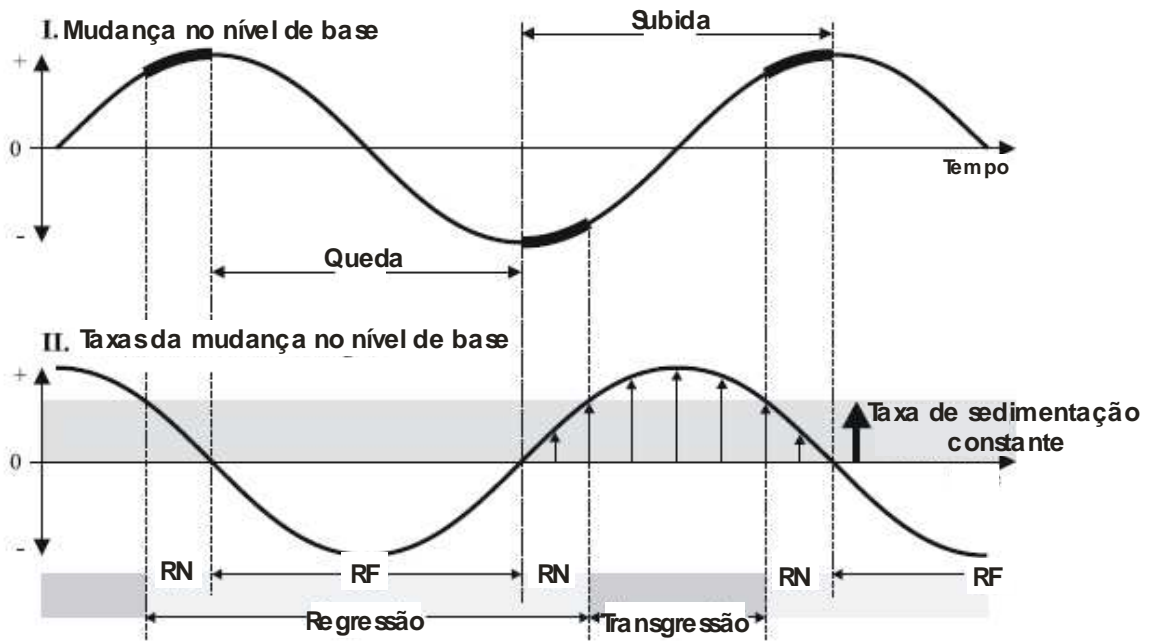


Figura 03: Curva Transgressivo-Regressiva (T-R), onde RN= Regressão Normal e RF=Regressão Forçada. Modificado de Catuneanu, (2006).

Progradação e Retrogradação: Normalmente existe muita confusão em torno destes termos. Porém para compreender o significado da progradação e retrogradação, basta perceber a mudança de fácies de um sistema mais raso sobre um mais profundo e vice-versa. A Figura 04 mostra um sistema costeiro onde está havendo uma retrogradação (fácies de sistemas deposicionais mais profundos sobre mais rasos).

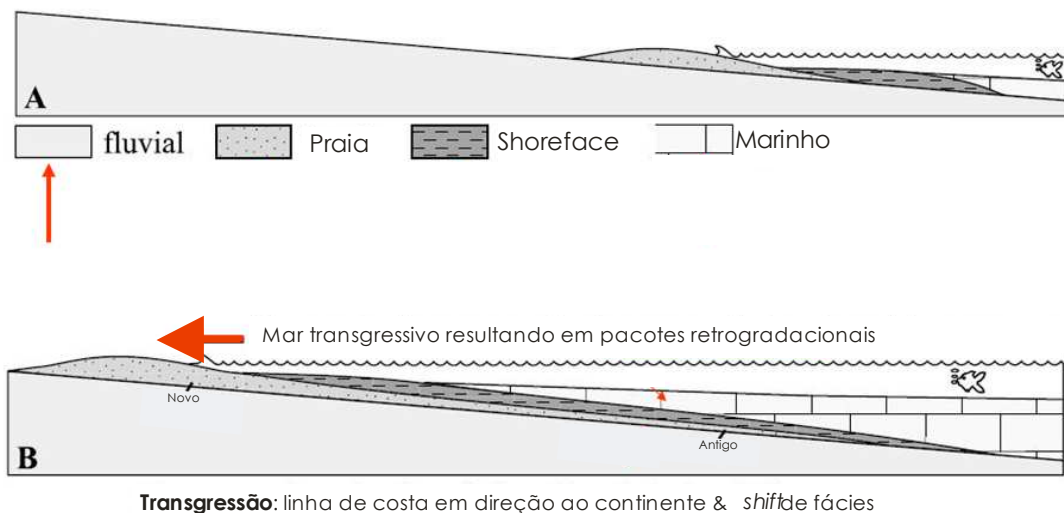


Figura 04: Retrogradação: fácies de sistemas deposicionais mais profundos sobre mais rasos. Modificado de Catuneanu, (2002).

A Figura 05, por sua vez, mostra um sistema costeiro onde está havendo uma Progradação (fácies de sistemas deposicionais mais rasos sobre mais profundos).

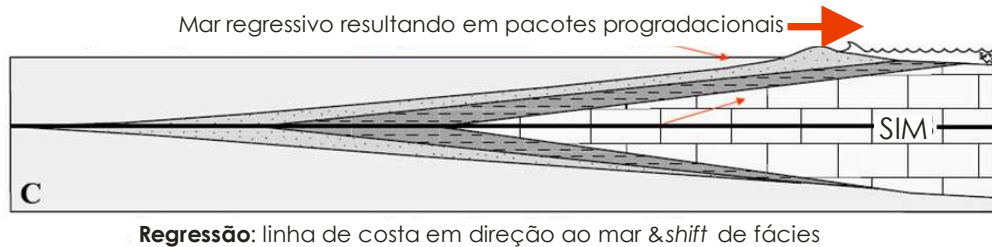


Figura 05: Progradação: fácies de sistemas deposicionais mais rasos sobre mais profundos. SIM= Superfície de Inundação Máxima. Modificado de Catuneanu, (2002).

Terminações de Refletores: Um dos conceitos básicos na estratigrafia de seqüências são as nomenclaturas das terminações dos refletores sísmicos. A estratigrafia de seqüências nasceu com a sismoestratigrafia, onde através de seções sísmicas, foi possível interpretar e correlacionar elementos estratigráficos com alguns elementos observados em seções sísmicas. Cada refletor sísmico é associado a uma linha de tempo, que a depender de como ela aparece ou desaparece pode contar como o corpo rochoso que ela delimita se formou. Por exemplo, refletores em *onlap* normalmente estão relacionados a processos retrogradacionais, como ilustra a Figura 06.

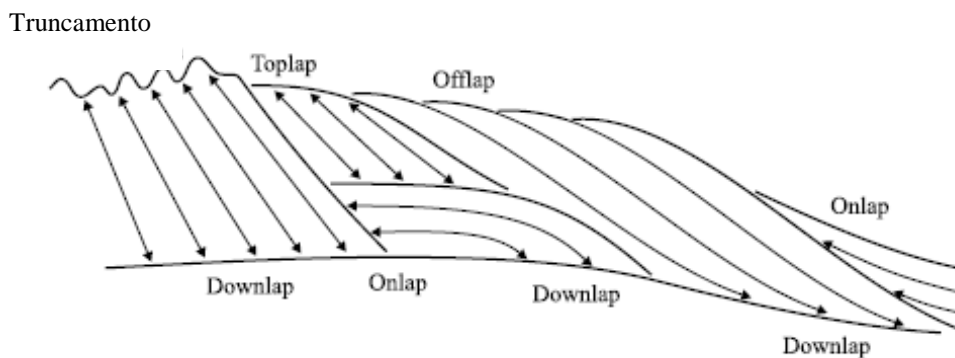


Figura 06: Terminações características em refletores sísmicos. Modificado de Emery & Myers (1996).

Seqüência Depositional (unidade fundamental): É uma sucessão de estratos relativamente concordantes e geneticamente relacionados, limitada no topo e na base por discordâncias ou por suas conformidades relativas (MITCHUM, et al, 1977). É composta por uma sucessão de tratos de sistemas e é interpretada como sendo depositada entre pontos de inflexão de rebaixamento eustático.

Trato de sistemas: Associação de sistemas deposicionais contemporâneos (BROWN & FISHER, 1977), cujas variáveis tempo/espessura foram incorporadas por Posamentier, (1988) definindo quatro tipos de tratos de sistemas:

Mar Baixo (TSMB), Transgressivo (TST), Mar alto (TSMA) e Margem de Plataforma (TSMP).

2.1.2 Principais Superfícies da Estratigrafia de Sequências

Conformidade Correlativa (CC): Forma-se no ambiente marinho, do fim da queda do nível de base até a linha de costa (POSAMANTIER 1988). Compreende o paleo-assoalho marinho ao fim da regressão forçada. Coincide com a superfície basal da regressão forçada, introduzida por Hunt e Tucker (1992).

Superfície de Regressão Máxima (SRM): É relativa à curva Transgressivo-Regressiva (T-R), marcando o ponto entre a regressão e a subsequente transgressão. Podendo ser chamada também de LS (limite de sequências) (HELLAND-HANSEN E MARTINSEN, 1996).

Superfície de Inundação Máxima (SIM): Relativa à curva T-R, marcando o fim da transgressão da linha de costa. Separa os estratos retrogradantes (localizados abaixo) dos progradantes (localizados acima), (FRAZIER, 1974; POSAMENTIER et al, 1988; VAN WAGONER et al, 1988; GALLOWAY, 1989).

Superfície de Ravinamento (SR): Produzida por ondas no *shoreface* superior durante a transgressão da linha de costa (BRUUN, 1962; SWIFT et al, 1972; SWIFT, 1975; DOMINGUEZ e WANLESS, 1991).

2.1.3 Modelos de sequência

O termo Sequência foi proposto pela primeira vez por Sloss (1949). Atualmente existem três principais modelos de sequências estratigráficas:

i - Sequência deposicional: Proposta pela primeira vez por Mitchum (1977) usa a discordância subaérea e sua conformidade marinha correlativa como limite de sequência.

ii - Sequência Genética: Usa a superfície de inundação máxima como um limite de sequências, e a subdivide em Trato de mar alto, trato de mar baixo e trato transgressivo (GALLOWAY, 1989).

iii - Sequência T-R (transgressiva - regressiva): É composta por superfícies que incluem uma não conformidade subaérea e/ou uma superfície de ravinamento e suas correlatas superfícies de regressão máxima. (EMBRY & JOHANNESSEN, 1992).

O tema central de todos os modelos de sequência é o de que a previsão dos tratos de sistema e superfícies estratigráficas estão controlados principalmente pelas relações entre acomodação e suprimento. Estas relações são válidas na maioria dos casos, especialmente em regiões costeiras.

Todos os modelos de sequências possuem seus méritos e limitações, e funcionam melhor para cada modelo tectônico no qual foi concebido. Apesar da barreira terminológica, a Estratigrafia de Sequências é um método relativamente fácil de aplicar, no que tange aos estudos estratigráficos.

2.2 MODELOS ESTRATIGRÁFICOS DE BACIAS RIFTE

Podemos subdividir os modelos estratigráficos para estudo em bacias rifte em escala de bacia e escala de campo (campo de produção de petróleo ou gás).

Os modelos de escala de bacia tratam da evolução tectônica das bacias rifte, desde a formação da falha de borda, até seu completo preenchimento. Relacionam as superfícies de truncamento vistas em escala sísmica, com os estágios do rifte, e com afloramentos estudados.

Já os modelos de escala de campo, são modelos de alta resolução, comparado aos modelos utilizados na estratigrafia de sequências de alta resolução, pois a ordem trabalhada seria menor (3ª ou 4ª ordem) que os utilizados em escala de bacia. Compara-se, a sísmica da área com dados de perfis e testemunhos e tenta-se estabelecer uma correlação das superfícies estratigráficas com as superfícies de concordância e truncamento sísmico, utilizando conceitos da estratigrafia de sequências.

2.2.1 Evolução tectono-estratigráfica de bacias rifte

2.2.1.1 Prosser

Sarah Prosser em 1993 fez uma proposição da subdivisão de uma bacia rifte em diferentes tratos de sistemas tectônicos, que representariam diferentes estágios evolutivos de um meio-graben. Segundo esta autora, a tectônica seria o principal controlador dos padrões de empilhamento em bacias riftes, ao contrário do que era defendido por Posamentier & Vail (1988) para bacias de margem passiva, onde a eustasia seria o fator preponderante. Prosser (1993) sugeriu então o termo Trato de Sistema Tectônico para descrever os tratos de sistema gerados pelo tectonismo. A escala sugerida para este trato de sistema seria sísmica (variando com a resolução e qualidade da sísmica), e a duração iria variar a depender da taxa de subsidência da bacia. Prosser (1993) então definiu quatro tratos de sistemas tectônicos, que representaria diferentes estágios tectônicos (S1, S2, S3 e S4), mostrados nas Figuras 07 e 08, a seguir.

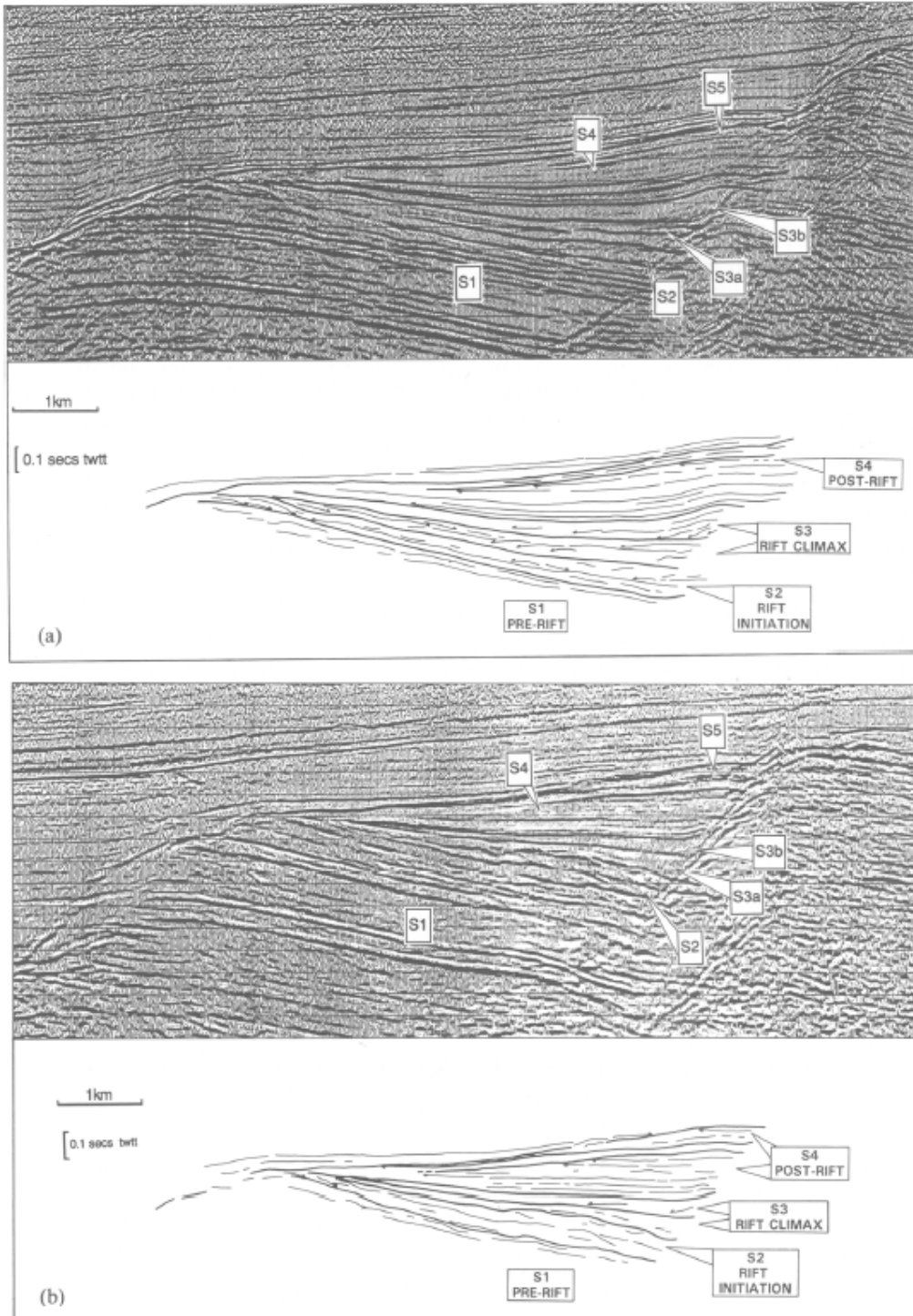
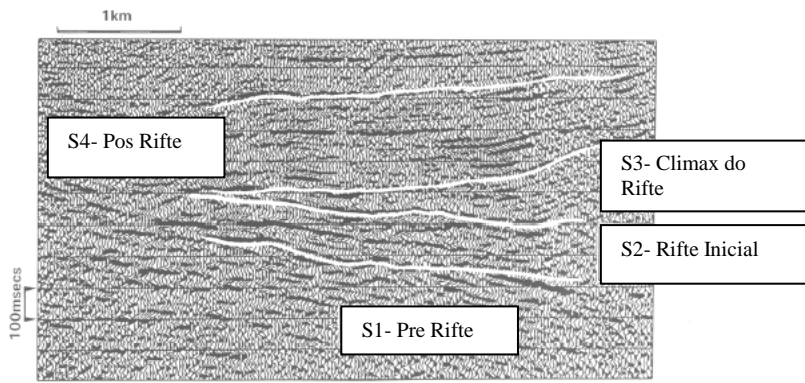
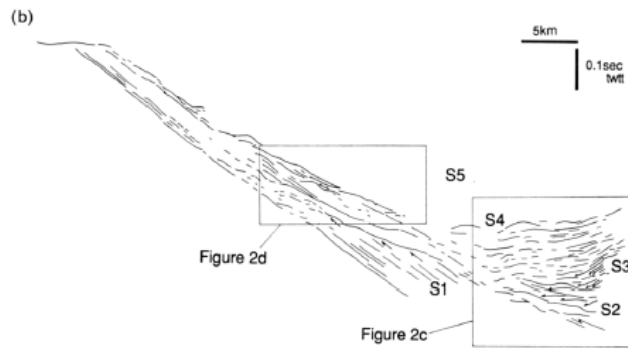
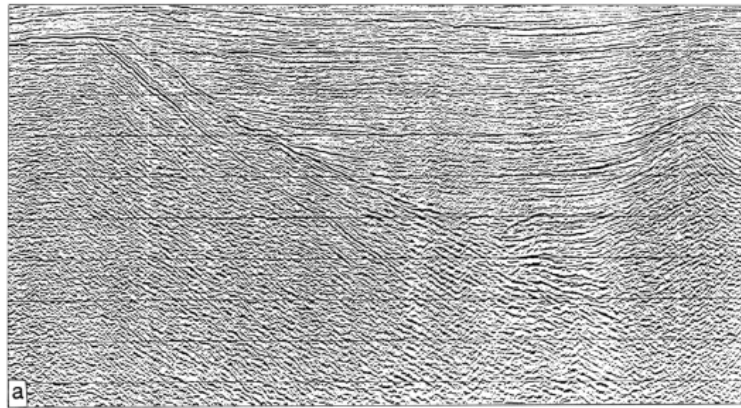
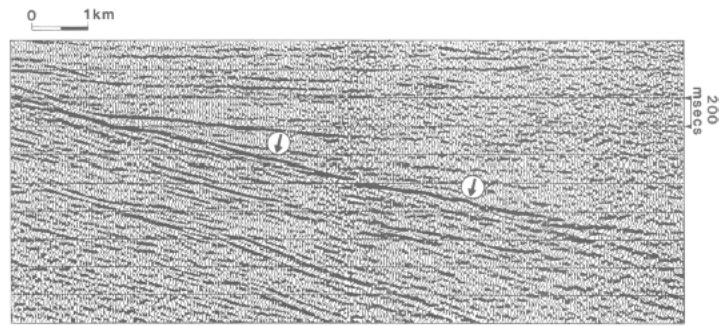


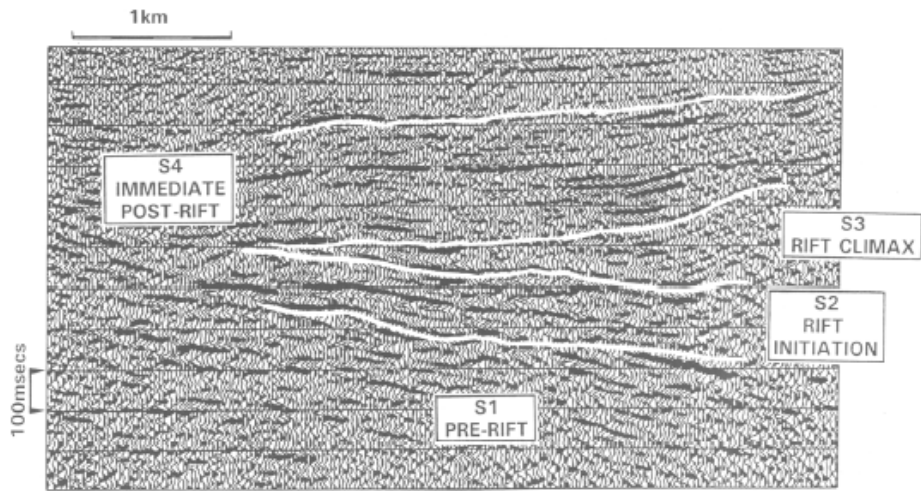
Figura 07: Meio Graben do Mar de Barents. A seção em (a) é 5 km a norte da seção (b), onde vemos S1 (Pré-rifte), S2 (Início do Rifte), S3 (Clímax do Rifte) e S4 (Pós Rifte). Modificado de Prosser (1993).



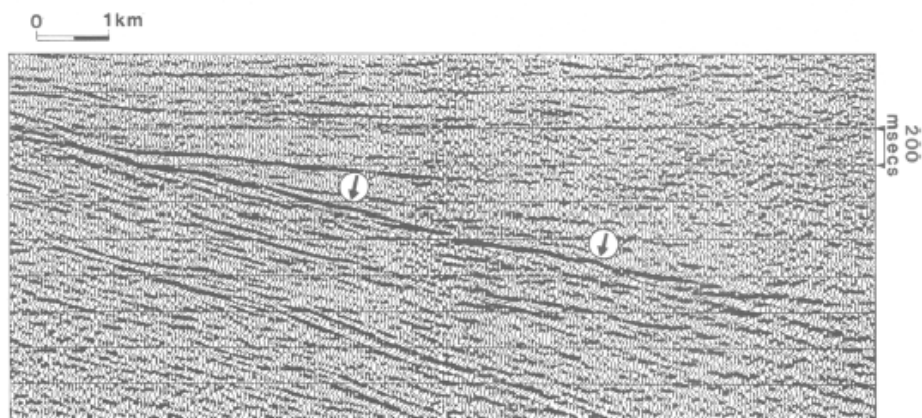
(c)



(d)



(c)



(d)

Figura 08 (a) (b): Baía Magnus, em (a) é exibida uma seção sísmica da área e (b) mostra sua interpretação sísmica, com as localizações (c) e (d). Pode-se observar nesta figura o padrão subparalelo dos refletores e forte *onlap* para o *hangingwall*, onde a maioria destes refletores constitui o preenchimento da bacia efetivamente. (c): Detalhe da seção sísmica próximo ao plano da falha, mostrando a mudança no padrão de preenchimento progradacional (S2) para agradacional (S3), interpretado como a mudança do trato de sistema de início do rifte para clímax do rifte. O pós rifte (S4) é caracterizado por refletores com padrão subparalelos onlapando no *hangingwall*. (d) Detalhe do *hangingwall* mostrando refletores em forma de losango, possivelmente associados a depósitos de frente deltaica distal ou leques submarinos. Modificado de Prosser (1993).

a) Trato de Sistema de Início de Rifte (S2)

O trato de sistemas de início do rifte é caracterizado pelo desenvolvimento de meio-grábens incipientes, limitados por falhas de pequeno rejeito e limitada extensão lateral. Este trato de sistemas é caracterizado por depósitos fluviais e eólicos que preenchem todo o espaço

gerado. O tipo de fácies acumulada irá variar conforme existir variações de suprimento de água, altura, distância e tipo de rocha da área fonte. A figura 09 exemplifica os pontos básicos deste trato.

Pontos básicos: subsidência = sedimentação

- Não estabelecimento de bacias de drenagem em novos espaços de acomodação criados
- Drenagens pré existentes são predominantemente axiais
- Pequenas e isoladas sub-bacias, pouco espaço de acomodação

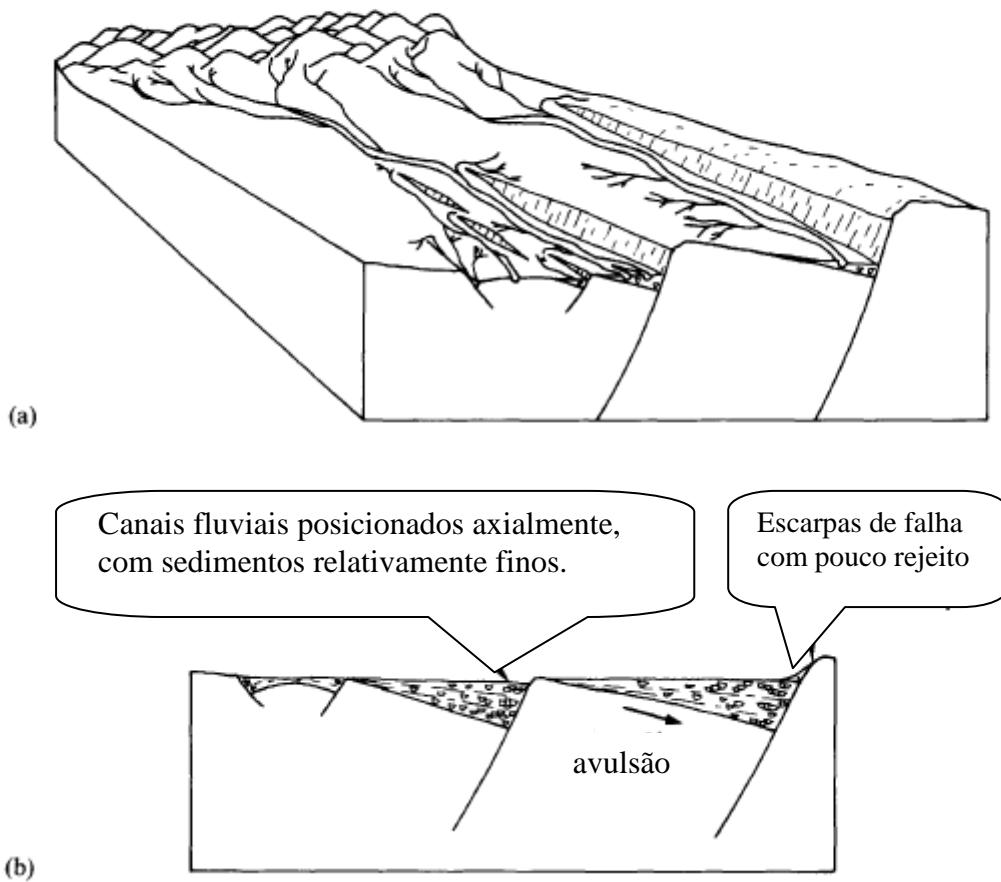


Figura 09: Trato de Sistema de Início de Rifte. (a) Bloco diagrama esquemático (b) Seção geológica esquemática. Notar que o rejeito da falha de borda é pequeno, o sistema deposicional principal é axial, e o pequeno rejeito das novas escarpas de falha. Modificado de Prosser (1993).

b) Trato de Sistemas de Clímax de Rifte (S3)

O momento de máximo rejeito da falha de borda está relacionado ao trato de Clímax do Rifte. A sedimentação frequentemente não acompanha o ritmo das altas taxas de subsidência, ou seja, as taxas de subsidência são maiores que o aporte sedimentar, gerando um

padrão geral retrogradacional. É criado ainda, um relevo diferencial ao longo da escarpa da falha de borda, gerando pacotes conglomeráticos ancorados na falha. Este estágio é caracterizado pelo momento em que a bacia é afogada, conforme representa a Figura 10.

Comumente são criadas pequenas sub-bacias, onde se veem nos blocos altos sedimentos associados a sistemas subaéreos e nos blocos baixos sistemas subaquosos, gerados simultaneamente, que ao logo do preenchimento da bacia se tornam subaéreos também.

Este trato pode ser dividido para melhor entendê-lo em três sub-tratos: Trato de sistema de clímax de rifte inicial (S3a), trato de sistema clímax de rifte médio (S3b) e trato de sistema de clímax de rifte final (S3c). A figura 07(a) mostra esta divisão na seção sísmica.

i: Trato de Sistema de Clímax de Rifte Inicial (S3a)

Este trato é diferenciado do S2 através de uma superfície de *downlap*. Isto é evidenciado com a agração mostrada pelos refletores próximos ao *footwall* juntamente com progradação e *offlap* próximos ao *hangingwall*, conforme mostra a Figura 11(a). Os refletores em forma de losango podem representar depósitos tipo lobos, e comumente eles são evidência de *downlap* derivado do *footwall*. Porém a preservação destes tipos de depósitos não é comum, e é provável que a sedimentação gerada através do *hangingwall* não seja observada em escala sísmica.

ii: Trato de Sistema de Clímax de Rifte Médio (S3b)

Este trato é caracterizado pela mudança do padrão dos refletores para um tipo retrogradacional no *hangingwall* e possivelmente também no *footwall*, representado pela figura 11(b).

iii: Trato de Sistema de Clímax de Rifte Final (S3c)

O registro deste trato de sistema em uma seção sísmica é representado por um refletor contínuo que pode ser traçado através da bacia para as cristas do *footwall* e *hangingwall*, conforme é representado na Figura 11(c).

Pontos básicos: subsidência > sedimentação

-Menor acumulação de sedimentos devido ao incremento da taxa de subsidência (relacionado à falha de crescimento), acréscimo da área de deposição, controle hidrológico (pequenas bacias de drenagens, cânions)

-Registro improvável de pequenas variações eustáticas

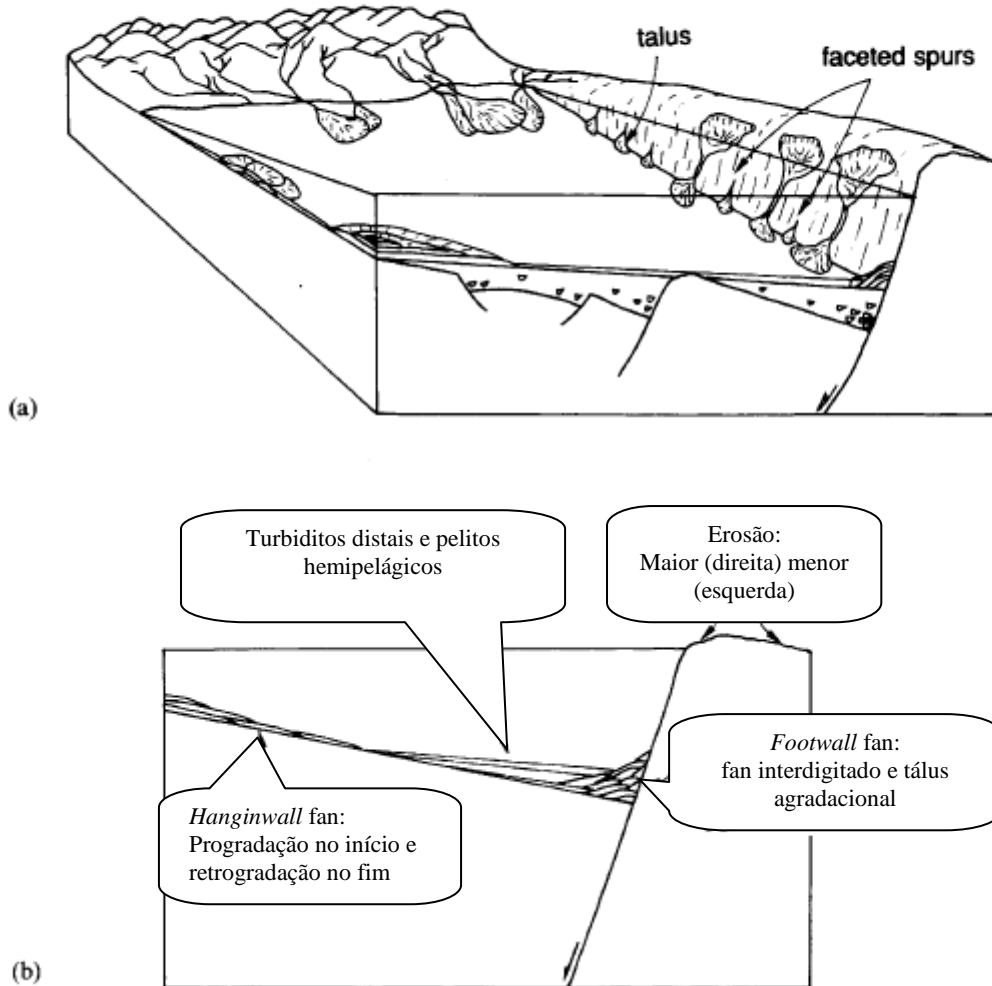


Figura 10: Trato de Sistema de Clímax de Rifte. (a) Bloco diagrama esquemático (b) Seção geológica esquemática. Observar que neste trato de sistemas o rejeito da falha de borda torna-se grande. Modificado de Prosser (1993).

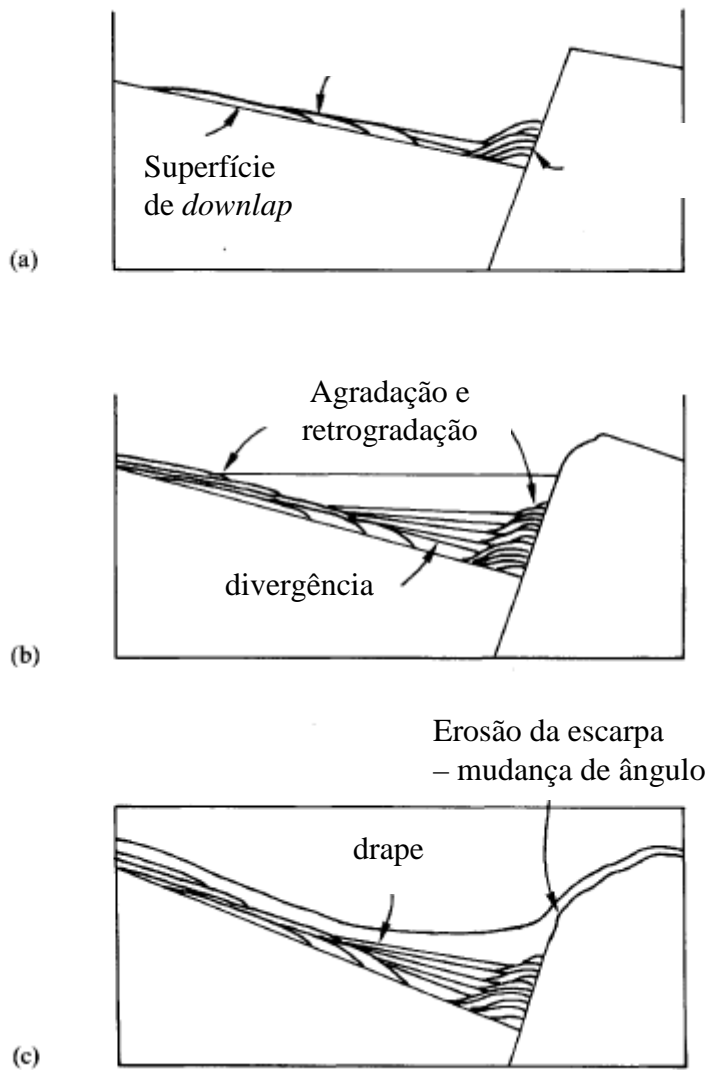


Figura 11: Modelo esquemático para a configuração dos refletores no Trato de Sistemas de Clímax de Rifte, sendo (a) Trato de Sistema de Clímax de Rifte Inicial (b) Trato de Sistema de Clímax de Rifte Médio e (c) Trato de Sistema de Clímax de Rifte Final. Modificado de Prosser (1993).

c) Trato de Sistemas de Pós Rifte (S4)

O fim do tectonismo ativo e a localização da falha de borda implicam na inclinação do *hangingwall* e subsidência diferencial do plano de falha praticamente cessam e a taxa de subsidência regional diminui. Os refletores na base deste trato de sistemas passam de um padrão agradacional para um progradacional, conforme a Figura 12 mostra.

A figura 13 resume os principais tratos identificados por Prosser (1993).

Pontos básicos: subsidência < sedimentação

-Aumento da granulometria devido a expansão do *footwall*

-Aumento da progradação do sistema

-Comum o registro de pequenas variações eustáticas

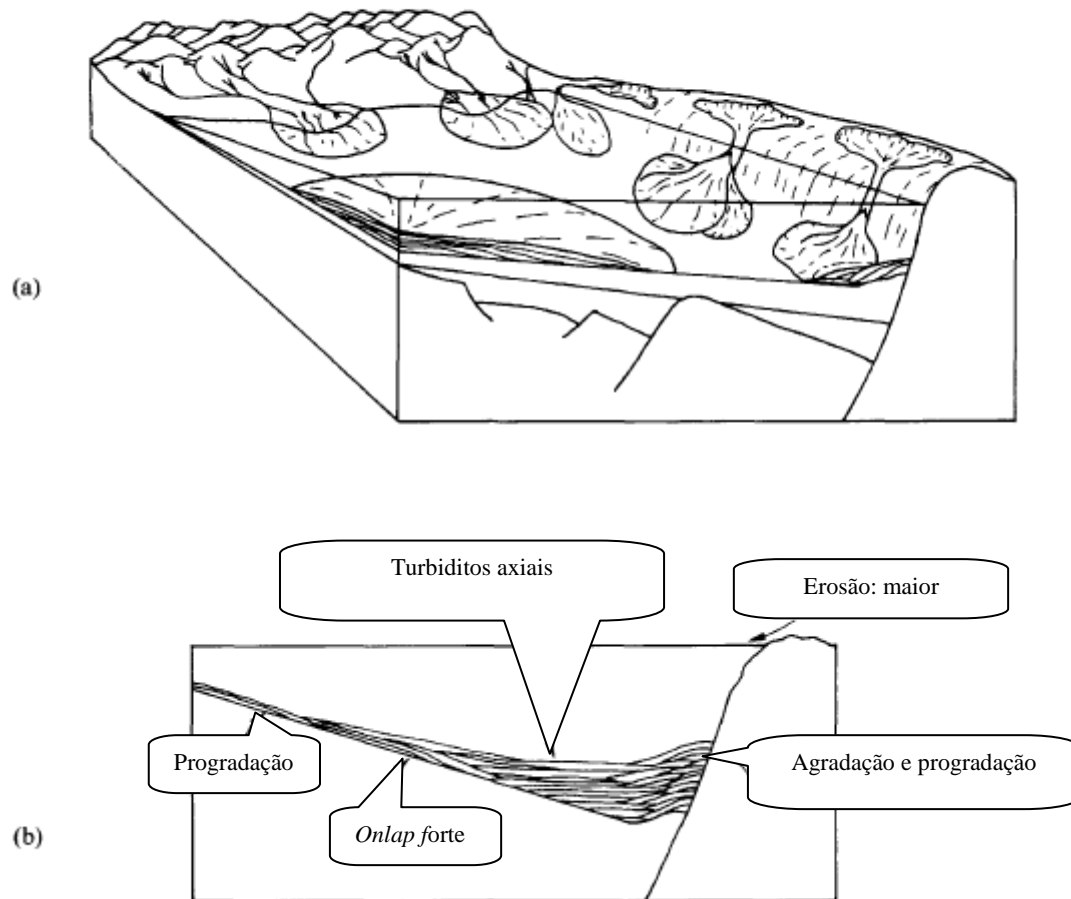


Figura 12: Trato de Sistema de Pós-Rifte. (a) Bloco diagrama esquemático (b) Seção geológica esquemática. Notar a expansão e incisão das bacias de drenagem, a agradação das fácies preenchendo a bacia, e a superfície de *onlap* proeminente junto com a progradação dos sedimentos tanto transversalmente quanto longitudinalmente. Modificado de Prosser (1993).

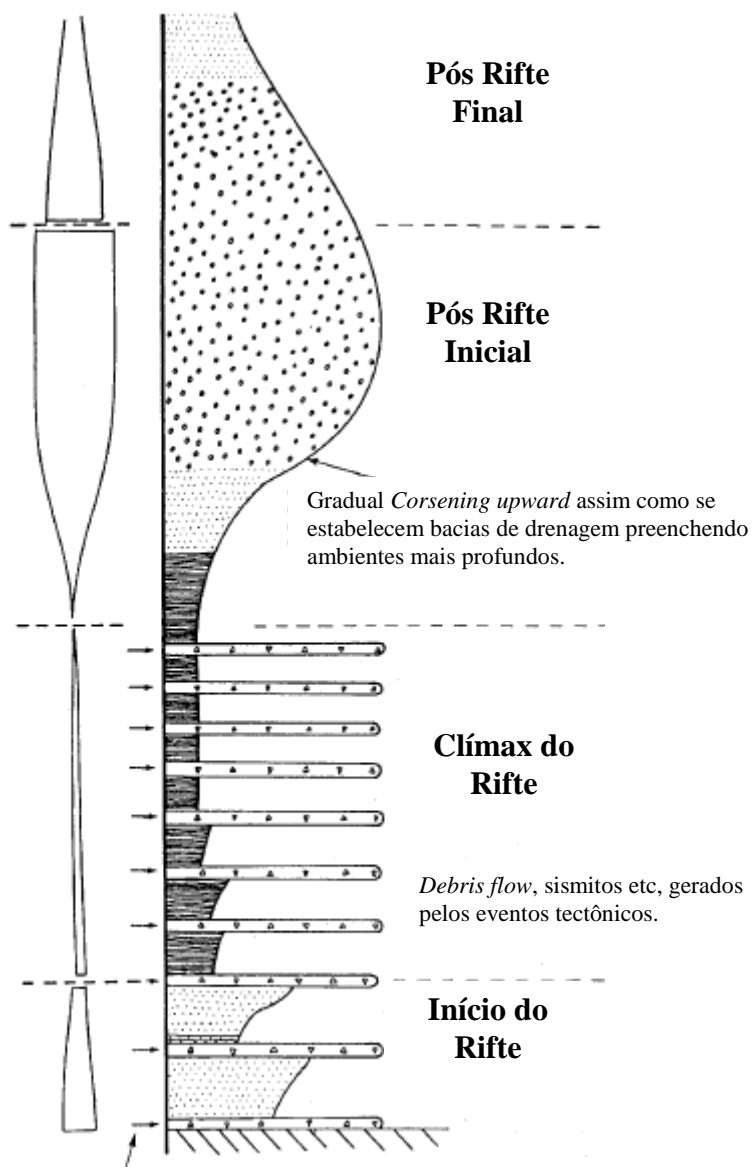


Figura 13: Perfil esquemático mostrando a litoestratigrafia vertical através do centro da bacia, interpretado como a expressão da mudança do controle tectônico em um sistema deposicional. Modificado de Prosser (1993).

2.2.1.2 Bosence

Bosence (1998) definiu uma bacia do tipo Rifte como sendo alongada, limitada por falhas normais formando um *graben* de extensão regional. Um rifte marca uma zona em que toda a espessura da litosfera se rompeu devido a um stress extensional. Portanto, bacias rifte são geradas dentro do intervalo de tempo desde os primeiros esforços extensionais vinculados ao rifteamento inicial até a transição rifte-drifte a partir da qual a litosfera oceânica é criada em um centro de propagação.

Dividiu uma bacia do tipo rifte em: Estratos de pré-rifte, Estratos de Rifte e Estratos de pós-rifte, conforme mostra a figura 14. O pré-rifte é separado do sin-rifte pela superfície chamada de discordância de sin-rifte, e o sin-rifte é separado do pós rifte pela discordância de pós-rifte.

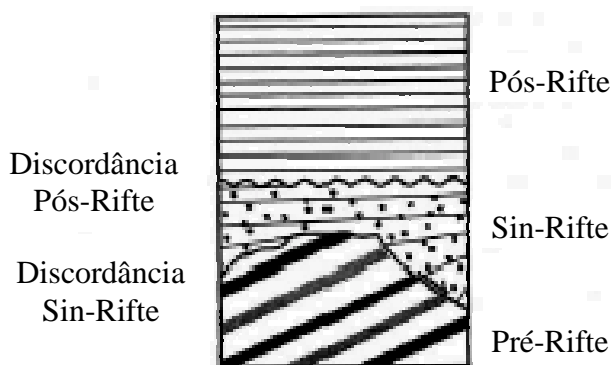


Figura 14: Terminologia utilizada em uma bacia rifte. Modificado de Bosence (1998).

Os estratos de pré-rifte foram depositados antes do rifteamento. A superfície superior dos estratos de pré-rifte é chamada de discordância de sin-rifte.

A discordância de sin-rifte é resultante do *uplift* do *footwall* e respectiva queda do nível de base, ou é uma superfície de erosão local. Os sedimentos de sin-rifte foram depositados durante o tempo em que a falha de borda da bacia estava ativa e controlando o depocentro desta.

A discordância de pós-rifte é resultante de um processo erosional que marca a base do estrato depositado durante a subsidência termal. Assim os estratos de pós-rifte foram depositados durante a subsidência de pós-rifte. Estes sedimentos moldam gradualmente a topografia da bacia o espaço de acomodação restante.

2.2.1.3 Chris K. Morley

Morley (2002) estudou como se dá a evolução das falhas normais em uma bacia extensional. A principal ferramenta para este estudo usada foi a sísmica 3D principalmente, no estudo das bacias do leste Africano.

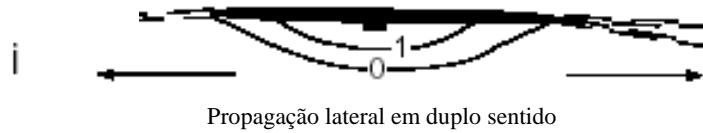
O autor defende que a evolução das falhas de borda deve-se a três possibilidades: (a) foram desenvolvidas antes da formação da bacia; (b) depois do primeiro falhamento criou-se uma extensa área de subsidência; (c) foram formadas durante o desenvolvimento da bacia. As

bacias do leste africano correspondem aos itens a e b. A figura 15 mostra a relação da propagação da falha.

Alguns anticlinais transversos são desenvolvidos paralelamente e no *hangingwall*, associados com as falhas de borda. Eles representam cada um uma zona de transferência antiga, conforme mostra a figura 16.

As observações feitas em seções sísmicas mostram que estes aspectos observados, são melhores identificados em riftes continentais. Os pacotes do sin-rifte final são claramente distintos do pós-rifte, em seções *estrie*, através do *hangingwall* e falha de borda.

(a) Vista em mapa



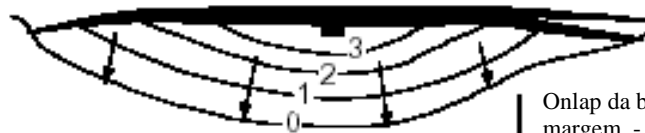
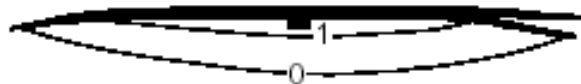
Seção



Seção *strike* no *Hanging wall*



(b)



Falhas permanecem fixas



Figura 15: Modelo esquemático mostrando a propagação da falha de borda e desenvolvimento do depocentro de uma bacia rifte. (a) Desenvolvimento de uma bacia sedimentar durante a propagação da falha de borda, (b)

Desenvolvimento da bacia sedimentar ocorre após a falha de borda ter se propagado. I= estagio inicial, ii=estagio final. 1-3= contorno estrutural (profundidade em km). Modificado de Morley (2002).

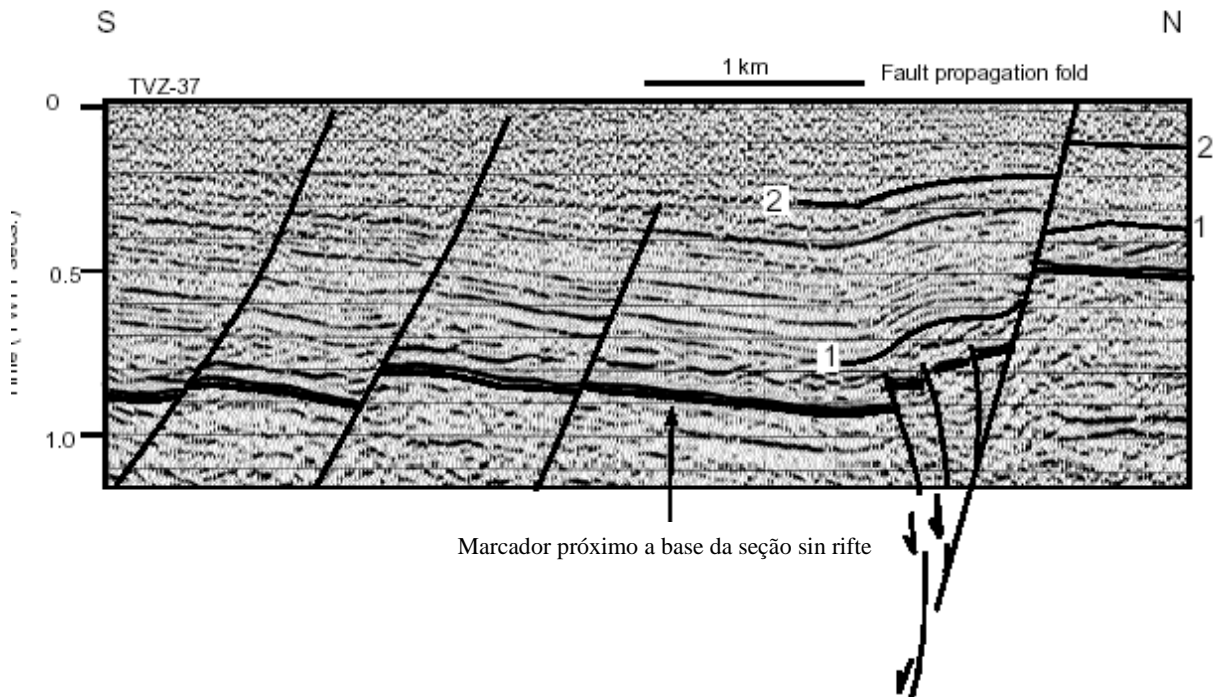


Figura 16: Perfil sísmico em tempo, de Usangu Flats, Tanzânia, mostrando falhas pequenas características do estágio inicial do desenvolvimento de um rifte. Observar que a maior falha está associada com o *fault-propagation fold*. Modificado de Morley (2002).

Resultados de interpretação de dados sísmicos de bacias do leste Africano sugerem que a falha de borda não foi muito expressiva no início da formação do rifte, não tendo controle sobre a geometria da bacia durante o início do seu desenvolvimento. A geometria da fase inicial do rifte revela-se como um grande sinclinal. Esta região ilustra bem o primeiro estágio do desenvolvimento de um meio graben, onde a falha de borda se desenvolve relativamente tarde durante o período de evolução da bacia, conforme ilustra a figura 17 a.

A bacia ampla será estabelecida depois que a falha de borda se tornar dominante e representará um tipo de estágio de início de rifte com falhas sintéticas associadas, e com o antiforme do *fault-propagation fold*.

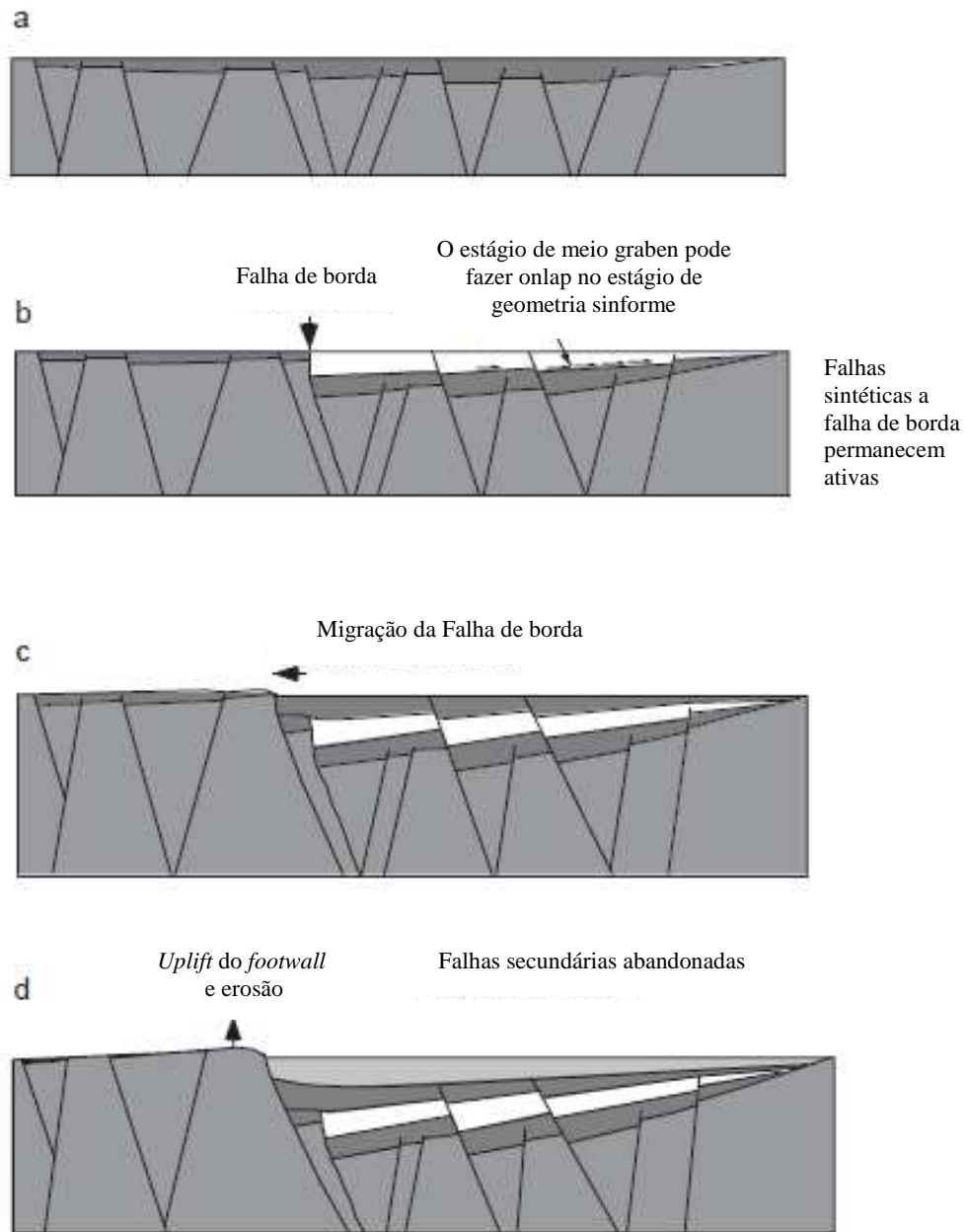


Figura 17 a: Seção esquemática *dip* em uma bacia, ilustrando uma evolução idealizada de um meio graben e valorizando os principais estágios estruturais comumente encontrados nos Riftes do leste Africano. (a) Início do estágio do rifte, com uma deformação sinforme (Ex. Usangu); (b) Início do meio graben; (c) Meio graben maduro; (d) Meio graben final. Modificado de Morley (2002).

O desenvolvimento de uma falha pode então ser dividido em dois estágios: (1) estado inicial (2) evolução da falha de borda, (3) termino da atividade da falha. O estado inicial envolve o surgimento de falhas *en echelon* em zonas de transferência sintéticas. A figura 17 b

ilustra o sin-rifte e o pós-rifte, mostrando as diferenças entre eles causadas pelo esforço tectônico ou incremento sedimentar.

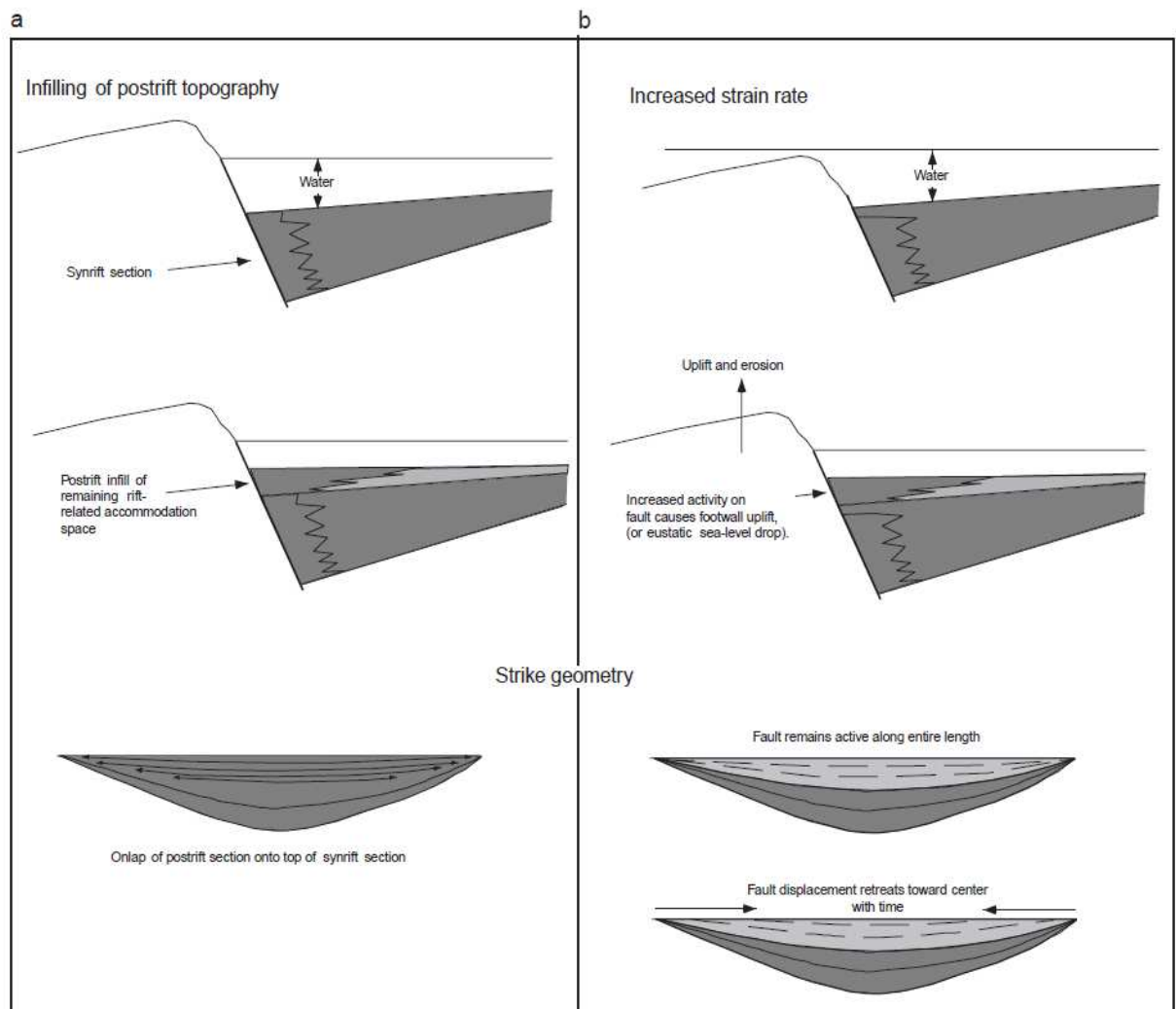


Figura 17 b: Perfil esquemático de um meio graben, mostrando os principais problemas em determinar o estágio sin-rifte final(b) do pós rifte (a). (MORLEY, C.K., 2002).

2.2.2 Estratigrafia de alta resolução em bacias rifte

2.2.2.1 Gawthorpe

Gawthorpe (1994) propôs a utilização em bacias riftes dos tratos de sistemas propostos por Posamentier para bacias de margem passiva. Entretanto, Gawthorpe op. cit. Ressaltou que as variações espaciais e temporais na taxa de criação de espaço de acomodação em bacias rifte, tem um efeito bastante significativo nas superfícies estratigráficas e tratos de sistema em diferentes segmentos de um meio graben. Figura 18 mostra estas variações. A tectônica controla a criação de espaço de acomodação, assim como o suprimento sedimentar juntamente com o tectonismo, controla os padrões de empilhamento.

Em geral o espaço de acomodação e o suprimento sedimentar, variam ao longo de segmentos de falhas normais, controlando a geometria e duração dos tratos de sistemas deposicionais.

A figura 20 mostra um meio graben, cujo depocentro é separado por uma rampa de *Relay*, em uma zona de transferência.

Os sedimentos são depositados provenientes do *footwall* diretamente para o *hangingwall*, numa zona de falha normal, e no centro do segmento da falha, as sequências são dominadas pelo Trato de Sistemas de Nível Alto. Indicam um suprimento de sedimento baixo, e os limites de sequência coincidem com a superfície transgressiva e superfície de máxima inundação (ver localização 1 e 5 da figura 18b).

O autor revela ainda que as altas taxas de subsidência em rifte tectonicamente ativos, gerando falhas normais, praticamente anulam o efeito as variações eustáticas do nível do mar/lago. Neste caso o Trato de Sistemas de Nível Baixo não será desenvolvido, conforme mostra a figura 19 a seguir.

Na Figura 18, vemos que na posição 2 os sedimentos não sofrem influencia do *uplift* da bacia, e a posição 4 não sofre influencia da subsidência tectônica. O mergulho do *hangingwall* promove o surgimento de depósitos em rampa provenientes da margem flexural, com uma fisiografia de rampa, contrastando com os depósitos de margem passiva que podem ser comparados aos provenientes da margem flexural (falha de borda).

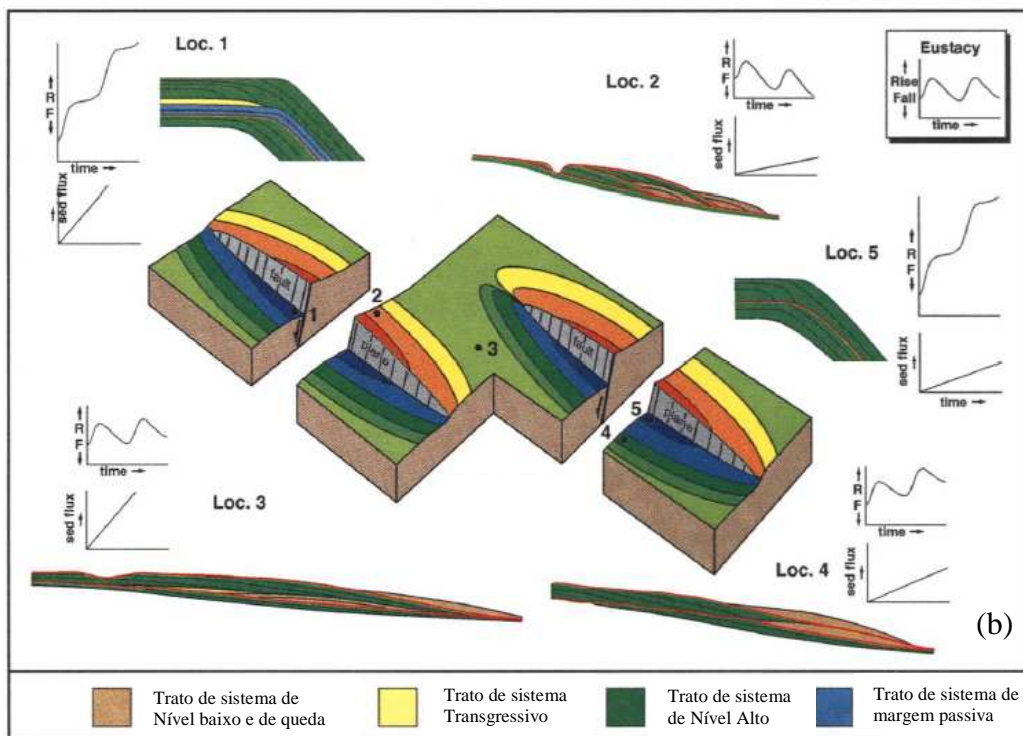
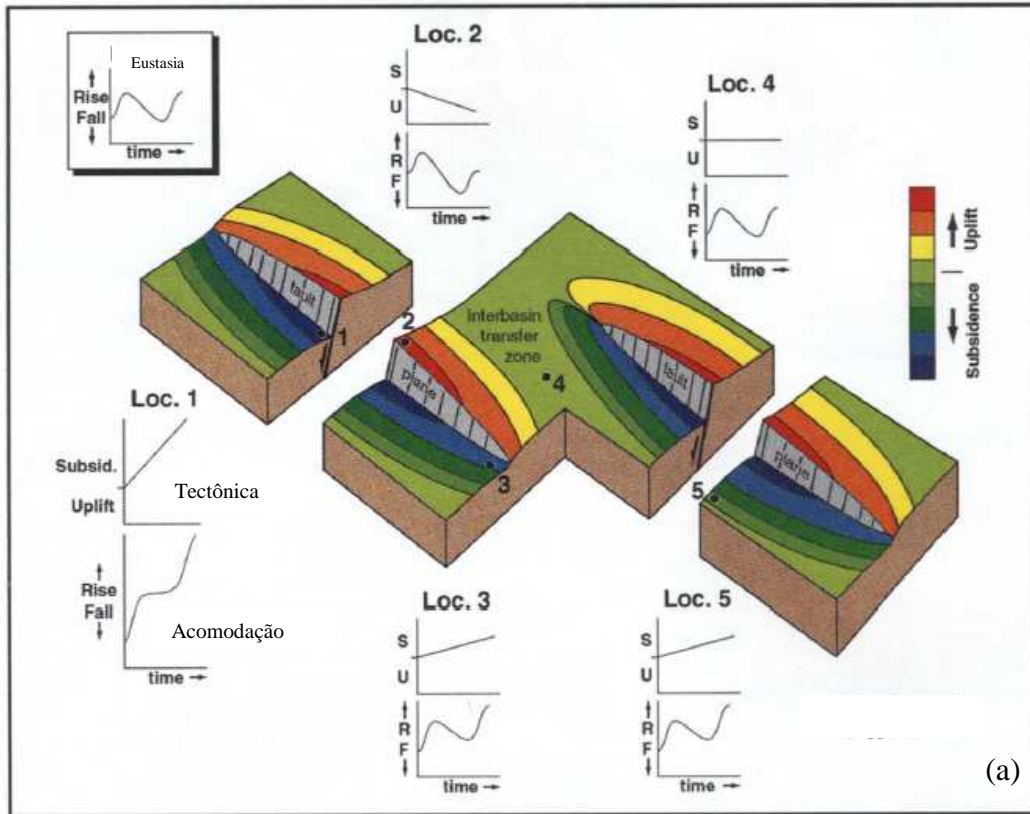


Figura 18: (a) Variação espacial da criação de espaço de acomodação em torno de uma zona de falha normal esquemática. Dois meio *grábens* são separados por uma zona de transferência. Notar que a deformação diminui do centro da falha em direção à borda e a zona de transferência. (b) Geometria das sequências deposicionais contemporâneas, para 5 pontos em diferente localização estrutural. Observar a curva de nível eustático, e os

gráficos representando o espaço de acomodação e suprimento sedimentar para cada ponto. Os limites de sequência estão representados pela superfície em vermelho. Modificado de Gawthorpe (1994).

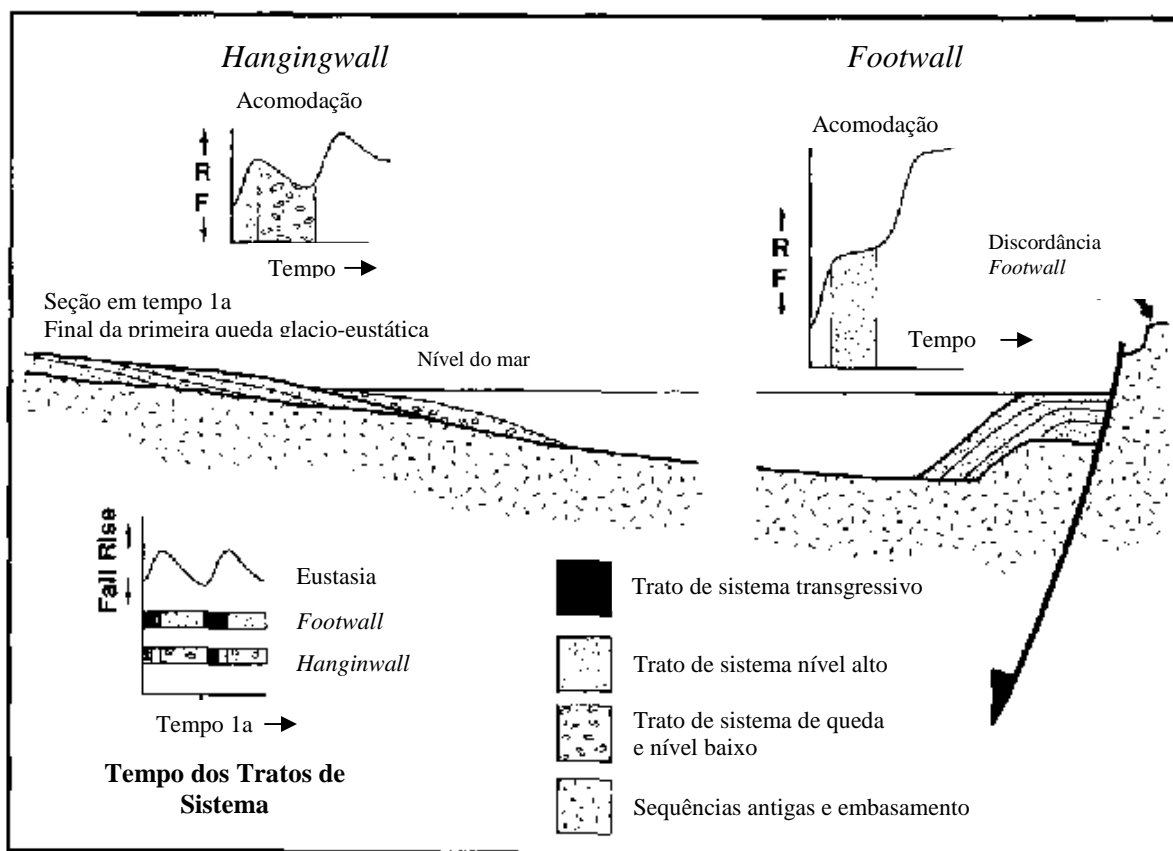


Figura 19: Seção esquemática *dip* de um meio *graben*. Observar as diferenças no Trato de Sistema de Nível Alto desenvolvido entre o *hangingwall* e o *footwall*. O Trato de Sistema Transgressivo está pobremente desenvolvido devido a altas taxas de aumento do nível de base em relação ao suprimento sedimentar. Modificado de Gawthorpe (1994).

Gawthorpe e Leeder (2000) publicaram um trabalho sobre a evolução tectono-sedimentar em bacias distensionais ativas. Estes autores procuraram entender a evolução procuraram fazer um link entre a evolução dos falhamentos, a geometria dos meio-grábens e os padrões de empilhamento e tipo de sistemas deposicionais associados.

Estes defendem que a arquitetura da bacia depende de uma interação complexa entre a evolução tridimensional da bacia através da propagação da falha de borda, a evolução das drenagens e das bacias de drenagem e os efeitos das mudanças climáticas e variações do nível de base (mar/ lago).

Os modelos experimentais teóricos podem ser testados usando dados de campo, evidenciando que a evolução da geometria de sistemas de meio-grábens é controlada pela conexão de falhas e sistemas de falhas (Figuras 20 e 21).

Estes estudos revelaram que as relações entre o deslocamento (D) e o comprimento (L) podem ser demonstradas por:

$$D=cL^n$$

Onde:

D= máximo deslocamento

L= máximo comprimento

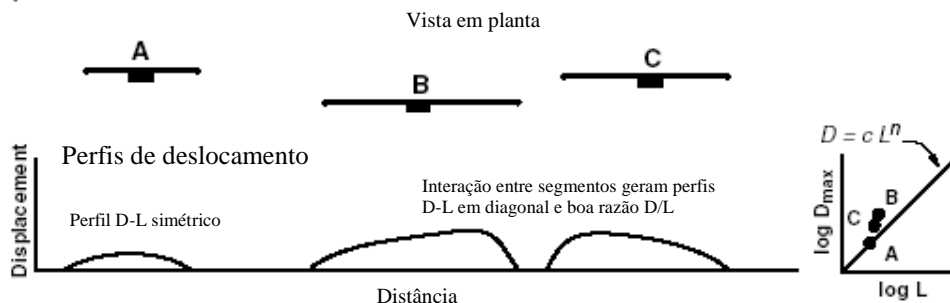
c= constante relacionada às propriedades da rocha.

O expoente ⁿ varia entre 1 e 2 (WATTERSON, 1986; WALSH & WATTERSON, 1988; MARRETT & ALLMENDINGER, 1991; COWIE & SCHOLZ, 1992; DAWERS et al., 1993; CARTWRIGHT et al., 1995; DAWERS & ANDERS, 1995. apud GAWTHORPE & LEEDER, 2000).

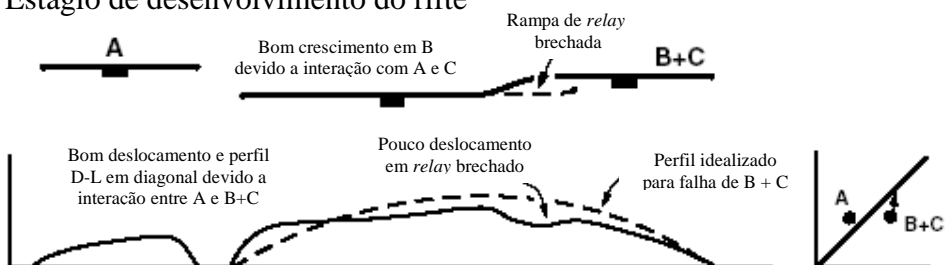
Ou seja, Gawthorpe & Leeder (2000) demonstram que existe uma correlação positiva entre rejeito da falha com a sua extensão lateral. Em consequência disso, as bacias riftes seriam caracterizados no seu início por grábens incipientes, limitados por falhas de pequeno rejeito e de pequena extensão lateral. Na medida em que ocorre a conexão das falhas de borda (conexão de meio grábens), os meio grábens aumentam o seu tamanho e incrementam a sua taxa de subsidência (maior rejeito das falhas).

Além disso, estes autores ressaltam que o dobramento é um importante elemento no desenvolvimento de zona de falha normal. No *hanginwall* em uma falha normal, um sinclinal transverso é associado a um deslocamento máximo, e um anticlinal transverso está associado a um deslocamento mínimo. Outras falhas podem ser associadas à falha normal, paralelas à zona de falha e são formadas devido à deformação dúctil, conforme mostra a figura 22. Estas dobras (*fault-propagation folds*) são normalmente preservadas como monoclinais no *footwall* de falhas normais, e como sinclinais no *hanginwall*. (WITHJACK et al., 1990; SCHLISCHE, 1995; GAWTHORPE et al., 1997. apud GAWTHORPE & LEEDER, 2000)

A) Estágio inicial do rifte



B) Estágio de desenvolvimento do rifte



C) Estágio final do rifte

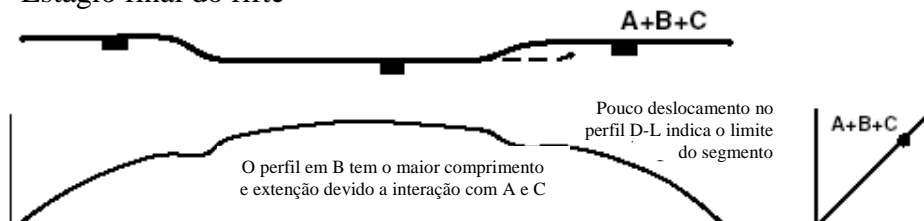
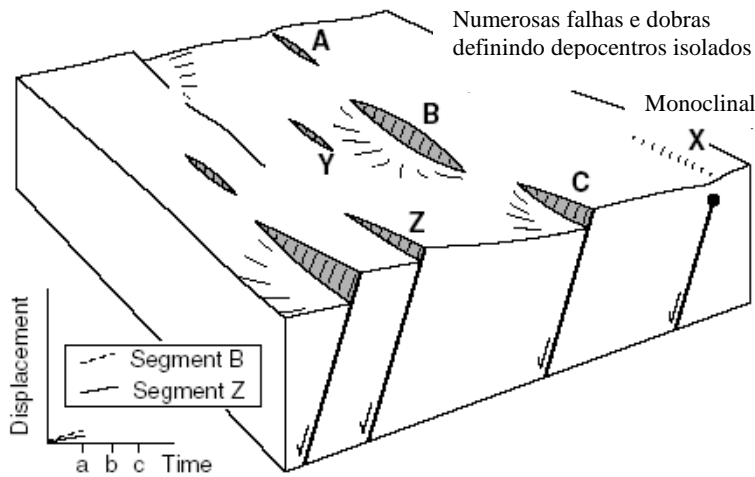
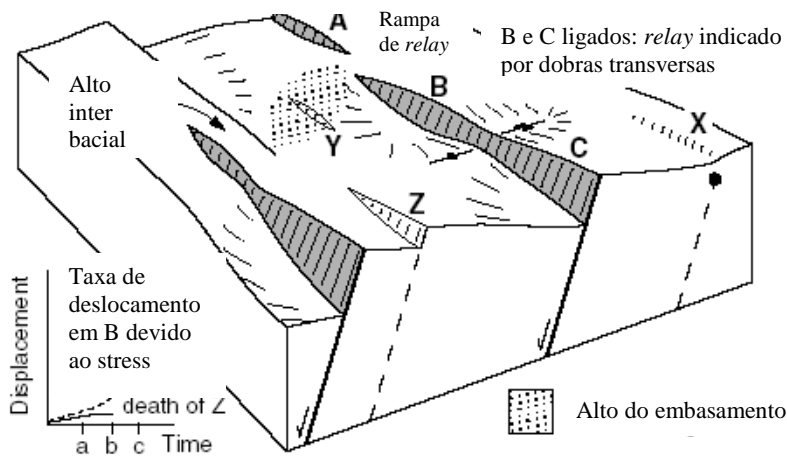


Figura 20: Esquema da evolução da falha de borda de uma bacia rifte, mostrando os três segmentos que a produzem. (A) Estágio inicial, (B) Estágio de desenvolvimento do rifte e (C) Estágio final do rifte. Observar como a interação entre os segmentos produzem uma feição em diagonal. Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).

(A) Início



(B) Estágio de propagação da falha



(C) Estágio final do falhamento

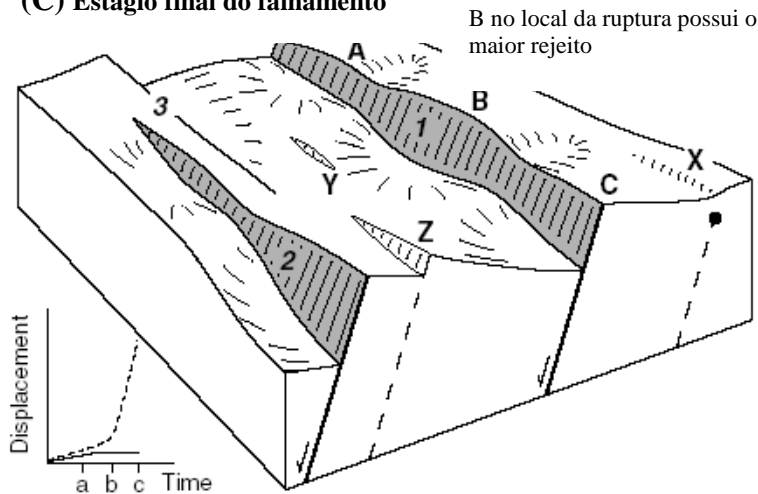


Figura 21: Modelo esquemático 3D para a evolução de uma falha normal. (A) Estágio de início do falhamento, caracterizado por um grande numero de pequenas falhas normais. Observar a superfície mais baixa topograficamente sendo influenciadas pelo *fault propagation-folds* e pelas superfícies formando escarpas de falhas normais. (B) Estágio de propagação da falha e a deformação começa a ser concentrada ao longo da falha principal. (C) Estágio final do falhamento onde a deformação é localizada ao longo da falha de borda, gerando o meio graben e o depocentro da bacia. Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).

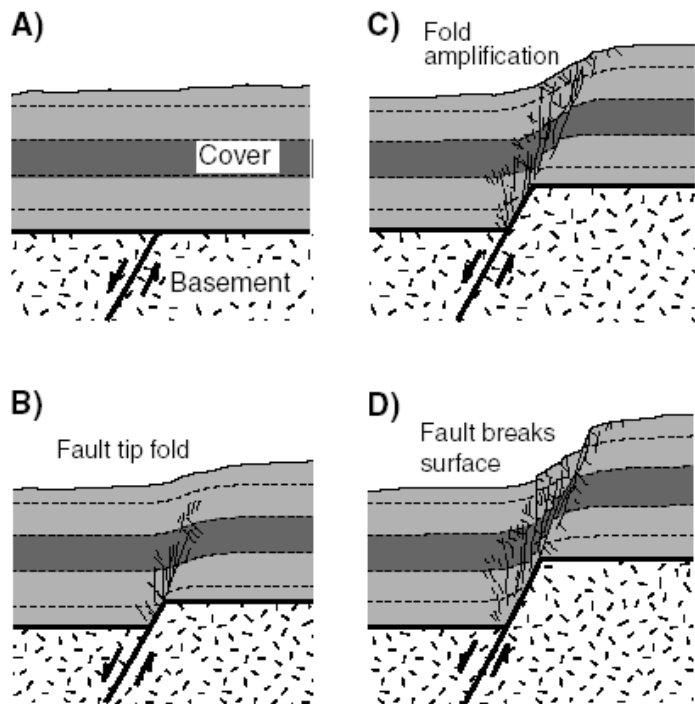
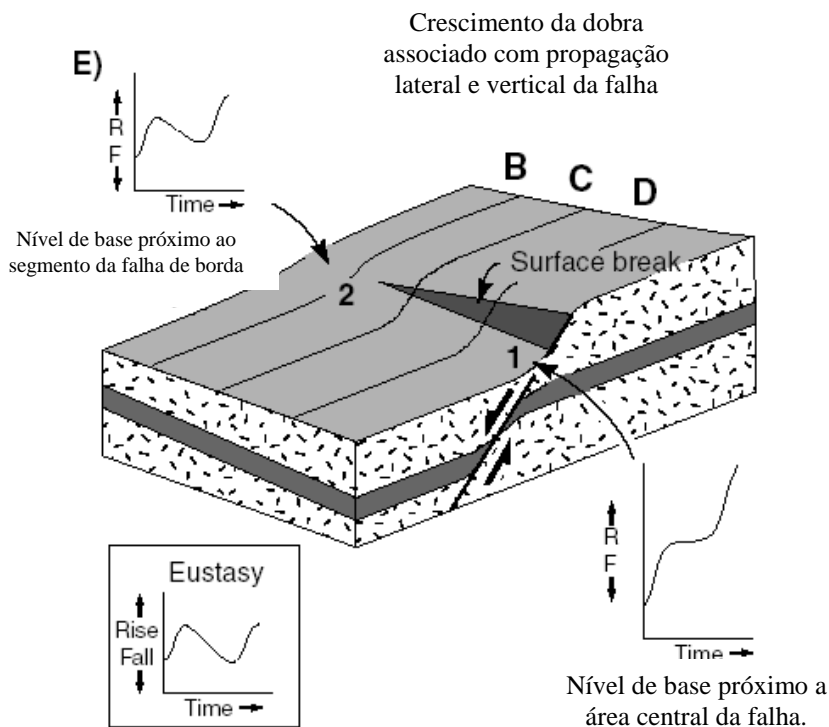


Figura 22: Modelo esquemático mostrando a evolução do antifórme ao longo da propagação de falhas normais. (A-D) Modelo experimental com argilas em um *fault-propagation fold*, em falhas normais, com um embasamento rígido e cobertura sedimentar dúctil. Modificado de Gawthorpe & Leeder (2000).



Tendo como base o modelo tectônico de conexão de falhas e aumento do meio-graben, Galthorpe & Leeder (2000) identificam diferentes cenários tectono-estratigráficos em bacias rifte, sintetizados em conjunto de blocos diagramas (Figuras 23 e 24). O principal controle tectônico na distribuição dos ambientes sedimentares e litofácies é a assimetria estrutural nas margens das bacias tipo Rifte. Os autores discutem as diferenças entre riftes em ambientes continentais (lagos) e ambientes marinhos. Comparam as diferentes fases do rifteamento e seus depósitos sedimentares associados, tais como início do rifte, desenvolvimento do rifte e final do rifte, bem como suas variações de nível de base. As figuras 23 e 24 mostram as relações da fase inicial do rifte e final, bem como as variações de nível de base, tipo de drenagem associadas e influxo sedimentar. As figuras 23a e 23b exibem um rifte em ambiente continental, tipo lacustre, e as figuras 24a e 24b mostram um rifte em um ambiente costeiro a marinho. As figuras 23a e 24a, 23b e 24b indicam o início do rifteamento e final do rifteamento respectivamente.

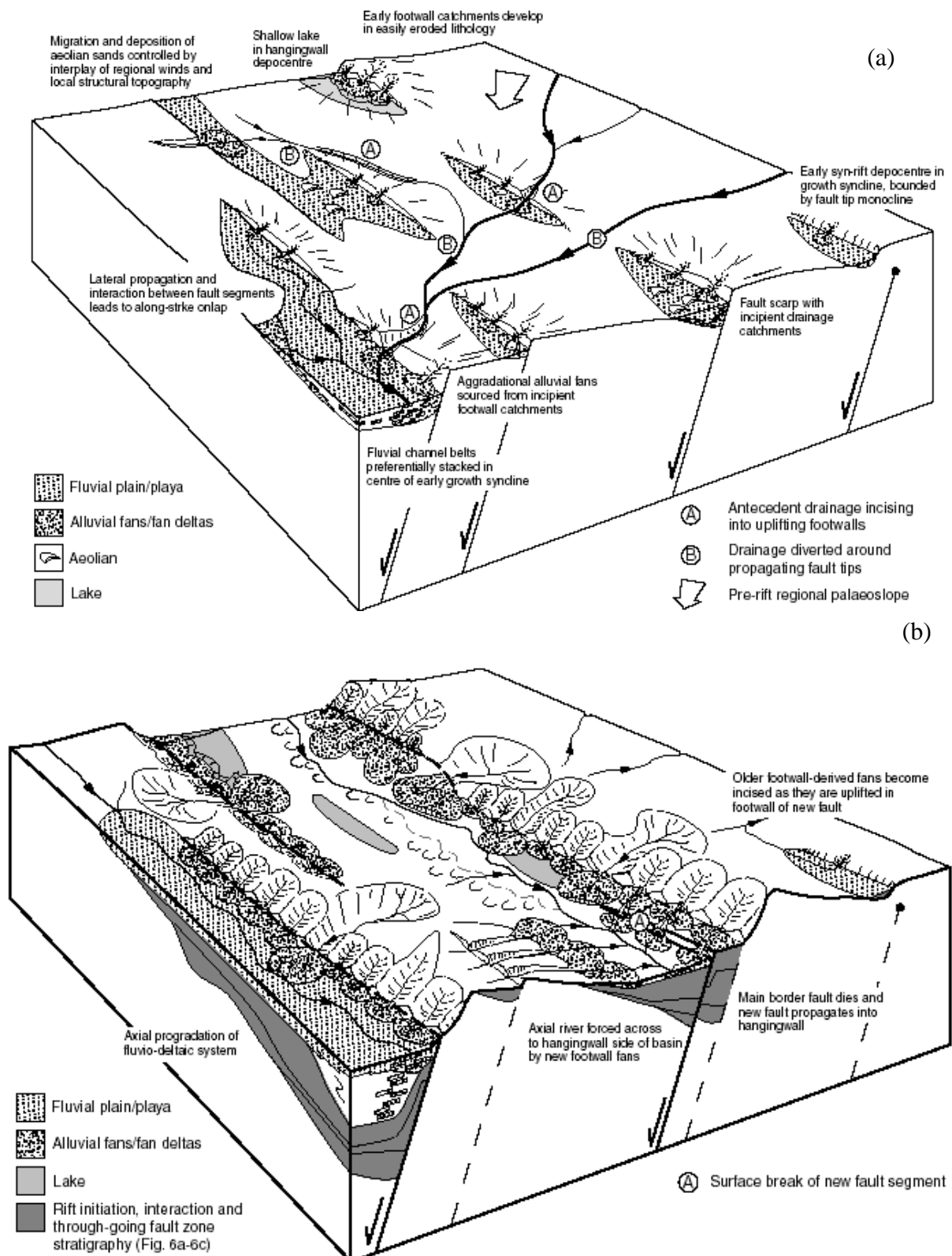


Figura 23: Evolução tectono-sedimentar de um sistema de falhas normais em ambiente continental. (a) Estágio inicial, predominando o ambiente flúvio-lacustre e sub-bacias de drenagem no *hanginwall* ao longo da propagação da falha de borda. O transporte sedimentar se dá na sua maioria através de drenagens pré-existentes que foram modificadas devido a mudanças na topografia após o rifteamento. (b) Estágio final do falhamento, observe que o falhamento ativo migra através do *hanginwall* causando *uplift* e incisão do *footwall*. (GAWTHORPE & LEEDER, 2000)

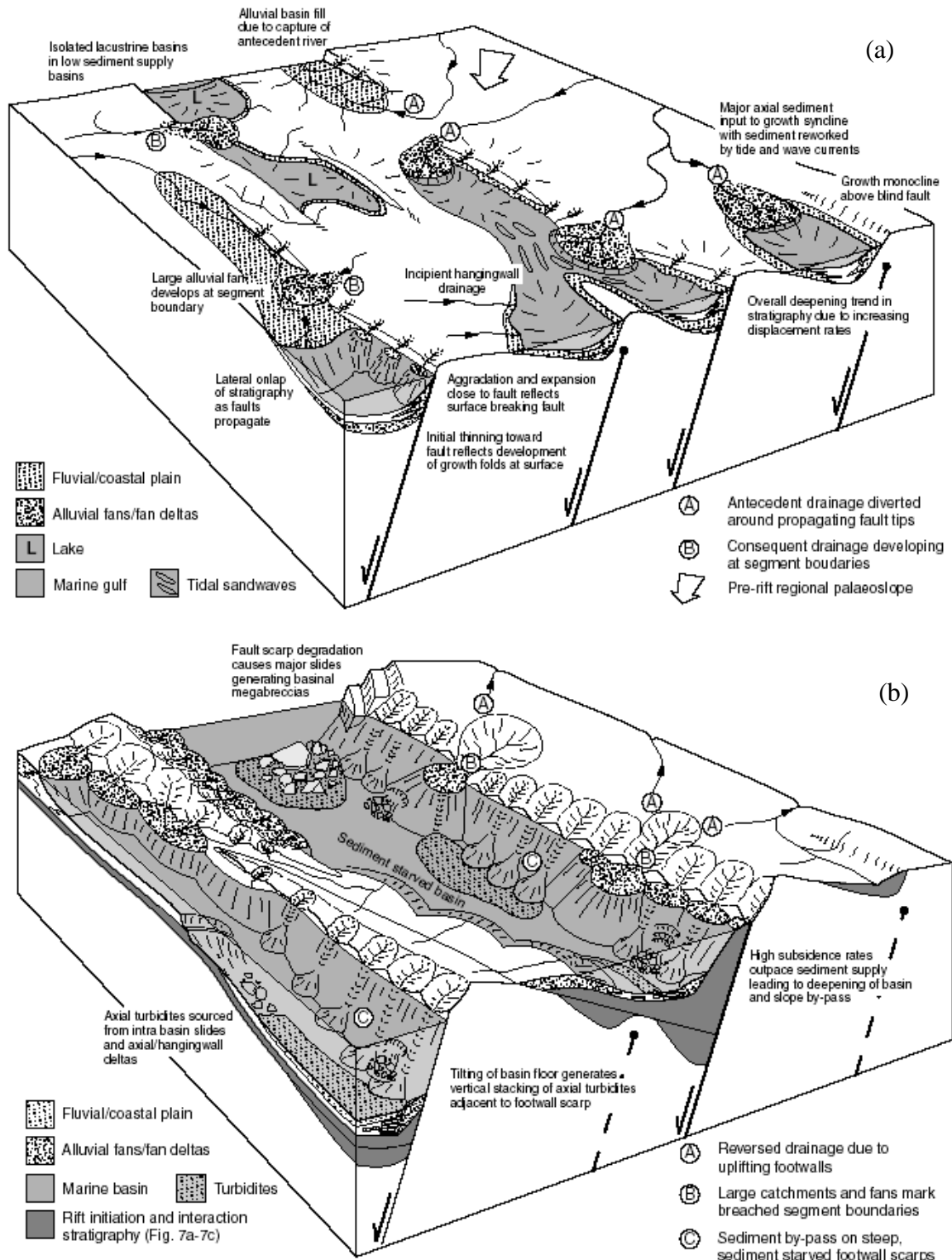


Figura 24: Evolução tectono-sedimentar de um sistema de falhas normais em ambiente costeiro/ marinho. (a) Estágio inicial. Falha recém-formada e dobras de crescimento formando um lineamento topográfico alongado, definindo inúmeros depocentros isolados parcialmente, formando golfos e lagos marinhos. (b) Estágio final do falhamento. Observe A que mostra que no footwall desenvolvem-se drenagens reversas, devido ao *uplift* do bloco. Alguns leques aluvionares ou deltas forma-se ao longo da falha de borda. (GAWTHORPE & LEEDER, 2000).

2.2.2.2 Scholz & Moore

Em Scholz & Moore (1998), fazem um link entre o tectonismo, clima e tipo de sistema deposicional, nos lagos Africanos. Definem um rifte como sistemas segmentados onde seus componentes individuais são bacias de meio gráben. Os sistemas de drenagem nos riftes estão localizados nestes segmentos e em volta destes, e são controlados por *uplifts* associados à falha de borda.

Os deltas localizados nas bordas flexurais e os deltas axiais são normalmente associados aos estágios iniciais do desenvolvimento do rifte. Durante o clímax do rifte, o lago frequentemente é cercado por *uplift* na falha de borda e margeado pelo *hanginwall*. Neste estágio as drenagens são normalmente axiais.

O *uplift* no *footwall* é normalmente associado com a deformação da falha de borda e pode gerar mais de 1500m de relevo abaixo da superfície do lago (WHELLER E CARSON 1989 apud SCHOLZ & MOORE 1998).

Para os lagos africanos tropicais estudados os autores conseguiram uma grande quantidade de dados sísmicos de multicanal. Mostram que cada bacia de meio *graben* é preenchida com várias sequências deposicionais, conforme mostra a Figura 25. Estas sequências são definidas e separadas na base por uma superfície erosional e uma discordância angular, interpretada como tendo sido formada durante uma grande queda do nível do lago, gerada pelo tectonismo.

As superfícies erosionais são melhores desenvolvidas nas margens flexurais em riftes tropicais ou em áreas onde taxas lentas de subsidência limitam o espaço de acomodação.

Em baixas latitudes o nível do lago flutua muito, respondendo ao ciclo climático onde a evaporação domina o sistema hidrológico. Já em altas latitudes, (a exemplo do lago Baikal), o nível do lago se comporta de forma mais estável, devido às taxas de precipitação serem maiores que as taxas de evaporação.

Os modelos de sequência em lagos de baixa latitude exibem os efeitos da variação do nível do lago, em alta amplitude e alta frequência, através de pronunciadas superfícies de erosão, e translação das frentes deltaicas em margem de baixo relevo (Figura 26 (a) e (c)). Contrastando a isso os modelos de sequência em altas latitudes são dominados pelas variações do suprimento de sedimentos produzindo amplas frentes deltaicas e quase inexistente translação destas (Figura 26 (b) e (d)).

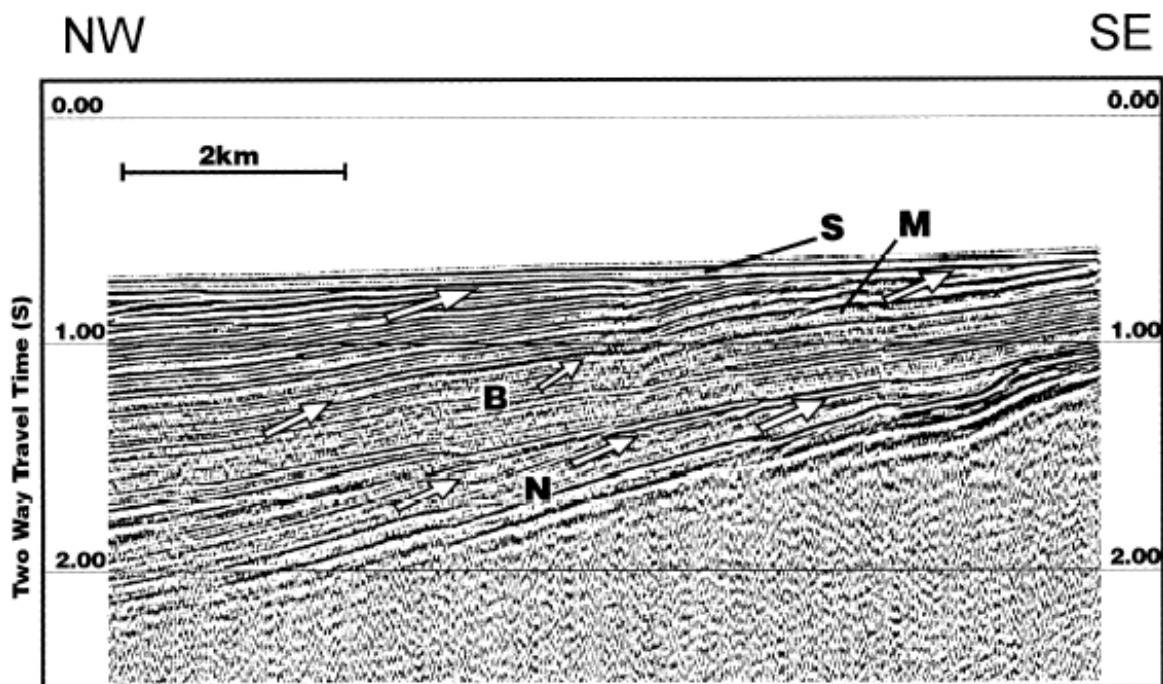
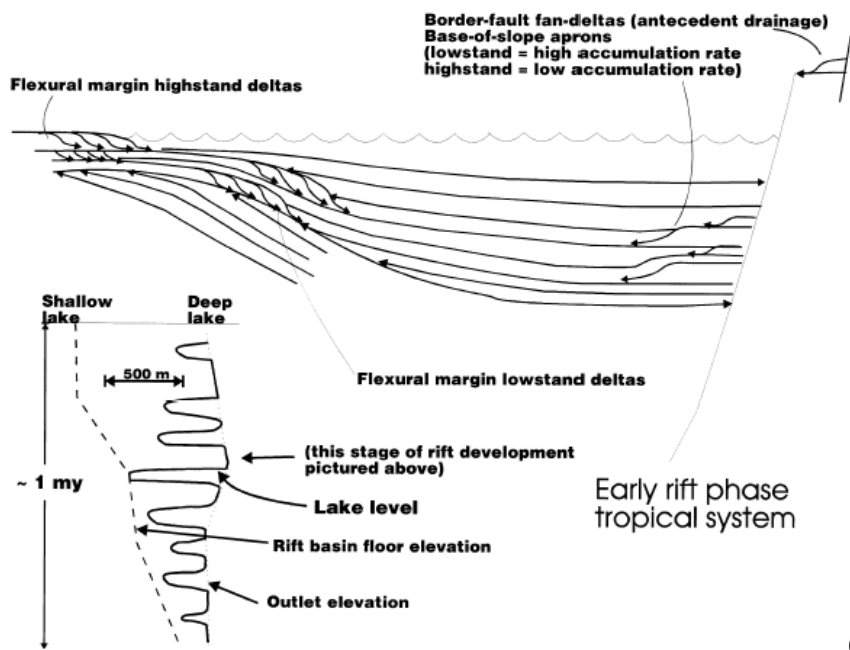
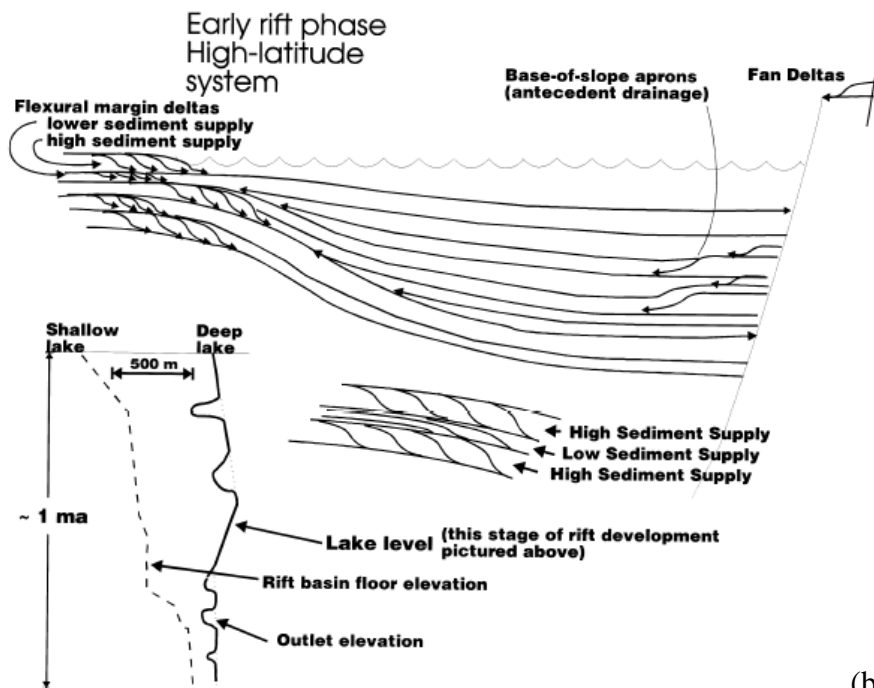


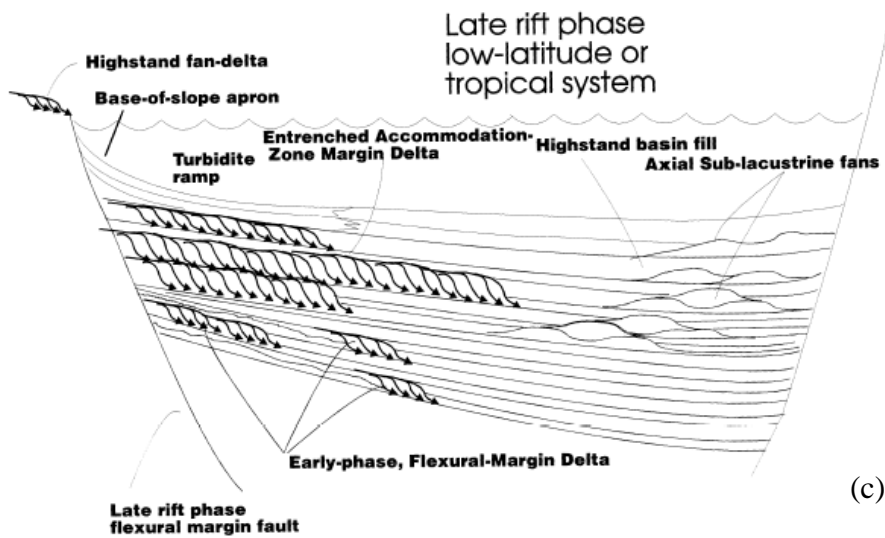
Figura 25: Perfil sísmico multicanal do Lago Malawi, mostrando quatro seqüências deposicionais, limitadas por superfícies de erosão (S, M, B e N). As terminações dos refletos (*onlap*) são indicadas pelas setas brancas. Estas superfícies cobrem amplas áreas e são provavelmente formadas pela combinação da grande variação do nível do lago provocadas pelo tectonismo. (SCHOLZ & MOORE 1998).



(a)

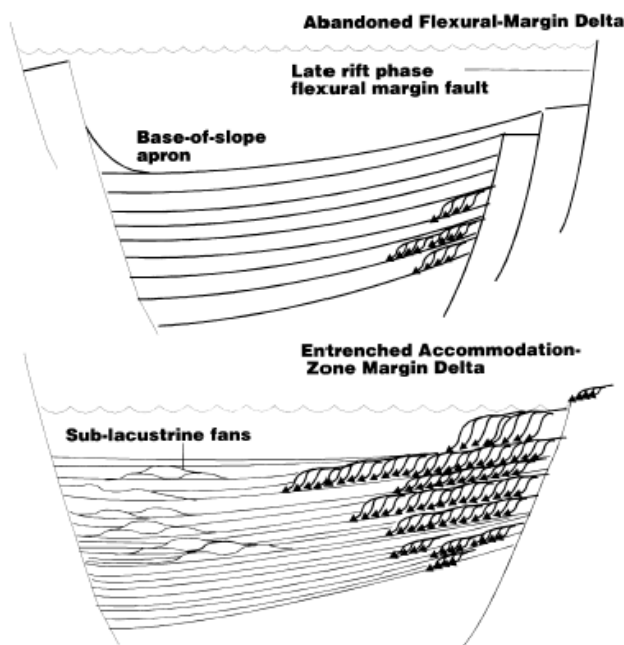


(b)



(c)

Late rift phase
high-latitude system



(d)

Figura 26: (a) (c) Modelo de sequência deposicional para um rifte em estágio de médio a inicial, em clima tropical. Uma curva hipotética do nível do lago mostra o sinal de alta amplitude, devido aos movimentos verticais do depocentro. (b) Modelo de sequência deposicional para um rifte em estágio de médio a inicial, em bacias em alta latitude. Observar o desenvolvimento de clinoforamas de progradação obliqua de um delta, durante o aumento do suprimento sedimentar, passando para clinoforamas agradacionais durante a diminuição do suprimento. Modelo assumindo subsidência constante. Altas taxas de suprimento sedimentar podem estar presentes durante períodos de glaciação, e as baixas taxas em períodos interglaciais. (d) Modelo de sequência deposicional para um rifte em estágio de médio a inicial, em bacias em alta latitude. O modelo acima mostra um sistema deltaico em uma margem flexural abandonada e o modelo abaixo mostra uma zona de acomodação deltaica semelhante a uma bacia de margem passiva. (SCHOLZ & MOORE 1998).

2.2.2.3 John A. Howell e Stephen S. Flint

Howell & Flint (1996) estudaram um modelo de estratigrafia de sequências de alta resolução em bacias extensionais marinhas. Os modelos de sequências deposicionais propostos na época eram que em qualquer período a bacia sedimentar iria ser influenciada pelas variações do nível eustático e pela subsidência, formando limites de sequência tipo I (quando as taxas de descida do nível de base seriam maiores que a subsidência) ou limite de sequência do tipo II (quando as taxas de descida do nível de base não são maiores que a subsidência).

Os autores apresentam um modelo conceitual onde mostram que em bacias extensionais as expressões das variações eustáticas podem ser modificadas pela topografia da bacia ao longo do *strike* da falha de borda, em locais onde há variações na subsidência e espaço de acomodação, conforme ilustra a figura 27.

Os autores marcam o limite de sequência, baseados no *shift* de fácies, levando em conta a disposição espacial dentro da bacia. Na figura 28, observamos que o limite de sequências é marcado quando ocorre a mudança de fácies mais distais (heterólitos, folhelhos e siltitos) para fácies mais proximais (arenitos laminados com material terrígeno, e camadas de carvão associadas ao topo), nos poços A e B. Nos poços C e D, o limite de sequência é marcado quando existe a mudança de fácies heterolíticas com bioturbação para arenitos laminados com camadas de carvão ao topo. O poço G está localizado dentro da bacia na área mais profunda, e possui grande quantidade de folhelho associado a assoalho e bacia. Aqui o limite de sequências é marcado através de dados micropaleontológicos, comparados com os demais poços.

Os autores propõem este modelo de estratigrafia em bacias rifte, diferenciando dos modelos tradicionais por levar em consideração a atividade tectônica e a localização dentro da bacia. As variações eustáticas possuem grande importância nessa análise, pois elas irão registrar as mudanças de fácies.

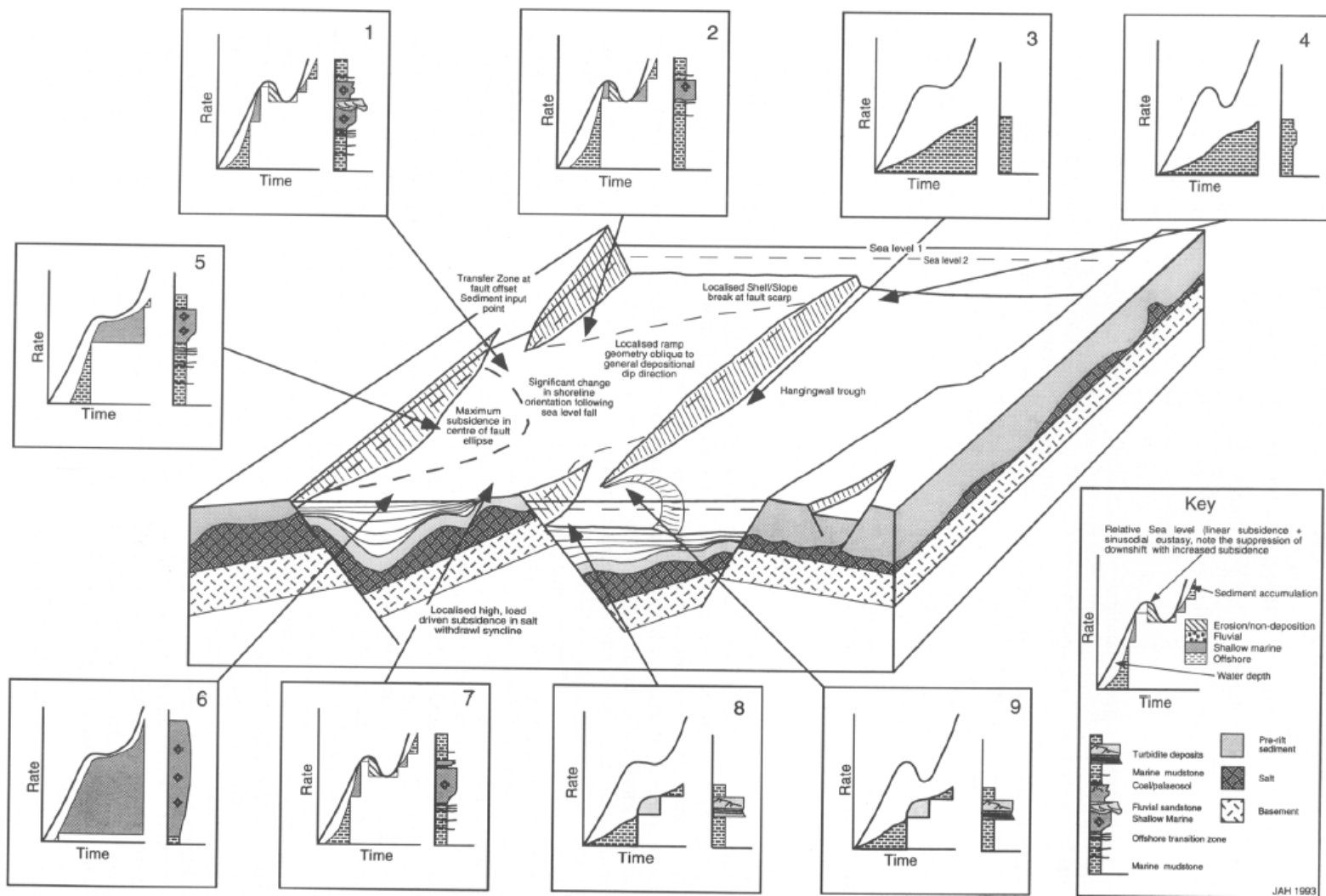


Figura 27: Variações de elementos teóricas em uma sequência deposicional em bacias rifte. Observe a significativa mudança da orientação da linha de costa, seguindo a queda do nível do mar. (HOWELL & FLINT, 1996).

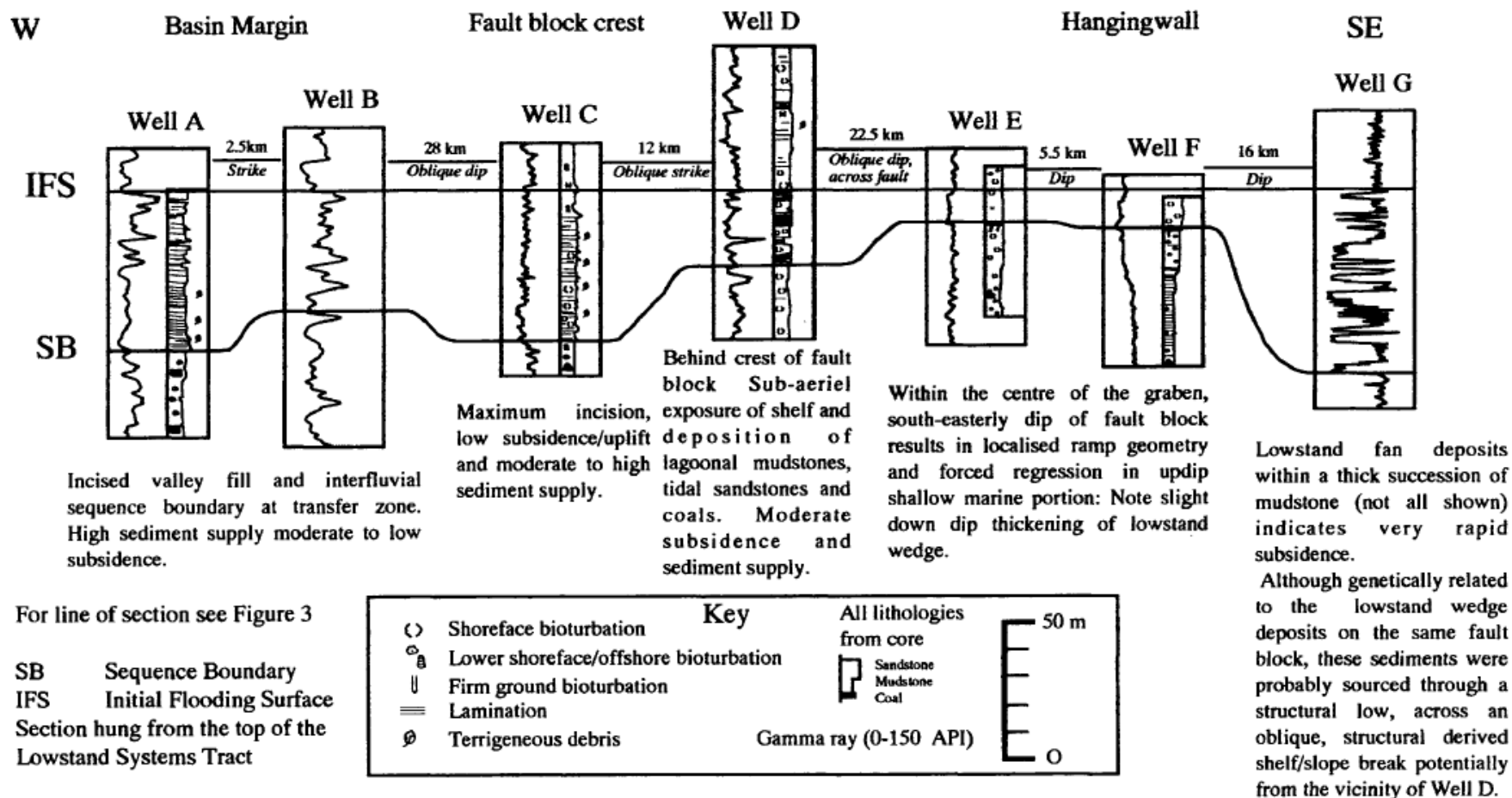


Figura 28: Detalhe de uma seção mostrando um limite de sequencias (SB) e os depósitos de nível baixo relacionados. O datum da seção está na superfície de inundação máxima (IFS). (HOWELL & FLINT, 1996).

2.2.2.4 Martins-Neto & Catuneanu

Martins Neto e Catuneanu (2010) usaram os conceitos de estratigrafia de sequências e os conceitos de bacias rifte e elaboraram um artigo aplicando a algumas bacias brasileiras. Segundo estes autores o preenchimento de bacias rifte é caracterizado por ciclos progradacionais (*coarsening upward*), ou ciclos retrogradacionais-progradacional, sendo o intervalo retrogradacional (*fining upward*) extremamente delgado (Figura 29). Sendo assim, uma típica sequência rifte consiste em tratos de sistemas transgressivo e de nível alto. O trato de sistema transgressivo possui fácies retrogradacionais acumuladas durante pulsos tectônicos de subsidência e afogamento. O trato de sistemas de nível alto forma a maior parte da sequência, e inclui uma sucessão de fácies progradacionais (*coarsening-upward*) que recobrem a superfície de máxima inundação. Devido a forte assimetria da curva do nível de base (acomodação) com a rápida subsidência (pulso da subsidência tectônica) seguido por um prolongado *stillstand* (quiescência tectônica), o trato de sistemas de nível baixo tende a ser pobremente desenvolvido ou ausente. Isto é a diferença essencial entre riftes e bacias tectonicamente estáveis, representadas por bacias de margem continental passiva.

As figuras 30 e 31 a seguir mostram o limite de sequência admitido pelos autores, como sendo coincidindo com uma superfície transgressiva ou, na ausência do trato de sistemas transgressivo, com a superfície de máxima inundação.

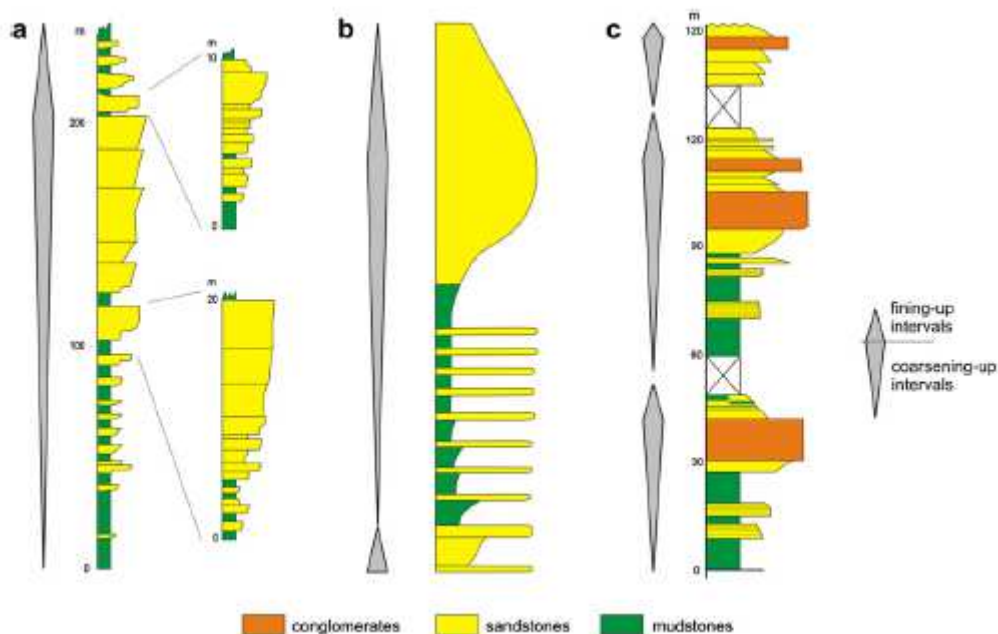


Figura 29: Empilhamento estratigráfico do tipo *coarsening upward*. (a) e (b) são perfis esquemáticos e (b) é um perfil de rochas flúvio-lacustres da sequência Sopa-brumadinho (parte do estágio sin-rifte da bacia do espinhaço). (MARTINS-NETO & CATUNEANU, 2010).

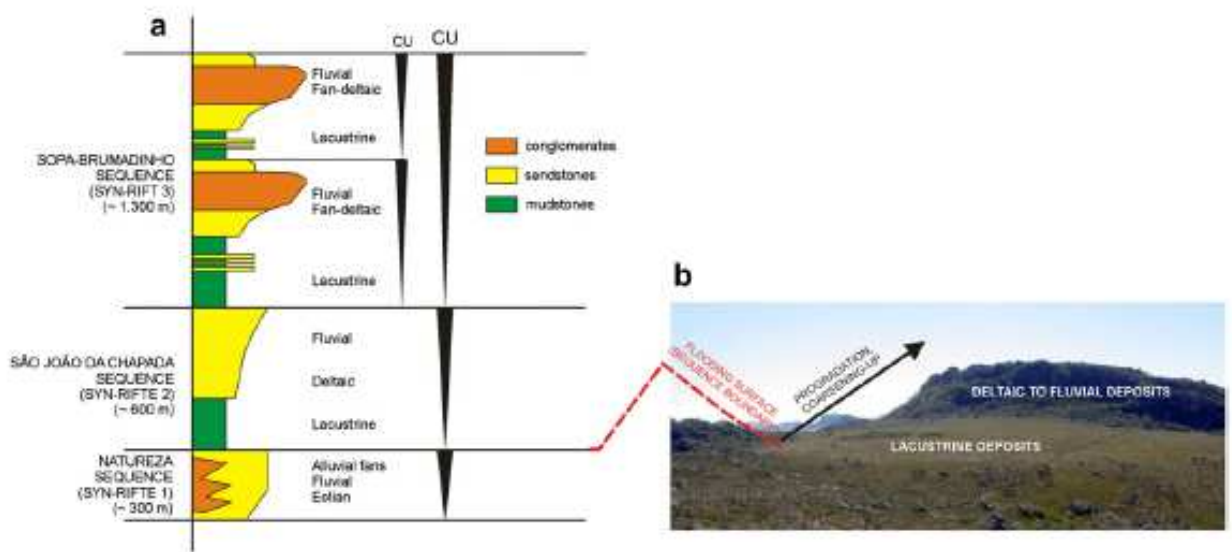


Figura 30: (a) Coluna estratigráfica esquemática da sucessão rifte da bacia do Espinhaço, mostrando predominantemente uma deposição coarsening-upward. Observe o reconhecimento de seqüências de diferentes ordens hierárquicas na seqüência Sopa-Brumadinho (sin-rifte 3). (b) Vista panorâmica da Sequência São João (sin-rifte 2), bacia do Espinhaço, mostrando a posição de sua superfície de inundação na base e o padrão de empilhamento coarsening-upward. (MARTINS-NETO & CATUNEANU, 2010).

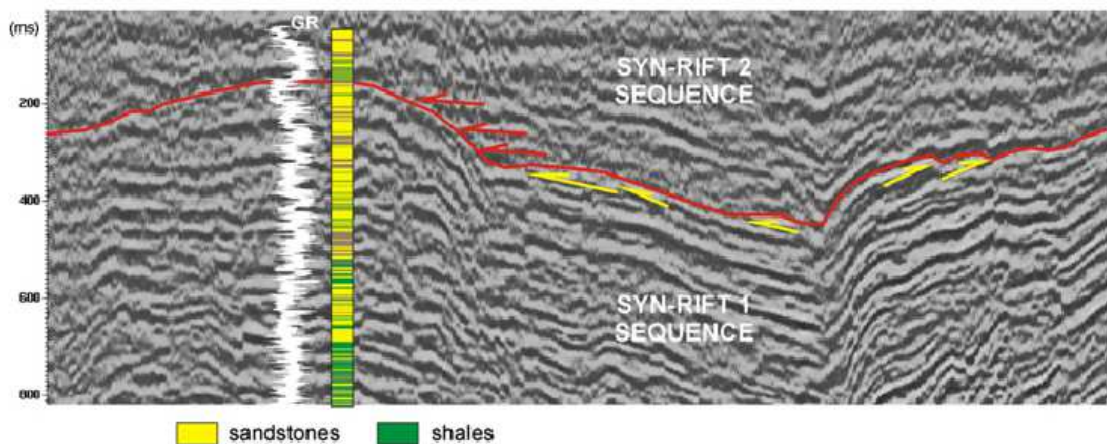


Figura 31: Seção sísmica calibrada com dados de poço, mostrando a propagação da discordância no rifte (horizonte vermelho) caracterizada por truncamento erosional no topo da seqüência 1 sin-rifte (setas amarelas) e onlap na base do sin-rifte seqüência 2 (setas vermelhas). Os dados de poço indicam que a discordância (limite de seqüência) pode ser correlacionada lateralmente com a superfície de inundação máxima. (MARTINS-NETO & CATUNEANU, 2010).

2.3 TURBIDITOS: CONCEITO E EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO

O termo Turbidito foi usado pela primeira vez por Bouma (1962), mas foi Migliorini (1943), quem fez descrições de arenitos e folhelhos intercalados com retrabalhamento.

Migliorini e Kuenen (1950) publicaram um artigo onde admitia que correntes de turbidez seriam a causa da gradação das camadas.

Já Kuenen (1957), observou que além de uma corrente de turbidez proporcionando gradação das camadas, estas teriam na sua grande maioria uma base abrupta.

O clássico artigo de Bouma (1962), além de introduzir o termo Turbidito pela primeira vez, inseriu também o conceito de proximal e distal, começando a pensar como parasequências. O mesmo foi estudado por Walker (1967), onde observaram que a corrente de turbidez não poderia ser uma corrente estacionária e também seria não uniforme, sendo assim esta sofreria desaceleração no tempo e no espaço.

Nos anos 1960, diversos autores realizaram experimentos em laboratório para provar a teoria das correntes de turbidez e seus depósitos resultantes. Isto foi bastante interessante, pois pela primeira vez, foi possível observar o evento acontecendo em tempo real, pois apenas os registros geológicos eram encontrados, sem observação e possível correlação com os processos atuais. Os principais trabalhos são os de Simons (1965), Harms and Farnestock, (1965), Jopling (1963, 1965, 1967) e Middleton (1966, 1967, 1970) onde observou uma tripartição na corrente de turbidez (cabeça, corpo e cauda).

Walker (1967) publicou um artigo onde propôs a evolução da sequência de Bouma (1962), através das análises dos experimentos que realizou em laboratório.

Mas o conceito de um Fluxo Turbulento Bipartido foi introduzido por Dzulynsky (1959) e por Sanders (1965).

Hampton (1970, 1972) realizou um experimento onde provou que uma corrente de turbidez pode ser proveniente de um *debris flow* através de um *shear stress* exercido sobre um corpo d'água.

O conceito de *sediment gravity flow* foi introduzido por Middleton e Hampton (1973). Estes autores definiram quatro tipos diferentes de fluxos, cada um caracterizado por um mecanismo de transporte de partículas. Estes sofreriam turbulência ou escape de fluidos.

Kruitt (1975) e Dott (1973) publicaram artigos onde colocariam em dúvida a sequência de Bouma (1962), e provam que somente ela não é suficiente para descrever e interpretar os turbiditos.

Mutti e Ricci Lucci (1972) desenvolveram um esquema de fácies obtidas através da granulometria (Fácies A, B, C, D e E). Onde estas foram desmembradas em A1, A2, B1, B2, dentre outras.

Pickerin (1986) em seu artigo propõe um aumento do numero de fácies proposto por Mutti em 1972. E Chiando em 1992, aumenta inda mais este numero de fácies, porém este aumento torna-se muito complicado ao tentar reconhece-las no campo.

Mutti (1992) apresenta um novo esquema de fácies, também usando a granulometria da rocha como principal fundamento, pois indicaria a relação entre a velocidade e o tipo de fluxo.

Mutti (2003) aplica o conceito de trato de fácies e descreve os processos de um turbidito proveniente de uma corrente de turbidez altamente eficiente. Estes conceitos ainda fortemente relacionados à sua classe granulométrica.

2.4 PALINOFACIES

O termo palinofácies foi mencionado pela primeira vez por Combaz em 1964, quando em um trabalho para analisar a assembleia geral de constituintes de matéria orgânica, fez um experimento utilizando acidificação para a remoção da fração mineral (sedimentar) utilizando HCl, e HF (ácido clorídrico e ácido fluorídrico), restando, portanto apenas os fragmentos orgânicos isolados, tais como esporos, polens e fragmentos lenhosos, denominados então de palinofácies. (CARVALHO. 2004).

Batten, (1981, 1982), utilizou o termo não apenas para inferir o paleoambiente e bioestratigráfico, mas também para interpretar o potencial gerador dos hidrocarbonetos e maturação térmica em rochas sedimentares. Em 1970 integrando métodos de microscopia e geoquímica orgânica, foi introduzido o termo de fácies orgânica.

A análise da palinofácies consiste no estado da fração particulada da matéria orgânica sedimentar, que é dividida em querogênio e betume. Querogênio é o termo usado para descrever a matéria orgânica particulada das rochas sedimentares.

O estudo de palinofácies compreende o estudo palinológico, e não geoquímico, então o querogênio seria a fração da matéria orgânica insolúvel aos solventes orgânicos e resistente aos ataques ácidos (HCl e HF). Sendo, portanto a fração da matéria orgânica solúvel, denominada de betume.

A avaliação do querogênio em rochas sedimentares então, se dá através da análise de lamina petrográficas, que podem ser feitas tanto por amostras de concentrado de querogênio (TYSON, 1984, 1987, apud OBOH, 1992; BATTEN, 1996; ARAUJO et al, 1998; FOLLOWS & TYSON, 1998; MENDONÇA FILHO, 1999; CARVALHO, 2001; MENEZES, 2002; OLIVEIRA, 2003; MENEZES & MENDONÇA FILHO, 2004; MEYER et al, 2005; SOUZA, 2007) quanto por amostras de rocha total por petrografia orgânica (CHOW, et al 1995; STASIUK, 1996; 1999; STASIUK & FOWLER, 2004).

A petrografia orgânica consiste em amostras contendo o concentrado de querogênio em lamina delgadas analisadas em um microscópio sob luz branca e sob luz azul/ultravioleta (fluorescência) incidente diretamente nestas. A determinação das abundâncias relativas dos grupos e subgrupos do querogênio, são obtidas através da contagem de 300 a 500 partículas (apenas não são levadas em consideração as partículas com tamanho menor que 10µm, e palinomorfos dom menos da metade da forma e tamanho original). O sistema de classificação da matéria orgânica particulada é mostrado na tabela 02 a seguir.

Grupo	Subgrupo	Descrição
Matéria Orgânica Amorfa	“MOA” Material orgânico derivado de ataque microbiológico	Material não estruturado e com formato variado; cor: amarela-laranja-vermelha, laranja-marrom, cinza. Algumas vezes com inclusões de palinomorfos, fitoclastos, pirita. Pode ou não exibir colorações de fluorescência.
	Bacteriana (Esteiras microbiais) Material orgânico derivado de produção microbiológica.	Material amorfo não estruturado, intensamente fluorescente, de origem bacteriana. Pode ser fina, com impressões de crateras pela dissolução de minerais carbonáticos da matriz inorgânica no processo de isolamento por maceração ácida. Pode apresentar-se também sob a forma de placas densas, compactas, com contornos angulares, por vezes exibindo estratificações.
	Resina Derivada de vegetais superiores terrestres de florestas tropicais e subtropicais	Partícula não estruturada, hialina, usualmente arredondada, homogênea, fluorescente ou não.

Tabela 02: Classificação da matéria orgânica particulada. Modificado de Tyson (1995) e Mendonça Filho, (2009).

Portanto os dados de palinofácies poderão contribuir para a interpretação do conceito do sedimento proximal x distal, polaridade deposicional (*offshore, onshore*), indicar tendências de raseamento x aprofundamento, logo evidenciar as tendências regressiva x transgressiva, possibilidade da subdivisão de fácies sedimentares uniformes, interpretar o paleoambiente e tentar determinar as fácies orgânicas propícias à geração de hidrocarbonetos. (CARVALHO. 2004).

O querogênio está subdividido em 4 grupos listados a seguir:

1- Matéria orgânica Amorfa:

Conhecida como “MOA”, concite em toda a parte orgânica particulada sem estrutura, incluindo a matéria orgânica amorfa derivada de bactérias, fitoplancton, resinas de vegetais superiores e agregados orgânicos degradados, a figura 32 ilustra a MOA.

Comumente estas partículas são abundantes em:

- área com elevada preservação de matéria orgânica, devido às condições redutoras;
- áreas afastadas das atividades flúvio-deltaicas, ou seja, ambiente com baixa energia;
- algumas fácies deltaicas de baixa energia (pró delta ou planície deltaica alagada)

Quando estas partículas apresentam intensa fluorescência, associada a altos índices de hidrogênio, provavelmente são fácies orgânicas depositadas em ambiente anóxico, normalmente correspondentes a ambientes lacustres, folhelhos marinhos ou ambientes carbonáticos.

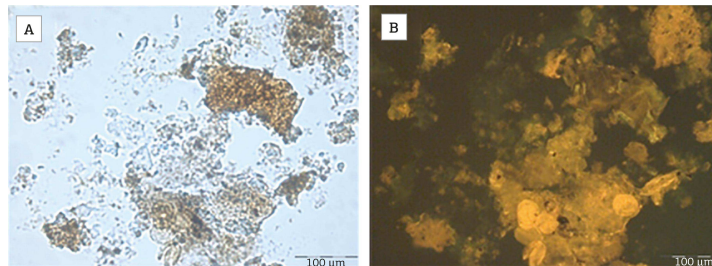


Figura 32. Fotomicrografia matéria orgânica amorfa. (A) Luz branca transmitida; (B) Luz ultravioleta (COELHO et al, 2014).

2-Fitoclastos:

São as partículas de tamanho argila ou areia fina do querogênio (BOSTIK, 1971), derivada de vegetais superiores ou fungos. São divididos em opacos (pretos, carbonizados), não opacos (translúcidos) tecidos cuticulares (camadas mais externas da epiderme das folhas dos vegetais, e por vezes mais internas) e hifas de fungo (restos de fungo), a figura 33 a seguir mostra a classificação dos fitoclastos nestes grupos.

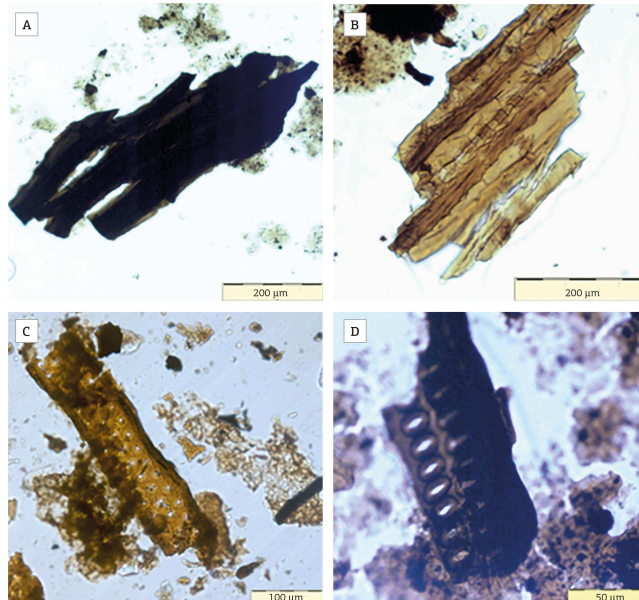


Figura 33. Fotomicrografia em luz branca transmitida de fitoclastos. (A) Fitoclasto opaco; (B) Fitoclasto não opaco; (C) Traqueídeo com estômato visível; (D) Traqueídeo. (COELHO et al, 2014).

A tabela 03 a seguir mostra a classificação dos fitoclastos em subgrupos e sua descrição:

GRUPO	SUBGRUPO		DESCRIÇÃO	
FITOCLASTO	Opaco	Equidimensional	Partícula de cor preta de forma quadrática, sem bioestruturas internas.	
		Alongado	Partícula de cor preta de forma alongada, comprimento três vezes maior que a largura, usualmente não apresenta estrutura interna, porém, os de forma alongada podem, ocasionalmente, apresentar perfurações.	
		Corroído	Partícula de cor preta com contornos difusos e irregulares.	
	Não-Opaco	Não-degradado contorno nítido, pode ser levemente irregular, ou mesmo, lascado. ou Degradado contorno irregular e difuso, lascado. ou Pseudoamorfo Pode exibir coloração de fluorescência contorno difuso, algum aspecto de MOA.	Não-bioestruturado	Partícula de cor marrom não-bioestruturada.
			Bioestruturado	Partícula de cor marrom bioestruturada: estriado, listrado, bandado, perfurado.
		Cutícula	Partículas cor amarelo-pálido a marrom claro, delgadas, com estrutura celular, em alguns casos, com estômatos visíveis.	
		Membrana	Partículas de cor amarelo-pálido, comumente transparentes, sem estrutura celular.	
		Hifas de Fungo	Elemento filamentosso individual que forma o micélio da fase vegetativa dos fungos.	
	Opaco ou Não-Opaco	Esclereídeo	Células que formam o tecido esclerenquimático, com parede secundária espessada e impregnadas de lignina. Encontradas em diferentes partes do vegetal (raiz, caule e folha) e têm a função de sustentação e resistência.	

Tabela 03: Classificação dos fitoclastos Modificado de Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Mendonça Filho et al. (2002).

Percentuais elevados ou moderados de fitoclastos podem estar condicionadas a tendência de preservação seletiva (proximal x distal), e a sedimentação seletiva (condicionada as variações hidrodinâmicas). Isto controla as variações na abundancia dos fitoclastos, e no conteúdo do tipo de fitoclasto presente na assembleia dos componentes orgânicos particulados. (TYSON, 1995, Apud MENDONÇA FILHO, 1999).

Wollast em 1983 concluiu que praticamente toda matéria orgânica de origem terrestre é transportadas pelos rios ate o oceano (ou lagos), porem praticamente é totalmente removida em zonas estuarinas.

Já Degens & Mopper em 1976, falaram que somente os sedimentos depositados em regiões estuarinas ou próximas a linha de costa, mostram possuir forte influencia terrígena, sem considerar as condições transgressivas ou regressivas, sem levar em consideração que os picos globais de concentração/redeposição de matéria orgânica são coincidentes com o rebaixamento do nível do mar. (CARVALHO. 2004).

A maior parte da matéria orgânica terrestre é depositada em regiões deltaicas e esta permanece na plataforma, depois de ser depositada pelos lobos deltaicos. Porem quantidades significativas destas pode alcançar a plataforma interna ou ate o talude, em casos quando a vazão do rio aumenta, ou quando a plataforma é muito estreita ou quando existem cânions submarinos com ocorrência de correntes de turbidez. (MULLER, 1959; HEDGES & PARKER, 1976; TYSON, 1984). A figura 34 a seguir mostra uma correlação do ambiente de deposição proximal x distal e o processo de deposição seletiva, nos subgrupos dos fitoclastos. (CARVALHO. 2004).

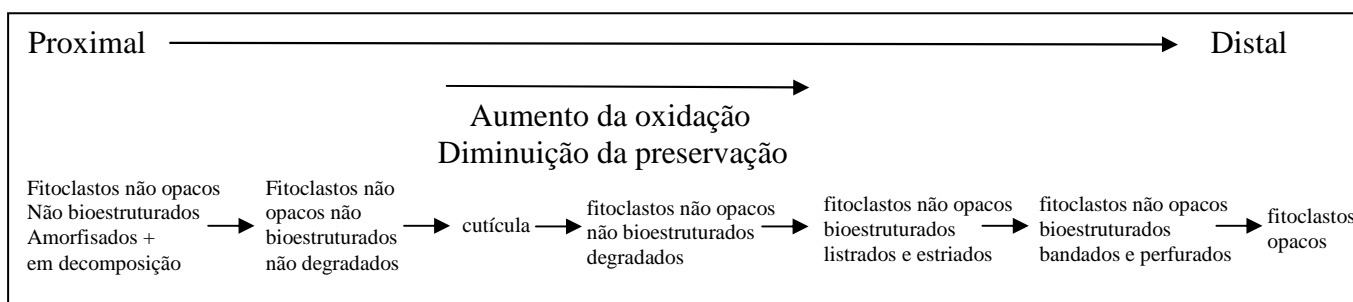


Figura 34 Preservação dos fitoclastos correlacionando com a localização da deposição. Modificado de Tyson, (1995).

3- Palinomorfos

Palinomorfos são todos os componentes que possuem parede orgânica resistente ao ataque de HCl e HF, sendo divididos em Esporomorfos, Mictoplancton de parede orgânica (agua doce ou marinho) e Zoomorfos.

MOA, fitoclastos e palinormorfos são os três principais grupos de matéria orgânica particulada e o menos abundante, pois é controlado pela diluição dos outros dois. (TYSON, 1993).

Acritarcas:

O termo acritarca foi introduzido por Evitt (1963) para reunir os palinormorfos que não fossem esporomorfos e sem afinidade biológica conhecida. Ver figura 35, com exemplos de acritarcas.

Ocorrem desde o Proterozóico médio, com maior abundância no Paleozóico, principalmente do Ordoviciano ao Devoniano. Para interpretação paleoambiental estes são essencialmente marinhos, abundantes em folhelhos e argilitos. Aumentam em quantidade em lamina d'água profunda. Em ambientes transicionais ocorrem com baixa abundância.

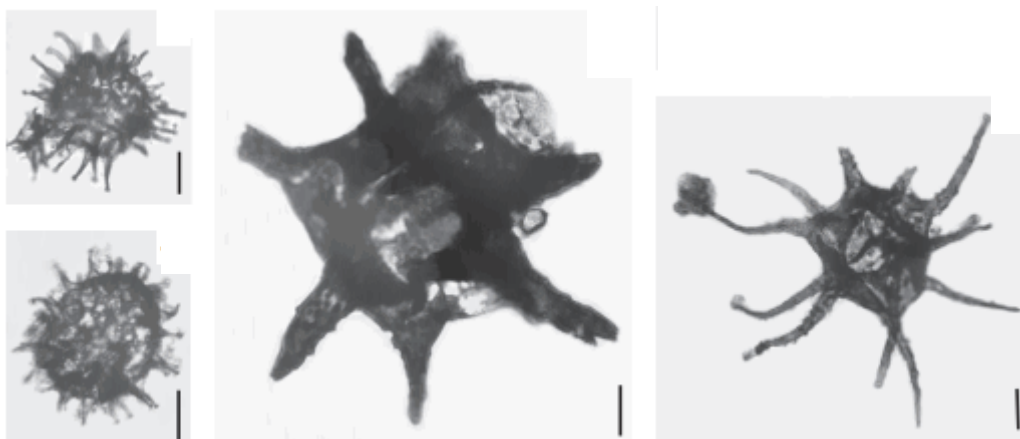


Figura 35: Exemplo de Acritarca no microscópio luz branca. Modificado de Inuciaga & Gutierrez, (2011).

Dinoflagelados

Dinoflagelados são organismos unicelulares aquáticos. Constituem a classe Dinophyceae, dentro da divisão Pyrrophyta (algas). Quando se proliferam nas águas, causam o fenômeno das marés vermelhas. Constituem o segundo maior elemento na cadeia alimentar marinha, atrás apenas das diatomáceas (crisófitas). (AMABIS, J.M. & MARTHO, R, 2010).

Possuem maiores abundância desde o Triássico, sendo associados ao ambiente marinho. Somente a partir do Mioceno, é que aparecem formas de águas doces (figura 36).

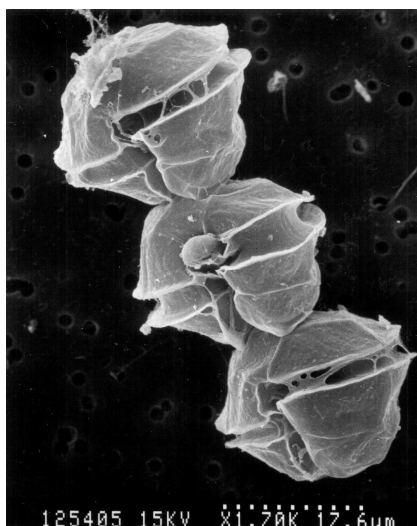


Figura 36: Exemplo de dinoflagelado em imagem de microscopia eletrônica de varredura. Modificado de Amabis & Martho (2010).

Quitinozoários:

São microfósseis extintos com corpos com paredes orgânicas, pseudoquitinosas ou quitinosas, altamente resistentes à oxidação e às alterações físicas. Se existe uma progressiva alteração termal, as “testas” ou carapaças dos quitinozoários mudam de translúcidas para âmbar, marrom e pretas (opacas). (GAUGRIS & GRAHN 2006)

Possuem distribuição estratigráfica restrita ao Paleozóico, com abundância no Ordoviciano ao Devoniano. Por serem exclusivamente marinhos, facilitam a interpretação paleoambiental e paleogeográficas. A figura 37 ilustra os quitinozoários.

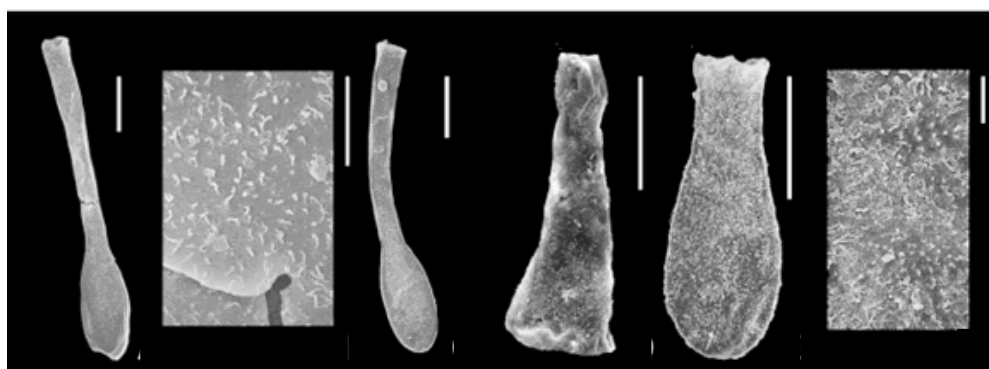


Figura 37: Exemplo de quitinozoários em imagem de microscopia eletrônica de varredura. Modificado de Gaugris & Grahn (2006).

Foraminíferos:

Foraminíferos são organismos unicelulares que habitam as zonas profundas do oceano ou como parte do plâncton deste, ou ainda em água doce ou salobra. O protoplasma da célula dos foraminíferos é em grande parte envolvida por uma carapaça ou testa composta de matéria orgânica secretada (tectina), minerais secretados (calcita, aragonita ou sílica) ou de partículas aglutinadas (grãos de areia, mica). Assim as testas de foraminíferos podem se fossilizar com frequente preservação da composição e estruturas originais. A testa pode ser constituída de uma única câmara (unilocular) ou várias (plurilocular) interconectadas por um forâme (abertura). (CARVALHO. 2004). A figura 38 mostra um exemplo de carapaças de foraminíferos em imagem de microscopia eletrônica de varredura.

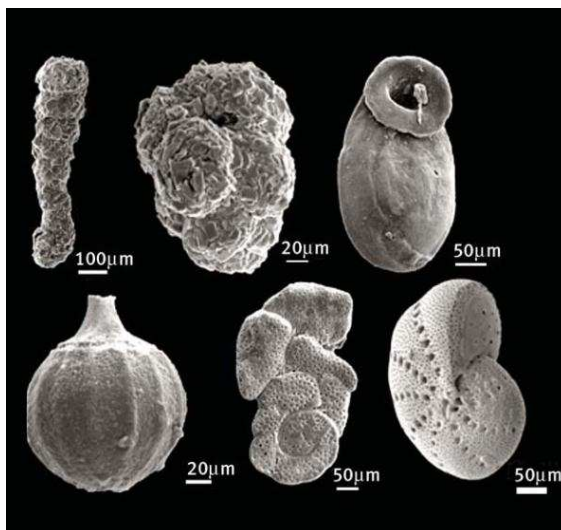


Figura 38: Exemplo de carapaças de foraminíferos em imagem de microscopia eletrônica de varredura. Modificado de Revista Ciência Hoje, (2006).

Radiolários:

São protistas que apresenta como principal característica o corpo dividido entre endoplasma e ectoplasma, onde estende uma membrana perfurada através do qual comunica ambos. O protoplasma não possui núcleo, sendo este contido na cápsula central. São marinhos e pelágicos. Medem 30 microns a 2 mm de diâmetro, como mostra a figura 39. (ASARAVALA, et al. 1996)

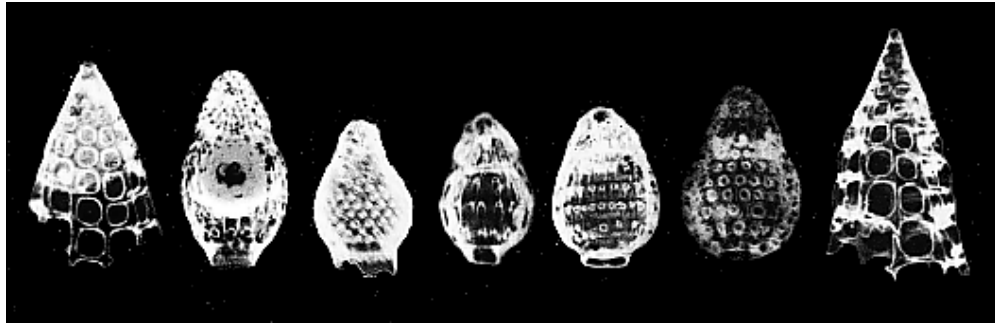


Figura 39: Exemplo de esqueletos de radiolários em imagem de microscopia eletrônica de varredura. Modificado de Asaravala, (1996).

Diatomáceas:

São algas unicelulares crisófitas, e são o maior elemento da cadeia alimentar do fitoplâncton marinho. Caracterizam-se por uma membrana formada por duas valvas de sílica. As membranas silicosas são muito resistentes e formam grandes bancos de sedimentos marinhos. (CARVALHO. 2004). A figura 40 mostra um exemplo de diatomáceas.



Figura 40: Exemplo de diatomáceas em imagem sem escala. Modificado de Revista National Geographic (2007).

Crustáceos Ostracodes:

Ostracodes (palavra derivada do grupo Ostrakon, que significa Concha) são pequenos crustáceos dotados de uma carapaça calcária (concha) composta por duas valvas.

Estas valvas articulam-se através de uma estrutura denominada charneira, localizada na região dorsal do animal. (CARVALHO. 2004). A figura 41 a seguir mostra exemplos de Ostracodes em imagem com escala referente a 200mm.

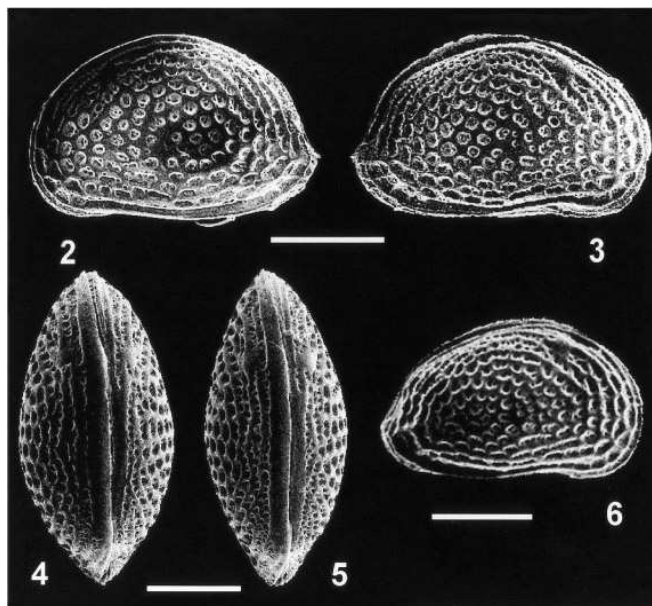


Figura 41: Exemplo de ostracodes em imagem com escala referente a 200mm. Modificado de Whatley (1998).

4- Esporomorfos

São representados pelos esporos de Briófitas e Pterófitas, e pelos grãos de pólen Gimnospermas e Angiospermas. (CARVALHO. 2004).

A abundancia relativa dos esporomorfos em relação aos demais palinórfos (especialmente os fitoplâncton), reflete a proximidade das áreas fonte terrígenas e a produção do fitoplâncton. (TYSON, 1993). Eles também são utilizados para a interpretação de estudos paleoambientais, paleoecológicos e paleogeográficos.

Esporos:

São partes representativas dos vegetais inferiores (briófitas, licófitas, esfenófitas e pteridófitas). Constituem instrumentos de reprodução indireta, cuja germinação precisa, necessariamente, de água. Por isso, essas plantas sempre foram restritas a pântanos, regiões alagadas e baixios continentais bem drenados.

Os esporos são constituídos por duas partes: uma estrutura viva e uma casca. Esta casca, objeto da palinologia, é composta, por sua vez, de intina (pele interna destruída na fossilização) e exina (formada por esporopolenina), que é a parte que estudamos na Palinologia. (CARVALHO. 2004).

São conhecidos cistos de algas desde o Proterozóico, geralmente referidos como esporos, baseando-se em marcas que lembram a marca trilete. Esporos de plantas terrestres (briófitas e pteridófitas) estão registrados desde o Siluriano até hoje, ver figura 42. São

produzidos em grupos de quatro (tétrades), se soltam quando ficam maduros, deixando uma cicatriz da união, frequentemente em forma de Y (marca trilete). (CARVALHO. 2004).

Esporos de pteridófitos: *Alsophila*, *Lycopodiella caroliniana* e *Lycopodiella alopecuroides*

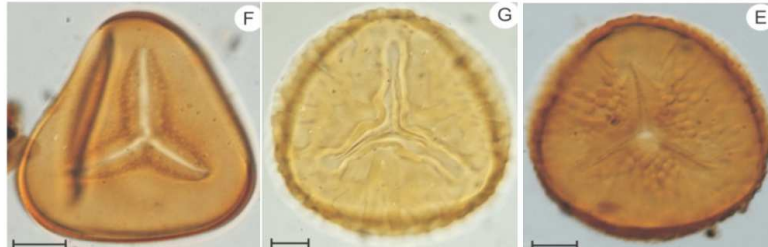


Figura 42: Exemplo de Esporos em imagem em microscópio eletrônico luz branca. Modificado de Laboratório de Palinologia e Química Via Úmida, (2011).

Pólen

Constituem as unidades reprodutivas dos vegetais superiores, gimnospermas e angiospermas, e exercem o papel de transporte dos gametas masculinos para o órgão sexual feminino da planta (ovário), onde ocorrerá a fertilização e produção da semente. Esse transporte pode se realizar pelo vento, por insetos polinizadores ou por aves.

No geral, possuem dimensões reduzidas. São produzidos em grandes quantidades, em tétrades. Os grãos de pólen mais antigos, chamados de pré-pólens, guardam a cicatriz da tétrade, marca de união.

A exima do grão de pólen possui estrutura mais complexa que nos esporos, variando entre alveolar (gimnospermas) a columelar (angiospermas). A escultura ou ornamentações são semelhante às apresentadas pelos esporos, ver figura 43. (CARVALHO. 2004).

Grãos de Pólen de sedimentos quaternários

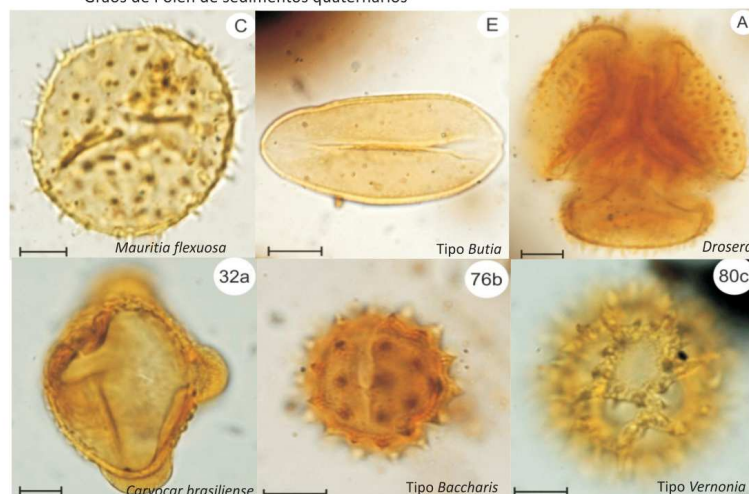


Figura 43: Exemplo de grãos de pólen em imagem em microscópio eletrônico luz branca. Modificado de Laboratório de Palinologia e Química Via Úmida, (2011).

3. SITUAÇÃO GEOLÓGICA

3.1 TRABALHOS ANTERIORES

O termo Formação Candeias foi usado pela primeira vez por Pack & Almeida (1945), e foi subdividido por Taylor (1946) em Candeias Superior e Itaparica Inferior, membros da então Formação Santo Amaro. Nesta época era admitido que a base dos pelitos do Candeias seria bem marcado por uma quebra litológica na seção estratigráfica, e que estes pelitos seriam concordantes e recobrem o topo do arenito “A” (hoje conhecido como Formação Água Grande).

Em 1958, foi então admitido por Young para a base deste arenito “A” um truncamento regional com os pelitos da formação Itaparica. Este autor sugere ainda que a existência desta discordância denominada “pré- Candeias discordância erosional” sugere que o arenito “A” faça parte da seção Basal da Fm. Candeias.

Ainda em 1958, foram utilizados amostras de um poço do Campo de Candeias para análise bioestratigráfica, utilizando ostracodes. Até então não se tinha observado correlação das biozonas, ou os resultados tinham sido inconclusivos. Porém, Krommelbein (1958) conseguiu realizar correlações regionais para toda a Bacia do Recôncavo, dentro das então formações Ilhas, Candeias e Itaparica. Concluiu que o melhor zoneamento foi feito com a Fm. Ilhas (Hoje grupo Ilhas), e pobre nas Fm. Candeias e Fm. Itaparica, segundo ele devido a pobre amostragem.

Souza (1964) realizou análises de difratometria de raios-X (DRX) e Análise termo diferenciação (A.T. D) em 29 amostras de folhelhos das formações Ilhas e Candeias, de poços das bacias do Recôncavo e Tucano. Os autores tentaram estabelecer uma metodologia para diferenciar unidades estratigráficas e facilitar a correlação entre poços. Os autores constataram que a composição de ambas as formações era de illita, caulinita, calcita, feldspato e quartzo, e que os picos apresentados na difratometria indicavam diferentes porcentagens destes minerais. Algumas amostras apresentaram ainda a presença de clorita ou vermiculita.

Ghignone (1969) interpretou para as formações Candeias, Ilhas e São Sebastião, um ambiente de sedimentação deltaico. Este autor, pela primeira vez, fez comparações dos dados de testemunhos com afloramentos e análogos conhecidos. Para a formação Candeias, sugere

que seja constituída por fácies pertencentes a um pró-delta, e cita que são sedimentos constituídos principalmente por argilas com alto teor de água, tem ampla extensão e são mais espessas no sentido do “paleo-declive”, atingindo grandes espessuras nas partes mais profundas da bacia. Este autor compara o sistema de sedimentação proposto para a Fm. Candeias com o sistema deltaico do Níger, e do sistema deltaico da costa do Golfo do México. Para as fácies arenosas, o autor sugere serem relacionadas a lobos pertencentes a canais distributários, fortemente controlados pelas variações de energia fluviais.

Horschutz, & Teixeira (1969), apresentaram a primeira versão da coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo a fim de explicar o fenômeno do diapirismo de folhelho associado a então Fm. Candeias. Nesta coluna, a Formação Candeias é subdividida em Candeias inferior, médio e superior, pertencentes ao Supergrupo Bahia, e Grupo Santo Amaro. Os critérios utilizados para a separação das formações foram basicamente litológicos e baseados em marcos elétricos.

Viana (1971) reuniu diversos trabalhos e resumiu os conhecimentos estratigráficos da Bacia do Recôncavo. Até então o conhecimento estratigráfico da bacia era resumido a dados bioestratigráficos e litológicos. Estes autores reuniram informações estratigráficas e paleontológicas, definindo então a nomenclatura das formações correlacionado com os eventos tectônicos do rifteamento (fase pré-rifte, rifte e pós rifte). Correlacionaram em tempo os eventos tectônicos com as zonas bioestratigráficas (andar Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá, e Alagoas). A Formação Candeias foi então subdividida em membro Tauá, Gomo Pitanga e Maracangalha, atribuindo-a ao ambiente deposicional deltaico/lacustre. Estes autores separavam o estágio pré- rifte do rifte no topo do Membro Tauá.

Della Favera (1971) estudou a Fm. Candeias na Bacia do Tucano Sul. Este autor interpreta ambiente deltaico para esta formação, sendo na parte norte constituída pela frente deltaica e para o sul o pró-delta.

Bruhn (1985) estudou o Membro Gomo da Formação Candeias no Compartimento Nordeste da Bacia, e definiu três estágios de sedimentação no Rio da Serra Médio:

1. Marcado por uma expressiva deposição de carbonatos associados a folhelhos, em condições de bacia rasa.

2. Deposição dos arenitos está associada ao tectonismo tafrogênico acentuado, gerando pronunciados altos estruturais nas margens e no interior da bacia, que quando expostos atuaram como fonte de sedimentos.
3. Estágio quase exclusivamente pelítico, representando um maior período deposicional, com falhamentos atingindo sua maior expressão, onde a bacia encontrava com a maior profundidade.

Este autor interpreta para estes sedimentos serem originados por corrente de turbidez de alta e baixa densidade, observando cinco principais litofácies para os arenitos do estágio 2:

1. Arenitos maciços;
2. Arenitos com estratificação horizontal;
3. Arenitos com estratificação cruzada de médio porte;
4. arenitos com laminação cruzada;
5. conglomerados.

Definiu ainda cinco associações de litofácies:

1. Formada pelas sequências Tab e Tabe de Bouma, localmente truncadas por arenitos maciços e arenitos com estratificações cruzadas de médio porte;
2. Composta por arenitos maciços, podendo estar amalgamados ou intercalados com arenitos com estratificação cruzada de médio porte ou folhelhos.
3. Apresenta intercalação de arenitos com estratificação cruzada de médio porte com as sequências Tbc e Tbce de Bouma.
4. É caracterizada pelas sequências Tbce e Tbc de Bouma.
5. Composta por conglomerados intraformacionais de ordem decimétrica e sequências Tbce e Tce de Bouma.

O autor interpreta para as associações 1 e 4 como sendo leques subaquosos (lobos de supra-leque e leque inferior, respectivamente), comparando aos modelos clássicos de leques subaquosos. Estes leques são depositados em ambientes pouco confinados, onde o mergulho do substrato da bacia seria bastante suave. A associação de fácies 2 foi interpretada como sendo depositada por complexos de canais subaquosos, com corpos arenosos alongados gradando abruptamente para folhelhos de planície da bacia. A associação de fácies 3 foi interpretada como sendo depósitos de canais rasos associados com diques marginais e depósitos inter-canal, interpretado como depósitos que ocorrem nas margens da associação de fácies 2. Tendem a ocorrer em sítios deposicionais confinados (grábens e calhas associadas a falhas antitéticas) e o gradiente deposicional seria acentuado. Por fim a associação de

litofácies 5 foi interpretada como sendo depositadas por diques marginais, depósitos residuais de v=canais abandonados e depósitos inter-canal dos complexos de canais da litofácies 2.

Este autor realizou neste trabalho ainda, o estudo dos sítios deposicionais para a FM. Candeias, relacionados às grandes feições estruturais do Compartimento nordeste, identificando como:

- Leques associados aos conglomerados da Fm. Salvador, contendo todas as associações de fácies descritas, relacionados à falha de borda.
- Sequência de corpos alongados associados aos sistemas de Falhas de Patioba, englobando as associações de fácies 2 e 5.
- Leques associados à Falha de Pedras, englobando as associações de fácies 1 e 4.

As lâminas descritas pelo autor possibilitou realizar a evolução diagenética, interpretando como sendo bastante altos sendo >3000m de profundidade e >150°C de temperatura. Praticamente todas as áreas estudadas sofreram respectivamente: compactação e soterramento, desenvolvimento de crescimento secundário de quartzo e feldspatos, precipitação de cimento calcífero, preenchendo poros intergranulares, substituindo total ou parcialmente os grãos do arcabouço, gerado pela dissolução de calcita e grãos de feldspatos e redução parcial da porosidade secundária pela retomada dos processos de compactação (caracterizada por um conjunto de cimentos tardios – segunda fase de crescimento secundário de quartzo e feldspatos, clorita, dolomita e anquerita, etc).

Pereira (1986) realizou um estudo em um poço testemunhado no campo de CEXIS, onde utilizou de forma integrada análise de fácies, perfis e análise petrográfica (descrição, diagênese e proveniência). Definiu que a Formação Candeias é constituída por sequências turbidíticas em ambiente lacustrino, e reconheceu 4 principais litofácies: A, B1, B2 e G.

- A litofácies A foi descrita como contendo conglomerados e arenitos seixosos maciços, relacionados a depósitos de fluxos de massa (alta densidade), sendo assim interpretadas como depósitos relacionados ao preenchimento de pequenos canais anastomosados associados a leques superiores (Supra Fan) e leques médios (mid fan).
- A litofácies B1 foi caracterizada como arenitos maciços com estruturas de escape de fluidos e clastos de argila. É interpretada como proveniente de depósitos de fluxos turbulentos com deposição rápida, produzindo fluxo

ascendente de água. Seriam fácies de canais distributários associados aos leques médios e superiores.

- A litofácies B2 foi definida como arenitos médios/grossos, interpretados como turbidíticos proximais clássicos (divisão A de Bouma). É constituída por arenitos maciços, com alguns níveis argilosos, com clastos de folhelho e de calcilutito, grãos oolíticos e possuem alto teor de cimento calcítico. Podem ocorrer estratificações cruzadas de médio a pequeno porte e algumas estruturas em chama. Sua deposição estaria associada a depósitos turbulentos com deposição rápida, porém altamente concentrados, e que podem ser retrabalhados pela mesma corrente, realizando assim uma transição entre os regimes de fluxo superior e fluxo inferior.
- A litofácies G trata-se de folhelhos escuros laminados pertencentes ao *background* da bacia.

Este autor ainda faz um estudo de proveniência com base nas lamina descritas. Definiu que para os arenitos ou sublitarenitos ricos em intraclastos e oolitos, com raros fosseis (gastropodos não marinhos) que seriam provenientes de algumas plataformas internas formadas por bancos de oolitos, níveis de calcilutito com poucos organismos (gastropodos, ostracodes) associados.

Netto & Oliveira (1986) revisaram a carta proposta por Viana (1971), e propuseram uma discordância associada ao topo e a base do antigo arenito “A” da Formação Itaparica, elevando-a para o status de Formação Água Grande. Estes autores mantiveram o topo do Mb. Tauá da Fm. Candeias como o início da fase rifte, baseados no princípio que os conglomerados da Fm. Salvador apenas iniciam sua deposição na base do Mb. Gomo. Definiram ainda sequências deposicionais para as formações, (Seq. I: Fm. Aliança, Seq. II: Fm. Sergi, Fm. Itaparica e Fm. Água Grande, Seq. III Fm. Candeias – Mb. Gomo e Tauá, Seq. IV F. Candeias-Mb. Maracangalha e Fm. Marfim, Seq. V: Fm. Ilhas e Fm. São Sebastião, Seq. VI: FM. Marizal, Seq. VII: FM. Sabiá e Seq. VIII: FM. Barreiras), juntamente com seus sistemas deposicionais. Estes autores identificaram ainda o Cânion de Taquipe na carta estratigráfica.

Scarton (1987) realizou um estudo para definir as paleocorrentes dos campos de Rio do Bu, Mata do Macuca e Rio Itariri, utilizando perfis “dual dip”, realizando assim a leitura dos mergulhos estruturais, removendo em seguida este a fim de obter uma aproximação do

comportamento estrutural no intervalo estratigráfico, no momento da deposição dos arenitos da Fm. Candeias. Estes autores utilizaram os critérios adotados por Selley (1979) para identificação de turbiditos no mar do norte. Para cada poço foi feito um diagrama de frequência de atitude de paleocorrente, que segundo os autores, dariam a direção da proveniência destes arenitos.

Souza (1989) definiu marcos elétricos para o Membro Gomo da Formação Candeias, correlacionando perfis elétricos (unidades grafológicas) com testemunhos e intervalos bioestratigráficos. Definiu os marcos 40 a 50 como pertencentes a uma sequência e 50 a 60 pertencente à sequência basal da F. Candeias.

Matto (1989) estudou o Marco 58, definido por Souza et al. (1989), realizando a caracterização textural e composicional, através da análise bioestratigráfica e proposição de um modelo deposicional para a borda nordeste. Identificou o marco 58 como sendo concordante com a ocorrência da subzona de ostracodes NRT 003.1, equivalendo a uma linha de tempo marcada pela extinção da espécie *Reconcavona imitatrix*. Este autor identificou que este marco se caracteriza pela presença de um ou dois ciclos, nos quais as espessuras dos sedimentos e a espessura das camadas aumentam em direção ao topo. Cada ciclo varia entre 3 e 15 metros e é composto basicamente por camadas delgadas de biocalcarenito laminado ostracoidal lamito com granocrescência ascendente. Este autor interpreta ainda que o marco 58 seria resultados do retrabalhamento das carapaças de ostracodes por correntes de turbidez de baixa densidade durante um período de nível de lago alto, identificado pelo autor como sendo como um limite de sequências genéticas, pois seria uma superfície gerada num evento transgressivo máximo.

Witzke (1992) fez um estudo das sismofácies no campo de CEXIS na Formação Candeias, quando atribuiu aos padrões de sismofácies caóticos e *free*, significado geológico, podendo estar relacionados aos diápiros de folhelho, variações laterais e verticais de fácies.

Caixeta (1994) fez uma revisão da carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo, atribuindo o topo da Fm. Água Grande como o início da fase rifte na Bacia do Recôncavo, com evidências que os primeiros depósitos do conglomerado da Fm. Salvador se depositaram no início da deposição do Mb. Tauá da Fm. Candeias, e não do Mb. Gomo, como propostos por Netto & Oliveira (1986).

Bruhn (1999) utilizou os marcos elétricos atribuídos por Souza (1989), e os conceitos da estratigrafia de seqüências. No campo de Fazenda Bálsamo, definiu que o Membro Tauá seria pertencente a lago raso e o topo da Fm. Candeias representaria um lago profundo. Para este autor o marco 54 seria uma importante superfície estratigráfica, e identifica através dos mapas de isólicas que os arenitos entre os marcos 50 a 54 possuem *trends* diferentes dos arenitos entre marcos 56-58.

Silva (2007) realizou a ultima revisão estratigráfica até o momento da Bacia do Recôncavo. Mantiveram praticamente todos os critérios adotados por Caixeta (1994), propondo apenas a mudança da amplitude estratigráfica de algumas unidades correlacionado suas espessuras com a escala de tempo geológico.

3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.2.1 *Arcabouço Estrutural*

O sistema de Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) pode ser compreendido como um segmento tipo aulacógeno, cuja origem está associada à fragmentação do Gondwana Oriental durante o Mesozóico (SANTOS et al, 1990). Este processo diacrônico é responsável pela individualização dos atuais continentes Sul-americano e Africano, e teria atingido a porção onde se desenvolveu o rifte RTJ no início do Cretáceo.

A Bacia do Recôncavo, situada no Estado da Bahia, nordeste do Brasil, ocupa uma área aproximada de 11.500 km² e corresponde à porção sul do RTJ. Limita-se a noroeste pelo Alto de Aporá (que separa a Bacia do Recôncavo da Bacia do Tucano Sul), a sul pelo Alto de Itacaré, a oeste pela falha de Maragogipe, e a leste pelo sistema de falhas de Salvador, conforme mostra a Figura 44.

A unidade tectônica fundamental desta bacia é um sistema de meio-gráben, cuja história tectônica e sedimentar revela o estágio inicial da evolução do Atlântico Sul, no qual o processo de rifteamento foi abortado durante o Aptiano.

O sistema de Falhas de Salvador, de direção NE/SW, revelou-se associado com rampas ou patamares ao longo de todo o rifte, com uma geometria *limited back-faulting* como proposto por Magnavita (1994) para a evolução da borda deste rifte.

Profundidades máximas em torno de 5.000m a leste e a 200m a oeste revelam, portanto, o aulacógeno alongado na direção NNE/SSW.

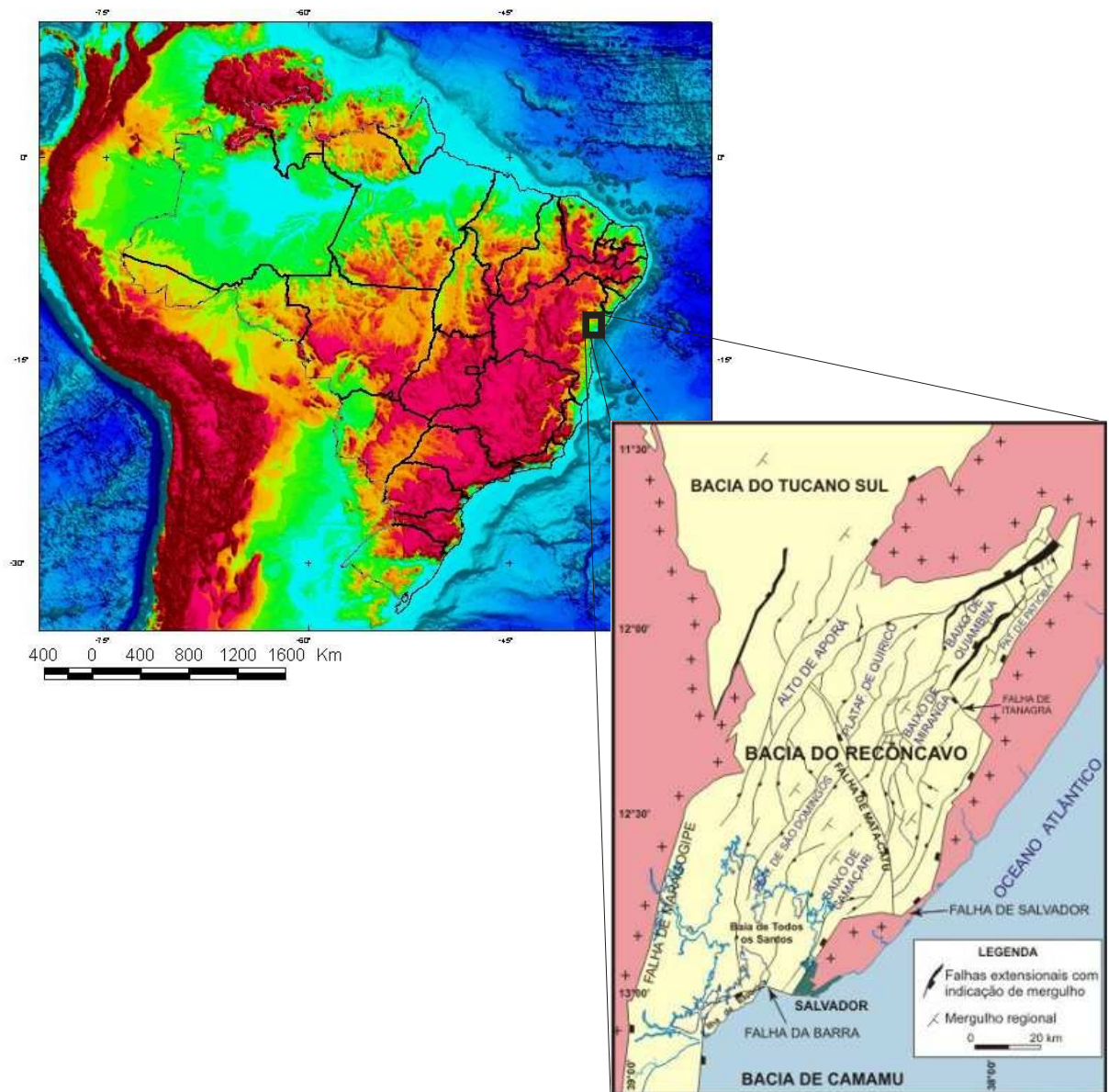


Figura 44: Mapas de localização, limites e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo. Modificado de Milhomem (2003).

A Bacia do Recôncavo possui uma arquitetura que reflete as heterogeneidades do embasamento pré-cambriano, tais como um sistema de falhas normais paralelas à foliação do embasamento (FIGUEIREDO *et. al.* 1994), sobre o qual atuaram os esforços distensionais, resultando em uma geometria de meio-gráben com orientação NE-SW, conforme mostra a Figura 45. Esta bacia possui análogos em bacias rifte Africanas, tais como Baringo, Bogoria, Tanganika e Malawi.

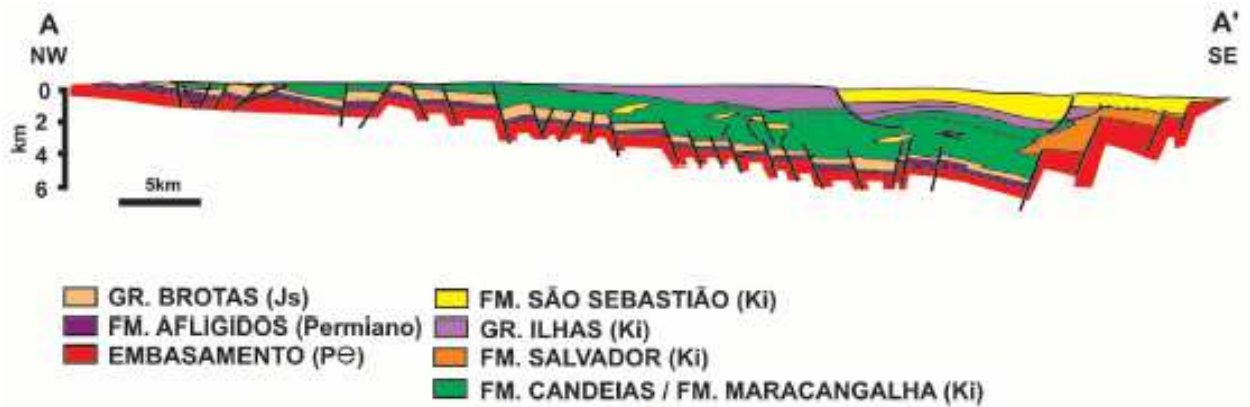


Figura 45: Seção estrutural esquemática NW-SE da Bacia do Recôncavo. Modificado de Magnavita (2005).

Os esforços distensionais do Cretáceo produziram uma borda falhada a leste (sistema de falhas de Salvador) e uma margem flexural a oeste, o que condicionou o depocentro desta bacia na região SE-E, como mostra a Figura 46 (MAGNAVITA *et al*, 2005).

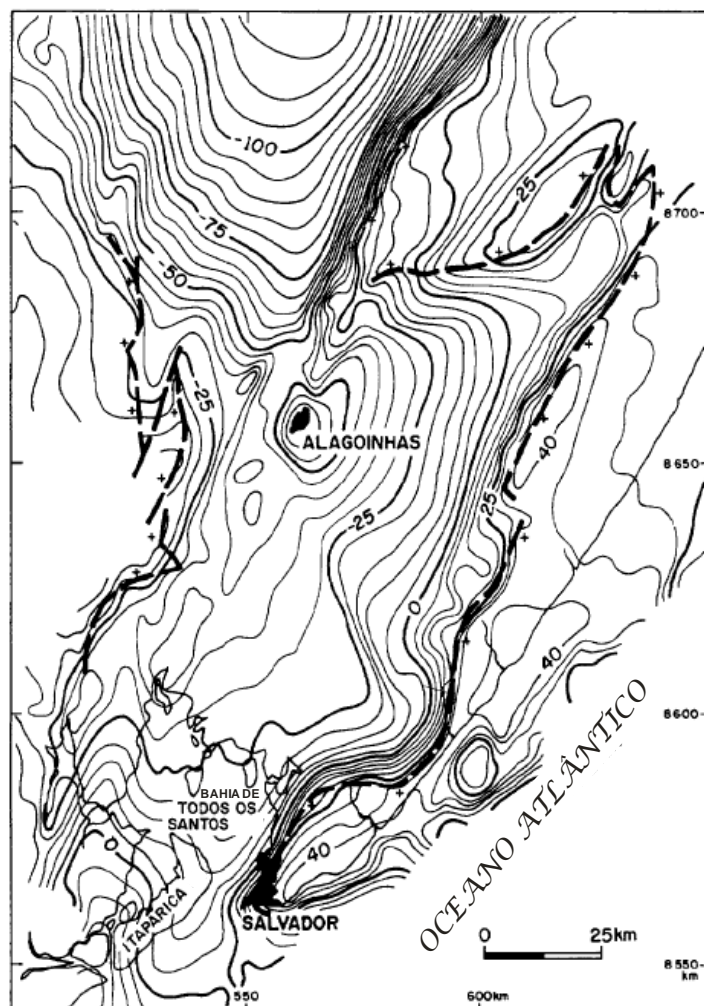


Figura 46: Mapa *Bouguer* da Bacia do Recôncavo, evidenciando o depocentro da bacia. Modificado de Figueiredo, (1994).

A Bacia do Recôncavo apresenta três ciclos tectônicos em sua estruturação: dois no Neocomiano (141,0 - 137,5 M.a.) e um no Barremiano Superior/Aptiano (121,8 - 118,0 M.a) (MAGNAVITA et al, 2005).

O primeiro ciclo resultou do ajuste compensatório em resposta ao desequilíbrio da distribuição de forças na litosfera causado pelo processo de estiramento crustal responsável pela ruptura de paleocontinente Gondwana. Ele estabeleceu o arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo (ARAGÃO, 1994). Esses esforços distensivos (Berriasiano Inferior) geraram falhamentos com orientação NE-SW, normais planares, que delimitaram a arquitetura da bacia, individualizando áreas relativamente estáveis (patamares, plataformas e rampas) e áreas mais subsidentes, que configuraram os depocentros regionais, conforme mostra a Figura 04. O segundo ciclo tectônico afetou basicamente a sequência Neocomiana (sedimentos lacustres), sendo caracterizada por falhas de crescimento, as quais controlam localmente a ocorrência de turbiditos dentro da Formação Candeias, originando prospectos atrativos. O terceiro e último ciclo tectônico, caracterizado por falhamentos lítricos, afetou apenas a sequência rifte superior, constituída por sedimentos deltaicos e fluviais (ARAGÃO, 1994).

O processo de diapirismo de folhelho é reportado desde o Meso/Neoberriasiano, estando ativo até o Neobarremiano/Aptiano. Advoga-se que tanto a estruturação decorrente do primeiro ciclo (basculamento da bacia), quanto à sobrecarga sedimentar foram responsáveis pelo desenvolvimento do diapirismo na bacia. Outra hipótese é a de que o diapirismo tenha sido formado através de um processo sedimentar denominado de vulcão de lama.

A orientação geral NE-SW dos blocos que constituem a Bacia do Recôncavo é interrompido por falhas transversais com direção NW-SE, interpretada como falhas de transferência, a exemplo das falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araçás (Milani & Davinson 1988, apud Figueiredo *et al*, 1994). Estas zonas de transferência são utilizadas para subdividir a bacia em três compartimentos: Sul, Central e Nordeste, mostrados na Figura 47 (TEIXEIRA NETTO et al, 1984, apud FIGUEIREDO et al, 1994). Recentemente, estas falhas transversais foram interpretadas por Destro et al, (2003) como sendo constituídas por duas falhas de alívio, geradas para compensar a variação do rejeito ao longo das falhas de Salvador (falha de borda do Recôncavo) e de Tombador (limite leste do Alto de Aporá) (MAGNAVITA et al, 2005).

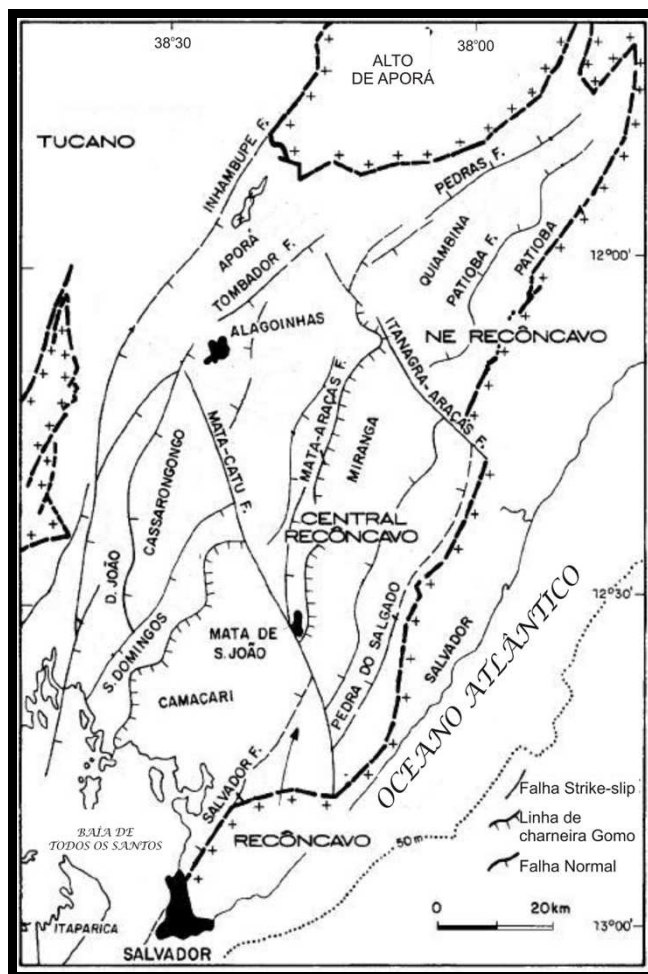


Figura 47: Mapa estrutural da Bacia do Recôncavo, mostrando a falha de borda (Falha de Salvador), falhas de transferência (Falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araçás), os altos estruturais (Patioba, Aporá, Dom João e Salvador), os baixos estruturais (Camaçari, Alagoinhas, Miranga e Quiambina), além das plataformas (Cassarongongo, São Domingos, Pedra do Salgado e Patioba). Modificado de Figueiredo (1994).

A configuração estrutural da bacia é definida por falhamentos sintéticos normais de direção preferencial N30E, que condicionam os mergulhos regionais das camadas para SE, em direção às áreas mais subsidentes, com depocentros junto à borda falhada.

A Bacia do Recôncavo faz parte da província do São Francisco, limitada a norte pela faixa de dobramentos sergipana, que separa esta província do Borborema.

A figura 48 mostra a localização da Bacia do recôncavo e as rochas aflorantes do embasamento cristalino. Ao norte da bacia temos rochas metassedimentares, e metamórficas pertencentes à província de Borborema e à faixa de dobramentos sergipana. A leste da bacia está localizado o complexo granítico-gnáissico associado aos *Greenstone belts* de Itapicuru (complexo e rochas máficas/ultra-máficas). O alto de Aporá é constituído por rochas gnaiss-migmatitos e granulitos, bem como a maior parte do Alto de Salvador (figura 48) (CPRM 2001).

Mapa Geológico Simplificado da Região Nordeste do estado da bahia e Sul do Estado de Sergipe

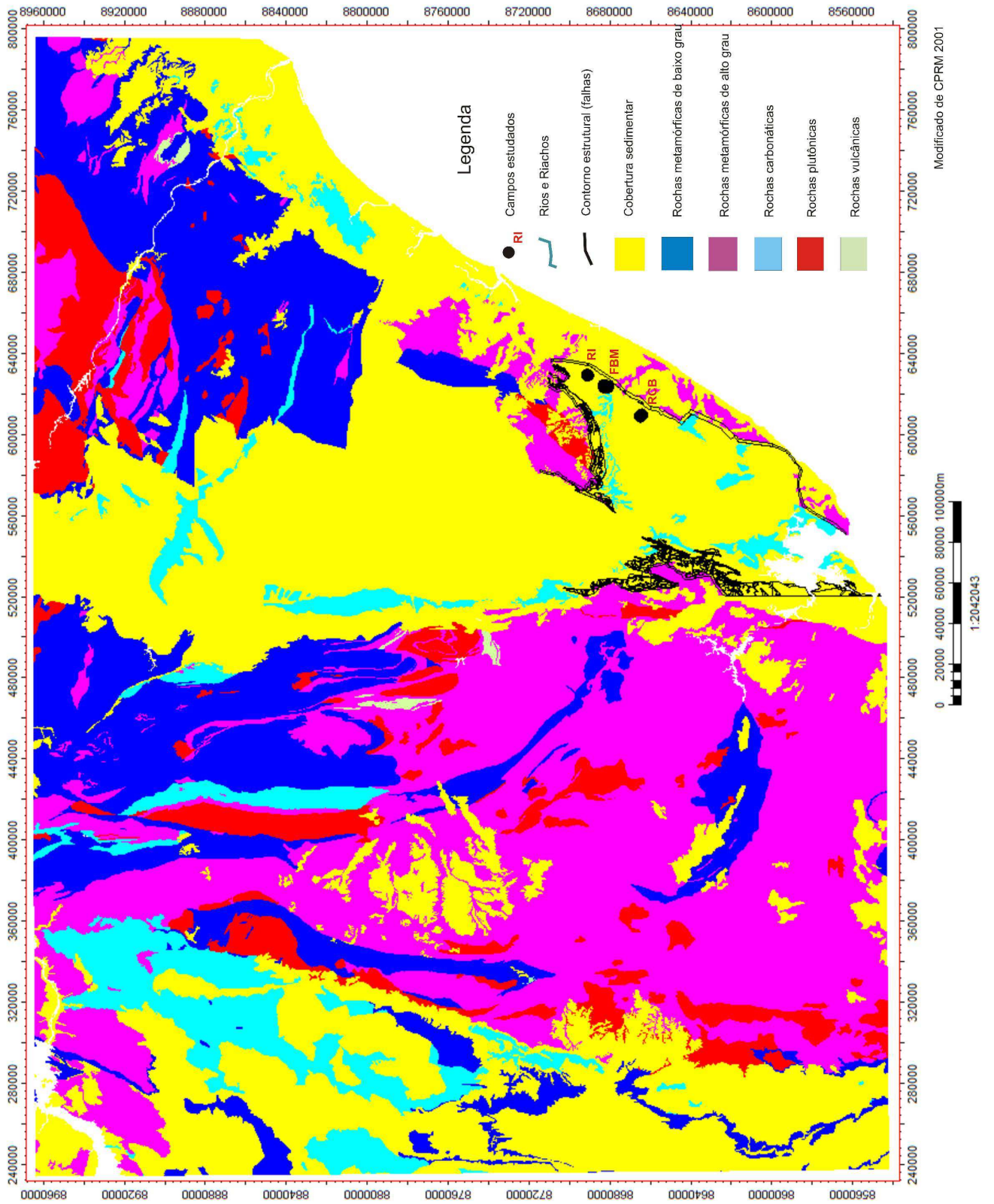


Figura 48: Mapa geológico dos estados da Bahia e Sergipe mostrando as principais rochas do embasamento (CPRM 2001).

3.2.2 Litoestratigrafia e Sistemas deposicionais

A estratigrafia do Mesozóico no Rifte do Recôncavo- Tucano-Jatobá é o resultado da própria evolução tectônica da bacia, podendo ser dividida em sequências depositadas nas fases pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte conforme Silva (2007). Os depósitos continentais do Supergrupo Bahia incluem sedimentos com idades entre o Neojurássico e o Eocretáceo. Tendo por base o conteúdo de ostracodes destas rochas, Viana. (1971) propuseram a Série Recôncavo, composta de seis andares locais: Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas. Em função do caráter endógeno da biota lacustre, tal zoneamento bioestratigráfico, que inclui as biozonas denominadas como NRT-001 a NRT-011, guarda ainda, portanto, pouca precisão com a coluna geocronológica internacional.

O estabelecimento do rifte aconteceu durante o Berriasiano (aproximadamente há 144 M.a.), e teve duração de aproximadamente 24 milhões de anos. Neste período acumularam-se estratos que constituem os andares Rio da Serra Inferior ao Jiquiá, com unidades equivalentes nas bacias da margem atlântica da América do Sul (Sergipe-Alagoas, Camamu e Almada) e da África (Gabão). (MAGNAVITA, 2005).

A sucessão rifte compreende uma megasseqüência progradante *shallowing e coarsening-upward* durante o Neo-Rio da Serra, uma contínua sedimentação de espessos arenitos deltaicos exerceu forte sobrecarga sobre folhelhos da Formação Maracangalha, pressurizando-os e resultando em diápiros de folhelhos associados a falhas de crescimento. (MAGNAVITA, 2005).

A diminuição da taxa de subsidência, no período que inclui as idades Rio da Serra e Aratu, possibilitou que deltas progradassem de NNW sobre as plataformas existentes na margem flexural do rifte, preenchendo os depocentros com arenitos, siltitos, folhelhos e ocasionais carbonatos do Grupo Ilhas, constituído pela Formação Marfim, Membro Catu, e Formação Pojuca. Durante o Eo-aratu, uma queda no nível do lago, tectonicamente induzida, originou um *canyon* na porção oeste das bacias do Tucano Sul e Recôncavo (MAGNAVITA 2005, apud BUENO, 1987), onde acumularam-se os arenitos e folhelhos da Formação Taquipe (MAGNAVITA, 2005 apud NETTO E OLIVEIRA, 1985). Aos depósitos deltáicos sucederam os arenitos fluviais da Formação São Sebastião, Grupo Massacará, que progradaram de NNW para SSE a partir da Bacia do Tucano (GAMA, JR., 1970).

Os ostracodes constituem o principal grupo fóssil descrito na Bacia do Recôncavo, pois possuem diversidade, são abundantes e possuem microfauna preservada (Figura 49). A

Bacia do Recôncavo reúne o principal registro desse grupo no Brasil (MILHOMEM et al, 2003).

A correlação com sedimentos do Cretáceo Inferior da Inglaterra e Alemanha, baseada em ostracodes não marinhos, não foi possível na Bacia do Recôncavo devido a não correlação dos registros paleontológicos. Tal limitação levou a Petrobras a adotar estágios regionais, denominados de Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas (FIGUEIREDO et al, 1994), válidos não só para o Recôncavo, mas para outras bacias do nordeste do Brasil. Biozonas de ostracodes associadas a marcadores litológicos de distribuição regional foram utilizados para delimitar estes estágios (VIANNA et al, 1971).

O arcabouço biocronoestratigráfico do Neojurássico/Eocretáceo de bacias da margem continental brasileira traz como principal referência a distribuição estratigráfica dos ostracodes identificados no Recôncavo. Logo, as características da microfauna de ostracodes recuperada na seção rifte são um reflexo da própria história do seu preenchimento e de sua evolução tectônica (MILHOMEM et al, 2003).

A estratigrafia da Bacia do Recôncavo foi resumida por Viana et al, (1971), Netto & Oliveira (1986), Magnavita & Cupertino (1988), Milani & Davinson (1988) e Caixeta et al, (1994). A última revisão estratigráfica foi proposta por Silva et al em 2007 e será utilizada neste trabalho, como indica a Figura 50.

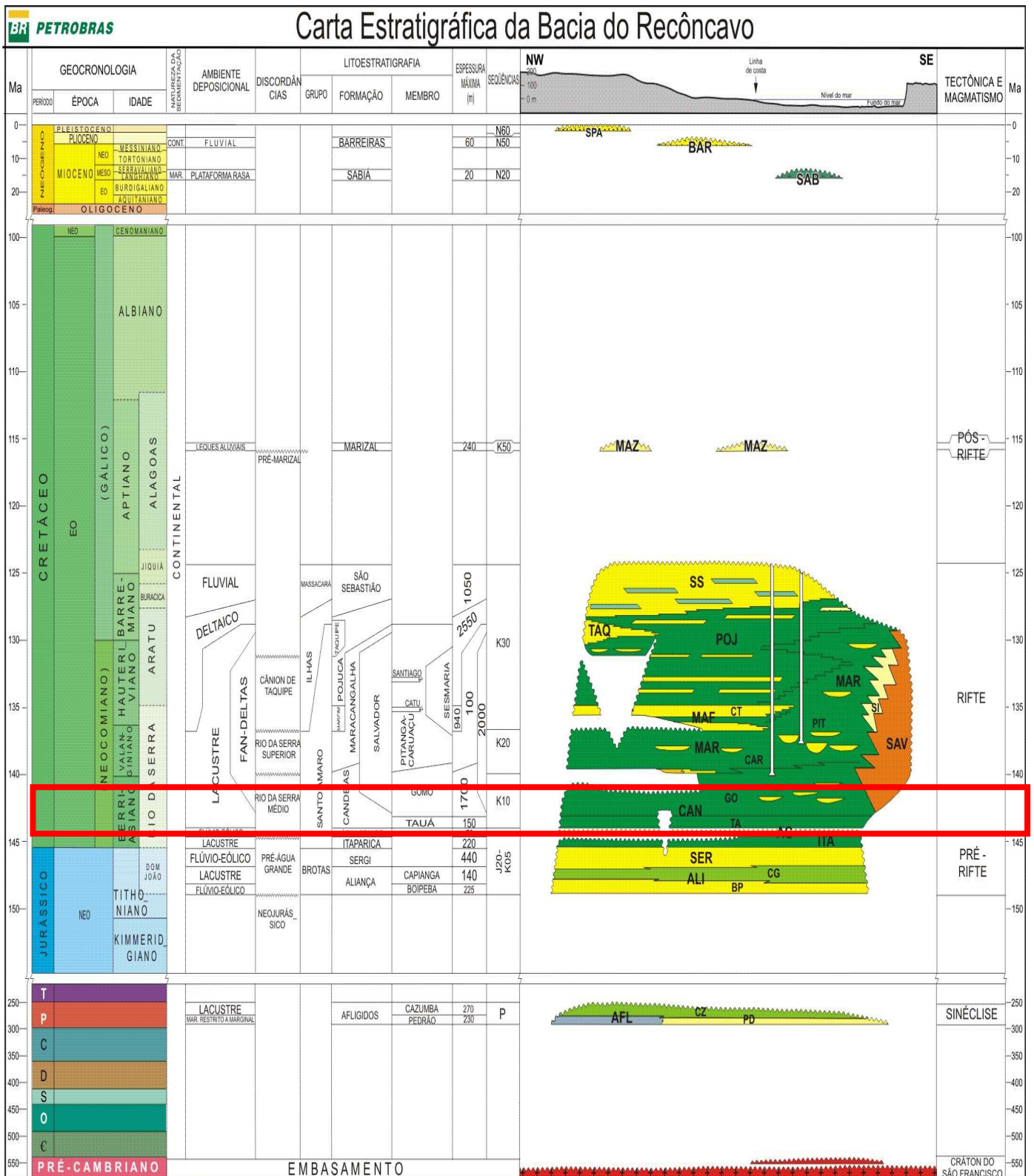
O único poço em estudo, que possui análise bioestratigráfica é o RCB11 conforme tabela 04 abaixo:

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS – BIOZONAS RCB-11-BA				
Topo	Base	Superzona	Zona	Subzona
1712	1722		estéreo	
1730	1746,3		estéreo	
1759	1770		NRT-004	
1759	1770		NRT-003	
1759	1770			NRT-004.1
1759	1770			NRT-003.2
1770	1783,5		estéreo	

Tabela 04: Biozonas do poço RCB-11-BA

Period	Series	Stages	Biozones				
			Ostracods				
			Code	Zone	Subzones		
Lower Cretaceous	Recôncavo Series	Jiquia	NRT 009 3 2 1	Petrobrasia Diversicostata KRO	C (pseudocypridina faveolata Moura) C (s) devex KRO B Dost. (Swain)		
		Buracica	NRT 008 3 2 1	Cypridea (Sebastianites) tida minor ssp. n.	C (s?) mira KRO Petrobrasia Capivarensis KRO C (s?) sostensis sostensis KRO		
			NRT 007 4 3 2 1	Coriaciona coriacea KRO	Paracypridea quadrirugosa weberi KRO Metacypris sp. 6 KRO Petrobrasia marfinensis KRO Cypridea emin. GR-KRO		
			NRT 006 2 1	Cypridea (Morinha?) bibullata bibullata Wicher	Cypridea (Morinha?) bibullata bibullata KRO Reconcavona tribelli KRO		
		Aratu	NRT 005 5 4 3 2 1	Paracypridea obovata obovata (Swain)	Reconcavona Gastrac. Reconcavona Uniac. Reconcavona Uniac. KRO Paracypridea elegans elegans KRO Reoncay rem. cunelf		
			NRT 004 5 4 3 2 1	Paracypridea brasiliensis KRO	Cypridea ventronodata KRO Paracypridea maacki kro Paracypridea bicallosa KRO Reconcavona? Polta Viana Cypridea salv. nodifera KRO		
		Rio da Serra	NRT 003 2 1	Cypridea (morinoides) candelenses KRO	Cypridea (morinoides) hadronodosa KRO Cyprides sellata Viana		
			NRT 002 2 1	Theriosynnoecum Varietuberatum GR-KRO	Cypridea of C primaria GR-KRO Cypridea Kegell Wicher		
			NRT 001	Barren interval Bisulcocypris pichel Pinto & Sanguinetti			
		Upper Jurassic	D. João	NRT 001	Barren interval Bisulcocypris pichel Pinto & Sanguinetti		

Figura 49: Carta Bioestratigráfica e cronoestratigráfica da Bacia do Recôncavo, o retângulo vermelho mostra o intervalo estudado. Modificado de Silva, (1993).



OLÍVIO BARBOSA DA SILVA *et al.* 2008

Figura 50: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo. O retângulo em vermelho destaca o intervalo estudado. EMB (embasamento); AFL (Afligidos); CZ (Cazumba); PD (Pedrão); ALI (Aliança); CG (Capianga); BP (Boipeba); SER (Sergi); ITA (Itaparica); AG (Água grande); CAN (Candeias); TA (Tauá); GO (Gomo); MAR (Maracangalha); CAR (Caruaçu); PIT (Pitanga); MAF (Marfim); CT (Catu); SAN (Santiago); POJ (Pojuca); SS (São Sebastião); SAV (Salvador); MAS (Marizal); SAB (Sabiá); BAR (Barreiras). Modificado de Silva, (2007).

A seção sedimentar da Bacia do Recôncavo é composta da base para o topo, pelas formações Afligidos, Aliança, Sergi, Itaparica, Água grande, Candeias, Maracangalha, Marfim, Pojuca, Taquipe, Salvador, São Sebastião, Marizal, Sabiá e Barreiras (CAIXETA et al, 1994). Estas formações estão agrupadas em quatro grandes grupos: Brotas, Santo Amaro, Ilhas e Massacará.

Destacam-se três sequências sedimentares: sequência pré-rifte, sequência rifte e sequência pós-rifte, como mostra a Figura 50. A sequência pré-rifte, é composta por sedimentos depositados em clima árido, em sistemas deposicionais tais como o fluvial, o lacustre e o eólico. Inclui as formações Aliança, Sergi, Itaparica e Água Grande. Estes sedimentos são conhecidos também como camadas vermelhas (*red beds*), por possuir coloração avermelhada. A sequência rifte, é composta por sedimentos correspondentes a um clima mais úmido, e sistema deposicional flúvio-lacustre, deltaico e leques aluvionares. Inclui as formações Candeias, Maracangalha, Marfim, Pojuca, Taquipe, Salvador e São Sebastião, que é objeto desta dissertação. A sequência pós-rifte engloba as formações Marizal, Sabiá e Barreiras.

Litológicamente estas sequências são assim descritas:

Formação Afligidos: De idade Permiana, a Formação Afligidos é constituída pelos membros Pedrão e Cazumba. O Membro Pedrão é composto por arenitos, siltitos e evaporitos, depositados em um sistema litorâneo restrito. O Membro Cazumba, é composto por folhelhos vermelhos, e foi depositado em um Sistema lacustre, provavelmente raso, na fase de sinéclise da Bacia.

Grupo Brotas: O Grupo Brotas, foi depositado durante o Jurássico (idade Tithoniana) sendo composto pelas formações Aliança e Sergi. A Formação Aliança é constituída pelos Membros Boipeba e Capianga. O Membro Boipeba é constituído por arcóseos depositados em um sistema fluvial com retrabalhamento eólico, e o Membro Capianga, por folhelhos vermelhos depositados em um sistema lacustre raso. A Formação Sergi é composta por arenitos finos a conglomeráticos, com intercalações de folhelhos e conglomerados, depositados por sistemas de canais fluviais entrelaçados com posterior retrabalhamento eólico.

Grupo Santo Amaro: O Grupo Santo Amaro objeto deste trabalho, abrange as formações Itaparica, Água Grande, Candeias e Maracangalha. A Formação Itaparica é caracterizada por folhelhos marrons a cinzentos, depositados por um sistema lacustre, no Berriasiano-Inferior. A Formação Água Grande é constituída por arenitos finos a grossos, com estratificação cruzada acanalada, depositados por sistemas fluviais com retrabalhamento

eólico durante o Berriasiano-Inferior. A Formação Candeias foi depositada por um sistema lacustre durante o Berriasiano (Eo-Rio da Serra), sendo composta pelo Membro Tauá, caracterizado por folhelhos escuros, e pelo Membro Gomo, formado por folhelhos cinza-esverdeados com intercalações de calcários e arenitos finos relacionados a processos turbidíticos. A Formação Maracangalha, caracteriza-se por folhelhos lacustres, cinza-esverdeados a cinza-escuros, dentro dos quais ocorrem corpos de arenitos finos, argilosos e maciços do Membro Pitanga e camadas lenticulares de arenitos finos a médios, com estratificações plano-paralelas e cruzadas tangenciais do Membro Caruaçu. Acredita-se que os dois membros foram depositados por fluxos gravitacionais de sedimentos e sistema deltaico, num sistema lacustrino profundo, e são atribuídas idades dos sedimentos do Neo-Rio da Serra ao Aratu (Valanginiano Inferior a Médio ao Barremiano Inferior).

Grupo Ilhas: O Grupo Ilhas é composto pelas formações Marfim, Pojuca e Salvador. As formações Marfim e Pojuca foram depositadas por sistemas deltáicos, do Valanginiano ao Aptiano inferior. A Formação Marfim, de idade Valangiana, foi depositada no final da fase Rio da Serra, e é constituída por arenitos cinza-claros com intercalações de camadas de folhelhos cinza-esverdeados; um nível arenoso bem caracterizado com marcos elétricos individualiza o Membro Catu. A Formação Pojuca é constituída por intercalações de arenitos muito finos a médios, folhelhos, siltitos e calcários, de idade Hauteriviana, foi depositada no final da fase Rio da Serra e início da Aratu. A Formação Taquipe preenche uma feição erosiva em forma de canyon, cortando a Formação Pojuca e outras unidades, alongada na direção norte-sul da bacia, sendo composta por folhelhos cinzentos com estratificação plano-paralela e lentes de arenitos maciços muito finos. A Formação Salvador é composta por conglomerados depositados por leques aluviais sintectônicos da fase rifte na borda fallhada (Falha de Salvador), entre o Berriasiano inferior e o Aptiano inferior. Os arenitos distais desta unidade caracterizam o Membro Sesmária.

Grupo Massacará: O Grupo Massacará equivale à Formação São Sebastião, que é constituída por arenitos grossos, amarelo-avermelhados, com intercalações de folhelho castanho esverdeado, avermelhado, e acinzentado a negro. Estes sedimentos foram depositados do Barremiano médio ao Aptiano inferior por sistemas flúvio-deltáicos.

A Sequência pós-rifte é composta pela Formação Marizal e consiste de arenitos finos a grossos com estratificação cruzada, depositados por leques aluviais durante o Aptiano Superior. Já a Formação Sabiá, de idade Miocênica, é composta por folhelhos cinza-esverdeados. Por fim a Formação Barreiras é composta por areias grossas com estratificação cruzada, e depositou-se durante o Plioceno.

3.2.3 Estratigrafia de Sequências da Bacia do Recôncavo

Caixeta et al., (1994) dividiram os sedimentos da Bacia do Recôncavo em seis sequências deposicionais de segunda ordem, com base em discordâncias regionais, descritas a seguir. A primeira sequência é a sequência Permo-Carbonífera (PC), representada pelos sedimentos marinhos restritos e lacustres da Formação Afligidos, depositados em um contexto de sinéclise continental.

Uma discordância regional, que abrange desde o Permiano ao Jurássico (hiato de cerca de 100 M.a.) trunca os estratos da Sequência Permo-Carbonífera, admitindo-se esta ser o limite de uma tectonosequência (Sloss 1963). Sobre esta discordância assenta-se a sequência Juro/Eo-Cretácea (JK), que inclui o Grupo Brotas e as formações Itaparica e Água Grande (pré-rifte), depositados por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico, e em lagos sob clima árido, do final do Jurássico ao início do Berriasiano.

No topo desta segunda sequência ocorre uma discordância regional, marcada por retrabalhamento eólico no topo da Formação Água Grande, e o início da fase rifte, com a deposição de folhelhos do membro Tauá da Formação Candeias. Esta discordância regional, também pode ser interpretada como limite de uma tectonosequência.

A Sequência K10, que é a terceira sequência, corresponde à Formação Candeias, isto é aos sedimentos lacustres que caracterizam o início da fase rifte na bacia. Esta sequência marca uma importante mudança climática, de árido para úmido, ocorrida durante o Berriasiano. Em parte da bacia seu topo é truncado por uma discordância.

A quarta sequência denominada Sequência K20, inclui os depósitos da fase rifte do sistema lacustre da Formação Maracangalha, o sistema deltaico do Grupo Ilhas, os sistemas flúvio-deltáicos do Grupo Massacará e parte dos leques aluviais da Formação Salvador. Possui idade Valanginiana/Hauteriviana e seu topo é marcado por uma discordância em parte da bacia.

A quinta sequência K30 representa os estágios finais de rifteamento na Bacia do Recôncavo, do Hauteriviano ao Eo-Aptiano, sendo composta pelos leques aluviais da Formação Salvador, arenitos fluviais e deltáicos do Grupo Massacará, deltas da Formação Pojuca e lago e deltas da Formação Maracangalha, e seu topo é marcado por uma discordância regional.

A sexta e última sequência é a Sequência K50, de idade Neo-Aptiana, pós-rifte, é constituída pelos sedimentos clásticos da Formação Marizal, depositados por leques aluviais. A discordância regional entre as sequências K30 e K50, possui caráter de uma nova

tectonosequência, porém é necessário que existam mais estudos no sentido de comprovar tal fato.

3.2.4 Sistemas petrolíferos da Bacia do Recôncavo

Desde a descoberta pioneira de óleo em Lobato (em 1939), mais de 5.000 poços já foram perfurados na bacia, resultando na descoberta de cerca de 80 campos de óleo e gás. As principais acumulações de petróleo na bacia podem ser agrupadas em três grandes sistemas: Pré-rifte, Rifte-Candeias e Rifte-Ilhas, representando 15 diferentes plays exploratórios.

Os sistemas petrolíferos existentes na Bacia do Recôncavo são: Candeias–Sergi (!), Candeias–Água Grande (!), Candeias–Itaparica (!), Candeias-Candeias (!), Candeias-Maracangalha (!), Candeias-Marfim (!), Candeias-Taquipe (!), Candeias-Pojuca (!),

Sendo o sistema petrolífero Candeias-Sergi (!) considerado o mais importante da bacia (FIGUEIREDO et al, 1994).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A área em estudo está localizada dentro do compartimento estrutural denominado Compartimento Nordeste, limitado a leste pela falha de Salvador, a oeste pelo alto de Aporá e a sul pela falha de Itanagra-Araçás, conforme ilustra a figura 51. Os campos estudados estão localizados no baixo estrutural denominado de Baixo de Quiambina e no alto estrutural denominado de Patamar de Patioba, e seus sedimentos estão fortemente influenciados pela paleogeografia.

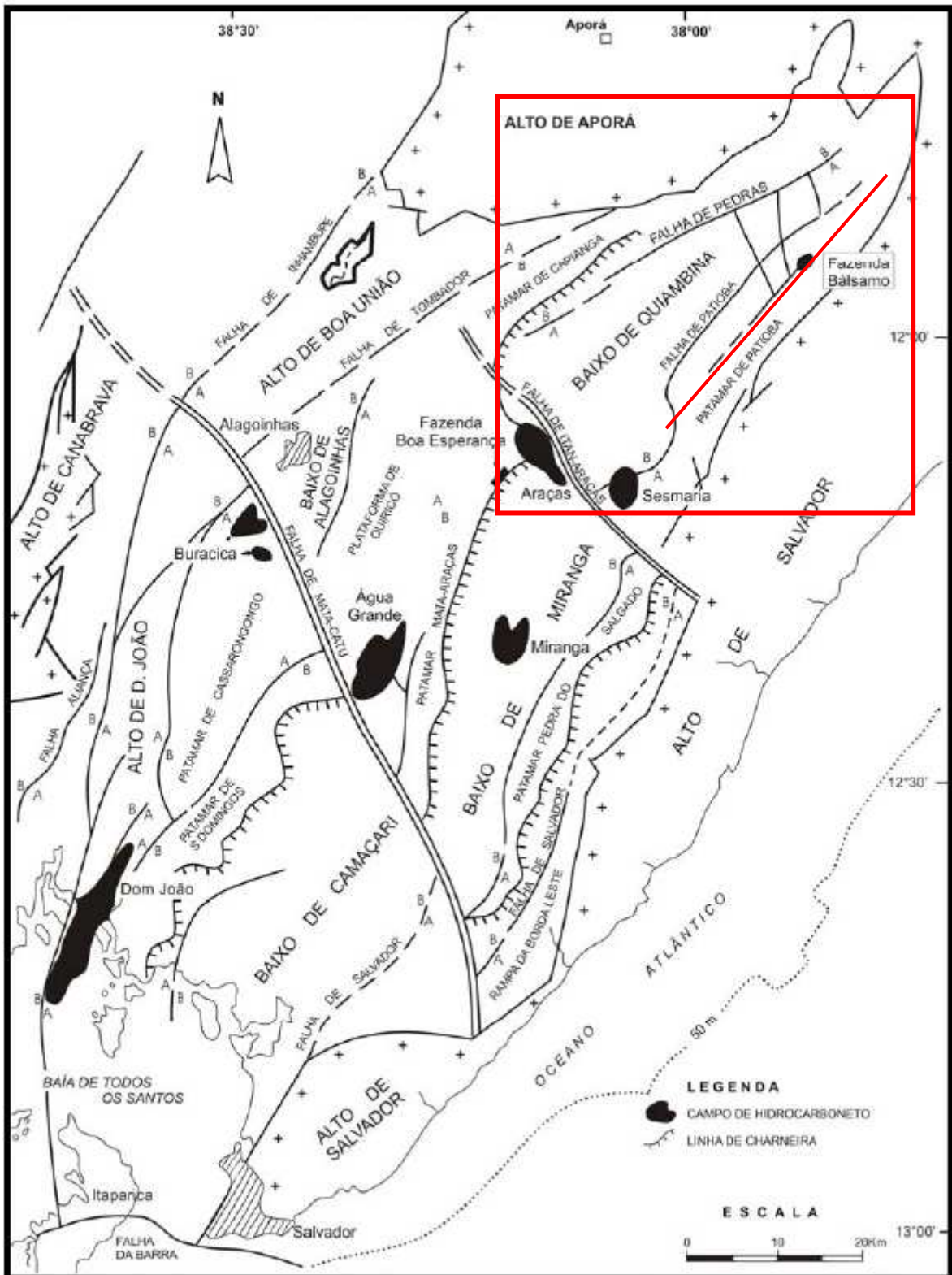


Figura 51: Mapa do Arcabouço estrutural da bacia do recôncavo, a linha vermelha indica a localização dos campos de petróleo estudados, e o retângulo vermelho mostra a área em estudo. Modificado de Caixeta, (1994).

A compartimentação estrutural da área em estudo pode ser definida como tendo a falha de borda (Falha de Salvador) limitando a leste, a oeste o limite é pela falha de pedras e a falha de Patioba (ambas sintéticas à falha de borda), formando assim dois meios-grábens, sendo o

primeiro localizado no Patamar de Patioba (limitado pelas Falhas de Salvador e Patioba), e o segundo localizado no baixo de Quiambina (limitado pela Falha de Quiambina e Falha de Pedras), conforme ilustra a figura 52. As falhas de Quiambina, Patioba e de Pedras são falhas sintéticas à falha de borda (Falha de Salvador), garantindo assim um contexto estrutural de meio graben, ou escalonamento destas falhas.

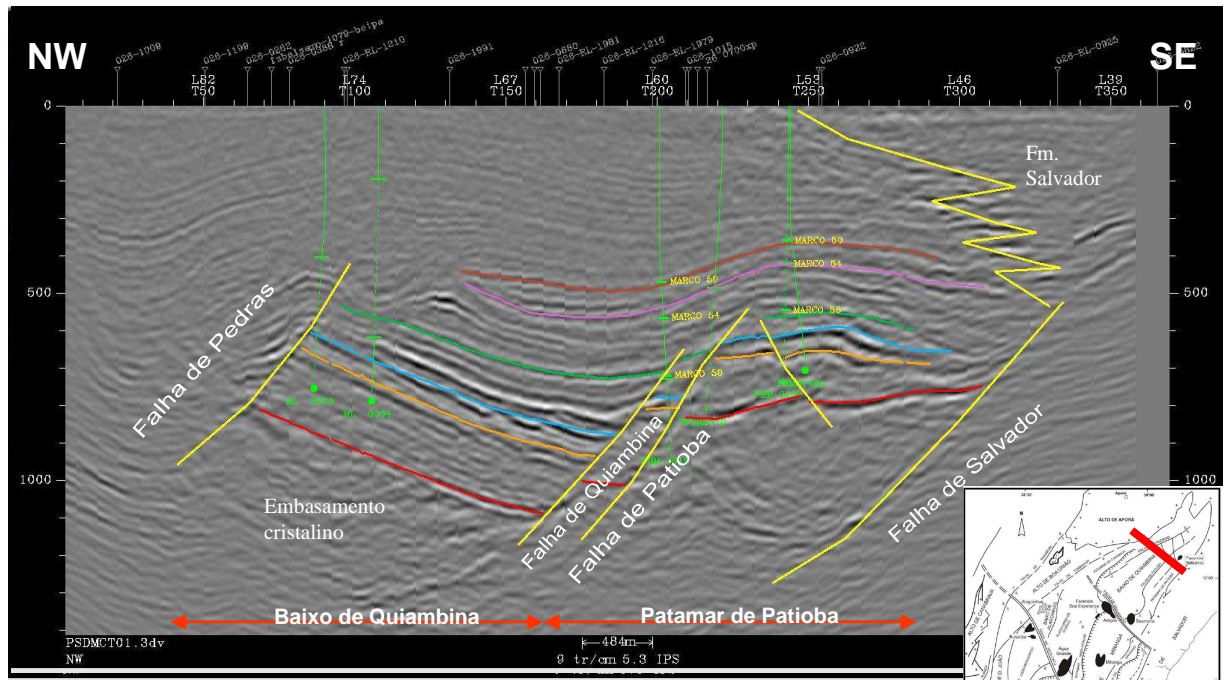


Figura 52: Seção sísmica *dip* estrutural, mostrando a subdivisão do compartimento nordeste, em dois meios grábens: Patamar de Patioba e Baixo de Quiambina, separados pela Falha de Patioba e Falha de Pedras respectivamente.

Assim, os três campos estudados estão localizados e alinhados dentro de um meio gráben (Meio Graben do Patamar de Patioba), e separados pelas pequenas falhas de alívio NW-SE (de mesma idade da Falha Itanagra-Araçás), garantindo assim a mesma compartimentação estrutural para ambos.

5. METODOLOGIA

5.1 SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA

Para o desenvolvimento deste estudo, foram utilizados dados de testemunho e de perfis geofísicos (Raios gama, Densidade, Neutrão e Resistividade) de seis poços dos três campos estudados, sendo estes: RCB-11 e RCB-16 (campo de Riacho da Barra), FBM-22, FBM-54 e FBM-112 (Campo de Fazenda Bálamo) e RI-16 (Campo de Rio Itariri).

Ao todo foram descritos um total de 1430m de testemunhos, 54 lâminas petrográficas, interpretação sísmica de dois cubos sísmicos 3D dos Campos de Fazenda Bálamo e Rio Itariri. O Campo de Riacho da Barra até o momento da análise não possuía o cubo sísmico convertido para profundidade.

A figura 53 abaixo mostra a região em estudo, num mapa estrutural do pré-rifte, e a linha em vermelho, mostra uma seção *Strike* estrutural passando pelos campos estudados. Esta figura mostra também a localização da sísmica 3D nos campos de Fazenda Bálamo e Rio Itariri.

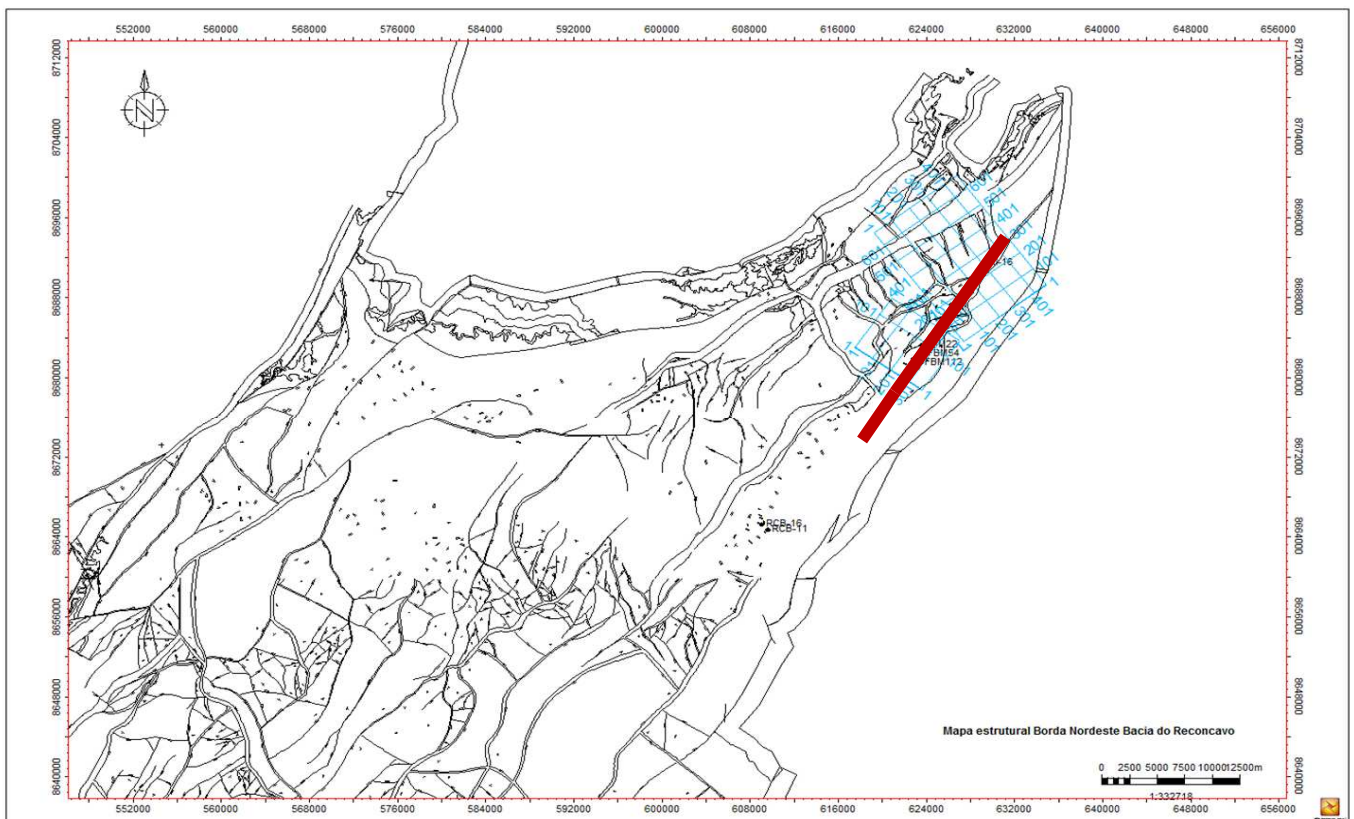


Figura 53: Mapa estrutural da fase Pré-Rifte do compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo. A linha em vermelho passa pelos campos estudados, num seção *Strike* estrutural.

A figura 54 a seguir mostra a localização do cubo sísmico 3D dos campos citados, e o mapeamento de algumas superfícies estratigráficas.

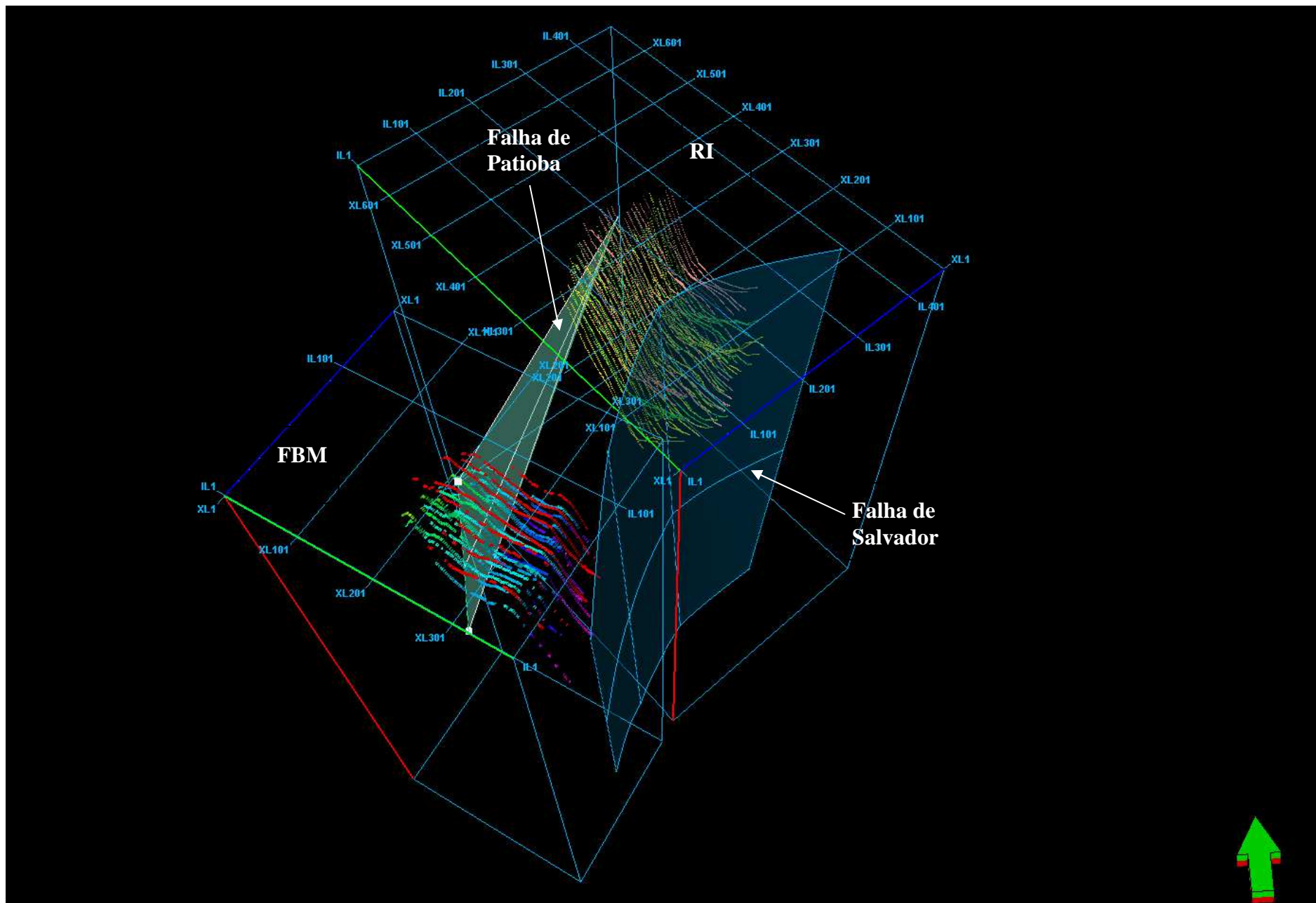


Figura 54: Localização do cubo sísmico dos campos de Fazenda Balsamo) FBM e (Rio Itariri) RI, com as superfícies estratigráficas mapeadas e representadas em 3D. A superfície em azul representa a Falha de Salvador, e a verde, representa a falha de Patioba, configurando o semi graben, que contem estes campos.

Usando os conceitos propostos por Martins Neto & Catuneanu (2010) (descritos no capítulo 2.2), estes poços foram correlacionados, em uma seção SW-NE estrutural, e depois estratigráfica, utilizando principalmente os perfis de Raio Gama. Com estes conceitos, pode-se interpretar tratos de sistemas e sequencias deposicionais de terceira ordem para a Formação candeias nessa região (Figuras 55 e 56).

Os testemunhos foram descritos em escala 1:50, onde foram descritas as fácies, posteriormente agrupadas em associações de fácies. A nomenclatura das fácies é modificada de Miall (1977; 1990), onde a primeira letra em maiúsculo corresponde ao tipo de rocha, a segunda letra em minúsculo corresponde a granulometria e a terceira e quarta letras correspondem a principal estrutura sedimentar desta fácies. As fácies foram agrupadas em associações de fácies e trata-se de um agrupamento de fácies que representam um sistema deposicional, ou um elemento deste sistema (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972). As associações de fácies expressam variações do processo deposicional no tempo e espaço, dando informações sobre o paleoambiente de deposição.

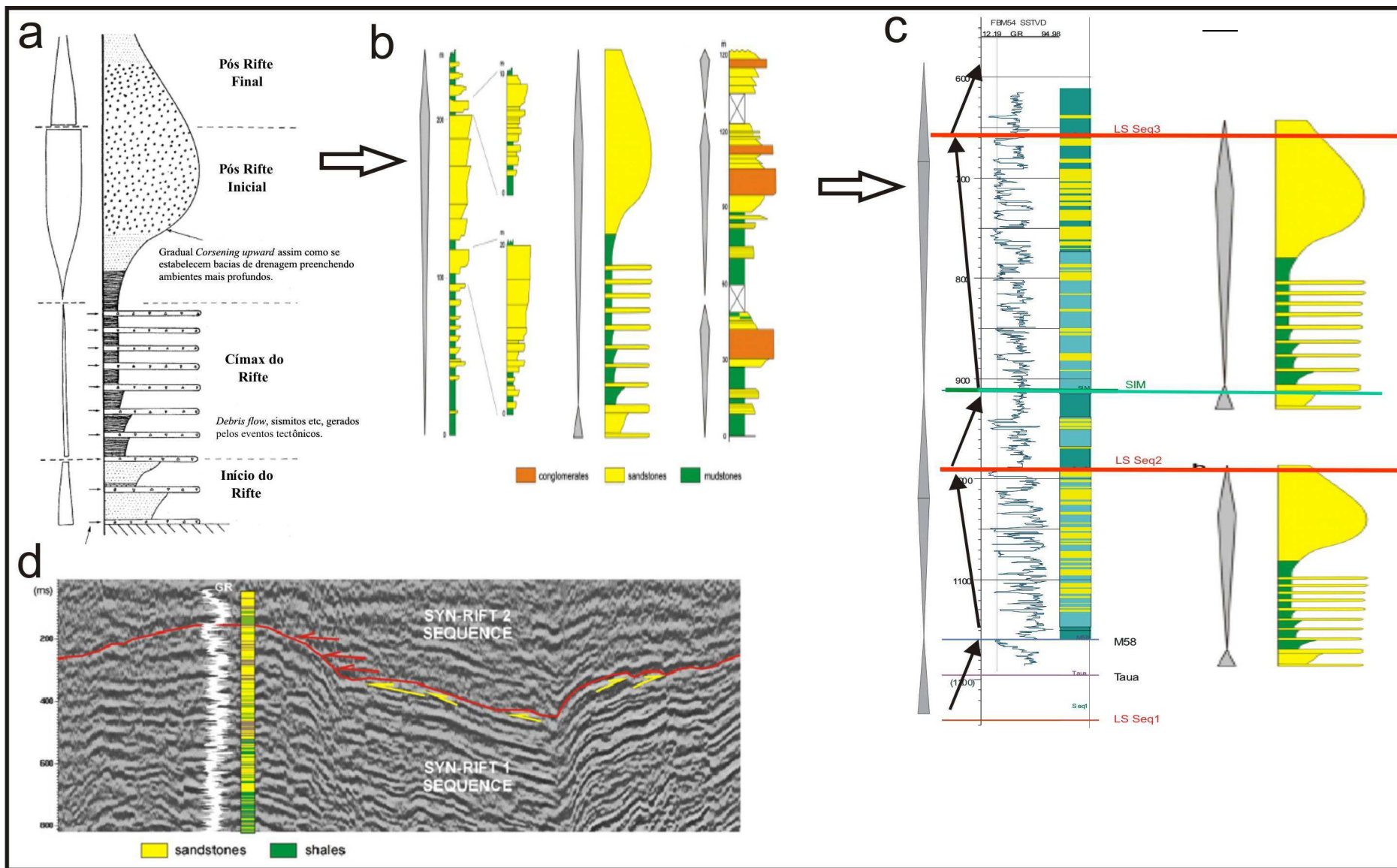


Figura 55: Resumo da metodologia estratigráfica. a) Modificada de Prosser (1993), onde mostra os diferentes tratos de sistema de bacias rifte, sugerindo o grande afogamento como início do clímax do rifte. Em (b) Modificada de Martins Neto & Catuneanu (2010), grandes afogamentos seguidos de *corsening upward* (c) Duas sequencias estratigráficas transpostas para um poço estudado (d) Modificada de de Martins Neto & Catuneanu (2010) truncamentos dos refletores, correlacionando em escala de poço.

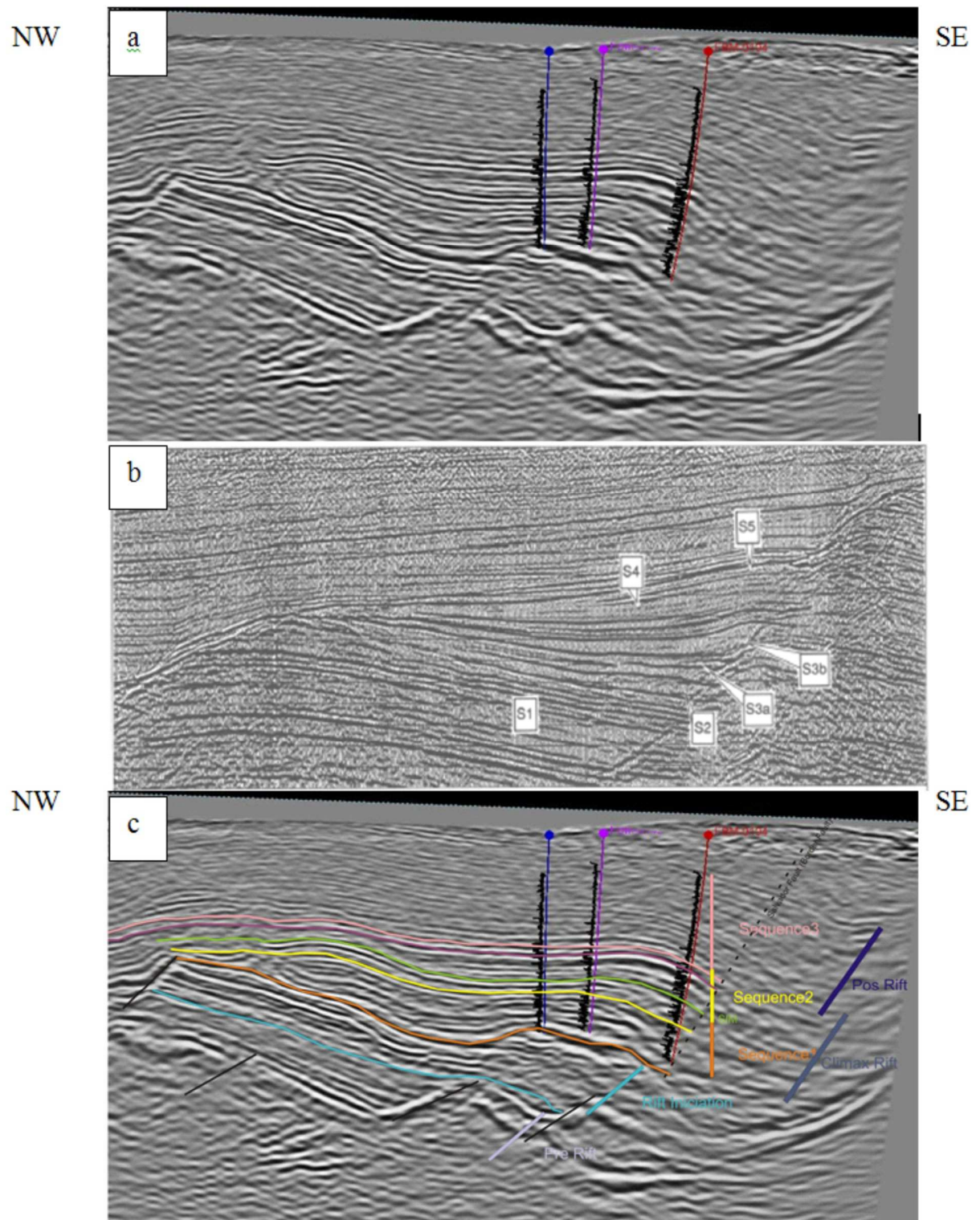


Figura 56: Composição da sísmica de Prosser (1993) e a sísmica de FBM. a) Seção dip estrutural do campo de fazenda balsamo. b) seção dip estrutural proposta por Prosser (1993), para estratigrafia de sequencias em Bacias Rife. c) seção sísmica dip estrutural (mesma vista em A) interpretada com a superfície em azul sendo o inicio do rifte ou (S2) proposto por Prosser (1993), e a superfície laranja seria a (S3) de Prosser (1993), e a superfície rosa seria a (S4). Sendo inicio do rifte, clímax do rifte e rifte final respectivamente. A mesma seção comparada com os poços sugerem uma grande afogamento tanto correspondente à superfície laranja, quanto à superfície amarela, significando assim, duas sequencias estratigráficas, segundo Martins Neto & Catuneanu (2010).

5.2 PETROGRAFIA

A análise petrográfica, constituiu em realizar a descrição quantitativa e documentação fotomicrográfica de 52 lâminas petrográficas, dos testemunhos dos seis poços estudados.

As lâminas analisadas foram preparadas através de amostras dos testemunhos que foram previamente limpas de sal e hidrocarbonetos, em seguida impregnadas com resina epóxi azul. Os carbonatos foram tingidos usando a solução de alizarina-s e ferricianeto de potássio ($K_3Fe(CN)_6$) (TUCKER, 1988), que permite diferenciar os carbonatos pela coloração de seu tingimento. A calcita ($CaCO_3$) apresenta após o tingimento, um tom rosado, a calcita ferrosa apresenta tons violeta. A dolomita ($CaMg(CO_3)_2$) não é tingida pela solução, enquanto que a dolomita ferrosa e anquerita apresentam tons azulados.

A quantificação foi executada através de análise modal pela contagem de 300 pontos por lâmina usando o método de Gazzi-Dickinson (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970, 1974). A contagem dos pontos foi realizada seguindo seções perpendiculares à laminação das amostras, com uso de dispositivo *charriot*, de modo que o espaçamento entre os pontos seja regular

A descrição foi realizada através de microscópio petrográfico de luz polarizada, e incluiu a descrição da textura, composição detrítica, composição diagenética, tipos de poros, classificação e interpretação de proveniência, com o uso do software Petroledge® (DE ROS et al., 2007). A proveniência dos arenitos foi interpretada através do diagrama de Dickinson (1985) e a classificação feita pelo diagrama de Folk (1968).

A quantificação das lâminas incluiu a descrição da composição primária, constituintes diagenéticos, tipos de poros e sua classificação.

A seleção das lâminas foi feita de acordo com a qualidade da laminação, intervalo de interesse e espaçamento vertical, observando sempre a assinatura em perfil de raios gama, como mostra a figura 57.

Toda a descrição quantitativa objetivou determinar a composição detrítica original (para análise de proveniência), classificação de rocha e determinação da porosidade.

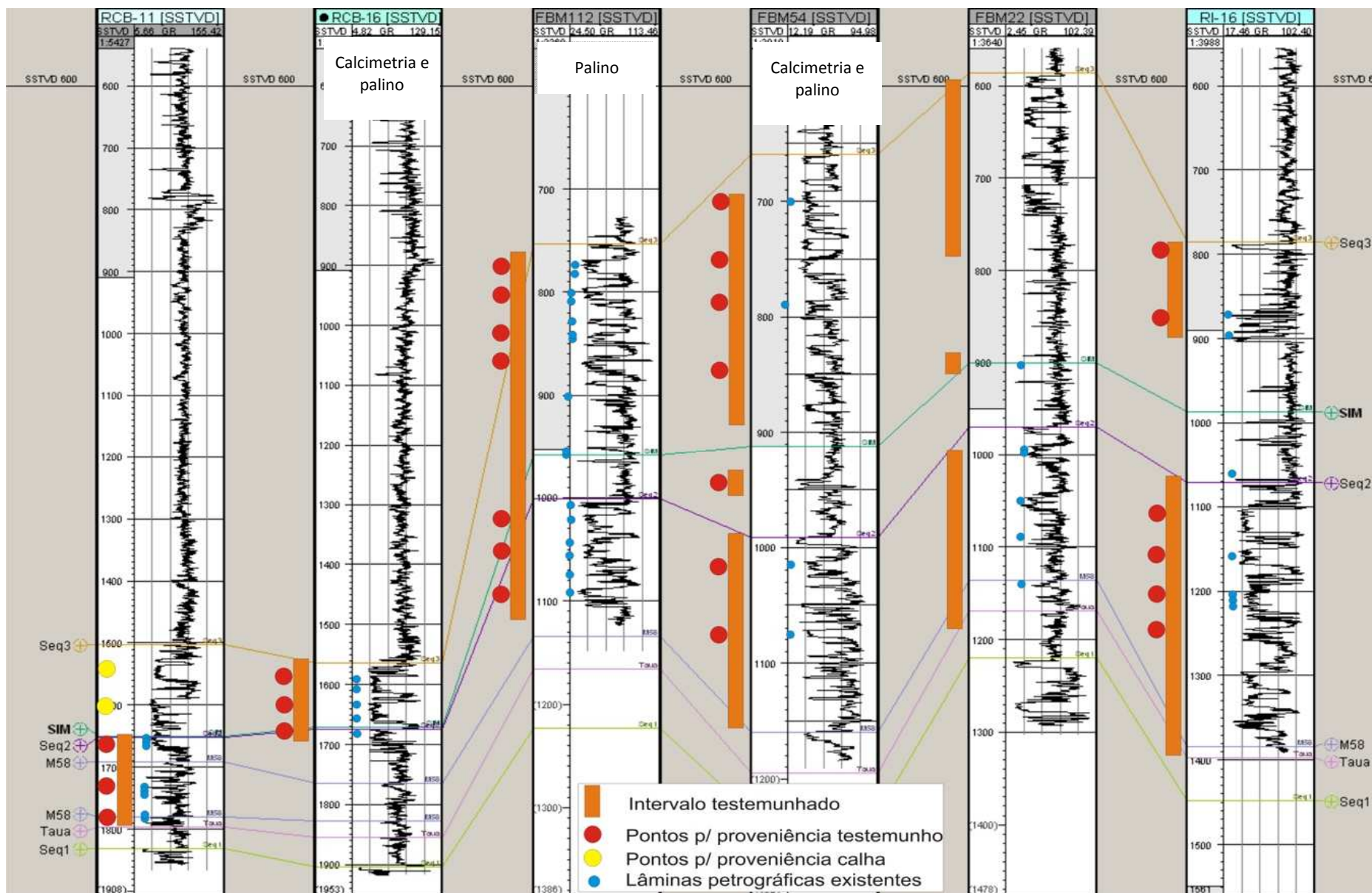


Figura 57: Seção estrutural com datum a -600m mostrando a distribuição dos pontos amostrados para análise de proveniência e laminais petrográficas escolhidas para análise quantitativa.

A tabela 05 a seguir lista as amostras descritas, levando em consideração a abundancia de laminaas num determinado intervalo, correlaçaõ, qualidade da laminaçaõ e espaçamento vertical.

Poço	Profundidade (m)	Bacia	Formaçãõ
FBM-112	1193,20	Recôncavo	Candeias
FBM-112	1177,70	Recôncavo	Candeias
FBM-112	1157,30	Recôncavo	Candeias
FBM-112	1142,60	Recôncavo	Candeias
FBM-112	1123,10	Recôncavo	Candeias
FBM-112	1109,10	Recôncavo	Candeias
FBM-112	1109,10	Recôncavo	Candeias
FBM-112	1000,10	Recôncavo	Candeias
FBM-112	950,50	Recôncavo	Candeias
FBM-112	941,50	Recôncavo	Candeias
FBM-112	927,30	Recôncavo	Candeias
FBM-112	898,40	Recôncavo	Candeias
FBM-112	896,10	Recôncavo	Candeias
FBM-112	871,00	Recôncavo	Candeias
FBM-112	874,50	Recôncavo	Candeias
FBM-22	1227,30	Recôncavo	Candeias
FBM-22	1184,60	Recôncavo	Candeias
FBM-22	1129,70	Recôncavo	Candeias
FBM-22	844,70	Recôncavo	Candeias
FBM-22	806,00	Recôncavo	Candeias
FBM-22	769,80	Recôncavo	Candeias
FBM-22	730,60	Recôncavo	Candeias
FBM-54	1184,40	Recôncavo	Candeias
FBM-54	1132,60	Recôncavo	Candeias
FBM-54	907,70	Recôncavo	Candeias
FBM-54	815,10	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1793,50	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1789,70	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1741,10	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1735,40	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1733,00	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1719,50	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1714,50	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1666,30	Recôncavo	Candeias
RCB-11	1659,80	Recôncavo	Candeias
RCB-16	1819,20	Recôncavo	Candeias
RCB-16	1798,00	Recôncavo	Candeias
RCB-16	1769,80	Recôncavo	Candeias
RCB-16	1738,20	Recôncavo	Candeias

RCB-16	1717,20	Recôncavo	Candeias
RI-16	1352,00	Recôncavo	Candeias
RI-16	1342,80	Recôncavo	Candeias
RI-16	1331,40	Recôncavo	Candeias
RI-16	1289,40	Recôncavo	Candeias
RI-16	1141,40	Recôncavo	Candeias
RI-16	1019,00	Recôncavo	Candeias
RI-16	1008,90	Recôncavo	Candeias

Tabela 05: Lâminas petrográficas descritas, classificadas por poço e profundidade.

Após a quantificação, as laminas foram classificadas em *petrofácies* (INGERSOLL, 1990), onde se levou em consideração os constituintes primários a fim auxiliar posteriormente na análise da proveniência destes sedimentos, através de variáveis petrográficas usadas em análises discriminantes.

As amostras quantificadas foram plotadas nos diagramas ternários de classificação composicional de arenitos (FOLK, 1968) e de proveniência (DICKINSON, 1985).

Ainda foram feitos *plots* com Fotomicrografia das principais feições diagenéticas, tipos de porosidades encontrada e petrofácies.

5.3 PALINOLOGIA E GEOQUÍMICA ORGÂNICA

Para auxiliar na caracterização sedimentológica e modelo deposicional dos turbiditos, foi realizado o estudo de palinomorfos através da petrografia orgânica com descrição qualitativa e quantitativa, e análises de geoquímica orgânica de três poços estudados (RCB-16, FBM-112 e FBM-54), totalizando 38 amostras como mostrou a figura 57, e a tabela 06 a seguir, mostra. As análises foram feitas no Laboratório de Geoquímica do CENPES.

Análise de Palinofácies			
Poço	Prof. medida (m)	tipo	Marco
FBM 112	857	testemunho	51
FBM 112	880	testemunho	51A
FBM 112	885	testemunho	52
FBM 112	915	testemunho	53
FBM 112	936	testemunho	53A
FBM 112	952	testemunho	54
FBM 112	976	testemunho	54i
FBM 112	978	testemunho	54ii
FBM 112	1017	testemunho	54a
FBM 112	1037	testemunho	54b
FBM 112	1047	testemunho	55
FBM 112	1060	testemunho	55i
FBM 112	1073	testemunho	55ii
FBM 112	1083	testemunho	55A
FBM 112	1098	testemunho	55B
FBM 112	1112	testemunho	56
FBM 112	1136	testemunho	56A
FBM 112	1167	testemunho	57
FBM 112	1182	testemunho	57i
FBM 112	1226	testemunho	58A
FBM 54	820	Testemunho	M-50A
FBM 54	839	Testemunho	M-51
FBM 54	882	Testemunho	M-52
FBM 54	914	Testemunho	M-53
FBM 54	948	Testemunho	M-54
FBM 54	1021	Testemunho	M-54A
FBM 54	1044	Calha Pontual	M-55
FBM 54	1118	Testemunho	M-56
FBM 54	1158	Testemunho	M-57
FBM 54	1198	Testemunho	M-57A
FBM 54	1296	Calha Intervalar	M-58
RCB 16	1696	calha intervalar	Seq3
RCB 16	1718	testemunho	SIM
RCB 16	1750	testemunho	Seq2
RCB 16	1803	testemunho	Seq2
RCB 16	1842	testemunho	M58
RCB 16	1857	testemunho	M58
RCB 16	1920	calha pontual	Tauá

Tabela 06: Amostras coletadas para a análise de palinofácies.

As amostras foram realizadas nos principais marcos estratigráficas na tentativa de caracteriza-los quanto superfícies estratigráficas e também auxiliar na interpretação do paleoambiente.

Um valor de COT (carbono orgânico total - querogênio e betume - da rocha) = 0.5% define um valor mínimo para uma rocha ser produtora de petróleo. Como se sabe que os folhelhos da Formação Candeias são os folhelhos geradores de hidrocarboneto da bacia, definir áreas com menor e maior COT auxiliaria em entender as variações de lamina d'água sofridas na época da deposição.

a) *Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise Rock-Eval:*

As amostras de rocha foram pulverizadas e peneiradas numa granulometria de 80 *mesh* para as análises de COT e pirólise *Rock-Eval*. (PETROBRAS, 2011, 2012). Os teores de COT foram determinados através de um analisador LECO SC-144 com detector de infravermelho, a partir de amostras previamente acidificadas com ácido clorídrico (HCl) para remoção da fração mineral carbonática. A alíquota de amostra não eliminada pelo ataque ácido é utilizada para a análise, bem como, para o cálculo do resíduo insolúvel ($\%RI = [\text{peso do insolúvel} - PI / \text{peso da amostra} - PA] * 100$). De maneira geral, as amostras com teores acima de 0,5% de COT foram submetidas à análise de pirólise *Rock-Eval*, a fim de quantificar os hidrocarbonetos livres (S1 – mg HC/g rocha), potencial gerador (S2 – mg HC/g rocha - hidrocarbonetos gerados por pirólise do querogênio), índice de hidrogênio (IH – mg HC /g COT), índice de oxigênio (IO – mg CO₂ /g COT) e temperatura máxima da pirólise (Tmax - oC). (PETROBRAS, 2011, 2012).

b) *Isolamento e Concentração do Querogênio para petrografia orgânica:*

A preparação do material para análise de petrografia orgânica e palinofácies utilizou os procedimentos palinológicos não oxidativos padrões, descritos por Araujo (1994), com as modificações propostas por Oliveira (2004, 2006).

As amostras foram submetidas a processos de trituração e acidificação com ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF), objetivando eliminar a fração mineral. Após a etapa de acidificação foi utilizado um líquido denso (cloreto de zinco – ZnCl₂) para concentrar a matéria orgânica particulada. Em seguida, foram confeccionadas lâminas e *plugs* com o material resultante. (PETROBRAS, 2011,2012). A matéria orgânica isolada foi montada em lâminas de vidro para as análises em luz branca transmitida e fluorescência. A avaliação da qualidade da matéria orgânica foi realizada através da análise de palinofácies (TYSON,

1995), onde um total de 300 partículas é contado por amostra (MENDONÇA FILHO, 1999). (PETROBRAS, 2011/2012).

Segundo Tyson (1995), a análise de palinofácies é o estudo paleoecológico de ambientes deposicionais e do potencial de rochas geradoras de hidrocarbonetos, baseado na assembleia total de matéria orgânica particulada. Este autor defende que um corpo de sedimento contendo uma assembleia distinta de matéria orgânica palinológica, reflete um grupo específico de condições ambientais, ou pode também ser associada a um nível característico de potencial de geração de hidrocarbonetos.

A análise de palinofácies permite identificar os componentes orgânicos particulados e suas proporções relativas, observando o seu tamanho, forma e estado de preservação (TYSON, 1995).

O material orgânico é dividido em três grupos principais: Matéria Orgânica Amorfa (MOA), Fitoclasto e Palinomorfo. Os dados de contagem, 300 partículas (MENDONÇA FILHO, 1999) foram registrados manualmente e todas as partículas foram contadas, exceto aquelas com tamanho inferior a 10 μ m, sendo que os fragmentos de palinomorfos não identificáveis (com menos da metade da forma e tamanho original) foram ignorados (PETROBRÁS 2011, 2012).

Os resultados foram plotados em gráficos em profundidade, e em diagramas ternários localizando as amostras sob os índices de MOA, fitoclastos e palinomorfos. Ainda foi gerado um *plot* com as principais feições palinológicas encontradas em Fotomicrografia.

5.4 CALCIMETRIA

A calcimetria é uma técnica utilizada para a determinação do carbonato de cálcio CaCO_3 . O método consiste em fazer o ácido clorídrico reagir com o material a ser analisado. Este ácido reage com o carbonato de cálcio presente na amostra e emite o dióxido de carbono, de acordo com a reação:



O dióxido de carbono formado acumula na parte superior do equipamento, e então a quantidade de carbonato de cálcio é calculada a partir desta medição.

Esta análise foi sugerida para tentar correlacionar dois poços de difícil correlação em perfil, a exemplo de um dos poços do campo de Riacho da Barra e um dos poços do campo de Fazenda Bálsamo.

Foram realizadas 22 análises no Laboratório de Geoquímica do CENPES, conforme a figura 57 apresentou, conforme tabela 07.

Análise de calcimetria			
Poço	Prof. medida (m)	tipo	marco
FBM-54	782	calha	50
FBM-54	820	testemunho	50A
FBM-54	839	testemunho	51
FBM-54	882	testemunho	52
FBM-54	914	testemunho	53
FBM-54	948	testemunho	54
FBM-54	1021	testemunho	54A
FBM-54	1045	calha	55
FBM-54	1118	testemunho	56
FBM-54	1158	testemunho	57
FBM-54	1200	testemunho	
FBM-54	1278	calha	58
RCB-16	1625	calha	M52
RCB-16	1661	calha	M53
RCB-16	1696	calha	M54
RCB-16	1750	testemunho	M54A
RCB-16	1802	testemunho	M55
RCB-16	1832	testemunho	M55A
RCB-16	1855	testemunho	M56
RCB-16	1876	testemunho	M57
RCB-16	1015	calha	M58
RCB-16	1926	testemunho	M59

Tabela 07: Amostras para calcimetria dos poços RCB 16 e FBM54.

O resultado é plotado em um gráfico com a profundidade na ordenada e o teor de carbonato de cálcio na abcissa. Este gráfico permite comparar a distribuição deste carbonato nos poços e possibilita uma rápida correlação ao sobrepor as curvas.

Esta técnica é muito usada atualmente na indústria de petróleo no momento da perfuração dos poços para identificar as superfícies estratigráficas mais importantes, pois permite realizar uma estratigrafia de sequencias de alta resolução.

5.5 MINERAIS PESADOS

A análise de minerais pesados foi utilizada para a determinação da proveniência dos arenitos turbidíticos de 5 dos 6 poços estudados conforme a figura 57 apresentou. Foram analisadas 28 amostras no Laboratório de Geoquímica da UFRGS.

Este método é considerado um dos métodos mais eficientes e precisos para a determinação da proveniência de rochas sedimentares devido a grande ocorrência de minerais pesados nas rochas-fonte (predominantemente ígneas e metamórficas), e ainda, a maioria destes minerais possuem paragéneses indicando assim o tipo de rocha fonte provável. (REMUS et al. 1998).

A separação dos minerais pesados foi realizada Laboratório de Geoquímica da UFRGS, conforme Hutchinson (1974) e Mange & Maurer (1992). Iniciando pelas etapas de lavagem e desagregação das amostras; secagem e peneiramento; concentração dos minerais pesados com utilização de líquidos com densidade conhecida (Bromofórmio e Tetrabromoetano) e lavagem e secagem do concentrado de pesados.

A tabela 08 abaixo faz uma lista das amostras coletadas para análise de minerais pesados.

Análise de proveniência (coleta de amostras)			
poço	profundidade medida (m)	profundidade vertical (m)	tipo
RCB-11	1179	1549	calha
RCB-11	1727	1598	calha
RCB-11	1790	1661	testemunho
RCB-11	1846	1717	testemunho
RCB-11	1917	1788	testemunho
RCB-16	1732	1600	testemunho
RCB-16	1775	1644	testemunho
RCB-16	1820	1688	testemunho
FBM-112	874	776	testemunho
FBM-112	896	798	testemunho
FBM-112	942	844	testemunho
FBM-112	969	870	testemunho
FBM-112	1121	1021	testemunho
FBM-112	1147	1043	testemunho
FBM-112	1192	1082	testemunho
FBM-54	810	700	testemunho
FBM-54	867	757	testemunho
FBM-54	907	797	testemunho
FBM-54	963	852	testemunho
FBM-54	1056	944	testemunho
FBM-54	1129	1017	testemunho
FBM-54	1187	1074	testemunho
RI-16	905	791	testemunho
RI-16	1018	901	testemunho
RI-16	1242	1119	testemunho

RI-16	1281	1157	testemunho
RI-16	1334	1208	testemunho
RI-16	1379	1252	testemunho

Tabela 08: Amostras coletadas para análise de minerais pesados no Laboratório de geoquímica da UFRGS.

A análise mineral pesado é uma das técnicas mais importantes e amplamente utilizada na determinação da proveniência de arenitos. Um grande número de espécies de minerais pesados têm sido encontrados em arenitos. Pelo menos cinquenta destes foram descritos por Mange e Maurer (1992).

A importância desta técnica não é restrita apenas ao grande número de minerais, e sim ao fato que muitos destes, têm restringido paragéneses que identificam o envolvimento de rochas mãe específicas. Devido a esta sensibilidade para a litologia da rocha fonte, a análise de minerais pesados é amplamente aplicada para melhor definir sequências estratigráficas em rochas siliciclásticas.

Existem alguns fatores que influenciam as assembleias de minerais pesados. Estas não refletem somente a composição do material da rocha fonte. Vários processos têm a capacidade de alterar a abundância relativa de minerais pesados durante o ciclo sedimentar (MORTON, 1985). Estes processos operaram durante o intemperismo, transporte, deposição e diagênese. As rochas fonte estão sujeitas a um regime de intemperismo que podem alterar a composição da assembleia dos minerais pesados antes mesmo do sedimento sofrer transporte (MORTON A.C. & HALLSWORTH C., 1994).

Alguns autores já demonstraram bem isso (BATEMAN e CATT, 1985, RUSSELL, 1937; SHUKRI, 1949; VAN ANDEL, 1950; MORTON e JOHNSSON, 1993). Alguns autores demonstram que numa escala maior o intemperismo não pode afetar significativamente a diversidade de associações minerais quando os processos de erosão e intemperismo são maiores que os de transporte e deposição. Ou seja, limitado intemperismo e rápido transporte (JOHNSSON et al., 1991).

Em sistemas fluviais pode-se diminuir a quantidade de minerais instáveis no momento da deposição na planície de inundação, particularmente em ambientes tropicais úmidos, onde ainda sofre o processo de intemperismo. Johnsson (1991) demonstrou a importância deste processo na mineralogia, e o trabalho seguinte demonstrou que este processo é eficaz na modificação da suíte de minerais pesados (MORTON e JOHNSSON, 1993).

Os fatores mais expressivos para esta modificação, no entanto, são os hidráulicos e a diagênese. As condições hidrodinâmicas no momento da deposição afetam a abundância relativa de minerais com propriedades hidráulicas diferentes. Variações dos minerais pesados

serão em consequência do comportamento hidráulico e a partir de diferenças de densidade, tamanho e forma de grãos. Rubey (1933) foi o primeiro a demonstrar de forma conclusiva esta mudança nas condições hidráulicas (MORTON A.C. & HALLSWORTH C. 1994). Para minimizar o efeito do fracionamento hidráulico é recomendado o uso de uma fração granulométrica bastante restrita sendo areia muito fina, ou o intervalo de areia fina a areia muito fina (MORTON, 1985A; MANGE & MAURER, 1992).

No entanto, os efeitos da diagênese são indiscutivelmente, os mais profundos, com os processos pós-deposicionais causando perda parcial ou completa de muitas espécies de minerais pesados. Vários estudos de caso têm mostrado que com o aumento do soterramento, suítes de minerais pesados respondem a esse aumento, associado ao fluido existente nos poros, e também pela temperatura, estes podem ser afetados através da dissolução de minerais instáveis (MORTON, 1984; MILLIKEN, 1988; CAVAZZA e GANDOLFINI, 1992). Estes também podem ser afetados por meio de dissolução ácida (FRIIS, 1976; MORTON, 1984, 1987).

Embora os efeitos de todos estes processos ainda não tenham sido completamente estudados, não existem evidências de que isoladamente ou em conjunto, eles podem modificar assembleias de minerais pesados na medida em que a natureza do material de origem não está mais aparente. Eles podem mascarar diferenças entre assembleias de minerais pesados originais, de modo que arenitos derivados de rochas fonte diferentes podem não ser diferenciados, e podem introduzir variações para assembleias de arenitos que eram provenientes da mesma fonte (MORTON A.C. & HALLSWORTH C. 1994).

O uso fração restrita (areia muito fina a areia fina a muito fina) propicia que minerais que ocorrem em um tamanho pequeno na fonte (zircão), esteja presente na amostra do concentrado de pesados. Uma outra maneira de controlar o efeito do fracionamento hidráulico seria usar os índices de abundância relativa entre os minerais com densidades e hábitos parecidos, que conseqüentemente apresentam um comportamento hidráulico próximo. Estes índices foram propostos por Hubert (1962) e Morton & Hallsworth (1994) e são o ATi (100 x apatita /apatita + turmalina), GZi (100 x granada /granada + zircão), RZi (100 x grupo dos minerais de titânio /grupo dos minerais de titânio + zircão), MZi (100 x monazita /monazita + zircão) e CZi (100 x cromo-espinélio /cromo-espinélio + zircão) e ZTR (zircão + turmalina + rutilo /total translúcidos).

Os resultados obtidos foram processados com análise estatística em planilhas Excel[®] e realizado o cálculo dos principais índices (GZi, ATi, RZi, Ti+Zircão, ZTR e ARi) segundo Hubert (1962) e Morton & Hallsworth (1994).

6. RESULTADOS

6.1 FÁCIES SEDIMENTARES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

As diversas fácies são neste capítulo agrupadas em suas associações de fácies e interpretadas em termos de seus ambientes de sedimentação.

6.1.1 Fácies sedimentares

O intervalo estudado pode ser descrito como composto predominantemente por arenitos e pelitos, com heterolitos e conglomerados associados. Os arenitos variam de finos a grossos, com estratificação plano paralela a estratificação cruzada de baixo ângulo, por vezes maciço, com *ripples* de corrente ou com fluidização e carga, de coloração cinza clara a cinza esverdeada. Os heterolitos são caracterizados pela alternância centimétrica de pelitos e arenitos finos a muito finos com *ripples*, por vezes fluidizados. Os pelitos são laminados e, por vezes, maciços, de coloração cinza clara a cinza escura, podendo ser em alguns níveis de cor preta. Os conglomerados apresentam-se com clastos variando de 0,5 a 3cm, constituídos por fragmentos de rocha ígnea, metamórfica e pelitos. Uma tabela síntese das fácies descritas é apresentada na Tabela 9 e fotos ilustrativas das fácies são mostradas na figura 58.

Foram identificadas sete fácies descritas e interpretadas segundo o processo deposicional: Arenito fino com estruturas de fluidização e carga (Aflu), Arenito médio maciço, por vezes com intraclastos lamosos e fragmentos de vegetais, frequentemente com fraturas preenchidas por cimento carbonático (Am), Arenito fino a grosso com estratificação plano paralela e estratificação cruzada de baixo ângulo (App), Arenito fino com ripples (Arp), heterolitos (H), pelitos (P) e Arenitos conglomeráticos (Ac). A tabela 09 resume as fácies e suas associações, e com suas interpretações correspondentes.



Figura 58: Fácies sedimentares reconhecidas na Formação Candeias: Arenito fino com estruturas de fluidização e carga (Aflu), Arenito médio maciço, por vezes com clastos de pelito e fragmentos de vegetais, frequentemente fraturado (Am), Arenito fino a grosso com estratificação plano paralela e estratificação cruzada de baixo ângulo. (App), Arenito fino com ripples (Arp), heterolitos (H), pelitos (P) e Arenitos conglomeráticos (Ac).

Código fácies	Texturas	Estruturas	Interpretação	Associação de fácies em que ocorrem
Aflu	Arenitos finos a grossos.	Estruturas de fluidização e carga.	Depósitos de correntes de turbidez com deformação tardi-deposicional por fluidização.	<i>Canais turbidíticos; Lobos turbidíticos proximais.</i>
Am	Arenito médio a grosso, ou com clastos de pelito e fragmentos de vegetais.	Maciços, frequentemente fraturados.	Deposição por fluxo hiperconcentrado.	<i>Canais turbidíticos; Lobos turbidíticos proximais.</i>
App	Arenito fino a grosso	Estratificação plano paralela a estratificação cruzada de baixo ângulo.	Sedimentos associados a regime de fluxo superior, forma de leito plano em corrente de turbidez de baixa densidade.	<i>Canais turbidíticos; Lobos turbidíticos proximais; Lobos turbidíticos distais.</i>
Arp	Arenito fino	<i>Ripples de corrente.</i>	Parte distal de um fluxo de turbidez de baixa densidade, onde prevalece a migração de <i>ripples</i> com tração e suspensão em um regime de fluxo inferior.	<i>Lobos turbidíticos proximais; Lobos turbidíticos distais.</i>
Ac	Arenitos conglomeráticos	Maciços, por vezes fraturados.	Depósitos formados por fluxo de turbidez de alta densidade, em fluxos hiperconcentrados.	<i>Canais turbidíticos;</i>
H	Heterolitos: arenitos muito finos a finos intercalados com pelitos com sets variando de 0,5 cm a 80 cm.	Arenitos com <i>Ripples</i> de corrente e estruturas de fluidização e carga. Pelitos maciços ou fluidizados.	Intercalação de depósitos na parte distal de um fluxo de turbidez, caracterizado pela alternância de tração e suspensão.	<i>Lobos turbidíticos proximais; Lobos turbidíticos distais;</i>
P	Pelitos	Maciços, por vezes foliados.	Depósitos formados por decantação de finos.	<i>Pelitos de fundo de bacia; Lobos turbidíticos distais; Lobos turbidíticos.</i>

Tabela 09: Fácies e associação de fácies, descrição e interpretação. Ocorrência das fácies nas associações de fácies.

6.1.2 Associação de fácies

As associações aqui descritas consistem em intercalações de arenitos e pelitos, onde os arenitos são interpretados como depósitos de corrente de turbidez, e os pelitos são o estágio final deste fluxo turbidítico ou sedimentação de fundo de bacia. Os pelitos constituem cerca de 60% do total da sedimentação da Formação Candeias. Os turbiditos foram interpretados como provenientes de fluxos de alta e baixa densidade (LOWE, 1982 E MULDER & ALEXANDER, 2001).

As sete fácies descritas foram agrupadas em 4 associações de fácies: Canais turbidíticos (AFct), Lobos turbidíticos proximais (AFlt), Lobos turbidíticos distais (AFld) e pelitos de fundo de bacia (AFpf). A figura 59 mostra estas associações de fácies com suas curvas granulométricas e principais estruturas sedimentares.

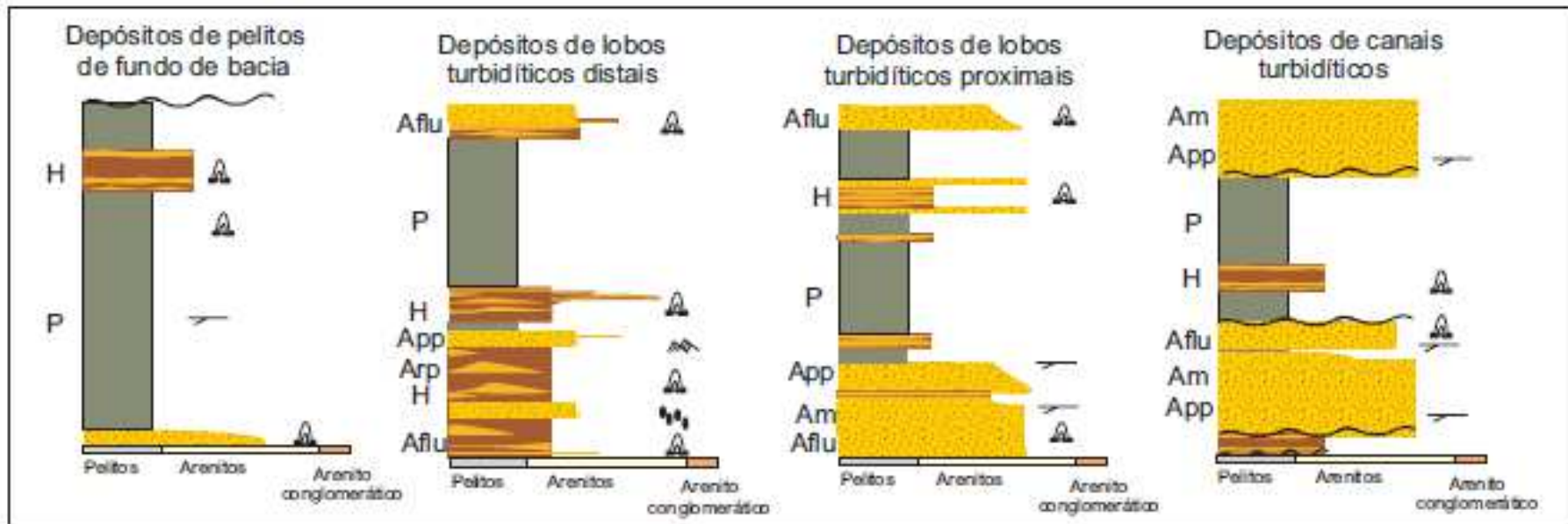


Figura 59: Curva granulométrica mostrando as associações de fácies com suas principais fácies e estruturas associadas.

6.1.2.1 Associação de fácies de canais turbidíticos (AFct)

Descrição-

Esta associação de fácies encontra-se localizada no topo da Formação Candeias e é constituída por pacotes arenosos intercalados com pelitos. Estes pacotes arenosos possuem espessura variando de 20cm a 70m, com base erosiva e abrupta, e por vezes o topo com contato abrupto com pelitos espessos.

É formada por arenitos grossos a médios, maciços (Am), ou com estratificação plano paralela a cruzada de baixo angulo (App), algumas vezes com estrutura de escape de fluidos (Aflu), muitas vezes fraturados ou falhados. Por vezes ocorrem fácies de arenito conglomeráticos (Ac), intercaladas com as fácies arenito médio. Superfícies erosionais são frequentes e comumente são encontrados fragmentos de vegetais e ossos e escamas de peixe. Cerca de 80% desta associação de fácies é composta por arenitos grossos a arenitos muito grossos, com feições de erosão de estratos, variando de 1 cm a 15cm de intercalação de fácies de arenitos médios a arenitos grossos.

Interpretação-

As fácies dos arenitos grossos a muito grossos são interpretadas como provenientes de correntes de turbidez de alta densidade, com pouco retrabalhamento dos grãos. Os arenitos maciços são interpretados como fluxos turbidíticos com alta concentração de grãos que foi depositado muito rapidamente num regime de fluxo superior, e a diminuição na velocidade da deposição resulta no aparecimento de estratificações plano paralelas a estratificações cruzadas de baixo angulo.

A presença de feições erosivas sugere feições canalizadas, características de regiões de sedimentação confinada. Esta associação de fácies é interpretada como sendo proveniente de um fluxo de turbidez de alta densidade, em zonas canalizadas (confinadas), fazendo parte de zona de canal ou a porção proximal de lobos turbidíticos.

As maiores espessuras podem representar a chegada de vários fluxos turbidíticos, formando canais turbidíticos amalgamados, visto que encontramos feições de erosão dentro dos pacotes arenosos e variações granulométricas (areia fina a grossa), nos estratos com estratificação plano paralela a estratificação cruzada de baixo ângulo (App), indicando depósitos com alta velocidade e poder erosivo. A figura 60 a seguir ilustra a base erosiva destes canais, bem como a variação granulométrica dentro dos estratos.

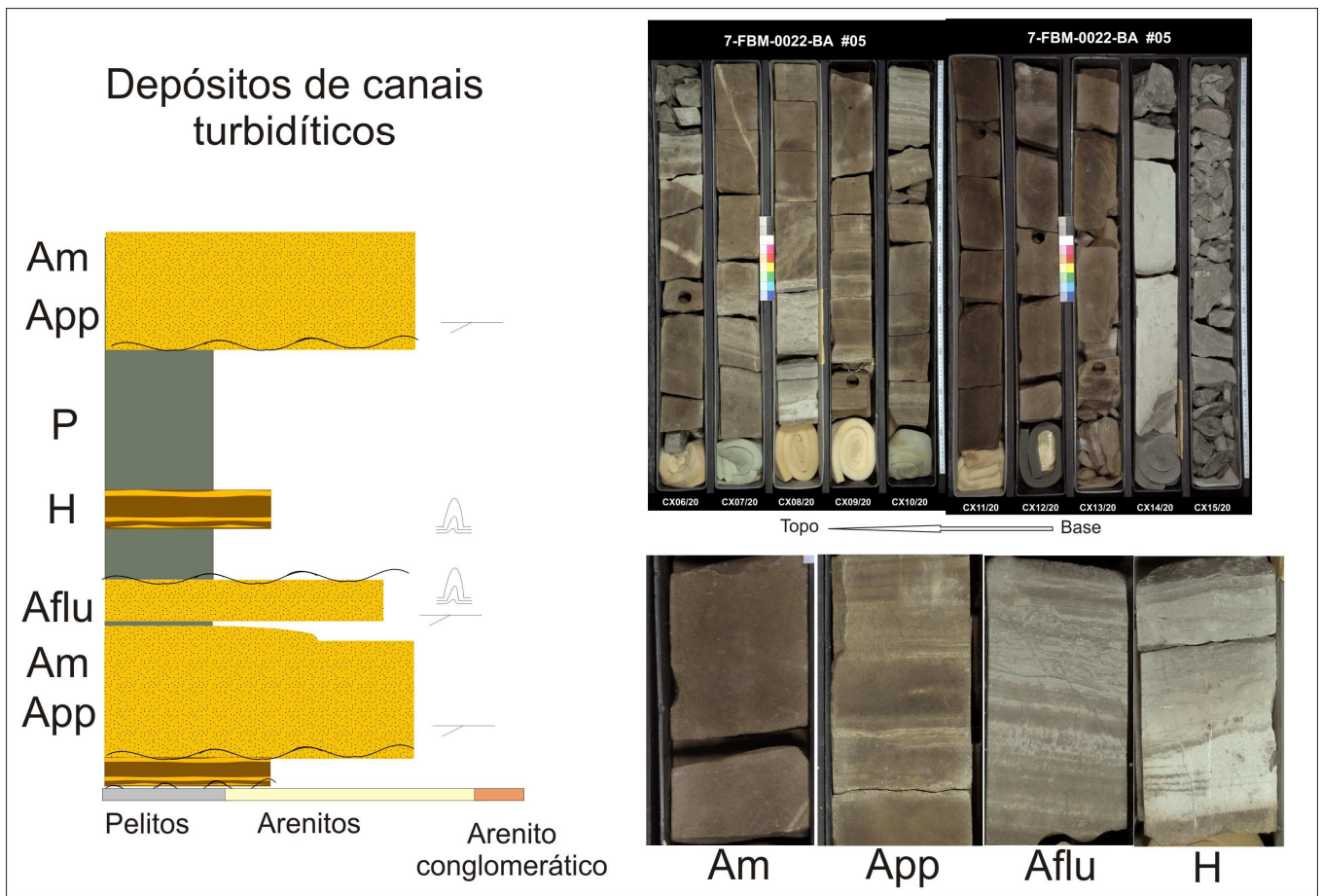


Figura 60: Curva granulométrica da associação de fácies de canais turbidíticos mostrando o topo e base abruptos. A interpretação para esta intercalação de arenitos com pelitos seriam a sucessão de vários canais, com os momentos de parada da deposição dos arenitos registrados pela deposição dos pelitos. Notar a base abrupta erosiva, e o topo abrupto. Notar também a variação granulométrica dentro dos arenitos com estratificação plano paralela (App).

6.1.2.2 Associação de fácies de Lobos turbidíticos proximais (AFlt)

Descrição-

Esta associação de fácies é encontrada na base da Formação Candeias. Possui espessuras variando de 50cm a 40m, de boa correlação lateral, geometria tabular, com base plana a fracamente erosiva, sendo constituída predominantemente por arenitos intercalados com pelitos (P). Os arenitos se estruturam em camadas com gradação normal (variando de 20 cm a 40m), sendo constituídas na base por arenitos finos a médios, com estratificações plano paralelas a baixo ângulo (App) ou maciços (Am). Por vezes podem ocorrer arenitos com ripples (Arp), e para o topo a predominância de heterolitos (H).

Finalizando a sucessão podem ocorrer camadas delgadas de pelitos (P) 5cm a 1m de espessura. Traços fósseis e escama de peixe são comuns nos arenitos. É comum encontrar nesta associação de fácies arenitos com estruturas de fluidização (Aflu), principalmente quando intercalado com pelitos.

Interpretação-

A presença de arenitos estratificados com gradação normal e ausência de feições erosivas na base indica que estes arenitos foram provenientes de uma corrente de turbidez de baixa densidade, localizadas na porção superior a intermediária de lobos turbidíticos. As camadas com gradação normal, compostas por sucessões de fácies que mostram estruturas formadas em velocidades decrescentes, indicam correntes de turbidez desacelerantes. A geometria tabular dos corpos arenosos e a alternância destes com pelitos e heterolitos indica que estes corpos provavelmente foram provenientes de diversos fluxos turbidíticos, amalgamando-se lateralmente. Os pelitos representam o assentamento gravitacional das partículas em suspensão depositadas no final da corrente de turbidez (intervalo D de Bouma, 1963) ou entre eventos turbidíticos (intervalo E de Bouma, 1963). A figura 61 ilustra a curva granulométrica desta associação de fácies.

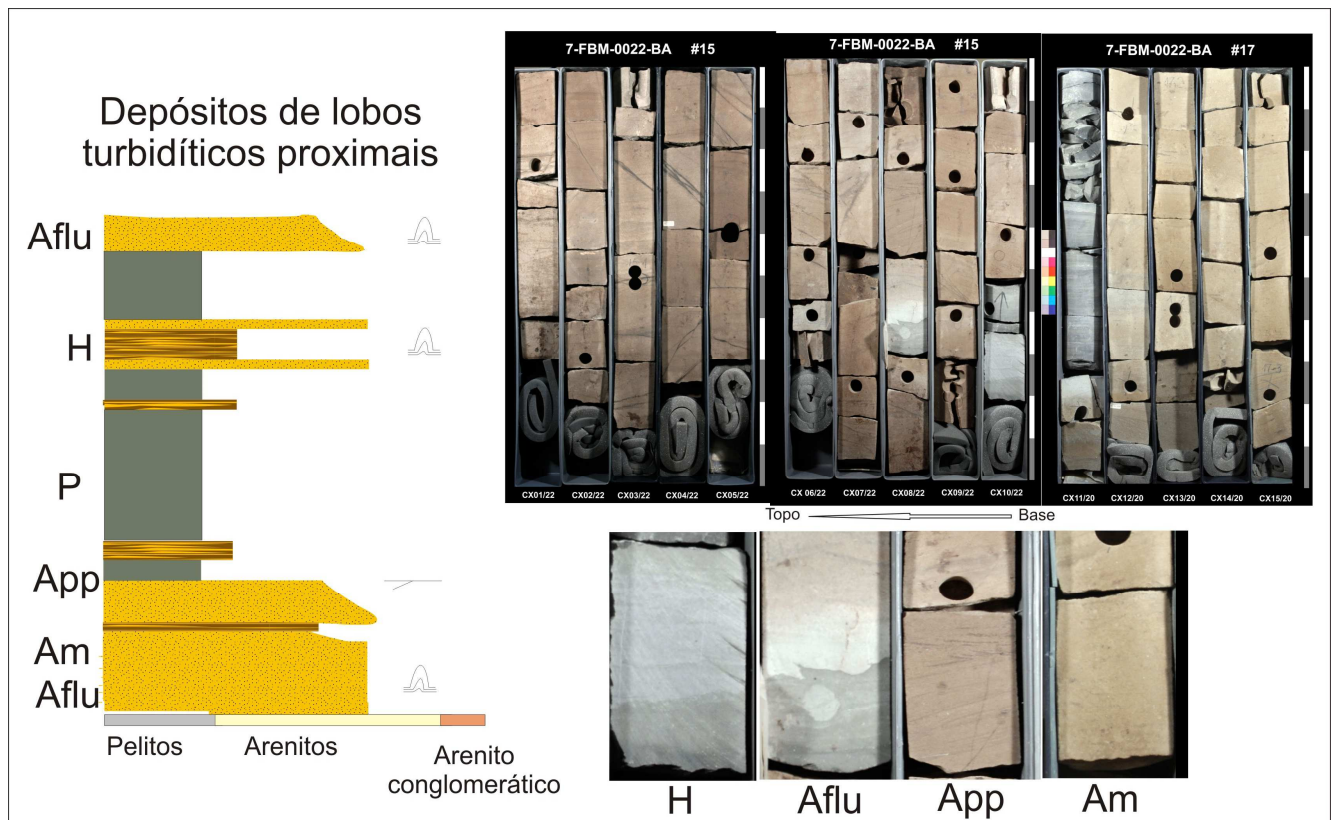


Figura 61: Curva granulométrica da associação de fácies de lobos turbidíticos proximais. Notar a intercalação entre os arenitos e pelitos e heterolitos ocorrendo de forma gradual.

6.1.2.3 Associação de fácies de Lobos turbidíticos distais (AFltd)

Descrição-

Esta associação de fácies consiste em corpos de arenitos finos a muito finos com laminação plano paralela a baixo ângulo (App), fluidizados (Aflu) ou com ripples (Arp), siltitos e pelitos (P) intercalados, com laminação variando de 0,5 cm a 20 cm de espessura máxima. Por vezes, a intercalação entre arenitos e pelitos é centimétrica, formando fácies heterolíticas (H), que formam pacotes de 2 m de espessura das camadas conforme a Figura 62.

Normalmente esta associação ocorre na base da sucessão de fácies dos lobos turbidíticos, ou intercaladas com a associação de fácies de lobos turbidíticos proximais, formando pacotes arenosos/ heterolíticos com gradação normal, variando de 50 cm a 80m.

É comum a presença de injeção de pelitos nestes arenitos e *ripples* de corrente também podem ocorrer nos heterolitos e por vezes nos arenitos muito finos.

Interpretação-

Esta associação de fácies representa a deposição de correntes de turbidez de baixa densidade, localizados na parte distal do lobo turbidítico, também chamado de franja do lobo. Os heterolitos e arenitos muito finos, siltitos e lamitos representam a parte distal desta corrente de turbidez, em um ambiente deposicional desconfinado em geometria tabular.

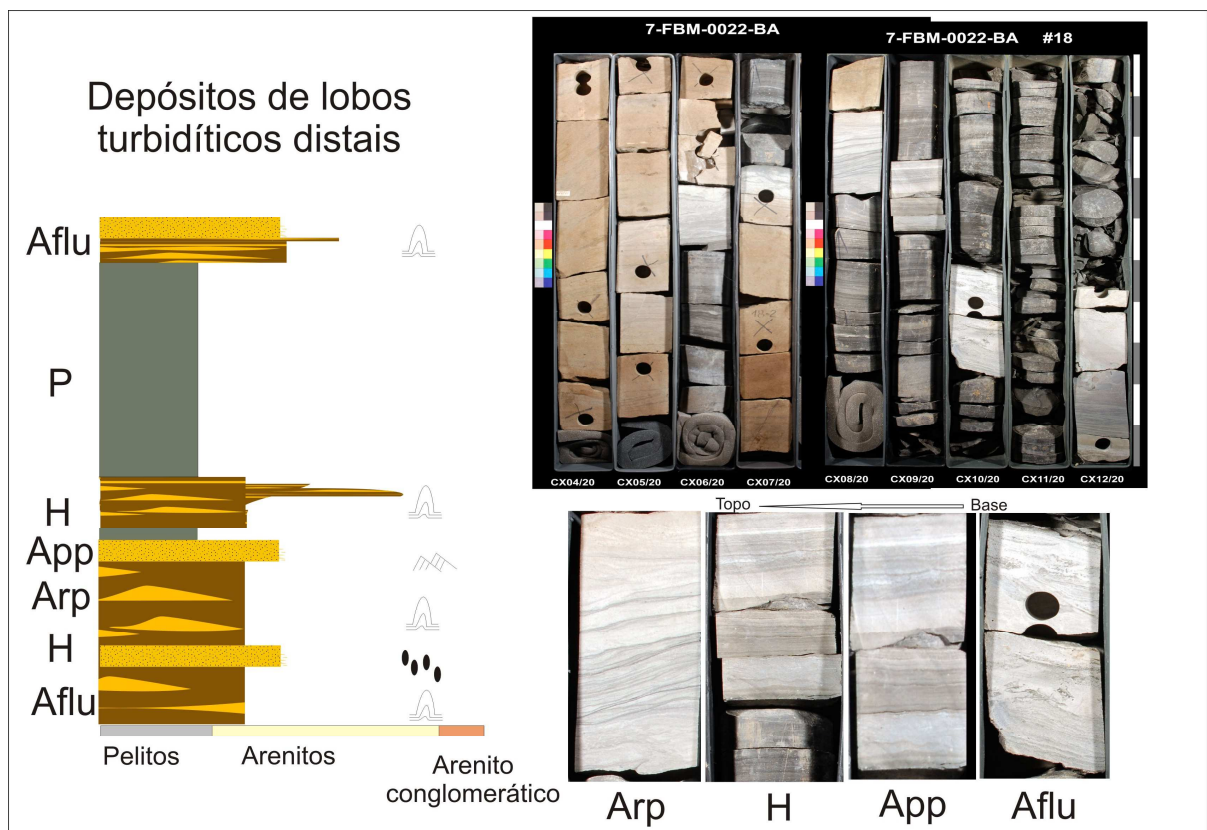


Figura 62: Curva granulométrica da associação de fácies de lobos turbidíticos mostrando o *shift* de fácies e gradação normal com predominância de heterolitos e arenitos fluidizados.

6.1.2.4 Associação de fácies de pelitos de fundo de bacia (AFpf)

Descrição-

Fácies composta basicamente por siltitos e lamitos laminados e maciços (P). Por vezes apresenta algumas zonas de coloração cinza escura a preta rica em matéria orgânica. Normalmente encontram-se sem estruturação, ou os siltitos podem possuir laminação plano paralela ou fluidização. Pode variar de 80cm a 150m.

Interpretação-

Os folhelhos representam os sedimentos hemipelágicos formados pela decantação dos finos, no fundo da bacia. Os siltitos normalmente estão associados à fase final do fluxo turbulento, ou em zonas inter-lobo ou inter canal. Estes sedimentos quando muito espessos representam longos períodos de lenta deposição, com processo de decantação, em ambiente de baixa energia, com provável quiescência tectônica, intercalados com sedimentação periódica de heterolitos associados à de fácies de lobos turbidíticos distais (Figura 63).

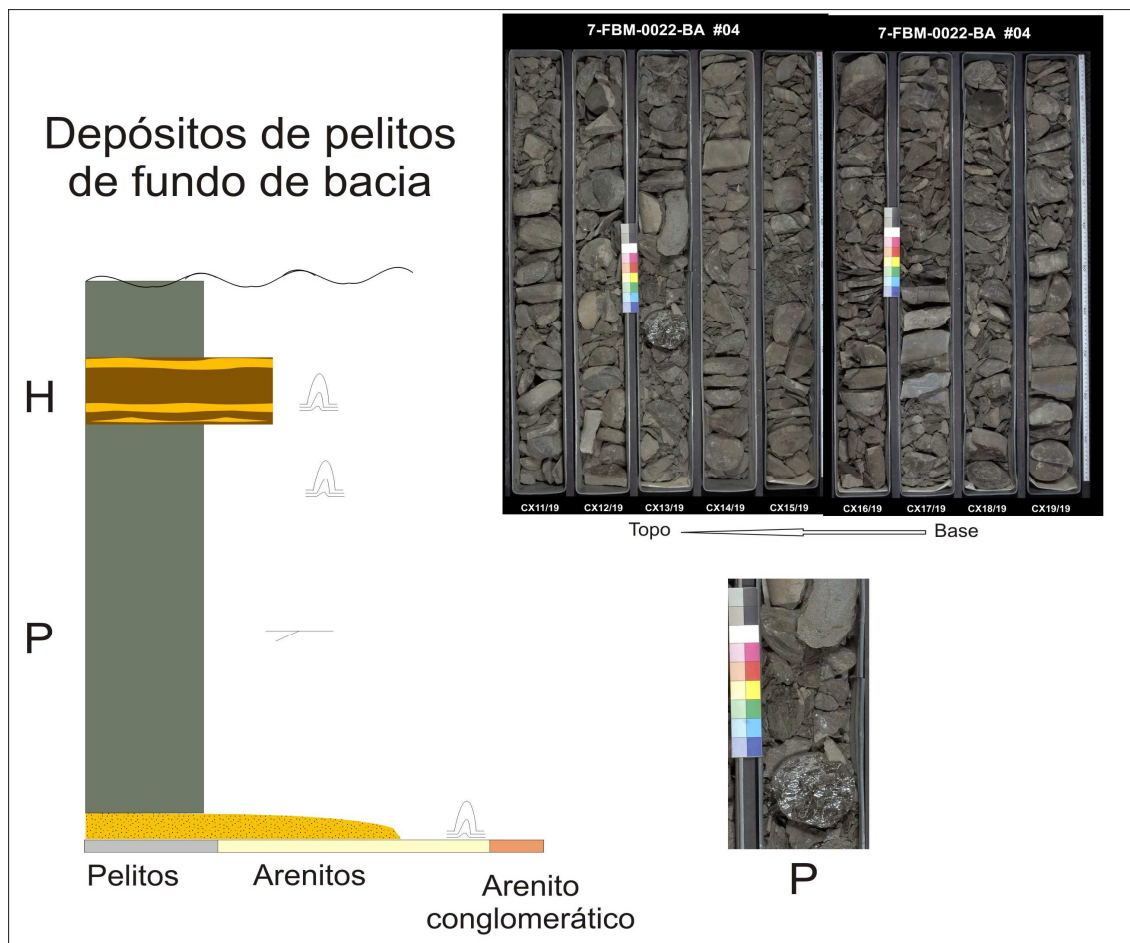


Figura 63: Curva granulométrica da associação de fácies de Pelitos de fundo de bacia. Notar que são maciços e por vezes apresentam foliação. Comum a presença de *slikensides* formando superfícies espelhadas, devido a intensa movimentação tectônica à época de deposição.

As figuras 64 e 65 agrupam estas associações de fácies verticalmente. Verificar o contato abrupto indicado pela linha vermelha (shift de fácies), indicando ser uma superfície erosional ou bypass.

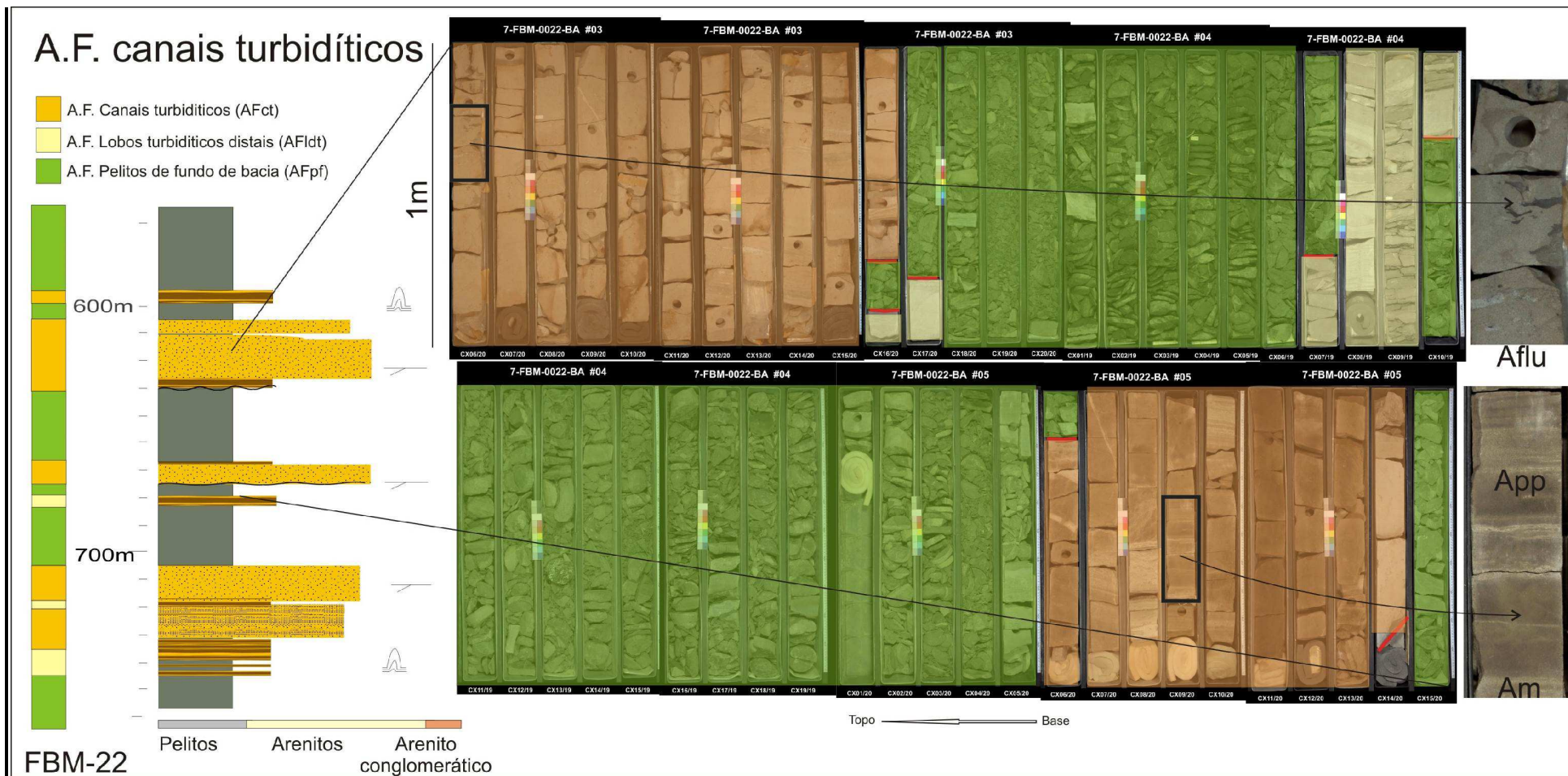


Figura 64: Curva granulométrica para a sucessão de fácies de canais turbidíticos e correlação com os testemunhos do poço FBM-22. Notar as linhas vermelhas que representam o contato abrupto de fácies, indicando erosão.

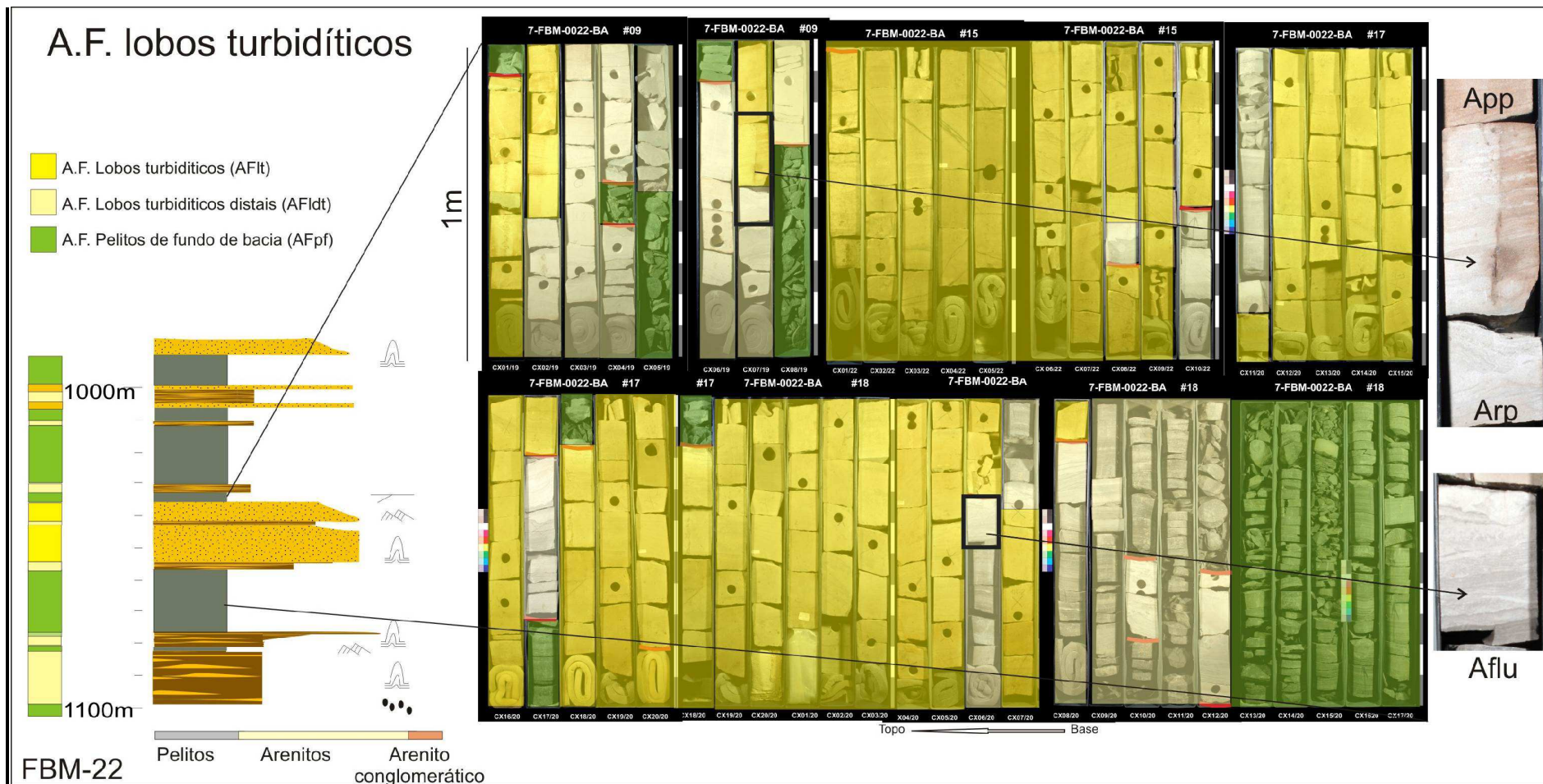


Figura 65: Curva granulométrica para a sucessão de fácies de lobos turbidíticos e correlação com os testemunhos do poço FBM-22. Notar as linhas vermelhas que representam o contato de fácies, indicando erosão, ou neste caso, *bypass*.

6.2 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A Formação Candeias, pertencente ao Grupo Santo Amaro (FEIJÓ, 1994) e consiste em arenitos e folhelhos Cretáceos depositados durante a fase rifte da Bacia do Recôncavo, de idade Berriasiano superior ao Valanginiano inferior, possuindo uma amplitude temporal de aproximadamente 4,5 M.a. Localiza-se no andar Rio da Serra, e são interpretadas como sedimentos de origem lacustre e depósitos de fluxos turbidíticos do Rifte Candeias como mostra a figura 66. Esta formação no Compartimento Estrutural Nordeste, possui maiores espessuras no patamar de Patioba, onde estão localizados os poços estudados.

Os poços estudados estão alinhados ao longo da falha de Salvador, apresentando uma distancia entre o Campo de Rio Itariri (mais ao norte da área estudada) Riacho da Barra (mais ao sul da área estudada) de cerca de 350km, conforme ilustra a Figura 66.

Foram interpretadas três sequências deposicionais identificadas através de seções estruturais e estratigráficas geradas através de perfis elétricos e descrição dos testemunhos. Tomando como base principalmente os conceitos propostos por Martins Neto & Catuneanu (2010), Prosser (1993), Scholz & Moore (1998) e Gawthorpe & Leeder (2000) para Estratigrafia de Sequencias em Bacias Rifte.

A figura 67 mostra os limites de sequências encontrados (LS I, LS II, e LS III), correspondendo aos limites basais das sequências I, II e III respectivamente. Uma superfície importante utilizada como *datum* estratigráfico na seção a seguir, trata-se da Superfície de Inundação Máxima (SIM) da Sequencia II, correlacionada ao longo de todo o meio gráben.

Um dado muito importante é a correlação dos marcos elétricos (SOUZA, et al., 1989) tradicionalmente utilizados na Bacia, com as superfícies estratigráficas. Os marcos 56 e 55 são os que melhor possuem significado estratigráfico, estando correspondendo ao LS II e a SIM II respectivamente (Figura 67).

Estes marcos correspondem a pelitos de boa correlação lateral dentro dos campos. Estes pelitos podem ser interpretados como depósitos em época de quiescência tectônica, e separam os depósitos turbidíticos sobrejacentes. Este fato ajuda no mapeamento destes corpos arenosos, pois uma vez desconectados verticalmente, representam unidades de fluxo isoladas.

A constante criação de espaço de acomodação é evidenciada ao observar que estes pelitos possuem na maioria das vezes espessura constante dentro dos campos, o que indica que não sofreram erosão pelos depósitos arenosos posteriores, ou sofreram muito pouco, apenas considerando a abrasão e acomodação dos sedimentos sobrejacentes.

Porém, apenas os marcos 58, 56 e 55 possuem correlação regional, indicando que estes são superfícies estratigráficas, ou seja, superfícies cronocorrelatas, permitindo desta forma a correlação entre os campos.

A figura 66 a mostra o perfil granulométrico destes poços, obtidos através da descrição dos testemunhos. A linha em vermelho no mapa de localização mostra a direção da seção (paralela à falha de borda e dentro do semi-graben de Patioba).

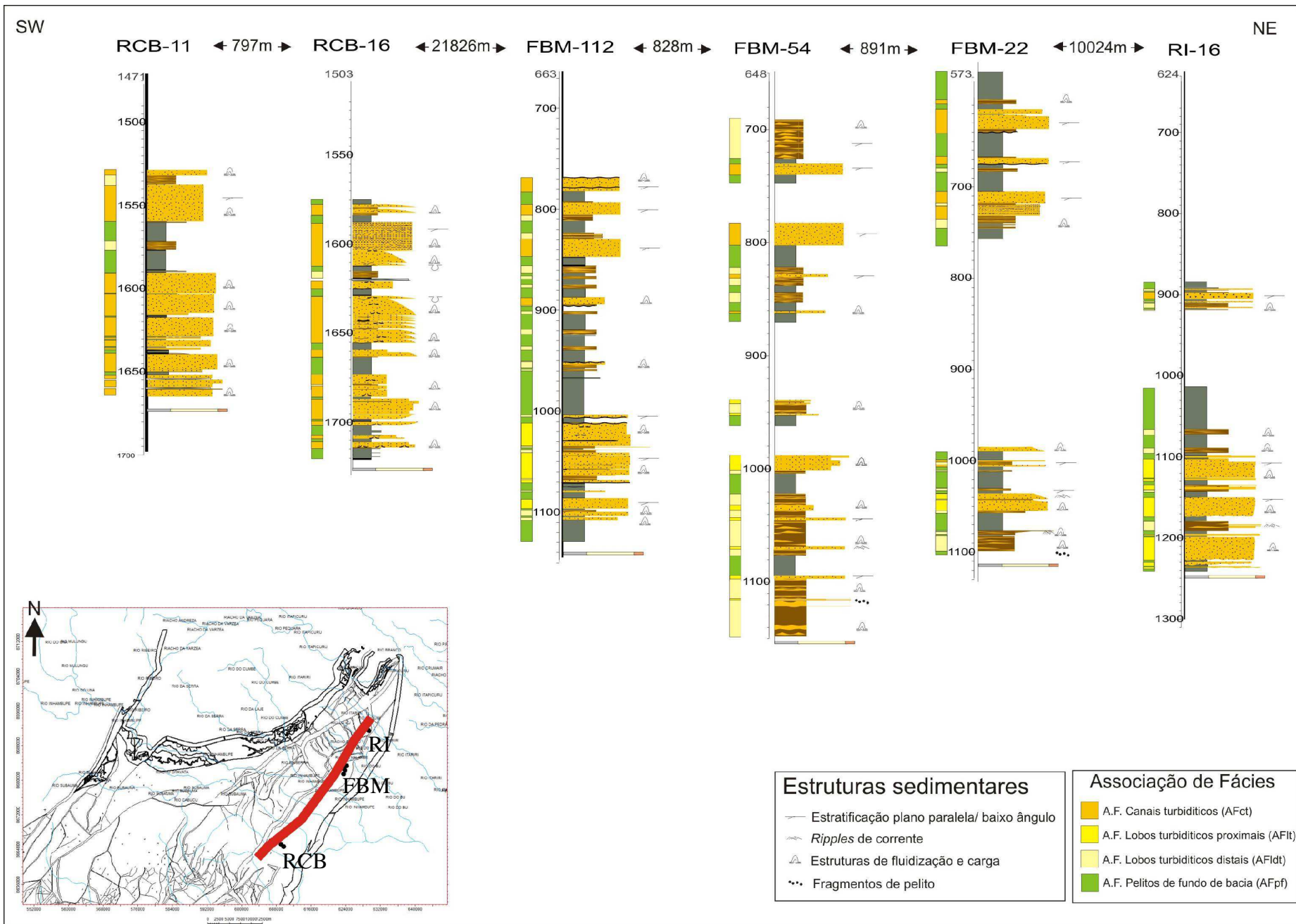


Figura 66: Perfil granulométrico dos poços estudados obtidos através da descrição dos testemunhos. A linha em vermelho no mapa de localização mostra a direção da seção (paralela à falha de borda e dentro do semi-graben de Patioba).

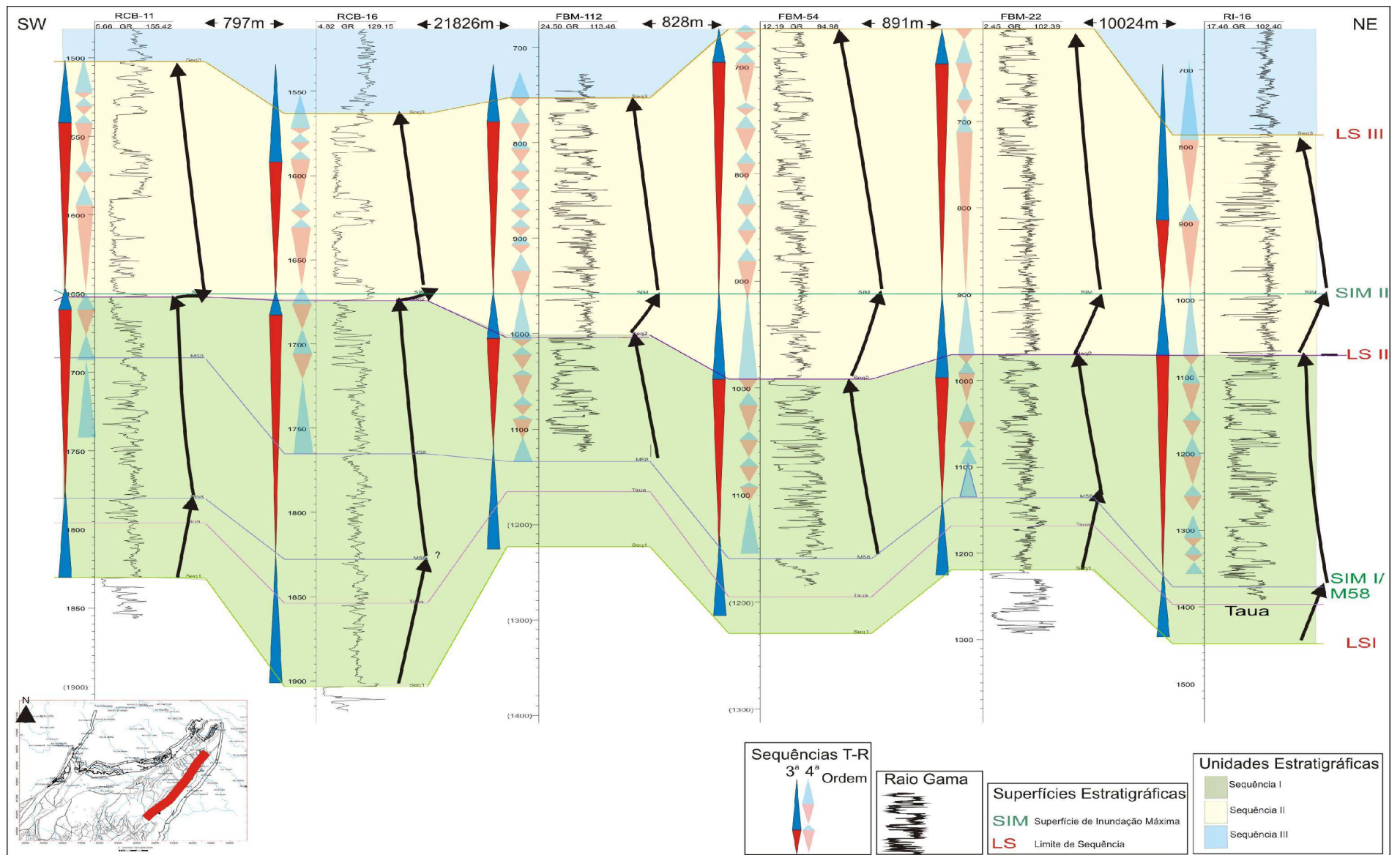


Figura 67: Seção Strike estrutural, de correlação entre os poços estudados, com datum na SIM. Os poços estão com diferentes escalas verticais, que foram ajustadas para melhor correlação lateral. As setas indicam raseamento e afogamento do sistema e os triângulos indicam o mesmo, em escala de terceira e quarta ordem de sequencia T-R. As linhas indicam as superfícies estratigráficas identificadas após as correlações , sendo elas LS (limite de sequencia) e SIM (superfície de máxima inundação).

Quando correlaciona-se os poços estudados com o perfil de raios gama, observa-se um forte padrão em todos os poços, com duas grandes progradações, seguidas de duas retrogradações curtas. Isso fica mais evidente, quando atribui-se superfícies estratigráficas, como propuseram Martins Neto & Catuneanu (2010). Estes autores usaram os conceitos de estratigrafia de sequências e os conceitos de bacias rifte para compreender o preenchimento deste tipo de bacia. O preenchimento é caracterizado por ciclos progradacionais (*coarsening upward*), ou ciclos retrogradacionais-progradacional, sendo o intervalo retrogradacional extremamente delgado (Figura 67). Sendo assim, uma típica sequência rifte consiste apenas os tratos de sistema transgressivo e de nível alto, sendo que este último o mais representativo.

A figura 67 mostra os limites de sequência I e II, como a superfície de máxima regressão, sendo que na ausência do trato de sistemas transgressivo esta pode coincidir com a superfície de máxima inundação.

O trato de sistema transgressivo possui fácies retrogradacionais acumuladas durante os pulsos tectônicos, causados pela reativação das falhas gerando subsidência rápida e afogamento do sistema. O trato de sistemas de nível alto forma a maior parte da sequência, e inclui uma sucessão de fácies progradacionais (*coarsening-upward*) que recobrem a superfície de máxima inundação. Esta forte assimetria dos ciclos é resultante de uma rápida subida do nível de base (pulso da subsidência tectônica) seguido por um prolongado *stillstand* (quiescência tectônica). Isto é a diferença essencial entre riftes e bacias tectonicamente estáveis, representadas por bacias de margem continental passiva (MARTINS NETO & CATUNEANU, 2010).

Adotando estes princípios, foram interpretadas para a área em estudo, duas sequências deposicionais principais, provavelmente de 3^a ordem, com a base da primeira sequência iniciando no topo da Formação Água Grande (LS I), seguindo com um padrão retrogradacional do trato de sistema transgressivo (TST), até alcançar a Superfície de Máxima Inundação (SIM I) no marco 58. Acima da SIM I ocorre um padrão progradacional do Trato de Sistema de Nível Alto (TSNA), até alcançar o próximo limite de sequências (LS II), equivalente ao marco estratigráfico 56 (SOUZA, et al. 1989). A segunda sequência apresenta um TST curto, com a SIM II equivalendo ao marco 55. A seção progradacional do TSNA se encerra com o LSIII, sem uma equivalência específica com um marco da bacia, conforme mostram as figuras 68, 69 e 70.

Os padrões de progradação e retrogradação foram fundamentais para a identificação em perfil destas sequências. Os padrões de retrogradação coincidem com a SIM, e os de

progradação vão coincidir com o termino de uma sequencia e conseqüentemente um novo afogamento abrupto.

A figura a seguir mostra como estão posicionados os testemunhos estudados, numa seção *strike* estrutural, passando por todos os campos e poços estudados. Observe que onde não tinha testemunho, foi levado em consideração o padrão de eletrofácies para a correlação das superfícies estratigráficas.

Como padrão, a sequência inferior (sequencia I) apresenta os arenitos mais finos, por vezes com *ripples* de corrente, maior quantidade de rochas heterolíticas, alguns arenitos ou heterolitos. Estes depósitos são interpretados como a Associação de Fácies de lobos turbidíticos proximais e distais respectivamente, sendo de fácil correlação lateral, o que se pode interpretar como corpos desconfinados. Com espessura mais delgada. Já a sequencia superior (sequencia II) os arenitos estão mais grossos e são geralmente maciços ou com estratificação cruzada de baixo angulo ou plano paralela. Estes depósitos são interpretados como Associação de Fácies de canais turbidíticos, de mais difícil correlação lateral, interpretados como corpos confinados.

Pode-se observar internamente as sequências de 3^a ordem, ciclos transgressivos de alta frequência que definem sequências de 4^a ordem que podem ser correlacionadas em escala de campo, conforme pode ser observado na Figura 67.

Fazendo correlação rocha x perfil x sísmica, notamos que as superfícies interpretadas de 3^a ordem correspondem a refletores com extensa correlação lateral. Os campos de Rio Itariri e Fazenda Bálsamo possuem sísmica 3D convertida para profundidade, que foram utilizadas neste trabalho. O campo de Riacho da Barra ate o momento da confecção deste trabalho, não possui sísmica 3D com modelo de velocidades ajustado, sendo, portanto desconsiderada. Assim, com os poços ajustados à sísmica, foi possível identificar tais superfícies interpretadas em perfil e seu refletor correspondente.

Prosser (1993) propôs uma estratigrafia de sequencias em bacias rifte, utilizando conceitos como *onlap* de refletores, e truncamento ao analisar toda a bacia rifte. Se utilizarmos como análogo os conceitos de Prosser (1993) para a área em estudo, ao invés de olhar a bacia como um todo, analisaremos apenas o meio gráben ao qual estão incluídos os campos em estudo.

Mudando a escala do trabalho de Prosser (1993) então, de bacia, para escala de campo, pode-se observar os mesmos truncamentos e *onlaps* característicos da evolução estratigráfica de um rifte. Como mostram as figuras 69 e 70.

Logo, a base da sequencia I (LS I), seria o inicio do trato de clímax de rifte, e a SIM II seria correspondente ainda ao trato de clímax do rifte, sendo a superfície limítrofe do trato de sistemas de clímax de rifte inicial para trato de sistemas de clímax de rifte médio (PROSSER, 1993), podendo indicar também uma inversão na cinemática, pois os refletores acima da SIM II.

Portanto a Formação Agua Grande, estaria dentro do Trato de sistemas de rifte inicial, segundo Prosser (1993) e Morley (2002), bem como as formações Sergi e Itaparica (ver figura 72). Morley (2002) *sugere* que o rifte ao ser iniciado, a falha de borda possui um pequeno rejeito, que vai sendo aumentado a partir do desenvolvimento do mesmo. Quando o rifte chega ao seu clímax, o que ele chama de *fault-propagation fold*, é formado, com os estratos sendo dobrados formando um domo em direção à falha de borda, num processo sin-deposicional ou tardi-deposicional.

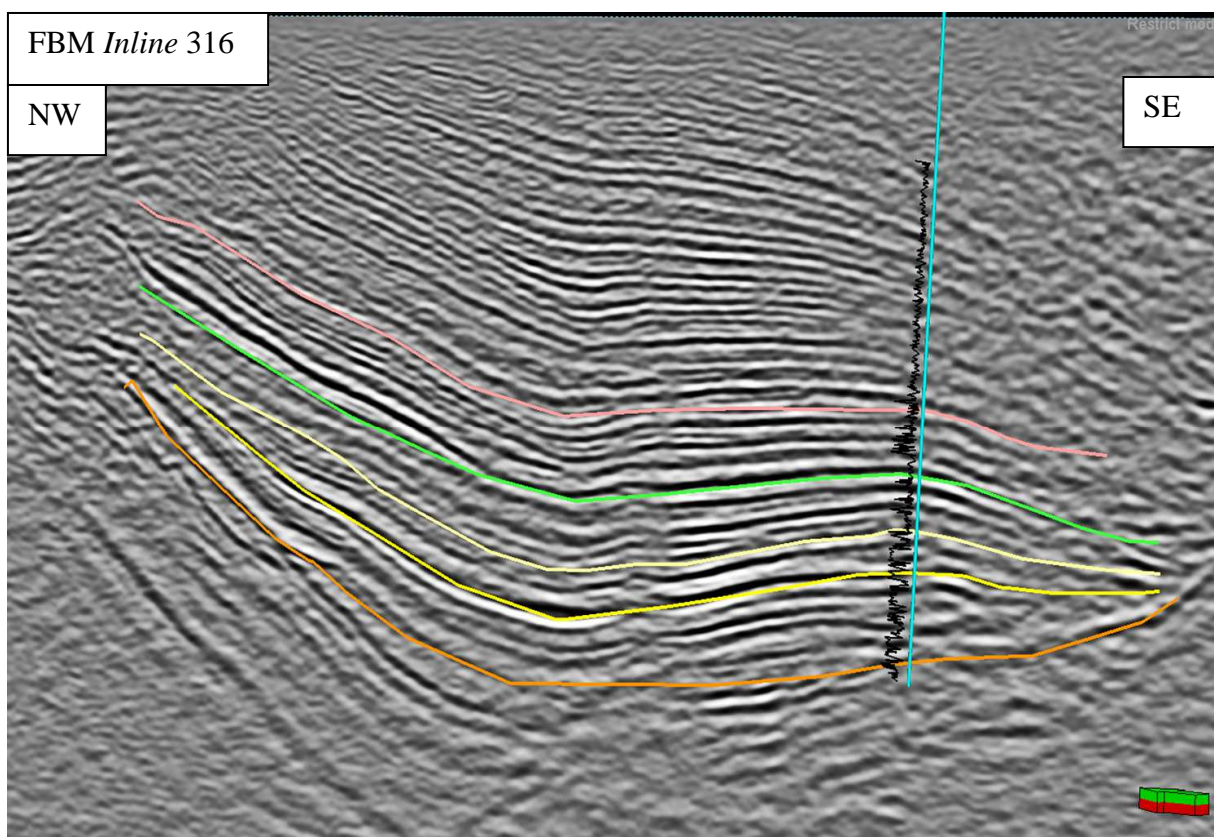
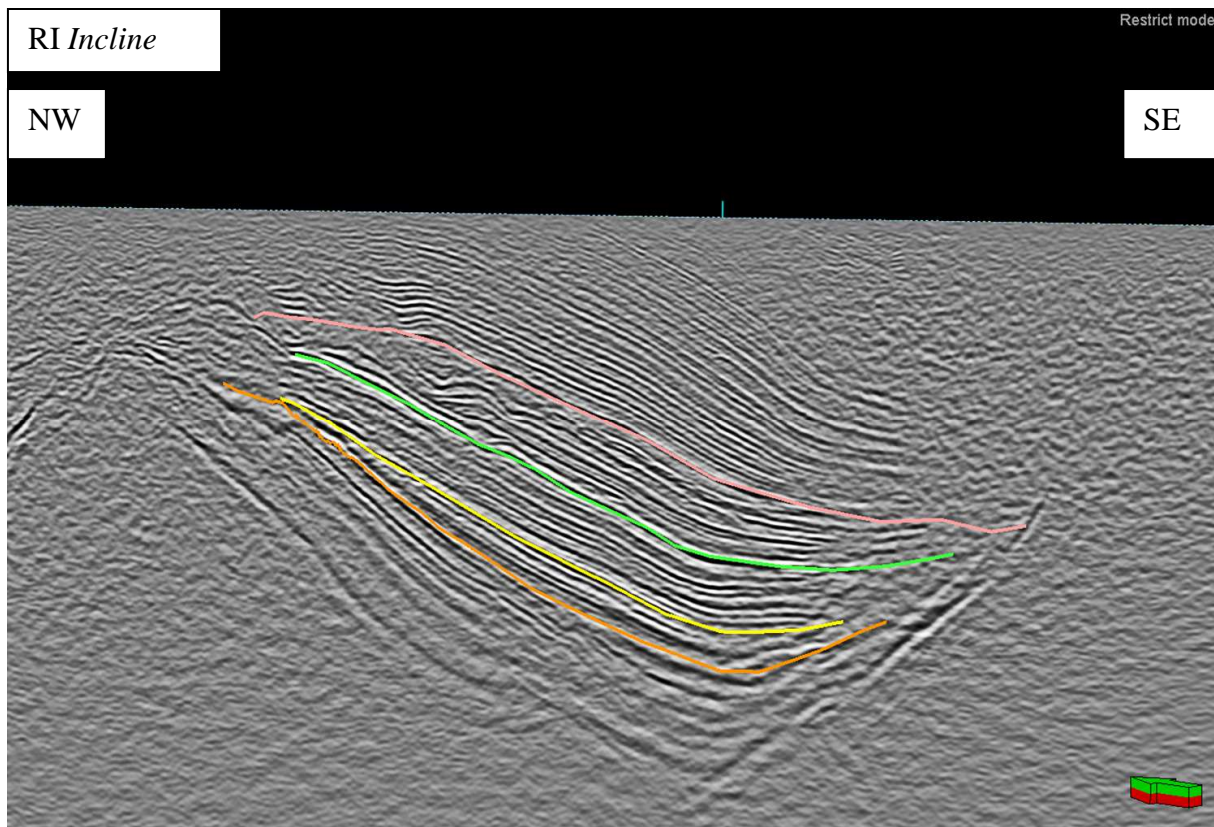
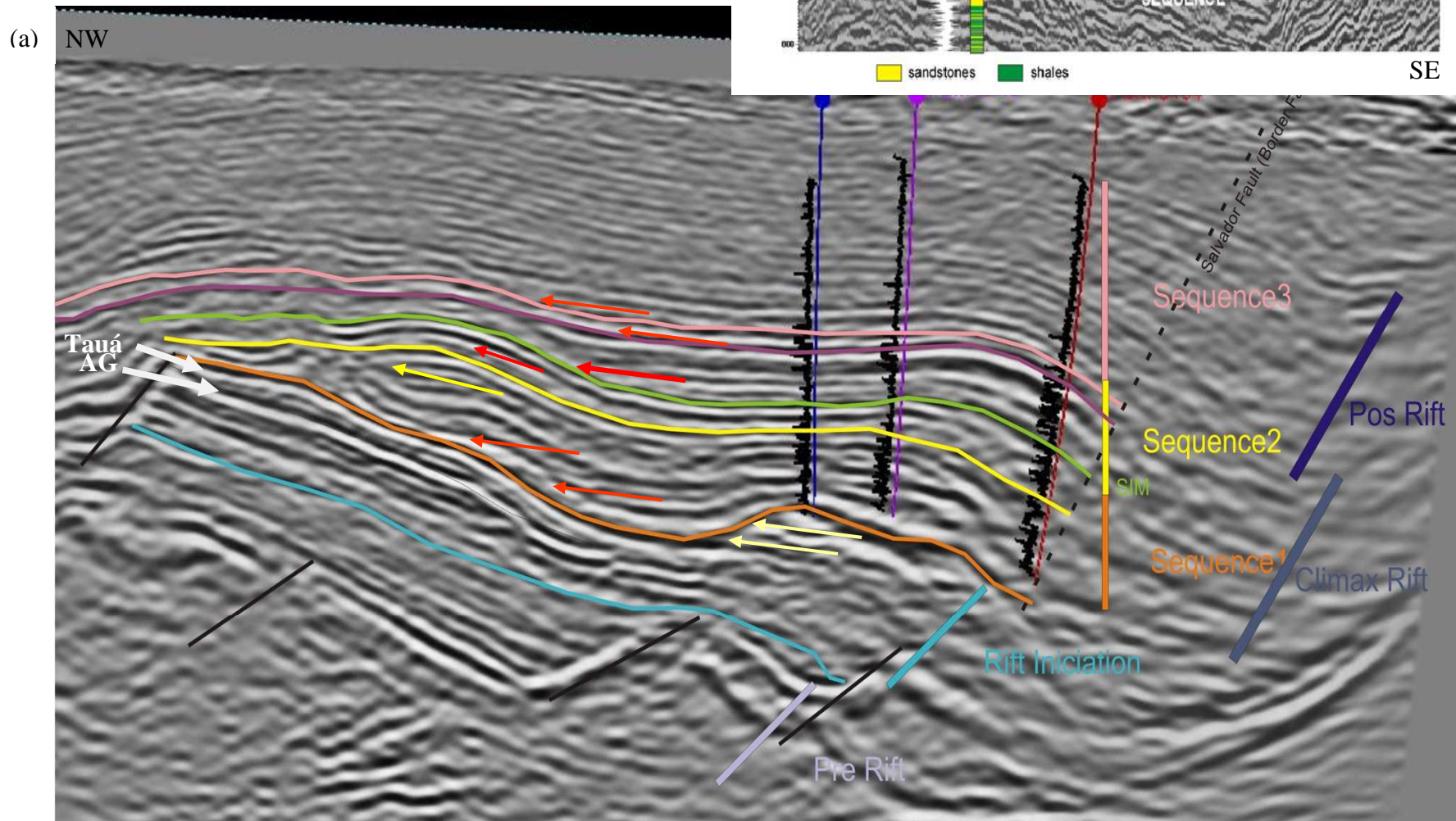
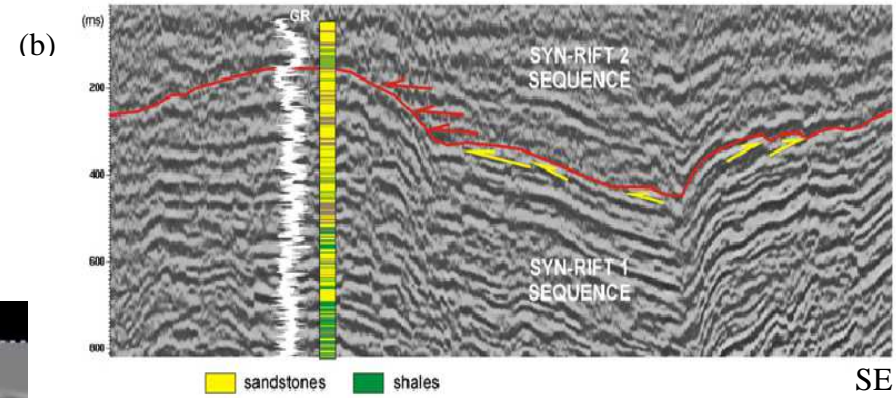


Figura 68: Seção sísmica 3D em profundidade *dip* estrutural dos campos de Rio Itariri (acima) e Fazenda Bálamo (abaixo) A linha em laranja representa o LS I, a amarela o LS II, a verde a SIM II e a rosa o LS III, e a fase de . Notar a geometria de meio graben em ambos os campos.

Figura 69: (a) Seção sísmica 3D em profundidade *dip* estrutural do campo de Fazenda Bálamo. A linha em azul indica o início do rifte, laranja representa o LS I, a amarela o LS II, a verde a SIM II e a rosa o LS III. Notar a geometria de meio graben e as setas em vermelho indicam os onlaps e as setas amarelas indicam truncamento, conforme (b) que é o limite de sequencia proposto por de Martins Neto & Catuneanu 2010. Os olaps acima da linha verde, (SIM II) pode ser interpretado como uma retrogradação com uma consequente inversão estrutural deste meio graben. Notar ainda os estratos se dobrando ao se aproximar da falha de borda formando o *fault-propagation fold* segundo Morley (2002).



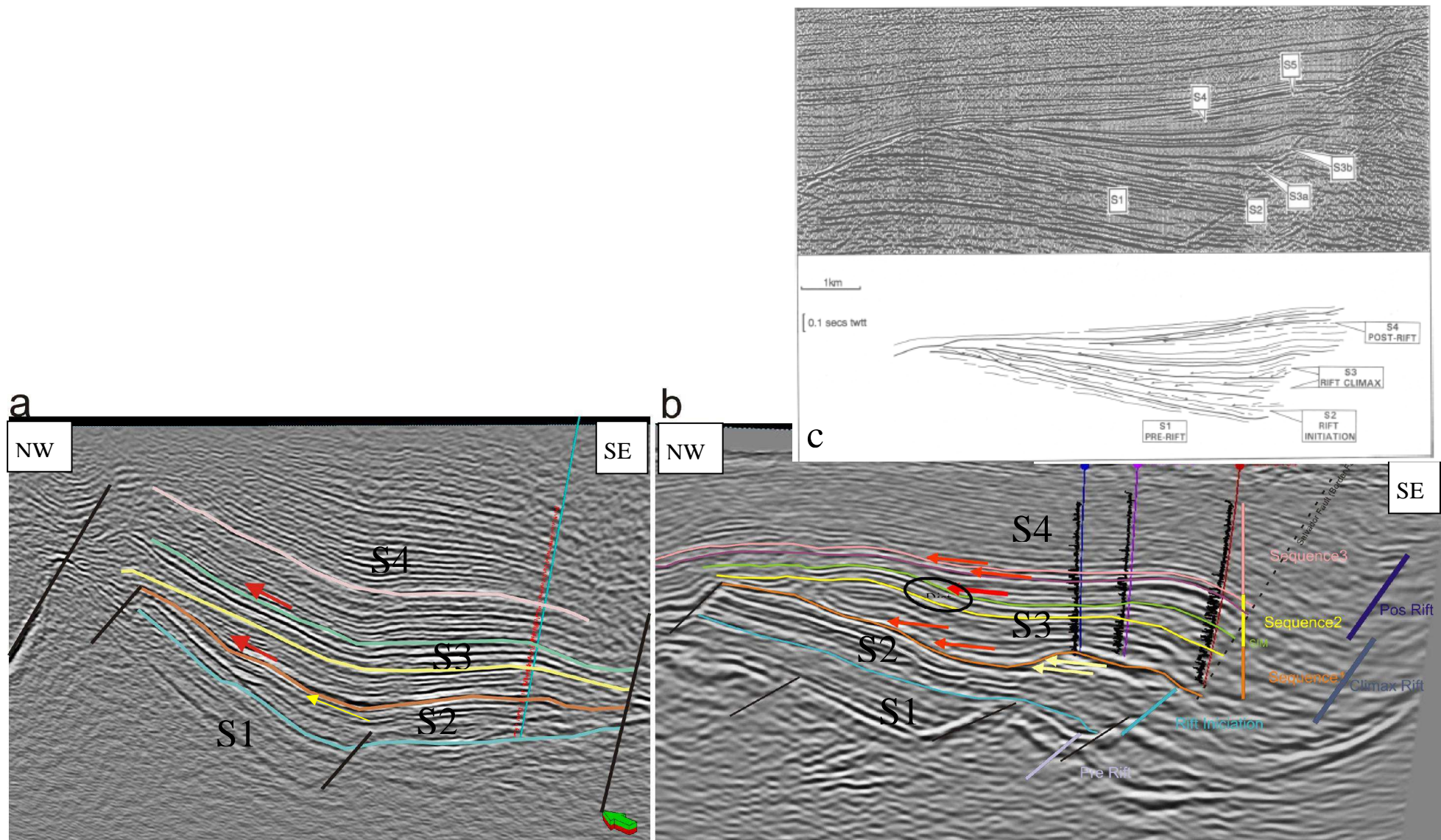


Figura 70: Seção sísmica 3D em profundidade *dip* estrutural do campo de Rio Itariri (a) e Fazenda Balsamo (b) A linha em azul indica o início do rifte, laranja representa o LS I, a amarela o LS II, a verde a SIM II e a rosa o LS III. Notar a geometria de meio graben e as setas em vermelho indicam os *onlaps* e as setas amarelas indicam truncamento. Notar que os dois campos possuem as superfícies estratigráficas facilmente identificáveis e mapeáveis. (c) Mostra os tratos de sistema de rifte propostos por Prosser (1993), e identificados nas seções (a) e (b), onde S1=pre-rifte, S2=início do rifte, S3=clímax do rifte e S4 seria o pos rifte. A SIM II pode estar representada pela superfície S3a (Trato de Sistema de Clímax de Rifte Inicial) e acima dela a S3b (Trato de Sistema de Clímax de Rifte Médio).

Podemos notar que para a sequencia II, acima da SIM II existe uma inversão da cinemática atuante em ambos os campos, evidenciada pelos *onlaps* acima desta superfície. Acima deste intervalo deveria haver *downlap*, pois os sedimentos correspondem a sedimentos associados ao início da progradação. A análise de fácies corrobora a este fato, já que os arenitos da sequencia II passam a ser um pouco mais grossos, e esta sequencia possui bastante fraturamento dos arenitos (fraturas preenchidas por arenitos finos ou carbonatos) (Figura 71).

Esta inversão cinemática ocorreu nesta área da bacia, primeiro criando bastante espaço de acomodação e inclusive a SIM principal (SIM II), e em seguida propiciou o rearranjo estrutural onde provavelmente o talude da margem flexural ficou menos inclinado, gerando o rearranjo das drenagens e conseqüentemente dos fluxos turbulentos associados.

A figura 71 a seguir mostra uma seção estratigráfica, exibindo as curvas granulométricas dos poços testemunhados, as correlações através das superfícies estratigráficas LSI, SIM I, LS II, SIM II e LS III, correspondente respectivamente aos marcos elétricos 60, 58, 56, 55 e talvez o 50, pois o ultimo marco ou topo da sequencia seria mais bem marcado na sísmica devido à continuidade dos refletores e não o marco, dado ao sistema deposicional de canais turbidíticos, que ora erodem estes dentro desta sequencia superior.

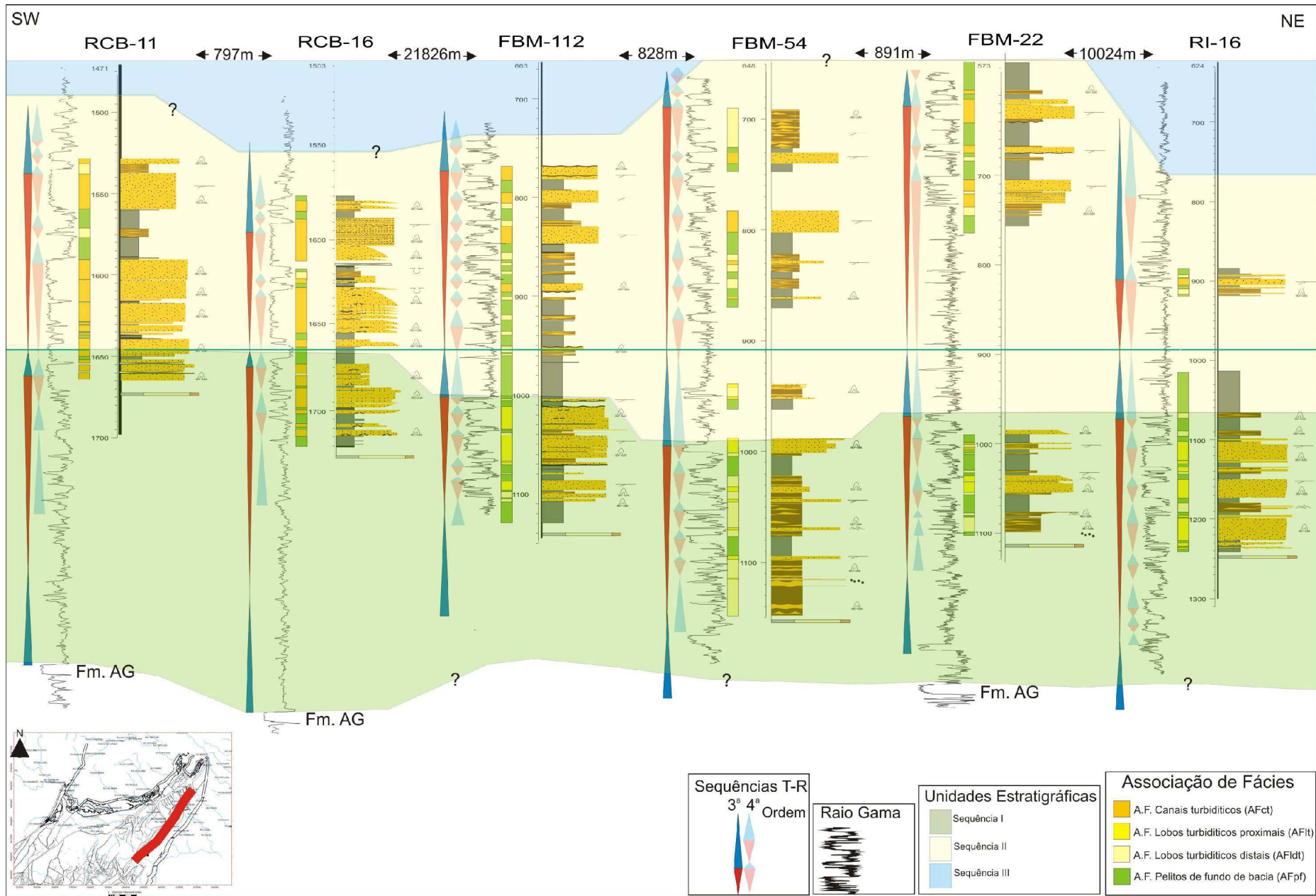


Figura 71: Seção estratigráfica com datum na SIM II mostrando o perfil granulométrico dos testemunhos dos poços estudados, as associações de fácies, as 3 sequências identificadas, e suas superfícies estratigráficas, (LSI, SIM I, LS II, SIM II e LS III) as correlações de 3ª e 4ª ordem dentro das 3 sequencias, baseadas nas sequencias T-R de Embry e Johannessen (1992).

6.3 PETROGRAFIA

A análise e descrição petrográfica mostrou para todos os poços que as rochas são basicamente constituídas por grãos de quartzo, feldspatos, fragmentos de rochas (plutônicas, vulcânicas, metamórficas de baixo grau e sedimentares), grãos carbonáticos cristalinos, bioclastos de ostracodes, oncolitos, intraclastos lamosos e bioclastos fosfáticos.

É observado que oncolitos e bioclastos de ostracodes estão mais presentes nas regiões mais profundas. A presença de bioclastos fosfáticos, entretanto, é mais frequente nas regiões mais rasas. A presença de fragmentos de rochas metamórficas e plutônicas é mais abundante nas regiões mais rasas que nas profundas, sendo que o inverso ocorre para os fragmentos de rochas vulcânicas. A ocorrência de intraclastos lamosos manteve uma distribuição uniforme para todas as profundidades.

A descrição quantitativa mostra-se a principal ferramenta de complementação das informações macroscópicas, na interpretação dos ambientes deposicionais.

6.3.1 Textura e fábrica deposicionais

Os estudos petrográficos revelaram que as amostras analisadas são constituídas predominantemente por constituintes siliciclásticos, como quartzo monocristalino (volume médio de 31,2%, máximo de 33%) e policristalino (volume médio de 2,8%; máximo de 4%), feldspatos (volume médio de 4%, máximo de 6%), fragmentos de rochas (volume médio de 8,5%, máximo de 9,43%) e intraclastos lamosos (volume médio de 1%, máximo de 1,5 %) e também por constituintes carbonáticos como oncolitos e aloquímicos carbonáticos (volume médio de 3,3%, máximo de 4%) e grãos carbonáticos cristalinos (volume médio de 3,5%, máximo de 5%).

Os grãos siliciclásticos são bastante angulosos a sub-angulosos, com esfericidade média, exceto os fragmentos de rochas, que são sub-arredondados. Os fragmentos carbonáticos também possuem esfericidade baixa e são sub-angulosos a sub-arredondados.

Em geral a granulometria varia entre areia muito fina a areia grossa, e os contatos entre os grãos são predominantemente pontuais. Algumas amostras possuem compactação mais intensa, com a formação de pseudomatriz pela compactação de intraclastos lamosos.

6.3.2 Composição Primária

Os arenitos da Formação Candeias são principalmente arcóseos e arcóseos líticos na sua composição original (*sensu* FOLK, 1968) com subarcóseos e litoarenitos feldspáticos ocorrendo subordinadamente. A composição atual da maioria dos arenitos corresponde à subarcóseos, arcóseos líticos e litoarenitos feldspáticos, com arcóseos e sublitarenitos ocorrendo subordinadamente, conforme mostra a figura 72.

Os grãos de quartzo são essencialmente monocristalinos plutônicos, constituindo em média 31,2% do volume total dos arenitos (Tabela 10). Grãos de quartzo policristalinos são subordinados, aparecendo com uma média de 2,8% de volume. Os feldspatos detríticos são predominantemente K-feldspatos em média de 2% e plagioclásios 1,3% subordinadamente.

Os fragmentos de rochas plutônicas são os mais abundantes (4,3%), seguido pelos fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau, com média de 2,2%, e pelos fragmentos de rochas sedimentares com 2,0%. Os fragmentos de rochas vulcânicas (média de 0,5%) apresentam texturas micrográfica, hemicristalina, felsítica e esferulítica. Foram encontrados também fragmentos de rochas piroclásticas.

Oncolitos, oolitos e bioclastos carbonáticos somam cerca de 3,3% em média e os grãos carbonáticos cristalinos somam também cerca de 3,5% em média.

Os constituintes detríticos acessórios incluem minerais pesados (média de 0,6% com maior teor de turmalina e zircão descritos), micas (0,7%;), intraclastos lamosos (média de 0,7%) e bioclastos fosfáticos (0,7%).

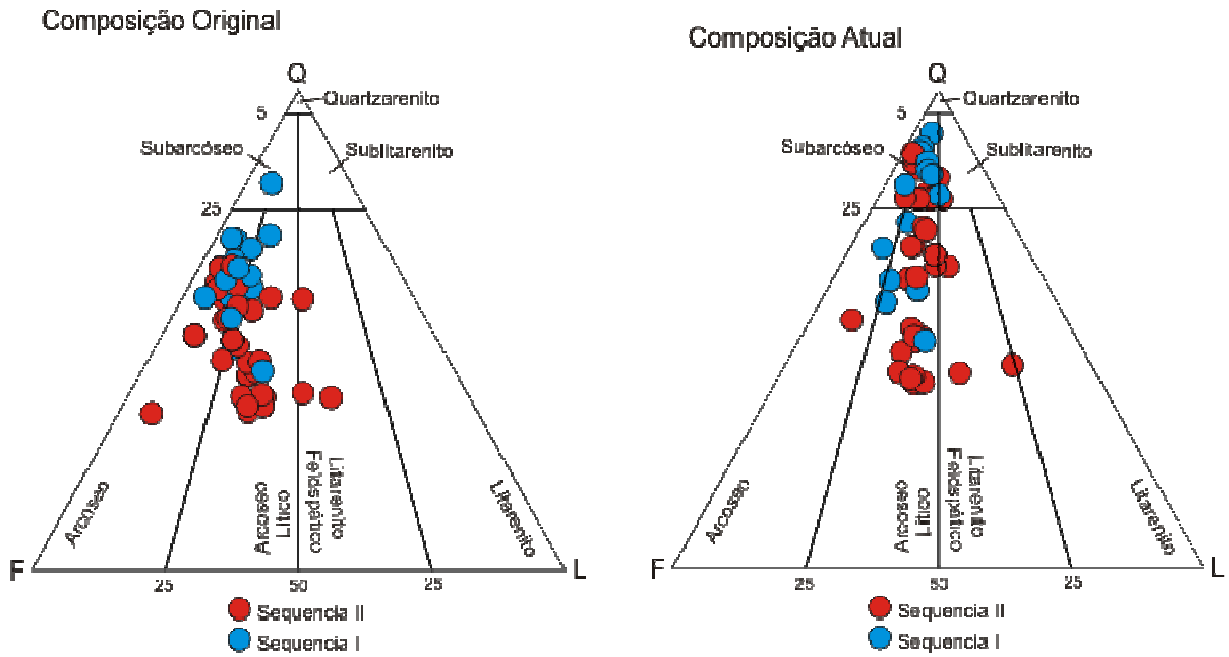


Figura 72: Diagramas de Folk (1968), mostrando a composição original e atual dos arenitos, que correspondem principalmente a arcóseos e arcóseos líticos segundo sua composição original, e como subarcóseos e arcóseos líticos na sua composição atual.

A Tabela 10 classifica e enumera as médias dos constituintes primários existente nos arenitos da Formação Candeias, por poço e sequencia estratigráfica.

Constituintes	7-FBM-112-BA		7-FBM-22-BA		7-FBM-54-BA		7-RCB-11-BA		7-RCB-16-BA		7-RI-16-BA	
	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II
	media s %	media s %	media s %	media s %	media s %	media s %	media s %	media s %	media s %	media s %	media s %	media s %
Quartzo detrítico total	36,3	27,3	34,7	38,9	35,7	37,0	35,8	31,3	30,6	34,5	40,7	36,0
Quartzo monocristalino	32,6	22,7	30,3	33,1	32,5	31,3	31,7	24,4	23,0	28,4	35,3	32,3
Quartzo policristalino	2,20	2,88	3,17	2,42	1,67	2,50	2,67	2,71	2,33	3,17	3,08	1,44
Quartzo em fragmentos de rochas plutônicas	1,47	1,77	1,17	3,42	1,50	3,17	1,50	4,24	5,33	2,92	2,25	2,22
Feldspatos detríticos totais	2,27	7,67	1,50	2,83	1,17	3,67	2,17	3,09	4,99	2,50	1,99	2,00
K-feldspatos detríticos totais	0,27	4,55	0,33	0,17	0,50	0,17	0,34	0,24	0,33	0,17	0,42	0,33
Microclínio	0,69	1,41	1,00	0,42	0,00	0,00	1,17	0,57	0,33	1,08	0,83	0,00
K-feldspatos em fragmentos de rochas plutônicas	1,33	1,70	0,17	2,25	0,67	3,50	0,67	2,29	4,33	1,25	0,75	1,67
Plagioclásio detrítico total	2,27	0,19	1,00	0,83	0,50	0,50	1,33	0,57	0,00	0,33	0,30	0,33
Plagioclásio monocristalino	1,66	0,19	0,83	0,83	0,50	0,50	1,33	0,47	0,00	0,33	0,33	0,33
Plagioclásio em fragmento de rocha plutônica	0,60	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau	1,46	1,26	1,83	2,75	0,99	2,83	2,00	3,38	4,34	2,75	1,49	1,33
Fragmentos de rochas vulcânicas	0,27	0,10	0,50	0,91	0,00	0,50	0,50	0,52	1,66	0,41	0,49	0,22
Fragmentos de rochas sedimentares	2,40	5,52	1,16	1,91	1,00	2,50	1,66	1,42	2,34	2,50	1,16	1,33
Micas em fragmentos de rochas plutônicas	0,39	2,33	1,00	0,41	0,50	0,50	0,33	0,56	0,33	1,16	0,58	0,33
Fosfatos	0,27	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,86	0,00	0,00	0,00	0,11
Oncolito e aloquímicos carbonáticos indiferenciados	2,87	1,67	0,83	0,92	3,50	0,66	4,84	5,29	13,7	2,25	2,33	3,55
Bioclastos de ostracodes	0,00	1,61	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Grãos carbonáticos cristalinos	3,39	3,68	1,50	2,59	6,33	1,67	2,67	1,95	8,00	2,34	2,26	2,11
Intraclastos lamosos	0,59	2,68	0,67	0,33	0,33	1,17	1,00	0,33	0,33	0,17	0,17	0,33
Pelóides argilosos indiferenciados	0,00	0,00	0,83	0,00	0,00	0,17	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Minerais pesados	0,66	0,47	1,00	0,41	0,83	0,83	1,17	0,81	0,66	0,58	0,50	0,44

Tabela 10: Composição primária dos arenitos estudados, distribuídos por poço e por sequência sedimentar.

6.3.3 Constituintes e processos diagenéticos

Diversos processos e constituintes diagenéticos afetaram os arenitos da Formação Candeias:

1 – Albita

Normalmente encontrada em forma de crescimentos nos plagioclásios e K-feldspatos (2%), mas pode também estar substituindo o ortoclásio e microclínio (0,06%), ou feldspatos indiferenciados (10%).

2 – Calcita

A calcita ocorre frequentemente com hábito macrocristalino preenchendo poros intergranulares (3%), localmente com zonação para calcita ferrosa, substituindo feldspatos, ou pseudomatriz lamosa (0,42%).

3 – Dolomita

A dolomita ocorre com maior frequência com o hábito blocoso, substitui intraclastos lamosos (1,3%), pseudomatriz lamosa (0,7%).

4 - Compactação Mecânica

Pseudomatriz formada pela compactação de intraclastos lamosos (3%).

5 – Quartzo

O quartzo diagenético ocorre predominantemente sob a forma de crescimentos sobre os grãos de quartzo detrítico (6,5%).

6 – Dissolução

Porosidade secundária intragranular (média de 2,19%) e móldica (média de 0,52%) foi formada pela dissolução de feldspatos Alguns bioclastos de ostracode, oncolitos e outros aloquímicos carbonáticos que encontram-se dissolvidos, gerando porosidade secundária móldica ou intrapartícula.

7- Outros constituintes

A pirita pode ocorrer substituindo fragmentos de rochas plutônicas (0,2%), ou substituindo pseudomatriz argilosa (0,035%).

O k-feldspato digenético ocorre sob a forma de crescimentos sobre grãos de feldspatos detríticos (0,05%).

A siderita ocorre de preenchendo poros intergranulares (0,005%). A dolomita também pode ocorrer sob a forma de romboedros pequenos, preenchendo poros intergranulares (0,2%), substituindo constituinte intraclastos lamosos (0,07%) ou pseudomatriz argilosa (0,11%). A dolomita ferrosa ocorre preenchendo porosidade intergranular (0,2%). A dolomita pode ocorrer substituindo feldspatos (0,17%), aloquímicos carbonáticos (0,02%), ou cimento de calcita (0,01%).

A Tabela 11 sumariza a quantificação dos principais constituintes diagenéticos encontrados.

A figura 73 exhibe alguns dos principais constituintes diagenéticos observados nas lâminas. As fotomicrografias foram tiradas com luz plano polarizada (pp) e polarizadores cruzados (px). As setas indicam as feições diagenéticas específicas.

Constituintes	7-FBM-112-BA		7-FBM-22-BA		7-FBM-54-BA		7-RCB-11-BA		7-RCB-16-BA		7-RI-16-BA	
	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II
	medias %	medias %	medias %	medias %	medias %	medias %	medias %	medias %	medias %	medias %	medias %	medias %
Crescimento de Albita	1,5	1,1	2,3	3,2	2,5	1,7	1,8	1,6	1,0	2,0	2,4	2,8
Albita substituindo feldspato	5,3	4,2	8,8	7,4	6,8	7,8	5,2	6,0	2,3	8,0	5,4	8,2
Albita substituindo plagioclásio	3,5	2,0	4,7	6,4	4,0	8,8	4,2	5,4	5,7	4,9	3,6	6,3
Calcita macrocristalina intergranular	0,9	1,3	1,3	0,3	1,2	1,3	10,5	3,4	9,3	2,5	3,2	3,2
Calcita macrocristalina substituindo dolomita	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2
Calcita macrocristalina substituindo pseudomatriz lamosa	0,3	0,0	0,0	0,2	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	2,3	0,3	1,3
Calcita macrocristalina substituindo feldspato	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
Calcita macrocristalina preenchendo fratura em fosfato	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Calcita mosaico grosso substituindo bioclasto de ostracode	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,3	0,2	0,0
Calcita mosaico grosso substituindo oncolito	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Calcita ferrosa macrocristalina crescimento externo sobre calcita	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Dolomita blocoso substituindo pseudomatriz lamosa	1,9	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,2	5,8	0,0
Dolomita blocoso substituindo intraclasto lamoso	5,1	0,1	0,5	1,8	0,7	0,5	4,3	0,1	0,0	0,7	1,3	0,2
Dolomita blocoso substituindo feldspato	1,1	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Dolomita blocoso substituindo alquímico carbonático	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,8	0,6	0,0
Dolomita Microcristalina Engolfando Osso de peixe	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Dolomita romboedro pequeno substituindo intraclasto lamoso	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,7	0,0	0,0	0,0
Dolomita ferrosa blocosa intergranular	0,0	0,0	0,0	0,1	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Dolomita ferrosa blocosa substituindo dolomita	0,0	0,0	0,0	0,8	2,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Dolomita ferrosa romboedro pequeno substituindo dolomita	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Crescimento de feldspato	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Pseudomatriz argilosa intergranular	0,0	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Pseudomatriz argilosa intergranular compactação de intraclasto lamoso	2,5	0,8	2,3	2,3	6,2	6,0	2,7	4,2	1,0	2,8	1,2	3,2
Crescimento de quartzo	4,1	2,9	13,8	4,2	8,2	5,3	5,8	5,5	4,7	6,7	8,8	8,2

Tabela 11: Classificação e totalização dos tipos de constituintes diagenéticos, distribuídos por poço e por sequência sedimentar.

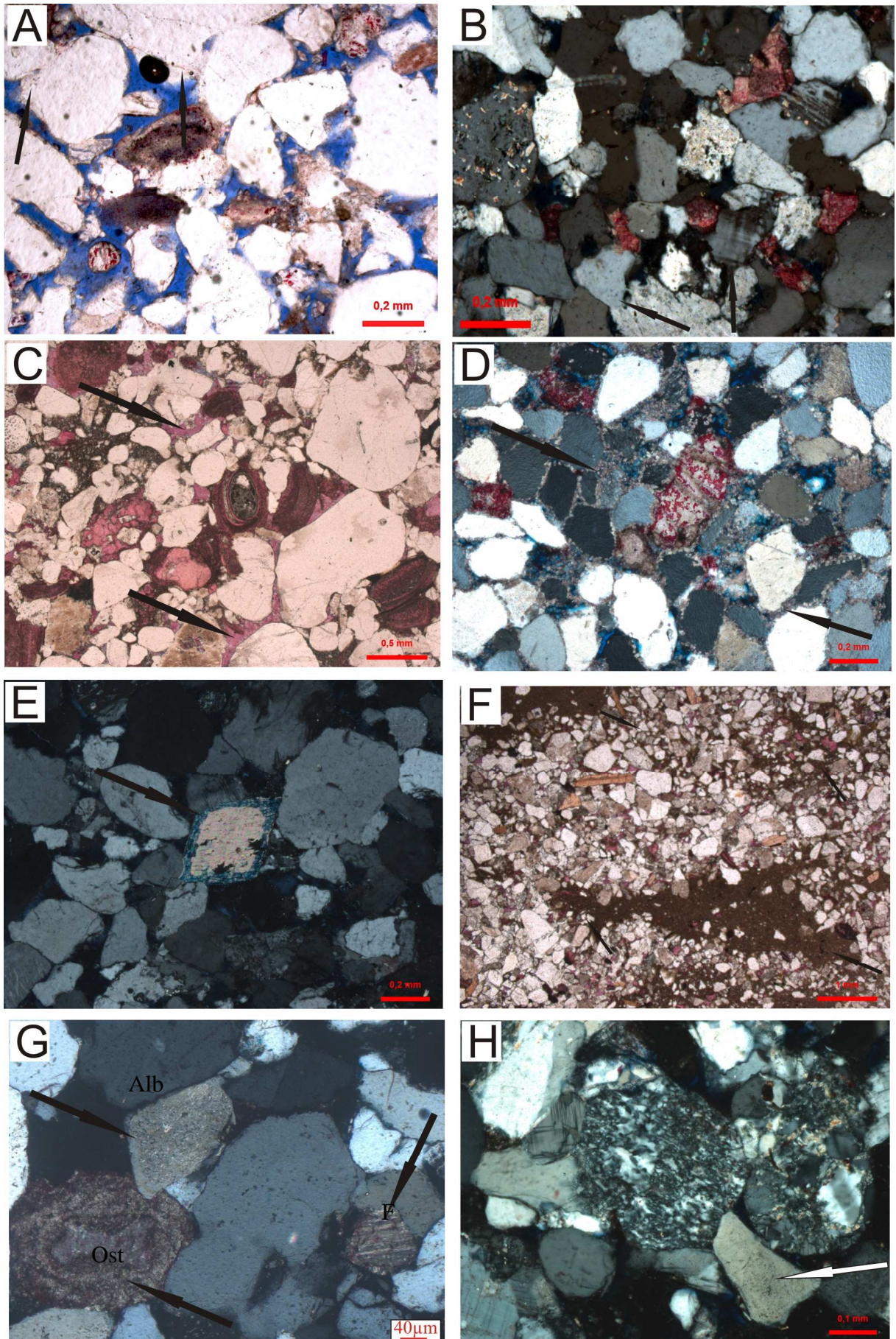


Figura 73: Fotomicrografias mostrando: A= Crescimento de quartzo (FBM 112-1177m pp) ; B= Crescimento de Albite (RCB16 - 1796m px); C= Calcita macrocristalina intergranular preenchendo poro (FBM 22 -1227m pp); D= franjas de dolomita (RI 16 -1331,4m px)

E= Crescimento de dolomita ferrosa sobre grão de dolomita (FBM22 -769m px); F= Pseudomatriz argilosa da compactação de intraclastos lamosos (FBM 112-1000m pp); G=, Calcita macrocristalina substituindo feldspato, oncolito (RCB 11-1793m px); H= fragmentos de meta-siltito e meta-arenito (RCB 11 – 1659m px).

6.3.4 Porosidade

A porosidade observada nas lâminas descritas é principalmente a primária intergranular. Em diversas amostras, a porosidade primária foi reduzida intensamente pela cimentação por quartzo, calcita e dolomita.

A dissolução de constituintes primários tais como feldspatos, bioclastos de ostracodes, oncolitos e outros aloquímicos carbonáticos gerou porosidade secundária móldica ou intragranular (Figura 74).

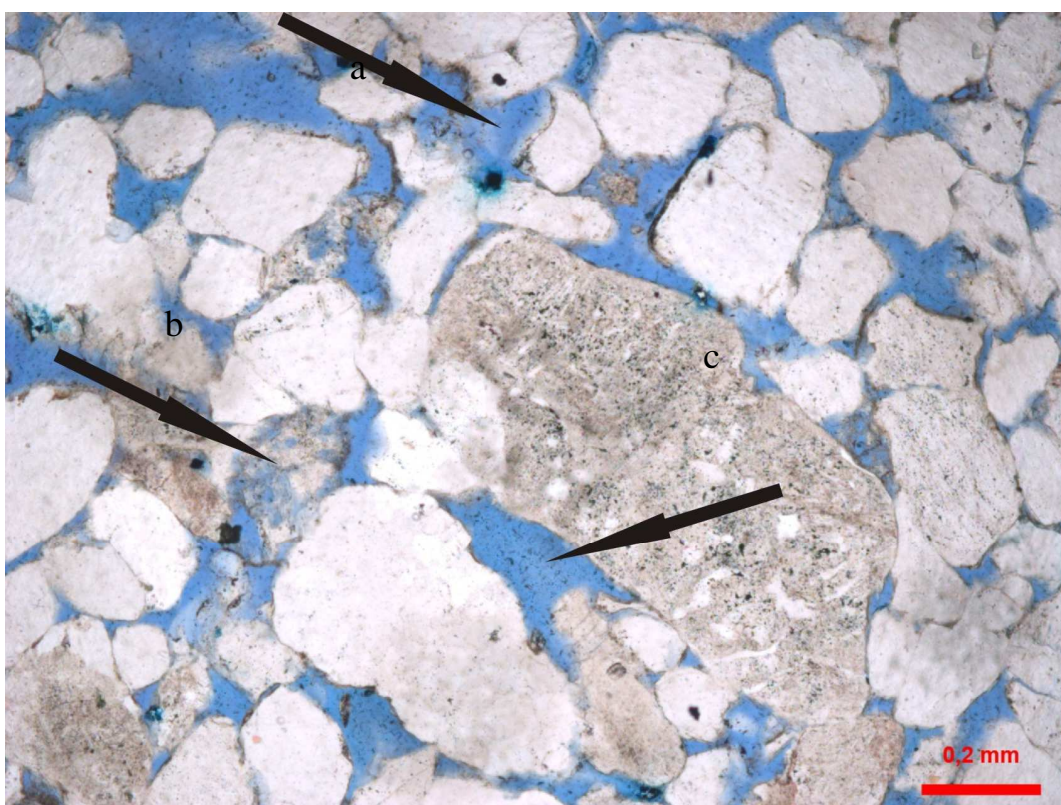


Figura 74: Tipos de porosidade encontrados na Formação Candeias: (a) Porosidade secundária móldica; (b) Porosidade secundária intragranular (dissolução de feldspato) e (c) Porosidade primária intergranular. Fotomicrografia do poço FBM22, 944,7m em luz plano polarizada.

A Tabela 12 sumariza os tipos de porosidade reconhecidos.

	7-FBM-112-BA		7-FBM-22-BA		7-FBM-54-BA		7-RCB-11-BA		7-RCB-16-BA		7-RI-16-BA	
	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II	Seq I	Seq II
	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %	medi as %
Constituintes												
Intergranular	13,0	7,38	6,34	11,6	10,0	11,3	8,16	4,05	17,3	7,25	7,83	9,00
Intragranular dissolução de feldspato	3,25	3,05	1,50	3,08	1,33	2,83	2,00	0,91	1,67	2,25	1,50	0,78
Intragranular dissolução de bioclasto de ostracode	0,33	0,00	0,00	0,00	0,17	0,50	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,67
Intragranular dissolução de bioclasto de oncolito	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Intragranular dissolução de bioclasto de alquímico carbonático	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Móldica	1,33	0,20	0,00	0,92	0,34	0,34	0,34	0,05	0,00	0,34	0,84	1,56
total	17,9	10,6	7,84	15,6	11,8	15,0	11,0	5,05	19,0	9,84	10,2	12,0

Tabela 12: Sumário dos tipos de porosidade reconhecidos, distribuídos por poço e por sequencia sedimentar.

Observar que a dissolução tem papel importante no aumento da porosidade da sequencia I, devido à dissolução dos feldspatos e aloquímicos carbonáticos. A cimentação por quartzo foi importante redutor da porosidade na sequencia I. Crescimentos e substituição de albita nos feldspatos foram importantes na sequencia II.

A figura 75 mostra *plots* da porosidade *versus* a permeabilidade das sequências I e II. Além dos processos de cimentação de carbonatos e quartzo, a redução da porosidade primária deve estar relacionada também à maior compactação da sequencia I. A redução de porosidade primária na sequencia I pode ter sido amenizada pela dissolução dos feldspatos e constituintes carbonáticos, gerando porosidade secundária.

I

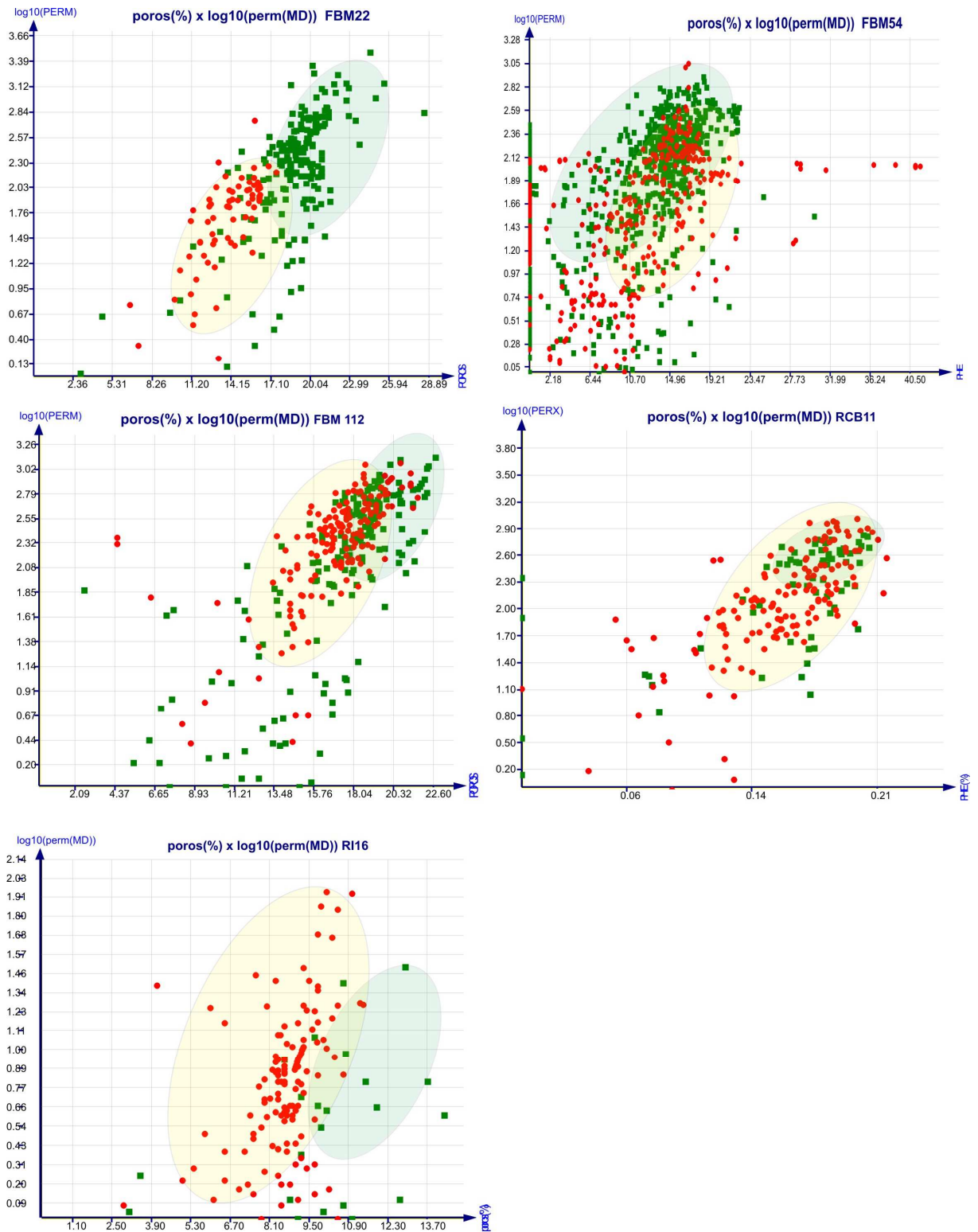


Figura 75: Plots de porosidade no eixo X e permeabilidade em escala logarítmica no eixo Y, mostrando as propriedades petrofísicas das sequencias I e II. A sequencia I está representada pelos pontos verdes, e a sequencia II pelos pontos em vermelho. Observar que a sequencia II possui valores de porosidade e permeabilidade melhores que as rochas da sequencia I.

6.3.5 Petrofácies

As petrofácies foram aqui definidas segundo Ingersoll (1990), levando-se em conta as proporções dos principais constituintes primários.

As petrofácies obtidas através da análise da composição dos arenitos estudados podem ser interpretadas com sentido de inferências quanto à proveniência e reconstrução paleogeográfica.

As amostras foram divididas em sete petrofácies, sumarizadas na Tabela 13, sendo: ArcAlo (Arcóseos com aloquímicos), Arco (Arcóseos), Escam (Escamas de peixe), IntraLam (Intraclastos lamosos), HibriCarb (Híbridos carbonáticos), CarbCris (Grãos carbonáticos cristalinos) e MetaSed (Meta-sedimentares).

Os ArcAlo, são definidos como tendo seus principais constituintes fragmentos de oncolitos, oolitos, pelóides, outros aloquímicos carbonáticos, grãos de quartzo e grãos de feldspato. Estes arenitos ocorrem predominantemente na sequencia S I.

Arco são rochas feldspáticas, predominantemente da sequencia S I.

Escam são rochas com predominância de fragmentos de fosfatos tais como escamas e ossos de peixes. A sequência predominante é a S II.

IntraLam é constituído predominantemente de intraclastos lamosos, grãos de quartzo e feldspato, predominantemente da sequência S II.

HibriCarb são rochas com predomínio dos fragmentos de oncolitos, oolitos, pelóides e outros aloquímicos carbonáticos, predominantemente da sequência SI.

CarbCris são rochas com grande quantidade de grãos de calcita e dolomita monocristalinos, predominantemente na SII.

MetaSed são rochas com predomínio de fragmentos de rocha metamórfica e metassedimentar, frequente na SII.

Código	Petrofácies	Principais constituintes	lâminas	Sequencia
ArcAlo	Arcóseos com aloquímicos	Oncolitos, oolitos, pelóides, outros aloquímicos carbonáticos, quartzo, feldspatos	RCB 11-1793,5 RCB11-1735,4 RI16-1331,4 FBM112- 1193,2 RCB11-1733 RI16-1019 RCB11-1741 FBM54-1184,4 FBM112-1142,6 RCB16-1769,8 FBM112-1777,7 FBM112-1109,1 FBM22-868,1 RCB11- 1789,7	SI
Arco	Arcóseos	Quartzo, feldspatos (siliciclásticos)	RI16-1352 RI16-1289,4 FBM22-1129,7 FBM22-1184,6 RI16-1342,8	SI
Escam	Escama de peixe	Escamas de peixe	RCB11-1719,5	SII
IntraLam	Intraclastos lamosos	Intraclastos lamosos, quartzo e feldspatos	FBM22-730,6 FBM112-1000 FBM112-1157,3 FBM54-907,7 FBM22-807,3	SII
HibriCarb	Híbridos carbonáticos	Oncolitos, oolitos, pelóides, outros aloquímicos carbonáticos	FBM22-1227,3 RCB11-1714,5 RCB16-1819,2 FBM22-1227	SI
CarbCris	Grãos carbonáticos cristalinos	Grãos de calcita e dolomita	RCB16-1798 RI16-1008,9 FBM112-927,3 FBM22-1127,1 FBM54-1132,8 FBM22-806 FBM112-927,3 FBM112-871 FBM22-769	SII
MetaSed	Meta-sedimentares	Fragmentos de rochas metamórficas e metassedimentares	RCB16-1717,2 RCB11-1666,3 FBM22-844,7 RCB11-1659,8 RCB16-1738,2 FBM112-898,4 RCB11-1668 RCB16-1717,2 FBM112-896,1 RCB11-1658,7 FBM112-874,5 FBM54-815,1	SII

Tabela 13: Petrofácies definidas para a Formação Candeias na região em estudo.

As figuras 76 e 77 a seguir resumem as petrofácies e seus constituintes característicos. As fotomicrografias foram tiradas com luz plano-polarizada (pp) e polarizadores cruzados (px).

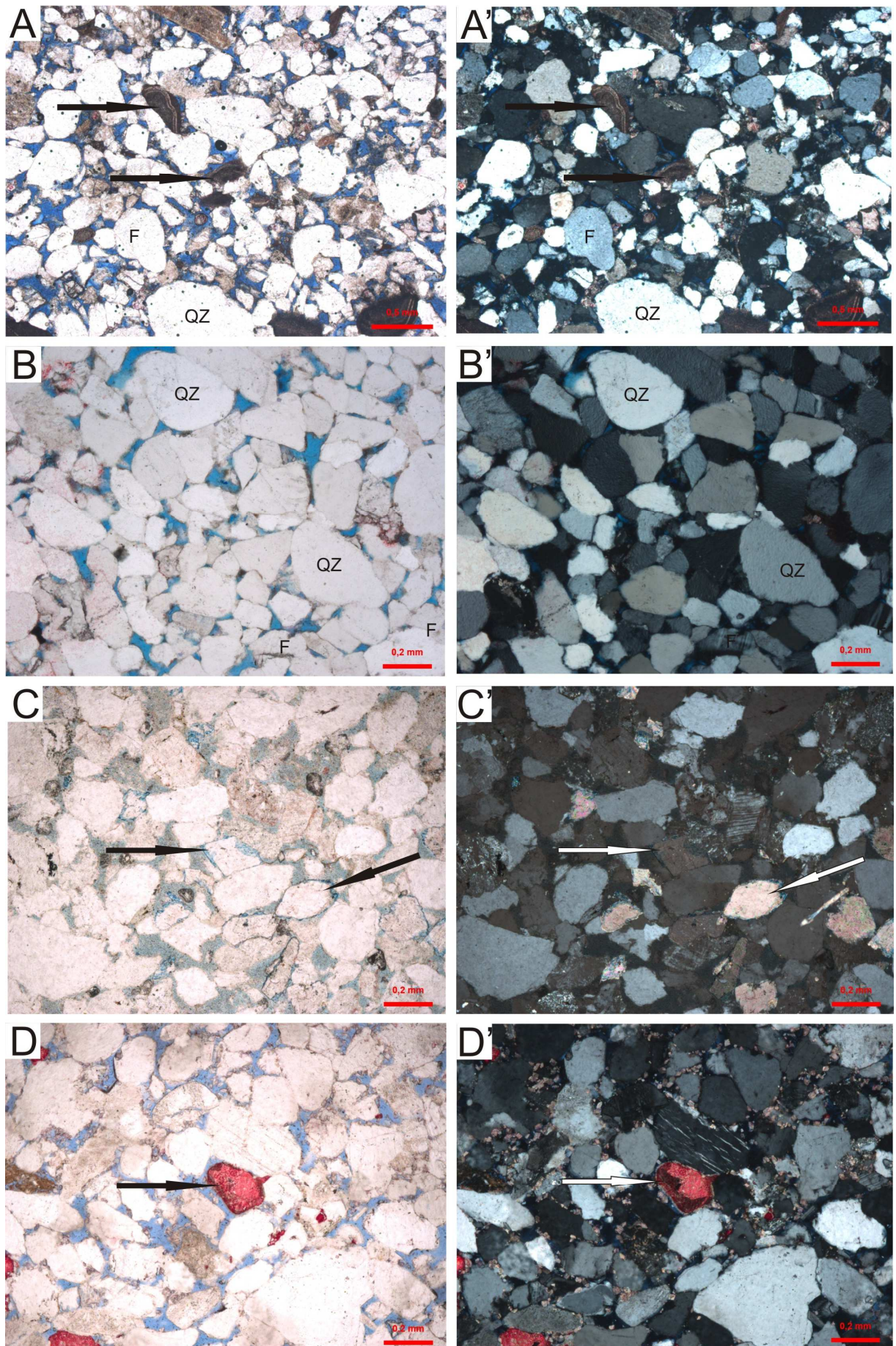


Figura 76: Petrofacies. Onde : A = Arco, B = Arco, C e D = Carbris, sendo C cristais de dolomita e D cristais de calcita. A, B, C e D são fotomicrografias a luz pp e A', B', C' e D' são fotomicrografias a luz px. A=FBM 112-1177m; B=RI 16-1283m; C=FBM 112-927,3m; D=FBM 22-1127m.

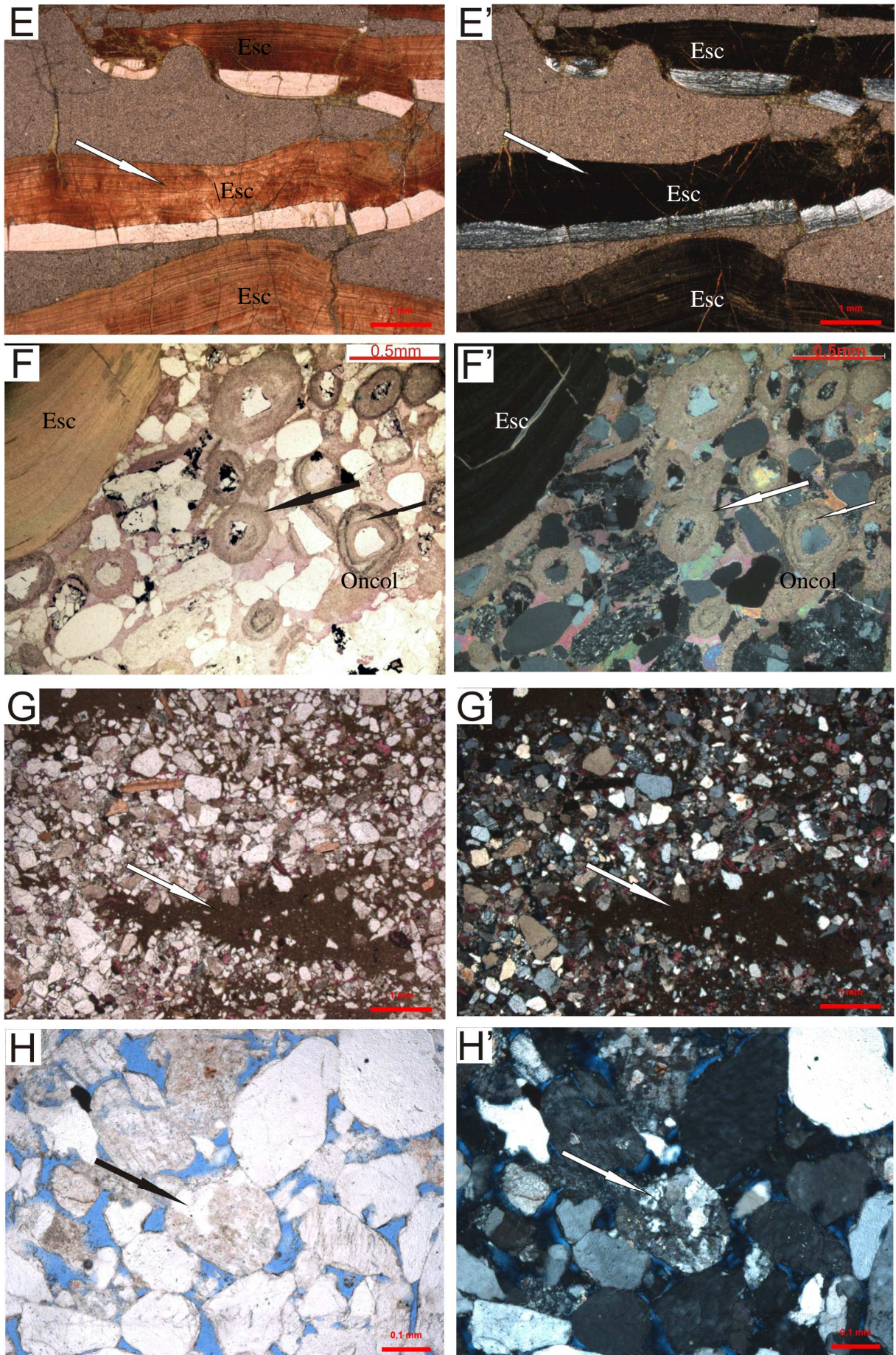


Figura 77: Petrofácies dos arenitos da Formação Candeias da área em estudo. Onde : E=Esc, F=hibricarb, G=Intralam, H=Metased. E, F, G e H são fotomicrografias a luz pp e E',F', G' e H' são fotomicrografias a luz px. E=RCB 11-1719m; F=RCB 11-1714,5m; G=FBM 112-1000m; H= FBM 112-896m.

6.4 PALINOLOGIA E GEOQUÍMICA ORGÂNICA

A análise de palinofácies revelou abundância nos seguintes grupos de matéria orgânica: matéria orgânica amorfa (MOA), membrana (matéria orgânica de coloração caramelo em formas de placas translúcidas), fitoclastos não-opacos e palinomorfos.

A ocorrência de fitoclastos e esporomorfos sugere a efetividade de influxo fluvial devido à resposta da paleogeografia e regime paleoclimático. A ocorrência de membranas (provavelmente fragmentos de conchostráceos) apresenta a maior abundância relativa nos intervalos mais pobres (menores percentuais de COT) e uma correlação inversa com a abundância de matéria orgânica amorfa (MOA) como pode se observado na tabela 14 e figuras 78 e 79.

Essas observações sugerem que a correlação negativa entre a abundância relativa de MOA e membrana é uma resposta à disponibilidade de oxigênio. Sabendo que estes depósitos foram depositados num ambiente lacustre, essa variação indica provavelmente um aumento da lâmina d'água que favorece a preservação da matéria orgânica no fundo do lago mais depletado em oxigênio nos intervalos onde observa-se os picos de MOA associados aos de picos de COT. O alto percentual de MOA pode indicar também condições mais redutoras do paleoambiente, baixa energia, pouca circulação de águas oxigenadas ou apresentar coluna d'água estratificada.

Portanto, a SIM interpretada nas duas sequencias correspondem às maiores lamina d'água, progressivamente sendo raseadas para o topo, como sugere os fragmentos de MOA e de membranas de conchostráceos.

Os resultados obtidos na análise de Palinofácies mostram uma maior abundância do grupo Fitoclasto nas amostras em direção ao topo dos poços, ou seja, indicando um aumento do fluxo terrígeno e conseqüentemente, uma diminuição do grupo MOA.

O elevado percentual dos fitoclastos não-opacos pode indicar condições mais oxidantes, de alta energia e baixa preservação da matéria orgânica

A baixa ocorrência de membranas e aumento do COT pode estar relacionada à disponibilidade de oxigênio, sugerindo um aumento da lâmina d'água.

A figura 78 a seguir mostra a distribuição dos resultados das palinofácies nos três poços estudados. Notar que a maioria dos pontos caem nos campos de Fitoclastos e MOA. As sequencias deposicionais estão representadas em verde pela sequencia I e em amarelo a sequencia II. Notar que a distribuição da maioria dos pontos verdes cai no campo de maior MOA e a maior parte dos pontos amarelos caem no campo dos fitoclastos. Isso indica que A

sequencia I possui maiores índices de MOA, ou seja, teria um aumento na lamina d'água, sugerindo ser mais distal, e a sequencia II com maiores índices de fitoclastos, sugere uma maior influencia de influxo fluvial direto, podendo ser interpretada como proximal.

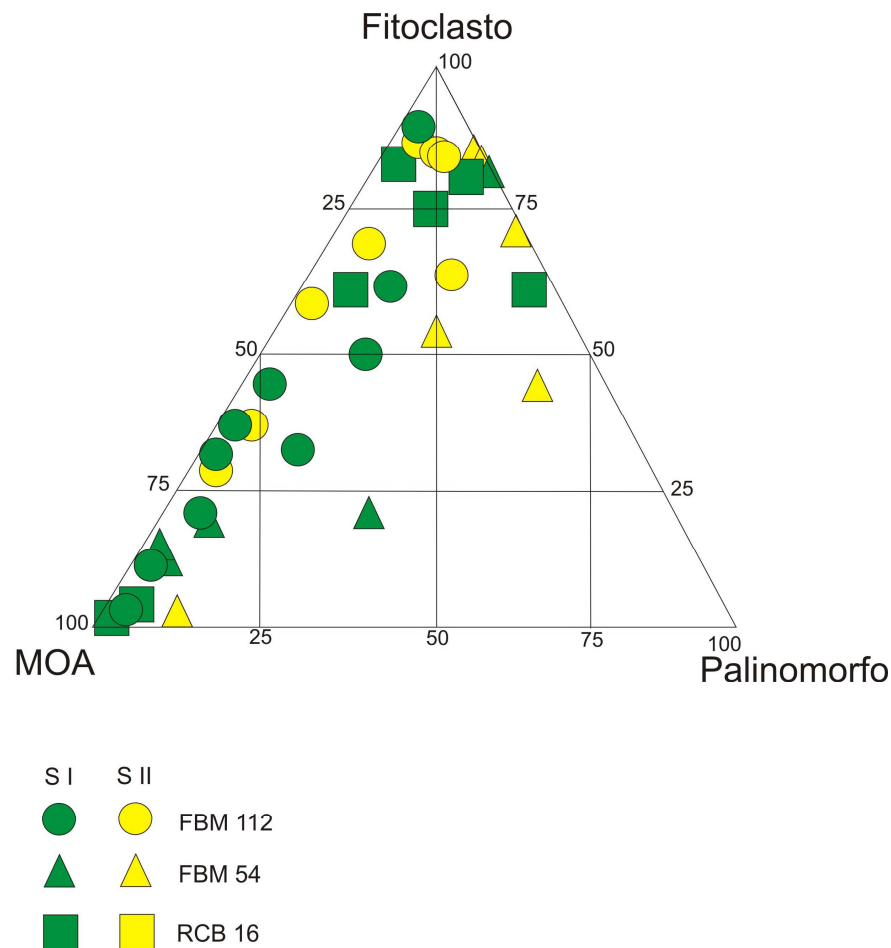


Figura 78: Distribuição dos resultados de palinofácies dos três poços estudados (FBM112, FBM54 e RCB 16) em diagrama ternário Fitoclastos, Moa e Palinomorfos. Observar que a distribuição se concentra nos campos de MOA e Fitoclastos. Em verde sequencia I e amarelo sequencia II.

Estes dados devem ser interpretados levando-se em consideração o tipo de depósito que está sendo estudado. No caso de depósitos turbidíticos é sabido que estes estão relacionados diretamente com a rocha fonte, ou seja, reflexo direto da paleogeografia. Portanto o conceito de proximal e distal aqui deve ser assim interpretado.

A seguir são apresentados os resultados obtidos discriminados para todos os índices. Como o campo de Riacho da Barra é muito mais profundo, não foi possível correlacionar na mesma escala por profundidade, somente lateralmente. O campo de Fazenda Bálsamo, foi

possível correlacionar os dois poços e interpretar as principais superfícies estratigráficas, como mostra a figura 79.

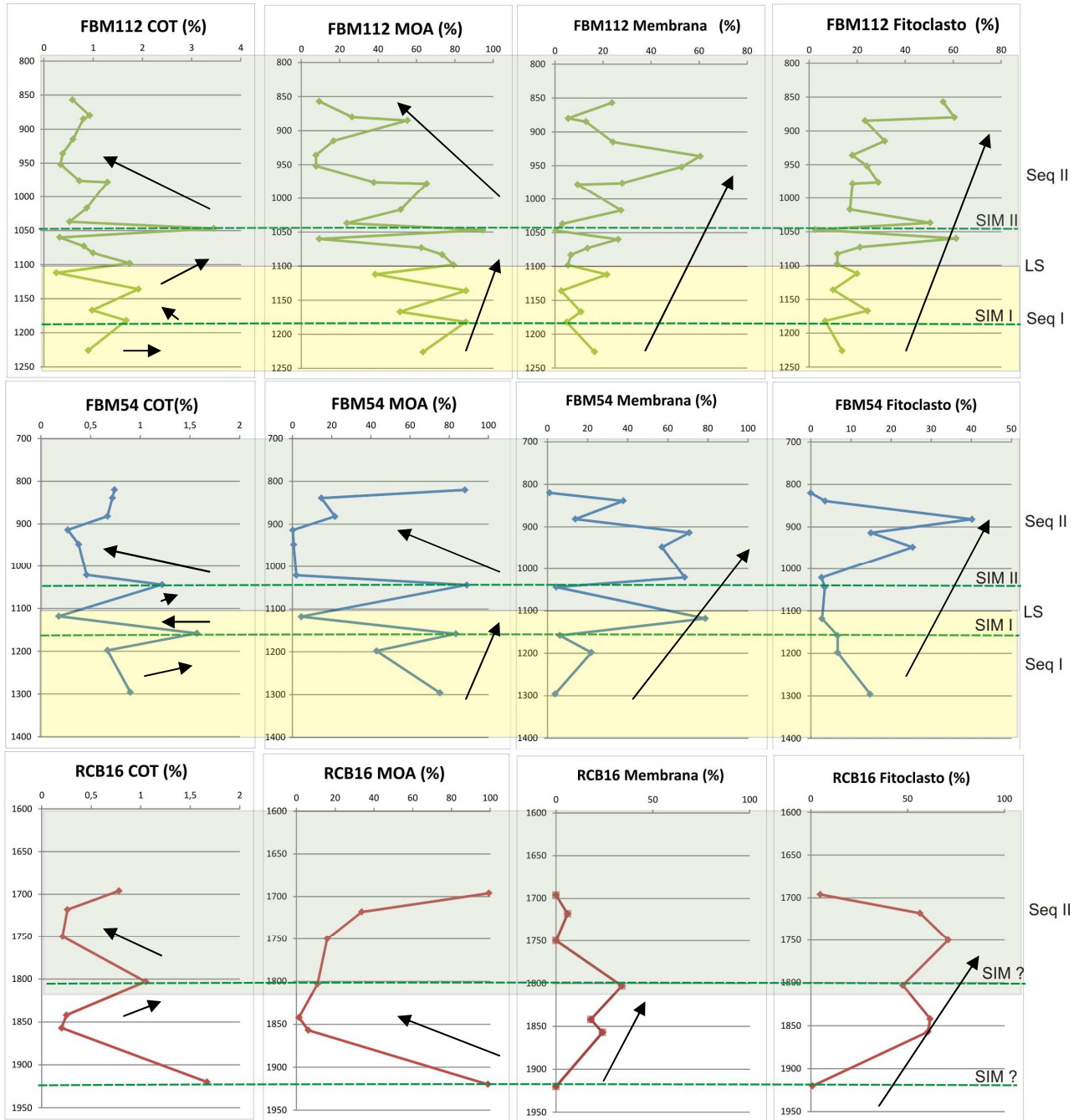


Figura 79: Correlação dos resultados obtidos com a análise de palinofácies para os poços FBM-54, FBM-112 e RCB-16. Observar a melhor correlação no campo de FBM.

Observar um aumento para o topo nos três poços dos fitoclastos, isso pode ser interpretado como um constante raseamento, ou que as rochas fonte estão mais próximas. Outro aumento constante para o topo é o aumento de membrana, que também pode ser interpretado como a origem dos sedimentos ser cada vez mais continental.

Os índices de COT e MOA variam em alta escala, podendo inclusive definir maiores ordens de estratigrafia de sequências. Os altos picos de COT coincidem com as duas SIM interpretadas a partir dos dados de perfis de poços, corroborando com os dados estratigráficos e constatando que pertencem as maiores laminais d'água dentro da formação Candeias.

A figura 80 é a sobreposição e ajuste dos três poços para cada índice de palinofácies estudado, a fim de reconhecer padrões de comportamento e ajudar na correlação entre poços.

A tabela 14 mostra os resultados obtidos na análise de palinofácies aqui apresentados.

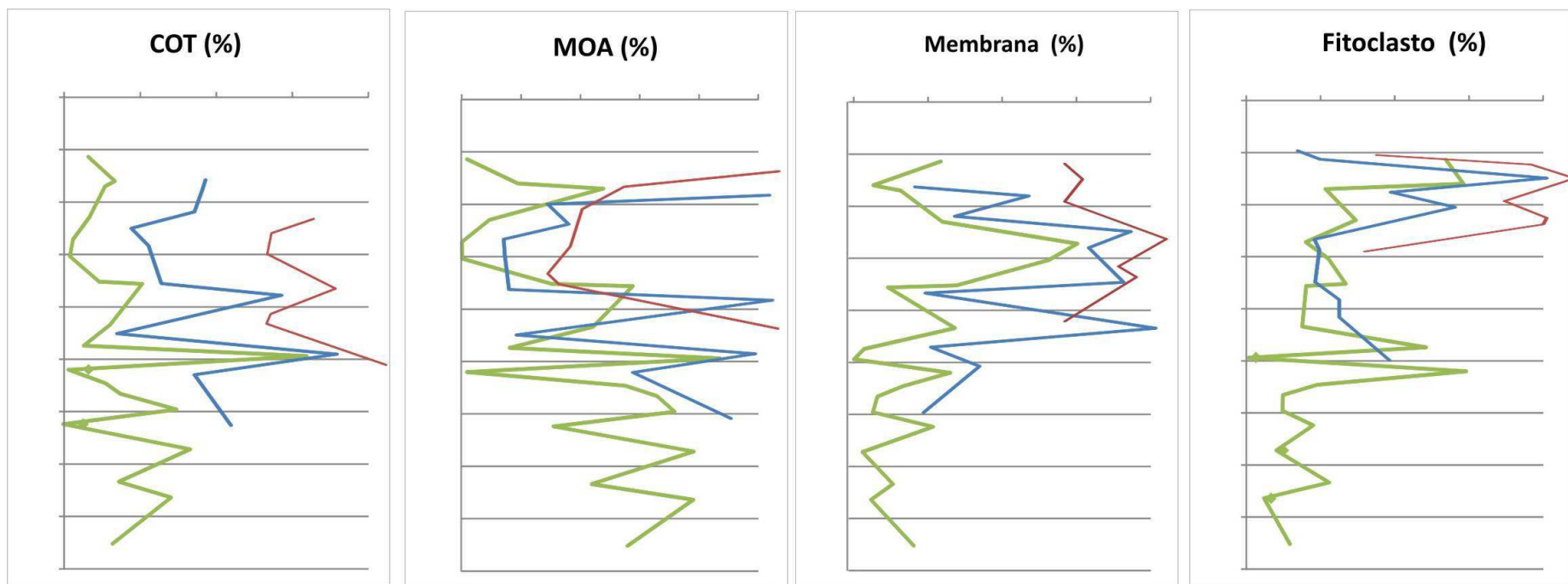


Figura 80: Sobreposição e ajuste dos três poços para cada índice de palinofácies estudado, a fim de reconhecer padrões de comportamento e ajudar na correlação entre poços. As curvas em Verde são o poço FBM-112, As azuis o poço FBM-54 e a Vermelha o poço RCB-16. Note que o poço RCB 16 correlaciona com a parte superior em ambos os poços.

Palinomorfos FBM-112									
Prof. medida (m)	tipo	Marc o	COT (%)	MOA %	Membrana conchostráceos (%)	FNOP *	PAL *	S2 (mg HC/g Rocha)	IH (mg HC/gCOT)
857	testemunho	51	0,58	9,3	23,7	55,8	5,1	0,39	67
880	testemunho	51A	0,93	26,4	5,5	60,5	6,7	0,99	106
885	testemunho	52	0,8	55,3	12,9	23,3	6,5	0,93	117
915	testemunho	53	0,59	16,8	24,1	31,5	21,5	0,51	87
936	testemunho	53A	0,38	7,6	60,5	18	9,9	x	x
952	testemunho	54	0,34	7,7	52,7	24,1	10,8	x	x
976	testemunho	54i	0,72	37,8	28	28,8	4,3	0,72	101
978	testemunho	54ii	1,29	65,3	9,4	18,1	5,4	3,28	254
1017	testemunho	54a	0,87	51,8	27,5	17	2,5	1,2	138
1037	testemunho	54b	0,52	23,7	3,1	50,4	15,5	0,4	76
1047	testemunho	55	3,45	94,5	0,3	2,6	2,3	19,19	556
1060	testemunho	55i	0,32	9,3	26,3	61,2	1,3	x	x
1073	testemunho	55ii	0,81	62,6	13,5	21,2	1,5	1,05	129
1083	testemunho	55A	1	73,4	6,6	11,8	6,3	1,62	162
1098	testemunho	55B	1,74	79,3	5,4	11,7	1,8	4,89	281
1112	testemunho	56	0,25	38,5	21,6	20	12,8	x	x
1136	testemunho	56A	1,92	85,8	2,6	10	1,6	6,12	319
1167	testemunho	57	0,98	51,4	10,8	24,3	12,3	1,77	181
1182	testemunho	57i	1,67	85,7	4,9	6,7	0,6	7,23	432
1226	testemunho	58A	0,9	63,4	16,4	13,7	3,6	2,41	269
Palinomorfos FBM-54									
Prof. medida (m)	tipo	Marc o	COT (%)	MOA %	Membrana conchostraceo (%)	FNOP *	PAL *	S2 (mg HC/g Rocha)	IH (mg HC/gCOT)
820	Testemunho	50A	0,74	88	1,1	0	10,9	2,13	287
839	Testemunho	51	0,72	14,8	37,8	3,6	43,8	0,74	102
882	Testemunho	52	0,67	21,7	13,9	40,2	24,1	0,69	103
914	Testemunho	53	0,27	0,2	70,7	15	14	x	x
948	Testemunho	54	0,38	0,6	57,1	25,4	16,9	x	x
1021	Testemunho	54A	0,46	2	68,4	2,7	27	x	x
1044	Calha Pontual	55	1,22	89	4,4	3,5	3,2	2,31	189
1118	Testemunho	56	0,18	4,5	78,7	2,8	14	x	x
1158	Testemunho	57	1,57	83,4	6,2	6,7	3,7	7	447
1198	Testemunho	57A	0,67	42,9	21,9	6,7	28,4	0,91	137
1296	Calha Intervalar	58	0,9	75,3	3,8	14,8	6	2,54	282
Palinomorfos RCB-16									
Prof. medida (m)	tipo	Marc o	COT (%)	MOA %	Membrana conchostraceo (%)	FNOP *	PAL *	S2 (mg HC/g Rocha)	IH (mg HC/gCOT)
1696	calha intervalar	Seq3	0,78	99,3	0	4,9	1,8	1,79	229
1718	testemunho	SIM?	0,26	33,7	6	56,4	8,9	x	x
1750	testemunho	Seq2 ?	0,21	15,9	0	71	11	x	x
1803	testemunho	Seq2 ?	1,05	10,9	34	47,5	2,3	2,43	242
1842	testemunho	M58?	0,25	1,3	18	61,6	37,1	x	x
1857	testemunho	M58?	0,2	6,1	24	60,5	13,3	x	x
1920	calha pontual	Tauá	1,67	98,8	0	0,9	0,3	5,71	342

Tabela14: Resultados das análises de geoquímica e palinomorfos para os poços FBM-112, FBM-54 e RCB-16.

Onde:**S2**= Potencial gerador**IH**- Índice de hidrogênio**COT**= carbono orgânico total**MOA**= Matéria orgânica amorfa**FNOP***= Fitoclasto não opaco total**PAL***= Palinomorfos totais predominantemente representado por esporomorfos

Assim, os valores obtidos de COT confirmam o potencial gerador para os folhelhos, da Formação Candeias, indicando inclusive, superfícies com um maior concentração de MOA, possibilitando a interpretação de um paleoambiente e melhor posicionamento da SIM na seção de correlação, com a exceção do poço RCB 16 que não apresenta índices claros, podendo estar segundo a figura 82 totalmente incluído na sequência I.

A figura 81 a seguir mostra os principais grupos estudados, com suas principais características. As fotomicrografias foram tiradas a luz plano polarizada (ver anexo II as fotomicrografias dos poços estudados). De A até M, varia de distal para mais proximal respectivamente. Os fitoclastos mais bioestruturados estariam nas regiões mais distais e as membranas nas mais proximais. De novo corroborando com a estratigrafia, indicando que a Sequência I estaria mais profunda, e a sequência II mais rasa (ou com sedimentos provenientes de sistemas mais distais ou proximais respectivamente).



Figura 81: Principais Palinofácies encontradas na Formação Candeias na área de estudo. A= Matéria Orgânica Amorfa (FBM112 - 1047m); B, C, D, E, F= Fitoclasto não opaco bioestruturado (B, C, D= RCB16 - 1750m; E, F= FBM54 - 1021m); G, H, I, J= Fitoclasto não opaco em membrana conchostraceo (G= FBM112 - 1037m, H=FBM112 - 1017m; I= FBM112 - 936m, J=FBM54 - 948m); L, M = Esporomorfo de Esporo - L=FBM112 - 1112m, M= FBM112 - 978m. Fotomicrografias a luz plano polarizada.

6.5 CALCIMETRIA

A aplicação de calcimetria ao campo de Riacho da Barra foi devida às dúvidas quanto à correlação deste campo com os demais campos.

Usando 20 amostras de testemunho e calha de arenitos e pelitos (Tabela 15), foi possível estabelecer uma razoável correlação entre os poços RCB-16 e FBM-54, identificando as principais superfícies estratigráficas, conforme mostra a figura 82.

O resultado deu uma maior segurança às correlações estratigráficas do campo de Riacho da Barra, permitindo confirmar ou reposicionar as superfícies estratigráficas após a correlação e ajuste, conforme a figura 83 mostra.

Poço:	Tipo	CaCO ₃ (%)	Profundidade medida (m)
FBM-54	testemunho	22,315	820,00
FBM-54	testemunho	9,650	839,00
FBM-54	testemunho	25,933	882,00
FBM-54	testemunho	10,253	914,00
FBM-54	testemunho	12,665	948,00
FBM-54	testemunho	13,268	1021,00
FBM-54	testemunho	15,078	1118,00
FBM-54	testemunho	30,758	1158,00
FBM-54	testemunho	19,299	1198,00
FBM-54	Calha	15,078	1044,00
FBM-54	Calha	67,547	1275,00
FBM-54	Calha Composta	36,789	1296,00
RCB-16	testemunho	6,031	1662,00
RCB-16	testemunho	7,840	1718,00
RCB-16	testemunho	9,650	1857,00
RCB-16	testemunho	12,062	1803,00
RCB-16	testemunho	12,665	1842,00
RCB-16	testemunho	13,871	1692,00
RCB-16	testemunho	19,902	1750,00
RCB-16	testemunho	35,583	1920,00

Tabela 15: Resultado das análises de calcimetria para os poços FBM-54 e RCB-16.

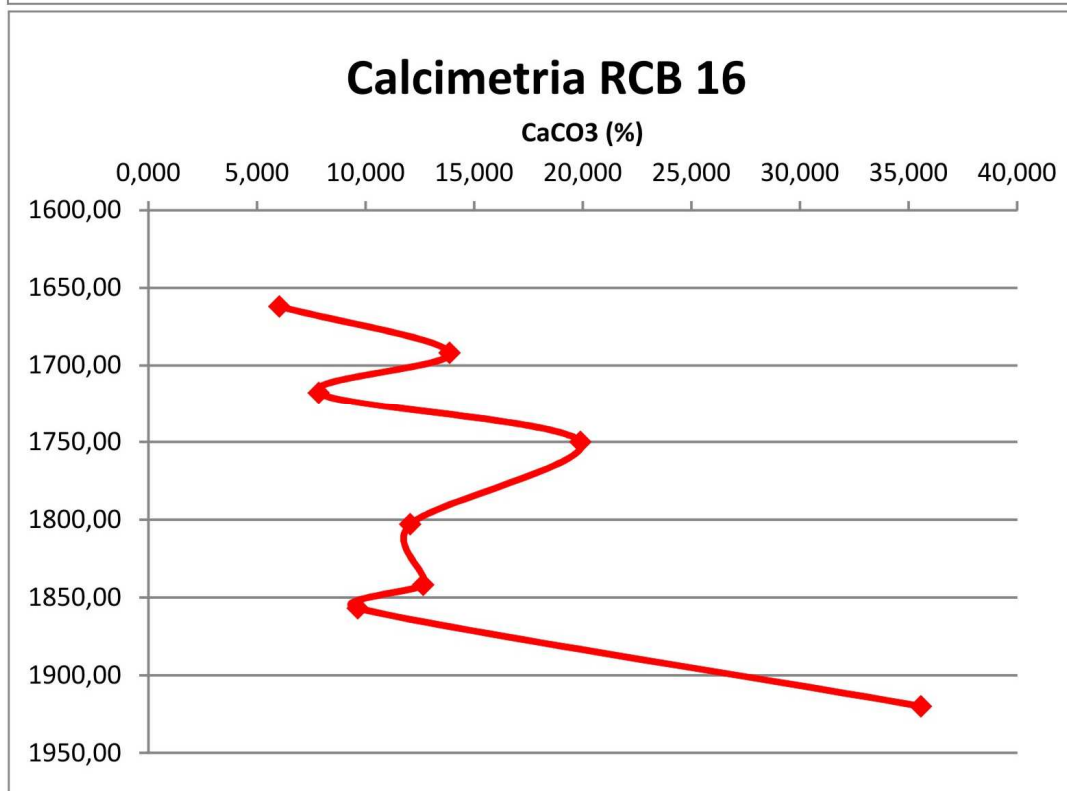
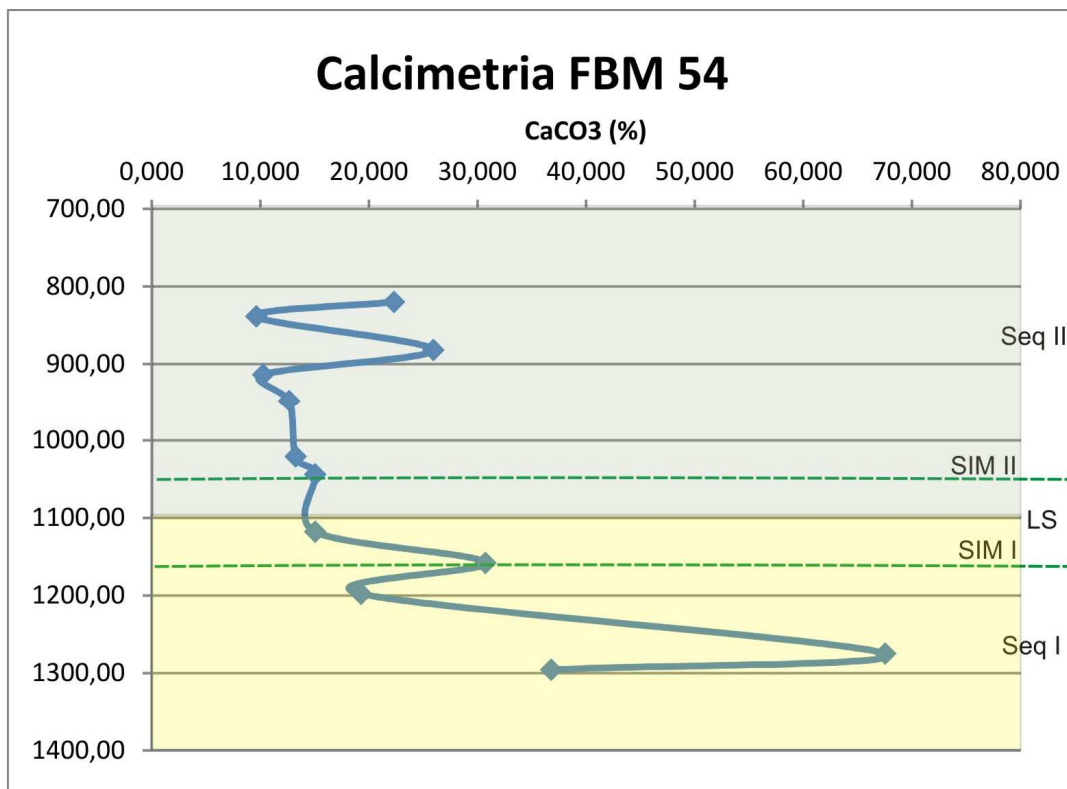


Figura 82: Resultado das análises de calcimetria dos poços FBM 54 e RCB 16.

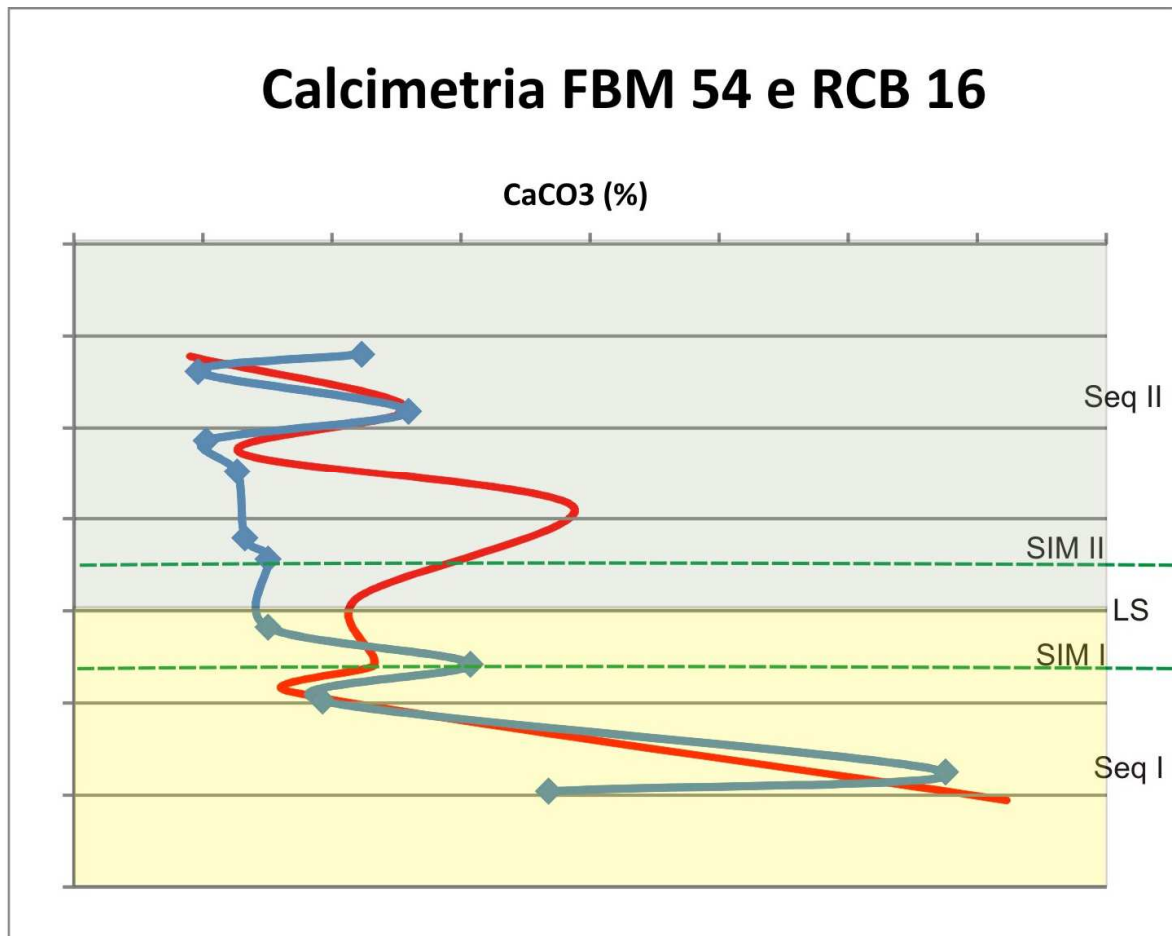


Figura 83: Sobreposição e ajuste das curvas para melhor correlação. A curva em azul é o poço FBM 54 e a vermelha o RCB 16. Tomando como base de referencia a linha azul de FBM, a linha vermelha foi ajustada para entender melhor a correlação em ambos os poços.

Assim, o poço RCB 16 foi correlacionado com as superfícies estratigráficas dos demais poços estudados, o que coincidiu com as previamente traçadas com o apoio da sísmica e perfis de poço.

6.6 MINERAIS PESADOS

A assembleia de minerais pesados mostra aqui a influência da diagênese, através da dissolução seletiva dos minerais mais instáveis. Seis espécies dominam a assembleia sendo em ordem de abundância: granadas, apatita, turmalina, zircão, rutilo e hornblenda. A Monazita aparece de forma secundária (menor que 1%).

O resultado da análise convencional de minerais pesados revelou uma grande quantidade de Granadas (71%) como constituinte mineralógico principal desta assembleia, principalmente piralspitas (piropo, almandina e espessartita) de tonalidade rosa claro, com e sem inclusões, com habito granular e acicular/prismático, e também granadas vermelhas com e sem inclusões.

O segundo mineral pesado que mais ocorre é a apatita (10,8%), de habito euédrico, prismático longo e curto, de forma sub-angulosa e angulosa, e bem arredondada.

A turmalina (6,39%) possui coloração preta azulada e Turmalina de coloração marrom esverdeada, ambas são arredondadas, sub-arredondadas e angulosas.

O zircão (6%) ocorre sob o habito euédrico, prismático longo e curto, sob a forma arredondada, sub-arredondada e angulosa.

O rutilo (1,6%) possui coloração marrom amarelada, e vermelha com o habito prismático curto e longo, podendo ocorrer arredondado, sub-arredondados e anguloso.

A hornblenda, (1,1%) e a Monazita (0,18%), ocorrem em menor quantidade com a coloração marrom, sendo sub-arredondada e angulosa.

Também ocorrem minerais secundários num total de 1,9%, constituídos por cianita, silimanita, olivina, andaluzita, clorita e espinélio verde.

Analisando os resultados, pode-se interpretar que estes arenitos sofreram um rápido processo de transporte e deposição, típico de depósitos provenientes de fluxos gravitacionais e correntes de turbidez, pois estes podem transportar sedimentos por longas distâncias em curto espaço de tempo, sem praticamente provocar alteração dos minerais.

As características texturais de alguns minerais, especialmente apatita e turmalina, sugerem pouca abrasão causada pelo transporte, portanto, um curto transporte subaéreo, indicando uma proximidade entre a rocha fonte e a deposição (erosão de leques aluviais ou rochas plutônicas e metamórficas *in situ*) sendo isto antes destes minerais serem incorporados aos fluxos gravitacionais ou correntes de turbidez que deram origem aos arenitos estudados.

O piropo é um mineral encontrado em rocha vulcânica e em depósitos aluviais. A almandita é um mineral comum em rochas metamórficas em xistos, gnaisses e pegmatitos. A espessartita é comum a Rochas metamórficas e pegmatitos.

A turmalina é normalmente encontrada em pegmatitos graníticos, gnaisses e granitos. O rutilo é comum em rochas ígneas alteradas, gnaisses e xistos. A Apatita é um mineral muito comum, presente em quase todos os tipos de rochas.

O zircão é um mineral acessório bastante comum em grande variedade de rochas ígneas e metamórficas ácidas e devido às suas propriedades físicas e resistência química, é um encontrado em quase todas as rochas sedimentares siliciclásticas.

A figura 84 mostra uma relação dos dados obtidos com a análise convencional de minerais pesados e as sequências estratigráficas interpretadas. Esta figura mostram os índices obtidos através das análises dos minerais pesados, tais como GZi, ATi, RZi, Ti + Zircão, ZTr e ARi. Notar que os poços FBM 112, FBM 54 e RI 16 se correlacionam muito bem, com trends indicando variações nestes índices ao longo da profundidade, indicando diferenças de proveniência entre as sequencias I e II, e uma correlação de estratigrafia de sequencias de alta resolução.

Porem os poços RCB 16 e RCB 11 se com os demais poços apenas em parte, o que pode indicar uma proveniência diferente dos demais poços ou que as amostras foram insuficientes, pois apenas três amostras foram feitas no RCB 11 e quatro amostras no RCB 16, devido à indisponibilidade de material (intervalos de correlação não testemunhados e amostra de calha insuficiente).

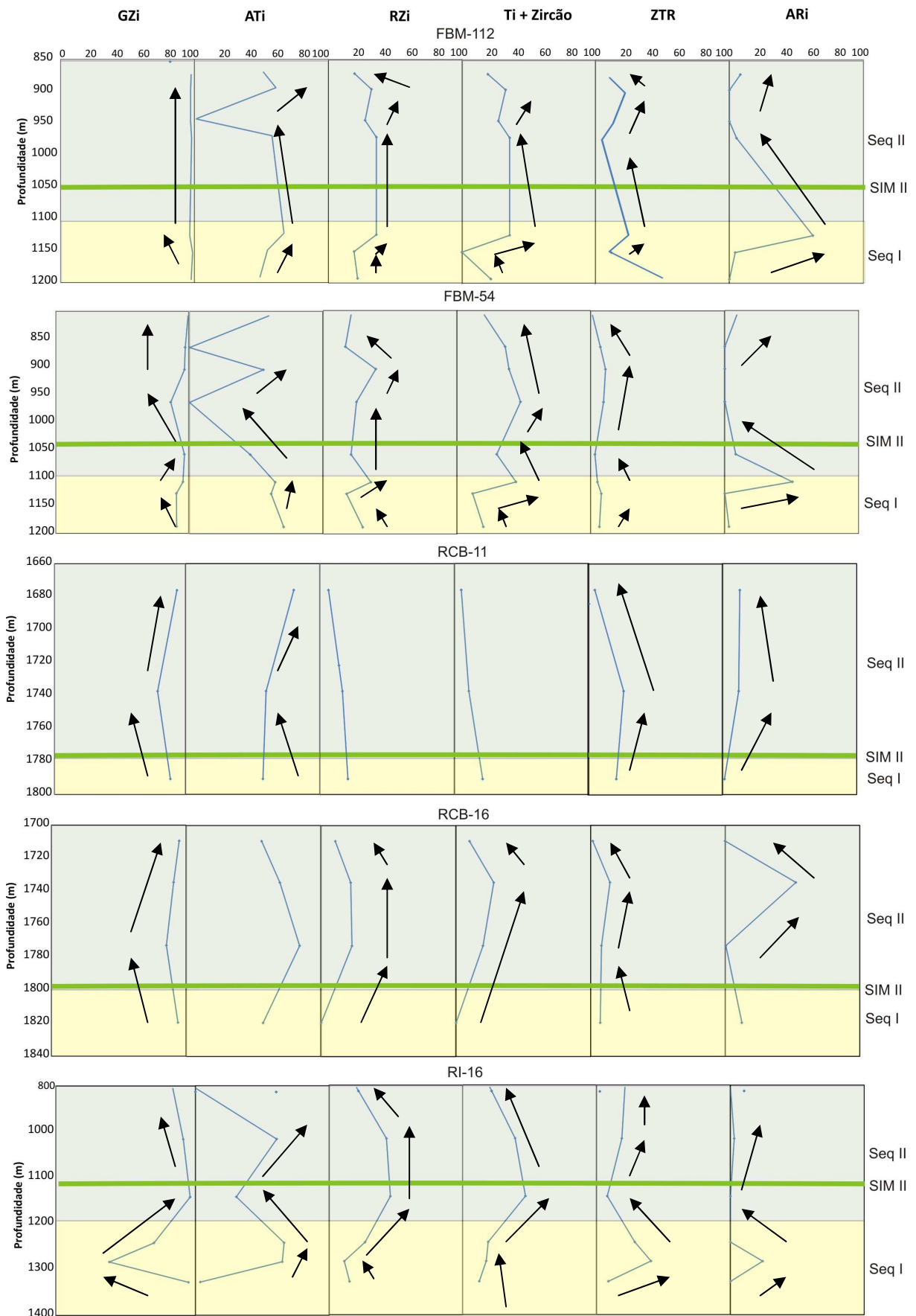


Figura 84: Índices GZi, ATi, RZi, Ti + Zircão, ZTr e ARi, obtidos através da análise dos minerais pesados para os poços FBM 112, FBM 54, RCB 11, RCB 16 e RI 16, e sua correlação através de trends e sequencias estratigráficas.

No Anexo III são exibidos os valores obtidos através das análises dos minerais pesados para cada poço estudado.

A tabela 16 mostra as médias dos índices GZi, ATi, RZi, Ti + Zircão, ZTr e ARi. Para os poços estudados, divididas entre Sequencias estratigráficas, sendo a sequencia I em verde e sequência II e amarelo. Notar a diferença nos valores destes índices principalmente nos índices de ARi, ZTr, ATi e Ti + Zircão.

FBM-54	GZi	ATi	RZi	Ti + Zircão	Ari	ZTR
Amostras 8 9 10 11 12	95,5	32,1	24,3	34,8	5,68*	6,4
Amostras 13 14 15	92,5	65,4	27,4	25,48	17,8	6,3
FBM-112	GZi	ATi	RZi	Ti + Zircão	Ari	ZTR
Amostras 1 2 3 4	98	41,7	28,6	28,7	4,5*	4,5
Amostras 5 6 7	98,2	55,7	25,4	19,1	22,2	8,9
RCB-11	GZi	ATi	RZi	Ti + Zircão	Ari	ZTR
Amostras 16 17	86	70,3	11,66	7,82	12,54	15,26
Amostras 18	88,4	57,66	20,93	20,93	1,56	20,5
RCB-16	GZi	ATi	RZi	Ti + Zircão	Ari	ZTR
Amostras 19 20 21	90,14	70	18,4	19,3	17,7	8,01
Amostras 22	94,03	57,14	0	0	12,5	7,14
RI-16	GZi	ATi	RZi	Ti + Zircão	Ari	ZTR
Amostras 23 24 25	90,4	30,3	36,5	35,5	1,41*	16,11
Amostras 26 27 28	67,9	44,8	17,9	16,4	8	26,1
*ARi calculado com base em duas das três amostras						

Tabela 16: Médias dos índices de minerais pesados enumerados por poço e por sequencia. Em amarelo sequencia II e em verde sequencia I.

O índice ZTR é baixo nos poços de FBM 54, FBM 112 e RCB 16 e alto nos poços RCB 11 e RI 16, variando bastante com a profundidade na sequêcia I e não varia com a profundidade na sequencia II. Isto pode significar que na Sequencia I houve participação de rochas sedimentares na área fonte (reciclagem) e na sequencia II não existem grandes variações com a profundidade, indicando que não houve reciclagem e que os processos de erosão agiram sobre fontes primárias.

O índice GZi é alto em todos os poços e mostra bastante variação com a profundidade apenas no poço RI 16. Estes valores altos podem indicar maior contribuição de rochas metamórficas como rochas fonte.

O índice ATi em geral é alto (>45%) sequencia II e baixos (<45%) na sequencia I em todos os poços, exceto para o campo de RCB que ocorre o inverso. Isso significa que para a sequencia II (exceto para o campo de RCB) a erosão do sedimento era maior que o

intemperismo, provavelmente decorrente do relevo íngreme, derivado do rápido e constante soerguimento, ou também pode ser interpretado a um clima árido, com chuvas torrenciais. O pico tendendo a zero na sequência II pode indicar rocha fonte intemperizada. A variação em alta frequência deste índice sugere a proveniência destes sedimentos diretamente a partir de um sistema de leques aluviais, sem retrabalhamento, ou fluviais bastante próximos à área fonte.

7. DISCUSSÃO

7.1 PROVENIÊNCIA

Um dos objetivos desse estudo foi tentar identificar a proveniência dos arenitos. A Formação Candeias não aflora no Compartimento Nordeste, logo, não são conhecidos padrões de paleocorrentes.

A composição original dos arenitos plotada no diagrama de Dickinson (1985) indica um modo continental transicional para a grande maioria das amostras (Figura 85). Algumas amostras caem no campo da reciclagem orogênica e misto. Podemos então interpretar que as amostras têm proveniência relativa a um bloco continental com alguma influência de terrenos orogênicos reciclados. Separando por sequencias, a maioria das amostras da sequencia I (em azul na figura 85) mostram proveniência de bloco continental, enquanto a maioria das amostras da sequencia II (em vermelho) mostram influência orogênica reciclada (DICKINSON, 1985). A tabela 17 descreve os tipos de proveniência e os ambientes tectônicos associados.

Tipo de Proveniência	Ambiente tectônico	Composição das areias geradas
Cráton estável	Intracontinental ou plataforma passiva	Areias quartzosas com altas razões de Qm/Qp e K/P
Soerguimento do embasamento	Rifte ou ruptura transformante	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) pobres em Lt e Qp, similares à área fonte.
Arco magmático	Arco de ilhas e arco continental	Areias feldspato – líticas (F-L) vulcanoclásticas, com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos.
Reciclagem orogênica	Cinturão orogênico ou complexo de subducção	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) ricas em Ls (sedimentares e metassedimentares), pobres em F e Lv, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L.

Tabela 17: Tipos de proveniência tectônica, ambientes tectônicos correspondentes e composição das areias geradas. Onde: Qt - quartzo total; Qm= quartzo macrocristalino; Qp = quartzo policristalino fino; F= total de feldspatos; P= plagioclásio; K= K-feldspato; L= total de fragmentos líticos; Lv= total de líticos vulcânicos/metavulcânicos; Ls= total de líticos sedimentares/ metassedimentares, segundo Dickinson (1985).

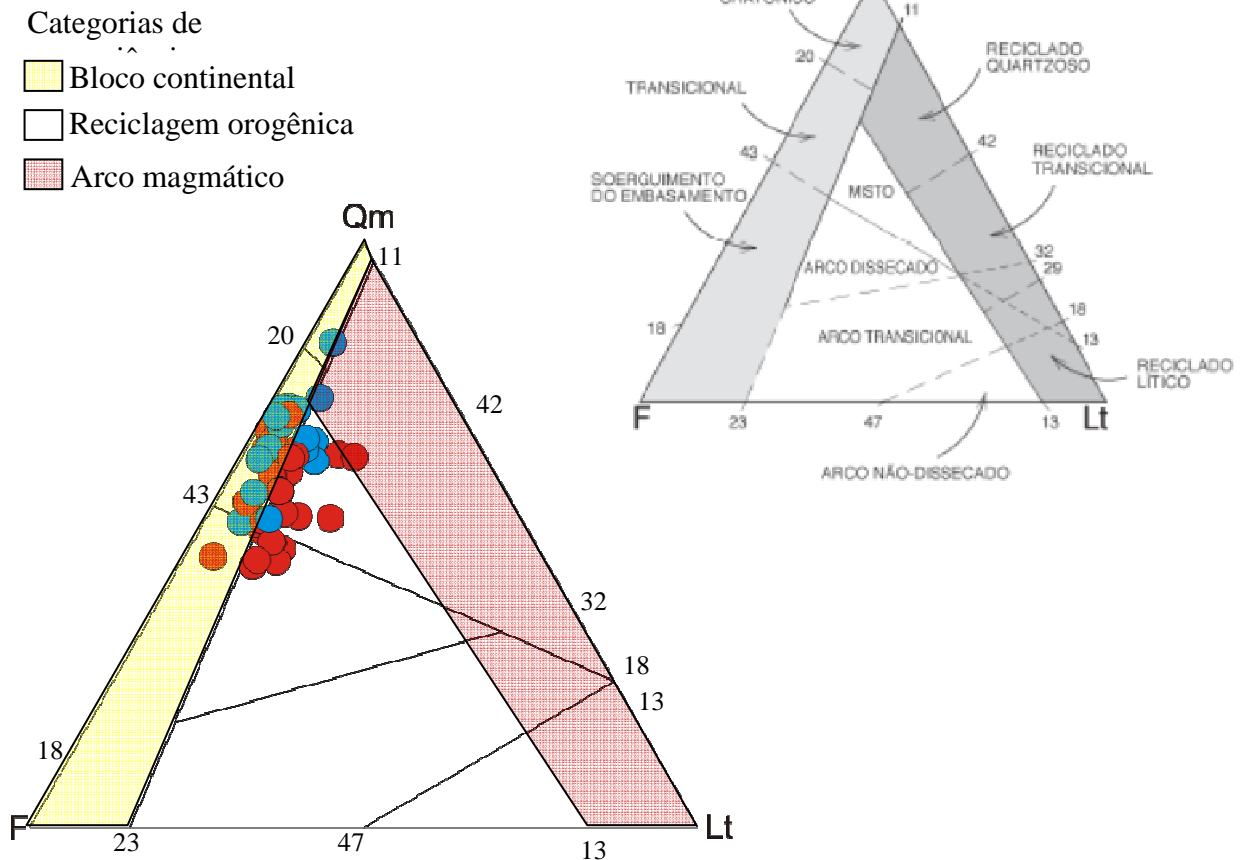


Figura 85: Composição essencial dos arenitos analisados, quantificados segundo o método Gazzi-Dickinson (ZUFFA, 1985) e plotados no diagrama de Dickinson (1985). Amostras da sequencia I em azul e da sequencia II em vermelho.

Sendo os Índices plotados nos diagramas Dickinson:

Qt: quartzo total: grãos de quartzo macrocristalino mono- ou policristalinos, isolados ou dentro de fragmentos de rochas plutônicas, sedimentares ou metamórficas ($Qt = Qm + Qp$).

Qm: quartzo macrocristalino (cristais $> 0,06$ mm) monocristalino ou policristalino grosso

Qp: quartzo policristalino fino (cristais $< 0,06$ mm) de origem sedimentar (chert) ou metamórfica de baixo grau

F: feldspatos potássicos e plagioclásios isolados ou dentro de fragmentos de rocha ($> 0,06$ mm)

L: fragmentos de rochas vulcânicas, hipoabissais, sedimentares e metamórficas (compostos por cristais ou grãos $< 0,06$ mm).

Lt: líticos totais, representando o somatório de **L** com **Qp**.

Foram plotados os tipos de fragmentos de rocha por sequência estratigráfica em diagramas ternários, como sugerido por Caja (2010) (Figura 86). Os fragmentos de rocha possuem tamanho semelhante ao dos demais constituintes detríticos, e são arredondados a sub-angulosos. Com isso pode-se interpretar que são extrabaciais (ZUFFA, 1985), e

provenientes da erosão de rochas metamórficas de alto grau e ígneas, metamórficas de baixo grau, vulcânicas e sedimentares em diferentes áreas-fonte, como indicado pelos diagramas.

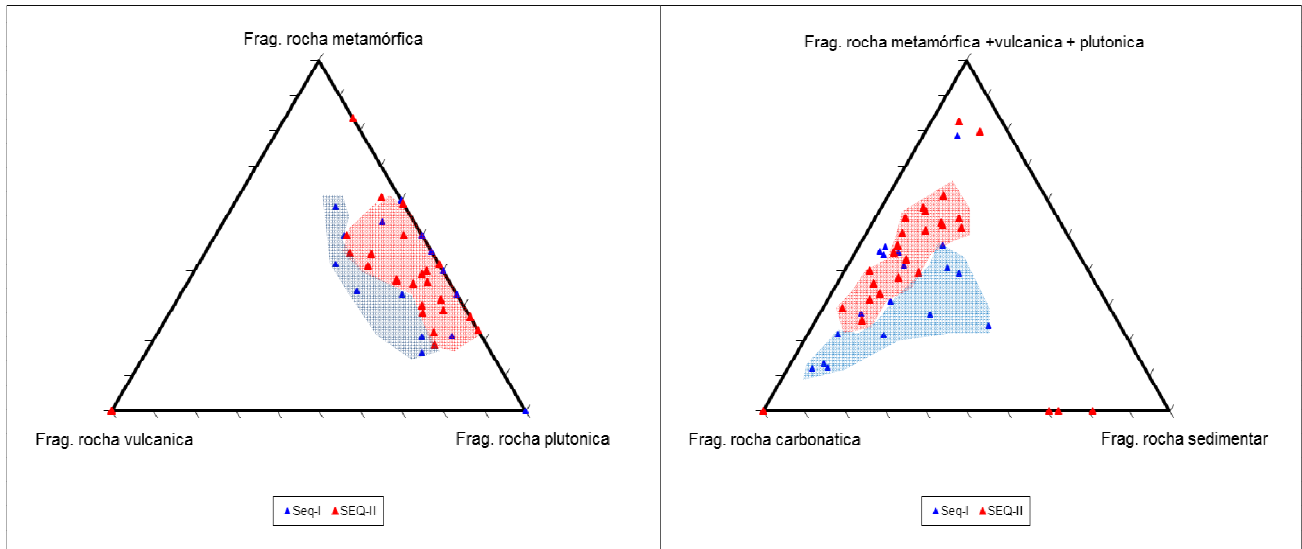


Figura 86: diagramas ternários dos tipos de fragmentos de rocha plotados por sequencia, onde o padrão de agrupamento parece indicar proveniências diferentes.

O agrupamento das amostras em ambos os diagramas pode ser interpretado como diferentes proveniências para as sequências I e II.

A análise de palinofácies revelou para as sequências I e II fragmentos com abundancias diferentes, indicando um aumento progressivo de fitoclastos para o topo da Formação Candeias, ou seja, a sequencia II seria mais rica em fragmentos com origem mais proximal, que a Sequencia I. Outra evidencia seria o aumento progressivo de fragmentos de membrana diretamente para o topo, sugerindo que o sistema fica cada vez mais continental. Por sua vez a sequencia I seria mais rica em MOA e fragmentos bioestruturados, significando um comportamento mais distal.

Isso pode significar proveniências diferenciadas, uma vez que o sistema deposicional não mudou (turbiditos depositados em um sistema lacustre), mas o tipo de sedimento que chega através das correntes de turbidez é composicionalmente diferente.

A figura 87 a seguir mostra um diagrama ternário com os pontos plotados por poço e por sequência.

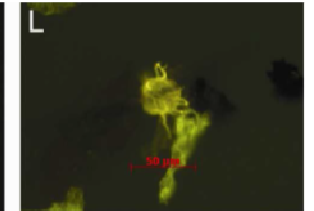
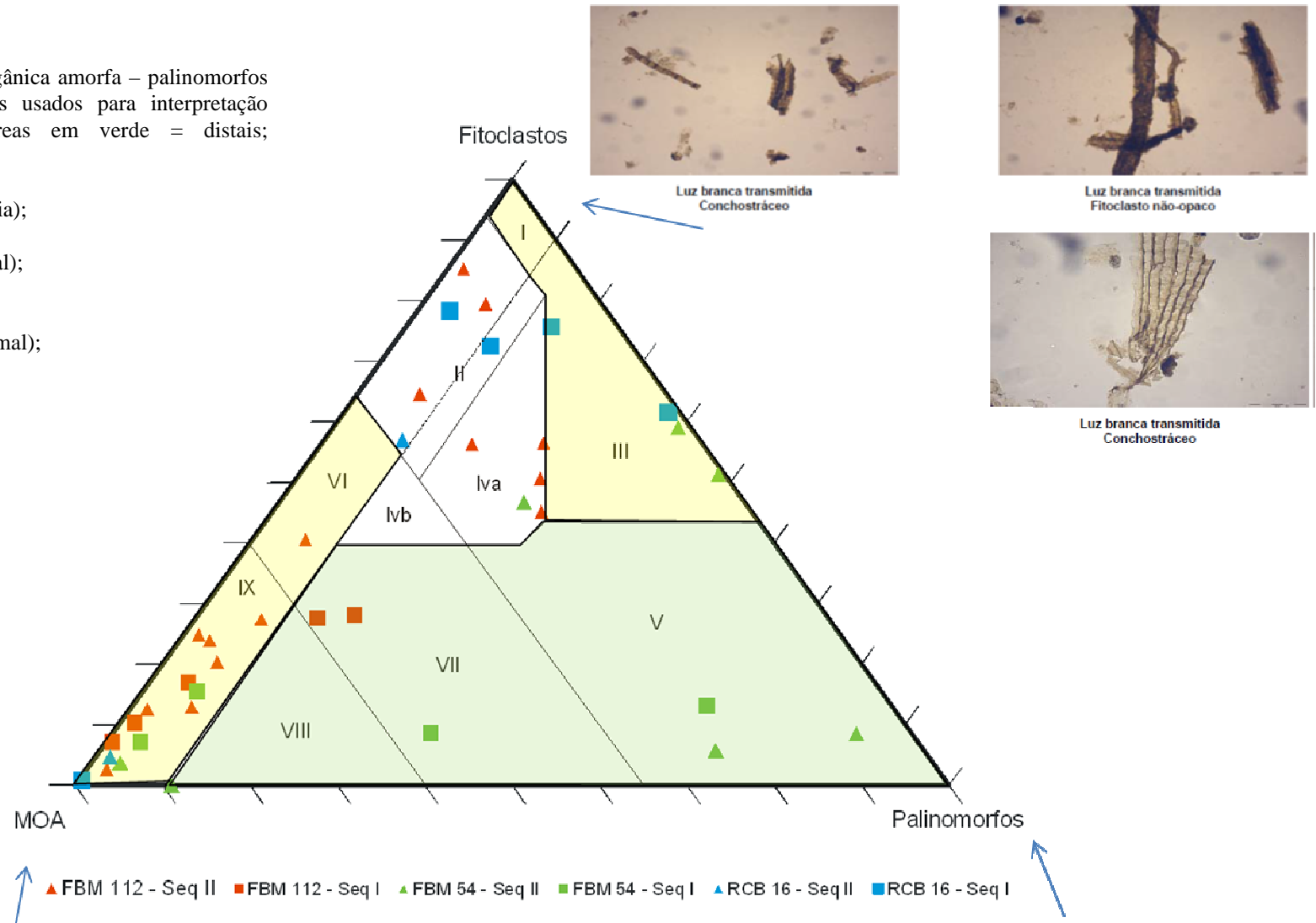
A maioria dos pontos caem no campo de bacia subóxica-anóxica e em bacia marginal anóxica e ambiente transicional. Por esta figura pode-se observar que o poços de RCB16

possui comportamento diferente dos poços FBM 54 e FBM 112, pois suas amostras quase na totalidade caem nos campos transicional e plataforma heterolítica.

Estes dados sugerem então que as rochas fonte de RCB estariam numa posição mais continental em relação a RI e a FBM, sugerindo diferença na proveniência, pois estes campos estariam em regiões onde favoreceu a criação de ambiente anóxico, sendo portanto mais profundos.

Figura 87: Diagrama ternário (Matéria orgânica amorfa – palinomorfos – fitoclastos) de grupos de palinofácies usados para interpretação paleoambiental (TYSON, 1995). Áreas em verde = distais; amarelo=proximais; branco=transicionais.

- Onde:
- I— altamente proximal (plataforma ou bacia);
 - II— bacia marginal anóxica;
 - III— plataforma heterolítica óxica (proximal);
 - IV— transição plataforma a bacia ;
 - V: predomínio de pelitos óxicos (distal);
 - VI — plataforma subóxica–anóxica (proximal);
 - VII — plataforma anóxica (distal);
 - VIII — plataforma óxica (distal);
 - IX — bacia subóxica–anóxica (proximal).



Acrítico

Os minerais pesados também sugerem diferentes proveniências para os arenitos da sequência I e II. Os índices analisados mostram diferenças na composição dos arenitos nas seqüências estratigráficas e inclusive variações de mais alta ordem estratigráficas (4ª ordem) dentro destas seqüências. A figura 88 abaixo mostra o índice ATi x Ti + Zircão para todos os poços. Observar que os pontos caem em campos diferentes, sugerindo diferenças na proveniência destes arenitos.

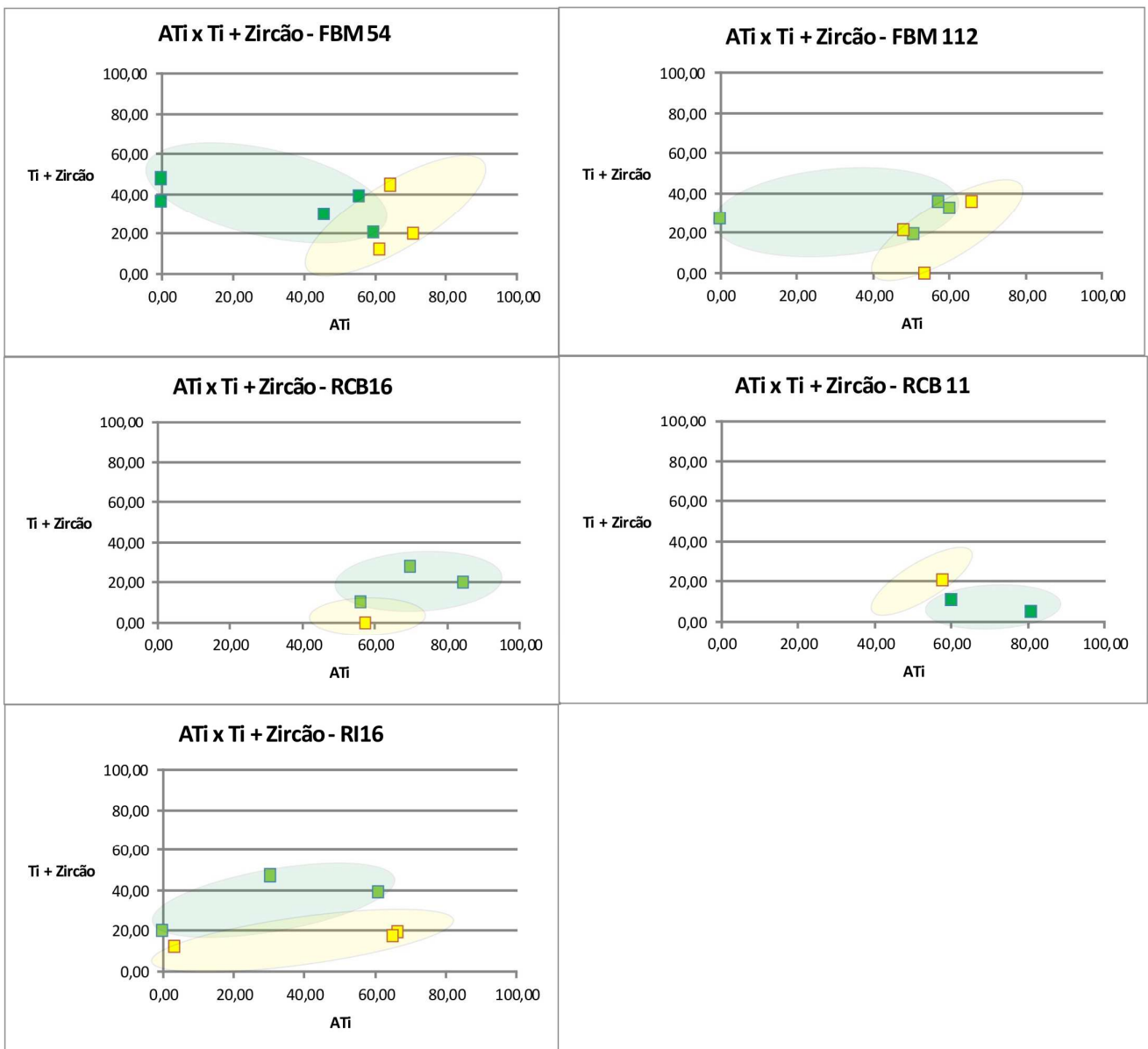


Figura 88: Gráficos dos índices ATi x Ti + Zircão, com a sequência I em amarelo e a sequência II em verde, sugerindo que possuem proveniência diferentes.

Fragmentos de rocha plutônica são os mais abundantes, com média de 4,32%, constituídos por feldspatos, microclínio e plagioclásios e quartzo.

Os fragmentos de rocha metamórfica de baixo grau (2,2%) são encontrados em basicamente em todas as profundidades, porém mais abundantes na sequência II. Compreendem fragmentos de ardósia, filitos, meta-arenitos, meta-siltitos, meta-vulcânicas e xistos. Terrenos de rochas metamórficas de baixo grau se localizam a norte da Bacia do Recôncavo, no Cráton de Borborema e a leste, no Cráton São Francisco, conforme a Figura 89.

Os fragmentos de rochas sedimentares compõem 2,64% e correspondem a fragmentos de arenitos, calcários, chert e siltitos. Grãos carbonáticos monocristalinos, que somam cerca de 3,2% em média, devem prover de terrenos sedimentares antigos.

Fragmentos líticos vulcânicos (0,5%) ocorrem com texturas hemicristalina (FBM 22 na S II), micrográfica (FBM 112 na S II, FBM 22 na S II, FBM 54 na S II, RCB 11 na S I, RCB 16 na S I e RI 16 na S I), esferulítica (FBM 22 na S I e RCB 11 na S I), afírica (FBM 22 na S II), felsítica (todos os poços e profundidades) e piroclástica RCB 16 na SI). Rochas vulcânicas são encontradas no cráton São Francisco a NW da área de estudo com aproximadamente 150km de distância do local de estudo.

Grãos intrabaciais carbonáticos e contemporâneos (3,6%) incluem bioclastos de ostracodes e oncolitos, derivados de um ambiente de plataforma, com lamina d'água rasa.

Outros grãos intrabaciais não carbonáticos contemporâneos incluem intraclastos lamosos (0,68%) e fosfatos (0,69%).

A figura 89 abaixo trata-se do Mapa Geológico (CPRM, 2001), da região nordeste do estado da Bahia e sul do estado de Sergipe. Os poços em estudo estão localizados, bem como o limite estrutural da bacia do Recôncavo.

Mapa Geológico Simplificado da Região Nordeste do estado da Bahia e Sul do Estado de Sergipe

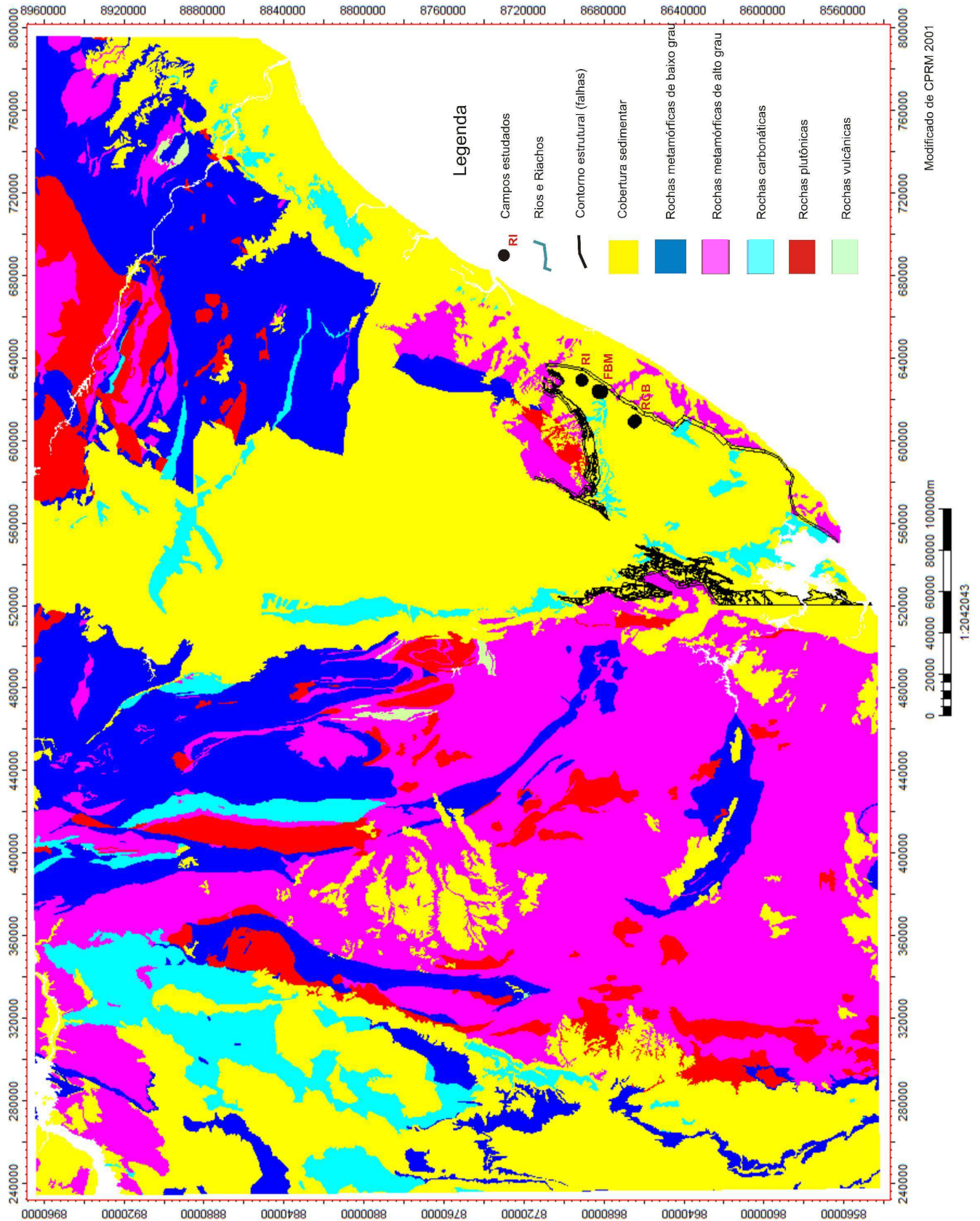


Figura 89: Mapa geológico simplificado da região Nordeste do Estado da Bahia e Sul do Estado de Sergipe, mostrando as principais províncias tectônicas (Cráton São Francisco e Cráton Borborema) e litologias associadas. (CPRM 2001)

Pelas análises dos minerais pesados, sabemos que os índices de RZi e TI+Zircão, indicam que as rochas fonte predominantes seriam metamórficas de alto grau, que existem diferenças nas proveniências das sequências estratigráficas. A sequência I teria tido influência de reciclagem, e a sequência II não.

Pelos índices de minerais pesados não é possível identificar com exatidão qual o tipo de rocha-fonte, pois a distribuição destes minerais dentro das rochas do embasamento é muito largo, podendo estar presente em diversos tipos de rocha, desde plutônicas até meta-sedimentares e sedimentares. Porém, a grande quantidade de granada indica que os sedimentos foram rapidamente erodidos das rochas fonte, transportados e depositados. Os sedimentos de primeiro ciclo foram depositados em leques aluviais, provavelmente oriundos de um relevo bastante alto.

Os dados de petrografia dão maiores detalhes quanto à proveniência destes arenitos, principalmente quando usamos as Petrofácies. A sequência I é bastante rica em quartzo e feldspatos, com bioclastos de ostracodes, oncolitos e outros aloquímicos carbonáticos, incluindo inclusive rochas híbridas (ZUFFA, 1980), enquanto a sequência II é mais rica em fragmentos de rocha e cristais carbonáticos (calcita e dolomita) além de fragmentos de fosfatos.

A integração destes dados com os dados de minerais pesados e palinofácies revela que os sedimentos da sequência I seriam provavelmente provenientes de rochas plutônicas existentes na região da margem flexural, que sofreram um transporte maior e mistura com sedimentos erodidos de depósitos carbonáticos intrabaciais contemporâneos.

Já para a sequência II, os dados de palinofácies, minerais e pesados, apontam para uma proveniência de rochas-fonte mais proximais, rapidamente erodidos e depositados. Os fragmentos de rochas meta-sedimentares e sedimentares e os carbonatos monocristalinos encontrados sugerem uma proveniência predominantemente da região axial da bacia ou do alto de Aporá.

A figura 90 mostra o mesmo mapa com as drenagens de compartimentos estruturais. As setas indicam a provável proveniência.

Através da interpretação sísmica das superfícies estratigráficas (SIM, LS1 e LS2), foram calculados mapas de Amplitude RMS (Amplitude *Root Mean Square* – que é a amplitude da raiz quadrada da média aritmética do quadrado dos valores) para as sequências I e II, sendo que os mapas foram feitos usando as superfícies de LS 1 e LS2 50m acima, no cubo sísmico convertido para profundidade. Para estas mesmas superfícies foram gerados

mapas de isólitais, que foram interpretados, com prováveis canais e zonas de deposição para os campos de RI e FBM.

Notar na figura 91 que as paleocorrentes interpretadas nos mapas, coincidem com os dados interpretados pelos minerais pesados e petrografia. Nesta mesma figura observa-se que o campo de RI apenas possui proveniência da área axial durante a deposição da sequência I, enquanto que o campo de FBM possui da margem flexural e axial, o mesmo ocorre para a sequência II para os dois campos, vindo nas duas direções.

A figura 92 mostra os mapas de RMS e Isópacas dos campos de FBM e RI, com a interpretação da possível direção da deposição. O principal *trend* para a sequência I então seria o NWW-SEE (borda flexural ou alto de Aporá) unido ao NNE-SSW (Axial) e para a sequência II o principal trend seria o NNE-SSW.

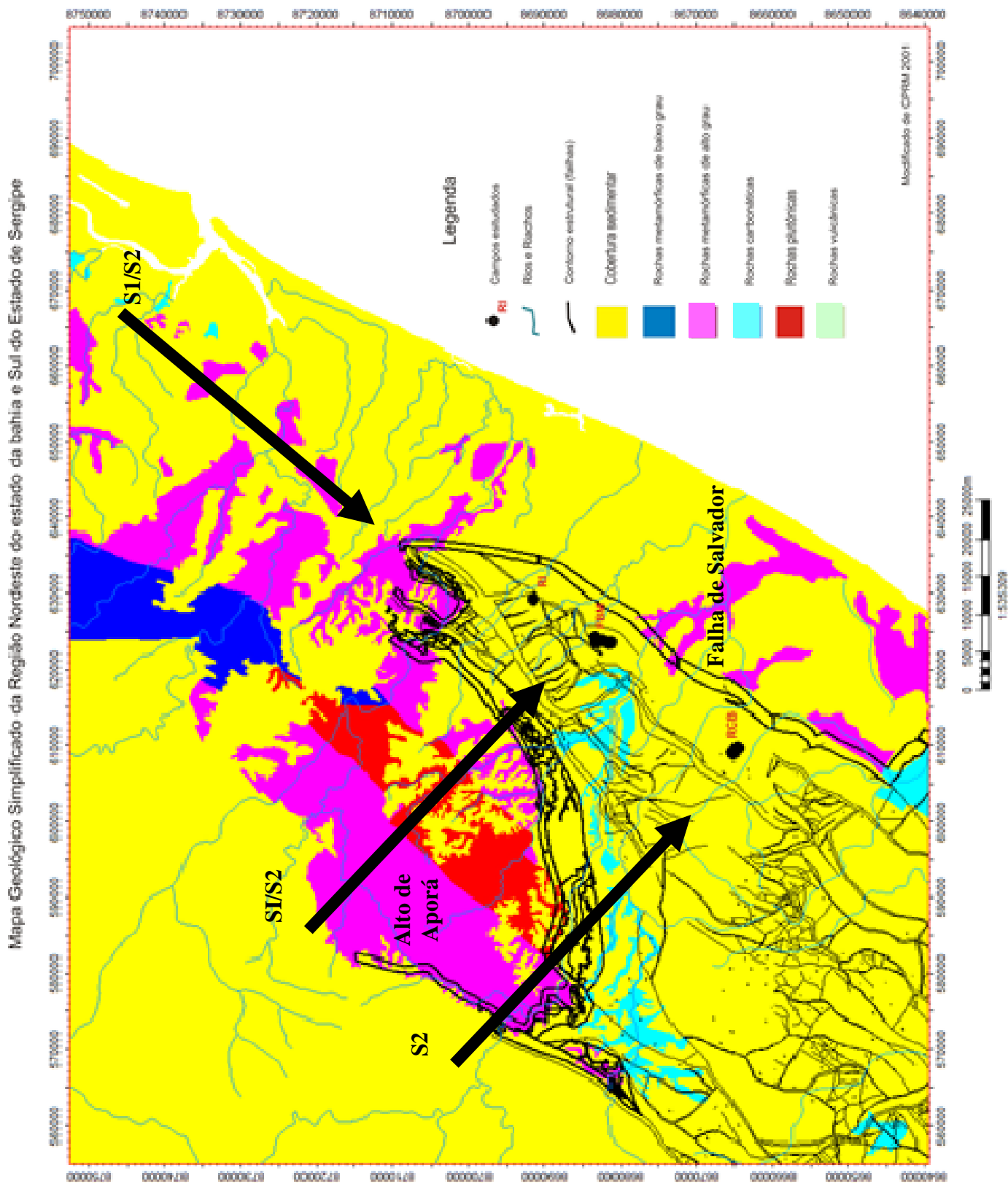


Figura 90: Mapa geológico simplificado da região Nordeste do Estado da Bahia e Sul do Estado de Sergipe, mostrando as principais províncias tectônicas (Cráton São Francisco e Cráton Borborema) e litologias associadas..Drenagens e compartimentação estrutural. As setas indicam a provável proveniência para as sequências. (CPRM 2001)

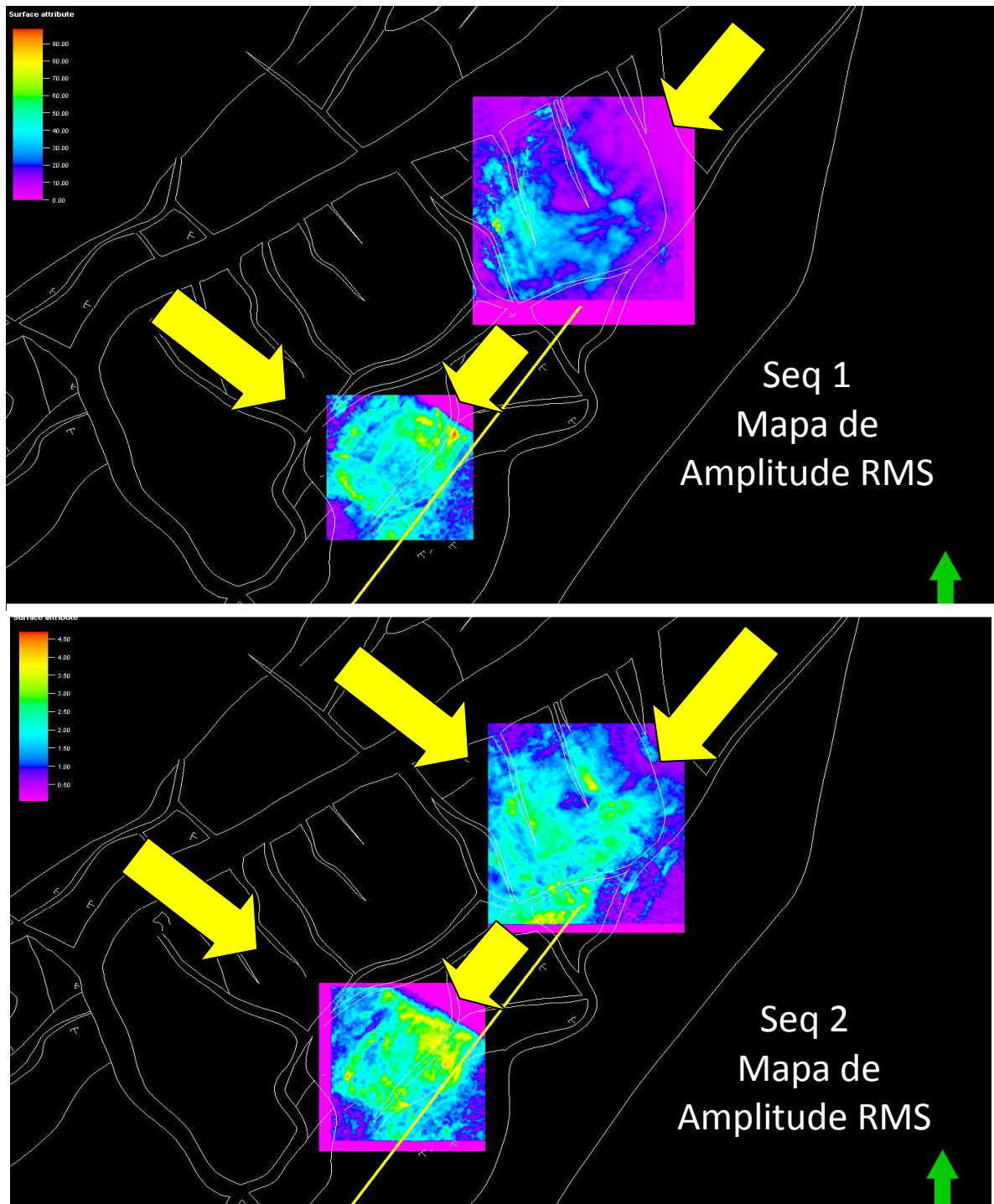
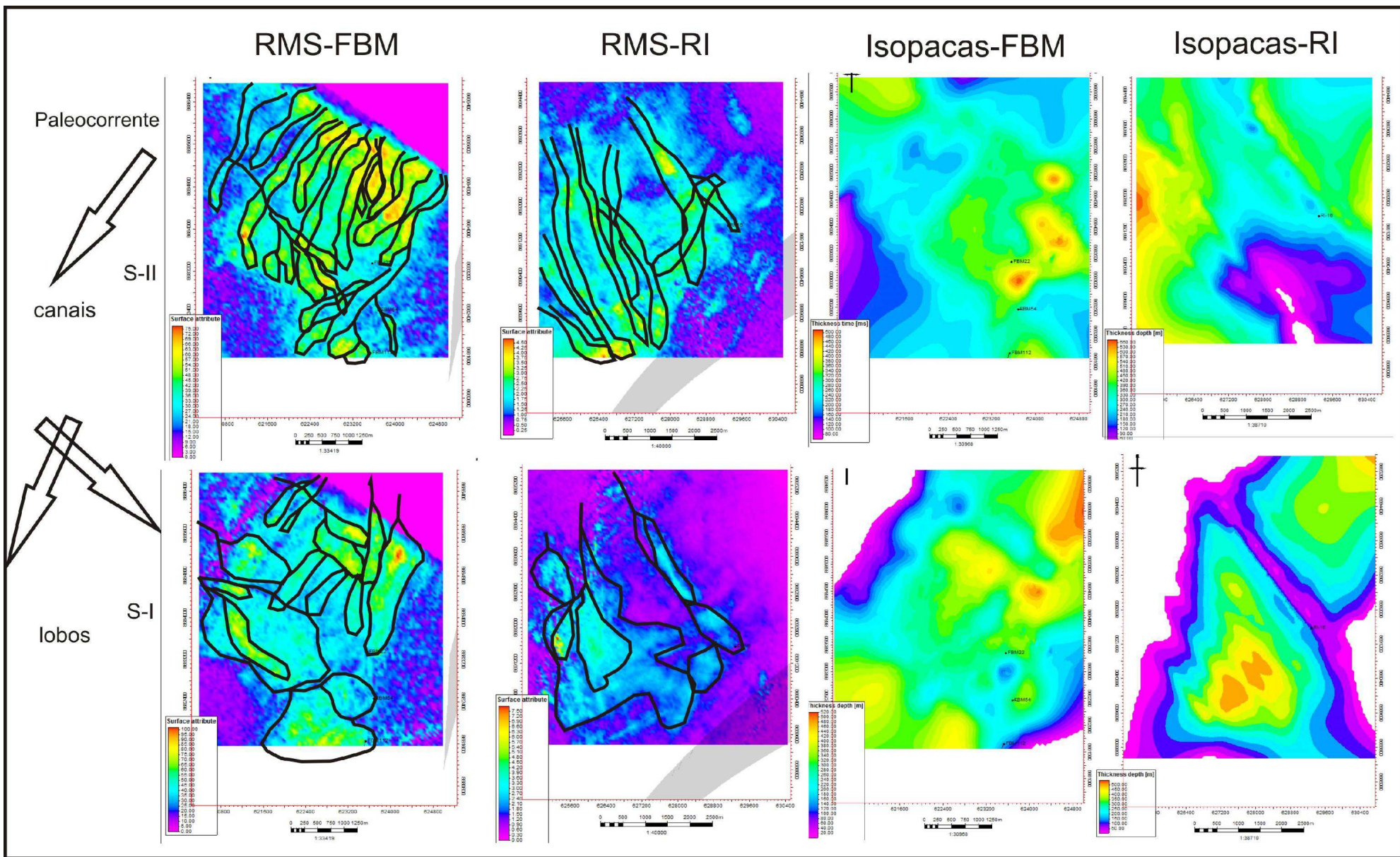


Figura 91: Mapa estrutural com as principais falhas da região em estudo e mapas sísmicos RMS dos campos de RCB e RI. As setas amarelas indicam a provável direção do trend deposicional. Notar que o campo de RI apenas possui proveniência da área axial durante a deposição da sequência I, enquanto que o campo de FBM possui da margem flexural e axial, o mesmo ocorre para a sequência II para os dois campos, vindo nas duas direções.



991 Figura 92: Mapas de amplitude RMS e Isópacas dos campos de FBM e RI, e suas prováveis indicações de paleocorrentes.

Os mapas de isópacas para o campo de Fazenda Bálsamo indicam uma proveniência para a sequência II predominantemente NNE-SSW, vindo na sua maior parte da zona axial com alguma entrada pela bacia do tucano. Já para a sequência I, predomina direção NNW-SSE, ou seja, pela margem flexural, mas também com entradas pela zona axial.

Observando os mapas de isópacas e mapas estruturais dos campos de RI e FBM podemos concluir que os mesmos corroboram com a interpretação das associações de fácies, sendo a sequência I com depósitos mais espalhados, ou seja, depósitos que possuíram condições de deposição maior espaço de acomodação, e a sequência II mais confinada e canalizada. O mesmo é observado quando interpretamos os mapas estruturais, mostrando um evidente raseamento após a passagem da sequência I para II, aparentemente um basculamento estrutural, levando todo o sistema deposicional a se arranjar de forma que o sistema passa de mais distal para mais proximal (Ver Anexo IV). Isto é corroborado pelos dados das palinofácies e associação de fácies, onde a sequência I é interpretada como lobos turbidíticos e a sequência II como canais turbidíticos. As palinofácies indicam presença de material mais terrígeno para o topo, possivelmente trazido por canais turbidíticos em um sistema mais proximal (sequência II), e indica material mais rico em matéria orgânica para a base, indicando uma deposição em ambiente mais distal, em situação de lobos turbidíticos (sequência I).

Os dados de minerais pesados, palinofácies e petrográficos apontam para uma proveniência diferente para o campo de RCB. Estes dados apontam também para que este campo praticamente não existe a sequência I, e sim apenas a sequência II, que pode ser correlacionada inclusive com o apoio da calcimetria.

7.2 SISTEMAS DEPOSICIONAIS

A região em estudo é constituída predominantemente por arenitos arcoseanos (FOLK, 1968) e híbridos (ZUFFA, 1980) e também por heterolitos e pelitos, intercalados com folhelhos escuros associados à sedimentação de fundo de bacia, ou hemipelágica. Estes depósitos são atribuídos a fluxos de corrente de turbidez de alta e baixa densidade e suas associações de fácies revelam que eles formam depósitos relacionados a canais turbidíticos, lobos turbidíticos proximais e lobos turbidíticos distais conforme Figura 93.

Os depósitos de lobos turbidíticos proximais e lobos turbidíticos distais possuem frequentes fragmentos de oncolitos e ostracodes, sendo compostos por arenitos arcoseanos, e arenitos híbridos o que indica que a corrente de turbidez provavelmente atravessou uma plataforma carbonática, relativamente rasa, em direção a zonas mais profundas, dentro da bacia Rife no seu estágio de clímax de Rife.

Os depósitos de turbiditos canalizados, apresentam bastante fragmentos de rocha, fragmentos carbonáticos cristalinos e fragmentos de resto de vegetais (troncos e folhas), e de escama e ossos de peixe (fosfatos). A granulometria mais grossa, a presença frequente de superfícies erosivas e a ocorrência dominante de arenitos maciços na base das camadas, indicam que esta associação de fácies foi depositada por correntes de turbidez de alta densidade em canais ou porções proximais de lobos turbidíticos.

A figura 93 a seguir mostra o modelo de deposição para estes arenitos, mostrando a região canalizada e confinada e a região desconfinada com lobos proximais e lobos distais, atribuídos à desestabilização do talude lacustre e ao período de atividade tectônica.

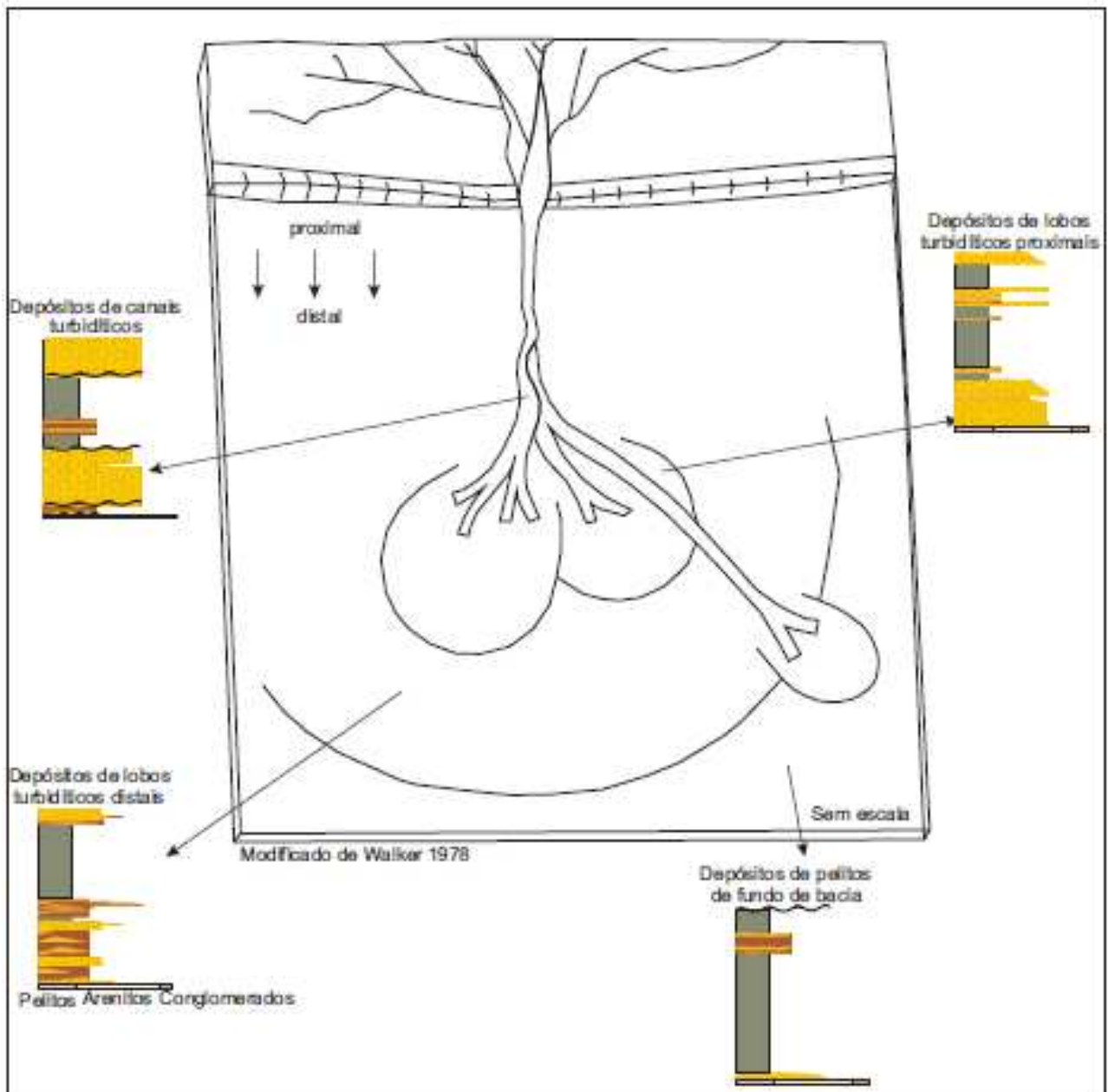


Figura 93: Modelo conceitual de deposição da Formação Candeias.

7.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

O modelo estratigráfico para a formação candeias é corroborados com os dados de palinofácies, petrografia e minerais pesados.

Os conceitos propostos por Prosser (1993) para estratigrafia de sequencias em bacias rifte juntamente com os conceitos de Martins Neto & Catuneanu (2010) mostram que para este intervalo estudado, existem duas sequências deposicionais com o limite de sequencia sendo o inicio da inundação regional ocorrida no membro Tauá e topo da formação Água Grande. Segundo Prosser (1993), este seria o inicio da fase de clímax de rifte, conforme mostrado anteriormente, no capítulo de resultados.

A figura 94 a seguir correlaciona um poço típico estudado e o modelo deposicional conceitual para a área. A sequência I, predominando sedimentos provenientes de lobos turbidíticos e a sequencia II predominando sedimentos canalizados.

As superfícies estratigráficas então seriam o limite de sequencias I (LS I), que limitaria o topo da Formação Água Grande e a deposição do Membro Tauá da Formação Candeias, sendo esta a grande superfície transgressiva que afogou praticamente toda a bacia, gerada provavelmente pelo Clímax do Rifte (PROSSER, 1993), quando a falha de borda torna-se mais ativa e começa a desenvolver maiores rejeitos. Passado o afogamento e grandes transgressões, o sistema tende a se acalmar e re-arranjar suas drenagens, onde passa a novamente progradar. Porém antes desta progradação houve o momento de máxima inundação, que é atribuído nesta sequencia ao marco 58 ou a SIM I (superfície de inundação máxima da sequência I).

Novamente a atividade tectônica ocasiona um novo afogamento do sistema, e uma grande transgressão ocorre, gerando assim o limite de sequencias II (LS II), que coincide com o marco 56, a partir deste o sistema novamente começa a retrogradar, até a superfície de inundação máxima da sequencia II (SIM II), onde é observado os menores valores de COT para esta região.

Os dados de palinofácies, e de geoquímica orgânica coincidem com a SIM, com os dados de COT maiores para estas zonas, tanto para a sequência I quanto para a sequência II.

Entender a divisão estratigráfica foi fundamental para a análise de proveniência, pois mostrou que estas rochas estariam desconectadas verticalmente, através de uma grande inundação, forçando os sedimentos a retrogradarem e depositando pelitos em região bastante anóxica, momento da geração dos hidrocarbonetos da bacia.

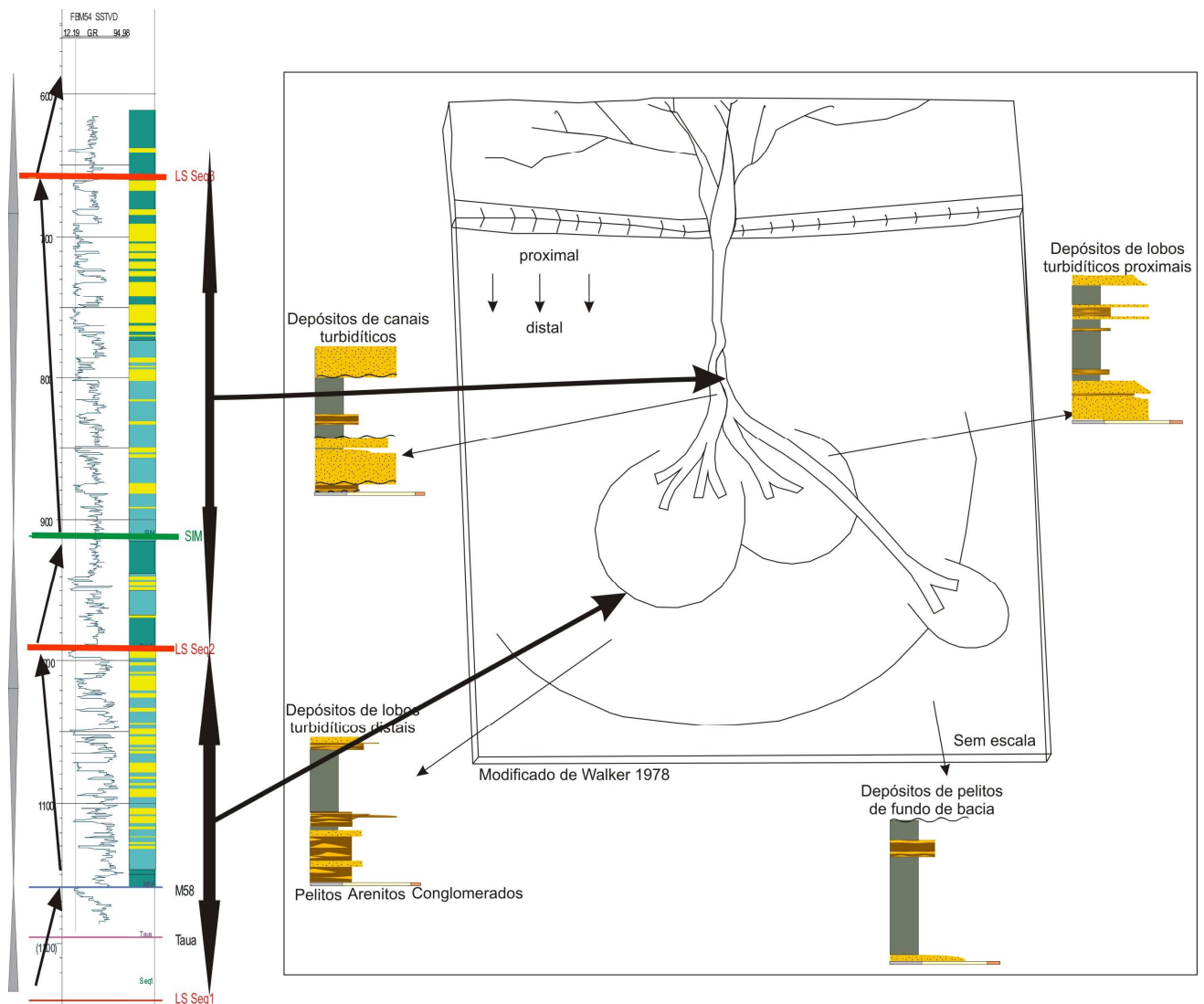


Figura 94: Modelo paleogeográfico conceitual para a Formação Candeias e correlação com um poço tipo.

A figura 95 abaixo mostra o as Associações de fácies de lobos e canais turbidíticos e suas principais fácies, correlacionadas com as superfícies estratigráficas ao longo de uma sucessão vertical de fácies.

A figura 96 mostra esta distribuição de associação de fácies ao longo de uma seção NW-SE com todos os poços, mostrando o domínio estratigráfico sobre a ocorrência dos sedimentos. Observar que possivelmente houve um forte controle tectônico entre as sequencias I e II, passando de um ambiente mais distal para um mais proximal, indicando inclusive que o sistema como um todo tente a progredar, e ser cada vez mais proximal.

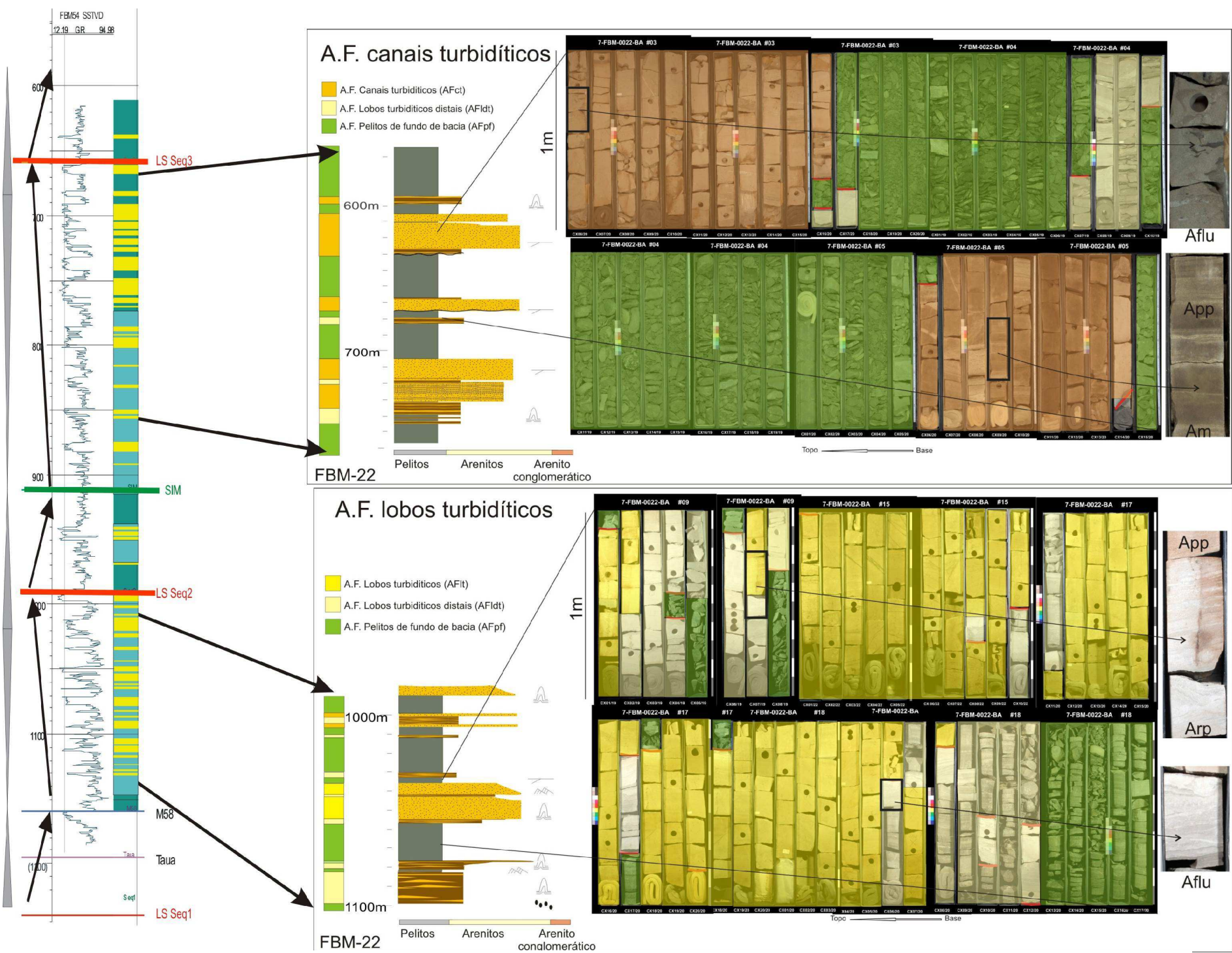


Figura 95: Correlação de fácies de canal e fácies de lobos turbidíticos distribuídas por sequências ao longo de uma sucessão vertical de fácies.

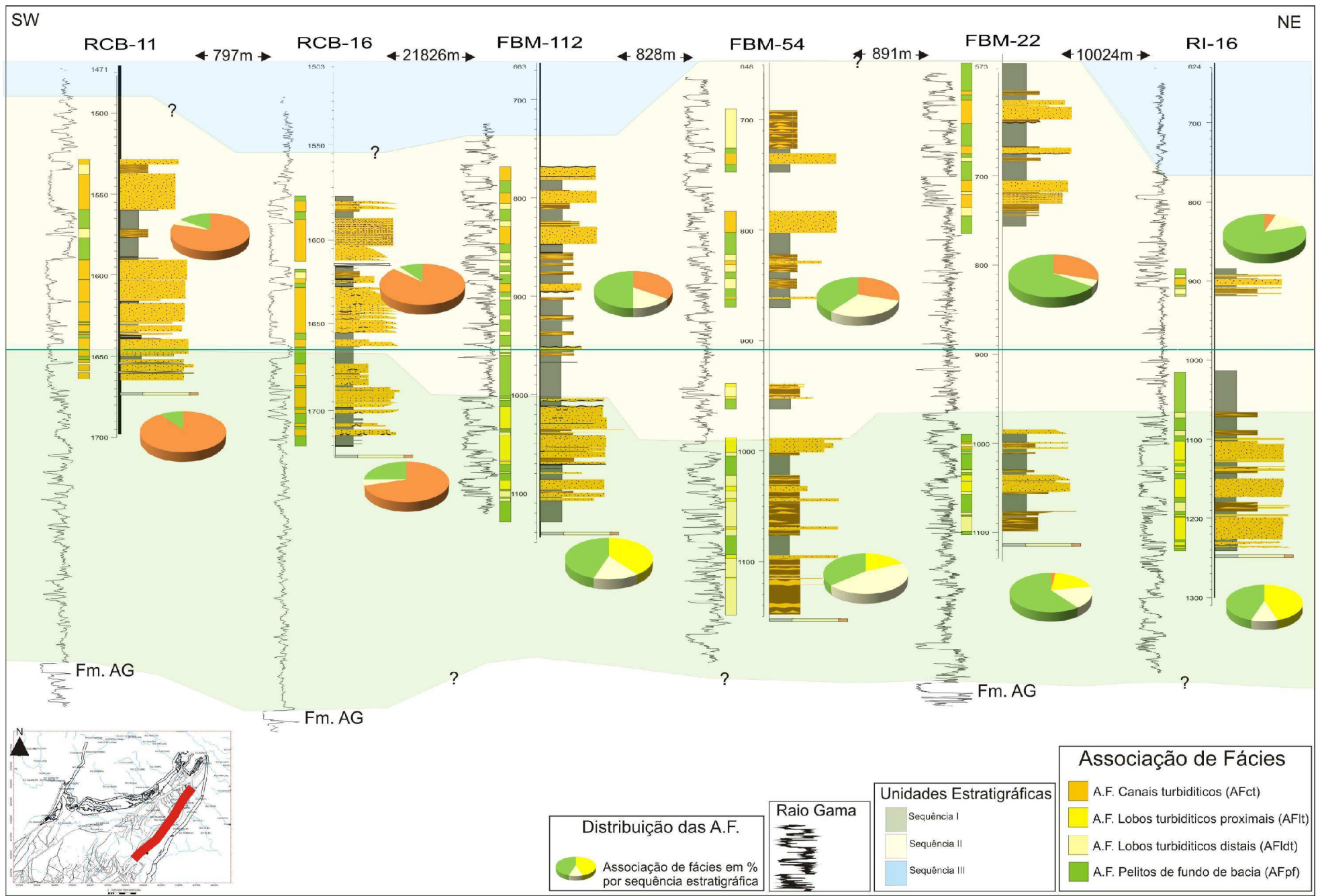


Figura 96: Seção estratigráfica com datum no SIM, SW –NE , mostrando a distribuição vertical das fácies através das sequeucnias estratigráficas.

7.4 PALEOGEOGRAFIA

Um importante análogo a ser utilizado para a área em estudo, são os recentes riftes Africanos, representados pelos lagos Tanganyika e Malawi, como mostra a figura 97.

Os lagos Tanganyika e Malawi possuem semelhantemente à Bacia do Recôncavo, uma borda falhada e uma margem flexural e sistemas flúvio-deltaicos progradando para dentro do lago, como é interpretado para o estágio de clímax de rifte para a deposição da Formação Candeias.

Dados petrográficos apontam para a sequência I, ou os primeiros sedimentos trazidos pelas correntes de turbidez após a grande transgressão do Gomo, sendo arenitos arcoseanos, pobremente selecionados, com bastante fragmentos de oncolitos e bioclasto de ostracode, além de bastante fragmento de rochas sedimentares. Isso pode indicar que estes fluxos turbulentos teriam sido originados no continente através de regiões mais altas topograficamente que as regiões atuais, pois os dados de minerais pesados apontam que estes não podem ter sofrido longo transporte e houve reciclagem. Os fragmentos de oncolitos provavelmente foram incorporados ao fluxo turbulento ao passar por uma plataforma carbonática, rasa e provavelmente instalada próximo à margem flexural. Os dados de palinofácies apontam que estes sedimentos possuem características de ambientes mais distais, sendo então estes turbiditos depositados nas regiões mais profundas da bacia, ou seja junto à borda falhada.

Para a sequência II, a granulometria é mais grossa (areia média a grossa), e a seleção ainda ruim, porém os grãos são moderadamente arredondados a angulosos, o que faz interpretar que existiu um transporte, porém os dados de minerais pesados ainda apontam para um transporte rápido com pouco intemperismo na rocha fonte. Os dados petrográficos, mostram bastante fragmento de rocha nestes sedimentos, inclusive, de cristais carbonáticos e presença de material fosfatado, o que sugere que as rochas fontes poderiam estar mais próximas, ou existiu um soerguimento do substrato. Isso é corroborado pelos dados de palinofácies, onde a abundância de material mais proximal e continental se faz presente.

Uma provável explicação para o campo de RCB ter características composicionais diferentes apresentadas tanto nos dados de palinofácies quanto nas análises dos minerais pesados, é o fato que ele pode ter proveniência diretamente da falha de borda e margem flexural, diferentemente dos campos de RI e FBM que possuem proveniência da margem

flexural e zona Axial, conforme a figura 98 exhibe e tenta integrar os resultados da estratigrafia, petrografia, palinofácies e minerais pesados.

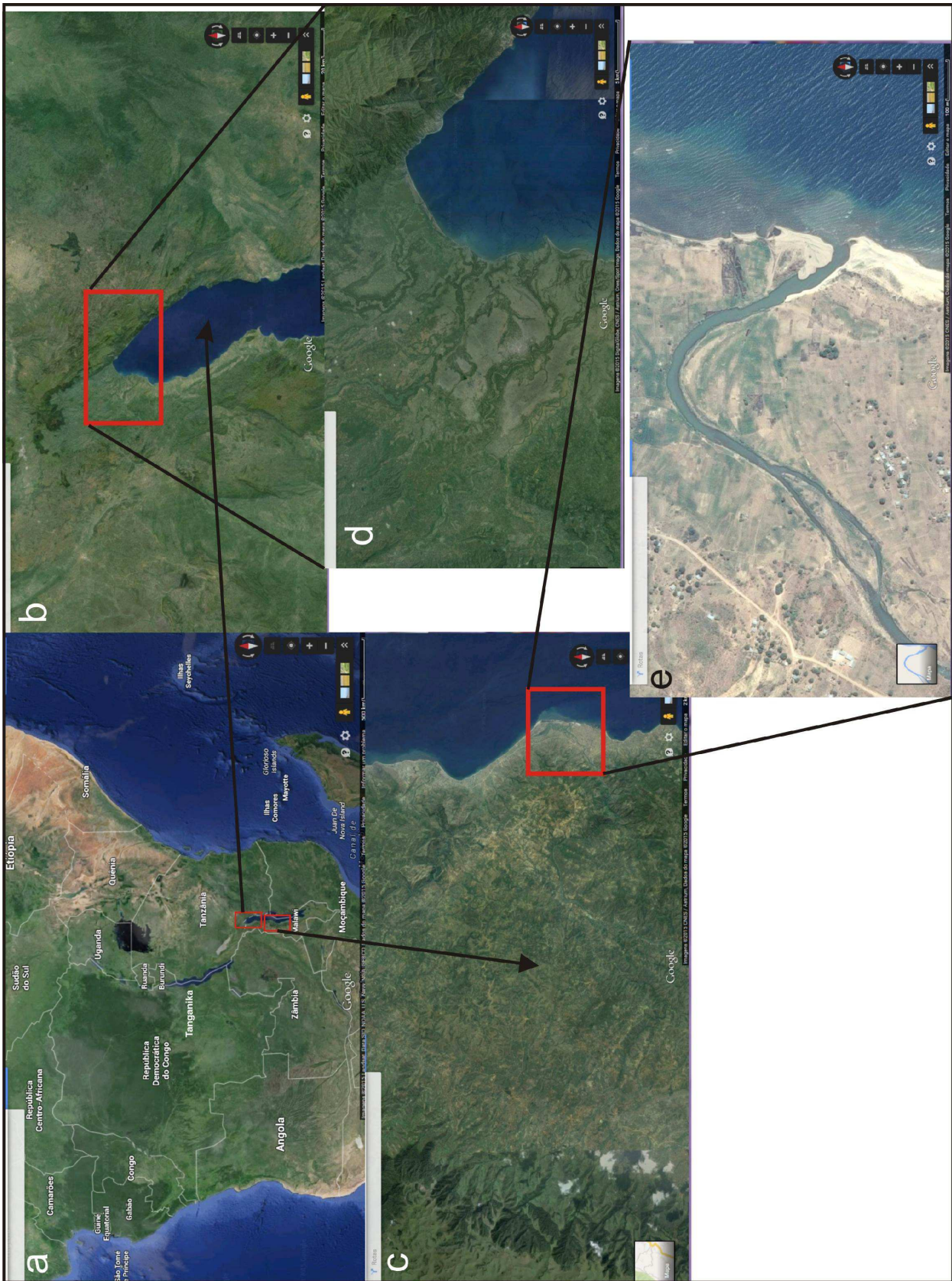


Figura 97: Riftes análogos atuais. a) Imagem do de satélite mostrando os lagos Tanganyka e Malawi A área em vermelho corresponde ao zoom na figura em destaque., B) Zoom mostrando a zona Axial do lago Malawi.c) e) Zoom do Lago Malawi mostrando a margem flexural, d) zoom da zona Axial, mostrando drenagens e deltas axiais, e)zoom mostrando um delta progradando para dentro do lago, através da margem flexural. Modificado de Google Earth Mapas (2013).

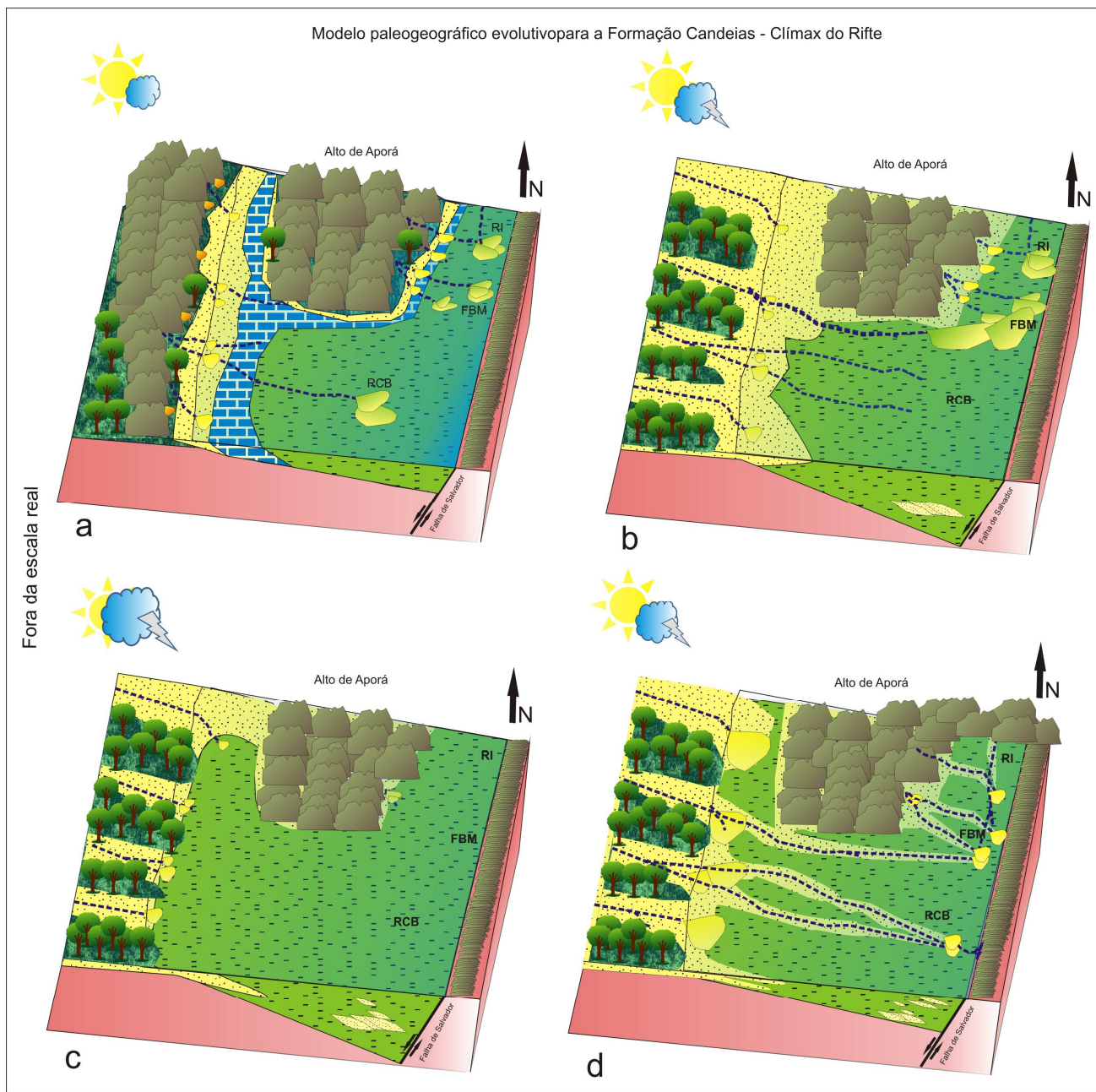


Figura 98: Modelo Paleogeográfico para a Formação Candeias. (a) início da deposição, com o estágio de clímax de rifte, e implantação de uma plataforma carbonática discreta na margem flexural. (b), erosão de sedimentos e rochas sedimentares e rochas do embasamento provavelmente com topografia mais elevada. (c) Evento tectônico, gerando a superfície e inundação máxima mais expressiva e transgressão dos sedimentos. (d) soerguimento da bacia, erodindo rochas topograficamente mais altas e rearranjando as drenagens para uma proveniência mais axial.

8. CONCLUSÕES

Os arenitos da Formação Candeias do compartimento estrutural nordeste, podem ser divididos em três sequências deposicionais, utilizando-se dos conceitos para Estratigrafia de Sequências em Bacias Rifte, como proposto por Prosser (1993) e Martins Neto & Catuneanu (2010). Foram identificadas cinco superfícies estratigráficas LS I, SIM I, LS II, SIM II e LS III. Sendo LS o limite de sequência, coincidente com a superfície transgressiva e a SIM, a superfície de inundação máxima. Isto pode ser aplicado, uma vez que admite-se que o comportamento estrutural do meio graben formado pela Falha de Salvador e Falha de Patioba, atuam de forma semelhante aos processos em escala de bacia.

A LS I está localizada no topo da Formação Água Grande, e coincide com o início do trato de sistemas de clímax de rifte como propôs Prosser (1993). Seções sísmicas identificam o início do trato de sistemas de rifte inicial como sendo a base da Formação Sergi, e o clímax do rifte, quando existe o afogamento regional onde foram depositados os sedimentos do Membro Tauá da Formação Candeias. Isso difere da carta estratigráfica atual, onde o início do rifte coincide com o início da Formação Candeias. Dados de geoquímica e palinofácies mostram que o tempo Candeias foi o tempo mais profundo da bacia, gerando matéria orgânica suficiente para formar a rocha geradora de hidrocarbonetos da Bacia do Recôncavo, este fato corrobora para a hipótese de clímax de rifte estar no início desta formação.

Os arenitos da sequência I são sedimentos provenientes de fluxos turbidíticos de baixa densidade, em ambiente desconfinado, formando associações de fácies de lobos turbidíticos, já os arenitos provenientes da sequência II são pertencentes à turbiditos de mais alta densidade, em ambiente sedimentar mais confinado, formando associações de fácies de canais turbidíticos.

Dados petrográficos revelaram que a composição de rocha é diferenciada para as sequências. Sendo que na sequência I predominam a composição siliciclástica e fragmentos de bioclastos de ostracodes, oncolitos e outros aloquímicos carbonáticos e na sequência II predominam fragmentos de rochas principalmente metamórficas de baixo grau, cristais carbonáticos e fosfatos.

Os arenitos são mal selecionados, com grãos sub-angulares a angulares, significando pouco transporte da fonte até o local de deposição. Apresentam composição original quartzo-feldspática, com fragmentos líticos (arcósios e arcósios líticos FOLK, 1968). A porosidade é principalmente intergranular primária, sendo que a sequência I foi bastante afetada pela cimentação por carbonatos e crescimentos de quartzo, e a sequência II afetada pelos

crescimentos de albite e compactação gerando pseudomatrix. Porém a porosidade da sequência I é melhorada devido à dissolução dos feldspatos e constituintes carbonáticos, formando porosidade secundária intragranular e móldica.

A composição essencial da maioria das amostras sequência I plotadas no diagrama de Dickinson (1985) sugere proveniência de bloco continental transicional. A maioria das amostras sequência II mostra influência de reciclagem orogênica. Isto pode sugerir uma mudança na proveniência de uma sequência para outra, provavelmente relacionada a uma mudança estrutural, elevando topograficamente e erodindo rochas mais antigas do embasamento.

Os dados de palinofácies e geoquímica orgânica revelaram um aumento da ocorrência de fitoclastos para o topo da formação, o que indica que os sedimentos ficariam cada vez mais continentais e com influência fluvial mais acentuada. Levando em consideração que tratamos de depósitos turbidíticos, sabemos que estas respostas podem corresponder às rochas fonte. A intensa concentração de matéria orgânica resulta em um COT alto e correspondem as SIM (identificados como os intervalos Geradores da Bacia), corroborando os dados estratigráficos, e mostrando que seriam as zonas com maior lâmina d'água, pois nestes pontos inclusive são mais ricos em matéria orgânica amorfa.

Os dados dos minerais pesados permitiram reconhecer a existência de diferente proveniência para os arenitos da sequência I e sequência II, com base na assembleia de minerais pesados e principalmente pelos índices de ARi e Titânio+Zr. Revelam ainda que a sequência I corresponde a sedimentos de segundo ciclo, ou seja, a retrabalhamento de rochas sedimentares preexistentes.

A proveniência da sequência I parece portanto corresponder à margem flexural, com erosão de uma plataforma carbonática contemporânea.

A proveniência da sequência II corresponderia à região axial da bacia (norte da área estudada), com contribuição da margem flexural, com erosão de rochas metamórficas de alto grau, e rochas carbonáticas (gerando os cristais carbonáticos). Uma proveniência mais continental predomina esta sequência, segundo apontam os dados palinológicos, petrográficos e de minerais pesados, com provável curto transporte e deposição.

Assim, a paleogeografia seria diferente para as sequências I e II. Admite-se, com base no conjunto de refletores sísmicos, que na passagem entre as sequências I e II houve um evento tectônico que propiciou uma inversão nesta área da bacia, primeiro criando espaço de acomodação e inclusive a SIM principal (SIM II), e em seguida um rearranjo estrutural,

propiciando a mudança na direção da proveniência dos depósitos arenosos, ficando a área fonte mais próxima do local de deposição.

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amabis, J.M. & Martho, R., 2010. *Biologia dos Organismos*. V.3 São Paulo, Ed. Moderna.
- Aragão, M.A.N.F., 1994. Arquitetura, estilos estruturais e evolução da Bacia do Recôncavo. Boletim do III Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro. 165-167.
- Araujo, C. V.; Henz, G. I.; Machado, J. C., 1994. Livro de laboratório: rotina laboratorial PET 01. Rio de Janeiro: Petrobras. Cenpes. Divex. Segeq, 3f. Relatório interno.
- Araujo C.V., Condé V., Botelho Neto J., Pedrão. E., Conceição J.C., 1998. Palynofacies in a Sequence Stratigraphy Context: an Example of an Upper Aptian Section from Almada Basin, Brazil. In: Mello M.R. & Yilmaz P.O. (eds.) AAPG International Conference and Exhibition Extended Abstracts, p. 582-583.
- Asaravala, M., Lam, H., Litty, S., Phillips, J., Wu,T., 1996. Radiolaria. <http://www.ucmp.berkeley.edu/protista/radiolaria/rads.html>. Consultado em 08 de abril de 2015.
- Bateman, R. M. & Catt, J. A., 1985. Modification of heavy mineral assemblages in English Coversands by Acid Pedochemical Weathering: *Catena* 12, (1), 1985 1-21 : Ill, Map.
- Batten, D.J., 1981, Palynofacies and salinity in the Purbeck and Wealden of southern England. In *Aspects of micropaleontology* pp 278-308.
- Batten, D. J., 1982, Palynofacies, paleoenvironments and petroleum. *Journal of Micropaleontology*,1, 107-114p.
- Batten, D.J., 1996. Chapter 20E - Upper Jurassic and Cretaceous miospores. Pp. 807-830 in: Jansonius, J.; McGregor, D.C. (Eds). *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 3 vols.
- Behar, F., Beaumont, V., de Barros-Penteado, H.L., 2001. Rock- Eval 6 technology: performances and developments. *Oil & Gas Science and Technology. Revue de l'Institut Français du Pétrole* 56, 111-134.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*, Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Bosence, D.W.J., 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H. & Bosence, D.W.J. *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea - Gulf of Aden*. Chapman & Hall, London. 630p.
- Bostick, N.H., 1971. Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Geoscience and man*, 3, 83-92.

- Brown JR., L.F., 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*, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 213–248.
- Bruun, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Waterways and Harbors Division 88, 117–130.
- Bruhn, C.H.L., 1985. Sedimentação e Evolução Diagenética dos turbiditos Eocretácios do Membro Gomo, Formação Candeias, no Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia. Dissertação de Mestrado. UFOP. 217p.
- Bruhn, C.H.L., 1999. Reservoir Architecture of Deep-Lacustrine Sandstones from the Early Cretaceous Recôncavo Rift Basin, Brazil. AAPG Bulletin, V. 83, No. 9, September 1999, P. 1502–1525.
- Bujak, J. P. and Williams, G. L., 1977. Jurassic palynostratigraphy of off-shore eastern Canada. In Swain, F. M. Ed., Stratigraphic micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands: Amsterdam. Elsevier Sci. Publ. Co., p. 321-339.
- Caixeta, J.M.; Bueno, G.V., Magnavita, L.P., Feijó, F.J., 1994, Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Boletim de Geociências da Petrobras, V.n.1, pp.163-172.
- Caja. M. A., Marfill R, Garcia D., Remacha E., Morad, S, Mansurberg H., Amorosi A., Martinez-Calvo C., Lahoz-Beltra R., 2010. Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group Spanish Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a foreland basin. Basin Research 22, 157–180, doi: 10.1111/j.1365-2117p.
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D. & Mansfield, C.S., 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Graben of S.E. Utah. J. Struct. Geol., 17, 1319–1326.
- Carvalho M.A., 2001. Paleoenvironmental Reconstruction Based on Palynological and Palynofacies Analyses of the Aptian-Albian Succession in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. Thesis Ruprecht-Karls Universität, Heidelberg, 160 p. (unpublished).
- Carvalho, I.S., 2004. Paleontologia vol. 1, Editora Interciência. 861 p.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. Journal of African Earth Sciences 35, 1-43.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands 376p.
- Cavazza, W. & Gandolfini, G., 1992. Diagenetic processes along a basin-wide marker bed as a function of burial depth. Journal of Sedimentary Petrology, 62(2): 261-272.

- Chow N., Wendte J., Stasiuk L.D., 1995. Productivity versus preservation controls on two organic-rich carbonate facies in the Devonian of Alberta: sedimentological and organic petrological evidence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 43:433-460.
- Coelho, A. C. M. Q., Antonioli, L., Dino, R., Portela, H.A., 2014. Evaluation of the potential generator Aptian-Albian oil section of the Sergipe Basin, integrating palynofacies and organic geochemistry analyses. *Braz. J. Geol.* vol.44 no.4 São Paulo.
- Combaz, A., 1964. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, v. 7, p. 205-218.
- Combaz, A., 1980. Les kérogènes vus au microscope. In: Durand B. *Kerogen. Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*.
- Cowie, P.A. & Scholz, C.H., 1992. Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a postyield fracture mechanics model. *J. Struct. Geol.*, 14, 1133–1148.
- CPRM, Companhia de Pesquisa e recursos Minerais, 2001. Mapa Geológico do Estado da Bahia 1:500.000.
- Dawers, N.H., Anders M.H. & Scholz, C.H., 1993. Growth of normal faults: Displacement-length scaling. *Geology*, 21, 1107–1110.
- Dawers, N.H. & Anders, M.H., 1995. Displacement-length scaling and fault linkage. *J. Struct. Geol.*, 17, 607–614.
- De Ros, L. F., and K. Goldberg, 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA, Extended Abstracts Vol. 6 pp.
- Della Favera, J.C., 1971. Análise Estratigráfica preliminar da Formação Candeias - Bacia do Tucano Sul. DIREX. Relatório Interno da Petrobras. N. 1375.
- Degens, E.T & Mopper, K., 1976. Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments. In: Riley, J.P. and Chester, R. (eds) *Chemical Oceanography*, 6, 2nd Edition, Academic Press, London, 59-113.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.*, 40, 695-707.
- Dickinson, W.R., 1974. Plate Tectonics and sedimentation: Society of Economics Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 22,p. 1-27.
- Dickinson, W.R. & Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 2164-2182.

- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites: NATO ASI Series*, C 148, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 333–363.
- Dominguez, J.M.L., Wanless, H.R., 1991. Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, vol. 14. International Association of Sedimentologists Special Publication, pp. 259–281.
- Donald R. Lowe., 1982 .Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* March 1, 1982 vol. 52 no. 1 279-297.
- Dott, R.H., Jr., 1973, The geosynclinal concept, in Dott, R.H. and Shaver, R.H., eds., *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: S.E.P.M. Spec. Public. No. 19*, Tulsa, Oklahoma, p.1-13.
- Dzulynski, S., Książkiewicz, M., Kuenen, Ph.H., 1959. Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Geological Society of America Bulletin* 70, 1089–1118.
- Embry, A. F., 2002. Reansgressive-regressive (T-R) sequence stratigraphy, in Armentrout, J.C. and Rosen, N.C., *Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories*. 22 Annual Gulf Coast section SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference, p 151-172.
- Embry, A.F., Johannessen, E.P., 1992. T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl- Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. Eds., *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society. NPF, pp. 121–146.
- Emery, D., Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, UK, 297 pp.
- Espitalié J, Madec M., Tissot B., Mennig J.J., Leplat P., 1977. Source rock characterization method for petroleum exploration. In: Annual Offshore Techn. Conference, 9th, Proceedings, p. 439-444.
- Evitt, W.R., 1963. Occurrence of freshwater alga *Pediastrum* in Cretaceous marine sediments. *American Journal of Science*, 261, 890-893.
- Feijo, F.J., Souza, R.G. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1):9-16.

- Fernandes, P., 2004. Evolução da matéria orgânica: Da original aos carvões e Petróleo. V Encontro dos Professores de Geociências do Algarve Vila real de Santo Antonio, Portugal.
- Figueiredo, A.M.F., Braga, J.A.E., Zalabaga, J.C., Oliveira, J.J., Aguiar, G.A., Silva, O.B., Mato, L.M.F., Magnavita, L.P., Bruhn, C.H.L., 1994. Recôncavo Basin, Brazil: A prolific Intracontinental Rift Basin: Chapter 5: Part II. Examples of Other Rift Basins. v. 59: Interior Rift Basins. p. 157 – 203.
- Follows B. & Tyson R.V., 1998. Organic facies of the Asbian (early Carboniferous) Queensferry Beds, Lower Oil Shale Group, South Queensferry, Scotland, and a brief comparison with other Carboniferous North Atlantic oil shale deposits. *Organic Geochemistry*, 29(4): 821-844.
- Folk, R.L., 1968, *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill. University Texas at Austin.
- Frazier, D.E., 1974. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. *Geological Circular*, vol. 1, no. 1. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, p. 28.
- Friis, H., 1976. Weathering of a Neogene fluvial fining-upwards sequence at Voervadsbro, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 25: 99-105.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73, 125–142.
- Gama Junior, E., 1970. Modelo geológico das Bacias do Recôncavo e Tucano. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 24. Brasília. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970, p. 191-200.
- Gama Junior, & Fonseca, J. R., 1971. Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Recôncavo. Projeto Modelo Sedimentar. Petrobras. Rpb, Arq. Direx. Rel n. 1475. Salvador.
- Gaugris, K. A. & Grahn, Y., 2006. New chitinozoan species from the Devonian of the Paraná Basin, south Brazil, and their biostratigraphic significance. *Ameghiniana* v.43 n.2 Buenos Aires.
- Gawthorpe R. L. Fraser, A. J. Collier, R. E., 1994. Sequence stratigraphy in extensional basins. *Marine and Petroleum Geology*, UK. V 11, n 6. pp 642 - 658.
- Gawthorpe, R. L. & Leeder, M. R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, v 12, PP 195–218.
- Gazzi, P., 1966. Le arenarie del Lysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il Lysch di Monghidoro. *Mineral. Petrogr. Act.*, 16, 69-97.

- Ghibando, G., 1992: Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification; *Sedimentology*, v. 39, p. 423-454.
- Ghignone, J.I., 1969. A sedimentação deltaica do Recôncavo. Direx. Relatório Interno da Petrobras, n 1231.
- Harms, J.C. Farnestock, R.K., 1965. Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande) In *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*, ed. G.V. Middleton. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 12: 84-115.
- Hampton, M. A., 1972, The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 42, p. 775-793.
- Hedges, J. I. & Parker, P.L., 1976. Land derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1019-1029.
- Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research* 66 (4), 670–688.
- Horschutz, P.M.C. & Teixeira, A.A., 1969. Diapirismo de folhelho na Bacia do Recôncavo. DEXBA. Relatório Interno da Petrobras.
- Howell, J. A. & Flint, S. S., 1996, A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins, *Geological Society Special Publication No. 104*, pp. 129-137.
- Hubert, J.F., 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of sedimentary petrology*, 32(3): 440-450.
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81, 1–9.
- Hutchinson, R., 1974. *Nature*. 250-556p.
- Ingersoll, R. V., 1990. *Geology*, v. 18, p. 733-736.
- Inunciaga M. F. & Gutiérrez P. R., 2011. Silurian microplankton from the Cachipunco Formation (Santa Bárbara Range; Andina Central Basin), Jujuy, Argentina. *Rev. Mus. Argent. Cienc. Nat.* vol.13 no.2, Ciudad Autónoma de Buenos Aires Jul.-dez.
- Jens e. Wendler, Jens Lehmann & Jochen kuss., 2010. Orbital time scale, intra-platform basin correlation, carbon isotope stratigraphy and sea-level history of the Cenomanian–Turonian Eastern Levant platform, Jordan. *Geological Society, London, Special Publications 2010*, v.341; p171-186.
- Johnsson, M.J., Stallard, R.F. and Lundberg, N., 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco drainage basin, Venezuela and Columbia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 103.1622-1647.

- Jopling, A.V., 1963. Laboratory Study of sorting processes related to flow separation. *J. geophys. Res.* 69, 3403-3418.
- Jopling, A.V., 1966. Some applications of theory and experiment to the study of bedding genesis. *Sedimentology*, 7, 71-102.
- Jopling, A.V., 1967. Origin of laminae deposited by the movement of ripples along a stream bed: a laboratory study. *J. Geol.* 75, 287-305.
- Krommelbein, K., 1958. Ostracodes as a stratigraphic aid in the Candeias Oil Field, A study based on samples from the well AT-1-BA. Setex, Relatório Interno da Petrobras.
- Kuenen, Ph. H., 1950. Turbidity currents of high density. *Intern. Geol. Congr.*, 18th, London, 1948, Rept., 8:44-52.
- Kruit, C., Brouwer, J., Knox, G., Scholinberger, W., Van Vliet, A., 1975. Une excursion aux cones d'alluvions en eau profonde d'âge tertiaire pres de San Sebastian (Province de Guipuzcoa, Espagne): Ninth International Congress of Sedimentology, Nice, France, Guidebook to Field Trip 23, 75p.
- Laboratório de Palinologia e Química Via Úmida – UFMG, 2011. <http://www.cpmtc-igc-ufmg.org/laboratorios9.htm>. Consultado em 08 de abril de 2015.
- Lana, C.C. & Carvalho, I. S., 2002. Cretaceous conchostracans from Potiguar Basin (northeast Brazil): relationships with West African conchostracan faunas and palaeoecological inferences. *Cretaceous Research*, v. 23, p.351–362.
- Magnavita, L. P. & Cupertino, J.A., 1988. A new approach to the geological configuration of the Lower Cretaceous Tucano and Jatobá Basins, *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, 222-230.
- Magnavita, L. P., 1994. Rifting, erosion, and uplift of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, v. 13 n. 02, p. 367-388.
- Magnavita L.P., 2005. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 301-334, maio/nov.
- Mange, M.A. and Maurer, F.W., 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Chapman & Hall, London.
- Marrett, R. & Allmendinger, R.W., 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations. *J. Struct. Geol.*, 13, 735–738.
- Martins-Neto, M.A., Catuneanu, O., 2010. Rift Sequence Stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology* 27. pp 247–253.
- Mato, L.F., 1989. Aspectos Litológicos e Ambiente Depositional dos Biocalcarenitos Ostracodais – Marco 58 da Formação Candeias/Membro Gomo, Compartimento Nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia. Dexba, Relatório Interno da Petrobras.

- Mendonça, P. M. M., Spadini, A R., Milani, E. J., 2004. Exploração na Petrobras: 50 anos de sucesso. B. Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 9-58.
- Mendonça Filho, J. G., 1999. Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânicas em rochas do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, sul do Brasil. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre,. 254 p.
- Mendonça Filho J.G., Menezes T.R., Oliveira A.D., Mendonça J.O., 2007. Aplicação da Palinofácies na Exploração Petrolífera. Congresso Brasileiro de Geoquímica, 11, Atibaia, Anais.
- Mendonça Filho, J. G.; Menezes, T. R., Mendonca, J. O., Oliveira, A. D., Carvalho, M. A., Sant'anna, A. J., Souza, J. T., 2010. Palinofácies. In: Souza, C. I. Org. Paleontologia. Rio de Janeiro: Interciência, v. 2, p. 379-413.
- Menezes, T.R., 2002. Aplicação de parâmetros palinofaciológicos e organogeoquímicos na reconstrução paleoambiental do talude continental brasileiro recente na Bacia de Campos – RJ. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 174 p.
- Menezes, T.R. & Mendonça Filho J.G., 2004. Aplicação de fácies orgânica na análise paleoceanográfica do talude continental superior recente da Bacia de Campos. Rev. Bras. Paleont., 7(2):177-188.
- Meyer, H.W., 2005. Metasequoia in the Oligocene bridge Creek flora of western North America: Ecological implications and the history of research, in LePage, B.A. Williams,C.J., and yang H. Eds. The geobiology and ecology of Metasequoia, Past and present: Dordrecht, Netherlands, Kluwe Academic Publishers, p. 159-186.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. Earth Science Reviews 13, 162.
- Miall AD., 1990. Principles of sedimentary basin analysis. 2a ed. New York: Springer-Verlag.
- Middleton G. V., 1966. Experiments on density and turbidity currents: Canadian Journal of Earth Sciences, I, v. 3, p. 523-546; II, v. 3, p. 627- 637; III, v. 4, p. 475-505.
- Middleton, G.V., 1967. Experiments on density and turbidity currents: III. Deposition of sediment. Canadian Journal of Earth Sciences 4, 475– 505.
- Middleton, G.V., 1970. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In: Lajoie, J. (Ed.), Flysch Sedimentology in North America. Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 7,253-272.
- Middleton, G. V., & Hampton, M. A., 1973, Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition, in Middleton, G. V., & Bouma, A. H., eds., Turbidites and deep-water

- sedimentation: Los Angeles, Pacific section. Society of economic Paleontologists and Mineralogists, p. 1-38.
- Migliorini, C.I., 1843, Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 62: 48-49.
- Migliorini, C.I., 1950, Sedimenti gradate sul fondo dei mari Attuali. *Bo. Soc. Geol. Ital.*, 69: 404-406.
- Milhomem, P.S., De Maman, E.J., Oliveira, F.M., Carvalho, M.S.S., Lima, W.S., 2003. Bacias Sedimentares brasileiras. Bacia do Recôncavo. http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html. Consultado em abril 2012.
- Milani, E. J. & Davison, I., 1988. Basement control and transfer tectonics in the Teconcavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brasil, *Tectonophysics*. v.154, p.41-70.
- Milliken, K.L. and Mack, L.E., 1988. Subsurface dissolution of heavy minerals, Frio Formation sandstones of the ancestral Rio Grande Province, South Texas. *Sedimentary Geology*, 68: 187-199.
- Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. Ed., *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. A.A.P.G. Memoir, pp. 53–62.
- Moura, J. A., Fonseca, J. R., Alves, R. J., 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3-4, p. 157-192, jul.-dez.
- Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J. M., De Ros, L. F., 2010, The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin*, v. 94, n. 8, p. 1267–1309.
- Morley, C.K., 2002. Evolution of large normal faults: Evidence from seismic reflection data. *AAPG Bulletin*, v. 86, no. 6 pp. 961–978.
- Morton, A.C., 1984. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones of the North Sea Basin. *Clay Minerals* 19, 287-308.
- Morton, A.C., 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. *Sedimentology* 32, 553-566.
- Morton, A.C., 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa G.G. (ed.) *Provenance of arenites*. Reidel, Dordrecht, 249-277.

- Morton, A.C., 1987. Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Forties sandstone, Paleocene, central North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 1027-1032.
- Morton, A.C., Johnsson, M.J., 1993. Factors influencing the composition of detrital heavy mineral suites in Holocene sands of the Apure River drainage basin, Venezuela. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Spec. Pap.-Geol. Soc. Am., vol. 284, pp. 171–185
- Morton, A.C., Hallsworth C., 1994. *Sedimentary Geology*. 90241-256.
- Mulder, T. & Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Muller, J., 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments. *Micropaleontology*, 5: p. 1-32.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F., 1972. Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis. English translation by T.H. Nilsen, 1978: *International Geology Review*, v.20, p. 125-166.
- Mutti, E., 1992., *Turbidite Sandstones*. AGIP Special Publication, Milan, Italy, 275 pp.
- Mutti E., Tinterri R., Benevelli G., di Biase D. & Cavanna G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Mar. Petrol. Geol.*, 20, 733-755.
- Netto, A. S. T. & Oliveira, J. J., 1986. O preenchimento do Rift-Valley na Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geociências*. V. 15. p. 287 – 292.
- Oboh, F.E., 1992. Middle Miocene paleoenvironments of the Niger Delta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 92: 55-84.
- Oliveira, A. D.; Mendonça Filho, J. G.; Carvalho, M. A.; Menezes, T. R.; Lana, C. C.; Brenner, W. W., 2004. Um novo método de preparação palinológica para aumentar a recuperação de dinoflagelados. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(2): 169-175.
- Oliveira, A. D., Mendonça Filho, J. G., Sant'anna, a. J., Souza, J. T., Freitas, A. G., Menezes, T. R., 2006. Inovação no processamento químico para isolamento da Matéria Orgânica Sedimentar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43°. Aracaju, SE. Anais. .Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, p. 324.
- Pack ,O.L. & Almeida, L.A.,1945. Relatório CNP.
- Payton, C. E., 1977. Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26.
- Pereira, C.P., 1986. Arenitos reservatório do membro Gomo da Formação Candeias no campo de Cexis, Bacia do Recôncavo. Dexba. Relatório Interno da Petrobras.

- Petrobras, 2011. Palinofácies de amostras de testemunho do 7FBM 0112 BA, Bacia do Recôncavo. CT Geoq 035/11. Relatório interno da Petrobras.
- Petrobras, 2012. Resultado de Palinofácies de amostras do poço 7-FBM-54-BA, Bacia do Recôncavo. CT Geoq 063/12. Relatório interno da Petrobras.
- Petrobras, 2012. Resultado de Palinofácies de amostras do poço 7-RCB-16-BA, Bacia do Recôncavo. CT Geoq 068/12. Relatório interno da Petrobras.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R., 1972. Sand and Sandstones. Springer-Verlag, Berlin.
- Picarelli, A. T., Lana, C. C., 1993. Ocorrência de acritarcos no andar Buracica da Bacia do Recôncavo – Ingressões marinhas nos rifts eocretácicos Brasileiros?. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 13°. São Leopoldo, RS. Boletim de Resumos. São Leopoldo: Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 159.
- Pickering, K. T., Stow, D. A. V., Watson, M. P., Hiscott, R. N., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews* 23, 75-174.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp.125– 154.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76, 1687–1709. Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. Eds., *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 39–45.
- Prosser. S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. Geological Society, London, Special Publications; v. 71; pp. 35-66.
- Press, F., Siever, R., 1986. *Earth*, Fourth edition. W.H. Freeman and Company, San Francisco, CA, 656 pp.
- Ramalho Filho, A. & Beek, K.J., 1995. Sistema de Avaliação da Aptidão Agrícola das Terras. 3. ed. Rio de Janeiro: Embrapa,. 65 p.
- Revista National Geographic., 2007. Consultado em 08 de abril de 2015. <http://photography.nationalgeographic.com/staticfiles/NGS/Shared/StaticFiles/Photography/Images/Content/star-shaped-diatom-527175-xl.jpg>.
- Revista Ciência Hoje, 2006 • vo l . 39 • nº 229, pg 65.

- Remus, M.V.D., Mcnaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I. & Pinto, V.M., 1998. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Jour S. Amer. Earth Sci.* 12: 349-366.
- Rodrigues, C.R.O., 1990, Argilominerais na evolução diagenética dos arenitos da Formação Sergi, Jurássico, Bacia do Recôncavo, Brasil. Tese de M.Sc., UFOP, Ouro Preto, MG, Brasil.
- Rubey, W.M., 1933. The size-distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 3(1): 3-29.
- Russell, R.D., 1937. Mineral Composition of Mississippi River sands. *Geological Society of American Bouletin.* 48. 1307-1348.
- Sanders, J. E., 1965, Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms, in Middleton, G.V., ed., *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: SEPM Special Publication 12*, p. 192-219.
- Santos, C.F., Cupertino, J.A., Braga, J.A.E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo Tucano e Jatobá. In *Origem e evolução de bacias sedimentares*, ed. Gabaglia, g. P. R. & Milani, E., J. 49-71 p.
- Santos, C.F., 2005. Estratigrafia de Seqüências da fase final de preenchimento de um rifte intracontinental: um modelo com base no Barremiano Inferior da Bacia do Recôncavo. *B. Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 205-226.
- Scarton, J.C., 1987. Análise de paleocorrentes nos arenitos (turbiditos) da Formação Candeias/Membro Gomo na área de Rio do Bu/Mata de Macuca/Rio Itariri, Bacia do Recôncavo. *Direx. Relatório Interno da Petrobras*.
- Scholz, C. A., Moore, T.C., Jr, Hutchinson, D. R., Golmshtok, A., Ja. Klitgord, K. D., Kurotchkin, A.K., 1998. Comparative sequence stratigraphy of low-latitude versus high-latitude lacustrine rift basins: seismic data examples from the East African and Baikal rifts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140. pp 401–420.
- Selley, R.C., 1979. Dipmeter and log motifs in North sea submarine – fan sands. *AAPG bulletin*, v 63, n 6. 905-917pp.
- Shukri, N.M., 1949. The mineralogy of some Nile sediments. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 105(4): 511-535.
- Silva, H.T.F., 1993. Flooding Surface depositional Elements and acumulation rates-characteristics of the lowe Cretaceus tectonosequence in the Recôncavo Basin. Northeast Brazil. PhD Thesis, University Texas, Austin, USA.

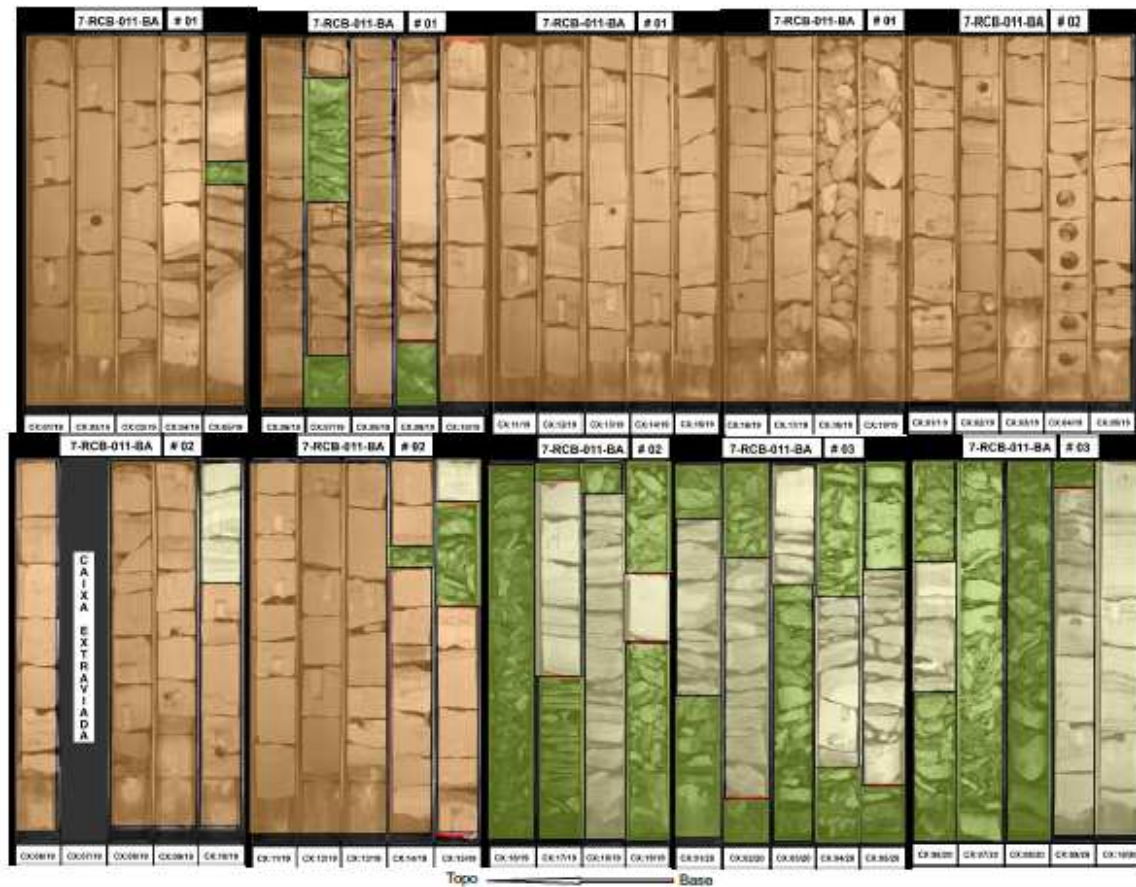
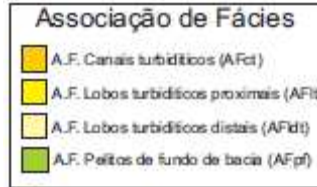
- Silva, O.B., 2000. Mapeamento geotécnico da Folha córrego das Moças, no município de Uberlândia_MG. *Caminhos da Geografia* 1(2) 1-24.
- Silva, O.B., Caixeta, J.M., Milhomem, P.S., Kosin M.D., 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n.2, p. 423-431.
- Simons, D. B., Richardson, E.V., and Nordin, Jr. C.F., 1965, Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels, in Middleton, G.V., ed., *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: SEPM Special Publication 12*, p. 34-52
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C., 1949. Integrated facies analysis. In: Longwell, C.R. (Ed.), *Sedimentary Facies in Geologic History*, vol. 39. Geological Society of America Memoir, pp. 91–124.
- Sloss, L.L., 1962. Stratigraphic models in exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 46, 1050–1057.
- Sloss, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North América. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 74, p. 93-114.
- Souza, J.V., Santos, P. S., D'elboux, C.V., 1964. Método de diferenciação de folhelhos. Setex, Relatório Interno da Petrobras.
- Souza, E.M. Sanches, C.P. Mato, L.F., 1989, Marcos Elétricos/ Radioativos da Formação Candeias no Compartimento nordeste-Bacia do Recôncavo, Bahia, Dexba/Dirged. Relatório Interno da Petrobras.
- Souza, I.V.A.F., 2007. *Faciologia Orgânica de uma Seção Devoniana da Bacia do Parnaíba (Formação Pimenteira): Implicações para a Geração de Petróleo*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 160 p.
- Stasiuk, L.D. & Fowler M.G., 2004. Organic facies in Devonian and Mississippian strata of Western Canada Sedimentary Basin: relation to kerogen type, paleoenvironment, and paleogeography. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 52(3):234-255.
- Stasiuk, L.D., 1996. Organic facies in black shale of Devonian- Mississippian Bakken Formation, southeastern Saskatchewan. Canadá, Geological Survey of Canada, Current Research, 1996-B:15-22.
- Swift, D.J.P., Kofoed, J.W., Salusbury, F.P. and Sears, P., 1972. Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic Shelf of North America. In Swift, D.V.P., Duane, D.B. and Pilkey, O.H. eds, *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*, Stroudsburg, PA: Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., pp. 499-574.
- Swift, D.J.P., 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern USA. *Sedimentary Geology* 14, 1–43.

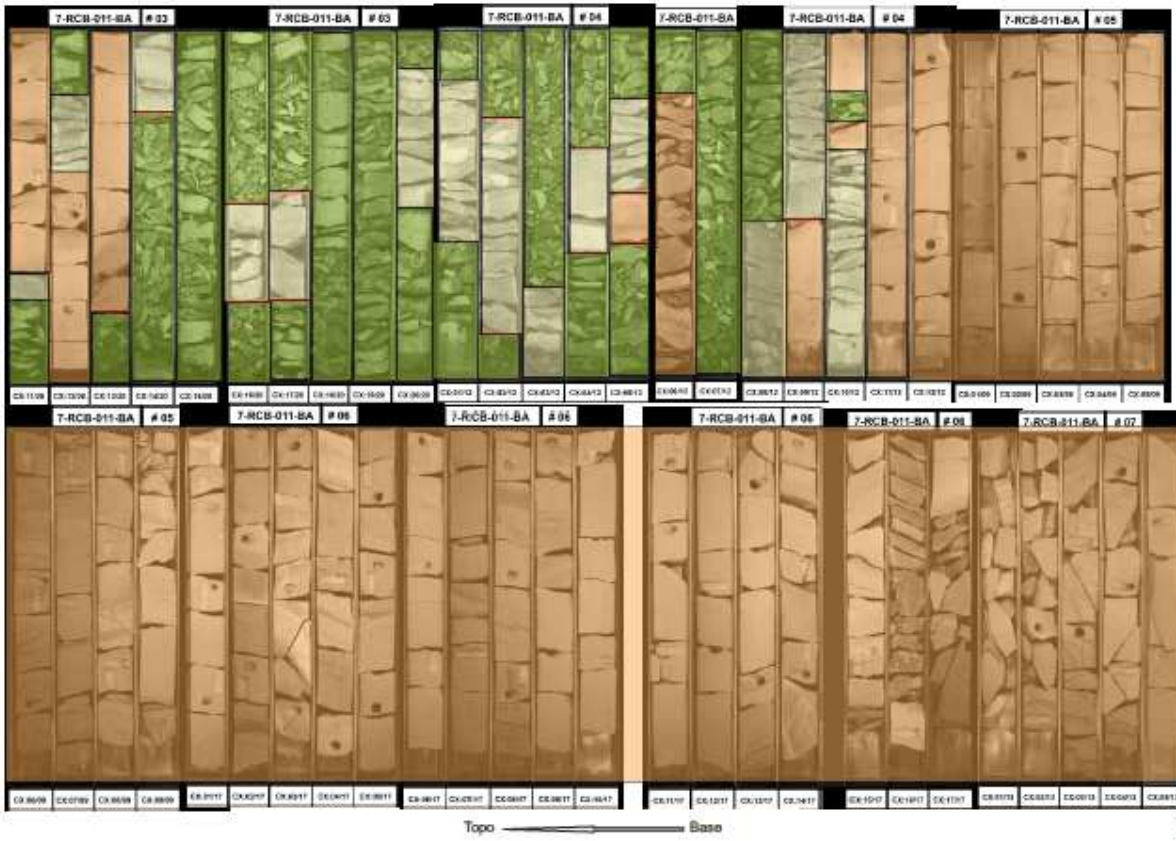
- Taylor, E.P., 1946. Relatório CNP.
- Tissot, B. P.; Welte, D. H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence. 2nd ed. Berlin: Springer-Verlag, 699p.
- Tucker, M.E., 1988. *Techniques in Sedimentology*: Boston (Blackwell Scientific).
- Tyson, R.V., 1984. Palynofacies investigation of Callovian (Middle Jurassic) Sediments from DSP Site 534, Blake – Bahama Basin, western Central Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 1, 3-13.
- Tyson, R.V., 1987, The Genesis and Palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In: Brooks J. and Fleet, A.J. *Marine Petroleum source rocks, geological society Special Publication*, 26, 47-67.
- Tyson, R. V., 1993. Palynofacies Analysis. In: Jenkins, D.J.. *Applied Micropaleontology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 153-191.
- Tyson, R. V., 1995. Sedimentary Organic Matter. Londres, Chap. & Hall., 615p.
- Walker, R.G., 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal environments. *J. sedim. Petrol*, 37, No. 1, 25-43.
- Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. *Bull, Am. Assoc. Pet. Geol.*, 62: 932-966.
- Walsh, J.J. & Waterson, J., 1988. Analysis of the relationship between displacement and dimensions of faults. *J. Struct. Geol.*, 10, 239–247.
- Waterson, J., 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure & Appl. Geophys.*, 124, 365–373.
- Wheeler, W.H. Karson, J.A., 1989. Structure and kinematics of the Livingstone Mountains border fault zone, Nyasa (Malawi) Rift, southwestern Tanzania. *J. Afric. Earth Sci.* 8, 393-413.
- Whatley, R. C.; Moguilevsky, A.; Toy, N., 1998. Ostracoda from the South West Atlantic. Part III. Recent Ostracoda from the continental shelf of Argentina, Uruguay and southern Brazil. *Rev. Esp. Micropaleont.*, Madrid, 30(2):89-116.
- Witzke, R.E., 1992. Membro Gomo da Formação Candeias: Sismoestratigrafia e Perspectivas exploratórias e Explotatórias. Campo de Cexis e Adjacências Bacia do Recôncavo, Bahia. Dexba, Relatório Interno da Petrobras.
- Wollast, R. and Mackenzie, F.T., 1983. Global cycle of silica. In Aston, S.R. *Silicon Geochemistry and Biogeochemistry*. Academic Press, new York, pp. 39-76.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: overview. *AAPG Memoir*, v. 26, p. 63-81.

- Vail, P. R., 1987. Seismic stratigraphic interpretation using sequence stratigraphy, Part I: Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Bally, A. W. ed. *Atlas of Seismic Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 27, Tulsa, Oklahoma, 1, 1-10.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. Eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617–659.
- Van Andel, T.H., 1950. Provenance, transport and deposition of Rhine sediments: a heavy mineral study on river sands from the drainage area of the Rhine. Veenman en Zonen, Wageningen, The Netherlands.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C.,
- Van Wagoner, J.C., Mitchum JR., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series pp 7 - 55.
- Viana, C. F., Gama Júnior, E. G., Simões, I. A., 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. Boletim Técnico da Petrobrás, v. 14, n. 3 Abr., pp.157-192.
- Wheeler, W.H., Karson., J.A., 1989. Structure and kinematics of the Livingstone Mountains border fault zone, Nyasa (Malawi) Rift, southwestern Tanzania. *J. Afr. Earth Sci.* 8, pp 393–413.
- Young, W. M., 1958. Stratigraphic relationship of the Candeias Formation with the Itaparica Formation. Depex. Relatório Interno da Petrobras.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *J. Sediment. Petrol.* 50, 21-29.
- Zuffa G.G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa G.G. ed. *Provenance of Arenites*. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co., p. 165-189.

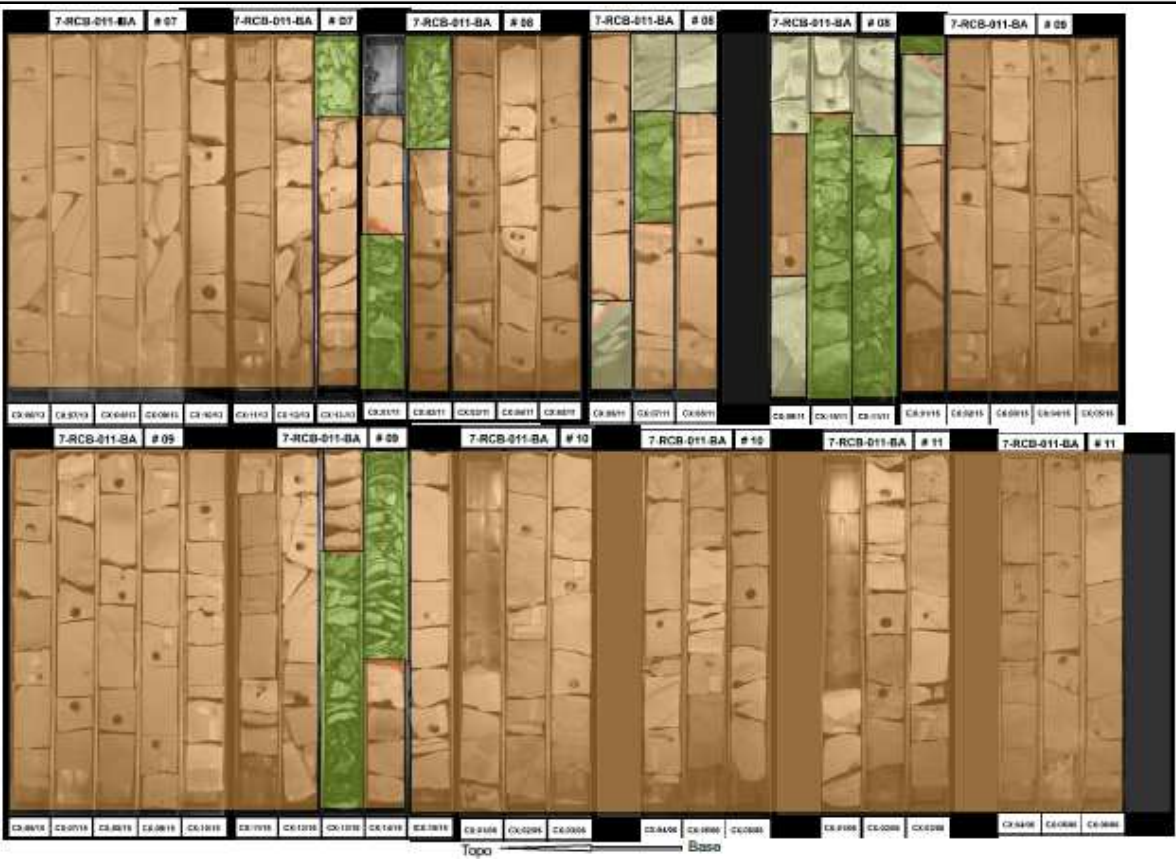
ANEXOS

ANEXO I - FOTO MONTAGEM DOS TESTEMUNHOS ESTUDADOS, INTERPRETADOS SEGUNDO ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES.

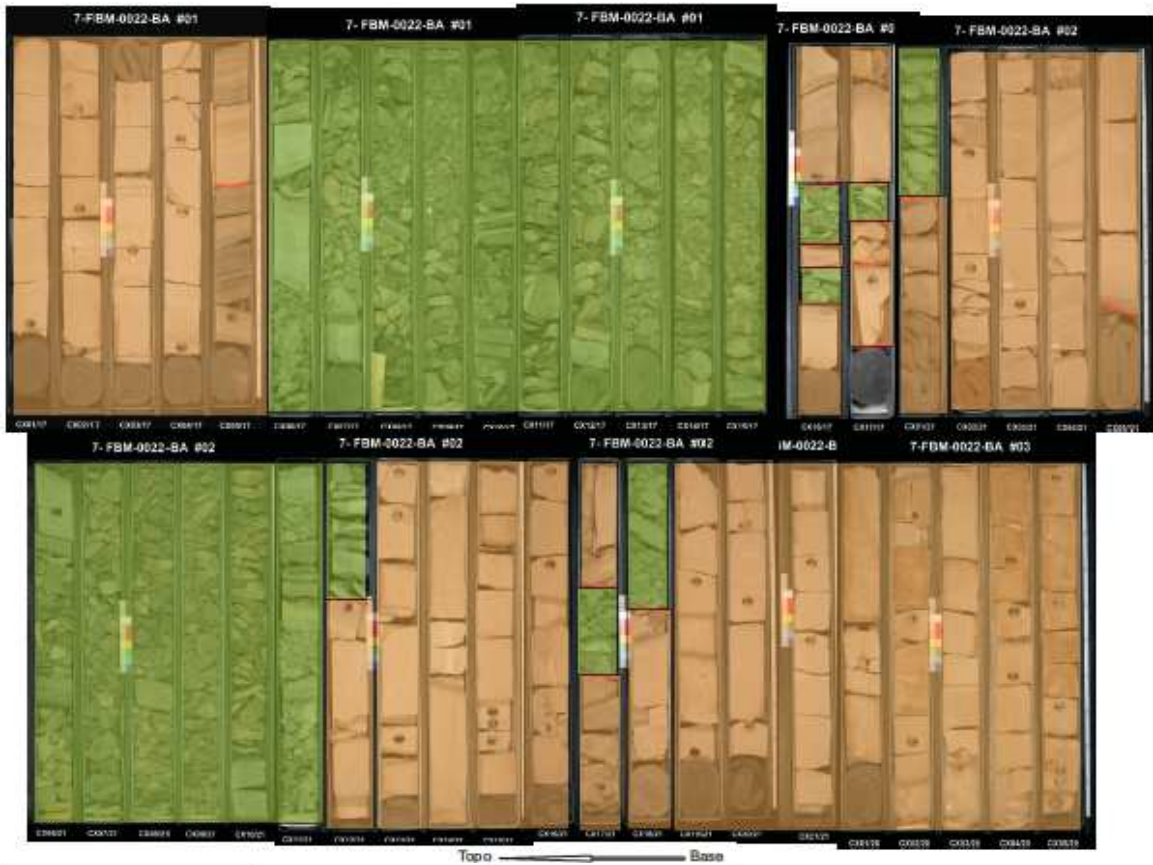




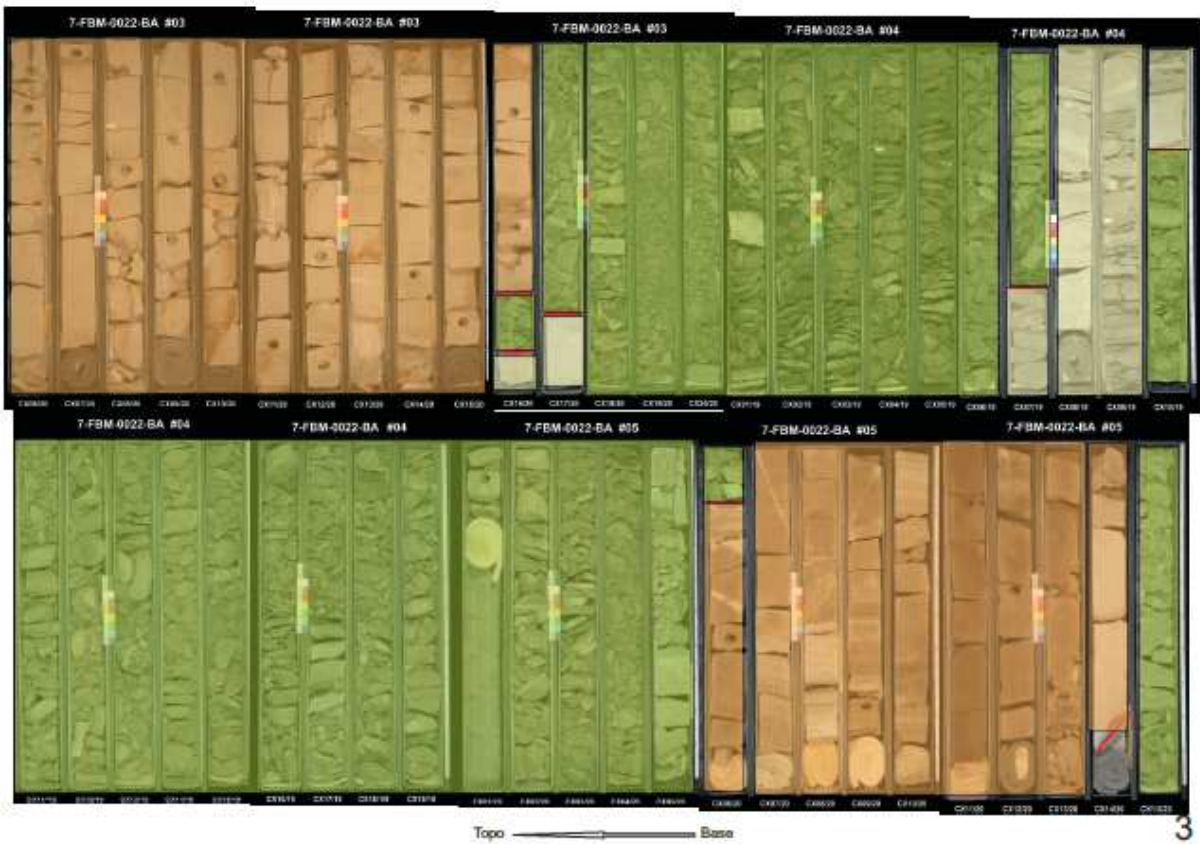
2



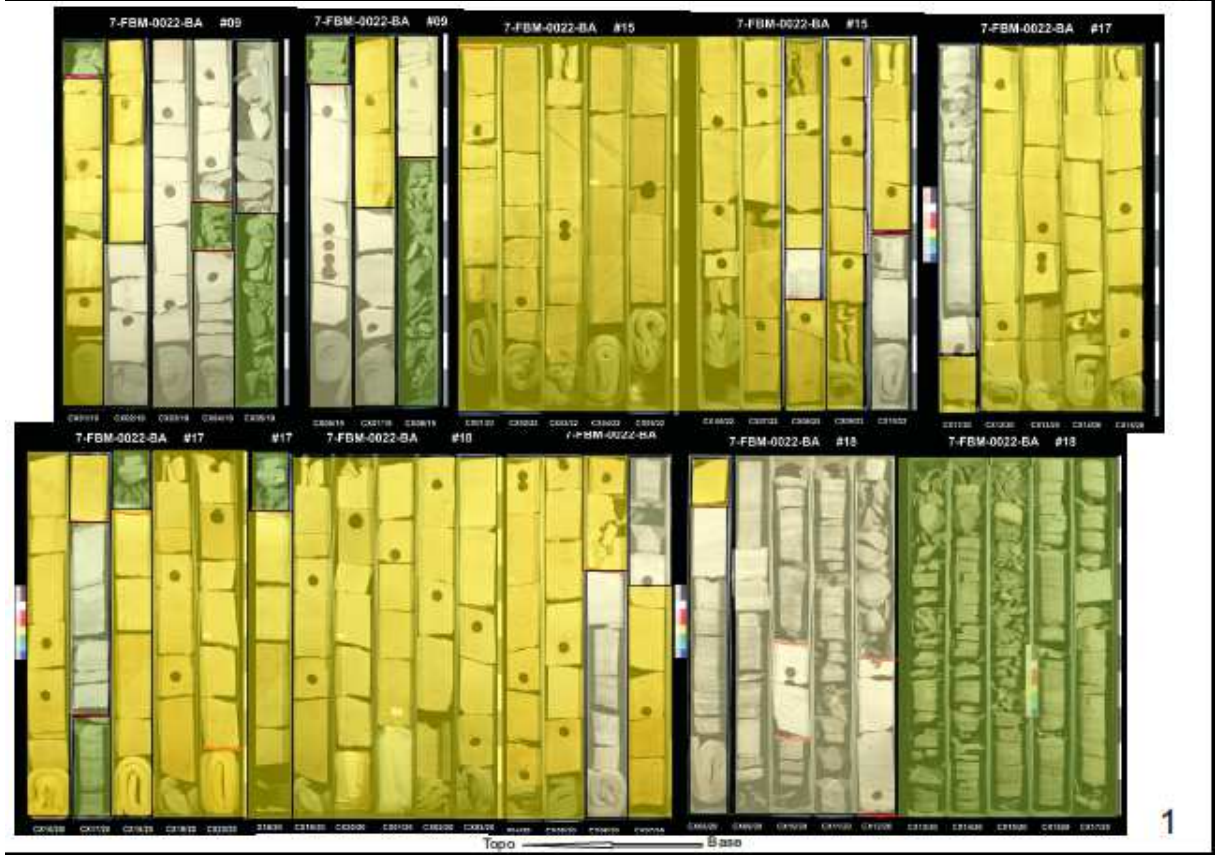
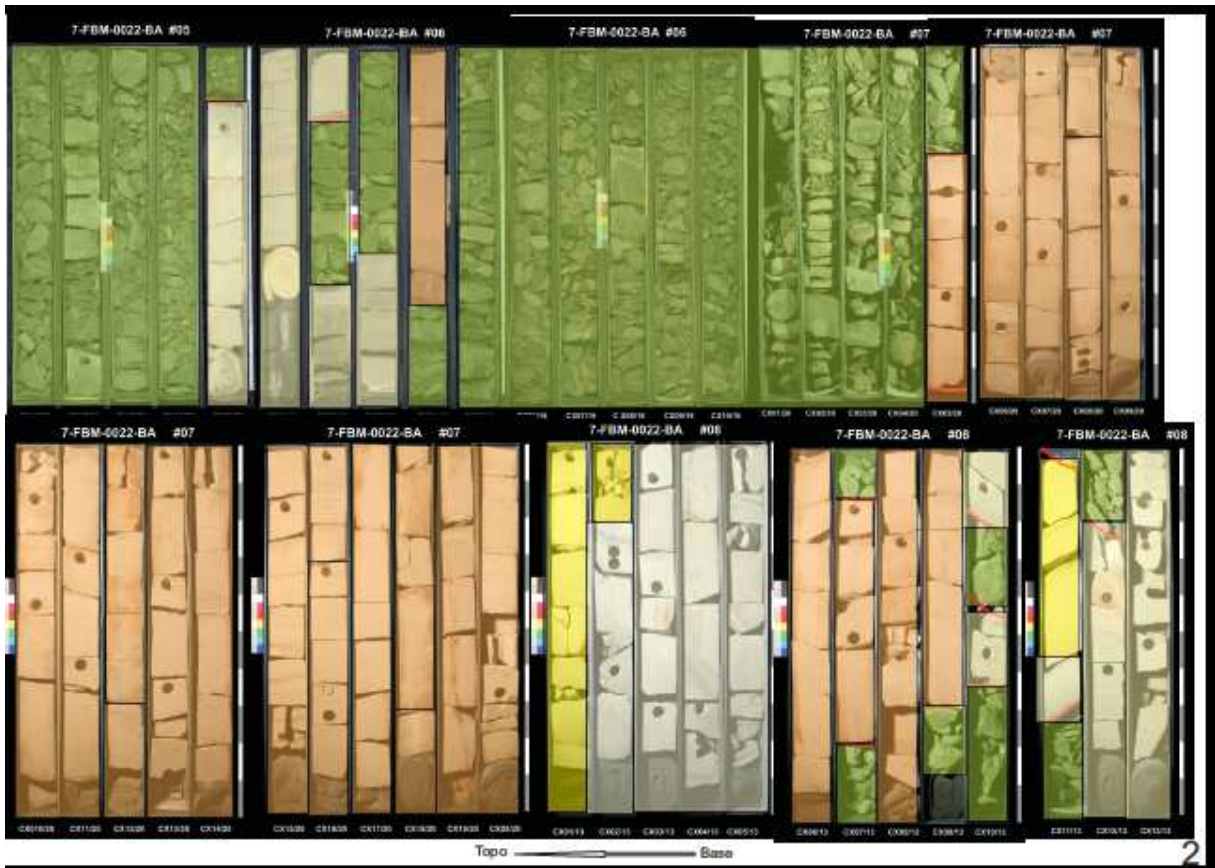
1

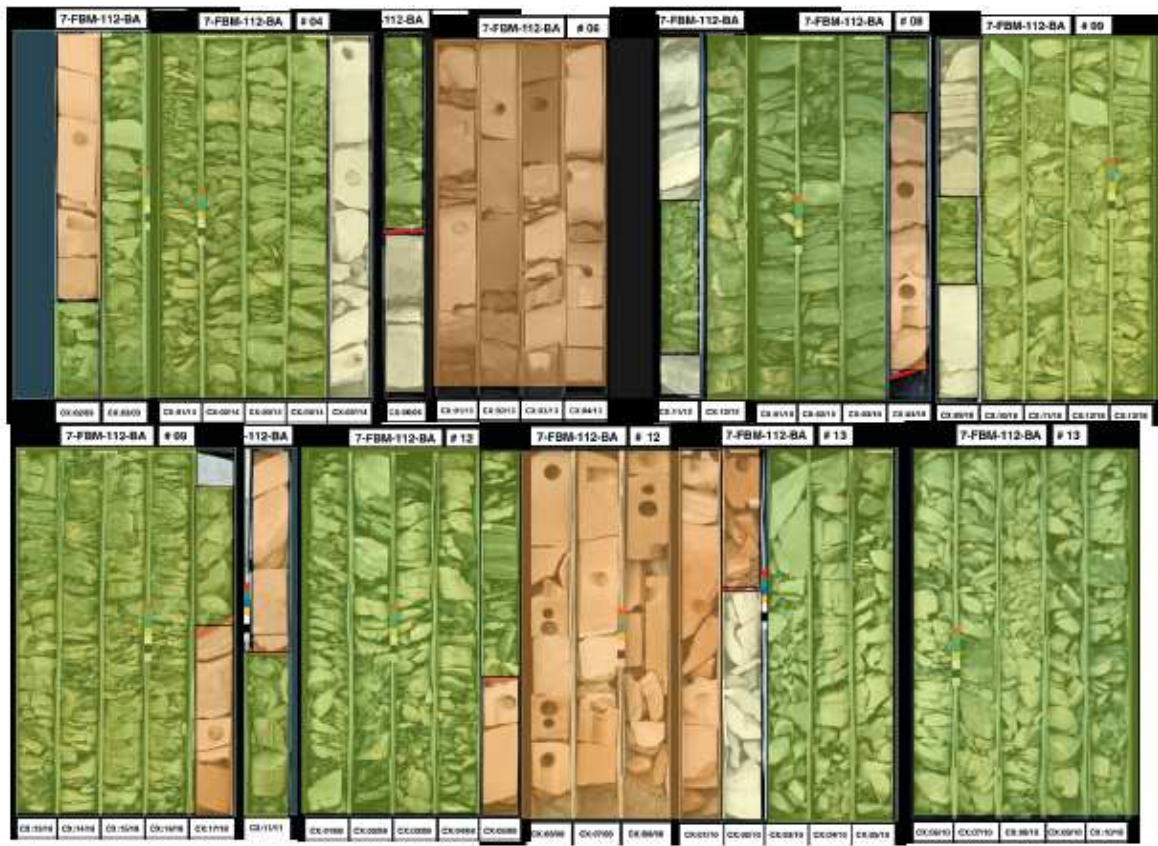


4

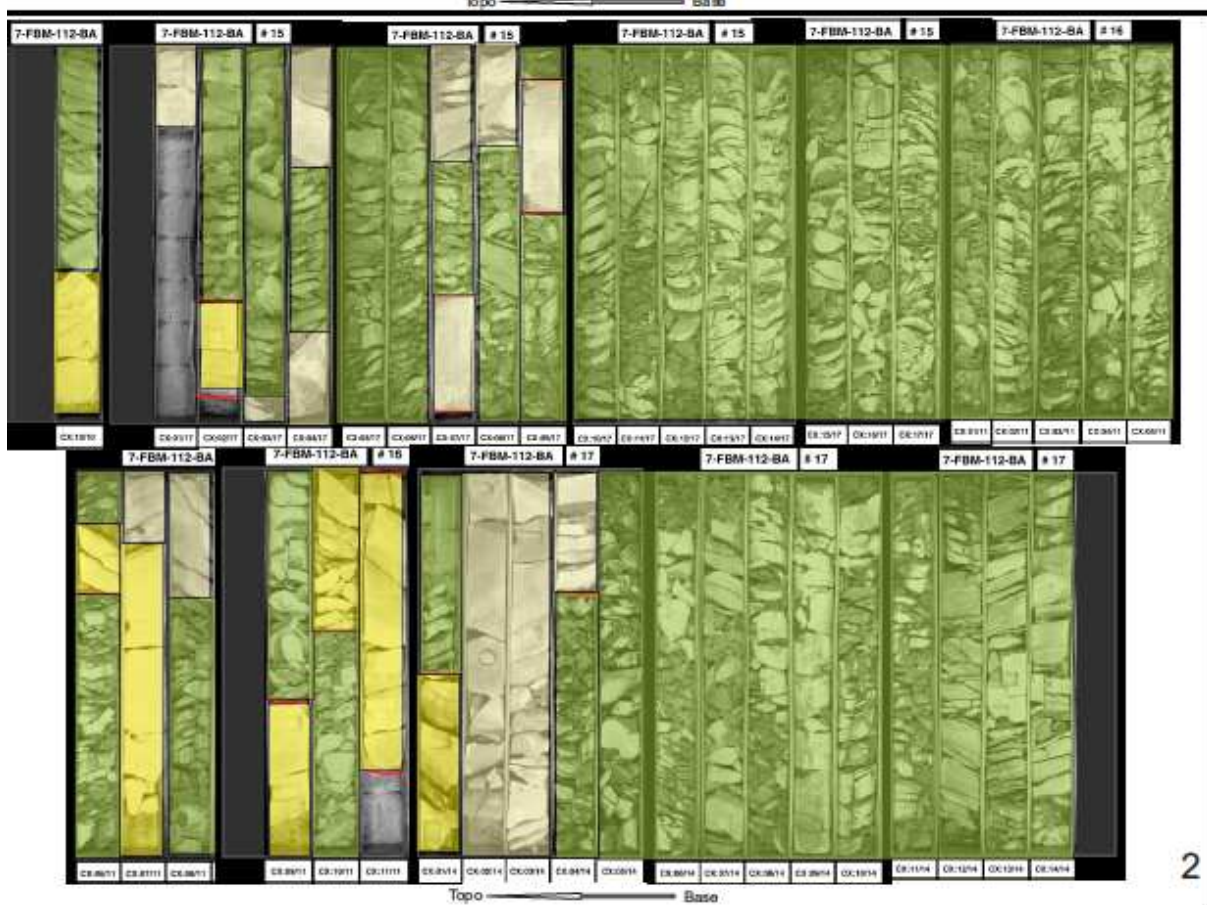


3

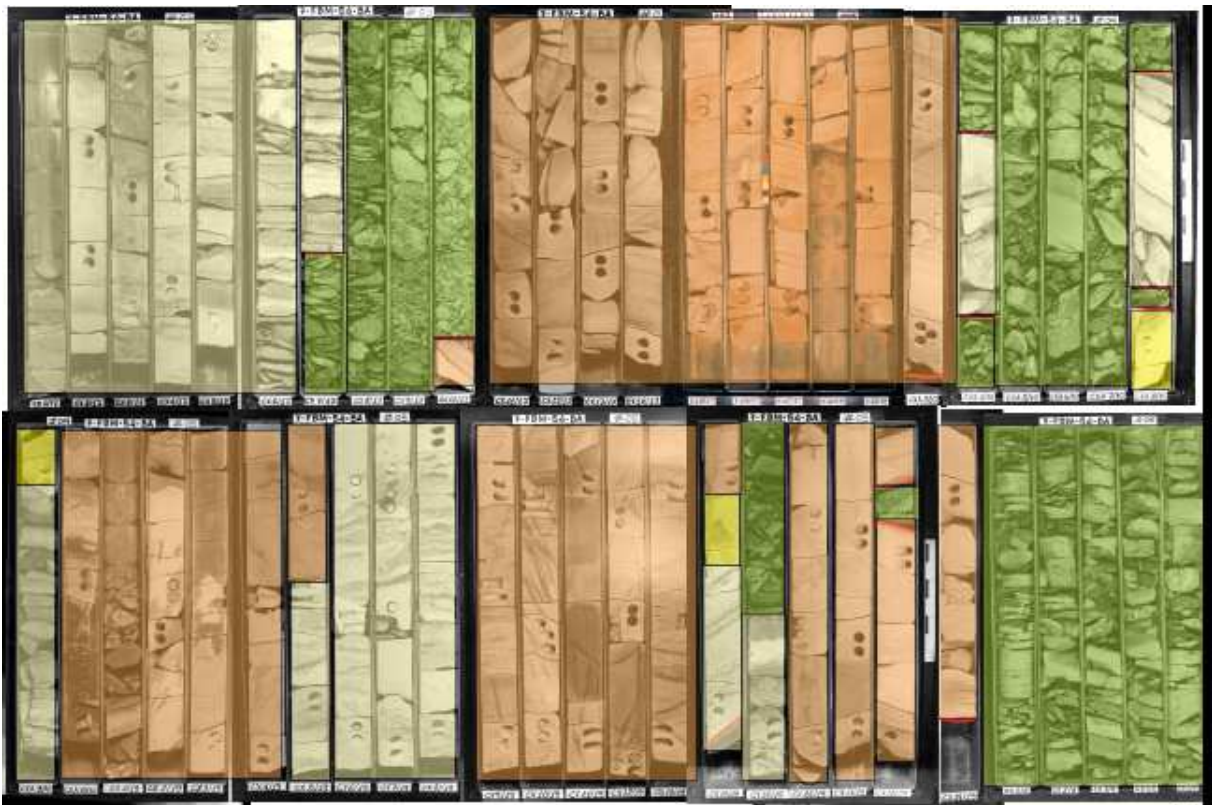




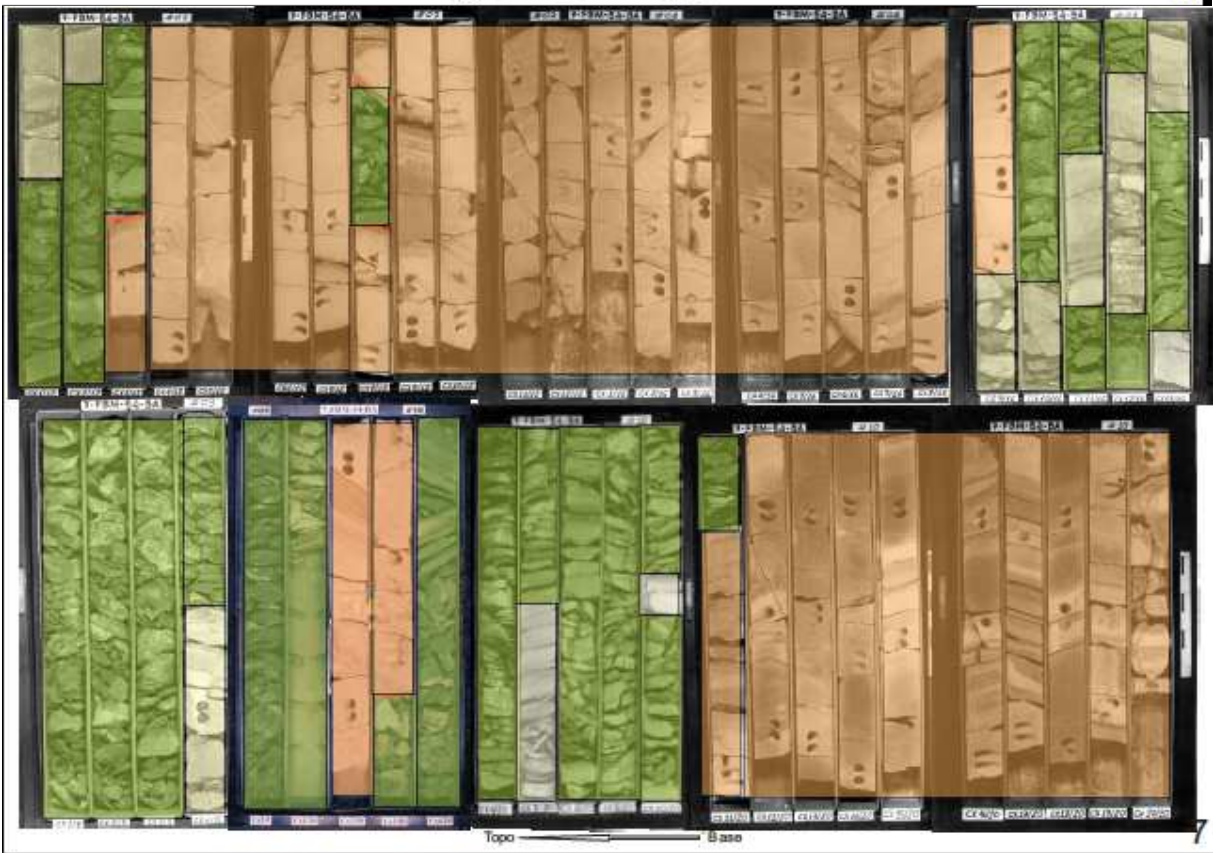
3



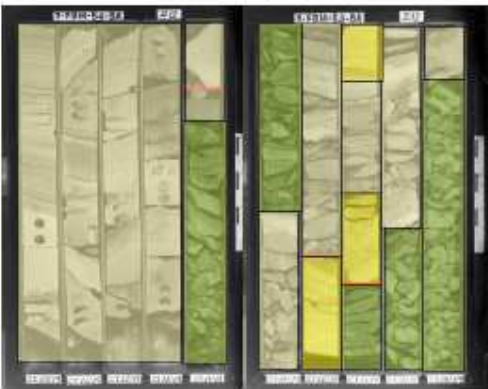
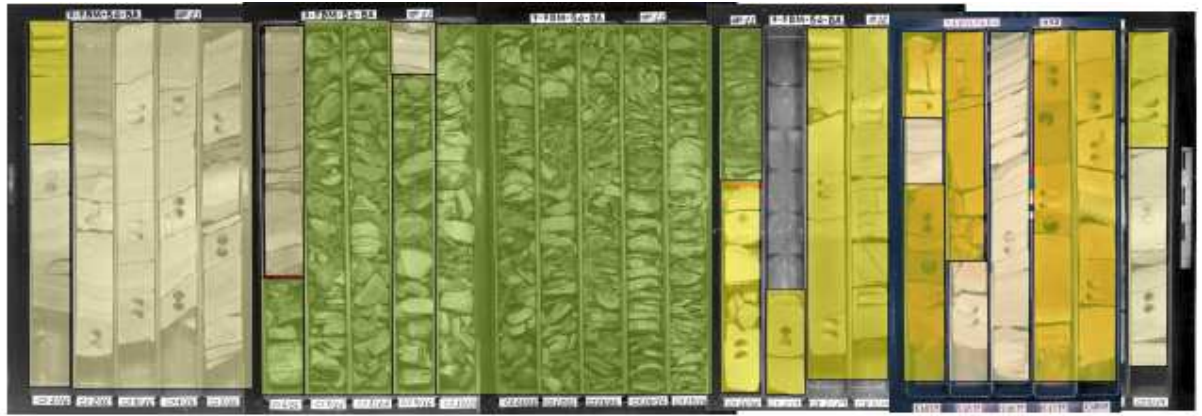
2



8

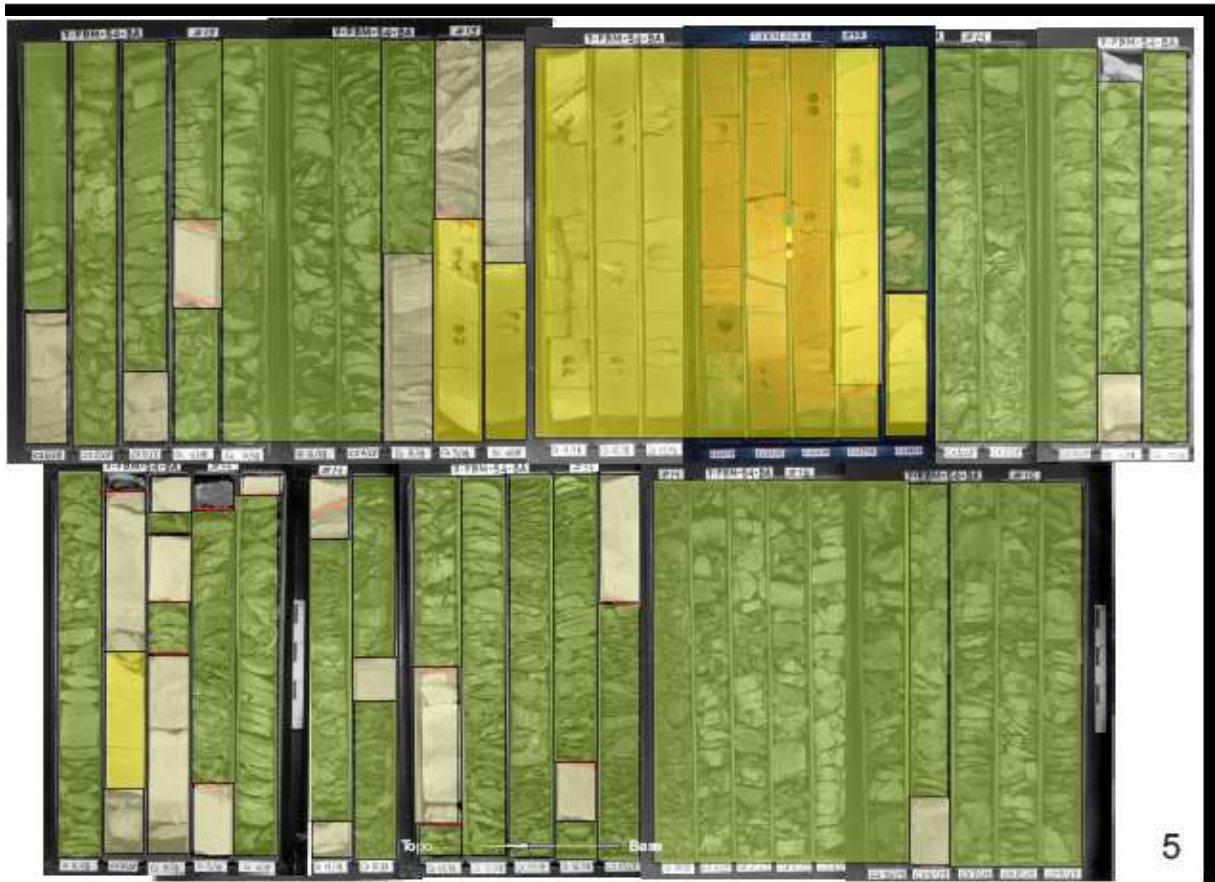


7

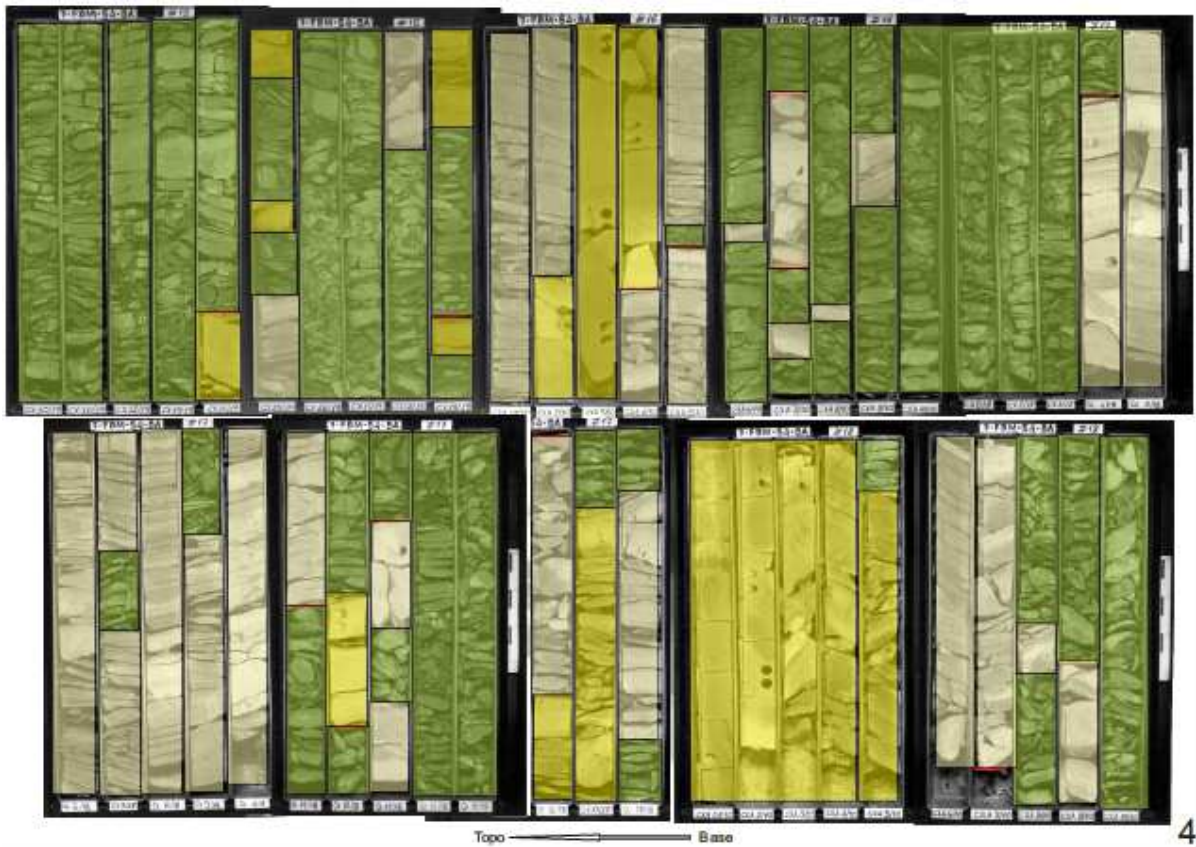


Topo ————— Baso

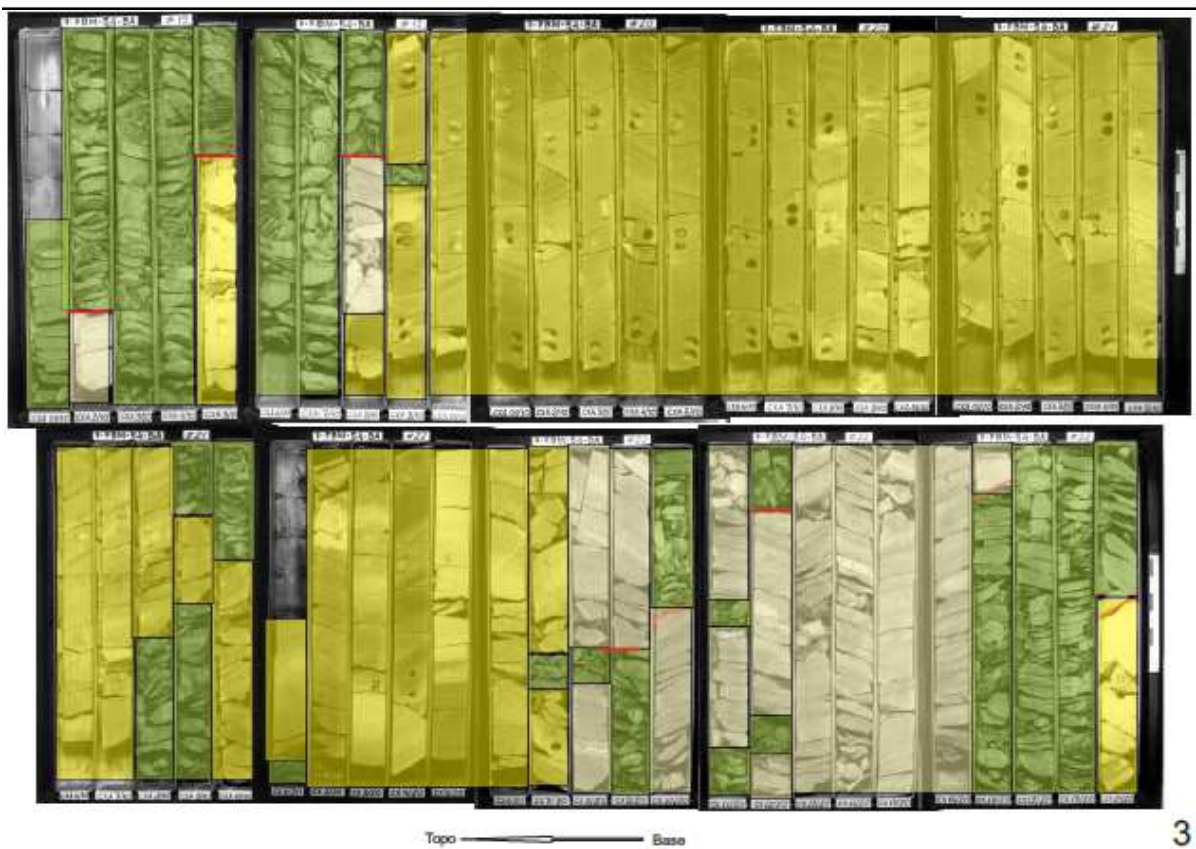
6



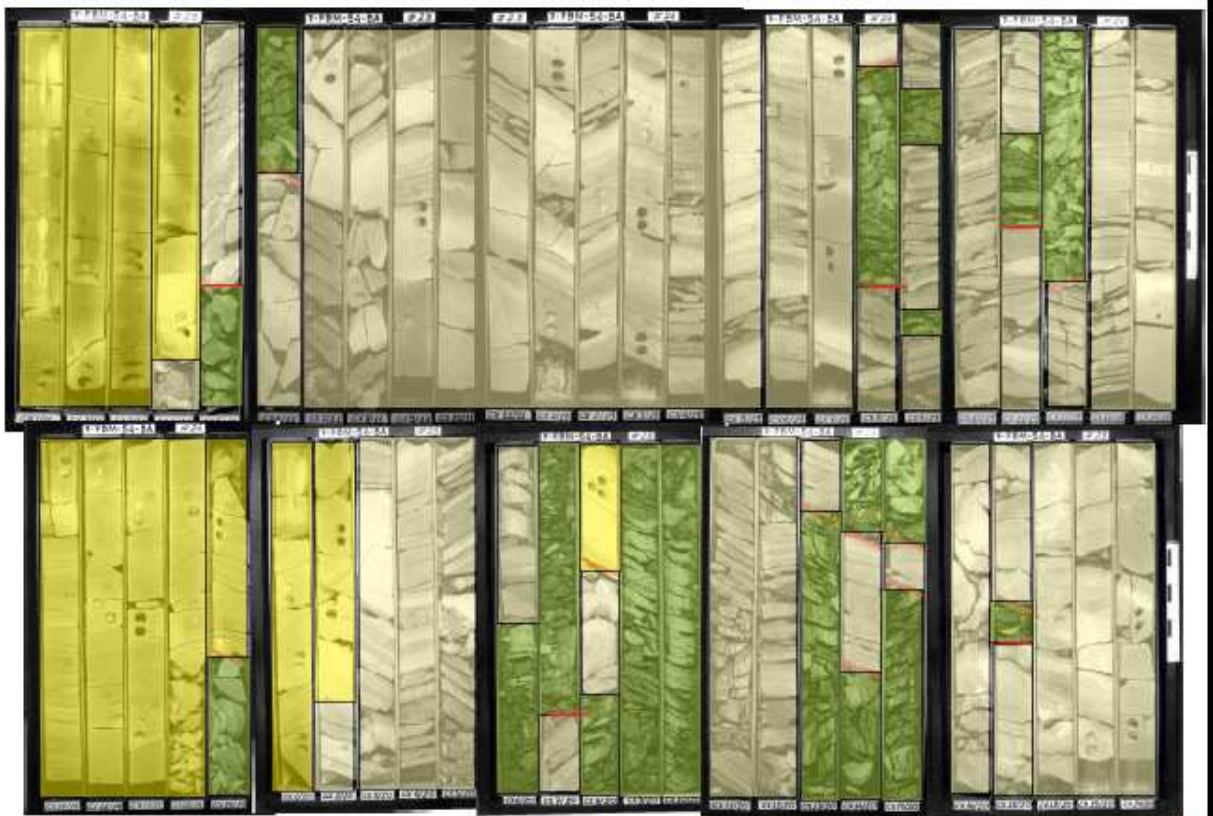
5



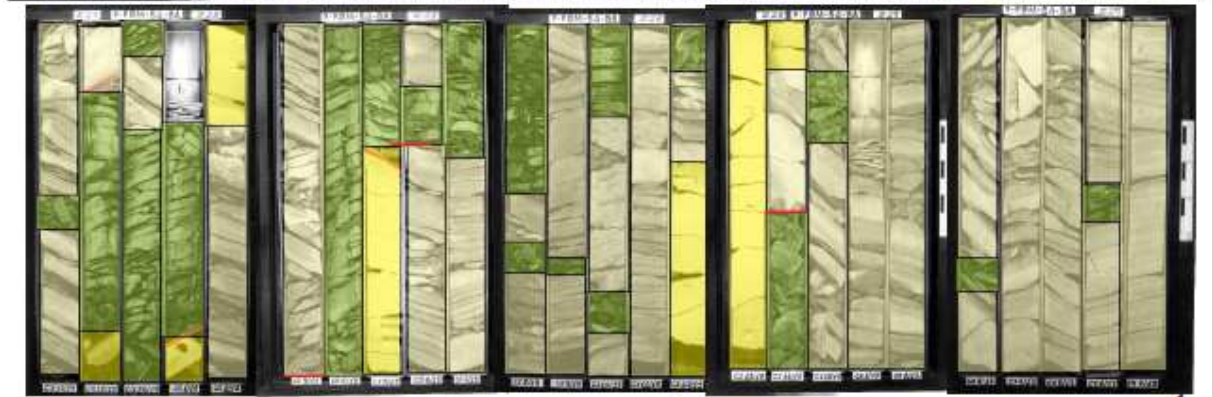
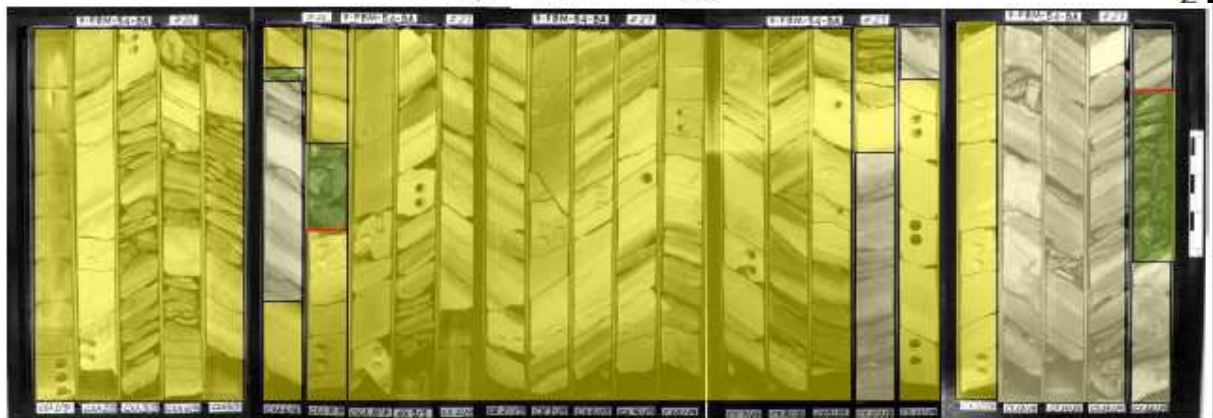
4



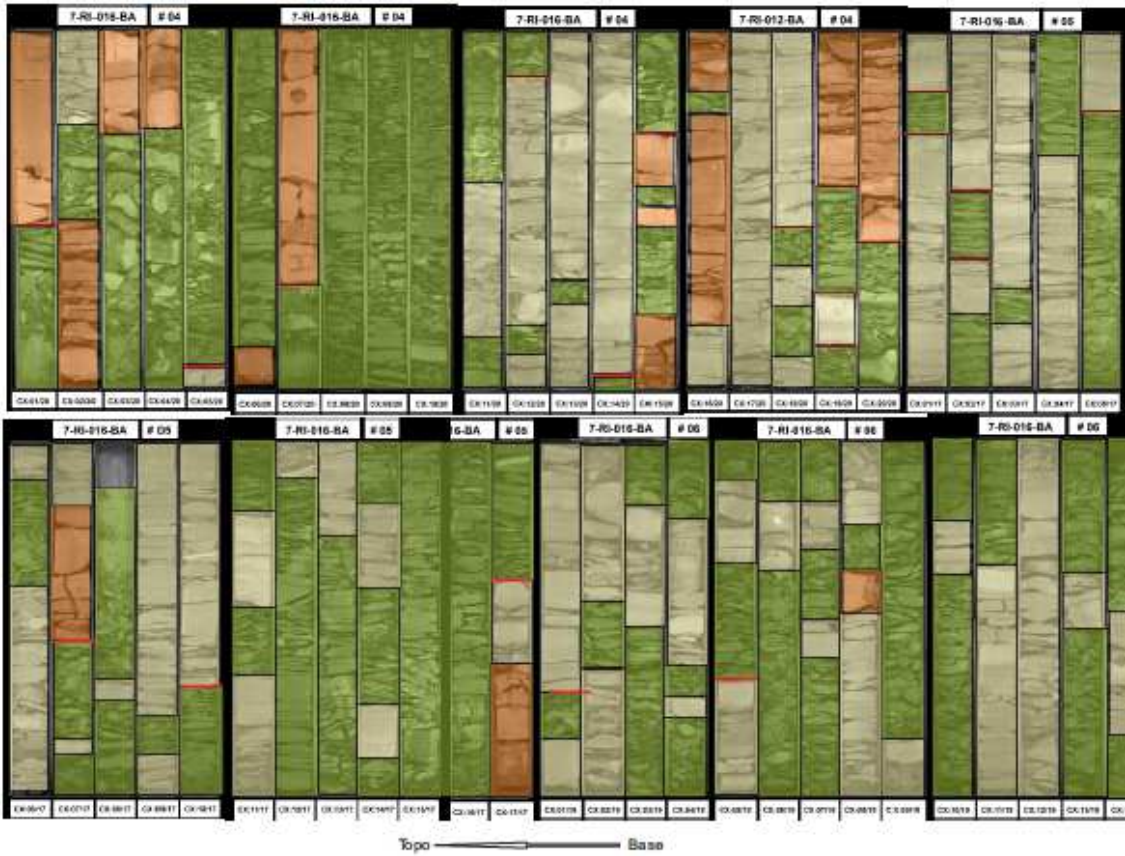
3



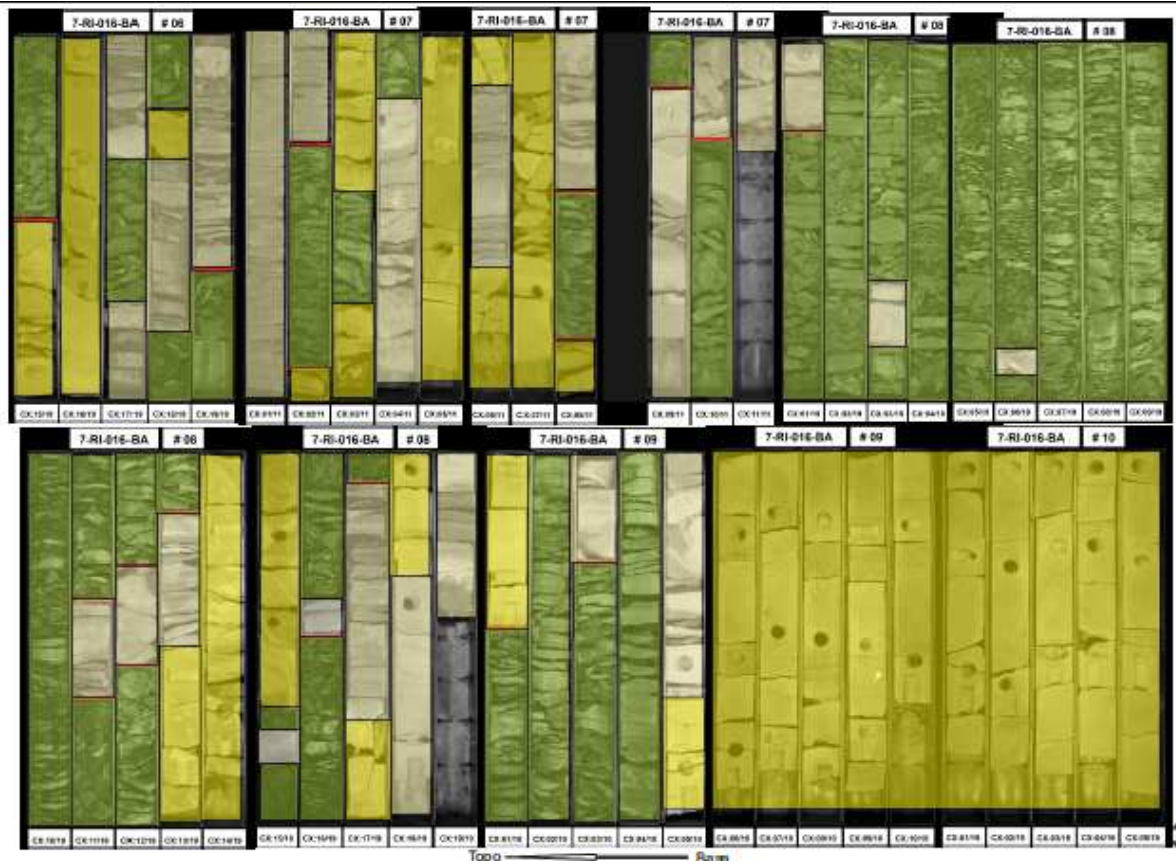
Topo ————— Baso



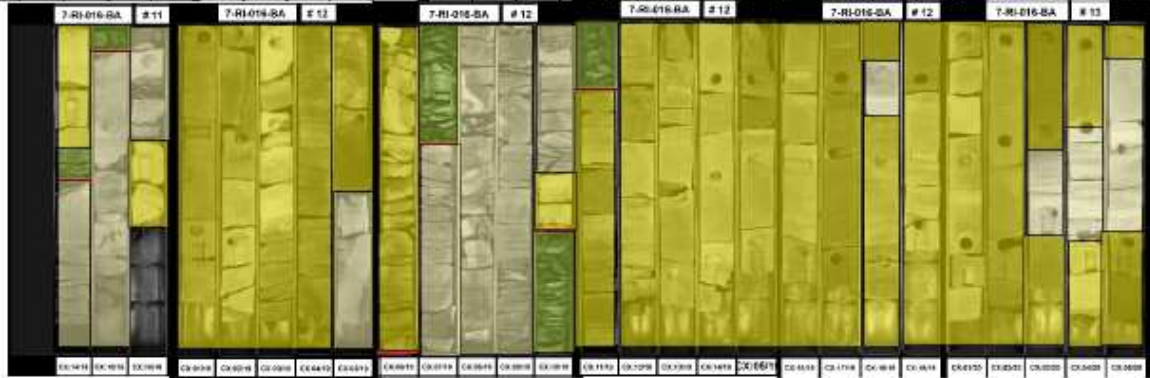
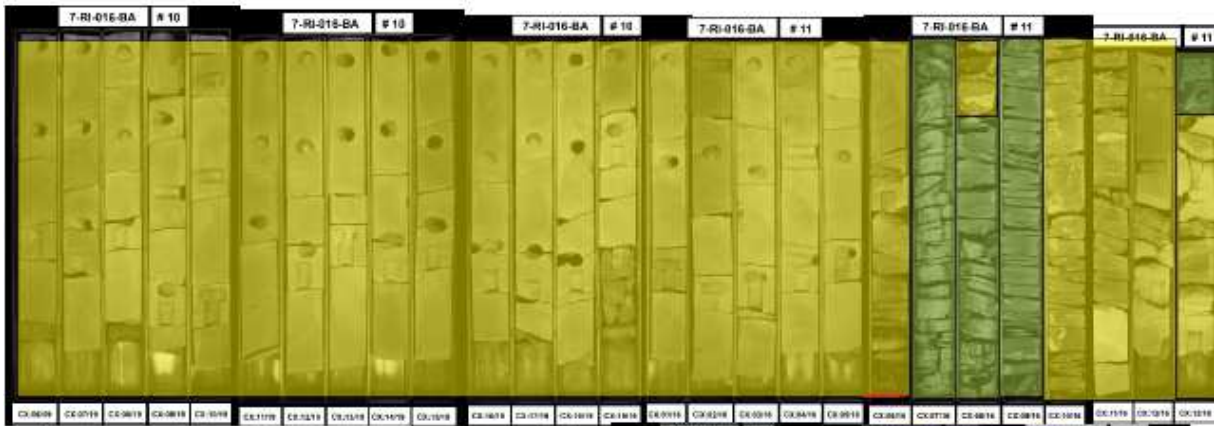
Topo ————— Baso



4

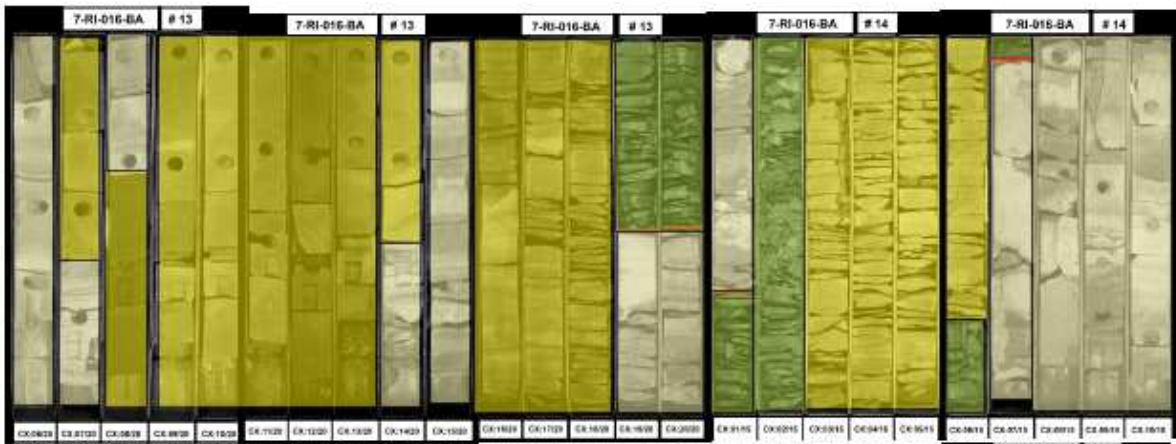


3



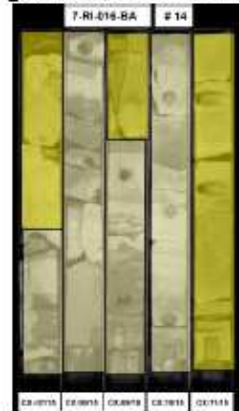
Topo → Base

2



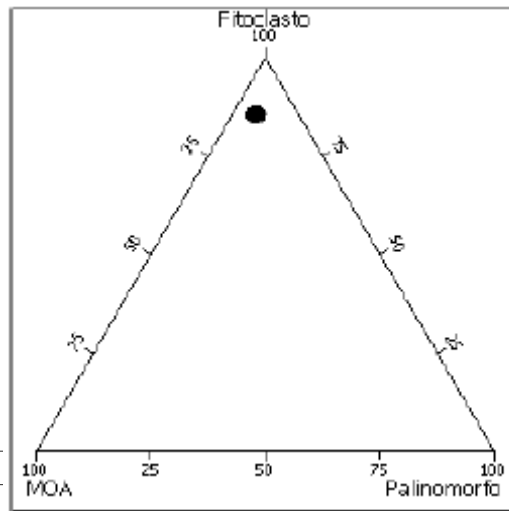
Topo → Base

1

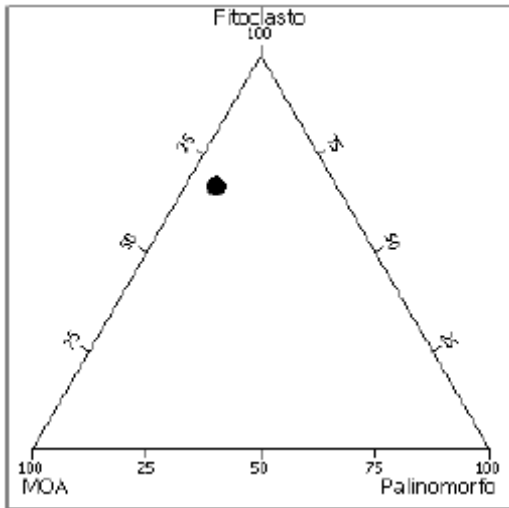


ANEXO II - SUMÁRIOS PETROGRÁFICOS: PETROGRAFIA ORGÂNICA

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	857.00



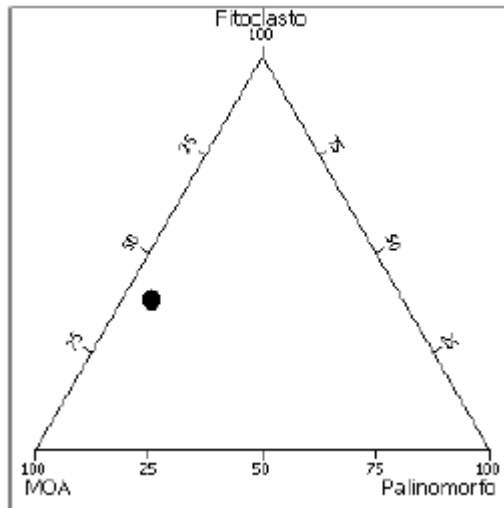
Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	880.00



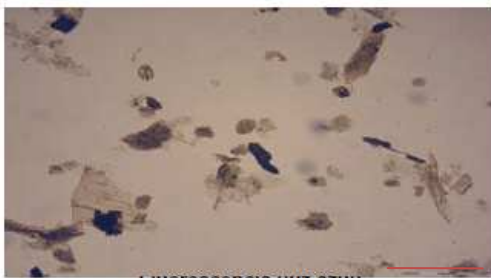
Luz branca transmitida
Conchostráceo



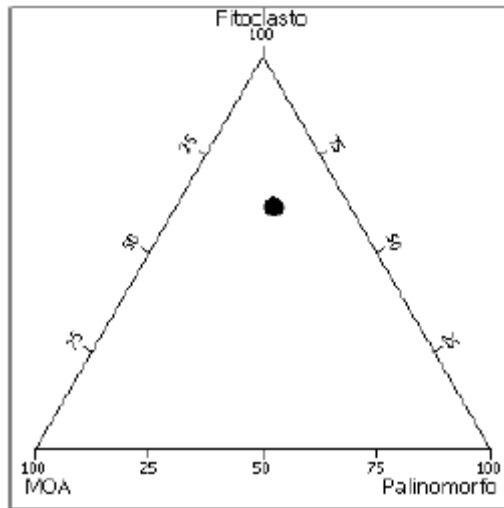
Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco



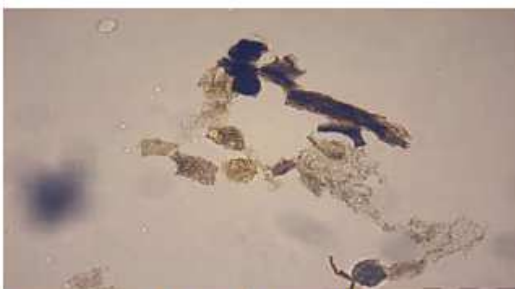
Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	885,00



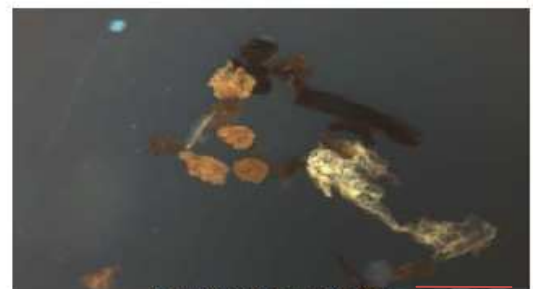
Fluorescência (luz azul)
 Membrana
 Fitoclasto opaco
 Fitoclasto não-opaco



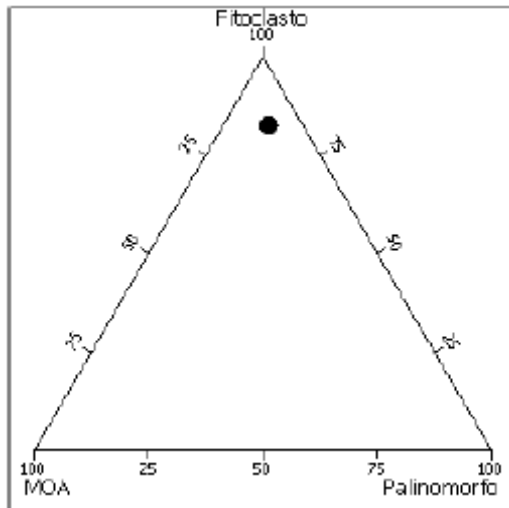
Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	915,00



Luz branca transmitida
 Membrana
 Fitoclasto não-opaco



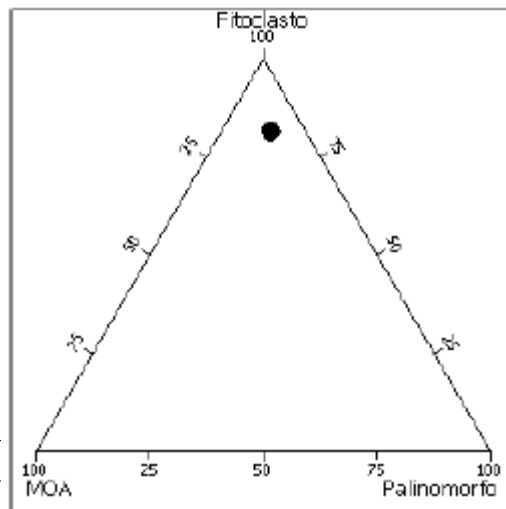
Fluorescência (luz azul)
 Cutícula
 Membrana
 Fitoclasto não-opaco bioestruturado



Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	936,00

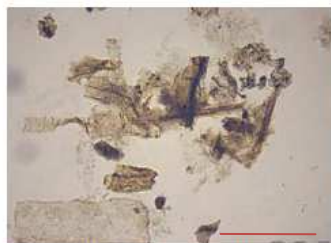
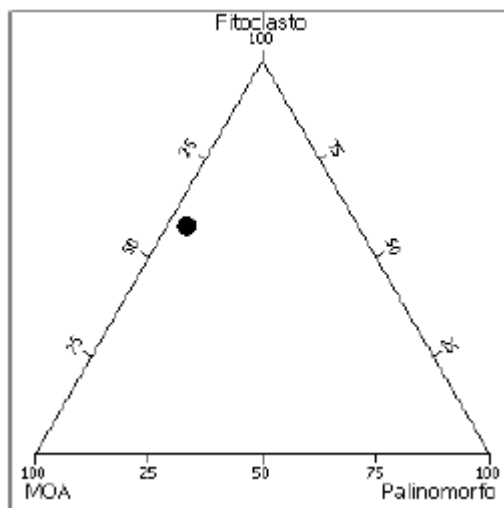


Luz branca transmitida
Conchostráceo



Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	952,00

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	976.00



Luz branca transmitida
Membrana
Fitoclasto não-opaco

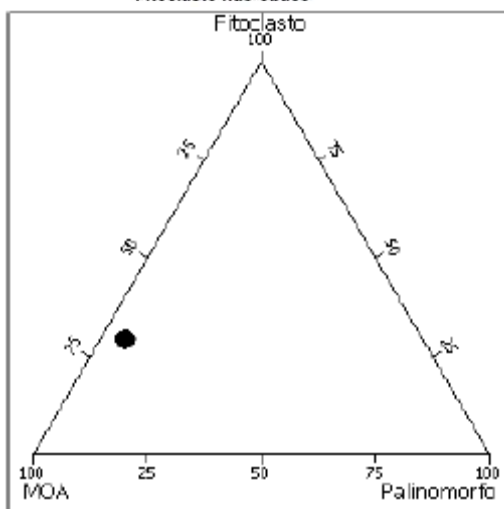


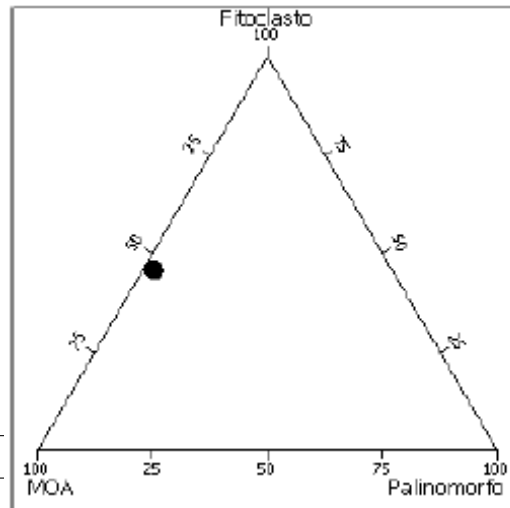
Luz branca transmitida
Membrana
Esporomorfo
Fitoclasto não-opaco



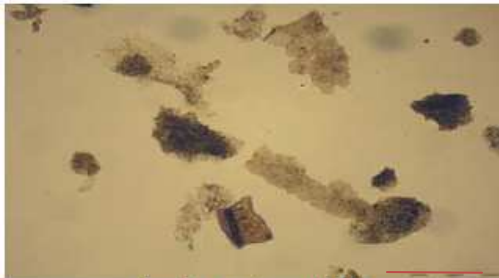
Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa
Fitoclasto não-opaco

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	978.00

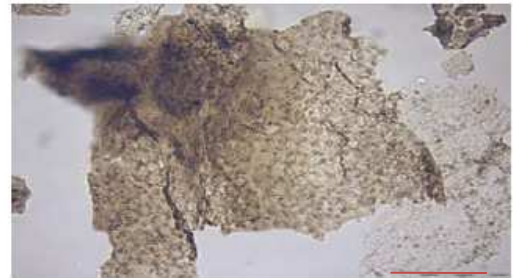




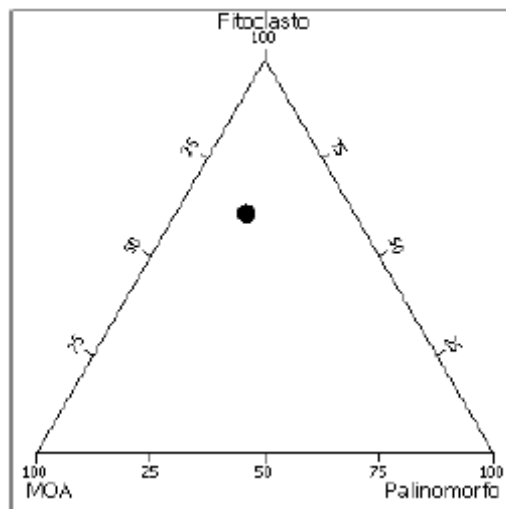
Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1017,00



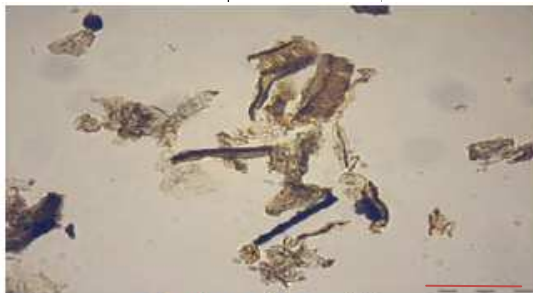
Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa
Fitoclasto não-opaco



Luz branca transmitida
Membrana

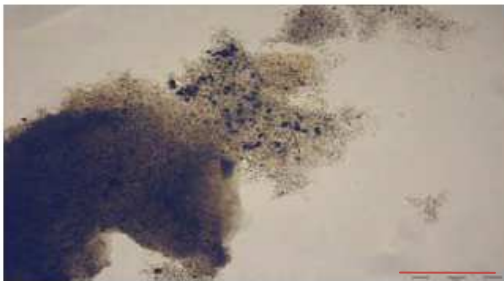
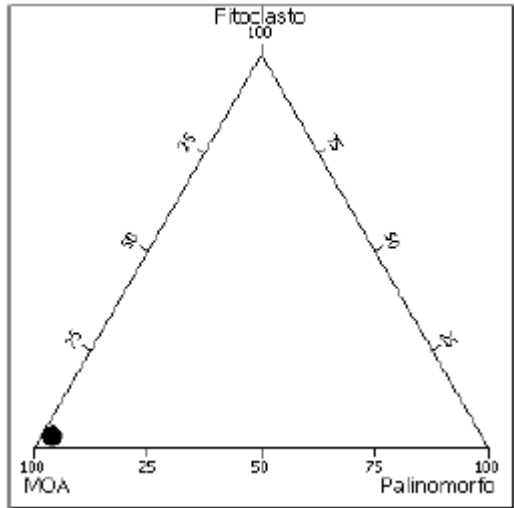


Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1037,00



Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa
Fitoclasto não-opaco

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1047,00

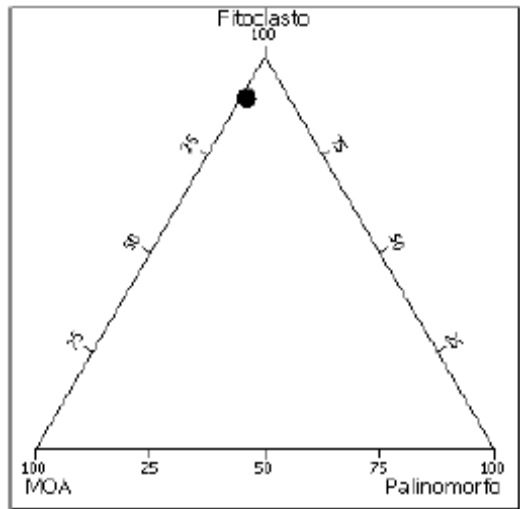


Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa



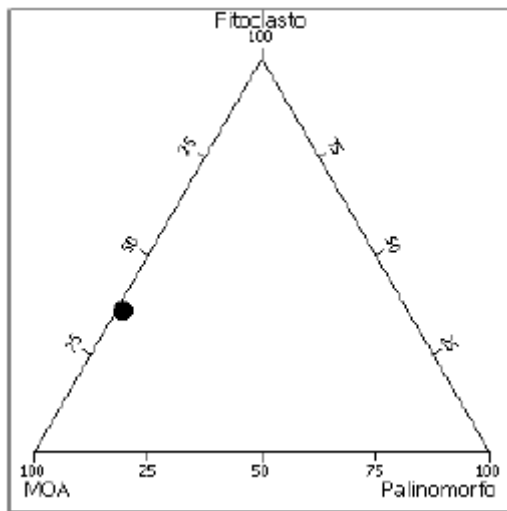
Fluorescência (luz azul)
Matéria Orgânica Amorfa

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1060,00

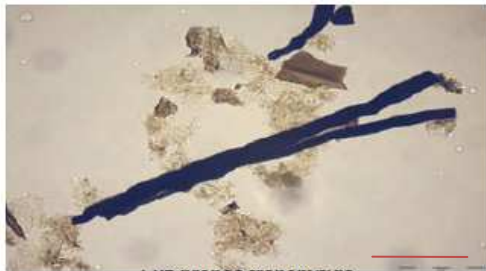
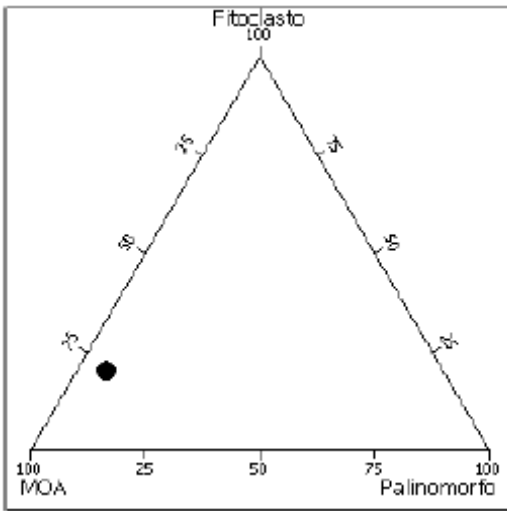


Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1073,00



Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1083,00

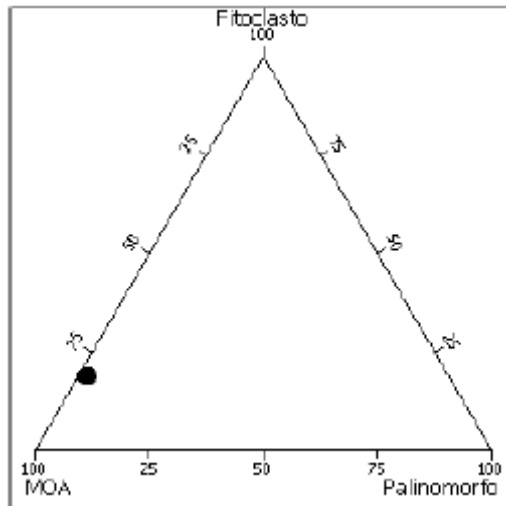


Luz branca transmitida
 Matéria Orgânica Amorfa
 Fitoclasto opaco
 Fitoclasto não-opaco



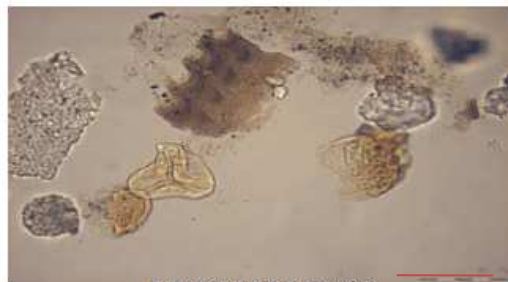
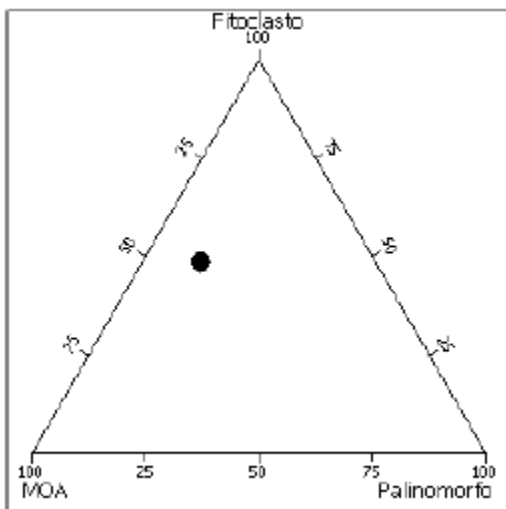
Luz branca transmitida
 Matéria Orgânica Amorfa
 Fitoclasto não-opaco

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1098,00



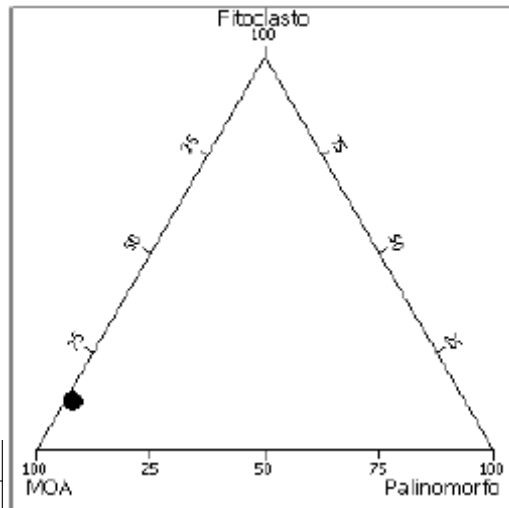
Luz branca transmitida
 Matéria Orgânica Amorfa
 Fitoclasto não-opaco

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1112,00

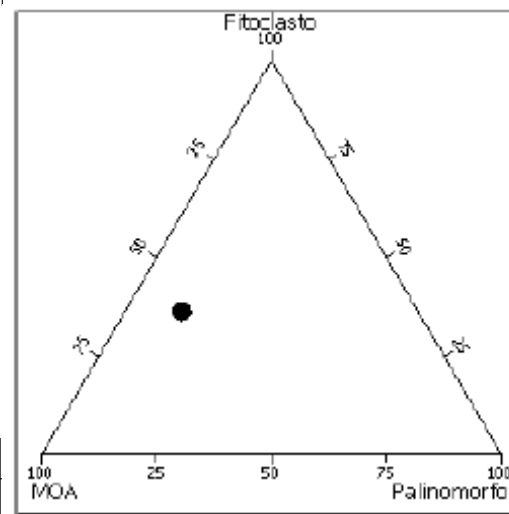


Luz branca transmitida
 Matéria Orgânica Amorfa
 Membrana
 Esporumorfo

Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1136,00

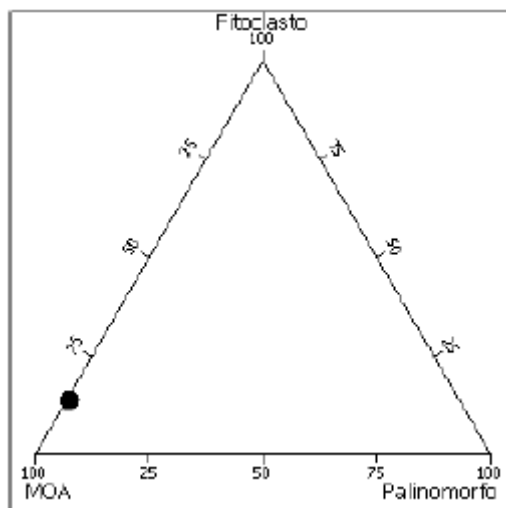


Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1167,00

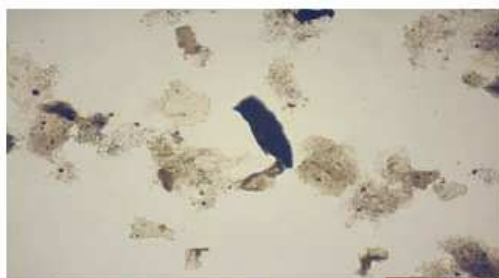
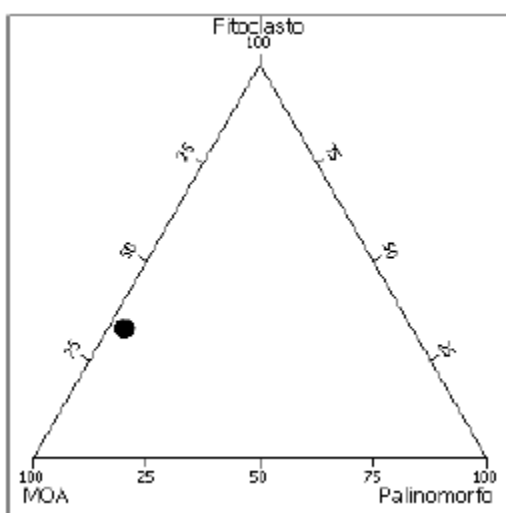


Luz branca transmitida
 Matéria Orgânica Amorfa
 Fitoclasto não-opaco

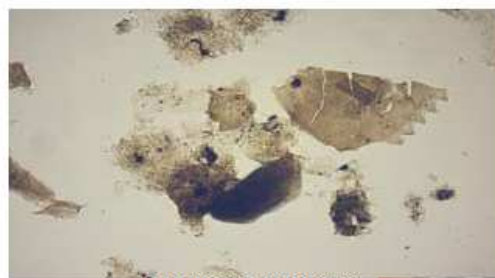
Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1182,00



Poço	Profundidade
7FBM 0112 BA	1226,00

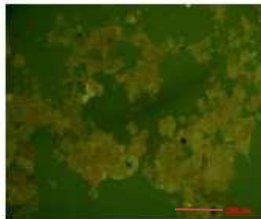
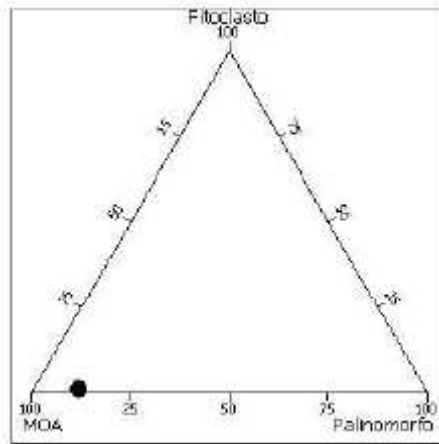


Luz branca transmitida
Fitoclasto
Matéria Orgânica Amorfa



Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa
Membrana
Fitoclasto não-opaco

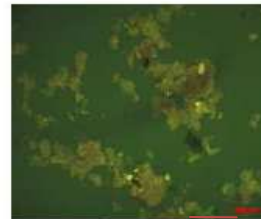
Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	820



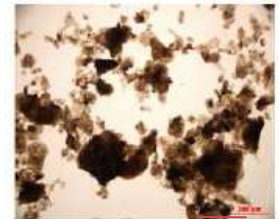
Fluorescência (luz azul)
Matéria orgânica amorfa com
fluorescência



Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa

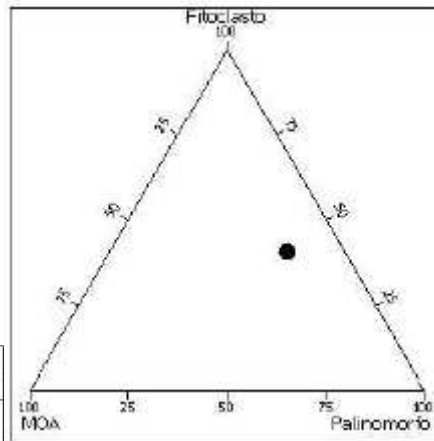


Fluorescência (luz azul)
Matéria orgânica amorfa com
fluorescência

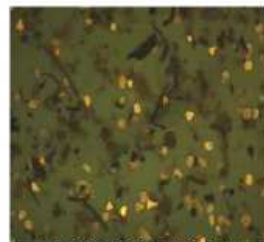


Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa

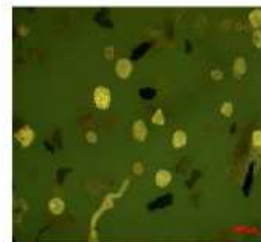
Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	839



Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Matéria Orgânica Amorfa
Esporomorfo



Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Matéria Orgânica Amorfa
Fitoclasto não-opaco

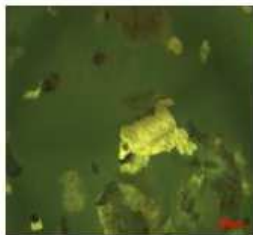
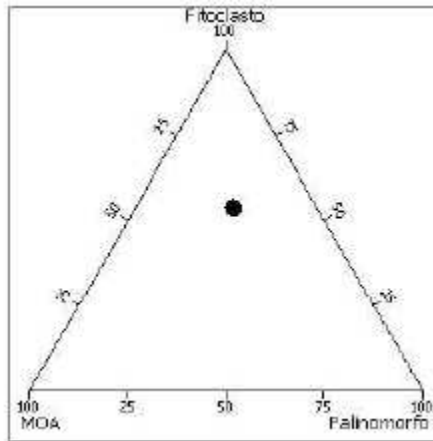


Fluorescência (luz azul)
Fitoclasto Degradado
Esporomorfo



Luz branca transmitida
Tétrade
Esporomorfo
Fitoclasto Degradado

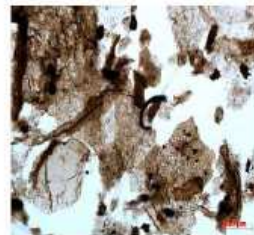
Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	882



Fluorescência (luz azul)
Cuticula



Luz branca transmitida
Conchostráceo
Cuticula

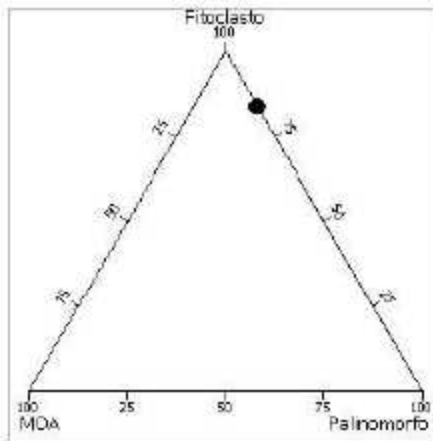


Luz branca transmitida
Conchostráceo
Fitoclasto Degradado



Luz branca transmitida
Conchostráceo

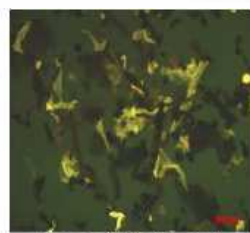
Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	914



Fluorescência (luz azul)
Fitoclasto Degradado
Membrana
Tétrade



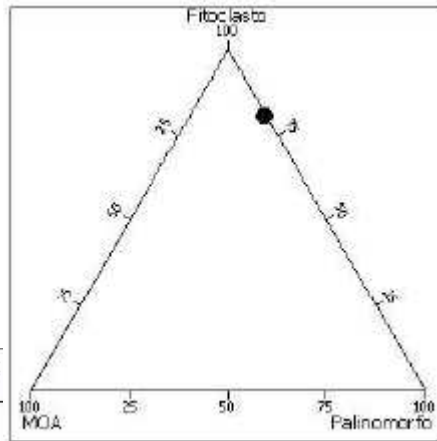
Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Tétrade



Fluorescência (luz azul)
Fitoclasto Degradado
Membrana



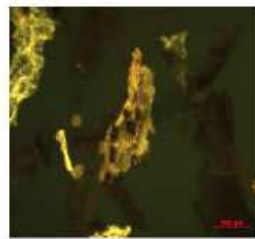
Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Conchostráceo



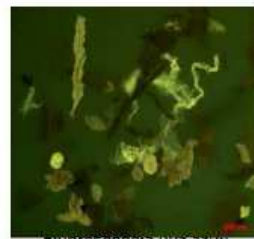
Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	948



Luz branca transmitida
Conchostráceo
Fitoclasto Degradado



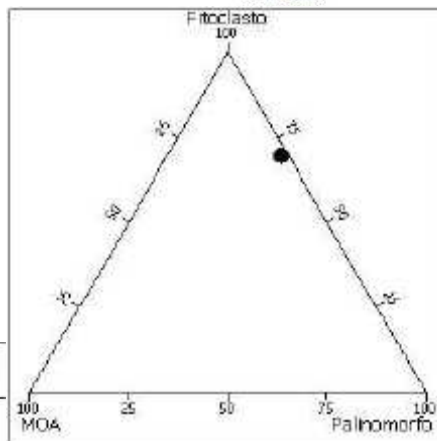
Fluorescência (luz azul)
Cutícula
Membrana



Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Matéria Orgânica Amorfa
Membrana



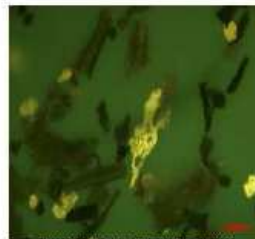
Luz branca transmitida
Esporomorfo
Membrana
Matéria Orgânica Amorfa



Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	1021



Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado



Fluorescência (luz azul)
Cutícula
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco bioestr

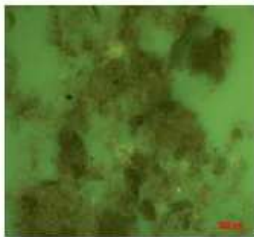
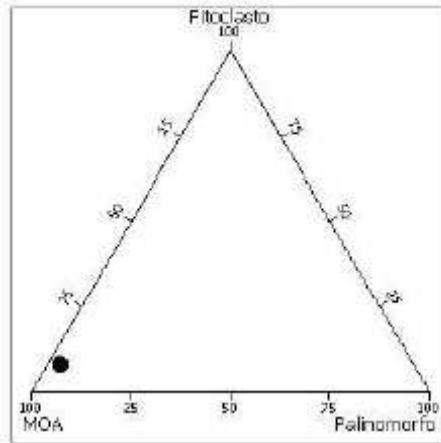


Luz branca transmitida
Cutícula
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco bioestr

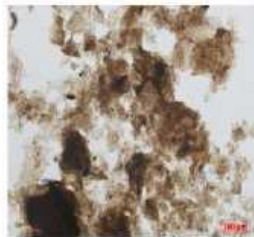


Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Fitoclasto Degradado

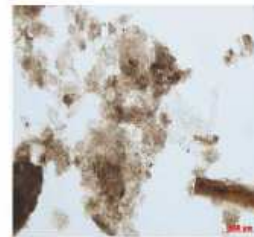
Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	1044



Fluorescência (luz azul)
Materia orgânica amorfa com fluorescência



Luz branca transmitida
Materia Orgânica Amorfa

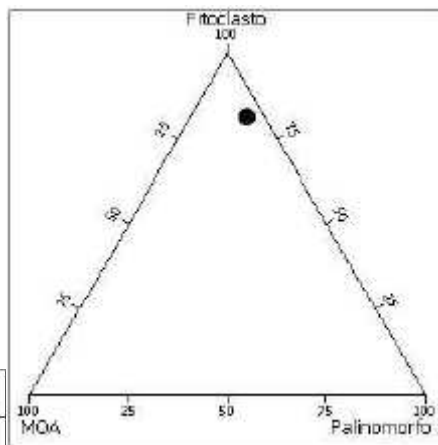


Luz branca transmitida
Materia Orgânica Amorfa Membrana



Fluorescência (luz azul)
Membrana
Materia orgânica amorfa com fluorescência

Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	1118



Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco bioestruturado



Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco bioestruturado

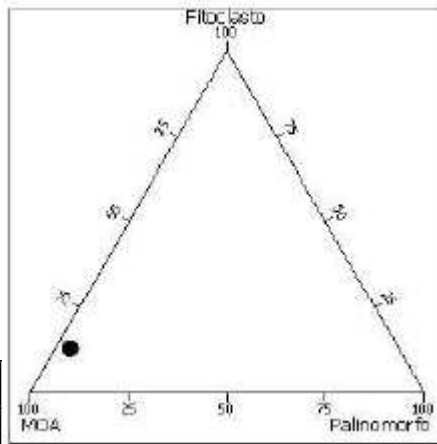


Luz branca transmitida
Cuticula + camadas mais internas da epiderme
Fitoclasto Degradado



Fluorescência (luz azul)
Cuticula + camadas mais internas da epiderme
Fitoclasto Degradado

Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	1158



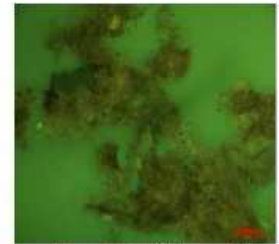
Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Matéria orgânica amorfa com
fluorescência



Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa
Esporomorfo

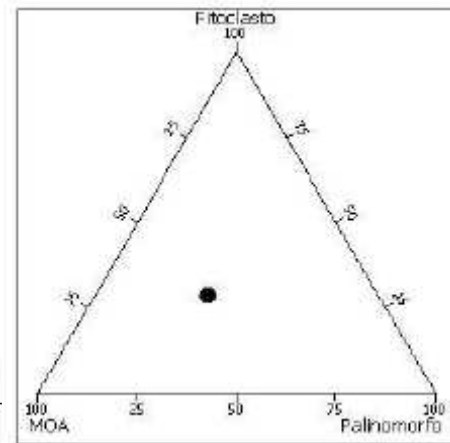


Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa

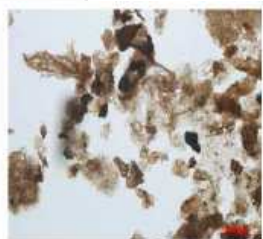


Fluorescência (luz azul)
Matéria orgânica amorfa com
fluorescência

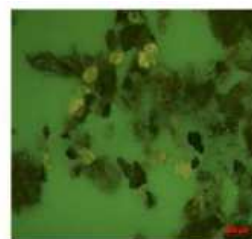
Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	1198



Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Matéria Orgânica Amorfa



Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa

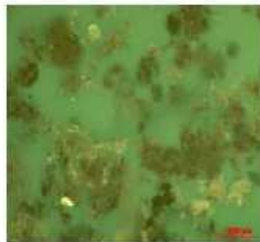
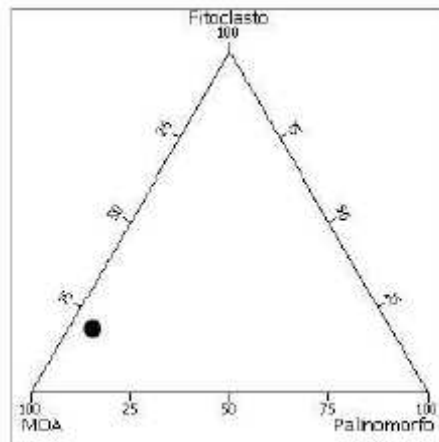


Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Matéria Orgânica Amorfa

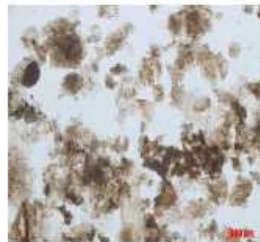


Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado

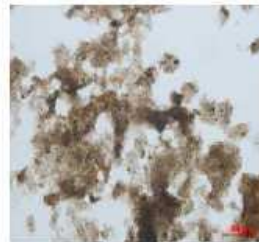
Poço	Profundidade
7FBM 0054 BA	1296



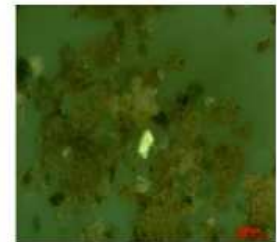
Fluorescência (luz azul)
Matéria orgânica amorfa com
fluorescência



Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa

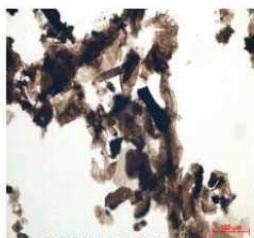
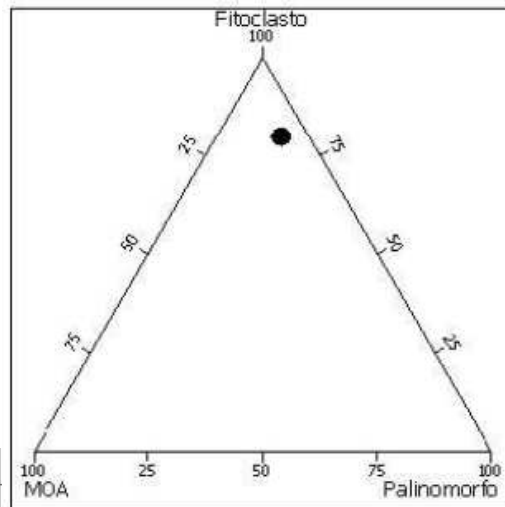


Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa

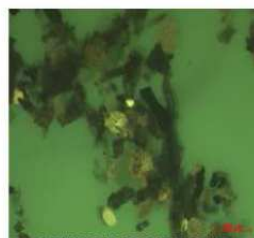


Fluorescência (luz azul)
Matéria orgânica amorfa com
fluorescência

Poço	Profundidade
7RCB 0016 BA	1857



Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco
Matéria Orgânica Amorfa
Esporomorfo



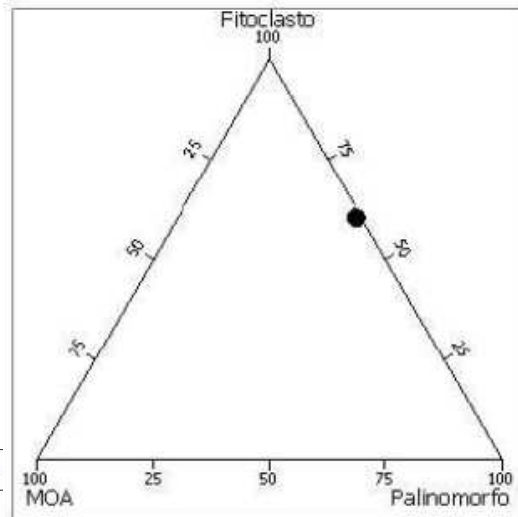
Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado



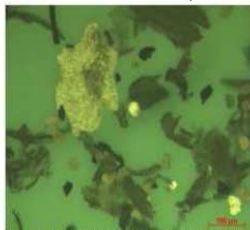
Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado



Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado
Membrana



Poço	Profundidade
7RCB 0016 BA	1842



Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Cuticula
Fitoclasto Degradado



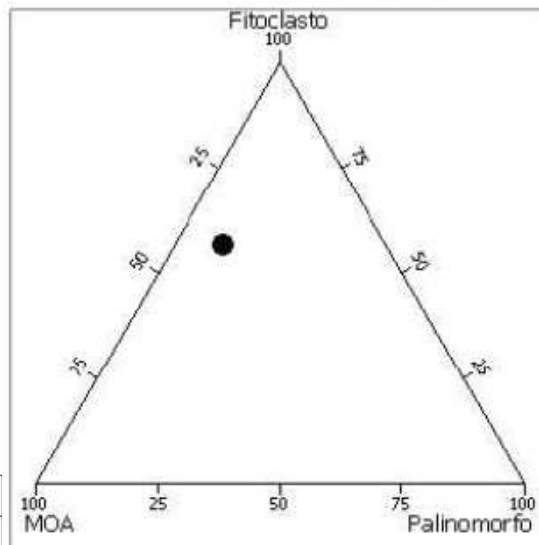
Fluorescência (luz azul)
Esporomorfo
Fitoclasto não-opaco



Luz branca transmitida
Fitoclasto
Esporomorfo
Fitoclasto não-opaco bioestr



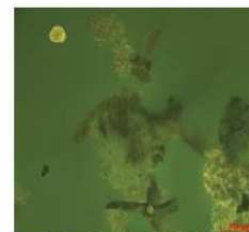
Fluorescência (luz azul)
Fitoclasto Degradado
Membrana
Esporomorfo



Poço	Profundidade
7RCB 0016 BA	1718



Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado



Fluorescência (luz azul)
Fitoclasto Degradado
Matéria Orgânica Amorfa
Tetrade

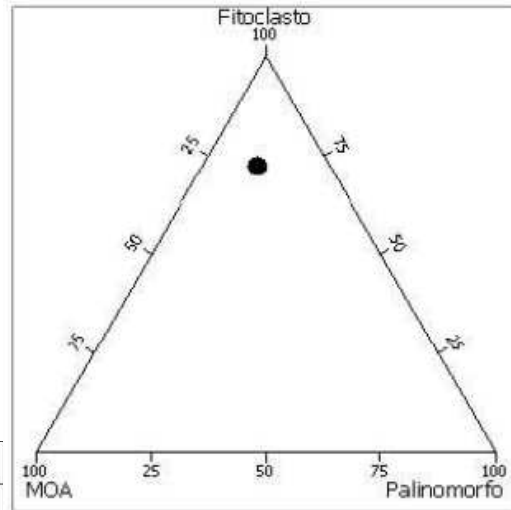


Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado
Fitoclasto Degradado



Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado

Poço	Profundidade
7RCB 0016 BA	1750



Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado



Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado

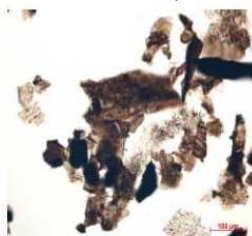
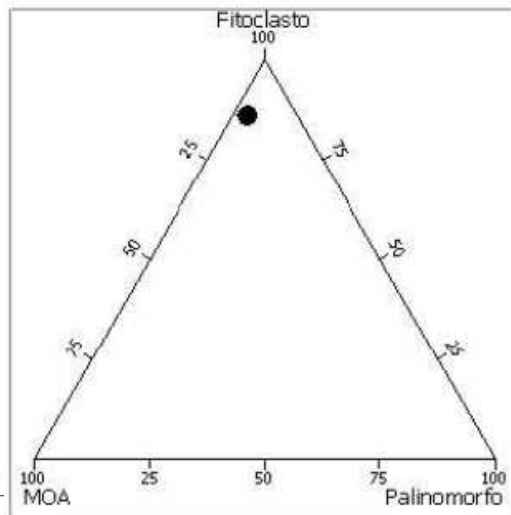


Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado



Fluorescência (luz azul)
Cuticula
Esporomorfo
Fitoclasto Degradado

Poço	Profundidade
7RCB 0016 BA	1803



Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Matéria Orgânica Amorfa



Fluorescência (luz azul)
Fitoclasto Degradado
Matéria Orgânica Amorfa
Membrana

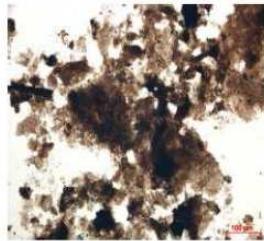
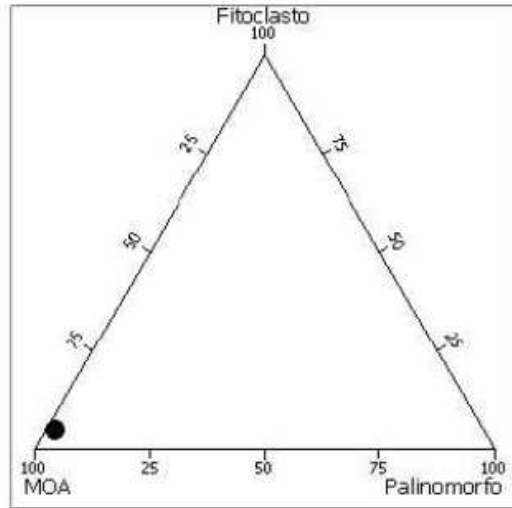


Luz branca transmitida
Fitoclasto Degradado
Fitoclasto não-opaco
bioestruturado

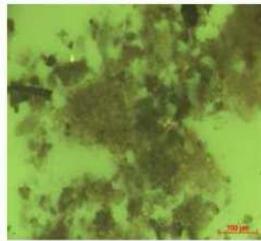


Luz branca transmitida
Conchostráceo
Fitoclasto Degradado

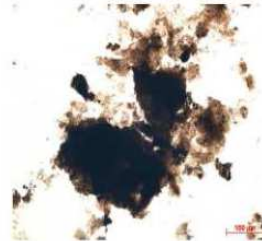
Poço	Profundidade
7RCB 0016 BA	1692



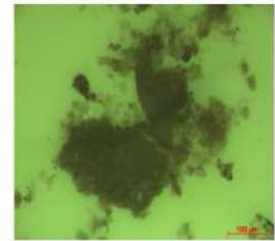
Luz branca transmitida
Fitoclasto não-opaco
Matéria Orgânica Amorfa



Fluorescência (luz azul)
Matéria Orgânica Amorfa

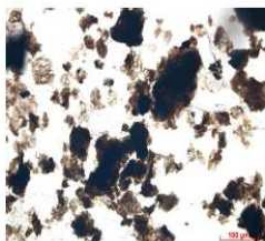
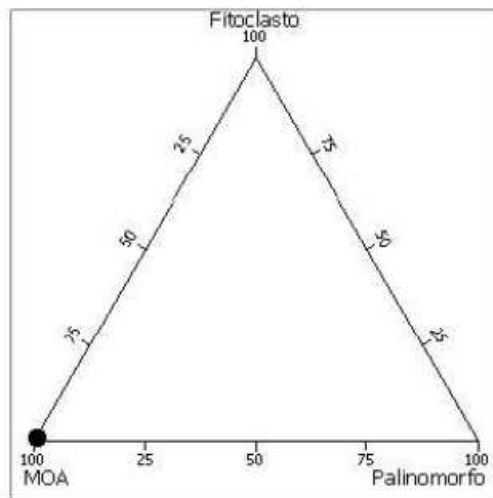


Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa

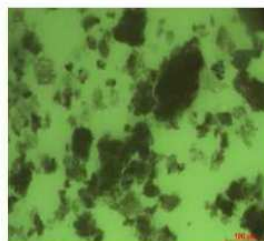


Fluorescência (luz azul)
Matéria Orgânica Amorfa

Poço	Profundidade
7RCB 0016 BA	1920



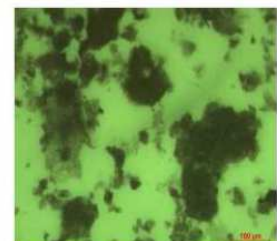
Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa



Fluorescência (luz azul)
Matéria Orgânica Amorfa



Luz branca transmitida
Matéria Orgânica Amorfa



Fluorescência (luz azul)
Matéria Orgânica Amorfa

ANEXO III - RESULTADO DAS ANÁLISES DE MINERAIS PESADOS

AMOSTRA	1	2	3	4	5	6	7
POÇO	FBM112						
PROFUNDIDADE MEDIDA (M)	871,10	895,52	944,38	970,76	1123,49	1149,92	1192,05
GRANADA (%)	0,911475	0,873754	0,94306	0,916667	0,796667	0,884013	0,736667
TURMALINA (%)	0,02623	0,053156	0,021352	0,003333	0,05	0,034483	0,11
TOTAL BLUE-BLACK TOURMALINE	0	0,003322	0,010676	0,003333	0,006667	0	0,006667
TOTAL BROWN-(GREEN) BLACK TOURMALINE	0,022951	0,049834	0,010676	0	0,04	0,034483	0,103333
TOTAL GREEN-BLUE TOURMALINE	0,003279	0	0	0	0,003333	0	0
RUTILO (%)	0	0,006645	0,007117	0,01	0,013333	0	0,026667
TOTAL YELLOW-BROWN RUTILO	0	0,006645	0,007117	0,006667	0,003333	0	0,01
TOTAL RED RUTILO	0	0	0	0,003333	0,01	0	0,016667
ZIRCÃO (%)	0,016393	0,019934	0,021352	0,013333	0,023333	0,00627	0,013333
TOTAL COLORLESS ZIRCON	0,016393	0,019934	0,021352	0,013333	0,01	0,00627	0,01
TOTAL PINK-BROWN ZIRCON	0	0	0	0	0,013333	0	0,003333
APATITA (%)	0,029508	0,043189	0	0,05	0,11	0,034483	0,093333
MONAZITA (%)	0	0	0	0	0	0	0
HORNBLENDA (%)	0	0	0	0	0	0	0
OTHERS (%)	0,016393	0,003322	0,007117	0,006667	0,006667	0,040752	0,02
CIANITA	0,016393	0	0	0	0,006667	0	0,02
SILIMANITA	0	0	0,007117	0	0	0,012539	0
OLIVINE	0	0	0	0,003333	0	0,025078	0
ANDALUZITE	0	0	0	0,003333	0	0	0
CHLORITE	0	0,003322	0	0	0	0	0
ESPINÉLIO VERDE	0	0	0	0	0	0,003135	0
GZI	98,23322	97,76952	97,78598	98,56631	97,15447	99,29577	98,22222
ATI	50,41322	59,80392	0	56,85279	65,78947	53,48837	47,86325
RZI	19,41748	32,03883	27,27273	35,71429	35,71429	19,04762	21,66667
MZI	0	0	0	0	2,173913	0	0
100XTI MIN/TI MIN+ZIRCON	19,41748	32,69231	27,27273	35,71429	35,71429	0	21,66667
ARI	8,196721	0	-	5,357143	62,4	4,347826	0
ZTR	3,927492	7,185629	4,651163	2,305476	7,902736	3,857567	15

Resultado da análise de minerais pesados para o poço FBM 112.

AMOSTRA	8	9	10	11	12	13	14	15
POÇO	FBM54							
PROFUNDIDADE MEDIDA (M)	808	864,86	904,86	963,7	1057,80	1107,39	1128,3	1187,92
GRANADA (%)	0,933333	0,92	0,68705	0,776667	0,725166	0,766667	0,727575	0,68
TURMALINA (%)	0	0,043333	0,086331	0,056667	0,029801	0,043333	0,053156	0,05
TOTAL BLUE-BLACK TOURMALINE	0	0,003333	0	0,003333	0,003311	0,006667	0,009967	0
TOTAL BROWN-(GREEN) BLACK TOURMALINE	0	0,04	0,071942	0,053333	0,02649	0,036667	0,036545	0,05
TOTAL GREEN-BLUE TOURMALINE	0	0	0,014388	0	0	0	0,006645	0
RUTILO (%)	0,01	0,013333	0,010791	0,043333	0,009934	0,026667	0,009967	0,016667
TOTAL YELLOW-BROWN RUTILO	0,01	0,01	0,003597	0,043333	0,009934	0,026667	0,003322	0,013333
TOTAL RED RUTILO	0	0,003333	0,007194	0	0	0	0,006645	0,003333
ZIRCÃO (%)	0,003333	0,023333	0,021583	0,12	0,023179	0,033333	0,07309	0,066667
TOTAL COLORLESS ZIRCON	0,003333	0,013333	0,017986	0,12	0,019868	0,03	0,07309	0,056667
TOTAL PINK-BROWN ZIRCON	0	0,01	0,003597	0	0,003311	0,003333	0	0,01
APATITA (%)	0,04	0	0,190647	0	0,10596	0,106667	0,119601	0,186667
MONAZITA (%)	0	0	0	0,003333	0	0	0	0
HORNBLENDA (%)	0	0	0	0	0	0	0	0
OTHERS (%)	0,013333	0	0,003597	0	0,10596	0,023333	0,016611	0
CIANITA	0	0	0,003597	0	0,086093	0,023333	0,006645	0
SILIMANITA	0	0	0	0	0	0	0	0
OLIVINE	0,013333	0	0	0	0	0	0	0
ANDALUZITE	0	0	0	0	0,019868	0	0	0
CHLORITE	0	0	0	0	0	0	0,009967	0
ESPINÉLIO VERDE	0	0	0	0	0	0	0	0
GZI	99,64413	97,5265	96,95431	86,6171	96,90265	95,83333	90,87137	91,07143
ATI	59,57447	0	55,50661	0	45,67901	64,39394	61,30952	70,74236
RZI	20,68966	16,4557	39,17526	24,7619	20,68966	35,52632	17,34694	29,41176
MZI	0	5,952381	4,83871	5,154639	0	0	0	0
100XTI MIN/TI MIN+ZIRCON	20,68966	36,36364	39,17526	47,82609	30	44,44444	12	20
ARI	8,928571	-	0	#DIV/0!	8,108108	50,58824	0	3,08642
ZTR	1,246106	7,164179	11	9,52381	3,079417	4,920635	7,854406	6,410256

Resultado da análise de minerais pesados para o poço FBM 54.

NUMERO DA AMOSTRA	16	17	18	19	20	21	22
POÇO	RCB-11			RCB-16			
PROFUNDIDADE MEDIDA (M)	1676,06	1737,35	1790,64	1709,53	1734,61	1772,92	1819,68
GRANADA (%)	0,896667	0,516667	0,606061	0,563333	0,593333	0,47	0,7
TURMALINA (%)	0,006667	0,133333	0,109557	0,013333	0,086667	0,056667	0,066667
TOTAL BLUE-BLACK TOURMALINE	0	0,006667	0,011655	0	0,003333	0,003333	0
TOTAL BROWN-(GREEN) BLACK TOURMALINE	0,006667	0,126667	0,097902	0,013333	0,083333	0,053333	0,066667
TOTAL GREEN-BLUE TOURMALINE	0	0	0	0	0	0	0
RUTILO (%)	0,003333	0,016667	0,020979	0,003333	0,023333	0,02	0
TOTAL YELLOW-BROWN RUTILO	0,003333	0,01	0,018648	0,003333	0,013333	0,02	0
TOTAL RED RUTILO	0	0,006667	0,002331	0	0,01	0	0
ZIRCÃO (%)	0,063333	0,14	0,079254	0,03	0,06	0,08	0,044444
TOTAL COLORLESS ZIRCON	0,056667	0,103333	0,079254	0,03	0,046667	0,08	0,033333
TOTAL PINK-BROWN ZIRCON	0,006667	0,036667	0	0	0,013333	0	0,011111
APATITA (%)	0,02	0,19	0,149184	0,076667	0,203333	0,373333	0,088889
MONAZITA (%)	0	0	0	0	0,02	0	0
HORNBLENDA (%)	0	0	0	0,313333	0	0	0
OTHERS	0,01	0,003333	0,034965	0	0,013333	0	0,1
CIANITA	0,006667	0,003333	0	0	0,013333	0	0,1
SILIMANITA	0	0	0,034965	0	0	0	0
OLIVINE	0	0	0	0	0	0	0
ANDALUZITE	0	0	0	0	0	0	0
CHLORITE	0,003333	0	0	0	0	0	0
ESPINÉLIO VERDE	0	0	0	0	0	0	0
GZI	93,40278	78,6802	88,43537	94,94382	90,81633	85,45455	94,02985
ATI	80,59701	60	57,65766	56,09756	69,68326	84,39024	57,14286
RZI	6,493506	16,83168	20,93023	10,52632	22	22,91667	0
MZI	0	0	0	0	22,91667	0	0
100XTI MIN/TI MIN+ZIRCON	5	10,6383	20,93023	10	28	20	0
ARI	12,96296	12,12121	1,5625	0	52,5974	0,578035	12,5
ZTR	4,545455	25,97015	20,50114	1,605505	14,3662	8,06175	7,142857

Resultado da análise de minerais pesados para os poços RCB 11 e RCB 16

NUMERO DA AMOSTRA	23	24	25	26	27	28
POÇO	RI-16					
PROFUNDIDADE MEDIDA (M)	905,11	1016,19	1142,05	1242,05	1283,54	1327,7
GRANADA (%)	0,743333	0,596667	0,780405	0,3	0,191419	0,856688
TURMALINA (%)	0,076667	0,126667	0,070946	0,156667	0,148515	0,076433
TOTAL BLUE-BLACK TOURMALINE	0	0,01	0,010135	0,006667	0,013201	0
TOTAL BROWN-(GREEN) BLACK TOURMALINE	0,076667	0,096667	0,060811	0,15	0,135314	0,076433
TOTAL GREEN-BLUE TOURMALINE	0	0,02	0	0	0	0
RUTILO (%)	0,036667	0,036667	0,027027	0,03	0,039604	0,006369
TOTAL YELLOW-BROWN RUTILO	0,03	0	0	0,01	0,026403	0,006369
TOTAL RED RUTILO	0,006667	0,036667	0,027027	0,02	0,013201	0
ZIRCÃO (%)	0,143333	0,056667	0,030405	0,126667	0,306931	0,044586
TOTAL COLORLESS ZIRCON	0,123333	0,053333	0,027027	0,106667	0,267327	0,044586
TOTAL PINK-BROWN ZIRCON	0,02	0,003333	0,003378	0,02	0,039604	0
APATITA (%)	0	0,156667	0,030405	0,36	0,273927	0,012739
MONAZITA (%)	0	0	0	0,006667	0,023102	0
HORNBLENDA (%)	0	0	0	0	0	0
OTHERS	0	0,026667	0,060811	0,02	0,016502	0,003185
CIANITA	0	0,026667	0,060811	0,016667	0,016502	0
SILIMANITA	0	0	0	0	0	0
OLIVINE	0	0	0	0	0	0
ANDALUZITE	0	0	0	0	0	0
CHLORITE	0	0	0	0,003333	0	0,003185
ESPINÉLIO VERDE	0	0	0	0	0	0
GZI	83,83459	91,32653	96,25	70,3125	38,4106	95,053
ATI	0	60,68376	30,50847	66,24473	64,84375	3,603604
RZI	20,56075	43	45,94595	27	11,42857	15,38462
MZI	9,52381	0	0	7,76699	7	-
100XTI MIN/TI MIN+ZIRCON	20,37037	39,28571	47,05882	19,14894	17,69912	12,5
ARI	-	2,816901	0	0	24,09639	0
ZTR	21,27072	18,96552	8,085106	28,65854	40,76087	8,888889

Resultado da análise de minerais pesados para o poço RI 16.

ANEXO IV - MAPAS SÍSMICOS

