

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA SEDIMENTAR E AMBIENTAL

REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA DO INTERVALO
APTIANO-ALBIANO DA BACIA DE PERNAMBUCO
NORDESTE DO BRASIL.

Dissertação de Mestrado

Maria Fernanda Barroso Maia

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho

Co-orientador: Prof. Dr. José Antonio Barbosa

Recife-PE

Março – 2012

MARIA FERNANDA BARROSO MAIA

Geóloga, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2003

**REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA DO INTERVALO APTIANO-ALBIANO DA
BACIA DE PERNAMBUCO, NORDESTE DO BRASIL.**

Dissertação que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho e co-orientada pelo Prof. Dr. José Antonio Barbosa como preenchimento parcial dos requisitos para a obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental.

Recife, PE

2012


Catálogo na fonte
Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 (BCTG)

- M217r Maia, Maria Fernanda Barroso.
Revisão da estratigrafia do intervalo Aptiano-Albiano da Bacia de Pernambuco Nordeste do Brasil / Maria Fernanda Barroso Maia – Recife: O Autor, 2012.
x, 215f., il., figs., gráfs., tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.
Co-Orientador: Prof. Dr. José Antonio Barbosa.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2012.
Inclui Referências e Anexos.
1. Geociências. 2. Bacia de Pernambuco. 3. Formação Cabo.
4. Formação Suape. 5. Formação Paraíso. 6. Aptiano-Albiano. I. Lima Filho, Mário Ferreira de (Orientador). II. Barbosa, José Antonio (Co-Orientador). III. Título.


A FORMAÇÃO SUAPE: UMA NOVA UNIDADE ESTRATIGRÁFICA DA BACIA
DE PERNAMBUCO, NE BRASIL.

Maria Fernanda Barroso Maia

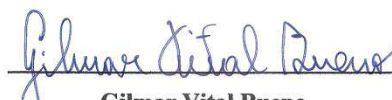
APROVADA



Mário Ferreira de Lima Filho
16 de março de 2012



José Antonio Barbosa
16 de março de 2012



Gilmar Vital Bueno
16 de março de 2012

*“Querem que vos ensine o modo
de chegar à ciência verdadeira?
Aquilo que se sabe, saber que se
sabe; aquilo que não se sabe,
saber que não se sabe; na verdade
é este o saber.”*

Confúcio

***DEDICO ESSA DISSERTAÇÃO
AO MEU MARIDO ALAN E AO
MEU FILHO PEDRO LUCAS
LUZES DA MINHA VIDA.***

AGRADECIMENTOS

A ANP – Agência Nacional do Petróleo Gás e Biocombustíveis, pelo apoio financeiro através da bolsa de estudos (PRH-26/ANP/UFPE), e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE (PPGEOC_UFPE). Ao Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da ANP pela concessão dos dados utilizados na pesquisa, incluindo as linhas sísmicas que foram fornecidas para a análise da sucessão vulcanoclástica da Bacia de Pernambuco.

Ao Prof. Dr. Mário de Lima Filho, pela orientação, amizade e pelas discussões muito proveitosas sobre a Geologia da Bacia de Pernambuco, que foram tão importantes para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Prof. Dr. José Antonio Barbosa, pela orientação, dedicação e paciência, indispensáveis durante o andamento deste trabalho. Por sempre estar disposto a ajudar e a esclarecer dúvidas e por todos os momentos de conversas e descontração.

Aos Professores responsáveis pelas disciplinas que cursei durante o mestrado no PPGEOC. Em especial aos Prof. Dr. Virgínio Neumann e ao Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto pela disponibilidade em ajudar sempre que requisitados.

Ao Professor Visitante do DGEO-UFPE Haydon Mort, por toda colaboração despendida na elaboração das análises químicas e o auxílio na interpretação dos resultados.

Aos amigos do Laboratório de Sismoestratigrafia (SISMO-UFPE) pelo apoio e convívio ao longo desses dois anos, em especial a Artur (Baboo), Carlos Eduardo (Duty), Felipe (Pinguim), José Ricardo (Zé) e Osvaldo (Osv).

A amiga Fabiana, por todos os momentos de alegria no convívio cotidiano da pesquisa e dos estudos.

A todos os colegas de UFPE, em especial aqueles que permitiram uma alegria maior no meu dia, como Edjane, Wilker, Tiago (Bahia), Dunaldson e Ranjana.

Aos amigos Roberta, Cleide, Alexandre, Silvana (Chuchu), Nina, Silvana Melo, Melissa, Geysson por tornarem esse tempo de vivência em Recife tão agradável.

A minha família, por toda a dedicação e amor. Mãe Maria e Pai Julio, muito obrigada.

Ao meu marido Alan que me atura e me fortalece com o seu amor todos os dias e a Pedro Lucas, meu filho amado, que é o meu raio de sol, aos quais dedico todo o meu amor.

Aos amigos que ficaram no Rio de Janeiro que mesmo a distância não impediu a sua grande torcida, em especial Erick (Bigode), Hugo e Aline Nunes (Comadre).

E por último e mais importante agradeço a Deus e a toda energia positiva do universo.

APRESENTAÇÃO

A presente dissertação foi elaborada como requisito de conclusão do Curso de Mestrado em Geociências do Programa de Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE PPGEOC-UFPE. A execução deste trabalho foi financiada pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), através de bolsa de estudos concedida à autora através do Programa de Formação de Recursos Humanos PRH-26/ANP/UFPE.

A pesquisa teve como foco principal a análise dos depósitos siliciclásticos que abrangem o Aptiano e o Albiano na faixa costeira da Bacia de Pernambuco. Esta sucessão tratada até então como uma única formação, na verdade engloba três fases tectônicas distintas, duas Sin-Rifte e uma Pós-Rifte, e a pesquisa se ateve a identificação desta distinção.

O capítulo I traz a introdução ao tema e descreve brevemente a região do Nordeste do Brasil na qual está inserida a área de estudo, os principais objetivos da investigação, as justificativas e métodos utilizados para sua realização.

O capítulo II apresenta uma revisão bibliográfica sobre tectônica distensional, arquitetura de bacias tipo rifte, os parâmetros físicos controladores e mecanismo do rifteamento.

O capítulo III apresenta uma revisão sobre conceitos e classificação de depósitos vulcanoclásticos e piroclásticos e a caracterização de erupções explosivas

O capítulo IV traz uma revisão dos conceitos sobre o controle estrutural da sedimentação e da rede de drenagem em bacias tipo rifte

O capítulo V apresenta uma revisão sobre a geologia da Bacia de Pernambuco, sua origem e evolução associados ao processo de avanço do rifte Atlântico através do Nordeste do Brasil. Também está apresentado o estado da arte a respeito de sua sucessão sedimentar, unidades estratigráficas e ambientes deposicionais propostos.

O capítulo VI apresenta a evolução do conhecimento sobre a Formação Cabo.

O capítulo VII traz a descrição detalhada da área onde foram coletadas as informações para a caracterização da Formação Suape: localização dos afloramentos e locais onde foram realizados os perfis estratigráficos.

O capítulo VIII apresenta os dados geoquímicos obtidos através da análise de amostras do poço 2-CP-01-PE.

O capítulo IX apresenta os dados petrográficos obtidos através da análise de amostras do poço 2-CP-01-PE, único poço estratigráfico profundo existente na bacia, abrangendo as Formações Cabo, Suape, Estiva, Paraíso e as rochas vulcanoclásticas relacionadas à Suíte Magmática Ipojuca (SMI).

O capítulo X traz a análise sismoestratigráfica de uma linha sísmica 2 D localizada na região costeira da bacia.

O capítulo XI apresenta as discussões pertinentes às evidências obtidas,

O capítulo XII traz as conclusões da pesquisa oferecendo uma nova revisão da estratigrafia da bacia.

RESUMO

As pesquisas realizadas na Bacia de Pernambuco sempre relacionaram os depósitos sedimentares de origem continental de idade Aptiano-Albiano como pertencentes a uma única unidade estratigráfica denominada Formação Cabo. Contudo, o presente trabalho traz novas informações a respeito das diferenças sedimentares existentes nessa formação. O trabalho teve como principal objetivo caracterizar a porção eo-Albiana da referida formação, denominada Formação Suape. Foram utilizados dados de afloramentos, dados do poço 2-CP-01-PE no qual foram realizados petrografia e análise química, e dados sísmicos. Uma pesquisa bibliográfica detalhada permitiu o estudo integrado dos dados existentes com o que fora adquirido neste trabalho. Com isso, verificou-se a possibilidade de interpretar, com maior detalhe, as condições de deposição das unidades, e da evolução da bacia durante os períodos envolvidos. Os dados reunidos foram interpretados sob a ótica dos modernos conceitos de interpretação de sequências estratigráficas. A partir do estudo realizado, foi proposta a divisão da Formação Cabo em três unidades: Formações Cabo, Suape e Paraíso (sugerida nesse trabalho). Verificou-se que a sucessão siliciclástica guarda fases tectono-sedimentares distintas. A Formação Cabo (aptiana) está relacionada à fase de deformação mecânica da bacia terminando em um ambiente evaporítico; a Formação Suape (eo-albiana) foi depositada no final da fase rifte e com influência de um forte vulcanismo, enquanto a sedimentação da Formação Paraíso que se localiza no topo do Albiano, possui uma influência marinha e seria a primeira unidade associada à fase drifte.

Palavras-chave: Bacia de Pernambuco, Formação Cabo, Formação Suape, Formação Paraíso, Aptiano-Albiano.

ABSTRACT

The researches developed in Pernambuco Basin have been related Aptian-Albian continental sedimentary packages like a single lithostratigraphic unit called Cabo Formation. However, this work shows new data about the different sedimentary aspects from this formation. The main objective of this work was to characterize the eo-Albian segment of Cabo Formation, known as Suape Formation. Petrographic and chemical analyzes performed on sample from 2-CP-01-PE coupled with sedimentary facies studies from specific outcrops revealed distinct sedimentation aspects between the Cabo and Suape formations. Furthermore, seismic data interpretation allowed the recognition and characterization of disconformities and sedimentary bodies. The connection of new data with those available for Pernambuco Basin permitted the preparation of a model for a basin evolution during the Aptian-Albian age. Thus, the Cabo Formation was divided in three lithostratigraphic units, designated as: Formations Cabo, Suape and Paraíso (this work). The siliciclastic succession has two different tectonic-sedimentary phases. The deposition time of Cabo Formation (Aptian) is related the mechanical deformation phase of the basin, with suggestive features of development of an evaporitic environment in its upper portion. The Suape Formation (Albian) was deposited in the last stage of rift phase under significant volcanism influence. The sedimentation in the Paraíso Formation developed in late albian times with typical marine influence related a drift phase.

Keywords: Pernambuco Basin, Cabo Formation, Suape Formation, Aptian-Albian.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	vi
APRESENTAÇÃO.....	viii
RESUMO.....	ix
ABSTRACT.....	x
SUMÁRIO.....	1
LISTA DE FIGURAS.....	3
LISTA DE TABELAS.....	13
CAPÍTULO I.....	14
1.1 - INTRODUÇÃO E LOCALIZAÇÃO.....	14
1.2 - JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS.....	17
1.2.1 - Objetivo Principal.....	19
1.2.2 - Objetivo Específico.....	19
1.3 - MÉTODOS DE TRABALHO.....	19
1.3.1 - Revisão da bibliografia existente.....	20
1.3.2 - Estudos Faciológicos.....	20
1.3.3 - Análise do poço 2 CP 01 PE.....	20
1.3.3.1 - <i>Análise petrográfica</i>	21
1.3.3.2 - <i>Análise e Modelagem Geoquímica</i>	21
1.3.4 - Análise de Dados Sísmicos.....	22
CAPÍTULO II - TECTÔNICA DISTENSIONAL.....	26
2.1 - A EVOLUÇÃO DO OCEANO ATLÂNTICO SUL.....	26
2.2 - ARQUITETURA DE BACIAS TIPO RIFTE.....	33
2.3 - PARÂMETROS FÍSICOS CONTROLADORES DO RIFTEAMENTO.....	35
2.4 - MECANISMOS DE RIFTEAMENTO.....	36
CAPÍTULO III - DEPOSIÇÃO VULCANOCLÁSTICA EM BACIAS SEDIMENTARES.....	39
3.1 - INTRODUÇÃO.....	39
3.2- CARACTERIZAÇÕES DE ERUPÇÕES EXPLOSIVAS.....	41
3.3 - CLASSIFICAÇÕES DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS.....	41
CAPÍTULO IV - CONTROLE ESTRUTURAL DA SEDIMENTAÇÃO E DA REDE DE DRENAGEM EM BACIAS RIFTE.....	49
CAPÍTULO V - GEOLOGIA DA BACIA DE PERNAMBUCO.....	55
5.1 - INTRODUÇÃO.....	55
5.2 - ORIGEM E EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	58
5.3 - EVOLUÇÃO SEDIMENTAR E ESTRATIGRAFIA.....	65
5.4 - ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBUCO.....	69

5.5 -	O EVENTO MAGMÁTICO ALBIANO NA BACIA DE PERNAMBUCO.....	72
5.5.1 -	Vulcanismo Tardio na Bacia de Pernambuco.....	74
5.6 -	SEDIMENTAÇÃO DO PLATÔ DE PERNAMBUCO.....	76
	CAPÍTULO VI - EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE A FORMAÇÃO CABO.....	81
	CAPITULO VII - CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO SUAPE.....	95
7.1 -	INTRODUÇÃO.....	98
7.2 -	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO SUAPE.....	96
7.3 -	DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES.....	99
7.4 -	DESCRIÇÕES DOS AFLORAMENTOS.....	104
7.4.1 -	Afloramento FS-01.....	104
7.4.2 -	Afloramento FS-02.....	107
7.4.3 -	Afloramento FS-03.....	111
7.4.4 -	Afloramento FS-04.....	114
7.4.5 -	Afloramento FS-05.....	117
7.4.6 -	Afloramento FS-06.....	120
7.4.7 -	Afloramento FS-07.....	124
7.4.8 -	Afloramento FS-08.....	127
	CAPÍTULO VIII - DADOS GEOQUÍMICOS DO POÇO 2-CP-01-PE.....	131
8.1 -	RELAÇÕES ENTRE ETRL E ETRP.....	131
8.2 -	COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA.....	132
	CAPÍTULO IX - DADOS PETROGRÁFICOS DO POÇO 2-CP-01-PE.....	138
9.1 -	PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO CABO.....	138
9.2 -	PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO SUAPE FORMAÇÃO SUAPE.....	149
9.3 -	PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO PARAÍSO.....	155
9.4 -	PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO ESTIVA.....	156
9.5 -	PETROGRAFIA DAS ROCHAS VULCANOCLASTICAS.....	158
	CAPÍTULO X - INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS NA REGIÃO ONSHORE DA BACIA DE PERNAMBUCO	160
10.1 -	INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS.....	163
10.2 -	CORRELAÇÃO SÍSMICA E POÇO 2 CP-01-PE.....	167
10.3 -	ESTRUTURAS VULCÂNICAS.....	173
	CAPÍTULO XI- DISCUSSÕES	176
	CAPÍTULO XII – CONCLUSÕES.....	192
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	195
	ANEXOS.....	211

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1- Mapa de localização da Bacia de Pernambuco, na porção oriental do Nordeste do Brasil. O mapa traz informações sobre a possível extensão do Platô de Pernambuco (Modificado de Barbosa *et al*, 2008).....15
- Figura 2 – Mapa esquemático mostrando os domínios da Bacia de Pernambuco: Bacia Interna, alto do Maracatu e Bacia do Platô. A bacia é limitada a norte pela ZCPE, e a sul pelo Alto de Maragogi. A linha azul indica a linha de costa. A linha vermelha indica a posição da linha sísmica sobre a qual está posicionado o poço 2-CP-01-PE na região de litoral.16
- Figura 3- Perfil esquemático da Bacia de Pernambuco, mostrando o rifte que formou a bacia interna, como um depocentro restrito, alongado paralelamente a margem plataformal, e separado da bacia do platô por um alto estrutural externo. (Almeida, 2004; Barbosa & Lima Filho, 2006; Morais, 2008).....18
- Figura 4 - Mapa de localização das três linhas sísmicas existentes na região *onshore* da Bacia de Pernambuco. Os dados estruturais foram compilados a partir de Lima Filho (1998) e integrados com dados recentes levantados a partir de trabalhos de campo e de interpretação de imagens (SRTM) da área.....24
- Figura 5- Evolução Tectono-sedimentar das bacias da margem atlântica brasileira, cujas principais representantes são as bacias da margem Sudeste: Campos, Santos, e Espírito Santo (Cainelli e Mohriak; 1998).....28
- Figura 6 - Reconstrução paleogeográfica das sequências Sin-rifte, Megassequências Pós-rifte, Evaporítica Transicional e de Plataforma carbonática rasa ao longo da margem Atlântica do Brasil (Chang *et al*, 1992).....32
- Figura 7 – Diagrama esquemático que mostra a evolução da geometria e do deslocamento da falha que controla o arcabouço final de um hemi-graben (meio-graben) de primeira ordem. (A) elementos geométricos característicos de um hemi-graben, durante o período inicial do rifte (esquerda) e posterior ao desenvolvimento da falha (direita). O soerguimento da lapa e a subsidência da capa associados a um falhamento normal são responsáveis pela geometria final do hemi-graben. A linha amarela tracejada mostra o limite externo de influência da subsidência, assim como determina o limite da bacia sedimentar. O deslocamento é máximo na porção central da falha e diminui em direção à borda; (B) seções transversais aos diagramas apresentados em (A). Observar como o arcabouço construído em função do desenvolvimento da falha é responsável pela geração de uma bacia sob a forma de cunha (*hemi-graben*). Modificado de Lambiase (1990).....34.
- Figura 8 - Diferentes estágios de estiramento da litosfera continental e formação de bacias sedimentares (A partir de Allen & Allen, 1990).....36
- Figura 9 –A- Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (modificado de Fisher, 1966 b).B-Classificação de cinzas e tufos conforme a composição dos piroclastos (modificado a partir de Schmid, 1981).....44
- Figura 10 - Figura esquemática que mostra a diferença entre os depósitos do tipo HARI (acima) e LARI (abaixo). F= fluxo piroclástico; S= surge. Adaptado de Walker (1983).....46

Figura 11 – Figura esquemática que mostra a relação entre os processo de transporte de sedimentos a partir de uma erupção e os depósitos sedimentares resultantes, a) esquema de uma coluna eruptiva com geração de fluxo piroclástico (adaptado de FISHER, 1966); b) sucessão esquemática de um depósito piroclástico (adaptado de SPARKS *et al.*, 1973). 1 - Ground surge (cabeça do fluxo); 2 - Corpo principal do fluxo piroclástico; 3 - Nuvem de cinzas.....48

Figura 12 – Esquema mostrando as relações entre a formação de espaço de acomodação, erosão do substrato e deposição. (A) Modelo evolutivo apresentando a relação entre o soerguimento no footwall e subsidência no hangingwall devido a um pulso tectônico; e consequentemente, a deposição de um pacote sedimentar no hangingwall, associado temporalmente a uma erosão lateralmente adjacente no footwall; (B) Modelo evolutivo apresentando a relação entre a criação de espaço devido a um pulso tectônico e a chegada atrasada do aporte sedimentar relacionado a este pulso. (Modificado de Küchle *et al.*, 2005).....50

Figura 13– Fatores determinantes da arquitetura deposicional, padrão estratal e distribuição das litofácies (modificado de Vail, 1988).....51

Figura 14– Diagrama esquemático mostrando a classificação de sistemas de drenagens desenvolvidos em um rifte (Modificado de Gawthorpe *et al.*, 1994).....54

Figura 15 – Localização da Bacia de Pernambuco e demais bacias adjacentes, Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal, ambas a norte e Bacia de Alagoas a sul (Barbosa & Lima Filho, 2006).....57

Figura 16 - Linhas sísmicas com profundidade em tempo das bacias de Pernambuco e da Paraíba, onde é possível observar o comportamento estrutural diferenciado do embasamento das duas bacias (Morais, 2008).....61

Figura 17 - Os mapas (gravimétrico e magnetométrico respectivamente) evidenciam a existência de grabens profundos na Bacia de Pernambuco, associados à tectônica da fase rifte, e na Bacia da Paraíba uma rampa estrutural flexionada com falhamentos normais de pouco rejeito (modificado a partir de CPRM 2003).....62

Figura 18 – Modelo esquemático da evolução da Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, e da Bacia da Paraíba ao norte. 1-Rifte do Cupe, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Graben de Olinda, 6-Graben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Graben do Cupe, 9-Sub-bacia de Canguaretama, 10-Sub-bacias Alhandra/Miriri, 11-Sub-bacia Olinda, 12-Talude da Bacia da Paraíba, 13-Alto de Mamanguape, 14-Alto de Goiana. (A partir de Barbosa & Lima Filho, 2005 e Lima Filho *et al.*, 2005).....64

Figura 19 – Quadro Estratigráfico esquemático comparando as colunas das bacias da Paraíba e de Pernambuco, com as unidades estratigráficas aqui mostradas assim como se distribuem na área continental emersa, separadas pela ZCPE (a partir de Mabesoone & Alheiros, 1988; Feijó, 1994; Lima Filho, 1996, 1998, Barbosa, 2004).....68

Figura 20 – Coluna Estratigráfica proposta para a região do Platô de Pernambuco. (Modificado de Alves & Costa, 1986).....77

Figura 21 – Perfil esquemático mostrando as sequências deposicionais no Platô de Pernambuco e na região de bacia oceânica (adaptada de Costa *et al.*, 1991)......79

Figura 22 – Mapa geológico simplificado da faixa costeira da Bacia de Pernambuco com a localização do poço 2-CP-01-PE (A partir de Lima Filho, 1998; Neto, 2008)......82

Figura 23 - Perfil do poço 2-CP-01-PE com o posicionamento das formações Cabo, agora composta pela parte basal da antiga Formação Cabo, e a Formação Suape. No topo da seção ocorrem os depósitos carbonáticos do Cenomaniano-Turoniano, reunidos na Formação Estiva. Barbosa *et al.* 2009. Observa-se próximo a profundidade de 2000 uma quebra o padrão do perfil de raios gama, que sai de um patamar mais regular e passa para um padrão com ciclos de afogamento e raseamento curtos, possivelmente associado a sistemas fluviais e fluvio-lacustres (Barbosa *et al.*, 2009). Esta profundidade também marca a posição acima da qual não aparecem mais os corpos de depósitos conglomeráticos, associados a leques aluviais e fluxos de massa.....92

Figura 24 – Mapa Geológico da faixa costeira da Bacia de Pernambuco, com os locais onde foram definidos afloramentos da Formação Suape (pontos vermelhos)......97

Figura 25 – Visão geral do Afloramento FS-01 e indicação das Litofácies identificadas. As linhas vermelhas marcam as superfícies que delimitam dois corpos de rochas piroclásticas, possivelmente formadas por fluxo e queda de cinzas, contendo fragmentos de rochas vulcânicas retrabalhadas.....103

Figura 26 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-01, localizado na TDR-Sul, dentro do complexo de SUAPE. A associação de fácies encontrada é adota pela pesquisa como característica dos depósitos da Formação Suape.....104

Figura 27 – Detalhe do afloramento FS-01 onde é possível observar os conglomerados da Formação Cabo localizados na porção basal da seção. A linha vermelha tracejada marca a discordância entre as Formações Cabo e Suape e as setas amarelas indicam os conglomerados arredondados da Formação Cabo. Acima da discordância estão localizados as rochas vulcanoclásticas da Formação Suape.....105

Figura 28 – Visão geral do afloramento FS-02, na TDR Sul de SUAPE. Na foto estão demarcadas as fácies identificadas.....108

Figura 29– Detalhes do afloramento FS-02. a) Depósito de fluxo e *surge* intercalados com arenitos grossos, arcóseos, com mosqueamento avermelhados. b) Detalhe de um bomba piroclástica. c) Detalhe do afloramento, onde o corpo de rocha piroclástica exibe matriz tufácea, detrítica com muitos blocos angulosos a subangulosos de riolito. d) Detalhe da porção superior do afloramento, onde é possível observar a matriz da rocha, composta de material alterado contendo blocos angulosos alterados de riolito e de basalto.....109

Figura 30– Perfil estratigráfico do afloramento FS-02, localizado na TDR-Sul, dentro do complexo de SUAPE. A associação de fácies interpretada é considerada como característica dos depósitos da Formação Suape.....110

Figura 31 - Visão geral do afloramento FS-03, as Litofácies estão indicadas pelas linhas vermelhas e siglas. A seta amarela indica a localização da Formação Cabo, que está

posicionada na base desse afloramento. A seta branca indica uma discordância erosiva entre uma camada de arenito (Agm) e um corpo de rocha vulcanoclástica (Fsg), de aspecto maciço.....111

Figura 32 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-03, localizado no Engenho Muribeca. Apresentando na base uma discordância entre as Formações Cabo e Suape e intercalações entre arenitos e rochas vulcanoclásticas.....112

Figura 33 – Detalhes do afloramento FS-03. a) Detalhe da Formação Cabo, conglomerado, que ocorre na porção inferior da seção, logo abaixo da discordância que separa esta unidade da Formação Suape. A seta indica um conglomerado. b). Nota-se a deposição de um corpo tabular indicada pela linha vermelha tracejada de provável origem vulcânica. c) Detalhe dos depósitos posicionados logo acima da Formação Cabo, que preenchem a superfície irregular que marca a discordância com indicações de erosão. É possível que os depósitos que preenchem estas escavações já apresentem influência vulcanoclástica. Na foto observa-se estratificações formadas pelo imbricamento de fragmentos de rochas vulcânicas alteradas, de cor branca; d) Detalhe de escavação formada pela superfície de discordância indicada pela seta amarela, preenchido com rocha possivelmente piroclástica..... 113

Figura 34 – Visão geral do afloramento FS-04, localizado na estrada de Tamandaré. As linhas vermelhas e siglas indicam a definição das litofácies identificadas.....114

Figura 35 – Detalhes do afloramento FS-04. a) Detalhe do corpo de rochas vulcânicas básicas, de cor marrom escuro, no topo da seção. b) Detalhe das falhas que afetam o afloramento, apresentando mergulho quase vertical e direção NE. c) Detalhe da rocha vulcânica ácida que ocorre no topo do afloramento, e tem aspecto maciço, com mosqueamento avermelhado, produzido pela alteração diagnética. d) Arenito médio a grosso, com fragmentos de rochas de origem vulcânica.....115

Figura 36 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-04, localizado na estrada de acesso a Tamandaré. Nesta localidade as rochas vulcanoclásticas e vulcânicas apresentam expressiva contribuição.....116

Figura 37 – Visão geral do afloramento FS-05. As linhas vermelhas e siglas indicam a definição das Litofácies. Observa-se o aspecto tabular das camadas como visto nos demais afloramentos da unidade Suape, com a intercalação de rochas vulcânicas, derrames e fluxos piroclásticos.....117

Figura 38 – Detalhes do afloramento AF-05. a) Arenito fino bem selecionado quartzoso, com grãos angulosos. Observam-se algumas estratificações e mosqueamento produzido por bioturbação. A parte basal do arenito está em contato com um corpo de rocha vulcânica alterada (traquito?). b) Arenito médio na base até fino e siltoso no topo, contendo clastos e *drapes* de argila. Observam-se estratificações plano-paralelas e finas estratificações do tipo *ripples*; c) Rocha vulcânica alterada para argilito compacto de cor vermelha (traquito?) d) Vista de parte do afloramento onde ocorrem falhas e basculamento das camadas.....118

Figura 39 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-05, localizado na estrada de acesso ao estaleiro EAS.....119

Figura 40 – Visão geral do afloramento FS-06, localizado na Praia de Guadalupe. As siglas e linhas vermelhas indicam a interpretação das litoFácies. . Nota-se o mesmo aspecto tabular das camadas, conforme visto nos demais afloramentos. Não são observadas feições de grande porte como canais..... 120

Figura 41 – Detalhes do Afloramento AF-06, na praia de Guadalupe: a)Fácies Arg – arenitos com intercalações de argilitos; b) Fácies Ams – argilitos intercalados com arenitos; c) Fácies Afpa – arenitos exibindo drapes de argila, estruturas de carga e bioturbaçãoargila , e estruturas de deformação ductil; d) Fácies Ff – argilitos intercalados com folhelho; e) Fácies Ss – siltitos maciço, com laminação plano-paralela e lineação de partição, contendo finas camadas de argila, intensamente bioturbado no topo.....122

Figura 42 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-06 localizado na Praia de Guadalupe...123

Figura 43 - a) Vista do corte onde foi analisado o afloramento FS-07, nas proximidades do Rio Ariquindá. b) Vista das camadas da Formação Suape, posicionadas sobre o embasamento (linha vermelha). Notas-se o mesmo aspecto tabular observado nos demais afloramentos da unidade, com a intercalação de arenitos e siltitos com rochas vulcânicas e vulcanocásticas; d) camada de rocha vulcânica alterada (traquito?); e) possível contanto entre a Formação Suape e Formação Algodoads indicado pela linha tracejada..... 125

Figura 44 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-07. Localizado a norte da cidade de Tamandaré, próximo ao Rio Ariquindá..... 126

Fig. 45 - visão do afloramento com os pacotes de rochas vulcânicas e piroclásticas. As linhas vermelhas identificam os contantos entre as litofácies. A linha amarela evidencia um depósito sedimentar de forma lenticular entre os depósitos piroclásticos..... 128

Figura 46 – Detalhes do afloramento FS-08. a) Detalhe do riolito localizado na base do afloramento. b) Escavação produzida sobre o corpo de rocha vulcânica de coloração vermelha escura. c) Detalhe de um dique vertical, cortando o derrame de riolito (Seta amarela); d) Visão a sul do afloramento – parte de baixo, vindo da esquerda é riolito, a parte do meio, esbranquiçada, é uma mistura de sedimento e piroclástica, a camada de cima vermelho escura é um derrame de vulcânica; e) Estratificações acanaladas de médio/grande porte; f) Discordância no topo da seção que marca a base da Fm. Algodoads, representado por depósitos de coloração rosa, esbranquiçados e caulínicos..... 129

Figura 47 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-08. Localizado na estrada de acesso a fábrica Granex , próxima ao porto de Suape..... 130

Figura 48 – Correlação da abundância de elementos Terras Raras Leves (ETRL) e Pesados (ETRP), verificadas nas amostras do poço 2-CP-01-PE. Em vermelho as amostras da Formação Cabo, e em preto as amostras da Formação Suape, conforme a interpretação desta pesquisa..... 132

Figura 49 - Variações nos valores médios de quartzo e feldspato observadas em amostras do poço 2-CP-01-PE. A linha preta tracejada indica a separação entre as Formações Cabo, Suape e Paraíso..... 134

Figura 50 - Coluna estratigráfica do poço 2-CP-01-PE indicando os limites das novas Formações da Bacia de Pernambuco e as profundidades correspondentes a cada uma.....135

Figura 51– Gráfico que ilustra a variação nos valores de gipsita, bário, calcita e dolomita nas amostras do poço 2-CP-01-PE. A linha preta tracejada indica a separação entre as Formações Cabo, Suape, Paraíso e Estiva..... 137

Figura 52 – Fotomicrografias da Formação Cabo a) Arenito lítico inequigranular, de granulometria grossa, com grãos subangulos e de esfericidade baixa, organizados em uma matriz de selecionamento moderado, sendo formado por grãos de quartzo, microclina e cristais esparsos de biotita (NX, 4X, Prof. 2281 m). b) Arenito lítico, inequigranular, de granulometria grossa a muito grossa, com fragmentos ângulos e de esfericidade baixa, pobremente selecionado. O arcabouço é formado por fragmentos de rochas (ígneas e metamórficas), com lamelas de biotita deformadas, apresentando um empacotamento levemente aberto (NX, 4X, Prof. 2488 m)..... 140

Figura 53 – Fotomicrografias da Formação Cabo a) Arenito suportado pela matriz, de granulometria muito fina a média, com grãos angulosos com esfericidade baixa e apresentando mal selecionamento. O arcabouço é formado por quartzo, feldspato, argilominerais e cristais isolados de biotita (NX, 4X, Prof. 2699 m). b) Arenito sub-lítico, inequigranular com granulometria média a grossa e grãos subarredondados e de esfericidade baixa, moderadamente selecionado. O arcabouço é formado por fragmentos de rocha (metamórfica), quartzo e feldspatos, com empacotamento levemente aberto. Eventualmente alguns grãos de feldspatos estão parcialmente substituídos por carbonatos (NX, 4X, Prof. 2701,05 m)..... 141

Figura 54 – Fotomicrografias da Formação Cabo a) Arenito suportado pela matriz, de granulometria muito fina a média, com grãos angulosos com esfericidade baixa e apresentando mal selecionamento. O arcabouço é formado por quartzo, feldspato, argilominerais e cristais isolados de biotita e apresenta uma leve orientação dos grãos (NX, 4X, Prof. 2701,95 m). b) Conglomerados grãos suportados, com granulometria muito grossa a cascalho fino. Com fragmentos subarredondados e esfericidade alta (NX, 4X, Prof. 2701,95 m)..... 142

Figura 55 – Fotomicrografias mostrando a ocorrência de calcita em arenitos do topo da Formação Cabo. a-a1- Arenito grosso, conglomerático, com mal selecionamento, exibindo fraturamento dos grãos e forte compactação com baixa porosidade. Na foto em CL (a2) é possível observar a calcita substituindo grãos e partes de grãos (a1 LT, NX, 4X / a2 CL 4X, Prof. 2489,5 m); b1-b2) Arenito grosso, conglomerático, com mal selecionamento e forte compactação dos grãos. Fotomicrografias em Luz transmitida e em CL da mesma área mostrando uma região onde possivelmente houve a dissolução de um grão e sua substituição por cimento espático de calcita (área laranja amarelada na CL), e também é possível ver finos cristais de dolomita (de vermelho escuro a marrom) que substituem pontualmente o cimento de calcita (b1 LT, NX, 4X / b2 CL 4X, Prof. 2492,1 m)..... 144

Figura 56 – Fotomicrografia que mostra a ocorrência de um calcário no topo da Formação Cabo. *Mudstone*, micrito, com expressivo conteúdo de siliciclastos. Grãos azuis – k-feldspato, grãos amarelos – plagioclásios, grãos marrons - quartzo. A matriz apresenta coloração laranja-amarelada sobre a CL, indicando calcita rica em Mn e pobre em Fe. Várias regiões mostram a presença de finos cristais de dolomita, com coloração vermelha (CL, 4X, Prof. 2488,4m)...145

Figura 57 – Fotomicrografias mostrando a1) Arenito médio, mal selecionado, com matriz argilosa contendo substituição local por óxidos indeterminados. a2) sobre a CL observa-se que boa parte da matriz original foi substituída por cimento de calcita (a1 – LT, NX, 4X; a2 – CL, 4X, Prof. 2492,6m).....146

Figura 58 – Fotomicrografias mostrando outro intervalo carbonático no topo da Formação Cabo. a) Sob luz polarizada é possível ver a matriz micrítica, possivelmente recristalizada. Observam-se zonas onde houve dissolução, com a formação de óxidos e de cimento microespático (LT, NX, 4X); b) Sob a CL é possível ver a matriz original, de coloração mais escura, ferrosa, enquanto que os pontos e áreas amarelas, claras, indicam um cimento diagenético tardio, menos ferroso. Observam-se duas áreas, que podem representar grãos que foram micritizados e completamente substituídos por cimento calcítico (?) (CL, 4X, Prof. 2082m).....147

Figura 59 – Fotomicrografias de amostra de siltito argiloso, contendo cristais de gipsita e de anidrita. a) Aspecto do siltito, com matriz argilosa (LT, 4X, NX Prof. 2088,88m); b) Cristal de anidrita isolado, no centro da foto (LT, NX, 4X); c) Cristal de gipsita, no centro da foto (LT, NX, 4X); d) Imagem de CL mostrando a matriz escura, argilosa, mas com várias áreas onde houve a formação de cimento calcítico (amarelo brilhante). Dada à baixa permeabilidade da rocha, é possível que a maior parte deste cimento calcítico seja de origem deposicional, e não apenas substituição (CL, 4X).....148

Figura 60 – Fotomicrografia de arenito com granulometria muito fina, com grãos subangulosos a subarredondados e média esfericidade. Apresentando uma matriz argilosa orientada e com laminações (LT, NX, 4X, Prof. 1090,7 m).....149

Figura 61 – Fotomicrografias de arenitos da Formação Suape. a) Arenito médio a grosso, com grãos subarredondados a subangulosos e média esfericidade. A matriz é quartzosa e argilosa. (LT, NX, 4X, Prof. 456,60 m); b) Arenito grosso, com grãos arredondados a subarredondados, matriz argilosa, contendo quartzo, feldspatos e pirita. A seta vermelha indica um grão policristalino zoneado por uma franja possivelmente formada por clorita. É possível ver contato côncavo-convexo entre os grãos (LT, NX, 4X Prof. 1976 m).....150

Figura 62 - Fotomicrografias de arenitos da Formação Suape. a) Arenito médio, imaturo, contendo grãos de plagioclásio (seta vermelha), ortoclásio, microclina e quartzo e micas. Observa-se a ocorrência de sílica microcristalina como cimento, substituindo a matriz original, argilosa (LT, 4X, NX, Prof. 455,7m); b) Arenito médio apresentando grão de microclina. (LT, 4X, NX, Prof. 455,4m); c) Arenito médio, com grãos de quartzo e ortoclásio. Na parte superior central da foto vê-se uma lamela de biotita muscovita, e na parte inferior um grão escuro, um grão com textura simplectítica; d) Cristal de feldspato, ortoclásio, visto na CL, mostrando sua forma euhedral, preservada, mas outros cristais de ortoclásio ao redor mostram-se com cores menos intensas, e com as arestas irregulares, devido à dissolução (CL, 4X, Prof. 1465,3m).152

Figura 63 – Fotomicrografias mostrando feições em arenitos da Formação Suape. a) Fragmento de riolito contendo porções de matriz vítrea (LT, 4X, NX, Prof. 1462,3m); b) Fragmento de rocha vulcânica, possivelmente riolito com matriz afanítica e cristais de feldspato (LT, 4X, NX, Prof., 1968,55m); c) Lamelas de biotita, parcialmente alteradas, entre os grãos (LT, 4X, NX, Prof. 456,6m); d) Arenito grosso com clorita alterada (NX / 4x, Prof. 1973m); e) Arenito fino com grãos de zircão, apresentando cor amarela brilhante sob a CL. O

alinhamento sugere algum tipo de laminação entre as camadas. Os cristais de cor azul claro são feldspatos (CL, 4X, Prof. 1087,7m); f) Siltito com fragmento de matéria orgânica, possivelmente lenhosa, oxidada (TL, 4X, N//, Prof. 1088m).....154

Figura 64 - Fotomicrografias da Formação Paraíso - Figura 7 - Fotomicrografias da Formação Paraíso – a /b) Arenito quartzoso médio a grosso, com grãos subarredondados a subangulosos e media esfericidade, apresentando elevada porosidade (Prof. 98 m, LT, NX, 4X). c/d) Arenito quartzoso médio a grosso, com grãos subarredondados a subangulosos e matriz argilosa, presença de feldspato potássico e lamelas de biotita representando a base da Formação Paraíso (Prof. 449,80 m, LT, NX, 4X).....155

Figura 65– Fotomicrografias da Formação Estiva. a1-a2 / b1-b2) Calcário microcristalino, contendo grãos isolados de quartzo. Possivelmente toda a matriz original foi recrystalizada. A cor vermelha escura indica a dominância de calcita ferrosa, e é possível ver várias zonas com dolomitização. Algumas áreas exibem a substituição do microespato por calcita espática. Sob a CL todos os grãos escuros são cristais de quartzo (a1 TL, 4X, NX, prof. – 39,5m; a2 CL, 4X, prof. 40,6m).157

Figura 66 – Fotomicrografia de exemplos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas observadas no poço 2 CP-01-PE. a) Riólito com textura porfirítica apresentando fenocristais de feldspato (LT, 4X, NX prof. 1635m); b) basalto com textura afanítica. No detalhe observam-se dois grãos de quartzo vulcânico com forma característica e feições de embaçamento (TL, 10X, NX, prof. 1032m); c) Traquito com textura porfirítica com cristais de feldspatos potássico prismáticos, quartzo e plagioclásio (LT, 4X, NX, prof. 852 m); d) traquito observado sob CL, mostrando a substituição de um grão por calcita e dolomita (CL, 4X, prof. 366 m); e) brecha magmática onde se observa a mistura de grãos angulosos e fragmentos de rocha dispostos em uma matriz fina com presença eventual de vidro (LT, 4X, NX, prof. 1695m); f) rocha vulcanoclástica de aspecto tufáceo constituída por grãos de quartzo, plagioclásio, microclina e fragmentos retrabalhados de rochas. Inseridos em uma matriz fina (tufo soldado?) (LT, 4X, NX, prof. 906 m).....159

Figura 67 – Mapa de localização das três linhas sísmicas existentes na região *onshore* da Bacia de Pernambuco. Os dados estruturais foram compilados a partir de Lima Filho (1998) e integrados com dados recentes levantados a partir de trabalhos de campo e de interpretação de imagens (SRTM) da área.....161

Figura 68 – Linha sísmica 2, na região onshore da Bacia de Pernambuco (ver localização da linha na Figura X). Horizonte Vermelho – Embasamento; Horizonte azul – discordância ridte-drifte; Horizonte verd – discordância intra-albiano; Horizonte rosa – discordância do Albiano Superior(?). As áreas marcadas em azul representam leques aluviais dentro da Fm Cabo. As áreas marcadas em laranja representam pequenas bacias do tipo sag no topo da Fm. Cabo. O corpo em forma de domo marcado em vermelho pode representar uma almofada de sal, ou um corpo de rochas vulcânicas. Profundidade em segundos (TWT).....169

Figura 69 – Esta figura mostra a interpretação realizada na linha sísmica migrada, e a figura inferior mostra a mesma interpretação sobre uma imagem gerada pela extração do atributo de ENERGIA, que é um filtro sensível à redução da energia do sinal sísmico. Este atributo resalta a refletividade, auxiliando a melhorar definição de corpos caracterizados por altas amplitudes. Neste caso, as anomalias de energia estão relacionadas com as soleiras de rochas ígneas vista na porção leste da linha (2), e em vários outros locais na seção. É importante

observar que o corpo em forma de almofada (1) no centro das linhas sísmica não apresenta anomalias de amplitude, como seria de se esperar, caso fosse formado por rochas ígneas. É possível observar uma possível soleira escalonada por falhas (3). No final da primeira fase rifte, ocorrem alguns corpos lenticulares que podem ter se formado em depressões e que foram preenchidos como pequenos *sags* (4).....170

Figura 70– Mesma linha sísmica 2, localizada na região onshore da Bacia de Pernambuco (ver localização da linha na Figura X). A figura superior mostra o efeito de *tracing* dos refletores sobre a imagem do dado sísmico, a figura inferior mostra apenas o resultado do processo de *tracing*, a partir do qual é possível ressaltar o comportamento dos refletores e das superfícies estratiais. Profundidade em segundos (TWT).....171

Figura 71 – Correlação entre a interpretação sismoestratigráfica com o perfil do poço 2-CP-01-PE (disc = discordância, spo = superfície de onlap). A profundidade do dado sísmico está expressa em segundos (TWT).....172

Figura 72 – Exemplos de possíveis estruturas vulcânicas observadas nas linhas sísmicas estudadas. A) vulcão observado na linha 1; B) estruturas que podem representar soleiras e diques observadas nas linhas 3; C) estruturas que podem indicar a ocorrência de soleiras na linha 1).....174

Figura 73 – Fácies características da Formação Cabo na região proximal da bacia. a) Conglomerados polímiticos, relacionados à fase proximal do sistema de leques. No detalhe da foto um bloco de rocha granítica provindo do embasamento (afloramento próximo ao Hospital Dom Helder, Cabo de Santo Agostinho).....179

Figura 74 - Fase mediana a final da Formação Cabo, composta por arenitos arcóseos médios portando camadas de seixos e pequenos blocos de mesma composição dos conglomerados, relacionados a um sistema fluvial anastomosado pouco desenvolvido. No detalhe da foto as camadas de blocos intercaladas às estratificações observadas no arenito. A esquerda da foto nota-se um dique de traquito cortando os depósitos em atitude subvertical, indicando pela seta amarela (Estrada da LATASA, distrito Industrial do Cabo).....180

Figura 75 – Seção esquemática que mostra o modelo de fácies ao longo do sistema deposicional costeiro raso da Costa Trucial. O modelo exemplifica um sistema de ciclo de sedimentação regressiva para Sabkha costeira (Modificado de Shearman, 1978).....182

Figura. 76 – Modelo de deposição de sabkha costeira, salina costeira e *sabkha* continental. Modificado de Kendall, 1984.....183

Figura 77 – Modelo ilustrativo para a deposição da Formação Cabo com a sedimentação associada a sistemas de leques aluviais com drenagens tipo “radial”, durante a fase Sin-Rifte I, com erosão do embasamento adjacente, o que gerou a sedimentação de arenitos grossos e de níveis conglomeráticos - Membro Tejiptio.....188

Figura 78 - Modelo ilustrativo para a deposição da Formação Cabo no final da fase Sin-Rifte I. A sedimentação conglomerática intercala-se com depósitos de afinidade lacustre nas regiões de depocentro, terminando na sedimentação de evaporitos associados a um lago restrito (*Sabkha* Continental), no topo dessa formação - Membro Afogados.....188

Figura 79 - Modelo ilustrativo para a deposição da Formação Suape relacionada a sistemas fluviais entrelaçados, relacionado ao período Sin-Rifte II, com desenvolvimento de drenagem axial e retrabalhamento de rochas depositadas durante a fase Sin-Rifte I. O relevo e a sedimentação da Formação Suape foram influenciados pelo vulcanismo que gerou a Suíte Magmática Ipojuca.....189

Figura 80 - Modelo ilustrativo para a deposição da Formação Paraíso relacionada a sistemas fluviais entrelaçados e marinho restrito, em um período de calma tectônica, pós-rifte, com drenagem axial e retrabalhamento de rochas já depositadas durante a fase rifte.....190

Figura 81 – Coluna estratigráfica do poço 2-CP-01-PE com a interpretação das tectonofases e ambientes de deposição (Modificado de Barbosa *et al.*, 2008 e Maia *et al.*, 2011).....191

Figura 82– Nova Carta Estratigráfica da Bacia de Pernambuco. O posicionamento das rochas evaporíticas na bacia do platô tem como base o trabalho de Barbosa *et al.*, (2008). O posicionamento de eventos de vulcanismo mais antigo do que a SMI, e de deposição evaporítica na bacia interna, é apenas uma tentativa feita por este trabalho.....194

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – classificação genética dos depósitos vulcânicos modificado de McPhie <i>et al.</i> (1993).....	40
Tabela 2 - Relação dos principais termos utilizados na caracterização de depósitos piroclásticos (a partir de Fisher, 1961, Schmid, 1981, Cas & Wright 1987 e McPhie <i>et al.</i> 1993).....	42
Tabela 3 - Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados (modificado a partir de Fisher, 1961 e Schmid, 1981).....	43
Tabela 4 - Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos ressedimentados ou mistos (modificado a partir de Fisher, 1961 e Schmid, 1981).....	43
Tabela 5 – Distribuição dos principais palinomorfos diagnosticados.....	88.
Tabela 6 – Quadro esquemático com a síntese da análise bioestratigráfica do poço 2 CP-01-PE (LAGESE, 2003).....	89
Tabela 7 – Resumo das diversas colunas estratigráficas propostas para a Bacia de Pernambuco.....	94
Tabela 8 – Quadro descritivo das litofácies da Formação Suape.....	98
Tabela 9 – Análise estatística dos valores totais de minerais, quartzo e feldspato, estimados a partir dos dados de difratometria de Raios-X.....	133

CAPÍTULO I

1.1 – INTRODUÇÃO E LOCALIZAÇÃO

A Bacia de Pernambuco é uma bacia marginal atlântica e está inserida na Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977), na porção oriental do Nordeste do Brasil (Fig. 1). A zona emersa da bacia possui uma área de aproximadamente 900 km² e localiza-se na faixa costeira sul do Estado de Pernambuco. A Bacia de Pernambuco está limitada a norte pelo ramo leste da Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), próximo à cidade de Recife, e a sul pelo Alto de Maragogi, no município de São José da Coroa Grande. A faixa costeira da bacia apresenta forma alongada N40E, com uma extensão de cerca de 80 km e a maior largura com cerca de aproximadamente 12 km. Na sua porção submersa a bacia se estende para leste através do Platô de Pernambuco, que representa uma feição desenvolvida sobre crosta continental estirada com aproximadamente 250 a 300 km de extensão (Alves & Costa, 1986; Lima Filho, 1998; Barbosa & Lima Filho, 2006).

Segundo Lima Filho (1998), a partir de dados geofísicos, estruturais e sedimentológicos a faixa costeira, porção emersa, da Bacia de Pernambuco foi subdividida em duas sub-bacias: 1) Sub-Bacia Norte (Piedade), confinada entre o Lineamento Pernambuco e o Alto estrutural do Cabo de Santo Agostinho, e 2) Sub-Bacia Sul (Cupê), desde o Alto de Santo Agostinho até o Alto Barreiros–Maragogi (Fig. 2).

A maior parte dos dados obtidos e analisados na presente dissertação é proveniente da sub-bacia sul, Sub-bacia do Cupê. Segundo Lima Filho (1998), a distribuição das formações geológicas aflorantes, até então descritas, é influenciada pelo fato de que a região sul da bacia aparenta ter sofrido efeitos transgressivos anteriormente a porção norte, e que devido a um possível soerguimento, que afetou a porção central da faixa costeira, esta apresenta ausência de alguns níveis estratigráficos.

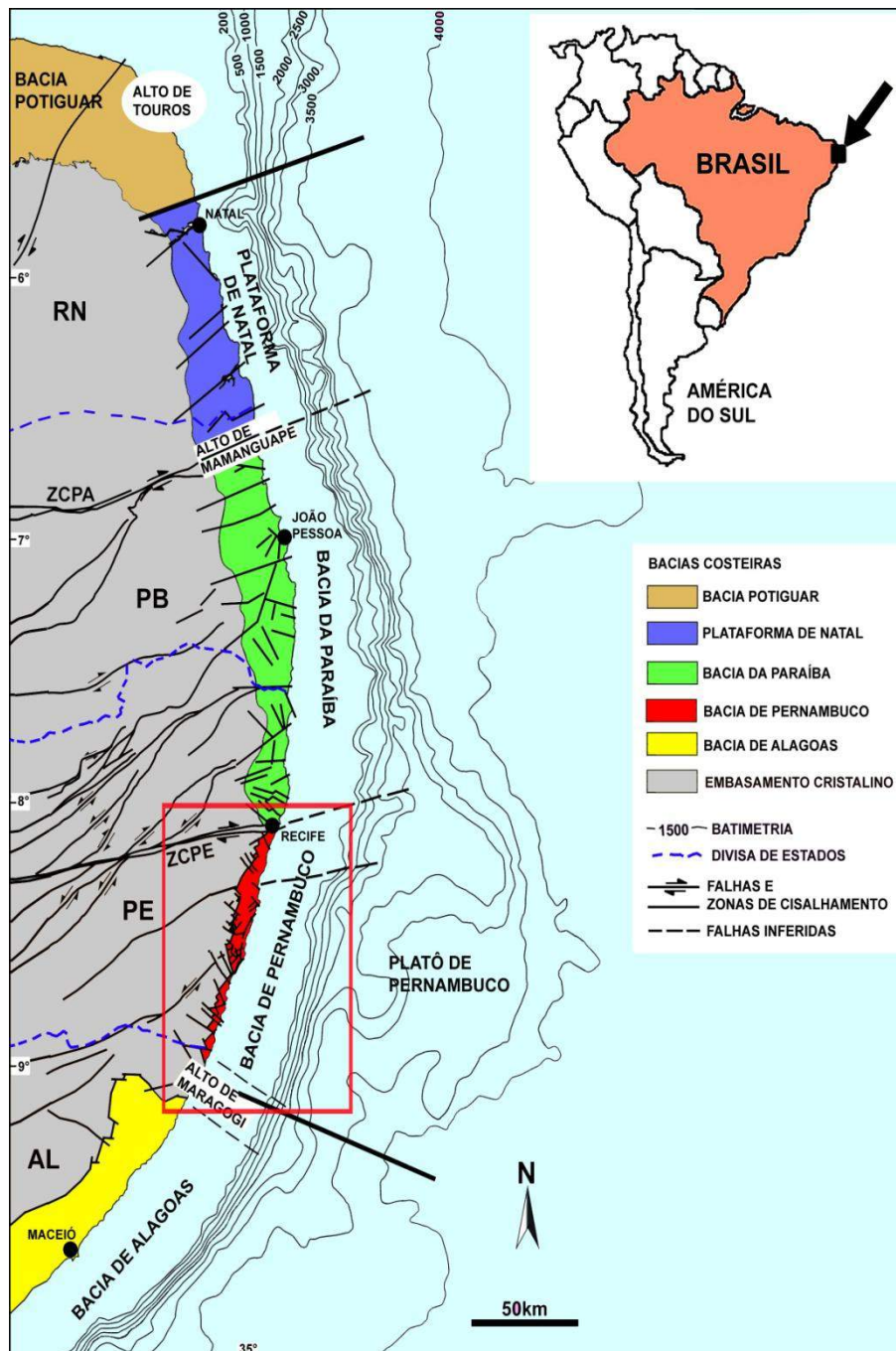


Figura 1 – Mapa de localização da Bacia de Pernambuco, na porção oriental do Nordeste do Brasil. O mapa traz informações sobre a possível extensão do Platô de Pernambuco (Modificado de Barbosa *et al*, 2008);

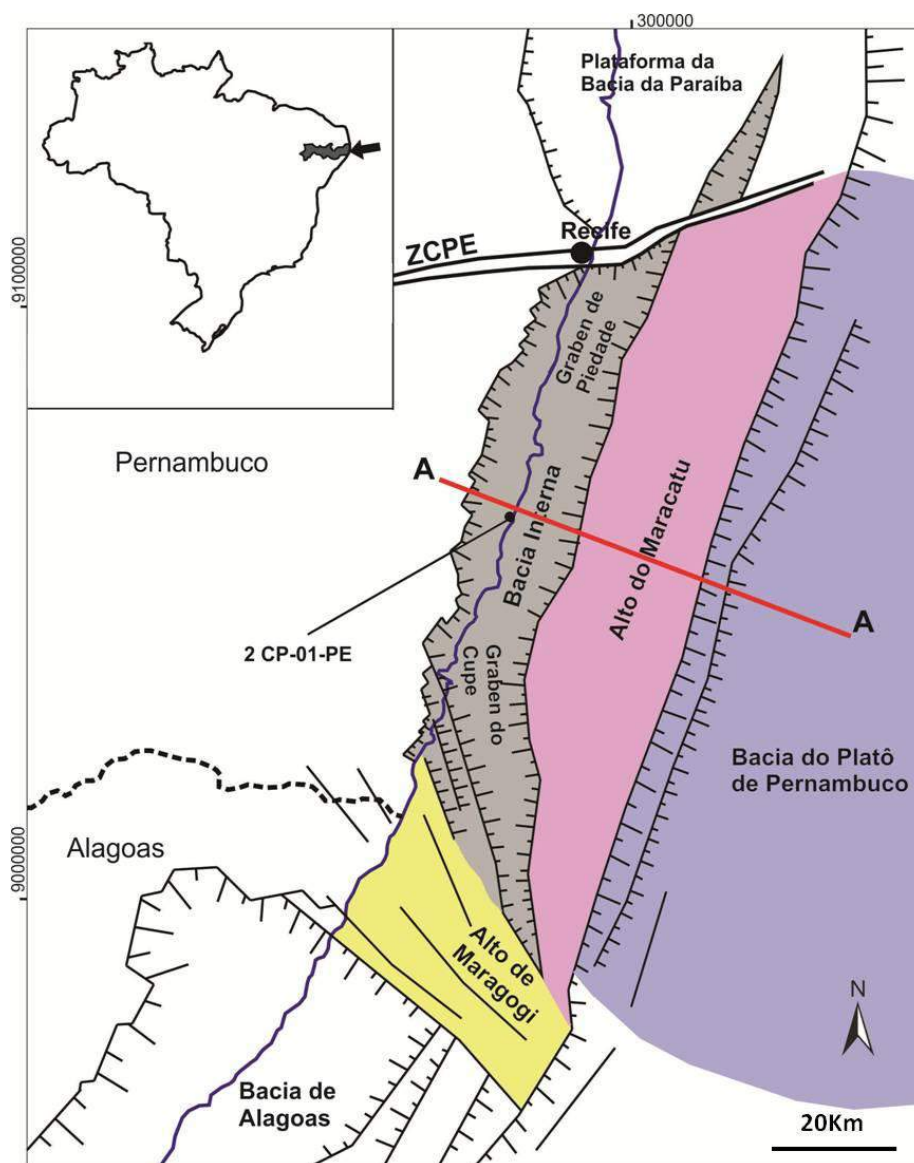


Figura 2 - Mapa esquemático mostrando os domínios da Bacia de Pernambuco: Bacia Interna, alto do Maracatu e Bacia do Platô. A bacia é limitada a norte pela ZCPE, e a sul pelo Alto de Maragogi. A linha azul indica a linha de costa. A linha vermelha indica a posição da linha sísmica sobre a qual está posicionado o poço 2-CP-01-PE na região de litoral.

1.2 - JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

As investigações geológicas realizadas na Bacia de Pernambuco desde o século XX reuniram os depósitos sedimentares de origem continental que abrangem o Aptiano e o Albiano em uma única formação, então denominada de Formação Cabo (Cobra, 1960; Beurlen & Cobra, 1960, Alheiros 1987, Lima Filho, 1998). O primeiro a definir os depósitos conglomeráticos encontrados na região do litoral sul do estado de Pernambuco foi Oliveira & Leonardos (1943).

Após a proposição na década de 40, os autores que estudaram a bacia posteriormente continuaram adotando esta informação, e sempre trataram os depósitos siliciclásticos encontrados na faixa costeiras da bacia como pertencentes a uma única unidade (Alheiros, 1987; Mabesoone, 1988 e Lima Filho, 1998). Com base em critérios sedimentológicos, alguns autores, observando diferenças nas litofácies observadas, chegaram a dividir a Formação Cabo em três sistemas, ou associações de fácies: distal (fluvio-lacustre), médio (planícies de inundação) e proximal (aluvial) Alheiros (1987), ou em uma unidade basal (Cabo Inferior) e outra superior (Cabo Superior) (Lima Filho, 1998).

Estudos realizados no poço 2-CP-01-PE reuniram toda a sedimentação atravessada em uma mesma unidade, aproximadamente 3000 metros de sedimentos; dividida em Litofácies: basal e superior, ou distal, médio e proximal (Alheiros, 1987) ou em Cabo Superior e Inferior (Lima Filho, 1998).

Desde os estudos iniciados na década de 1940 até 1980, a idade e o posicionamento estratigráfico dos diferentes litótipos que formariam a Formação Cabo, sempre permaneceram como questões problemáticas. Devido aos escassos investimentos realizados pelas pesquisas exploratórias iniciais que visavam o potencial petrolífero das bacias costeiras, a Bacia de Pernambuco acabou recebendo pouca atenção o que atrasou muito o seu conhecimento. Vale ressaltar que a Bacia de Pernambuco possui uma geologia complexa, que comporta um evento magmático importante e que apresenta uma faixa costeira extremamente estreita, (Barbosa et al, 2008) e isso pode ter ocasionado um fator dificultante para o entendimento científico da bacia. O diminuto investimento produziu um reduzido número de linhas sísmicas *offshore* e *onshore*, um único poço estratigráfico profundo *onshore* e nenhum *offshore*.

Outro fator que dificultou o entendimento correto das características evolutivas desta bacia foi devido a sua faixa costeira ter ficado isolada da sedimentação que

ocorreu na bacia do platô (Barbosa e Lima Filho, 2006). Nas demais bacias marginais brasileiras, o Albiano é composto por depósitos de ambiente marinho raso, em sua maioria carbonáticos. Por estar isolada do platô por um alto estrutural externo, o Alto do Maracatu, o rifte estreito que formou a bacia interna na faixa costeira não recebeu deposição marinha mais expressiva (Fig. 3). Devido a isso, os depósitos do Albiano continuaram apresentando influência continental, em sua grande parte, o que dificultou o entendimento de que estes pertenceriam a uma etapa tectono-sedimentar diferente por parte dos estudos pioneiros.

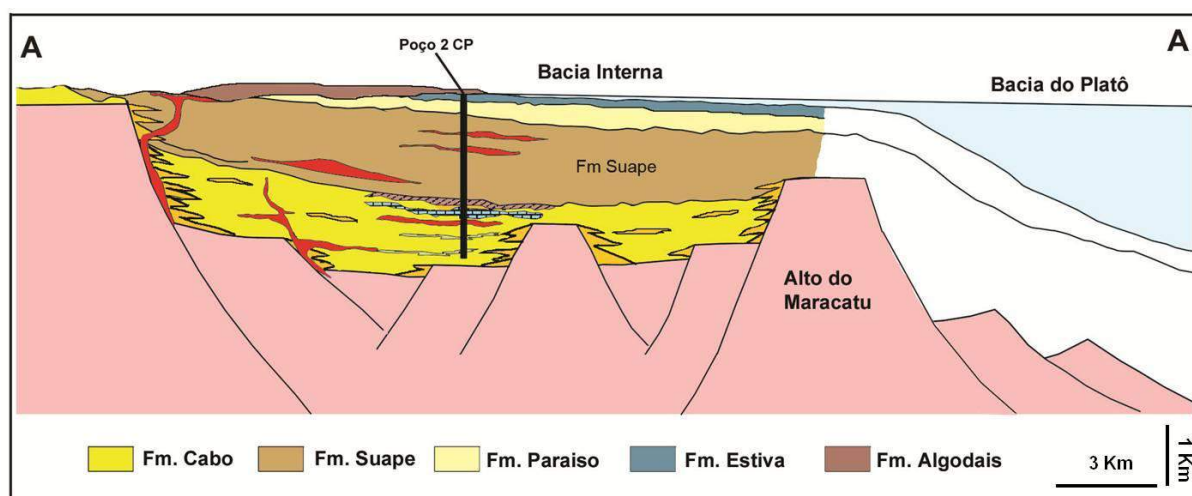


Figura 3 – Perfil esquemático da Bacia de Pernambuco, mostrando o rifte que formou a bacia interna, como um depocentro restrito, alongado paralelamente à margem plataformal, e separado da bacia do platô por um alto estrutural externo. (Almeida, 2004; Barbosa & Lima Filho, 2006; Moraes, 2008).

Apesar de não ser expressiva a variação no ambiente de deposição na transição Aptiano-Albiano, como ocorre nas bacias vizinhas, cujo Albiano marca a fase de ingressão marinha, o presente trabalho propõe que a sucessão siliciclástica incluída na Formação Cabo, conforme a concepção de autores anteriores, guarda na verdade o registro de três fases tectono-sedimentares distintas. A porção basal, aptiana, estaria ligada a primeira fase de deformação mecânica da bacia, separada por uma discordância intra-rifte do intervalo eo a meso-Albiano relacionado à fase final de rifteamento. Essa última etapa também está associada ao evento magmático que afetou a faixa costeira no Albiano (Barbosa *et al.*, 2009) e representaria a discordância que marca o fim da fase rifte e o início da fase pós rifte da bacia. No Albiano superior foi depositado sob o

domínio da fase de subsidência termal, pós-rifte, com influência marinha, outra unidade (Formação Paraíso). **Esta é a principal hipótese de trabalho da pesquisa.** Assim, pretendeu-se contribuir com uma revisão da estratigrafia da bacia a luz dessa nova proposição, o que pode contribuir em muito para a melhoria do conhecimento geológico dessa bacia marginal.

A partir da hipótese proposta, esta dissertação teve em seu foco os seguintes objetivos:

1.2.1 - Objetivo Principal

Realizar uma abordagem integrada a partir de vários métodos para obter uma caracterização dos depósitos siliciclásticos aptiano-albianos, com o objetivo de evidenciar a separação dos mesmos em distintas formações geológicas. E neste caso, realizar uma distinção entre os depósitos atribuídos anteriormente a Formação Cabo, uma caracterização da Formação Suape, que equivaleria à porção media albiana, e a proposta de uma nova unidade: a Formação Paraíso, que corresponderia à porção superior albiana desta sucessão.

1.2.2 – Objetivo Específico

Caracterizar a Formação Suape em termos sedimentológicos, estratigráficos, petrográficos, geoquímicos (observação sobre sua origem e proveniência) e propor o paleoambiente associado a sua deposição.

1.3 - MÉTODOS DE TRABALHO

Como o presente trabalho pretende a individualização de uma unidade estratigráfica existente na Bacia de Pernambuco em outras unidades, o início do processo de investigação se deu pela análise do Código de Nomenclatura Estratigráfica (CNE) (Petri *et al.* 1986), que contem os critérios adotados para o estabelecimento de unidades estratigráficas como formações, membros e grupos.

Com relação aos métodos convencionais da pesquisa geológica, foram empregados os seguintes procedimentos e materiais:

1.3.1 - Revisão da bibliografia existente

Análise de todo o material bibliográfico disponível com relação à estratigrafia, sedimentologia e evolução da Bacia de Pernambuco. Isto permitiu confrontar os conceitos estabelecidos anteriormente, seus critérios e reavaliar as novas proposições a luz das evidências não observadas pelos autores anteriores.

1.3.2 - Estudos Faciológicos

Foi realizada uma análise dos depósitos da sucessão siliciclástica de ambas as Formações, Cabo e da Formação Suape, visando estabelecer as principais diferenças entre elas. Nessa etapa foram escolhidos oito afloramentos que exibem feições importantes, nos quais foram realizados perfis litológico-estratigráficos que serviram para a separação das unidades e para caracterizar as fácies da Formação Suape.

No estudo faciológico realizado na Formação Suape foi utilizado o conceito de fácies proposto por Reading (1996), que propõe que fácies seria: “... *uma parte distinta da rocha, individualizada por seus atributos descritivos (constituição litológica, geometria, estruturas sedimentares, fósseis e paleocorrentes), formadas sob determinadas condições de sedimentação*”.

Visher (1969) propôs a necessidade de buscar “*algum significado ambiental*” para a análise faciológica, independente de esta ser descritiva, proporcionando interpretações imediatas acerca dos processos sedimentares que a originaram. O autor também ressalta que os processos de formação não devem ser atrelados a ambientes únicos de sedimentação. Deste modo, deve haver uma análise do ambiente, além da análise descritiva das fácies, pois ambientes distintos podem fornecer sedimentações semelhantes.

1.3.3 – Análise do poço 2-CP-01-PE

O único poço estratigráfico profundo existente na região *onshore* da bacia é o poço 2 CP-01-PE, perfurado pela Petrobras em 1981. Este poço atravessou cerca de 3000 metros de depósitos sedimentares na região da Sub-bacia do Cupê e não atingiu o embasamento. A quase totalidade dos depósitos atravessados é composta por sedimentos de idade Aptiana-Albiana, e logo foram incluídos na Formação Cabo

(Alheiros, 1987; Nóbrega, 1995; Lima Filho, 1998). Devido à importância representativa deste único poço profundo o presente trabalho realizou análises químicas e petrográficas em amostras da testemunhagem. Um fator de dificuldade na interpretação dos resultados foi o espaçamento da amostragem, que deve ter suscitado lacunas na definição de alguns horizontes importantes. No entanto a reavaliação dessas amostras permitiu a descoberta de aspectos importantes não observado por estudos anteriores (Alheiros, 1987; Nóbrega, 1995, Lima Filho, 1998).

1.3.3.1 – Análise petrográfica

O estudo petrográfico foi realizado em lâminas delgadas, tanto em microscópio petrográfico polarizante, como em equipamento de catodoluminescência (CL). Ao todo foram confeccionadas 63 lâminas delgadas, abrangendo toda a testemunhagem realizada no poço. Algumas lâminas foram impregnadas com resina epoxy azul, para uma melhor caracterização da porosidade. As descrições de todas as lâminas, bem como a descrição da profundidade da amostragem, estão agrupadas na tabela 1, nos anexos.

O equipamento de catodoluminescência que foi utilizado é composto de um microscópio petrográfico modelo NIKON ECLIPSE E600 W POL e módulo de catodoluminescência para microscópio ótico Lmk4 8200 da Cambridge Technology LTD.

Estudo de proveniência tem sido uma ferramenta importante para análise de bacia e na indústria do petróleo, pois auxiliam a caracterizar e supor a composição detrítica dos arenitos que tem grande influência na sua evolução diagenética, causando efeitos na porosidade e permeabilidade do reservatório, constituindo um fator diretamente responsável na sua qualidade. Também constitui um instrumento importante na compreensão da evolução tectônica e estrutural de uma bacia, uma vez que reconhece as áreas-fonte dos sedimentos.

Estudos petrográficos em arenitos também constituem uma ferramenta fundamental na análise de qualidade de reservatório, visto que possibilita identificar componentes deposicionais e diagenéticos.

1.3.3.2 - Análise Geoquímica

A análise geoquímica foi realizada em amostras de testemunho do poço 2-CP-01-PE, através dos métodos de Difractometria de Raios-X, para a identificação dos

principais componentes mineralógicos, de espectrometria de Massa ICP-MS, para a definição dos elementos maiores e menores.

Esta parte do estudo tentou produzir uma caracterização da natureza das rochas da unidade Suape, em termos de composição Elemental e mineralógica. Também foi realizada uma comparação entre os depósitos da nova unidade e os depósitos do que foi definido como a Formação Cabo. Este arcabouço de dados permitiu algumas discussões sobre a proveniência e composição principal dos depósitos da nova unidade estratigráfica, e por consequência a observação das diferenças entre esta e a Formação Cabo.

Para a análise de DRX foram realizadas as seguintes etapas:

Foram utilizadas 32 amostras, que foram posteriormente secas e moídas (até a obtenção de pó fino) no moinho de bola, o recipiente pulverizador foi cuidadosamente limpo e seco entre cada pulverização. As amostras foram divididas para a análise de várias fases sólida (ICP e DRX). As análises de DRX foram realizadas no laboratório de solos da Universidade Federal Rural de Pernambuco UFRPE.

O equipamento utilizado para análise de DRX é da marca SHIMADZU, modelo XRD-6000, com tubo de Cu, e sistema operando com monocromador de cristal de grafite acoplado, voltagem de 40 KV e intensidade de corrente de 2 mA. Os dados gerados foram analisados usando Match! Software produzido pela Crystal Impact.

1.3.4 – Análise de Dados Sísmicos

A Bacia de Pernambuco apresenta algumas gerações de levantamentos de dados sísmicos de reflexão, produzidos em períodos diferentes ao longo dos últimos 30 anos. Esses levantamentos cobrem especialmente a região *offshore* da plataforma e o Platô de Pernambuco. Os levantamentos produzidos são em sua grande maioria do tipo 2D, regional. Recentemente a PETROBRAS procedeu à aquisição de sísmica 3D na região onde a empresa adquiriu três blocos exploratórios leiloados na 9ª rodada de licitações, realizada pela ANP. Mas, é importante ressaltar que esses novos dados são restritos à Petrobras.

Junto com os dados de *offshore*, também existem algumas linhas sísmicas adquiridas na região central da faixa costeira da Bacia de Pernambuco (Fig. 4). Esse levantamento terrestre é composto por três linhas obtidas a partir do método de reflexão,

produzidas no final da década de 1970 (Fig. 4). O levantamento apresenta uma linha *dip*, que atravessa toda a faixa costeira, desde a linha de litoral até a proximidade da borda da bacia e de seu contato com o embasamento (Fig. 4). Outras duas linhas, *strike*, foram executadas ao longo da faixa de litoral, a sul e a norte da linha *dip* (Fig. 4).

Devido ao fato de que essas linhas representam o único registro de subsuperfície existente, para a porção emersa da bacia, o presente trabalho realizou uma reinterpretação desses dados, com o objetivo de reunir mais informações sobre o arcabouço tectono-estratigráfico da bacia, e principalmente observar a diferenciação entre as unidades basais discutidas nesta pesquisa (Cabo, Suape e Paraíso).

Alguns fatos são de extrema relevância com relação à interpretação das informações contidas nessas linhas: o poço 2-CP-01-PE está localizado sobre a linha escolhida para o estudo aqui apresentado. Esta linha mostra o perfil deposicional da bacia; devido a pouca representatividade de afloramentos tipo, na estreita faixa costeira da bacia, a observação da linha escolhida é importante porque através dela se puderam evidenciar algumas feições como as discordâncias entre estratos de tectonofases Sin-Rifte e drifte.

Como as linhas foram adquiridas há mais de duas décadas, o dado apresenta algumas limitações em termos de qualidade, como a existência de ruído e atenuação do sinal. Inicialmente os dados recebidos da ANP foram pós-processados, utilizando-se filtros de alta (50Hz) e de baixa (15Hz). Isto foi realizado como um procedimento simples para se observar o resultado em termos de realce de feições associadas aos eventos magmáticos intrusivo-extrusivos que se relacionam com os depósitos sedimentares da bacia. Levando-se em conta o grande volume de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas encontrados em afloramentos e amostrados em poços (Lima Filho, 1998), um dos focos da interpretação foi observar feições (geometrias), ou sismofácies, indicativas da presença de rochas vulcânicas extrusivas (soleiras, diques, lacólitos, vulcões) (Gomes, 2005; Oreiro, 2006; Rangel, 2006; Moreira *et al.*, 2006).

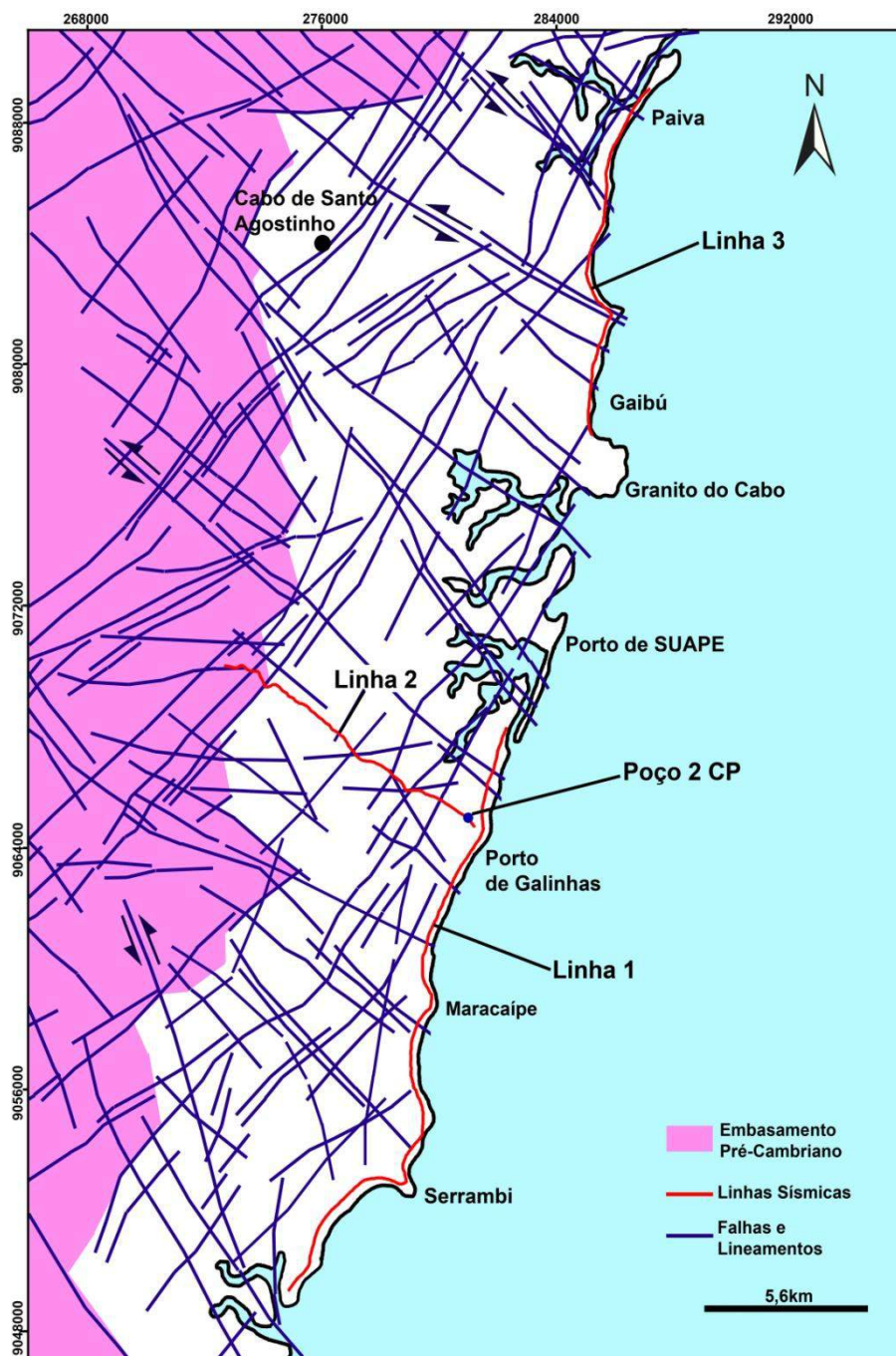


Figura 4 – Mapa de localização das três linhas sísmicas existentes na região *onshore* da Bacia de Pernambuco. Os dados estruturais foram compilados a partir de Lima Filho (1998) e integrados com dados recentes levantados a partir de trabalhos de campo e de interpretação de imagens (SRTM) da área.

Segundo Rhorman (2007) várias tentativas para imagear camadas formadas por fluxo de basalto, com o intuito exploratório, foram testadas em regiões como o Mar do Norte e Índia. Nesses locais os fluxos de basalto são sub-horizontalizados e

estratificados (depósitos vulcânicos, vulcanoclásticos e sedimentos), e esta heterogeneidade produz fortes reflexões múltiplas, prejudicando o imageamento da base do pacote de rochas vulcânicas, e dos depósitos subjacentes. Os fluxos de basalto maciço, que não apresentam interestratificação apresentam melhor qualidade de imageamento, significando que estes são menos absorptivos. Segundo Rhorman (2007), algumas tentativas de realizar imageamento através das camadas de basalto em regiões do Mar do Norte foram realizadas na década de 90, utilizando levantamentos convencionais de alta frequência (frequência dominante de 30Hz). No entanto os resultados se mostraram pobres. Segundo este autor, a melhor abordagem é a utilização de baixas frequências, porque os fluxos de basalto atuam como filtro de baixa-frequência. A partir de testes com modelos sintéticos foi possível observar que usando filtros de baixa frequência, nos casos mencionados, foi possível reduzir os ruídos, inclusive as múltiplas, geradas por soleiras e corpos de rochas vulcânicas inter-acamados com outros tipos de rochas, e determinar de forma melhor o topo e a base de possíveis corpos de rochas vulcânicas (Rhorman, 2007). Assim, o presente trabalho realizou o processo de filtragem dos dados, migrados, com o objetivo de verificar se era possível reduzir ruídos e outros problemas gerados pela presença de rochas vulcânicas intercaladas aos depósitos sedimentares. Observamos que o filtro de baixa frequência (15Hz) apresentou o melhor resultado com redução substancial de ruídos e melhor delineamento de estruturas possivelmente vulcânicas. Como mencionado por Rhorman (2007), o efeito negativo desse processo é que utilizando baixas frequências reduz-se a resolução do dado.

A partir do dado que passou pelo filtro, foram em seguida obtidos alguns atributos simples, como Frequência Instantânea, Similaridade, Transformada de Hilbert e Energia (atenuação da energia), que possibilitaram entender melhor as feições presentes na linha sísmica que foi analisada.

Como o poço 2-CP-01-PE foi executado sobre a linha escolhida, exatamente na porção mais SE da linha, o seu perfil foi sobreposto aos dados interpretados, na busca por uma correlação das feições interpretadas com os dados deste poço (bioestratigrafia e litologia).

CAPÍTULO II

TECTÔNICA DISTENSIONAL

2.1 - A EVOLUÇÃO DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

A evolução das bacias sedimentares da Margem continental brasileira apresenta quatro estágios (ou fases tectônicas) diferentes: Pré-rifte, Rifte, Proto-oceânica (Pós-rifte, drifte) e Marinho Aberto (Asmus & Baisch, 1983). As clássicas sequências “do Continente”, “do Lago”, “do Golfo” e “do Mar” documentam em termos paleoambientais, respectivamente, cada um destes estágios tectônicos que ocorrem no registro estratigráfico das bacias segundo Ponte e Asmus (1978)”.

Segundo Cainelli e Mohriak (1998), a evolução sequencial do Atlântico Sul, em sua margem divergente é marcada por cinco principais fases com diferentes padrões de tectônica e sedimentação. A primeira fase é marcada pelo início de processos extensionais, que subsequentemente levaram à separação entre o continente sul-americano e africano. O modelo conceitual para esta fase admite um pequeno soerguimento astenosférico e um afinamento litosférico regionalmente distribuído, com falhas incipientes na crosta superior controlando depocentros locais associados a uma deposição sedimentar ampla e pouco espessa (Fig. 5-a). A segunda fase é caracterizada inicialmente por um aumento do estiramento litosférico, coincidindo com extrusões de lavas basálticas, seguido pelo surgimento de falhas que afetam a crosta continental e resultam na formação de meio-grábens (Figura 5-b), que são preenchidos por depósitos continentais lacustrinos (Neocomiano-Barremiano, no caso do Atlântico Sul). Ao final do episódio de rifteamento, ocorre um novo aumento da extensão litosférica que é marcado pela formação de falhas profundas, de grande rejeito, que produzem uma rotação dos blocos do embasamento já formados pelo rifte anteriormente (Fig. 5-c). Os depósitos que preenchem os meio-grábens, rotacionados, acabam sendo recobertos por depósitos mais recentes e ocorre uma discordância angular entre estes. A origem da crosta oceânica, provavelmente no final dos episódios de rifteamento, está relacionada à formação da Dorsal Mesoatlântica. Em algumas bacias, estas primeiras manifestações de espalhamento oceânico estão associadas a vulcanismos subaéreo, e/ou subaquático, responsável pela formação de *seaward-dipping reflectors*, que representam as cunhas de material basáltico que vão se formando sucessivamente, à medida que este material é

expelido e forma a nova crosta que nasce (Hinz, 1981; Mutter, 1982; Mutter *et al.*, 1995; Mohriak *et al.*, 1998; *apud* Cainelli e Mohriak, 1999).

A terceira fase (Figura 5-c) compreenderia episódios de magmatismo continental e oceânico, reativação de grandes falhas e erosão de blocos da fase rifte, formando uma discordância regional (*breakup unconformity*), e separando ambientes de deposição tipicamente continental (lacustre e fluvial) de ambientes transicionais e marinhos (Figura 5-d).

Sobre essa discordância angular, em algumas bacias ocorre o registro de depósitos de idade aptiana, com uma espessura significativa, pouco afetados por falhas e que constituem uma sequência sedimentar do estágio final do rifte e que localmente podem dar origem a rochas geradoras e reservatórios de hidrocarbonetos.

Em síntese, esta fase, interpretada por Henry *et al.* (1995) como o preenchimento do tipo *sag basin*, corresponderia à deposição terrígena e carbonática aptiana, com incursões marinhas localizadas e deposição de rochas geradoras de hidrocarbonetos, que culminou com a deposição de evaporitos (variados depósitos de sais) no topo da sequência rifte.

A quarta fase (Figura 5-d) corresponde à efetivação do centro de espalhamento oceânico e o início da deriva continental.

A fase seguinte, quinta fase de Cainelli e Mohriak (1999), se iniciaria com a deposição de carbonatos plataformais albianos, progressivamente substituídos por sequências terrígenas (sedimentos marinhos de águas profundas). Esta última sedimentação deveu-se a um aumento da paleobatimetria durante o Cenomaniano e Turoniano, aumentando o espaço para acomodação e o influxo de sedimentos Pós-rifte (Figura 5-e). Ainda segundo esses autores, esta quinta fase foi subdividida com base nas diferenças existentes entre os registros do Cretáceo e do Terciário. Do ponto de vista deposicional, no Eo-cretáceo predominam seções carbonático-terrígenas, enquanto que no Neo-cretáceo ocorre subsidência pronunciada, associada a uma maior taxa de subsidência tectônica. Este fato condicionou o aprofundamento da margem e a predominância de sedimentos pelíticos e/ou de hiatus deposicionais (e.g., bacia de Campos), ou a acumulação de espessas cunhas areno-pelíticas (e.g., bacia de Santos). No caso das bacias de Campos e Santos, a diferença deve-se ao soerguimento pronunciado da proto Serra do Mar, na contraparte continental da bacia de Santos, e à subsidência relativamente maior nesta bacia, relativa ao resfriamento e à subsidência subsequentes ao soerguimento de isothermas causado pela pluma de Tristão da Cunha.

Nesse, caso, infere-se que soerguimentos transientes associados à ação de plumas do manto tenham induzido a uma menor subsidência mecânica na Fase Rife e, em consequência, a uma maior subsidência termal no início da Fase Pós-Rife.

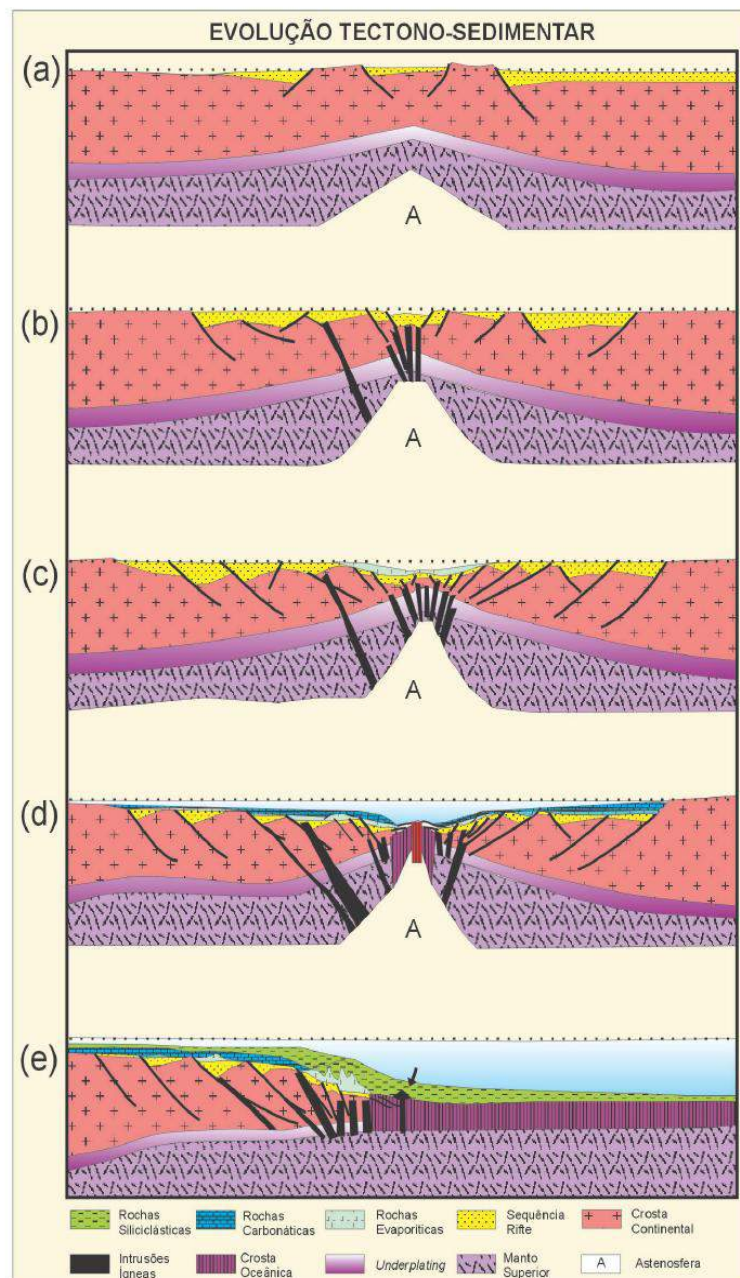


Figura 5- Evolução Tectono-sedimentar das bacias da margem atlântica brasileira, cujas principais representantes são as bacias da margem Sudeste: Campos, Santos, e Espírito Santo (Cainelli e Mohriak; 1998).

De forma geral, há um entendimento de que o desenvolvimento de separações continentais ocorreu de forma episódica ao longo de zonas de fraqueza, com múltiplas

fases de rifteamento e oceanização, constituindo o rifteamento um processo progressivo e diácono (Bueno, 2004). Neste sentido, ao longo do processo de ruptura do Megacontinente Gondwana Oeste, enquanto um determinado segmento já se encontrava na fase de espalhamento do assoalho oceânico, outros ainda se encontravam na Fase Rifte (quebramento continental), exibindo graus diferenciados de extensão da crosta.

Os pontos onde teriam se iniciado a ruptura da crosta estariam associados a dois *hot spots*: Santa Helena, ao norte, e Tristão da Cunha, ao sul. Após a instalação dos trechos iniciais de ruptura teria ocorrido à propagação de megafraturas nos sentidos Sul e Norte (Conceição *et al.* 1988; Bradley e Fernandez, 1992; Standlee *et al.* 1992).

O trabalho clássico de Ponte e Asmus (1979) sugeriu que ocorrem diferenças no padrão estrutural e no estilo tectônico ao longo da margem brasileira, permitindo a sua divisão em duas principais províncias: (a) Região Norte, da bacia Potiguar até a bacia da Foz do Amazonas (Margem Equatorial) e, (b) Região Leste-Sudeste, estendendo-se da bacia de Pelotas até a de Pernambuco (margem Leste).

No Norte, os possíveis prolongamentos de cadeias nas zonas de fratura equatoriais e a deformação de parte do prisma estratigráfico mesozoico sugerem a existência de um padrão de falhas transformantes nos estágios iniciais do desenvolvimento das bacias marginais. A ocorrência de sistemas falhas normais e transformantes, mesmo quando contemporâneos, podem ser concebidos como o resultado de um sistema de cisalhamento ao longo de zonas de fratura equatoriais, com movimentos convergentes (bacia do Ceará), divergentes (bacia Potiguar), e paralelos (bacia de Barreirinhas). Já ao longo da margem Leste, ocorrem predominantemente falhamentos normais, de origem distensiva. A margem africana, na faixa equatorial, apresenta os resultados do quebramento rifte-cisalhante que ocasionou feições compressivas e distensivas, além da associação a centros de espalhamento de crosta oceânica, controlados pela heterogeneidade geológica da placa e pelo calor gerado durante a fase de ruptura (Antthobré *et al.*, 2009).

Segundo Chang *et al.* (1992), a estratigrafia das bacias da margem Leste pode ser dividida em cinco megassequências: Continental, Transicional Evaporítica, Plataforma Carbonática Rasa, Marinha Transgressiva, e Marinha Regressiva. Destas, as duas últimas são relacionadas a ciclos eustáticos de margem passiva (Fig. 6). Matos (1999) também reconhece pelo menos três importantes estágios tectônicos, em resposta a dinâmica das placas tectônicas durante o início da fragmentação do Gondwana, denominados de Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III.

Megassequência Continental - Segundo Figueiredo (1981) ainda na megassequência Continental, três diferentes associações de fácies e estilos estruturais são caracterizadas da base para o topo: Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III.

- **Sin-Rifte I** – A sequência Sin-Rifte I consiste em sedimentos do Neojurássico, depositados em uma larga depressão conhecida como depressão Afro-Brasileira (Ponte *et al.*, 1971; Estrella, 1972; Chang *et al.*, 1992). Essa depressão foi preenchida rapidamente por complexos pacotes de depósitos fluviais e de leques aluviais, além de pequena quantidade de evaporitos, depositados localmente em ambiente de ‘*playa-lake*’. Arenitos de origem eólica também são comuns nessa sequência. Remanescentes erosivos desses sedimentos estão preservados nas bacias de Camamu-Almada, Recôncavo-Tucano, Jatobá e Sergipe-Alagoas. Vale registrar que esta sequência, por ser pouco afetada por falhamentos, foi originalmente considerada Pré-rifte por Ponte e Asmus (1978).
- **Sin-Rifte II** – Durante o Neocomiano, a distensão crustal acelerada gerou uma série de meio-grábens ao longo de toda margem Leste. Ao norte (bacias do Recôncavo, Tucano e Sergipe-Alagoas), lagos profundos com coluna d’água estratificada foram formados e preenchidos por folhelhos ricos em matéria orgânica e turbiditos associados à clásticos flúvio-deltaicos. Ao sul (principalmente, as bacias de Santos e Campos), o vulcanismo com a produção de volumosas sequências vulcanoclásticas foi muito importante. Nesta fase os lagos tornaram-se progressivamente mais rasos e os eventos vulcânicos menos marcantes influenciaram a sedimentação caracterizada por depósitos lacustres de textura fina associados à clásticos vulcânicos.
- **Sin-Rifte III** – Durante o Barremiano, (nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo) as rochas carbonáticas compostas por conchas de bivalves e carapaças de ostracodes foram acumuladas em altos estruturais, e sedimentos flúvio-deltaicos e lacustres foram depositados nos baixos adjacentes. Essas sequências contêm espessos pacotes ricos em matéria orgânica, que representam períodos de nível de lago alto. A salinidade dos lagos da sequência Sin-Rifte III aumenta gradualmente, chegando quase a níveis normais de água do mar.

Megassequência Transicional Evaporítica – Na maior parte das bacias marginais, a Megassequência Continental é coberta por sedimentos aptianos da Megassequência Transicional. A separação dessas duas megassequências é marcada por uma discordância angular, a discordância “pré-Aptiano Superior” (Dias, 2004); que caracterizaria a peneplanização da topografia do rifte ao final dessa fase. Localmente esta discordância foi coberta por uma cunha relativamente delgada de clásticos derivados das terras altas adjacentes, sendo gradualmente inundada por água salgada proveniente do oceano localizado a sul, para o caso das bacias de Santos e Campos. A progressiva transgressão resultou no desenvolvimento de estreito e restrito mar ao longo da margem Leste (norte da bacia de Pelotas até ao sul da bacia de Sergipe-Alagoas).

Megassequência Carbonática de Plataforma Rasa – Durante o Albiano, a abertura da estreita passagem marinha fez com que os evaporitos aptianos fossem sucedidos por uma plataforma carbonática de alta energia em situações de águas rasas, e calcilutitos em águas profundas. Ao longo da antiga linha de costa albiana, sistemas clásticos do tipo fan-delta se desenvolveram, intercalando-se com os sedimentos carbonáticos. O modelo desenvolvido por Spadini *et al.*, 1998, *apud* Chang *et al.*, 1992; para esta sequência é de uma rampa carbonática típica, deformada pela halocinese que controlou a distribuição de fácies dos carbonatos de água rasa e, especialmente, os bancos de oólitos e oncolitos.

Megassequência Marinha Transgressiva – Ao final do Albiano, o gradual afundamento das bacias da margem sudeste, acompanhado de transgressões marinha, resultou no afogamento da plataforma carbonática de alta energia (Chang *et al.*, 1988) e na deposição de sequências de baixa energia, representadas por calcilutitos ritmicamente estratificados, margas e folhelhos com conteúdo calcífero e planctônico. Ao final do Albiano, e início do Cenomaniano, condições batiais já tinham sido estabelecidas nessas bacias (Dias Brito, 1987; Koutsoukos & Dias Brito, 1987; Chang *et al.*, 1992). A sedimentação turbidítica arenosa está presente nessa sequência ao longo de toda a margem, sendo mais estudada na bacia de Campos. Foram identificados dois modelos de ocorrência deste tipo de sedimentação episódica: canalizada, controlada pela tectônica do sal; e, em lençol, que pode gerar corpos contínuos de 250 Km² (Barros *et al.*, 1992; Chang *et al.*, 1992).

Megassequência Marinha Regressiva – A sedimentação de margem passiva no Cenozóico passa a apresentar um caráter regressivo, caracterizado pela configuração típica de terminações *offlap*, através de sucessivas sequências formadas por sedimentos depositados em ambientes flúvio-deltaicos, com ocorrência de leques deltaicos e plataformas (siliciclásticas e carbonáticas). Em algumas áreas, o padrão progradacional pode ser substituído por um padrão agradacional vertical, refletindo bioconstruções carbonáticas de alta energia. A parte sul da margem brasileira foi dominada por sistemas siliciclásticos, enquanto ao norte as plataformas carbonáticas foram mais bem desenvolvidas.

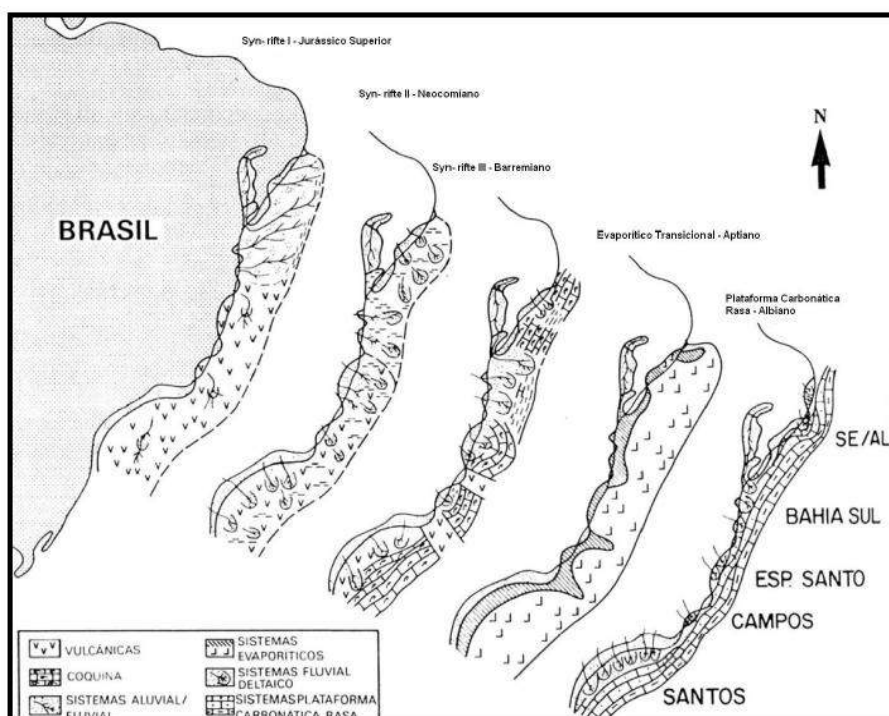


Figura 6 - Reconstrução paleogeográfica das sequências Sin-Rifte, Megassequências Pós-rifte, Evaporítica Transicional e de Plataforma carbonática rasa ao longo da margem Atlântica do Brasil (Chang *et al*, 1992).

A Figura 6 de maneira geral apresenta as principais diferenças entre as bacias marginais brasileiras dizem respeito a:

- Variação da espessura e tipo de sedimentação da Fase Rifte;
- Deformação halocinética diferenciada em função das fisiografias distintas do substrato pré-sal, e da variação do aporte sedimentar ao longo da margem e;
- Variação nas taxas de acomodação para a seção da Fase Pós-rifte, especialmente na seção cretácea.

Vale ressaltar que existem duas proposições para o entendimento do processo do rifteamento Sul-Atlântico: Dias (1991) e Magnavita (1992) seguem a classificação proposta por Asmus e Porto (1980), onde o início da Fase Rife coincide com a sequência deposicional lacustre, e a outra corrente seguida por Chang *et al.* (1998), que considera seu início já durante a época de acumulação da Megassequência Continental (Sin-Rifte I, cf. Chang *et al.* 1992).

Karner & Driscoll (1999) propuseram o processo de rife propagante, que demonstra que à medida que a fissura continental se propagava de sul para norte no Atlântico Sul, este processo apresentava considerável diacronismo, implicando na formação de sucessões bem delimitadas em cada etapa. Bueno (2004) mostrou que existem evidências de pelo menos três principais etapas de propagação do rife Sul-Atlântico com implicações para a paleogeografia das bacias marginais associadas.

2.2- ARQUITETURA DE BACIAS TIPO RIFTE

Riftes podem ser definidos como depressões alongadas limitadas e conectadas por um sistema de falhas. São posicionados acima, ou próximos, de zonas onde a litosfera teve sua espessura reduzida durante a instalação desta estrutura. Através da realização de estudos sistemáticos de riftes antigos e jovens (leste Africano, por exemplo) tem sido observado que a unidade estrutural básica dos riftes continentais é o meio-gráben (Gibbs, 1984; Leeder & Gawthorpe, 1987; Rosendahl *et al.* 1987; Lambiase, 1990). Os meio-grábens possuem de forma geral cerca de 100 km de comprimento e 50 km de largura. Ambas os lados do gráben geralmente são falhados, mas as falhas da borda- *border fault margin* -possuem rejeitos bem maiores que as falhas encontradas no lado flexural - *flexural margin*, originando a assimetria peculiar dos meio-grábens formadores de riftes (Lambiase, 1990) (Fig. 7). As principais feições morfológicas resultantes são as ombreiras do rife - *rift shoulder* - e a geometria dos blocos falhados que formam o assoalho da bacia. Estas feições controlam o padrão de sedimentação. As ombreiras do rife formam os altos topográficos maiores e tendem a ser mais altos do lado da falha de borda do que do lado flexural. As ombreiras também mergulham para fora do rife. O assoalho da bacia é falhado, e normalmente formado por blocos que tem de 5-10 km de largura e que apresentam rupturas longitudinais compostas por falhas transversais de espaçamento variável. Ocorrem ainda as zonas de acomodação (falhas de transferência nas margens passivas), que são altos maiores que o

fundo da bacia e menores que as ombreiras do rifte. Outra característica importante é que cada meio gráben possui um “mergulho axial”, e os meio-grábens adjacentes geralmente mergulham em sentidos opostos. Além disto, todo o sistema do rifte mergulha ao longo do seu perfil longitudinal.

Estas feições estruturais são formadas em grande parte dos ambientes tectônicos e em todos os estágios de desenvolvimento do Ciclo de Wilson (Burke, 1978).

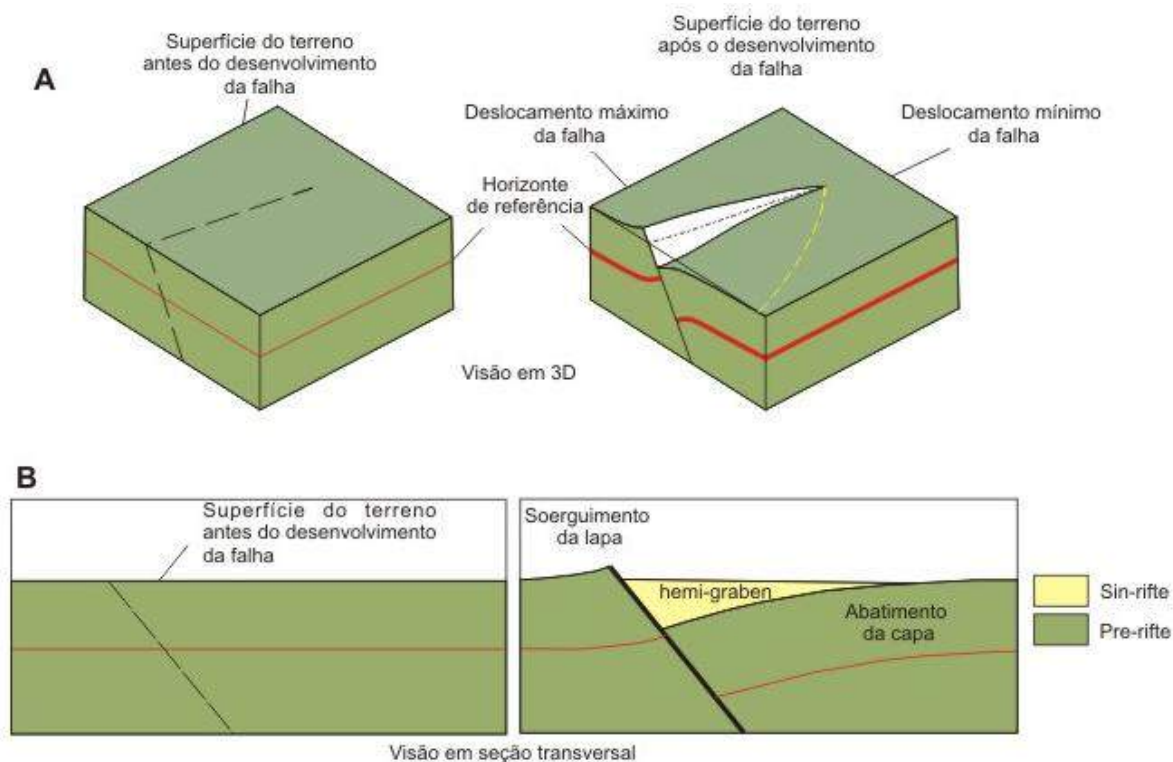


Figura 7 – Diagrama esquemático que mostra a evolução da geometria e do deslocamento da falha que controla o arcabouço final de um hemi-gráben (meio-gráben) de primeira ordem. (A) elementos geométricos característicos de um hemi-gráben, durante o período inicial do rifte (esquerda) e posterior ao desenvolvimento da falha (direita). O soerguimento da lapa e a subsidência da capa associados a um falhamento normal são responsáveis pela geometria final do hemi-gráben. A linha amarela tracejada mostra o limite externo de influência da subsidência, assim como determina o limite da bacia sedimentar. O deslocamento é máximo na porção central da falha e diminui em direção à borda; (B) seções transversais aos diagramas apresentados em (A). Observar como o arcabouço construído em função do desenvolvimento da falha é responsável pela geração de uma bacia sob a forma de cunha (hemi-gráben). Modificado de Lambiase (1990).

2.3) PARÂMETROS FÍSICOS CONTROLADORES DO RIFTEAMENTO

As recentes pesquisas de processos de rifteamento vêm obtendo importantes resultados através da utilização de modelos termomecânicos, que incorporam os parâmetros físicos fundamentais que governam a susceptibilidade inicial da litosfera ao rifteamento e a dependência temporal da evolução de terrenos distensionais. Segundo Ruppel, 1995 o entendimento de tais parâmetros facilita a compreensão dos processos de rifteamento, e de suas implicações. Os principais parâmetros são:

- **Estrutura Térmica** – Onde a temperatura controla a resistência da litosfera, o modo e estilo da deformação distensional (Sander & England, 1989; Bass 1991; Bassi *et al.*, 1993), subsidência e soerguimento, sismicidade (England & Jackson, 1987), processos de metamorfismo (Ruppel *et al.*, 1988) e a geração de material fundido. Em um sistema de rifteamento os parâmetros térmicos mais importantes são as temperaturas iniciais (pré-rifte) e Sin-Rifte na litosfera, e em alguns casos na astenosfera.
- **Reologia Litosférica** – a reologia controla o estilo da resposta litosférica a estresses distensionais (Samy, 1985; Bassi & Bonnin, 1988a; Dunbar & Sawyer, 1989b, Sander & England, 1989; Buck, 1991; Hopper & Buck, 1993) e é fator determinante da morfologia, padrões sísmicos e de distribuição de falhas nas zonas de rifteamento.
- **Fatores Temporais** – o tempo entra no estudo de riftes de três modos: a) sua idade absoluta e tempo de duração na relação de outros eventos tectônicos regionais e globais; b) a duração dos diferentes estágios das deformações associadas às fases de rifteamento auxilia na distinção entre riftes ativos (atividade mantélica) e riftes passivos (formado através de falhamentos intraplacas). Deste modo o tempo pode exercer forte controle no resultado de tal processo (morfologia final, padrões relativos de subsidência/soerguimento, e se o rifteamento continental vai ser abortado ou se vai atingir a separação litosférica); c) - a taxa de deformação distensional e a relação subsidência/soerguimento podem fornecer sugestões sobre a natureza das forças propulsoras (Ruppel, 1995).

2.4) MECANISMOS DE RIFTEAMENTO

Segundo Chang *et al.* (1991), apoiado principalmente nos conceitos definidos por McKenzie (1978), as bacias sedimentares representam o resultado de compensações isostáticas decorrentes de reequilíbrio na distribuição de massas litosféricas, devido ao processo de rifteamento. Essas compensações se dão por meio de soerguimento ou subsidência da litosfera, implicando erosão ou formação de espaços de acomodação, respectivamente.

O mecanismo de distensão litosférica (ou estiramento litosférico) pode ser interrompido durante sua fase inicial com baixas taxas de estiramento, originando espaços para o desenvolvimento de bacias do tipo *sag*, ou evoluir até o limite de ruptura da crosta, originando bacias do tipo rifte (Fig. 8). A continuação do estiramento pode levar a ruptura completa da litosfera, culminando com a formação de crosta oceânica e o desenvolvimento de uma bacia de margem passiva (Allen & Allen, 1990).

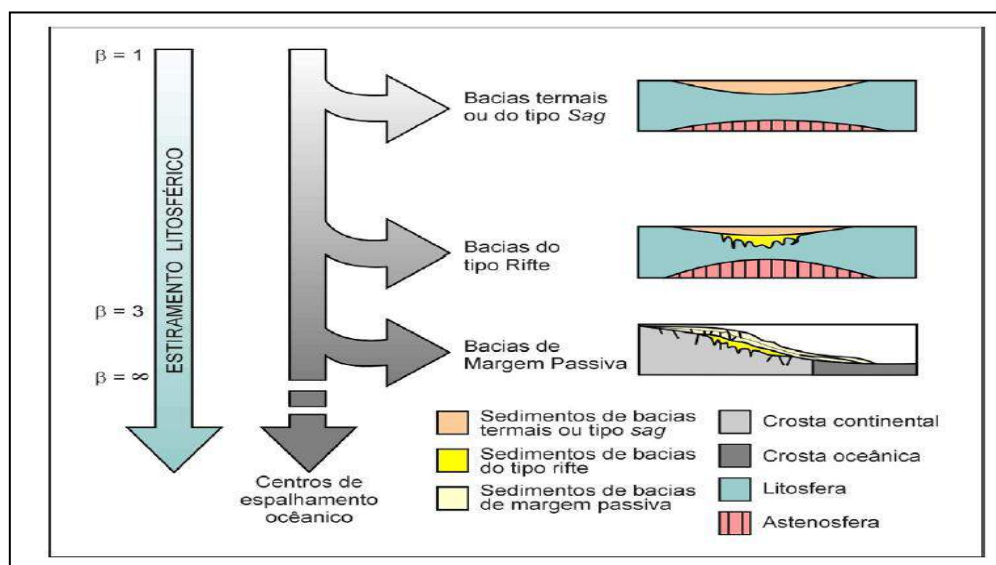


Figura 8 - Diferentes estágios de estiramento da litosfera continental e formação de bacias sedimentares (A partir de Allen & Allen, 1990).

Os mecanismos de rifteamento são baseados em hipóteses específicas que analisam aspectos a respeito da reologia litosférica, e possuem consequências particulares para a evolução térmica das zonas de rifteamento, história de subsidência/soerguimento e padrões de sedimentação. Os principais mecanismos são: cisalhamento puro, cisalhamento simples, cisalhamento geral e fluxo da crosta inferior:

MacKenzie (1978) propôs conceitos tectonofísicos para explicar a formação de bacias nas margens do Atlântico Sul, assim criando um modelo para a evolução destas. Os principais mecanismos propostos por este autor são:

1. **Cisalhamento Puro** - onde se assume que o estiramento crustal e subcrustal são coincidentes na vertical e que a deformação se dá por cisalhamento puro, sendo por isso chamado de modelo de distensão uniforme. Esse modelo descreve o afinamento homogêneo de um bloco inteiro por um fator de estiramento β dado pela razão da espessura inicial e final. Assim a litosfera responde a um estresse distensional preferencialmente de forma contínua, ao invés de modo descontínuo (falhamentos).

A consequência direta do rifteamento é a subsidência e subida passiva da astenosfera, e apesar de suas simplificações este mecanismo fornece um elegante arcabouço relacionando o afinamento distensional à elevação de estruturas riftes com relação ao nível do mar.

2. **Cisalhamento Simples** – também conhecido por mecanismo de distensão por falhamentos normais, enfatiza o papel da deformação rúptil, através da tensão localizada (ao longo de zonas de falhas) e predominante deformação crustal na evolução de terrenos rifteados. O modelo de Wernicke (1985) envolve uma atenuação diferencial lateral do manto e da crosta, controlada por uma superfície inclinada de descolamento. Diversos outros modelos diferem apenas em detalhes se baseiam neste modelo geral (Weissel & Karner, 1989; Lister *et al.*, 1991; Reston, 1993; Reston, 2009).

Ainda dois modelos foram propostos para explicar o processo distensional em bacias marginais.

3. **Cisalhamento Puro e Simples Combinados** – Apesar da atratividade matemática do modelamento da deformação distensional através do cisalhamento puro, dados estruturais e sísmicos indicam que a combinação de cisalhamento simples (falhamento rúptil) e cisalhamento puro (estiramento dúctil) descreve mais precisamente o processo de rifteamento em continentes e em margens passivas (Hellinger & Sclater, 1983; Gans, 1987).
4. **Fluxo da Crosta Inferior** – A crosta inferior pode dispor de uma viscosidade suficiente que permita seu fluxo lateral de regiões não distendidas para regiões

distendidas em resposta a gradientes de pressão horizontais induzidos por afinamento localizado na crosta superior. O fluxo da crosta inferior é utilizado para explicar alguns aspectos de dados estruturais (Spencer & Reynolds, 1991) e a evolução de terrenos distensionais em crostas continentais inicialmente espessas (>30 Km) e quentes (fluxo de calor $> 100\text{mW/m}^2$) (Buck, 1991; Chiristensen, 1992).

Ainda segundo Reston (2009) existem discrepâncias entre os modelos propostos para explicar a separação continental e o resultado observado em termos de estiramento crustal e produção de magmatismo. Algumas margens continuam a apresentar um processo de falhamento, mesmo depois da separação, o que causa a exumação do manto e sua serpentinização em larga escala. Além disso, segundo este autor, margens rifteadas e pobres em magmatismo apresentam uma variação importante nos modelos de *break-up*.

CAPÍTULO III

DEPOSIÇÃO VULCANOCLÁSTICA EM BACIAS SEDIMENTARES

3.1) INTRODUÇÃO

Bacias sedimentares, continentais e marginais, podem apresentar em sua sucessão depósitos de origem piroclástica, ou vulcanoclástica. Embora associadas a processo de magmatismo, subaéreo ou subaquoso, estes depósitos compõem rochas sedimentares. Comumente intercalados com corpos de rochas ígneas, derrames, diques, *sills* etc. A distinção de rochas de origem vulcanoclástica nem sempre é fácil, especialmente quando a alteração do intemperismo, ou diagênese, mascara os aspectos mais evidentes da ligação com o vulcanismo, podendo gerar interpretações equivocadas.

Devido à importância destes depósitos em bacias do tipo rifte, e em especial nas bacias marginais brasileiras, e também na Bacia de Pernambuco, esta pesquisa traz uma breve revisão de conceitos sobre depósitos vulcanoclásticos. Esta revisão serviu de base para o estudo da sucessão aptiano-albiana da Bacia de Pernambuco que apresenta contemporaneidade com um pulso magmático importante.

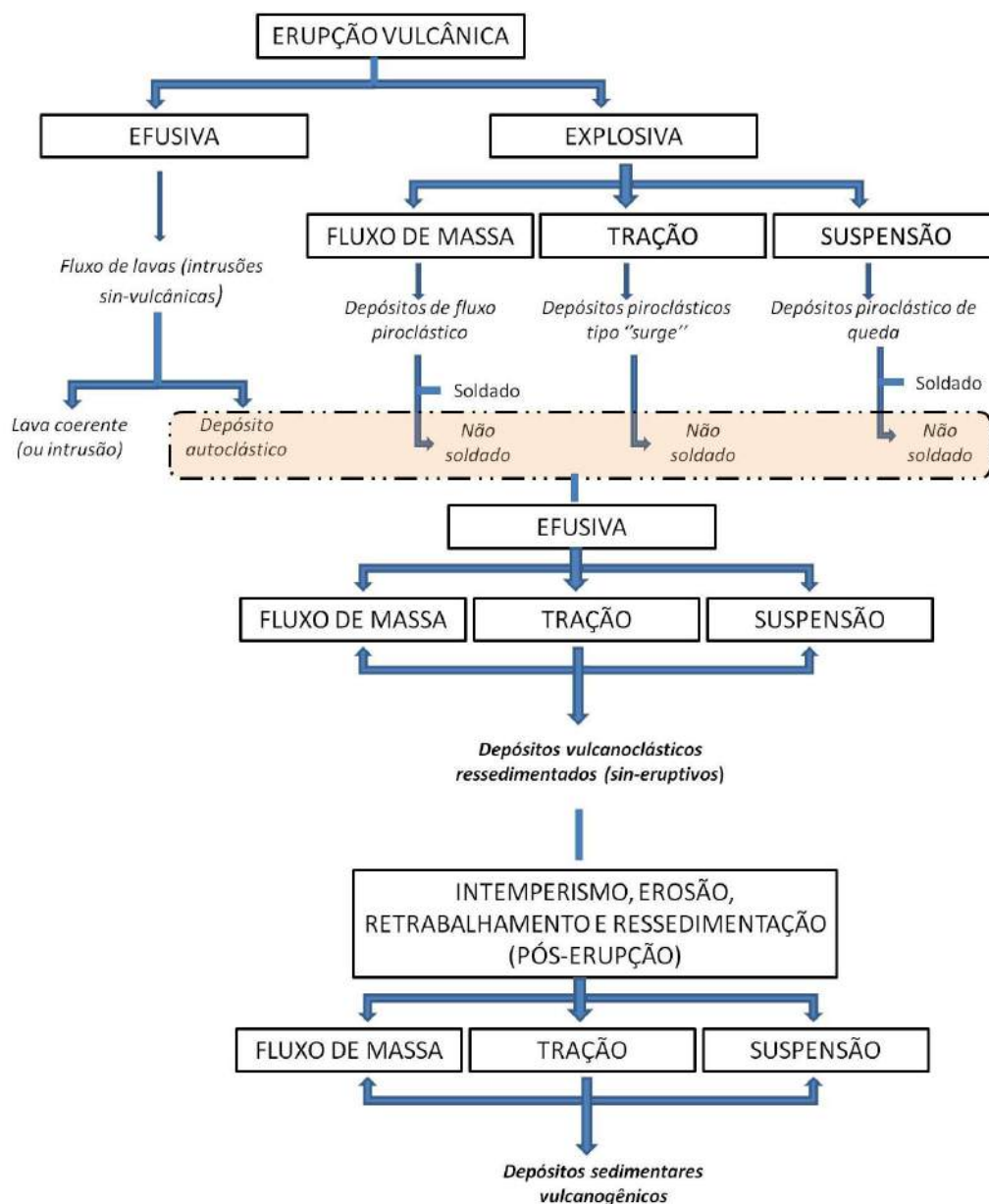
Nas manifestações vulcânicas explosivas subaéreas são liberados grandes volumes de fragmentos vulcânicos imersos em gases e vapores de alta temperatura. O transporte das partículas vulcânicas assemelha-se ao observado nos terrenos sedimentares envolvendo mecanismos de tração, suspensão e fluxo de massa, responsáveis pela construção dos depósitos primários de queda, *surge* (ondulado) e de fluxo piroclástico. A principal diferença entre os depósitos piroclásticos primários e os sistemas sedimentares é a participação de gases quentes na dispersão das partículas.

Em terrenos vulcânicos, os fluxos de massa vulcanoclásticos são um importante meio de transporte de partículas, pois podem envolver grande mobilidade e distâncias. Os depósitos de fluxos piroclásticos primários são aqueles onde os fragmentos e os fluidos intersticiais são de origem vulcânica, envolvendo principalmente gases e vapores de alta temperatura. A caracterização destes depósitos é de suma importância na avaliação do vulcanismo de uma região.

O vulcanismo pode envolver manifestações efusivas e/ou explosivas, sendo as primeiras representadas por fluxos de lavas e domos, por vezes acompanhados de Corpos intrusivos sin-vulcânicos (diques, *sills* e criptodomos). Nas lavas e produtos associados dominam as texturas coerentes ou não particuladas (e.g. porções maciças),

embora condições vulcanoclásticas do tipo autoclástica possam também ocorrer (e.g. auto-brechas). A Tabela 1 mostra a classificação genética dos depósitos vulcânicos modificado de McPhie *et al.* (1993).

Tabela 1 – Classificação genética dos depósitos vulcânicos, modificado de McPhie *et al.* (1993).



As erupções explosivas podem gerar três tipos principais de depósitos piroclásticos primários: depósitos de fluxo, depósitos tipo surge e depósitos de queda.

A condição particulada destes depósitos, onde volumes expressivos de fragmentos ainda não consolidados (tefra) se acumulam especialmente ao longo dos flancos de edifícios vulcânicos, facilita o deslocamento dos constituintes durante ou após a erupção, sem modificar a identidade original destes, gerando desta forma os depósitos vulcanoclásticos ressedimentados.

Estes não devem ser confundidos com os depósitos sedimentares vulcanogênicos, cuja origem dos fragmentos vincula-se necessariamente à ação do intemperismo e erosão de terrenos vulcânicos pré-existentes. Segundo Fisher (1961) a expressão “depósitos vulcanoclásticos” possui uma conotação apenas descritiva, referindo-se a todos os depósitos ricos em constituintes de origem vulcânica, sem implicações genéticas, podendo ser subdivididos em quatro categorias: autoclástica, piroclástica, ressedimentado sin-eruptivo, sedimentar vulcanogênico.

3.2- CARACTERIZAÇÕES DE ERUPÇÕES EXPLOSIVAS

As manifestações vulcânicas explosivas são desencadeadas por mecanismos de fragmentação que podem envolver o aquecimento rápido da água em condutos vulcânicos (erupção freática), a interação entre magma e água (freatomagmática) e atividade magmática com pequena participação de voláteis externos (magmática). Os dois primeiros tipos são fenômenos hidrovulcânicos onde grande parte da energia responsável pela erupção origina-se da interação do magma com as águas superficiais, subterrâneas ou gelo. Erupções magmáticas consideradas “secas” podem apresentar estilos diferentes de manifestações vinculados especialmente ao conteúdo de sílica do sistema, sendo a dinâmica dos principais tipos de erupção sumariada por Cashman *et al.* (2000) e Morrissey *et al.* (2000).

3.3 - CLASSIFICAÇÕES DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

Os depósitos piroclásticos são gerados diretamente da atividade vulcânica explosiva, a partir da fragmentação de rochas e/ou magma, onde as partículas são dispersas em um meio fluido representado por gases quentes e vapores. A tabela 2 mostra os principais termos para a caracterização de depósitos piroclásticos.

Tabela 2 - Relação dos principais termos utilizados na caracterização de depósitos piroclásticos (a partir de Fisher, 1961, Schmid, 1981, Cas & Wright 1987 e McPhie *et al.* 1993).

TERMO	SIGNIFICADO/CONCEITO
a) piroclastos	Fragments gerados por fragmentação como resultado direto de ação vulcânica explosiva
b) piroclastos juvenis	Fragments oriundos diretamente do magma (essenciais)
c) piroclastos cognatos	Fragments originados da fragmentação de rochas vulcânicas co-magmáticas anteriormente formadas
d) piroclastos acessórios	Fragments oriundos de rochas encaixantes ejetadas explosivamente durante a erupção
e) piroclastos acidentais	Clastos englobados aleatoriamente durante o transporte
f) vitroclastos	Piroclastos oriundos da fragmentação de vidro vulcânico. A morfologia destes fragments (<i>shards</i>) é bastante variável: meia-lua, espículas, cúspides ou filamentos.
g) cristaloclastos	Fragments de cristais que podem ser originados a partir do próprio magma e são capturados no ato da cristalização. Como produto final tem-se cristais envolvidos nas bordas por material vítreo que podem ser originados, também, a partir das rochas encaixantes.
h) litoclastos	Fragments de rochas que normalmente são os componentes mais densos de um depósito. O tipo de composição mais comum é similar a do magma que sofreu a explosão; podem ser originados a partir do conduto vulcânico ou relacionados a outros tipos de rochas.
i) tefra	Termo coletivo para depósitos piroclásticos inconsolidados
j) epiclastos	Fragments que tenham sido liberados de qualquer tipo de rocha, por intemperismo ou erosão e transportados de seu local de origem: fragments: cristais, vidro e rochas.
k) soldagem	Processo pós-deposicional que envolve a cimentação conjunta de fragments vesiculares e <i>shards</i> de vidro sob uma carga de compactação
l) fiamme	Clastos juvenis de vidro achatados em depósitos soldados (queda ou fluxo). Em muitos casos, os fiammes resultam da deformação do púmice original em depósitos primários ou secundários não soldados, mas compactados por processos diagenéticos.
m) esferulitos, litofises, textura micropoiquilitica.	Feições indicativas de processos de devitrificação de alta temperatura em vidro vulcânico; os esferulitos consistem de arranjos fibrorradiados, onde cada fibra representa um cristal. Litofises são esferulitos que apresentam uma cavidade central. A textura micropoiquilitica é caracterizada pela presença de pequenos (< 1mm) e irregulares cristais, de um mineral, que envolvem completamente cristais pequenos de outras fases minerais.
n) perlito	Vidro vulcânico com abundância de fraturas curvas, suaves e normalmente concêntricas, que circundam núcleos bem preservados de vidro, indicando hidratação e rápido resfriamento do vidro vulcânico.
o) foliações de fluxo	Estruturas planares decorrentes do fluxo laminar, principalmente em lavas e intrusões sin-vulcânicas. As foliações são definidas por variações na composição, vesicularidade, cristalinidade, granulometria, abundância de esferulitos ou litofises, grau de devitrificação e cor. As foliações de fluxo ocorrem também em reoignimbritos e <i>lava-like</i> ignimbritos, sendo normalmente associadas aos processos reomórficos - envolvendo fluxo de massa secundário do depósito piroclástico. Este fluxo comporta-se como aquele existente em um fluido viscoso e coerente, capaz de produzir dobramentos e outras estruturas internas.
p) juntas colunares	Fraturas regulares que dividem a rocha em unidades prismáticas e alongadas, encontrado em lavas, diques, <i>sills</i> e depósitos vulcanoclásticos primários quentes; são decorrentes da contração que acompanha o resfriamento dos depósitos.
q) acamadamento gradacional	Estrutura indicando uma deposição a partir de fluxos de massa ou suspensão
r) laminação plano-paralela	Estrutura indicando deposição a partir de mecanismos de suspensão ou tração
s) estratificação cruzada	Estrutura indicando uma deposição por correntes de tração

Os depósitos piroclásticos podem ser separados em unimodais bem selecionados (Tabela 3) e polimodais pobremente selecionados (Fig. 9-a). Os depósitos polimodais e mal selecionados contêm piroclastos com mais de uma fração granulométrica, sendo mais apropriada uma nomenclatura que utilize combinações dos termos propostos para os depósitos unimodais. Segundo a composição dos fragmentos, os tufos e as cinzas podem ser subdivididos em: cinza ou tufo vítrico; cinza ou tufo de cristal; cinza ou tufo lítico (Fig. 9-b). Outra classificação descritiva é sugerida para rochas constituídas por uma mistura de piroclastos e epiclastos (Tabela 4). Esta classificação proposta por Schmid (1981) considera um limite mínimo de 75% de piroclastos por volume, para classificar-se um depósito como piroclástico. Este autor define como piroclasto todo fragmento sólido ejetado diretamente da atividade vulcânica, sendo as misturas com conteúdos superiores a 25% de epiclastos agrupadas como tufitos.

Tabela 3 - Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados (modificado a partir de Fisher, 1961 e Schmid, 1981).

TAMANHO DO GRÃO (mm)	PIROCLASTO	DEPÓSITO PIROCLÁSTICO	
		TEFRA(inconsolidado)	ROCHA PIROCLÁSTICA
	Bomba	Aglomerado ou tefras de bombas	Aglomerado
64	Bloco	Depósito de blocos ou tefra de blocos	Brecha piroclástica
2	Lápili	Depósito de lápili	Lapilito
1/16	Cinza Grossa	Depósito de cinzas grosso	Tufo grosso
	Cinza fina	Depósito de cinzas finos	Tufo fino ou tufo a pó

Tabela 4 - Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos ressedimentados ou mistos (modificado a partir de Fisher, 1961 e Schmid, 1981).

TAMANHO DE GRÃO (mm)	DEPÓSITO PIROCLÁSTICO (CONSOLIDADO)	DEPÓSITO RICO EM PIROCLASTOS (CONSOLIDADO)	
		RESSEDIMENTO SIN-ERUPTIVO	RESSEDIMENTO OU RETRABALHAMENTO/ PÓS-ERUPTIVO/ORIGEM INCERTA
64	Brecha piroclástica	Brecha ressedimentada rica em piroclastos; Brecha / conglomerado tufáceo.	
2	Lapilito	Lapilito ressedimentada rico em piroclastos;	
	Tufo grosso	Arenito ressedimentado rico em cinzas	Arenito tufáceo
1/16	Tufo fino ou tufo a pó	Lamito/siltito/argilito ressedimentado em cinzas.	Lamito/siltito/argilito tufáceo

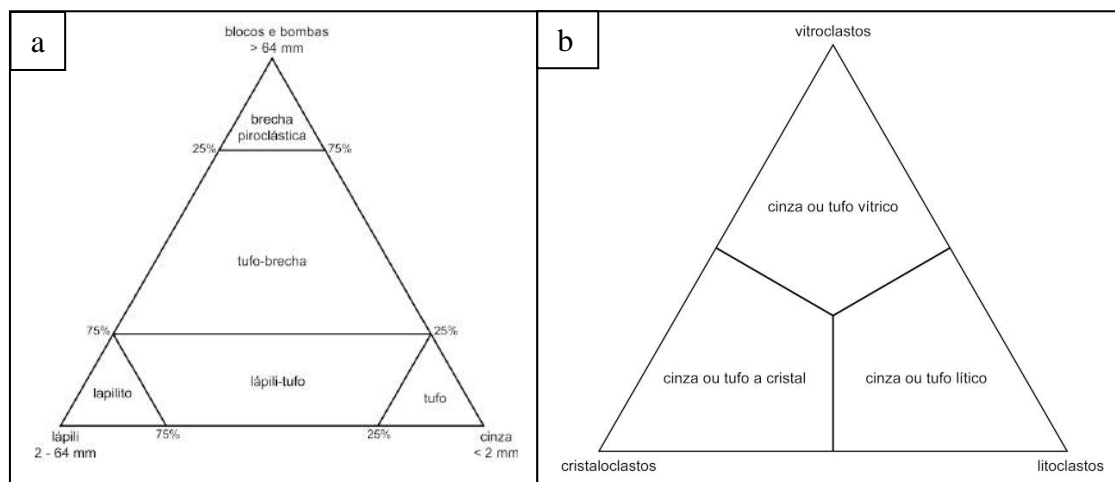


Figura 9 –a- Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (modificado de Fisher, 1966 b). b-Classificação de cinzas e tufo conforme a composição dos piroclastos (modificado a partir de Schmid, 1981).

Sparks & Walker (1973) reconhecem três tipos principais de depósitos piroclásticos, definidos de acordo com o mecanismo principal de transporte dos fragmentos:

1. Depósitos de queda (*pyroclastic fall*) - mecanismo: suspensão;
2. Depósitos tipo *surge* (*pyroclastic surge*) - mecanismo: tração
3. Depósitos de fluxo (*pyroclastic flow*) - mecanismo: fluxo de massa;

- 1) Depósitos piroclásticos de queda: a origem destes depósitos está relacionada à acumulação do material ejetado pelo conduto, que gera uma coluna de erupção na forma de uma pluma convectiva. A pluma expande-se pela ação dos gases e os piroclastos depositam-se sob a influência da gravidade, capeando a superfície com espessuras uniformes sobre áreas restritas.
- 2) Depósitos piroclásticos tipo *surge*: a origem destes depósitos está relacionada ao movimento lateral de piroclastos como um fluxo altamente expandido (tração), turbulento e com baixa concentração de partículas. Estes depósitos capeiam a topografia, tendendo a se acumular nas depressões.
- 3) Depósito de fluxos piroclásticos – a origem destes depósitos envolve o movimento de correntes densas, quentes, parcialmente fluidificadas (com alta concentração de partículas) e pouco turbulentas. Essas correntes são geradas pelo colapso de plumas vulcânicas (plumas de grande magnitude e intensidade) e caracteristicamente, apresentam uma grande quantidade de fragmentos juvenis. Segundo Wilson e Houghton (2000), os fluxos podem ser altamente variáveis

quanto ao seu volume ($<0,1$ a $>1000 \text{ Km}^3$) e distâncias percorridas (<1 a $>100 \text{ Km}$). A velocidade desses fluxos pode alcançar 300 m/s e a distribuição é controlada principalmente pela topografia, depositando-se em vales adjacentes ao vulcão.

- Fluxos Piroclásticos de Púmice e Depósitos, ou fluxo ignimbrítico - É a denominação dada às correntes de densidade que apresentam mais de 30% de púmice (Cas e Wright, 1897). Os depósitos são maciços e mal selecionados e estão constituídos por fragmentos de lapili-púmice (ocasionalmente blocos $>1\text{m}$ de diâmetro) imersos numa matriz de partículas vítreas (*glass-shards*), cristoclastos e púmices menores que 2 mm (fração cinza).

Caracteristicamente estes depósitos apresentam uma coloração que varia de rosa-salmão a cinza e uma estrutura interna maciça. Podem além do mais, apresentar uma grande variabilidade quanto ao grau de soldamento, tamanho e tipo de clastos, geometria do depósito e resposta ao controle topográfico (Freundt *et al.*, 2000).

Walker (1983) caracterizou dois tipos principais de depósitos ignimbríticos, a partir das diferentes acomodações dos diversos fluxos piroclásticos (Fig. 10):

- a) Tipo HARI (*hight-aspect ratio ignimbrites*): controlado pela topografia, deposita-se passivamente no fundo de vales e resulta em espessos depósitos, com possível zoneamento provocado pelos intervalos onde existe a soldagem dos grãos.
- b) Tipo LARI (*low-aspect ratio ignimbrites*): gerando por um evento cataclísmico, seus fluxos podem ultrapassar barreiras topográficas e rios a altas velocidades, o que resultará em depósitos mais extensos, com pouca espessura e maior grau de união, soldagem, dos grãos.

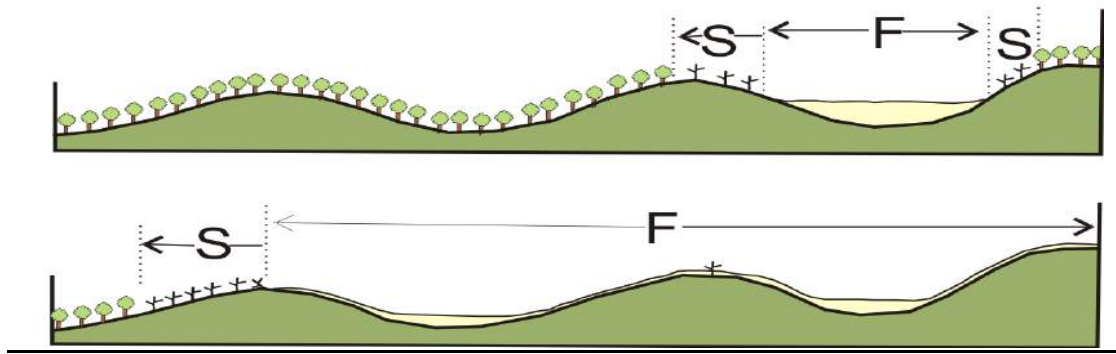


Figura 10 - Figura esquemática que mostra a diferença entre os depósitos do tipo HARI (acima) e LARI (abaixo). F= fluxo piroclástico; S= surge. Adaptado de Walker (1983).

Outro tipo de depósito piroclástico importante é representado pelos *Lahars*. Estes são depósitos resultantes de fluxos de detritos e de fluxos hiperconcentrados e estão associados a fenômenos de solifluxão/liquefação de formações vulcânicas detríticas (pela sua saturação em água) (Fisher and Schmincke, 1984).

Outro fenômeno vulcano-sedimentar que ocorre em regiões onde eventos magmáticos assumem importância expressiva e que foi recentemente reconhecido é a avalanche de detritos, uma mistura de detritos e rochas que se move talude abaixo sob a influência da gravidade, originada pelo colapso parcial ou total de um edifício vulcânico. Importantes transformações de fluxos atuam sobre esses fenômenos, fazendo com que avalanches de detritos originadas próximas ao vulcão possam ser transformadas totalmente em *lahars* (fluxos de detritos e fluxos hiperconcentrados), e estes em fluxos diluídos. É possível também ocorrer que fluxos inicialmente diluídos podem, por incorporação de sedimentos, serem transformados em *lahars*.

Detritos rochosos encontrados dentro de depósitos de *lahars* variam em tamanho desde grãos tamanho argila até matacões, e de até algumas dezenas de metros em sua máxima dimensão. Quando em movimento, estes fluxos tendem a serem canalizados dentro de vales. *Lahars* são formados quando massas inconsolidadas de detritos úmidos tornam-se mobilizadas e sua gênese é relacionada com: a) Grandes avalanches de detritos vulcânicos saturados em água; b) Fortes quedas de chuvas que mobilizam depósitos vulcânicos semi a não consolidados; c) Rápidas fusões de neve e gelo perto de um conduto vulcânico por radiação de calor; d) Sobre os flancos de um vulcão por fluxos piroclásticos ou surges piroclásticas ou e) Rompimento de água desde geleiras, lagos de crateras, ou de barragens formadas pelo represamento de cursos fluviais por detritos de erupções vulcânicas.

O fluxo ignimbrítico, assim como outro fluxo de sedimentos qualquer, apresenta uma dinâmica interna de transporte que influencia as características finais do depósito vulcanoclástico.

De forma geral, o fluxo ignimbrítico é dividido em cabeça, corpo e cauda (Fig. 11) e cada uma dessas partes apresenta diferentes estados de fluidificação que produzem diferentes estratos no depósito sedimentar resultante, com ou sem a presença uma sedimentação características.

Uma típica seção desses depósitos, constituída por três camadas principais, é descrita a seguir (Fig. 11), conforme a definição de Sparks *et al.*, 1973.

A porção mais basal do perfil (zona 1) não está necessariamente presente em todos os ignimbritos e é interpretada como um depósito de *surge*, que se forma a partir da cabeça do fluxo piroclástico, local em que ocorre uma maior interação com a superfície do terreno, além de uma intensa entrada de ar (Freundt *et al.*, 2000);

- i. A camada mais espessa (zona 2b) constitui o depósito do corpo principal de um fluxo piroclástico. Este depósito é caracterizado por uma gradação granulométrica inversa de púmices (e consequentemente enriquecimento destes fragmentos no topo devido a sua baixa densidade) e uma gradação normal de fragmentos líticos (com consequente concentração dos mesmos na base devido a sua alta densidade);
- ii. A camada menos densa (zona 2a) representa uma pequena concentração de um fino material piroclástico. Seu contato com a camada (2b) pode ocorrer de forma gradativa a brusca;
- iii. A camada do topo (zona 3 Fig. 11), denominada depósito de nuvem de cinzas ou *ash-cloud surge*, raramente é preservado em depósitos. Está constituída por um fino material juvenil composto por cinzas que se deposita a partir do processo de queda (*ash fall* - queda piroclástica), podendo também apresentar evidências de transporte lateral.

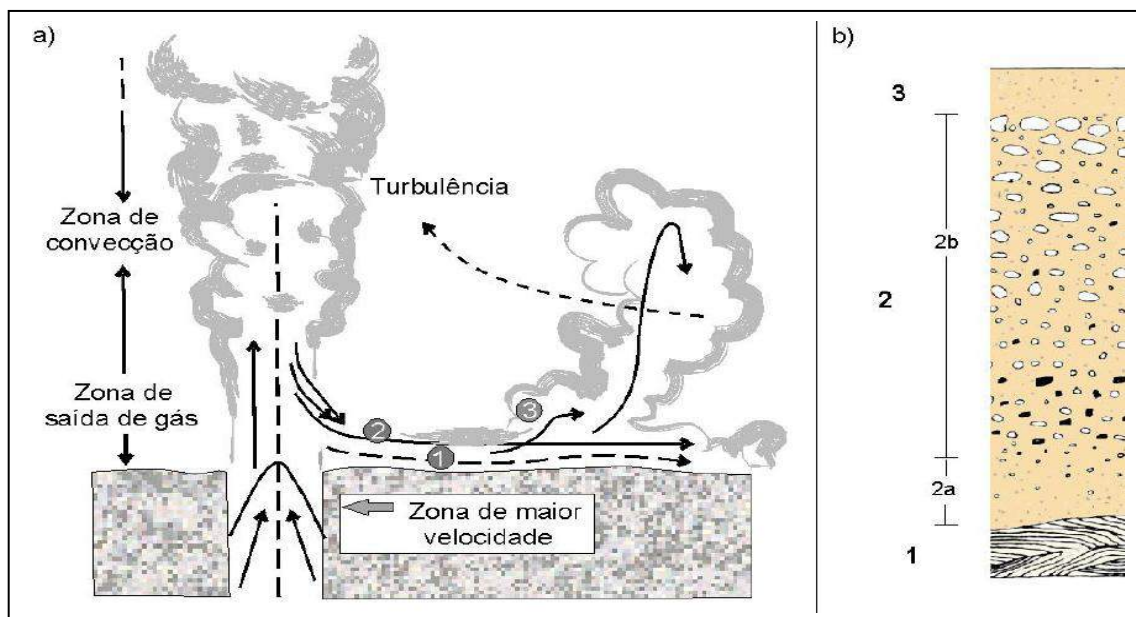


Figura 11 – Figura esquemática que mostra a relação entre os processos de transporte de sedimentos a partir de uma erupção e os depósitos sedimentares resultantes, a) esquema de uma coluna eruptiva com geração de fluxo piroclástico (adaptado de FISHER, 1966); b) sucessão esquemática de um depósito piroclástico (adaptado de SPARKS *et al.*, 1973). 1 - Ground surge (cabeça do fluxo); 2 - Corpo principal do fluxo piroclástico; 3 - Nuvem de cinzas.

CAPÍTULO IV

CONTROLE ESTRUTURAL DA SEDIMENTAÇÃO E DA REDE DE DRENAGEM EM BACIAS RIFTE

Em bacias rifte a tectônica é a principal controladora da sedimentação, atuando tanto como criadora de espaço de acomodação, como agente de erosão a partir do soerguimento da topografia e a criação de espaço de acomodação. De forma complementar, o aporte sedimentar e o clima (diretamente relacionados) representam os outros agentes controladores da arquitetura de deposição e da formação das sucessões sedimentares. A eustasia também influencia o efeito de formação de espaço de acomodação (Vail, 1987).

A segmentação de uma bacia rifte está associada a feições estruturais (Ex.: zonas de acomodação, falhas de transferência, dobras relacionadas a falhas em ‘*flat ramp*’, etc.) que exercem um profundo impacto no controle das drenagens que chegam à bacia, e que carrega o material que a preenche (Küchle *et al*; 2005).

Os eventos tectônicos ocorrem em forma de pulsos, quase que instantâneos no tempo geológico; um mesmo pulso pode ter duas assinaturas: a criação de espaço com a formação de grábens, e o soerguimento da área-fonte, com a criação de *horsts* e charneiras, os quais ocorrem ao mesmo tempo; a consequência é o registro sedimentar que representa uma deposição correlata temporalmente a um evento erosivo (Küchle *et al*; 2005). A criação do espaço de acomodação pode ser considerada quase um evento instantâneo, considerando a magnitude do tempo geológico, e resulta na formação de eventos de inundação (ocorrência de folhelhos lacustres, depósitos carbonáticos e/ou evaporíticos, e depósitos de planície de inundação). O soerguimento também pode ser considerado um evento instantâneo, mas devido ao período necessário para a reorganização da rede de drenagem, a erosão e o transporte leva algum tempo até o sedimento ser depositado na bacia, ou seja, o aporte sedimentar principal, associado ao pulso tectônico, chegará com atraso em relação a este pulso tectônico (Küchle *et al*; 2005) (Fig. 12). Ainda segundo Küchle *et al*; (2005) o estabelecimento dos modelos de criação e destruição de espaço simultâneo, juntamente com os modelos de sedimentação que é deposita posteriormente ao evento tectônico, é possível estabelecer importantes interpretações genéticas e dinâmicas acerca da história evolutiva da fase rifte de uma bacia sedimentar (Fig. 12).

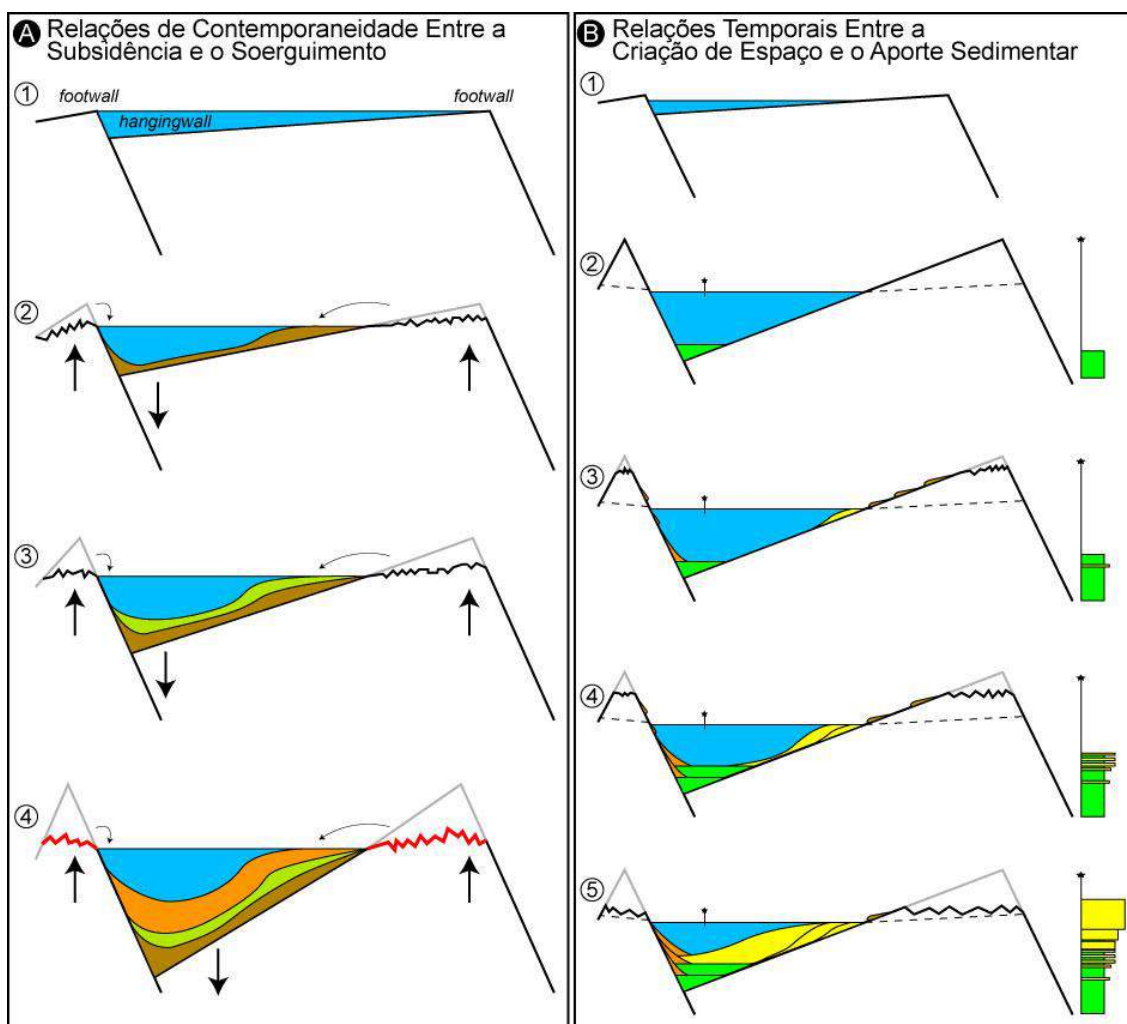


Figura 12 – Esquema mostrando as relações entre a formação de espaço de acomodação, erosão do substrato e deposição. (A)- Modelo evolutivo apresentando a relação entre o soerguimento no *footwall* e subsidência no *hangingwall* devido a um pulso tectônico; e consequentemente, a deposição de um pacote sedimentar no *hangingwall*, associado temporalmente a uma erosão lateralmente adjacente no *footwall*; (B) – Modelo evolutivo apresentando a relação entre a criação de espaço devido a um pulso tectônico e a chegada atrasada do aporte sedimentar relacionado a este pulso. (Modificado de Küchle *et al*, 2005).

No modelo clássico de Estratigrafia de Sequências (Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier & Vail, 1988), a arquitetura de sequências siliciclásticas depende do espaço de acomodação disponível, da fisiografia da bacia e do aporte sedimentar. Neste modelo, os autores assumem que as taxas de subsidência e aporte sedimentar são constantes, e a variação eustática é apontada como principal controladora do espaço de acomodação, e consequentemente, da geometria das sequências deposicionais (Fig. 13).

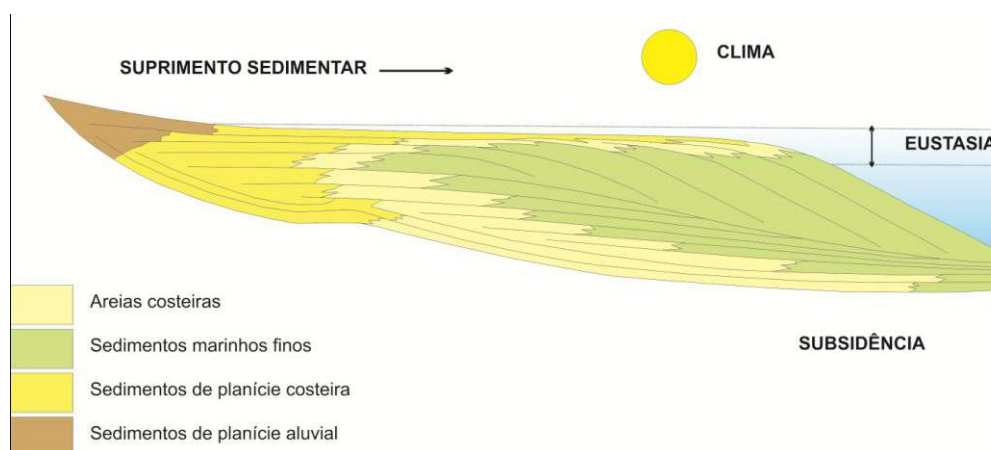


Figura 13 – Fatores determinantes da arquitetura deposicional, padrão estratal e distribuição das Litofácies (modificado de Vail, 1988).

Sendo assim, o tamanho da bacia de drenagem é um fator crítico na determinação do suprimento sedimentar para a bacia (Denny, 1995; Hooke, 1968, apud Prosser 1993). O clima, a natureza da rocha fonte e o gradiente do talude influenciarão a taxa pela qual a bacia de drenagem expande. A taxa de variação no suprimento sedimentar é proporcional à taxa de erosão (Prosser, 1993).

A área da bacia de drenagem que se forma durante o desenvolvimento ativo de um rifte é fortemente dependente do tipo de bacia que existia antes do rifteamento. A frequência das chuvas e, portanto, do potencial de fluxos fluviais perenes ou efêmeros, dependerá não somente do clima, mas também da área da bacia de drenagem e também da precipitação montante acima (Blair, 1987). Durante a evolução inicial de um rifte a drenagem consequente deriva dos blocos soerguidos e a drenagem dos blocos abatidos será menor que a drenagem antecedente encaixada axialmente. Esta drenagem transporta predominantemente sedimentos finos, que são depositados no final do rifte, pelas zonas de acomodação ou zonas de reposição de sedimentos (*'relay ramp'*) (Crossley, 1984).

O desenvolvimento da drenagem em bacias rifte é uma consequência da arquitetura de segmentação do rifte. A drenagem é controlada pelo posicionamento e pela forma de junção das bacias formadas pelos meio-grábens que, com a evolução do rifte, controlam o estabelecimento dos padrões de drenagem, alguns dos quais divergem das depressões estruturais do rifte. Em geral, os padrões de drenagem representam controles importantes para a arquitetura das fácies deposicionais dentro da bacia.

Segundo Scholz & Rosendahl (1990) a classificação da drenagem pode ser feita a partir de sete padrões principais (Fig. 14):

a) **Sistema de drenagem axial**

Este padrão está quase sempre presente em bacias rifte na qual a descarga de água e de sedimentos finos é bem elevada. Este tipo de drenagem é observado em bacias rifte áridas, comuns no estágio inicial de desenvolvimentos dos riftes, mas também no estágio final, até rios axiais que fluem para lagos de água doce e também drenagens axiais que fluem para ombreiras abertas de bacias rifte marinhas.

Os rios neste padrão tendem a serem maiores relativamente a outras drenagens, porque suas zonas de captura podem atingir regiões não inundadas das fases iniciais da extensão do rifte. As bacias tendem a ser confinadas por falhas de borda regionais da bacia. Como este sistema flui ao longo do assoalho do vale do rifte, ou de seu eixo. O gradiente dos rios é geralmente baixo, condicionando um padrão de rios meandantes.

b) **Sistema de blocos abatidos ou de margem flexural e de plataformas**

Segundo Scholz & Rosendahl (1990), nas ombreiras, as áreas de drenagem são substancialmente bem desenvolvidas. Estes sistemas estão entre os padrões de drenagem mais importantes nos riftes e em muitos casos podem representar a influência de feições pré-rifte. Estes sistemas drenam grandes áreas, por vezes de regiões fora do rifte.

A drenagem da rampa é mais bem desenvolvida nos estágios iniciais do rifteamento. Como sugerido por Gawthorpe *et al.* (1994), o sistema fluvial da margem flexural provavelmente é o que contribui com o maior influxo siliciclástico para os riftes. O talude da margem flexural é muito mais suave do que o da borda falhada. Consequentemente, o espaço de acomodação disponível é mais limitado que em outras margens, o transporte de sedimentos através do processo de *bypass* ocorre localmente, e geometrias progradacionais são bem desenvolvidas (Fig. 14).

c) **Drenagem de borda de falha soerguida**

A maior parte desta drenagem tende a ser muito menor do que se desenvolve em outras margens (Fig. 14). Isto se deve principalmente ao fato de

que o padrão de soerguimento dos blocos rifteados apresenta pequenos comprimentos de onda (aproximadamente 10 Km), ou seja, formando topografias elevadas estreitamente espaçadas e frequentemente muito íngremes. O soerguimento do rifte é da ordem de 1-2 km acima do fundo do vale adjacente. A descarga desta drenagem é geralmente efêmera, mas pode produzir pulsos episódicos e catastróficos.

d) Drenagem reversa

Esta drenagem fica localizada fora da zona do rifte propriamente. Forma-se devido ao basculamento para trás, inverso, dos blocos soerguidos. O sistema de drenagem produzido por este fenômeno pode entrar na zona do rifte através de outra margem (Fig. 14).

e) Drenagem de zonas de acomodação

Segundo Lambiase (1990), outro influxo de sedimentos importante ocorre próximo das zonas de acomodação. As ombreiras dos riftes não são excessivamente altas nestas posições e as falhas transversais associadas com as feições de acomodação podem se estender além das ombreiras dos riftes. Isto é especialmente verdadeiro quando as zonas de acomodação são estruturas antigas reativadas. (Fig. 14).

Rios que entram em zonas de acomodação podem constituir os maiores sistemas de drenagens que entram no rifte. Este fenômeno deve-se a geometria das falhas normais de soerguimento da borda de falha

f) Drenagem de zonas de transferência

Podem se constituir em importantes entradas de clásticos no rifte.

g) Drenagem antecedente

São drenagens pré-existentes que podem desempenhar um importante papel para a entrada de sedimentos no rifte, mesmo em margens de bordas de falha, já que uma vez estabelecidas podem manter seus canais erodindo através dos blocos basculados para trás (Fig. 14).

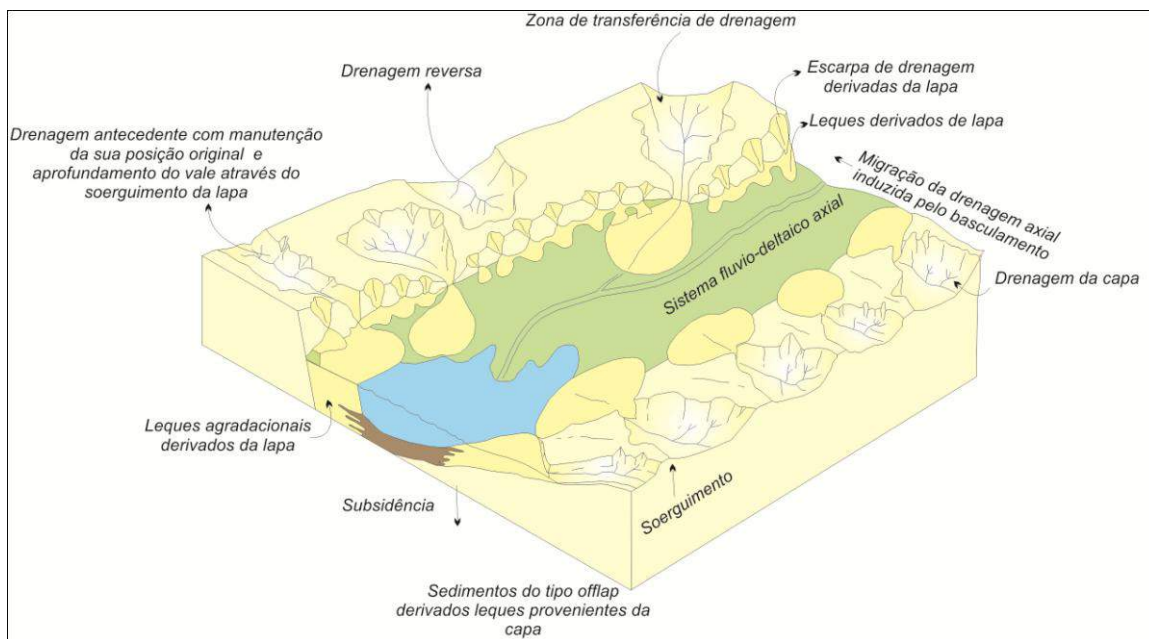


Figura 14— Diagrama esquemático mostrando a classificação de sistemas de drenagens desenvolvidos em um rifte (Modificado de Gawthorpe *et al.*, 1994).

CAPÍTULO V

GEOLOGIA DA BACIA DE PERNAMBUCO

5.1 - INTRODUÇÃO

O presente trabalho adota uma interpretação dos domínios da Bacia de Pernambuco que é diferente da que foi considerada por estudos anteriores a Lima Filho (1998). Estudos pioneiros tomavam esta bacia como parte de uma interpretação mais abrangente desta região da margem, e assim ela era denominada de Sub-Bacia do Cabo, associada à Bacia Paraíba ao norte. Desta forma, esta área maior era chamada Bacia Pernambuco-Paraíba, ou ainda com os domínios estendido até o Alto de Touros na Bacia Potiguar, com a denominação de Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte (Mabesoone, 1995; 1996a; 1996b). Estes estudos anteriores consideravam ter esta faixa semelhanças em seu caráter evolutivo e estrutural (Asmus & Carvalho, 1978; Rand & Mabesoone, 1982 Mabesoone 1996a, Mabesoone & Alheiros, 1988, 1991; Almeida *et al*, 2004).

Através de investigações geofísicas, Rand (1976, 1978) foi um dos primeiros autores a sugerir que a Bacia Pernambuco, correspondendo ao que era denominado de Bacia do Cabo, era independente das outras bacias localizadas ao norte da Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE).

Segundo Barbosa (2004, 2007) e Souza (1998, 2006), as Bacias de Pernambuco e da Paraíba apresentam características geológicas bem diferentes. Os fenômenos tectônicos ocorridos na Bacia Paraíba ao longo de sua história geológica foram diferenciados das demais bacias adjacentes (Asmus & Carvalho, 1978). Inicialmente foi proposto que a resposta diferenciada que a faixa a norte da Bacia de Pernambuco ofereceu ao processo de rifteamento, tenha ocorrido, devido a uma preservação de uma ponte ou soleira intercontinental (*landbridge*) entre a América do Sul e a África, durante o Cretáceo Superior, tendo esta ponte ou soleira se localizado entre o Lineamento Pernambuco e o Alto de Touros (Rand, 1985; Rand & Mabesoone, 1982).

Alguns autores propuseram que na última fase de ligação entre os continentes africanos e sul-americanos a área entre as cidades de Recife e João Pessoa tenha se comportado como o último elo entre estes dois continentes, e que esta região sofreu menos estiramento e afinamento litosférico, evoluindo para um homoclinal (Rand & Mabesoone, 1982).

Segundo Ojeda (1981), a estrutura homoclinal, proposta para a imensa faixa então denominada de Bacia Pernambuco-Paraíba, desenvolveu-se na fase final de ruptura e migração divergente das placas africana e sul-americana, basicamente entre o Albiano e o Terciário, propiciando a deposição de espessa cunha de sedimentos clásticos e carbonáticos.

Mabesoone (1996a), afirmou que no processo de separação do trecho onde se encontra as bacias de Pernambuco e da Paraíba ocorreu uma lenta e contínua subsidência, gerando uma *relay ramp* (rampa de revezamento). Ao norte da ZCPE as diferenças litológicas deste segmento resultaram em um afundamento diferenciado durante a fase de deriva continental, facilitado principalmente pela presença de falhamentos Pré-Cambrianos preexistentes, reativados na área da bacia. Esse comportamento de grábens paralelos entre si, limitados pelas falhas pré-cambrianas, assemelha-se ao tectonismo de teclas proposto por Souza (2006). Esta compartimentação possibilitou a subdivisão da Bacia Paraíba em Sub-Bacias delimitadas por grábens de pouco rejeito e altos estruturais (Barbosa, 2004).

A Bacia Pernambuco, definida como uma bacia do tipo rifte extensional (Lima Filho, 1998), encontra-se próxima a esse último elo entre os continentes sul-americano e africano (Barbosa & Lima Filho, 1996).

Lima Filho (1998) definiu que as bacias de Pernambuco e da Paraíba são duas faixas sedimentares com histórias deposicionais singulares e limitadas pela ZCPE, abolindo assim o termo Sub-bacia Cabo definido por Mabesoone & Alheiros (1988; 1993). Lima Filho (1998) propôs que a área a sul da ZCPE, até o Alto de Maragogi, limite com a Bacia de Alagoas, corresponderia a Bacia de Pernambuco (Fig. 15).

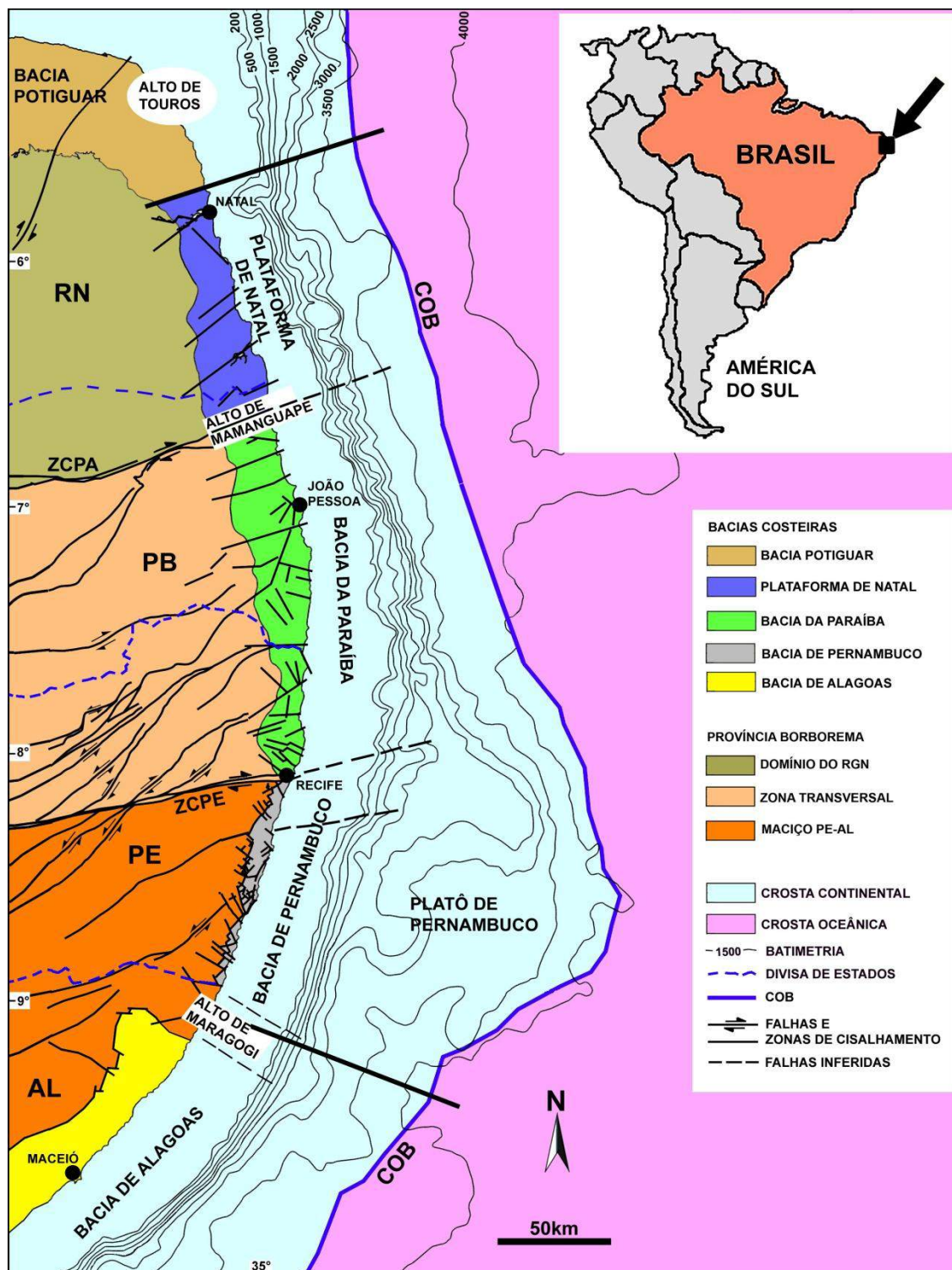


Figura 15 – Localização da Bacia de Pernambuco e demais bacias adjacentes, Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal, ambas a norte e Bacia de Alagoas a sul (Barbosa & Lima Filho, 2006).

Portanto, este trabalho, como já vem sendo feito, entende que a Bacia de Pernambuco está limitada geologicamente com a Bacia de Alagoas ao sul pelo Alto de Maragogi, e com a Bacia da Paraíba a norte pela ZCPE. Na sua porção *offshore*, a Bacia de Pernambuco estende-se até a porção norte do Platô de Pernambuco (Alves & Costa, 1986). Essa bacia ainda pode ser dividida em dois setores: o rifte interno que ocupa uma faixa estreita ao longo do litoral oriental do Nordeste e outro rifte que está em águas profundas e ultra profundas (Lima Filho, 1998; Lima Filho & Barbosa, 2005; Moraes, 2008). A separação entre a bacia interna, e a bacia do platô é feita por um alto estrutural externo denominado de Alto do Maracatu (Almeida *et al.* 2005).

A Bacia de Pernambuco engloba seções do tipo rifte, com dois depocentros identificados na faixa costeira: o Gráben de Piedade e o Gráben do Cupê, separados por uma estrutura positiva, o Alto do Cabo de Santo Agostinho, que corresponde a intrusões de rochas magmáticas da Suíte Ipojuca (~100 Ma.).

5.2 - ORIGEM E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A Bacia Pernambuco tem sua origem e evolução geológica semelhante às demais bacias da margem leste brasileira e está diretamente associada com a abertura do Oceano Atlântico Sul e consequentemente na abertura da América do Sul e África. Diversos autores vêm descrevendo modelos na tentativa de explicar a evolução ocorrida no Atlântico Sul.

Beurlen (1961) foi um dos pioneiros a notar que a abertura do Atlântico se iniciou a partir do sul durante o Eo-cretáceo e que a ligação final entre os continentes estava localizada na área entre Recife e João Pessoa, no Brasil, e Nigéria-Gabão, na África, utilizando como ferramenta relações estratigráficas e paleontológicas. Asmus & Carvalho, (1978), reconheceram a importância dessa faixa do Nordeste brasileiro, afirmando que a mesma foi à última a ser afetada pela reativação da plataforma Sul-americana. Rand (1976, 1978) associou a ruptura final entre os dois referidos continentes a um modelo de *landbridge*, ou seja, uma ponte ou soleira intercontinental que só teria desaparecido no Neocretáceo, talvez no Maastrichiano (?). Os proto-oceanos Atlântico Norte e Sul então já estavam formados, pela expansão do assoalho oceânico deixando, no entanto, o Nordeste brasileiro e a Nigéria ainda ligados, devido a ocorrência de falhas transcorrentes. Só depois da separação final, essas falhas atuaram como falhas transformantes na cordilheira Meso-Atlântica.

Rand (1976) definiu o esboço tectônico da Bacia de Pernambuco através de dados geofísicos. Oliveira (1994) e Araújo (1994) confirmaram as anomalias apresentadas por Rand (1976). Rand (1976, 1978, 1985) através de dados geofísicos detectaram falhas distribuídas tanto no interior quanto nas bordas da Bacia de Pernambuco. Estas falhas esboçaram um substrato desnivelado e foram interpretadas como resultado da justaposição do escalonamento de falhas N-S e NE-SW, sendo estas responsáveis pela formação de meio-grábens paralelos à linha de costa, caracterizando assim grandes depocentros, similares no processo de formação aos ocorridos na Bacia de Alagoas.

Segundo Rabinowitz & Labrecque (1979), a abertura do rifte sul-atlântico teve uma rotação diferencial horária da América do Sul em relação à África, ocasionando distensão e transcorrência na costa leste brasileira e compressão na costa norte. Szatmari *et al.* (1987) tentaram esboçar uma história de formação do Atlântico Sul, segundo o qual a direção predominante do rifte sul-atlântico em relação ao Brasil é NS/NNE, entre Campos e Salvador. Ao atingir essa última região, o rifteamento bifurcou-se, com um dos braços NS formando as fossas do Recôncavo-Tucano-Jatobá, e o outro assumindo direção NE formando a Bacia Sergipe-Alagoas e prolongando-se até a cidade do Recife (incluindo a Bacia Pernambuco), onde se torna gradualmente NS até o extremo nordeste da costa brasileira.

Brito *et al.* (1991), baseados em dados estruturais, sedimentológicos e geofísicos, identificaram fraturas e falhamentos que formavam dois lineamentos E-W, com o Lineamento Maragogi a sul e o Lineamento Pernambuco a norte, delimitando a Bacia de Pernambuco, e ainda dois conjuntos de falhas principais com *trends* N40W e N50E. Essas falhas NW-SE foram provavelmente geradas pelo rifteamento, e são observadas no limite oeste da bacia, em contato com o Maciço PE/AL, ocorrendo de forma a controlar a deposição da primeira unidade a ser depositada, a Formação Cabo.

Sistemas de falhas com comportamento semelhante desenvolveram-se, também, nas rochas do próprio Maciço PE/AL, de forma a influenciar na construção da compartimentação e arcabouço estrutural da Bacia de Pernambuco, dando limites até ao posicionamento do Granito de Santo Agostinho, que de acordo com os autores, funciona como elemento particionador da Bacia PE em duas porções: as Sub-Bacias Norte e Sul de Lima Filho (1998). Desse modo, a Sub-Bacia Norte estaria posicionada entre a ZCPE, a norte, e a Falha de Santo Agostinho (NW - SE) a sul do Granito de Santo Agostinho. Já a Sub-Bacia sul iria do Granito de Santo Agostinho até o

Lineamento Maragogi, que apresenta um alto gravimétrico-estrutural que corresponde ao Alto Estrutural de Maragogi-Barreiros (Lima Filho, 1998).

Oliveira (1994) também encontrou feições com anomalias negativas, identificadas na bacia, seccionadas pela linha de costa e sofrendo deslocamentos E-W e NW-SE, indicando a ocorrência de várias sub-bacias desconectadas por falha de transferência e também pelo Alto Estrutural de Santo Agostinho.

Lima Filho (1998) mapeou as falhas de borda da Bacia de Pernambuco, verificando que a grande maioria apresenta direção NE com rejeitos normais, e que além destas ocorre outro sistema que apresenta direção NW/NNW com rejeito direcional e são predominantemente dextrais, compatíveis assim com estruturas de transferência. Este autor concluiu que a borda da Bacia de Pernambuco possui uma direção NE coincidindo com a estruturação dúctil do embasamento e as falhas NW correspondem às falhas de transferência. Jardim de Sá, *et al* (2002) definiram quatro diferentes tipos de relações de bordas para a Bacia de Pernambuco: a primeira por falhas normais com direção NE, à segunda por falhas de transferência com direção NW, à terceira por não conformidade e a última por zonas de deslocamento distensionais.

Lima Filho (1998) detalhou os eventos tectono-magmáticos relacionados à evolução tectônica da Bacia de Pernambuco, sendo eles: a) o evento tectônico inicial correspondente ao rifteamento que é marcado pela discordância na base da seção rifte; b) o evento tectono-magmático do Albiano; c) o evento que ocorreu no Cenomaniano-Turoniano, d) evento do Turoniano Superior-Coniaciano que marca o início da fase drifte, e) evento que corresponde à discordância final do Turoniano, e que é correlacionado ao evento Pré-Calumbi na Bacia de Alagoas (Lima Filho *et al.* 2006).

A seção rifte encontrada na faixa costeira da Bacia de Pernambuco e que está encaixada na bacia interna desta, possivelmente alonga-se até a região da plataforma da Bacia da Paraíba, porém nesta região a deposição da fase rifte não se desenvolveu (Lima Filho *et al.*, 2005; Lima Filho *et al.*, 2006; Barbosa & Lima Filho, 2006) (Figs. 16 e 17).

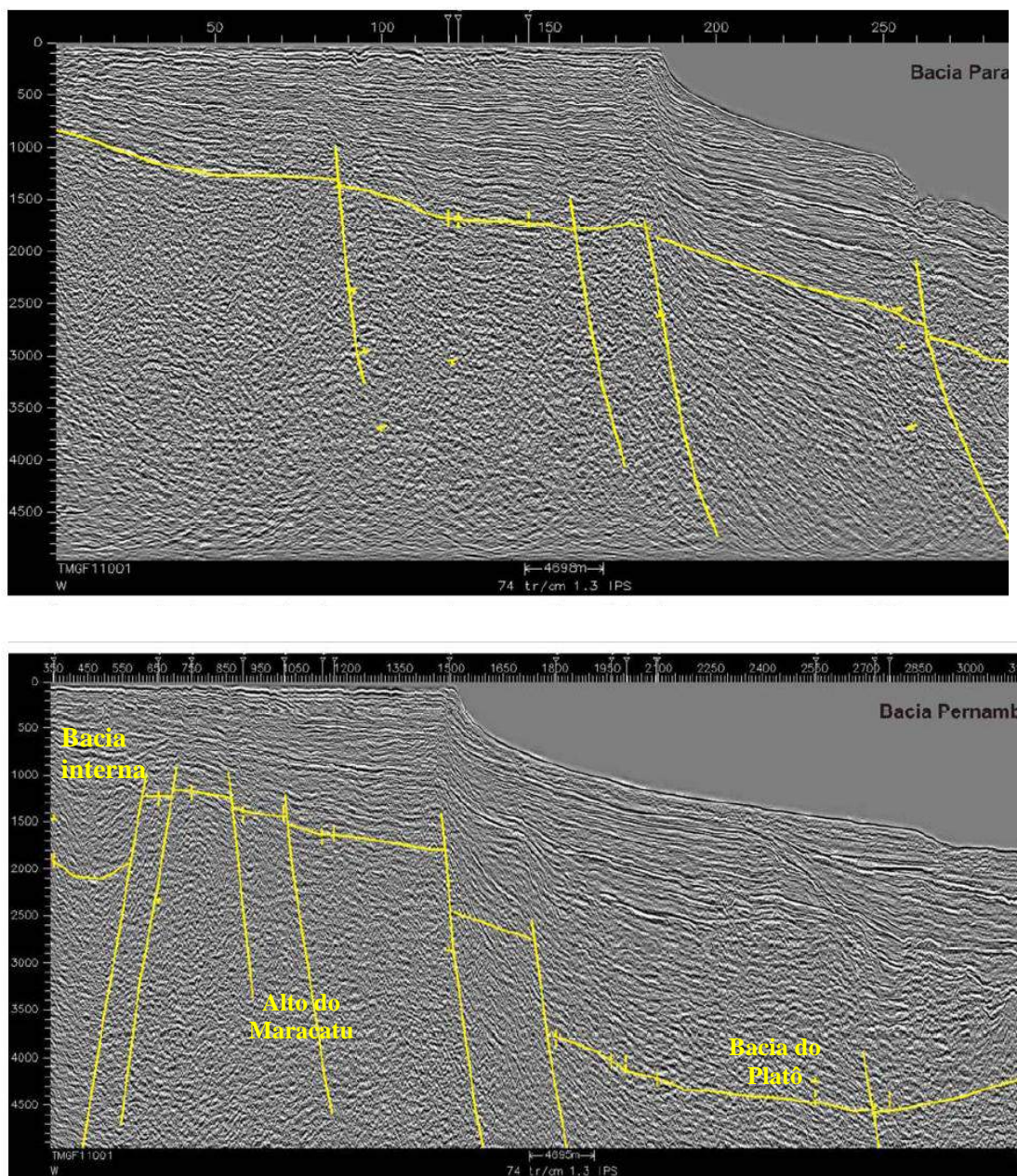


Figura 16 - Linhas sísmicas com profundidade em tempo das bacias de Pernambuco e da Paraíba, onde é possível observar o comportamento estrutural diferenciado do embasamento das duas bacias (Morais, 2008).

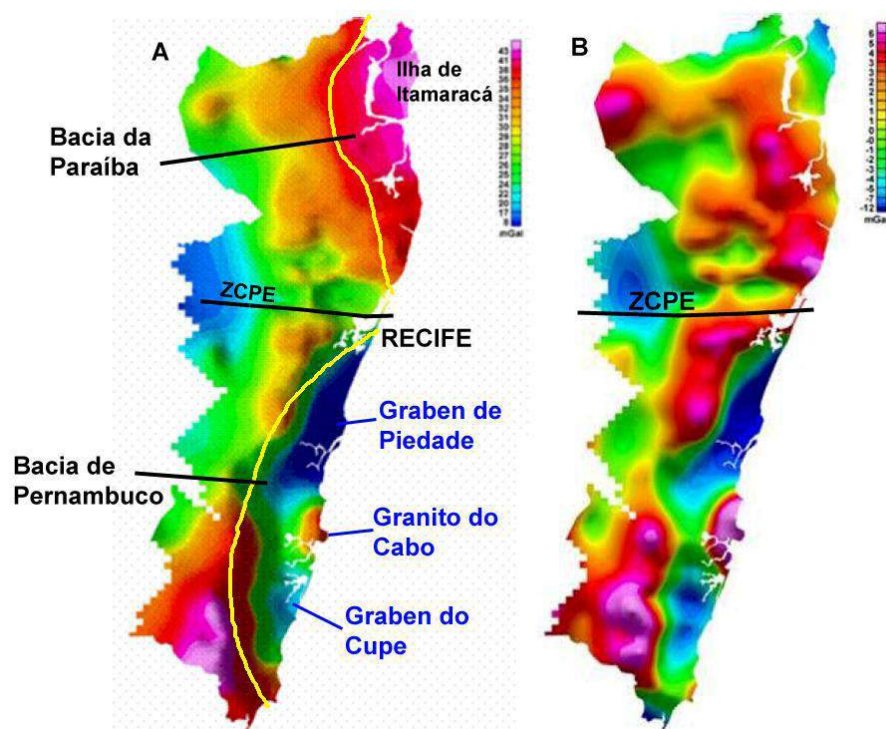


Figura 17 - Os mapas (gravimétrico e magnetométrico respectivamente) evidenciam a existência de grábens profundos na Bacia de Pernambuco, associados à tectônica da fase rifte, e na Bacia da Paraíba uma rampa estrutural flexionada com falhamentos normais de pouco rejeito (modificado a partir de CPRM 2003).

Lima Filho *et al.* (2005) propuseram uma sequência evolutiva comparativa para a geologia observada na faixa costeira das bacias de Pernambuco e da Paraíba (Fig. 18):

- Na Bacia de Pernambuco o preenchimento na região da atual faixa costeira se deu num rifte estreito gerado por movimentos transcorrentes dextrais. Estes movimentos formaram um pequeno romboide que se estendeu até a ZCPE.
- Durante o Aptiano, possivelmente a ZCPE se movimentou na área afetada pelo rifteamento (Bacia de Pernambuco), e avançou um pouco além da ZCPE, sendo abortado na plataforma em frente à Sub-bacia de Olinda. Neste período, os esforços foram de direção NW (Matos, 1999).
- Durante o Albiano, os esforços extensionais continuaram na Bacia de Pernambuco, com presença de um magmatismo cujo pulso principal tem sua idade Ar-Ar em torno de 100 Ma (Lima Filho & Szatmari, 2002; Nascimento, 2003) este magmatismo não ultrapassou a ZCPE. No final do Albiano o rifte interno sofreu uma parada na sedimentação

principalmente na sua porção norte, enquanto que no Gráben do Cupê houve subsidência.

- Do final do Turoniano ao Santoniano, ocorreu uma subsidência ao norte alcançando a Bacia da Paraíba, devido à flexão da plataforma entre a ZCPE e o alto de Touros, provocada por um deslocamento distensional entre as placas sul-americana e africana. Na Bacia da Paraíba, as depressões provocadas pela subsidência de alguns blocos foram preenchidas por sedimentos clásticos, inclusive recobrando o Gráben de Olinda. A região ao norte do alto de Mamanguape, até Natal, começou a receber sedimentação transicional devido ao início da transgressão marinha provocada pela continuidade de flexão da rampa.
- No Campaniano, a transgressão se instala em toda Bacia da Paraíba, devido à rápida subsidência da rampa. Durante o Maastrichtiano, ocorre uma calma tectônica, sendo depositada na Bacia da Paraíba os carbonatos platformais. Na Bacia de Pernambuco, a partir do Turoniano, houve levantamentos epirogenéticos que foram responsáveis pela erosão que atingiu os sedimentos da fase rifte e as rochas da Suíte Magmática de Ipojuca, juntamente com movimentos distensionais que causaram a deposição da Formação Algodoads de idade ainda não definida.

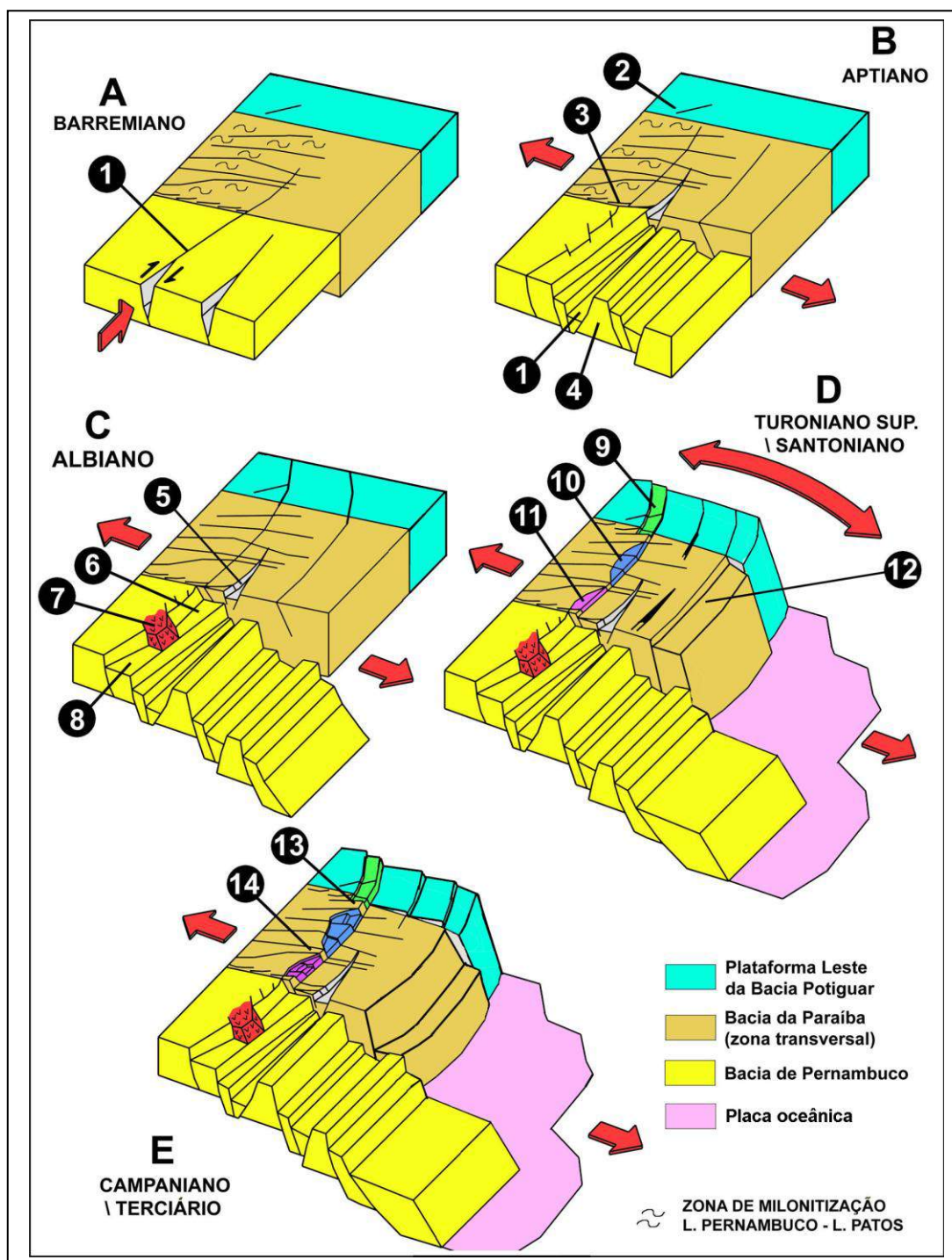


Figura 18 – Modelo esquemático da evolução da Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, e da Bacia da Paraíba ao norte. 1-Rifte do Cupê, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Gráben de Olinda, 6-Gráben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Gráben do Cupê, 9-Sub-bacia de Canguaretama, 10-Sub-bacias Alhandra/Miriri, 11-Sub-bacia Olinda, 12-Talude da Bacia da Paraíba, 13-Alto de Mamanguape, 14-Alto de Goiana. (A partir de Barbosa & Lima Filho, 2005 e Lima Filho *et al.*, 2005).

5.3 -EVOLUÇÃO SEDIMENTAR E ESTRATIGRAFIA

Segundo Lima Filho (1998), os estágios principais de evolução sedimentar da bacia são bem documentados na sucessão estratigráfica, basicamente compondo cinco sequências deposicionais:

Evento Sedimentar Eoptiano: o início do desenvolvimento da bacia e a sedimentação processaram-se através do preenchimento de grábens, por sedimentos siliciclásticos psamíticos, a partir de tectônica sinsedimentar, envolvendo a erosão do embasamento soerguido. Foi nessa fase que os conglomerados da Formação Cabo foram depositados sob a forma de leques terrígenos. Esses conglomerados passaram a arenitos arcoseanos, intercalando-se com folhelhos verdes, às vezes pretos de ambiente lacustre, nas porções distais dos grábens que se formaram (Lima Filho, 1998).

Evento Sedimentar Eo-albiano: A partir do Eo-Albiano, a continuação da subsidência termal, associada à evolução dos processos distensionais e à elevação global do nível do mar, foi responsável por uma generalizada transgressão marinha ao longo das bacias marginais, registrada, principalmente na Bacia Sergipe/Alagoas. Na Bacia de Pernambuco, as primeiras ingressões marinhas foram registradas no Albiano(?), com a deposição da Formação Estiva, que perdurou até o Turoniano/Santoniano (Lima Filho, 1998). A proposição de que ocorrem depósitos de origem carbonática de idade albiana na bacia provem de trabalhos publicados por Beurlen e Cobra (1960) que baseou a idade dos depósitos encontrados por eles na porção sul da bacia em macrofósseis.

No restante da bacia, essa possível invasão marinha é pouco documentada. Prevaleceu, porém, neste período um regime de deposição de sedimentos fluviais e continentais, causado por movimentos divergentes, provavelmente por reajuste de placas. Nessa época, foram depositados os sedimentos da parte superior da Formação Cabo. Esses sedimentos se intercalavam na plataforma com os carbonatos da Formação Estiva (Lima Filho, 1998). Esta interpretação de que os depósitos do Albiano pertenceriam ao final da deposição da Formação Cabo (Lima Filho, 1998), ainda se baseava na concepção de que esta unidade englobaria o Aptiano-Albiano. Fato que foi revisto por esta pesquisa.

Evento Marinho Cenomaniano-Turoniano Médio: O nível global do mar continuou subindo durante todo o Albiano, atingindo o clímax no Turoniano, quando se depositaram os carbonatos da Formação Estiva na porção sul e central da atual faixa

costeira da bacia, em condições de águas rasas. Já na parte norte da Bacia Pernambuco, as condições eram ainda dominadas por condições transicionais, com forte influxo continental, possivelmente um resultado de soerguimento de blocos na região da ZCPE, no limite norte da bacia de Pernambuco no Albiano (Lima Filho, 1998).

Evento de Rifteamento Turoniano Tardio-Coniaciano: Após a sedimentação dos carbonatos na sub-bacia sul, a área passou por período de magmatismo intenso. Uma grande atividade vulcânica ocorreu no Neoturoniano(?), o que gerou derrames de basaltos. Esse vulcanismo poderia estar relacionado com falhas transtensionais ativadas no tempo Meso-Neoturoniano. Os carbonatos foram cobertos pelo magmatismo básico, essencialmente compostos por basaltos, os quais, ao norte, cobriram os sedimentos Aptiano/Albiano (Lima Filho, 1998).

No Coniaciano, um grande tectonismo fez com que as antigas falhas se reativassem, criando novos espaços para a deposição de sedimentos. Como em grande parte da bacia o embasamento era formado por rochas vulcânicas, esses sedimentos que estavam se depositando possuíam caráter litológico associado a rochas desse embasamento. Nessa época, a ZCPE também teria passado por reativação, fazendo com que, na parte norte da zona de cisalhamento tivesse início o processo de deposição de clásticos grossos (Formação Beberibe), numa bacia homoclinal do tipo rampa, que se formou devido aos movimentos de reajuste da placa sul-americana (Lima Filho, 1998). Nesta concepção essa região reativada a sul da ZCPE seria a faixa costeira da Bacia da Paraíba (Barbosa *et al.*, 2007).

As rochas depositadas durante o Coniaciano seriam representadas pela Formação Algodoads, (Lima Filho, 1998).

Evento Magmático Eoceno: A bacia teria sido novamente palco de um vulcanismo ácido, do tipo riolítico, que cobriu parte da mesma. O intemperismo desse riolito resultou nas camadas caulínicas, verificada de forma regional principalmente no Alto do Cabo de Santo Agostinho (Lima Filho, 1998).

Após esse período de intemperismo, um regime fluvial intenso, causado talvez pela mudança do nível de base, ocasionou o retrabalhamento das rochas caulínicas, que se depositaram nas partes mais baixas da plataforma. Porém, esses sedimentos não ocuparam toda a bacia. Entre o Alto do Cabo de Santo Agostinho e a foz do Rio Formoso, não há registros de sedimentação pliocênica na bacia. Provavelmente, houve soerguimento dessa área o que ocasionou a erosão ou não deposição desses estratos.

Esse soerguimento pode ter sido influenciado pelo antes mencionado. (Lima Filho, 1998).

Para Matos (1999), provavelmente a ausência de sedimentos mais antigos que o Barremiano, ao norte do Alto de Maragogi, se deve à influência da ZCPE na arquitetura e localização da deformação distensional. A região representada hoje pela Bacia de Pernambuco teria funcionado como uma zona de amortecimento para os esforços de rifteamento.

Diversos autores vêm sugerindo ao longo dos anos, propostas para a disposição estratigráfica das unidades da Bacia Pernambuco. Em algumas publicações a estratigrafia das bacias de Pernambuco e da Paraíba ainda é apresentada como uma única coluna onde se reúne a geologia de toda a área. Neste contexto observa-se que as rochas que afloram ao norte da ZCPE são sobrepostas às rochas que afloram ao sul desta estrutura, como por exemplo, ocorre na coluna estratigráfica apresentada por Feijó (1994). Contudo, Barbosa (2004) propôs uma divisão das colunas estratigráficas para as duas bacias, baseado no fato de que quando tomadas separadamente, as duas bacias apresentam características estratigráficas e tectônicas distintas (Fig. 19). Ainda que Mabesoone & Alheiros (1988) tenham considerado que sobre o Platô de Pernambuco, em área *offshore* da Bacia de Pernambuco, possa existir uma continuidade na deposição sedimentar entre as duas bacias do Cenomaniano até o Paleógeno, nas regiões mais proximais e na faixa costeira a evolução das duas é claramente distinta (Barbosa *et al*, 2007).

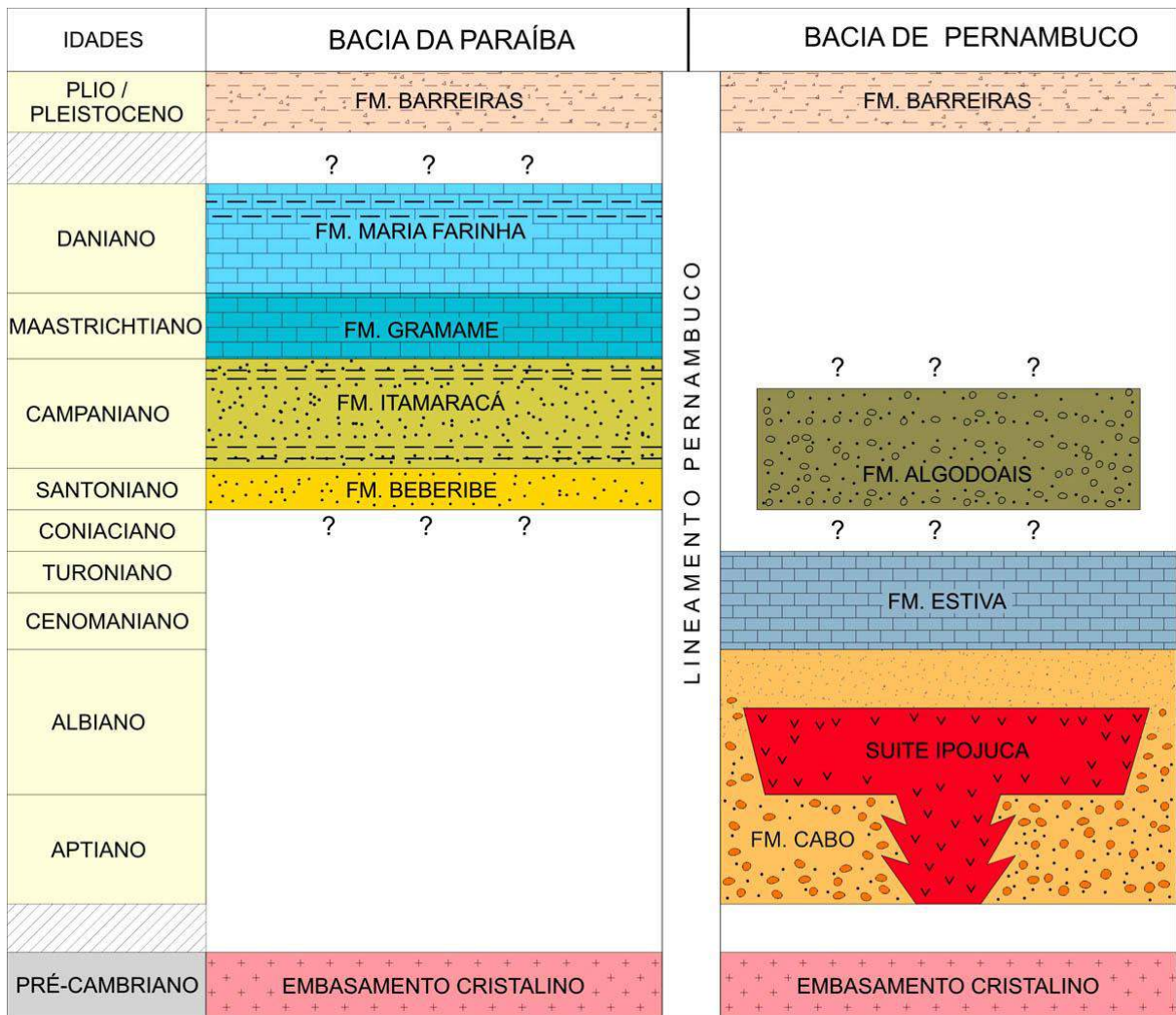


Figura 19 – Quadro Estratigráfico esquemático comparando as colunas das bacias da Paraíba e de Pernambuco, com as unidades estratigráficas aqui mostradas assim como se distribuem na área continental emersa, separadas pela ZCPE (a partir de Mabesoone & Alheiros, 1988; Feijó, 1994; Lima Filho, 1996, 1998, Barbosa, 2004).

5.4 - ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE PERNAMBUCO

A estratigrafia da Bacia de Pernambuco é bem conhecida na porção emersa, mas com informações escassas de sua porção *offshore*, devido à inexistência de poços na plataforma e na região da bacia do Platô de Pernambuco. Existem levantamentos aerogeofísicos, realizados nas décadas de 80 e 90 que serviram de base para os estudos realizados até o presente. As mais recentes cartas estratigráficas da Bacia de Pernambuco propostas por Feijó (1994), por Córdoba *et al.* (1997) e pelo laboratório LAGESE do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (2008) mostraram novas mudanças significativas para o posicionamento estratigráfico de suas formações, desde os primeiros estudos sobre a bacia nas décadas de 60 e 70.

Até os anos 2000 a coluna sedimentar da bacia, excluindo a Formação Barreiras e coberturas quaternárias, era composta por três unidades estratigráficas: a Formação Cabo (Aptiano-Albiano), a Formação Estiva (Cenomaniano-Turoniano) e a Formação Algodoads (Santoniano-Campaniano?) (Lima Filho, 1998; Lima & Pedrão 1989; Lima Filho & Santos, 2001).

Oliveira e Leonardos (1943) foram os primeiros autores a fazer referências a Formação Cabo, posicionando os conglomerados da região do Cabo em um andar da “Série das Barreiras” o qual teria idade Terciária.

Kegel (1959) foi um dos primeiros autores a sugerir uma disposição litoestratigráfica para a Bacia Pernambuco da qual suprimiu a existência da Formação Estiva, apesar desta ter sido definida desde 1943. Esse autor visando contribuir para a solução do posicionamento dos depósitos grossos, dominados por conglomerados, tentou posicioná-lo aproximadamente contemporâneo às extrusões ígneas, contudo, a falta desses materiais vulcânicos intercalada a esses depósitos causou a rejeição de sua contemporaneidade. Cobra (1960) constatou que o “Conglomerado do Cabo”, anteriormente descrito por Kegel, não era de caráter restrito como este supunha, mas se estendia numa faixa contínua desde as proximidades de Ponte dos Carvalhos, na região norte da faixa costeira, até o limite sul do Estado de Pernambuco. Este último autor concluiu que estes depósitos deveriam se tratar de uma formação complexa, que então foi denominada de “Formação Cabo”. O autor ainda sugeriu a ocorrência de um calcário, porém distinto dos calcários atribuídos a Formação Estiva, que ele denominou de Calcário Gameleira, datado no intervalo Cretáceo Inferior. Em 1979, Amaral & Menor formalizaram e incluíram a Formação Estiva na coluna estratigráfica da bacia.

Dantas (1980) subdividiu a Faixa Costeira de Pernambuco, incluindo a primeira no Grupo Pernambuco denominando-a Faixa Vulcano-Sedimentar Sul de Pernambuco, que passou a contar com as Formações Cabo, Estiva e a Formação Ipojuca (Amaral & Menor, 1979), do Cretáceo Inferior ao Cretáceo Superior. A segunda é a Faixa Sedimentar Norte de Pernambuco, que faz parte do Grupo Paraíba, do Cretáceo Superior ao Paleoceno. Segundo Lima Filho (1998) na Sub-bacia Norte, denominada de Piedade, encaixada na faixa costeira ocorrem sedimentos imaturos da Formação Cabo (conglomerados polimíticos, arcóseos, siltitos e argilitos); As rochas da Suíte Ipojuca (inclui também o granito do Cabo de Santo Agostinho); um pacote de arenitos conglomeráticos pós-vulcânicos, que foi proposto pelo autor como a Formação Algodoads; sedimentos clásticos da Formação Barreiras; e uma extensiva sedimentação quaternária. A Sub-bacia Sul por sua vez, é caracterizada pela presença de rochas carbonáticas da Formação Estiva, evidenciando uma subsidência mais acentuada, que permitiu ingressões marinhas ao sul do alto estrutural que está dentro da faixa costeira, representado pelo granito do Cabo de Santo Agostinho.

A Bacia de Pernambuco foi palco de um intenso magmatismo há cerca de 102 ± 1 Ma (Lima Filho, 1998; Nascimento *et al.*, 2003a), sendo inicialmente denominado como Província Magmática do Cabo (Sial, 1976). Esse magmatismo compreende principalmente traquitos e riolitos, contendo ainda rochas de fluxo piroclástico (ignimbritos), basaltos e álcali-feldspato granito (o Granito do Cabo). Esses litotipos ocorrem distribuídos em praticamente toda a bacia sob a forma de diques, derrames, soleiras, *plugs*, lacólitos ou corpos semicirculares.

Na porção central desta bacia destaca-se um expressivo vulcanismo ácido de natureza explosiva, caracterizado por um depósito formado de púmices e fragmentos líticos dispostos em uma matriz vulcanogênica. Rochas de natureza piroclástica foram descritas primeiramente na Bacia de Pernambuco por Rocha (1990), apesar de Borba (1975) apresentar em seu mapa geológico ocorrências de aglomerados vulcânicos, todavia sem fazer nenhuma outra menção a respeito dessas litologias. Rocha (1990) descreveu a presença de aglomerados ou brechas vulcânicas na região do Engenho Saco. Para este autor trata-se de rochas de cor creme e matriz fanerítica fina, contendo fragmentos de litotipos ígneos (granitos e dioritos), sedimentares (calcários) e metamórficos (xistos e gnaisses), além de quartzo e K-feldspato.

Segundo Sial (1976), parece provável que, no início do afastamento dos continentes entre 90 e 110 Ma., o complexo magmático da Formação Ipojuca estaria

aproximadamente onde hoje se encontra a Ilha de Ascensão. De tal modo a Pluma de Ascensão poderia estar ativa nessa ocasião, causando fraturas tracionais na litosfera acima dela, pelas quais ascenderia o magma basáltico, sendo aprisionado durante algum tempo na crosta, que em parte se teria fundido. Essa fusão teria originado líquidos graníticos que se introduziram nas fraturas, produzindo inicialmente riolitos. Este autor sugere ter sido a colocação dos diques de diabásio sublatitudinais uma consequência da deriva do continente sul-americano em relação ao africano, admitindo a possibilidade de as zonas de fraqueza ter se formado na borda dos continentes em separação, como resultado do afastamento, ou drifte.

Estratigraficamente as rochas da Suíte Ipojuca, demonstram uma contemporaneidade com a porção superior da Formação Cabo (A partir de então tratada como Formação Suape, segundo esse trabalho) (Lima Filho 1998; Cruz *et al.*, 2003; Nascimento *et al.*, 2004). A idade estimada é de 102 Ma (Lima Filho & Szatmari, 2002, Nascimento 2003).

Os autores que antes tratavam a Formação Cabo como uma única unidade, que englobaria os depósitos aptiano-albianos descreviam a Formação Cabo, como composta por três faciologias distintas: proximal, mediana e distal (Alheiros, 1987; Lima Filho, 1998; Cruz, 2002). A fácies proximal seria composta por conglomerados polimíticos e polimodais, maciços, ou eventualmente acamadados, com intercalações arenosas. A fácies mediana que se interdigitaria ou que segundos esses autores capearia a fácies anterior e, por vezes, ocorreria diretamente sobre o embasamento, seria composta por arenitos grossos a médios com níveis conglomeráticos descontínuos, de espessura métrica a dissimétricas; a fácies distal, seria formada por folhelhos intercalados com siltitos e arenitos médios a finos.

A Formação Estiva foi denominada por Oliveira & Leonardos (1943) e é composta por calcários recristalizados e calcários margosos, depositados em um ambiente de plataforma rasa. Vários autores sugerem que provavelmente esta unidade teria sido formada por mais de um pulso transgressivo (Lima Filho, 1998). A idade da Formação Estiva foi determinada por associações palinológicas que seriam relativas ao intervalo Cenomaniano - Turoniano (Muniz & Almeida 1988; Lima e Pedrão, 1994; Lima Filho, 1998).

Segundo Lima Filho (1998) a Formação Algodoads recobre de forma discordante os estratos das Formações Cabo Superior, da Suíte Magmática Ipojuca e da Formação Estiva, e é composta por arenitos e conglomerados mono a polimíticos com fragmentos

de rochas vulcânicas retrabalhadas (Lima Filho, 1998). Essa formação foi descrita por Rocha (1990) como sendo um membro da Formação Cabo, porém Lima Filho *et al.*, (1994) elevaram a unidade a categoria de formação. Segundo Lima Filho (1998) os depósitos desta unidade podem ser divididos em duas unidades: uma conglomerática com fragmentos de rochas vulcânicas e tufos e a outra formada por arenitos arcoseanos. Esta formação engloba todos os materiais vulcânicos que foram afetados pela erosão pós-evento magmático, e que foram transportados por processos fluviais (Lima Filho, 1998). Cruz et al., 2003 estudaram também esta unidade e ressaltaram a ocorrência de arenitos e argilitos, que constituem uma fácies de canal fluvial e planície de inundação. As idades dos depósitos que compõem a Formação Algodoads ainda é motivo de debate, e alguns trabalhos propõem idades diferentes com base nas relações estratigráficas. Segundo Lima Filho (1998) e Barbosa e Lima Filho (2006) estas devem ter possivelmente uma idade pós-turoniana, pois a mesma encontra-se sobre os calcários da Formação Estiva e seu limite superior deve chegar até o Neógeno (Lima Filho, 1998). A Formação Algodoads é capeada pela Formação Barreiras por uma discordância que é considerada por Lima Filho, (1998) como sendo um marco estratigráfico regional na faixa costeira.

A Formação Barreiras completa a coluna estratigráfica da bacia capeando os depósitos cretácicos de forma discordante. Esta unidade estratigráfica é caracterizada por depósitos areno argilosos de idade plio-pleistocênica (Alheiros & Lima Filho, 1991).

As sequências sedimentares acima descritas possuem um empilhamento similar ao das demais bacias costeiras da margem Atlântica brasileira, podendo apresentar uma espessura sedimentar menor (Feijó, 1994).

5.5 - O EVENTO MAGMÁTICO ALBIANO NA BACIA DE PERNAMBUCO

O evento magmático na Bacia de Pernambuco representa ainda um grande potencial de investigação. Existem algumas teorias em relação à origem do vulcanismo, se este esteve associado ou não a alguma anomalia térmica, *hotspot*, ou pluma, e qual teria sido a sua abrangência temporal. O fato de este representar bimodalidade, com corpos de rochas ácidas e básicas, e de que aparentemente, pulsos tardios continuaram afetando a bacia após o Neo-Albiano, ainda permanece como uma necessidade de estudos mais detalhados.

Em geral, o magmatismo básico pode ser gerado de duas maneiras (White *et al.* 1987; White & McKenzie, 1989). Uma delas seria através de uma anomalia térmica originada de uma fonte mantélica profunda, gerando grandes volumes de magma. A segunda seria pela distensão litosférica, com a fusão parcial do topo da astenosfera em decorrência de descompressão adiabática. Este segundo caso pode estar associado com a geração do magmatismo básico da Província Magmática do Cabo. Neste modelo, a litosfera é estirada e afinada no processo de rifteamento, enquanto a astenosfera sofre ascensão e preenche o espaço anteriormente ocupado pela litosfera. Com a ascensão da astenosfera, acontece a despressurização adiabática, iniciando a fusão parcial do manto (Keen, 1897; Latin & White, 1990). De acordo com Keen (1987), o grau de fusão parcial e o volume de magma gerado são controlados pelo fator de estiramento uniforme (β), como previamente definido por McKenzie (1978). Contudo, além do β podem existir outros fatores que controlam a fusão parcial do manto, quais sejam temperatura, profundidade e quantidade de fluido no local de geração de magmas e, naturalmente, a composição da(s) fonte(s) e temperatura de *solidus* destes materiais.

De acordo com White (1992), o magmatismo associado com a ruptura continental pode dividir-se em três classes principais, agrupadas segundo as condições termais do manto sub-litosférico na época do rifteamento. A primeira estaria relacionada com as regiões onde os processos distensionais ocorrem sobre um manto com temperaturas normais, neste caso responsável pela geração de riftes e margens continentais sem vulcanismo. Quando os processos de rifteamento são longos (>10 Ma), ocorre o resfriamento do manto e a produção de magma é menor do que no rifteamento instantâneo. A segunda classe de magmatismo ocorre nas regiões periféricas de uma pluma mantélica. O magma é formado através da descompressão do manto submetido a temperaturas anômalas. Neste caso, é gerada uma pequena quantidade de líquidos basálticos, os quais podem alojar-se na base da crosta (processo de *underplating* basáltico de pequeno porte). Por fim, a terceira classe estaria ligada aos processos de ruptura e considerável intrusão de magma na base da crosta (processo de *underplating* típico), com subsequente produção de material ácido por fusão da crosta continental.

Sial (1980) sugere mais de uma hipótese para a gênese do Granito do Cabo. A primeira seria a origem por cristalização fracionada de um magma basáltico, a segunda seria originado de um magma granítico, ou quartzo-sienítico, rico em álcalis e pobre em H₂O que teria se formado por fusão parcial da crosta continental inferior ou média devido a repetidas injeções de magma basáltico proveniente da pluma de Ascensão ou

da atividade basáltica ao longo do rifte, da cadeia Meso-Atlântica ainda na sua fase inicial. Long *et al* (1986) determinaram uma idade de 104, $\pm 1,8$ Ma para o granito do Cabo (método Rb/Sr).

Segundo Nascimento (2003), na Bacia de Pernambuco, modelamento petrogenéticos mostram que a fusão parcial que gerou o magmatismo básico situa-se a 2 e 5%. Com base em parâmetros químicos foi possível obter ainda uma temperatura média do local de geração do magma de 1269 °C ($T=1246$ a 1290 °C) e pressão média de 14 Kbar ($P=13$ a 16 Kbar), equivalente à profundidade em torno de 47 km (ou cerca de 43 a 51 km). A combinação entre a temperatura e a profundidade de formação do magma básico para a Bacia de Pernambuco é compatível com um fator de estiramento litosférico (β) próximo a 2.5, conforme definido por Keen (1987). Esse valor é semelhante aos dados de distensão litosférica do sistema de riftes da margem leste do Brasil, especialmente para a Bacia de Sergipe-Alagoas, calculada por Chang *et al* (1992).

Em uma manifestação vulcânica de grande porte, como ocorreu no desenvolvimento da Bacia de Pernambuco, comumente há registros sedimentares vulcanoclásticos e piroclásticos.

Na Bacia de Pernambuco, ao longo do desenvolvimento dos estudos de sua coluna sedimentar houve uma imensa dificuldade na compreensão da existência de tais depósitos associados à sedimentação na bacia. A dificuldade em reconhecer depósitos sedimentares de origem mista – vulcânica e sedimentar, deveu-se ao intenso processo de intemperismo químico que afeta a região da faixa costeira da bacia, e à falta de mais estudos em depósitos dessa natureza, aflorantes em bacias sedimentares brasileiras. Muitos depósitos de origem vulcanoclásticas reconhecidos por esta pesquisa nesta bacia foram anteriormente descritos como rochas do embasamento alteradas, como litotipos da Formação Cabo, de forma indiscriminada, e até mesmo como depósitos da Formação Barreiras.

5.5.1 - Vulcanismo Tardio na Bacia de Pernambuco

É importante destacar que a abrangência temporal do vulcanismo na Bacia de Pernambuco ainda não é conhecida, e este fato apresenta implicações importantes sobre a origem do fenômeno e sua implicação para a evolução do rifte nesse ponto da margem e para o potencial petrolífero da bacia. Segundo Lima Filho (1998), ocorreu na Bacia de

Pernambuco um vulcanismo tardio, possivelmente Terciário, porém devido à sua distribuição irregular e de pequena expressão, menor do que o pulso que gerou a Suíte Ipojuca (cujas idades estão em torno de 102 Ma), não foi cartografado na escala de 1:100.000. Em alguns locais, a evidência desse vulcanismo é composta por corpos de riolito pórfiro, composto por feldspato e quartzo bipiramidal.

O intemperismo dessa rocha vulcânica pode ter resultado no nível caulínico de expressão regional encontrado no topo da Formação Algodoadas, Unidade Tiriri de Lima Filho (1998), e das areias brancas com cristais de quartzo bipiramidais.

5.6 - SEDIMENTAÇÃO DO PLATÔ DE PERNAMBUCO

O Platô de Pernambuco corresponde à porção *offshore* da Bacia de Pernambuco, junto com a plataforma marginal, e este representa uma estrutura possivelmente desenvolvida sobre crosta continental estendida. Os estudos na região *offshore* da bacia tem se concentrado na região central e distal dessa feição, devido ao fato de haver sobre esta maior numero de levantamentos geofísicos e porque esta apresenta um pacote sedimentar espesso, e conseqüentemente um melhor potencial exploratório (Barbosa & Lima Filho, 2006).

Até algumas décadas atrás, essa região apresentava-se como desinteressante, do ponto de vista exploratório, tendo esse *status* sido modificado a partir da realização de vários estudos: Rand (1967, 1977, 1985), Rand *et al* (1982 e 1990), Brito Neves (1982), Alheiros (1987), Alheiros *et al* (1989), Lima Filho *et al.* (1998 e 2005) dentre outros. Essas investigações levaram a um melhor conhecimento da área e subsidiaram a sua individualização da área conhecida como Bacia Pernambuco-Paraíba, como discutida anteriormente.

Em 1986 Alves & Costa propuseram uma coluna estratigráfica para a região do platô de Pernambuco (Fig. 20) baseados em estudos sismo-estratigráficos, envolvendo correlação entre as fases deposicionais e erosionais da porção norte do Platô e da região *onshore* da Bacia de Pernambuco. Segundo esses autores, a sequência sedimentar seria composta por quatro unidades deposicionais (I, II, III e IV), separadas por eventos erosivos representados na Fig. 19 pelas discordâncias regionais D0, D1, e D2. 3



Figura 20 – Coluna Estratigráfica proposta para a região do Platô de Pernambuco. (Modificado de Alves & Costa, 1986).

Para esses autores, durante a fase de rifteamento dos continentes, na bacia do platô teriam se desenvolvido grábens que teriam sido preenchidos por arenitos terrígenos intercalados com folhelhos, siltitos e ocasionalmente conglomerados (Unidade I) aparentemente erodidos no final do ciclo sedimentar. Esta unidade teria sido depositada entre o Neocomiano e o Aptiano, em meio a manifestações magmáticas básicas e/ou alcalina e seria correlacionável à Formação Cabo da porção *onshore* da Bacia Pernambuco.

Sobreposta a esta, foi depositada uma segunda sequência (Unidade II) transgressiva possivelmente de calcarenitos e calcilitos de idade Albiana-Paleocênica, correspondente à fase carbonática das bacias marginais brasileiras. A correlação adotada para a sedimentação desta unidade foi feita entre os calcários Albianos de águas rasas do Platô e a Formação Estiva, encontrada na região *onshore*. Esta unidade também foi interpretada como depósitos carbonáticos de águas mais profundas que seriam correlatos distais dos depósitos das Formações Beberibe (terrígenos + carbonáticos), Gramame (Carbonática) e Maria Farinha (Carbonática), unidade encontradas a norte da ZCPE, e pertencentes à Bacia da Paraíba, como tratado anteriormente.

A unidade II teria sofrido duas fases erosivas principais: uma de provável idade Eo-Paleocênica e outra posicionada no final do Oligoceno. A primeira fase erosiva é evidenciada por um profundo canal preenchido por sedimentos regressivos de características turbidíticas (Unidade III) e recorta as sequências anteriores. A outra (Unidade IV) parece ter erodido e nivelado toda a superfície do Platô, servindo de substrato para a sequência IV, supostamente, pelágica e de idade pós-Oligocênica.

Segundo os autores, durante a fase de deposição dos fluxos turbidíticos da Unidade III a porção costeira da bacia deve ter experimentado um extenso hiato deposicional e a correspondência da sequência pelágica da Unidade na IV é atribuída aos clásticos continentais da Formação Barreiras, que ocorre na porção *onshore* da Bacia Pernambuco.

Mabesoone & Alheiros (1988) consideraram a região do Platô de Pernambuco como uma província tectônica da Bacia de Pernambuco, composto essencialmente por crosta continental, conforme proposto por Alves & Costa (1986).

Costa *et al.* (1991) individualizaram a sucessão sedimentar do Platô em quatro unidades separadas por três discordâncias regionais da bacia: o primeiro pacote marcaria a presença de estratos da fase rifte; um segundo conjunto de estratos ocorreria do Albiano ao Paleoceno; em seguida ocorreriam estratos associados a uma fase regressiva que preencheram um grande canal na porção sul do Platô, e estes seriam limitados por uma discordância possivelmente de idade Oligocênica; por fim, recobrimdo toda a bacia ocorreria uma quarta unidade, caracterizada por depósitos pelágicos do Paleógeno Superior. (Fig. 21).

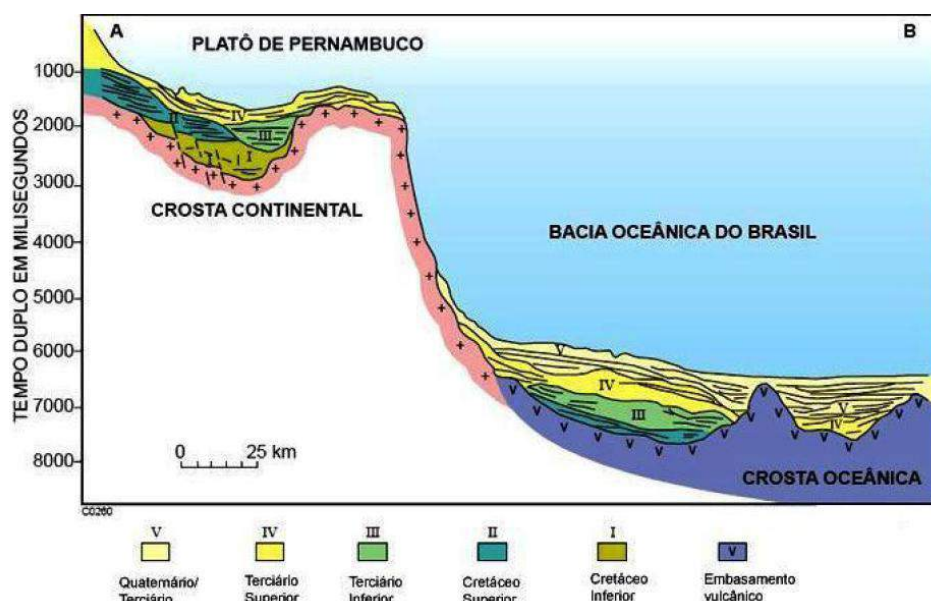


Figura 21 – Perfil esquemático mostrando as sequências deposicionais no Platô de Pernambuco e na região de bacia oceânica (adaptada de Costa *et al.*, 1991).

Brito *et al.* (2006), interpretaram algumas linhas sísmicas posicionadas na porção submersa da Bacia de Pernambuco e observaram a presença de uma seção evaporítica que ocorre intercalada, possivelmente, à porção superior da sequência rifte. Antunes *et al.*, (2007) também evidenciaram a presença de corpos de sal na região do Platô de Pernambuco. Estes dados modificaram a proposição anterior de Alves & Costa (1986) que afirmaram que durante o Aptiano a Bacia de Pernambuco permaneceu elevada, impedindo assim a influência nesta área da bacia evaporítica que só chegou até Sergipe e Alagoas.

Alves & Costa (1988) propuseram que a sedimentação na área submersa das Bacias de Pernambuco e da Paraíba parece ter acontecido de forma contínua, ao contrário do que ocorreu na porção emersa. Devido a esta interpretação, Mabesoone & Alheiros (1988) propuseram que na região *offshore* dessas bacias teria ocorrido uma sedimentação ininterrupta do Albiano- Cenomaniano (Formação Estiva) ao Paleógeno (Formação Maria Farinha).

Segundo interpretações recentes, a sedimentação da fase rifte que ocorre na Bacia de Pernambuco, de idade aptiana não avançou para a faixa costeira da Bacia da Paraíba, porque provavelmente este trecho da margem se comportou como um alto

estrutural, e a deposição *offshore* do trecho a norte do platô é desconhecida (Barbosa & Lima Filho, 2006; Lima Filho *et al.*, 2006).

Com base na interpretação de dados sísmicos de Silva (2008), foi sugerida a diferenciação de corpos evaporíticos e vulcânicos presentes na sucessão sedimentar do Platô de Pernambuco. A integração dos métodos Magnetométrico, Gravimétrico e Sísmico permitiu uma avaliação mais detalhada no que se relaciona aos corpos vulcânicos existentes no Platô de Pernambuco. Segundo essa autora alguns padrões estruturais observados apontam a Sub-Bacia do Platô de Pernambuco como uma área promissora para exploração de hidrocarbonetos, devido os corpos vulcânicos estudados serem potencialmente promotores de formas de trapeamento, devido às deformações causadas nas rochas sedimentares circundantes.

Com base na modelagem de dados gravimétricos e sísmicos Gomes (2005), propôs que o Platô de Pernambuco está assentado sobre crosta continental afinada, no segmento centro-sul, assim corroborando as proposições de Alves & Costa (1986). Segundo o autor os sedimentos que compõem a cobertura sedimentar do platô mergulham fortemente próximo a quebra da plataforma, em direção ao oceano, diminuindo seu gradiente à medida que a cunha sedimentar se afasta da costa (Guazeli & Carvalho, 1981). Ainda segundo Gomes (2005), o Platô apresenta uma estruturação típica de crosta continental distendida, com a presença de uma sequência contínua de blocos rotacionados por falhas sintéticas, o que o autor sugere que pode indicar que a geometria estrutural do Platô pode ser tentativamente representada por falhas do tipo *detachment*, semelhante às utilizadas em modelos que envolvem distensão crustal ao longo de zonas de cisalhamento sub-horizontais.

CAPÍTULO VI

EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO SOBRE A FORMAÇÃO CABO

O conhecimento estratigráfico da Bacia de Pernambuco foi desenvolvido com base, principalmente em afloramentos e poços executados na região costeira, já que não existem até o presente, poços na região *offshore*. A análise do poço 2-CP-01-PE, situado próximo ao litoral, na sub-bacia sul da faixa costeira (Fig. 22), representa o único dado mais representativo da estratigrafia da Bacia de Pernambuco. A análise desse poço ainda fornece a melhor observação das condições de deposição e das características do preenchimento sedimentar da região proximal da bacia. Este poço atravessou cerca de 2950m de rochas sedimentares e intrusivas sem ter encontrado o embasamento da bacia. Como proposto por investigações anteriores o intervalo siliciclástico da bacia, definido como uma única unidade estratigráfica se expandia do Aptiano ao Albiano (Cobra, 1960; Beurlen & Cobra, 1960; Alheiros, & Ferreira, 1989).

Os estudos pioneiros definiram que a unidade Cabo, com base na faciologia observada principalmente em superfície, abrangeria todo o intervalo de depósitos continentais de idade cretácica, e que a mesma apresentaria uma sucessão faciológica associada à formação de leques aluviais, que progradavam para lagos tectônicos: fácies proximais (conglomerados polimíticos, arcóseos e siltitos); fácies medianas (arenitos arcóseos médios); fácies distais (folhelhos e siltitos) (Alheiros, 1987, Alheiros & Ferreira, 1989). Trabalhos posteriores mantiveram essa interpretação que reunia os depósitos em uma grande unidade dividida em três principais grupos de Litofácies: basal, ou inferior, (aluvial proximal), médio (fluvio-aluvial) distal (fluvio-lacustre) (Cruz, 2002; Nóbrega & Lima Filho, 2003; Nascimento, 2003; Campelo, 2004; Almeida *et al.*, 2005).

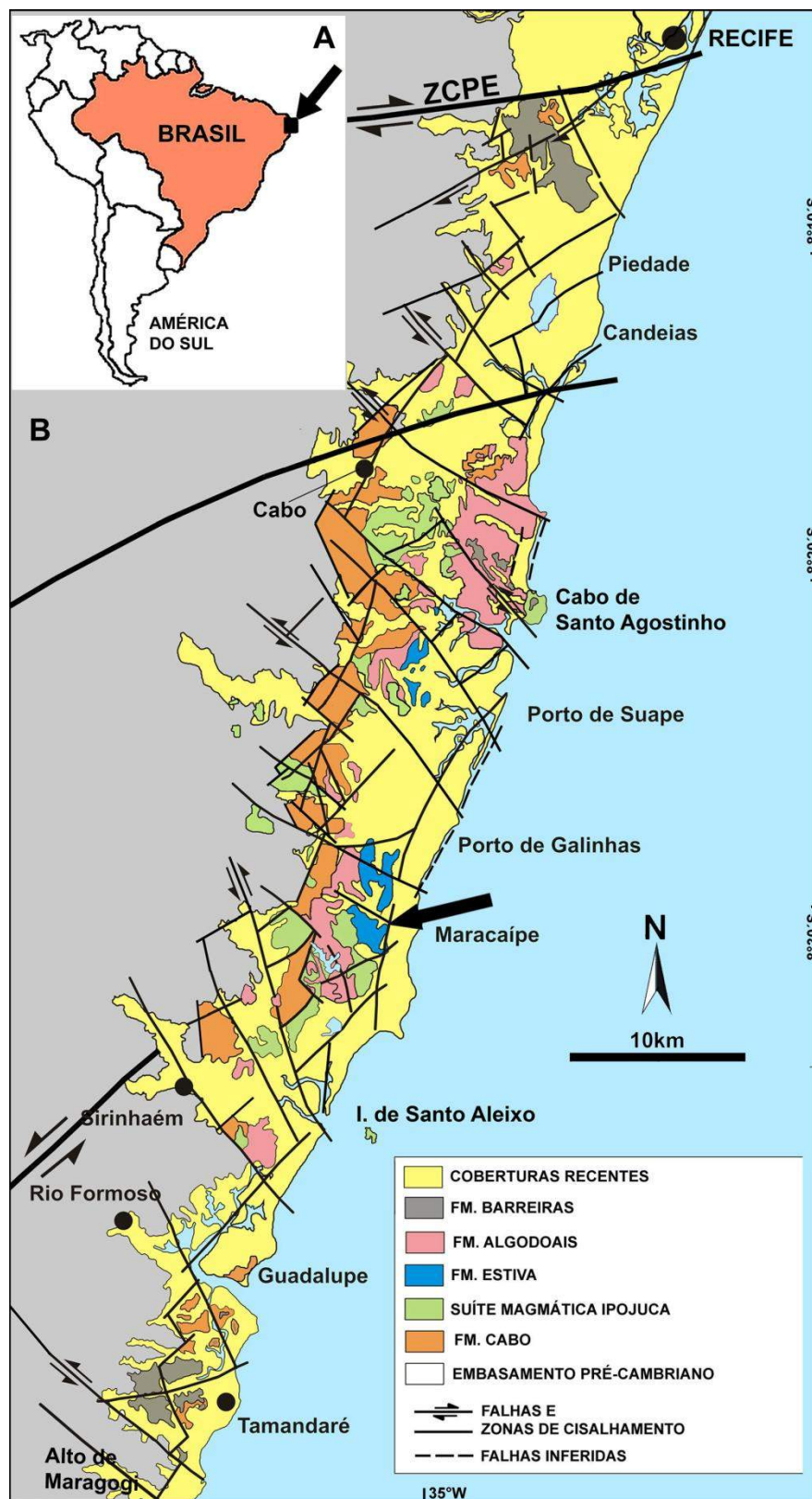


Figura 22 – Mapa geológico simplificado da faixa costeira da Bacia de Pernambuco com a localização do poço 2 CP-01-PE (A partir de Lima Filho, 1998; Neto, 2008).

Pedrosa Jr. (1969) descreveu como pertencente à Formação Cabo uma sequência rítmica de arcóseos conglomeráticos e argilitos, acumulada sobre conglomerados que ocorrem a norte de Serinhaém (PE), introduzindo assim um comportamento pelítico ao material rudáceo já conhecido.

Mabesoone (1971), com base em análises granulométricas, atribuiu o arredondamento dos blocos do conglomerado a processos sedimentológicos ao pé de escarpas de falhas e incluiu os calcários Estiva como parte da Formação Cabo. Falcão (1976) corrobora essas ideias e conclui que 2/3 dos blocos foram arredondados por transporte fluvial e 1/3, em ambiente praia, também com base na granulometria.

A Formação Cabo teve seu posicionamento estratigráfico melhor definido quando Vandomos & Valarelli (1976) determinaram idades entre 87 e 114 Ma para rochas vulcânicas que cortam e/ou recobrem os sedimentos da formação. Assim, estes não poderiam ter idade pós-turoniana, ficando descartada sua correlação com depósitos cenozóicos. Com base nestas idades, foi possível interpretar que a Formação Cabo teria idade supostamente mais antiga que o Albiano (Feijó, 1994). Permanecendo indefinido, no entanto, seu limite temporal inferior.

O único macrofóssil encontrado nessa formação corresponde a uma espécie de peixe que ocorre em folhelhos vermelhos e que foi mencionado por Costa *et al.* (1979) como pertencente à espécie *Dyplomysthus longicostatus*. O holotipo de *Dyplomysthus longicostatus* é de ambiente estuarino (águas rasas e tranquilas), descrito por Cope 1910 em sedimentos do Grupo Ilhas, no Estado da Bahia, de idade neocomiana (Lima Filho, 1998).

Rand (1976), com base em estudos geofísicos realizados na então Bacia Pernambuco-Paraíba, identificou uma tectônica de falhamento em blocos com escalonamento para leste e o consequente preenchimento pelos sedimentos da Formação Cabo. Também constatava a continuidade, em subsuperfície, das formações Cabo e Estiva por toda a Sub-bacia Sul até a Bacia Sergipe-Alagoas.

Outros diversos trabalhos tiveram como objetivo o estudo de fácies, sequências e sistemas deposicionais da Formação Cabo, entre eles: Mello & Siqueira (1972) que subdividiram a formação nas fácies conglomeráticas, arcoseana e siltico-argilosa, admitindo-lhe uma espessura em torno de 150-200 metros, também constatado por Mello & Coutinho (1974). A gênese dessa formação segundo Mello & Siqueira (1972) estaria ligada principalmente ao intemperismo das rochas graníticas, cujo material seria depositado por acumulação coluvial. Esses autores concluíram também que as rochas

carbonáticas que afloram descontinuamente ao longo da área sedimentar Mesozoica ao sul de Pernambuco, pertencem a um único horizonte estratigráfico, como foi observado inicialmente por Beulen & Cobra (1960). Admitem ainda interpretar apenas por relações de campo, uma contemporaneidade entre os sedimentos clásticos e carbonáticos da sequência Cretácea. Todavia, as datações radiométricas expressas por Vandomos & Valarelli (1976) permitiram a Asmus & Carvalho (1978) posicionar a Formação Estiva sobre a Formação Cabo.

Santos & Costa (1974) propuseram que os sedimentos da Formação Cabo são compostos de duas fácies: fácies conglomerática e arcoseana. Estes autores sugeriram também que a passagem da fácies conglomerática para a arcoseana é quase sempre gradacional e interdigitada. Esses mesmos autores caracterizam a Formação Cabo como tendo sido depositada a partir de desmoronamento de blocos em escarpa de falha.

Farias & Sial (1975) tentaram estabelecer algum sincronismo entre a deposição da Formação Cabo e o vulcanismo associado. No entanto não conseguiram a correlação pretendida, pois não detectaram a presença de bentonita de provável origem vulcânica.

O tectonismo e a subsequente sedimentação na faixa costeira de Pernambuco têm sido comumente tratados no contexto mais amplo da Margem Continental Brasileira em escalas que a tornam pouco representativa. Numa análise mais aproximada, Asmus & Carvalho (1978) identificaram a Formação Cabo com a sedimentação eo-Cretácea da fase rifte e o calcário Estiva, com a transgressão albiana bem representada nas bacias costeiras. A não deposição na faixa costeira da Bacia de Pernambuco do intervalo evaporítico encontrado na área de Sergipe é atribuída à posição estruturalmente mais elevada dos blocos a norte da Fratura de Maceió.

Amaral & Menor (1979) estudaram as variações faciológicas da Formação Cabo, com base em perfis de sondagens de limitada profundidade na área de Suape. Os autores identificaram três seções: a) inferior (Neocomiano-Aptiano), continental, onde os conglomerados e arcóseos representariam leques aluviais passando para um sistema fluvial anastomosado e pelitos associados a um regime fluvial meandrante até estuarino; b) intermediária (Neocomiano-Aptiano) associado a sulfetos onde se intercalam sedimentos carbonáticos de um primeiro ciclo transgressivo; c) superior (Albiano-Turoniano), onde são registrados o segundo ciclo transgressivo argilo-carbonático de caráter transicional e o terceiro ciclo transgressivo, francamente marinho, constituído pelos calcários da Formação Estiva (Moraes, 1928).

Alheiros (1987) definiu a Formação Cabo como sendo constituída por conglomerados, arcóseos e siltitos, relacionados a um sistema aluvial de grande porte. Brito (1992) também propôs em seu mapeamento, que os depósitos da Formação Cabo representariam fácies de um sistema de leques aluviais (proximal mediano e distal).

Alheiros (1987) considerou a Formação Cabo como tendo sido depositada por um sistema de leques aluviais coalescentes, formados em ambiente continental ao pé de falésias de falhas normais de grandes rejeitos, progradando para um lago tectônico. Sobre os leques houve o desenvolvimento de um sistema fluvial entrelaçado que evoluiu para E-SE, sendo o sistema lacustre invadido pelos clastos grossos dos leques aluviais progradantes, ciclicamente governado pelos pulsos tectônicos.

Rocha (1990) considerou a Formação Cabo como sendo depositada próxima à área fonte na cabeceira de leques terrígenos por fluxos gravitacionais muito densos (*debris flow*) e cuja construção se deu em um corpo de água, sendo, portanto um leque deltaico ou *fan delta*.

Nóbrega (1995) analisou macro e microscopicamente os testemunhos de sondagem do poço 2-CP-01-PE, e reconheceu três fácies sedimentares para a formação. A fácies denominada de M pela autora, que representaria arenitos que variam de muito grossos a muito finos, a fácies D que seria composta por ritmitos areno-pelíticos dos depósitos terminais de leques, e por último, a fácies L composta por folhelhos cinza a negros típicos de sedimentação anóxica de lagos. Segundo a autora todo intervalo sedimentar siliciclástico atravessado pelo poço corresponde a Formação Cabo, que é caracterizada por conglomerados e arenitos arcóseos médios a grossos, angulosos a sub-angulosos, apresentando matriz argilosa, contendo intercalações de rochas ígneas produzidas por intrusões vulcânicas.

Lima Filho (1998), que realizou uma detalhada revisão da estratigrafia da bacia, também levantou questões a respeito da Formação Cabo. O autor observou que a fácies basal ocorre ao longo da região próxima da borda da bacia, e que a fácies mediana ocorreria na região norte e extremo sul da faixa costeira, aparentemente tendo sido erodida da porção central por efeito de soerguimento tectônico, ao passo que a fácies distal do proposto sistema de leques ocorreria na porção sul. Lima Filho (1998) também observou o caráter notadamente sin-tectônico da fácies basal, e afirmou que em afloramentos é possível claramente distinguir a diferença entre os estratos tidos como a Formação Cabo “típica”, se referindo à fácies de conglomerados e arenitos grossos basais, e os estratos posicionados acima destes. Segundo o autor, entre a Formação

Cabo “típica” e os estratos superpostos ocorreria uma discordância, também reconhecível nos dois poços perfurados pela PETROBAS na faixa costeira da bacia (poço 2-CP-01-PE e 9-JG-1-PE). Segundo o autor os estratos da porção superior do pacote siliciclástico, denominados por ele de Cabo Superior, representariam outro padrão de sedimentação, e seriam arcoseanos, de coloração avermelhada amarelada e composta por quartzo, Feldspatos potássicos, biotita e muscovita. Lima Filho (1998) propôs, com base na descoberta dessa discordância e na diferenciação dos estratos, entre a porção basal e a superior, dividir a Formação Cabo em dois intervalos: a Formação Cabo Superior e Inferior. Esta proposição foi desde então utilizada por trabalhos posteriores (Nascimento, 2003; Campelo, 2004; Almeida *et al.*, 2005).

Segundo esse autor esta formação abrange toda a borda oeste da Bacia Pernambuco, limitada pelo “embasamento cristalino” (Maciço Pernambuco/Alagoas), através de falhamentos normais gerados durante a estruturação da bacia.

Lima Filho também propôs uma classificação faciológica para a Formação Cabo. A fácies proximal (KC_1), segundo o autor, é observada nas proximidades dos afloramentos de borda de bacia, desde a região do Cabo de Santo Agostinho até a região de Sirinhaém, na porção sul. Esta fácies seria constituída exclusivamente por conglomerados polimíticos e polimodais de caráter sintectônico. Ocorre na faixa costeira, em geral, sob a forma de morros arredondados, com declividade moderada. Está representada por um conglomerado com padrão de distribuição granulométrica, predominantemente polimodal, o qual se mostra sustentado por blocos e matacões quando próximos às falhas, e, quando um pouco mais afastado destas, possuem pouca matriz e constituintes de menor dimensão. O contato dessa fácies proximal com o embasamento cristalino é feito através de falhamentos normais, gerados durante a estruturação dessa bacia. Com a fácies mediana, esse contato, aparentemente, ocorreria de forma gradual, sendo ela recoberta pelos arcóseos conglomeráticos da fácies de leques aluvial mediana (KC_2), ou através de contatos laterais devido à falhamentos normais de direção 225°AZ.

Segundo também Lima Filho (1998) a idade da parte inferior da Formação Cabo é aptiana com a presença de *Turbatus inaperturopollenites*, ou seja, a zona palinológica P-260, no intervalo de profundidade 2953-1890m do poço 2-CP-01-PE, enquanto que a parte superior da formação seria albiana por conter as espécies guias *Sergipea variverrucata* e *Pustulosus vitreisporites*, o que equivale às zonas

palinológicas P-270 e P-280 respectivamente, no intervalo de profundidade 1890-66m, com base no Poço 2-CP-01-PE (Feijó, 1994; Nóbrega, 1995; Lima Filho, 1998).

Análise Palinológica feita no poço 9-JG-1-PE, na região norte da faixa costeira, indicaram também idade Neo-Aptiano e Eo-Albiano para os estratos atravessados, zonas palinológicas P-270 a P-280 no intervalo de profundidade 801-1100m (Feijó, 1994; Nóbrega, 1995; Lima Filho, 1998).

Lima & Pedrão (1987) a partir de análise palinológicas (microforaminíferos quitinosos, escolecodontes, dinoflagelados, esporos e polens) realizadas em poços rasos perfurados na região do Porto de Suape já levantaram a hipótese de que existiria uma nova unidade entre a Formação Cabo, sua porção basal aptiana, e a Formação Estiva, representada pelos depósitos carbonáticos de idade Cenomaniano-Turoniano. Os autores estudaram amostras de dois poços na região de Suape e encontraram diversos microorganismos.

O estudo realizado pela ANP em 2003, em amostras do poço 2-CP-01-PE em uma nova tentativa de datação dos estratos da bacia, resultou na identificação de uma palinoflora, a qual possibilitou estabelecer uma distribuição estratigráfica das espécies identificadas e realizar uma comparação com os esquemas de zoneamento operacionais da PETROBRAS e com esquemas cronoestratigráficos internacionais.

Além da análise bioestratigráfica, o estudo forneceu subsídios para uma melhor interpretação dos paleoambientes envolvidos na deposição das rochas interpretadas como pertencentes à Formação Cabo. A tabela 5 apresenta a distribuição dos principais palinomorfos diagnosticados.

Tabela 5 – Distribuição dos principais palinomorfos diagnosticados.

Profundidade (m)		Especies		
33,00		Cycadopites sp.		
38,38-38,42		Inaperturopollenites turbatus		
39,00-39,05		Araucariacites australis		
40,03-40,07		Classopollis classoides		
57,00		Cicatricosisporites sp.		
60,00		Araucariacites sp.		
792,00		Gnetaceapollenites sp.		
888,00		Eucommidites sp.		
1085,39-1085,42		Appendicisporites bifurcatus		
1087,15-1087,20		Cicatricosisporites microstriatus		
1088,60-1088,65		Classopollis sp.		
1089,93-1089,97		Sergipea variverrucata		
1090,95-1090,88		Pilosporites trichopapillosus		
1092,94-1092,97		Esporo trilete liso		
1104,00		Cyathidites australis		
1401,00		Gnetaceapollenites jansonii		
1460,15-1460,20		Deltoidospora sp.		
1787,37-1787,45		Hamulatisporites sp.		
2081,40-2081,45		Sergipea sp.		
2086,40-2086,45		Klukisporites variegatus		
2089,40-2089,45		Cycadopites sp.		
2226,00		Sergipea naviformis		
2601,00		Deltoidospora hallii		
2826,00		Matonisporites sp.		
2883,00		Callialasporites dampieri		
2947,21-2947,26		Verrucosisporites sp.		
		Reticulosporis foveolatus		
		Appendicisporites sp.		
		Sphaeripollenites scabratus		
		Uesuguipollenites callosus		
		Araucariacites guianensis		
		Equisetosporites sp.		
		Aequitriradites dettmannae		
		Matonisporites silvai		
		Exesipollenites tumulus		
		Deltoidospora juncta		
		Inaperturopollenites simplex		
		Gnetaceapollenites clathatus		
		Microfoveolatosporis daukiensis		
		Pilosporites sp.		
		Callialasporites dampieri		
		Sphaeripollenites sp.		
		Grac monoporado		
		Polen tricolporado N.I.		
		Esporo trilete equinado N.I.		
		Dinoflagelado (tipo Cnbroperidinium)		
		Dinoflagelado N.I.		
		Palinoforaminifero		
ESTERIL		NANOFOSSEIS		
P280	P270	P260	?	PALINOLOGIA
RT-011		ESTERIL		OSTRACODES
NAO MARINHO		MARINHO		AMBIENTE
APTIANO SUPERIOR		ALBIANO INFERIOR		IDADE
A L A G O A S				

As amostras foram analisadas considerando quatro fatores: a) o grupo de associação palinológica presente, b) determinação da idade em função do seu posicionamento bioestratigráfico, c) o tipo de resíduo orgânico e d) ambiente deposicional.

A seção do poço 2-CP-01-PE foi individualizada em quatro pacotes de acordo com o seu conteúdo palinológico, conforme indicado a seguir (Tabela 6):

Tabela 6 – Quadro esquemático com a síntese da análise bioestratigráfica do poço 2 CP-01-PE (LAGESE, 2003).

Intervalo de Profundidades (m)	Descrição	Idade	Ambiente Depositional
33 - 384	Presença de dinoflagelados, não identificados e raras formas tricolporadas.	Cretácea alta ou mesmo terciária.	Marinho
792 – 1787,45	Domínio de resíduo orgânico lenhoso e presença de fomas típicas do Andar Alagoas, tais como Classopollis classoides, Araucariacites australis, Cicatricosisporites sp., Pilosporites trichopapillosus, Sergipeas naviformis, etc.	Alagoas Superior (Alagoas/Aptiano) e considerada como de idade Aptiano superior. (ausência da espécie-guia Sergipea, Palinozona P-280.	Continental
2081,40 - 2883	Presença da espécie-guia Sergipea variverrucata, cujo primeiro aparecimento ocorre na Prof. de 2081,40 metros.	Alagoas Superior (Alagoas/Aptiano) palinozona P-270.	Continental
2947,21–2947,58	Presença da espécies Inaperturopollenites turbatus.	Alagoas Superior (Alagoas/Aptiano) palinozona P-260.	Continental

Conforme pode ser observado nos dados acima, a presença dos fósseis guias utilizadas no biozoneamento dos andares locais da PETROBRAS permitiu corroborar o que já havia sido verificado nas primeiras análises do poço 2-CP-01-PE. De forma mais importante está à indicação de que após o intervalo Albiano Inferior, ocorre um intervalo siliciclástico com influência marinha, antes do pacote de estratos de idade Cenomaniano-Turoniano da Formação Estiva. Isto indica que o Albiano Superior, apresentou alguma influência das transgressões marinhas albianas que afetaram outras

bacias, no entanto, devido à restrição da bacia interna, não houve deposição de rochas carbonáticas.

Recentemente Barbosa *et al.* (2009) propôs algumas modificações em relação à estratigrafia da Bacia de Pernambuco, em especial com relação à Formação Cabo. Estes autores observaram que a análise dos dados do poço 2-CP-01-PE, utilizado por muitos como um perfil representativo da coluna sedimentar da bacia, incluía aproximadamente 90% da sucessão sedimentar da bacia na Formação Cabo, incluindo os depósitos aptianos (P-260-P-270) e albianos (P-280). Desta forma, a Formação Cabo abrangia mais de 2500m de depósitos e um intervalo de tempo de mais de 15 Ma. Os autores ainda observaram que o padrão de evolução de todas as demais bacias riftes da margem distensional, por exemplo, guarda na verdade duas fases tectono-sedimentares distintas e que a porção basal, aptiana, estaria ligada a fase de deformação mecânica da bacia, enquanto que o intervalo Albiano teria sido depositado sob o domínio da fase de subsidência termal, pós-rifte, com maior calma tectônica (Barbosa *et al.*, 2009). Com base nestas premissas Barbosa *et al.* (2009) propuseram que a sucessão albiana deste intervalo, que não contém depósitos associados com o tectonismo da fase rifte, fosse tratada como uma formação distinta, denominada então de Formação Suape (Fig. 23).

Barbosa *et al.*, (2009) e Maia *et al.*, (2011) também afirmaram que é possível verificar nos perfis do poço 2-CP-01-PE a existência de discordância entre o intervalo basal que contém os conglomerados, intercalados com arenitos e siltitos, e a porção superior que não contém conglomerados e que apresenta uma granodecrescência ascendente (Fig. 23). A sucessão albiana apresenta ciclos de variação granulométrica, aparentemente, mais representativos de sistemas fluviais/fluvio-lacustre (Maia *et al.*, 2011).

A posição da discordância observada no poço 2-CP-01-PE coincide com a transição Aptiano-Albiano, como é observado nas demais bacias marginais. A ausência de sedimentação claramente marinha no intervalo que corresponde ao Eo-Albiano da bacia, e de depósitos evaporíticos, que ocorrem na fase transicional de algumas bacias marginais, dificultou a interpretação dessa separação pelos autores pioneiros. Conta também para essa generalização do intervalo discutido, o diminuto número de pesquisas exploratórias na bacia (eg. poços estratigráficos profundos em *onshore* e *offshore*).

Com base nestas premissas Barbosa *et al.* (2009) propuseram que a sucessão albiana deste intervalo, que não contém depósitos associados com tectonismo da fase rifte, fosse tratada como uma formação distinta, denominada então de Formação Suape.

Com base na proposta de Barbosa *et al.* (2009), a presente dissertação buscou uma caracterização dos depósitos que pertenceriam a essa unidade estratigráfica, a Formação Suape, em termos estratigráficos, geoquímicos e microfaciológicos com o objetivo de obter uma melhor individualização desta em relação à formação Cabo

O desenvolvimento dessa pesquisa, com a análise de dados sísmicos da região *onshore*, permitiu a descoberta de que possivelmente a Formação Suape esteja relacionada à fase final do rifteamento e que ocorra ainda uma terceira unidade, que estaria também incluída dentro do pacote siliciclástico da antiga Formação Cabo. Esta unidade, como será discutida a frente, comporia o pacote final de estratos do neo-Albiano e teria influência marinha, fato este já detectado em estudos bioestratigráficos anteriores. Esta unidade estaria posicionada acima dos depósitos do eo e meso-Albiano, que de acordo com a revisão do trabalho representariam a Formação Suape, e abaixo dos depósitos carbonáticos cenomanianos-turonianos da Formação Estiva. A tabela 7 abaixo mostra um resumo das diversas colunas estratigráficas propostas para a Bacia de Pernambuco, incluindo a versão deste trabalho, a partir de Barbosa *et al.* (2009) e Maia *et al.* (2011). Vale ressaltar que ainda existe uma carta mais recente proposta por Córdoba *et al.* (2007), que não foi incluída no quadro, por representar as bacias de Pernambuco e Paraíba como uma única bacia.

Tabela 7 – Resumo das diversas colunas estratigráficas propostas para a Bacia de Pernambuco.

Autores Idade		Kegel 1959	Cobra 1960	Amaral & Menor 1979	Dantas 1980	Feijo 1994	Lima Filho 1998	Este Trabalho
Terciário	Superior	Formação Barreiras	Série das Barreiras		Formação Barreiras	Formação Barreiras	Formação Barreiras	Formação Barreiras
	Inferior	Infra Barreiras	Arcóseos - Pós Vulcânicos			Formação Calumbi		
		Vulcânicas	Ígneas Ácidas Rochas Básicas				Unidade Tiriri Vulcanismo Ácido Tardio	Unidade Tiriri Vulcanismo Ácido Tardio
Cretáceo	Superior	Conglomerado do Cabo	Fm Cabo Arcóseos	Fm. Ipojuca Fm. Estiva	Fm. Ipojuca Fm. Estiva	Formação Estiva	Formação Algodoais	Formação Algodoais
			Conglomerados					
	Inferior		Calcário Gameleira	Formação Cabo	Formação Cabo	Formação Ipojuca Formação Cabo	Suíte Vulcânica de Ipojuca Formação Cabo	Formação Estiva
							Parte Superior Parte Inferior	Formação Paraíso Formação Suape Membro Afogados Membro Tejipló
Pré-Cambriano		Embasamento	Embasamento	Embasamento	Embasamento	Embasamento	Maciço PE/AL	Maciço PE/AL

CAPITULO VII

CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO SUAPE

7.1 - INTRODUÇÃO

Conforme discutido acima a Formação Suape, que corresponderia aos depósitos de idade albiana encontrados na Bacia de Pernambuco foi associada por Barbosa *et al.* (2009) à fase drifte (pós-rifte) de evolução dessa bacia. Contudo, esse trabalho considera que a Formação Suape está associada à fase final do rifteamento (Sin-Rifte II) que ocorreu na Bacia de Pernambuco, como será discutido mais a frente. Os depósitos dessa unidade afloram em regiões mais próximas ao litoral (Fig. 24), segundo foi confirmado por esta pesquisa, que utilizou critérios sedimentológicos para distinguir estes dos depósitos que pertenceriam a Formação Cabo, unidade ligada à fase inicial do rifteamento (Sin-Rifte I) da bacia A partir das relações estratigráficas observadas em campo verificou-se que os depósitos dessa formação encontram-se sobrepostos aos depósitos da Formação Cabo (Aptianos) e sotopostos aos depósitos da Formação Algoduais (Pós-Turoniana) em alguns locais da região do litoral. Os depósitos da Formação Suape são constituídos ora por arenitos grossos a médios ora por arenitos médios a finos, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte e estratificações plano-paralelas associadas possivelmente a um sistema fluvial entrelaçado. Os arenitos da Formação Suape apresentam intercalação de depósitos vulcanoclásticos originados por fluxo e queda. Os depósitos dessa unidade, embora dominados por camadas de arenitos, também apresentam intercalações de argilitos e siltitos, às vezes argilosos. Um dos aspectos que distingue estes depósitos do Albiano é sua geometria tabular.

A reanálise de algumas amostras do poço 2-CP-01-PE permitiu uma interpretação mais detalhada da Formação Cabo, que corresponde a porção basal da antiga unidade Cabo, chamada por Lima Filho (1998) de Cabo Inferior. Esta unidade basal é formada por pulsos de conglomerados polimíticos, cujos grãos e blocos são arredondados a subarredondados, em geral alterados, arenitos grossos, arcóseos com níveis conglomeráticos e blocos flutuantes na matriz. Uma descoberta interessante foi à observação de carbonato em algumas lâminas petrográficas analisadas. O ambiente de deposição dessa unidade seria aluvial de grande porte gradando para fandeltas.

Os depósitos de origem vulcanoclástica que ocorrem intercalados nos arenitos da Formação Suape, são provenientes da Suíte Magmática Ipojuca (SMI). Esse evento

magmático, cujo pulso principal foi datado em torno de 102 milhões de anos, é caracterizado por manifestações ácido-básicas intrusivas (diques e *plugs* riolíticos), extrusivas (riolitos, basaltos, traquitos) e explosivas (ignimbritos), além do plutonismo ácido que deu origem ao Granito do Cabo de Santo Agostinho (monzodioritos e álcali-feldspato granitos). Lima Filho (1998) denominou esse conjunto de litotipos de Província Magmática do Cabo. Segundo Nascimento *et al* (2009) até o momento esse é o único exemplo conhecido de vulcanismo explosivo cretáceo do Brasil, caracterizado como depósitos piroclásticos de fluxo – ignimbritos.

Os depósitos característicos da Formação Suape localizam-se ao longo da região costeira, com predomínio na região sul da Bacia de Pernambuco, a partir da qual esta pesquisa definiu oito afloramentos para apresentar formalmente sua caracterização (Fig. 24).

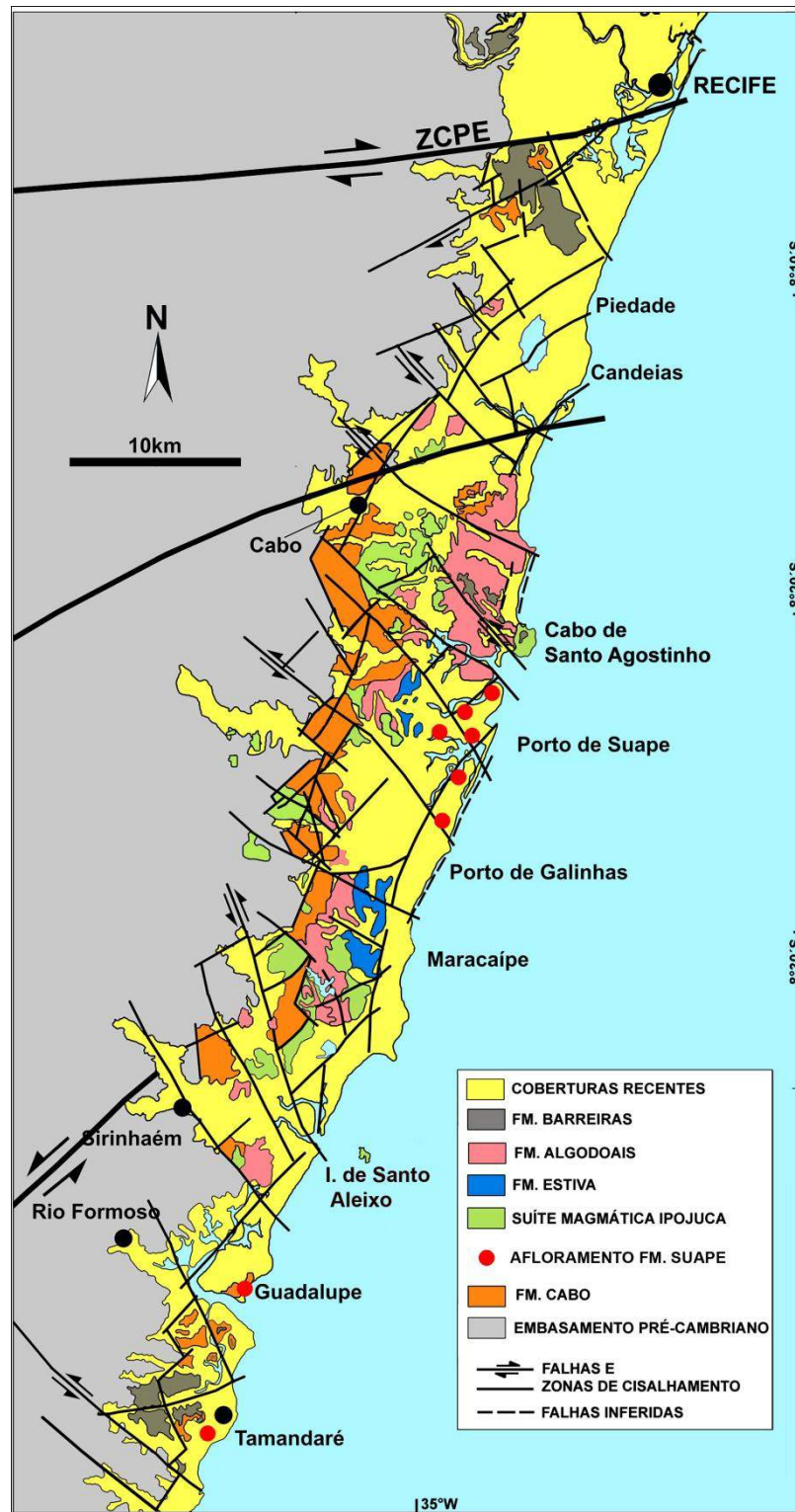


Figura 24 – Mapa Geológico da faixa costeira da Bacia de Pernambuco, com os locais onde foram definidos afloramentos da Formação Suape (pontos vermelhos).

7.2 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO SUAPE

A partir dos perfis estratigráficos-sedimentológicos realizados nos oito afloramentos da Formação Suape, foram identificadas 20 Litofácies que compõem as associações de fácies características desta unidade. A Tabela 8 apresenta as principais características destas Litofácies e sua localização. As descrições dos afloramentos encontram-se a seguir.

Tabela 8 – Quadro descritivo das Litofácies da Formação Suape

FÁCIES	LITOTIPOS	ESTRUTURAS	AMBIENTE	AFLOREAMENTOS
Abr	Arenitos grossos com fragmentos de basalto e riolito	---	Lacustre raso	FS-01
Agm	Arenito grosso, arcóseo, esbranquiçado, com mosqueamento avermelhado	---	Fluvial	FS-02 / FS-03/ FS-04 / FS-05
Amg	Arenito médio a grosso esbranquiçado, com seixos e mosqueamento avermelhado.	Estratificação Cruzada Acanalada	Fluvial	Fs-04
Age	Arenitos grossos	Estratificação Cruzada Acanalada	Fluvial	FS-03 / FS-04/ FS-07 / FS-08
Agv	Arenitos grossos, com fragmento de rocha vulcânica	---	Fluvial	FS-04 / FS-05
Arg	Arenitos com drapes de argila	Bioturbação	Fluvial	FS-06
Afpa	Arenitos finos com drapes de argilito	Aspecto Maciço com bioturbação	Fluvial	FS-06
Afm	Arenitos finos e esbranquiçados	Maciço	Fluvial	FS-07
Amm	Arenito fino gradando para argilito	---	Fluvial-lacustre	FS-05
Arga	Arenitos grossos, esbranquiçados	Maciço	Fluvial	FS-07
Fsm	Argilitos, marrom escuro (vulcânica alterada?)	Acamamento Tabular	Vulcanogênico	FS-01 / FS-04 / FS-05 /FS-07

Fsg	Argilitos com clastos de basalto Vulcânica alterada	Maciço	Vulcanogênico	FS-02
Fsml	Argilito laminado	Laminação plano-Paralelo	Lacustre raso	FS-07
Ams	Argilito intercalado com finas camadas de arenito	Maciço	Lacustre raso	FS-06
Ff	Argilito avermelhado, intercalado com folhelho cinza esverdeado	Maciço	Lacustre raso	FS-06
Ss	Siltito argiloso	Maciço	Lacustre raso	FS-06
Pa	Rocha piroclástica avermelhada brechosa	Disposição Caótica	Vulcanogênico	FS-08
Pb	Rocha piroclástica avermelhada	Disposição Caótica	Vulcanogênico	FS-02
Pc	Rocha piroclástica avermelhada	Disposição Caótica	Vulcanogênico	FS-01- FS-08
Pcc	Rocha Piroclástica argilosa	Disposição Caótica	Vulcanogênico	FS-02

7.3 - DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES

Fácies **Abr** - Arenito com fragmentos de basalto e riolito

Formada por arenitos grossos, arcóseos, contendo fragmentos de basalto, riolito e fragmentos líticos. Apresenta alguns nódulos formados por oxidação. Apresenta de forma geral coloração cinza esbranquiçada, mal selecionado e fábrica com aspecto caótico. Localmente os fluxos de grãos finos parece envolver os clastos, fornecendo a ideia de fluxo, no entanto estas feições são incipientes. Esta fácies representa fluxos piroclásticos, pouco soldados, com possível retrabalhamento de rochas pré-existentes.

Fácies **Fsg** - Argilito com clastos

Composta por argilitos maciços de coloração avermelhada contendo grãos dispersos de quartzo, feldspato e clastos pequenos de basalto e riolito, de provável origem vulcanoclástica.

Fácies **Agm** - Arenito grosso

Formada por arenitos médios a grossos, arcóseos, de coloração esbranquiçada e com presença de um mosqueamento de coloração avermelhada, moderadamente selecionado. Estes arenitos contém grãos subangulosos, e não apresentam estratificação aparente.

Fácies **Age** - Arenitos Grossos com Estratificação Acanalada

Esta fácies é representada por arenitos médios a grossos, contendo grânulos e seixos dispersos na matriz, com Estratificação Cruzada Acanalada de pequeno porte e geometria lenticular. Estes arenitos são quartzosos, arcoseanos apresentam má seleção granulométrica, e tem coloração esbranquiçada. Em alguns níveis apresentam um mosqueamento avermelhado

Fácies **Arga** - Arenito / Argilito maciço

Formada por arenitos grossos, esbranquiçados, maciços com intercalações de argilitos avermelhados. É possível que estas camadas delgadas de argilito avermelhado tenham se formado devido a alteração de corpos formados por cinzas (*ash fall*) provenientes de erupções contemporâneas a deposição dos arenitos.

Fácies **Afm** - Arenito fino e maciço

Formada por corpos de arenito fino, de coloração esbranquiçada e bem selecionados, maciço, com geometria tabular.

Fácies **Amm** - Arenito fino

Formada por corpos de arenito fino gradando para argilito, de coloração branco avermelhado e bem selecionados, maciço, com geometria tabular.

Fácies **Agv** - Arenito grosso com fragmentos de rochas vulcânicas

Formada por arenitos grossos com fragmentos de rochas de origem vulcânica, com coloração esbranquiçada, apresenta níveis com um mosqueamento avermelhado. Não apresenta estruturas.

Fácies **Arg** - Arenito / Argilito

Composta por arenitos médios a finos, esbranquiçados, maciços com intercalações de argilitos avermelhados, com textura gradacional e bioturbação. É possível que as intercalações argilosas sejam resultante da alteração de camadas de cinzas vulcânicas (*ash fall*).

Fácies **Afpa** - Arenito fino com *drapes* de argilito

Representada por arenitos com granulometria fina a média, bem selecionados, com presença de estratificação plano-paralela e estratificação cruzada acanalada, contendo bolas de argila, com alguns *drapes* areno-argilosos. Em alguns níveis é possível observar bioturbação, possivelmente dos icnogêneros *Skolithos* e *Arenicolites*.

Fácies **Ff** - Argilito / Folhelho

Composta por ritmito de argilito maciço de cor avermelhada e folhelhos de coloração cinza esverdeada provavelmente originados pela alteração de camadas de cinza vulcânica (*ash fall*).

Fácies **Fsml** - Argilito laminado

Formada por argilitos com finas laminações de coloração vermelha e branca, e com grãos finos de quartzo e feldspato dispersos. Camadas com geometria tabular e concordante com as superfícies limitantes.

Fácies **Fsm** - Argilito

Representada por argilitos maciços de coloração marrom escura com geometria tabular, provavelmente resultantes da alteração de material vulcânico na forma de derrames (Traquito?).

Fácies **Ams** - Argilito / Arenito maciço

Representada por argilitos maciços de coloração avermelhada com grãos finos dispersos na matriz, intercalados com arenitos grossos, esbranquiçados apresentando estratificações cruzadas cavalgantes.

Fácies **Pc** – Piroclástica

Esta fácies é formada por arenitos conglomeráticos, arcóseos, com matriz de origem vulcanogênica, com blocos rochosos arredondados a subangulosos, mal selecionados, coloração cinza e avermelhado e estrutura caótica. A granulometria varia de muito grossa a grossa, quando intercalada com arenitos. Apresenta uma matriz argilosa. Esta fácies foi interpretada por esta pesquisa como resultado do depósitos de *Lahar*.

Fácies **Pcc** - Rocha Piroclástica (Tufos)

Representada por arenitos grossos a muito grossos, arcóseos, com matriz de origem vulcanogênica, com blocos rochosos arredondados a subangulosos, mal selecionado, coloração cinza e avermelhado e estrutura caótica. É possível que esta Fácies represente rochas com matriz de origem tufácea, alterada e por isso apresenta um aspecto mais argiloso.

Fácies **Pb** - Rocha Piroclástica com bombas

Representada por arenitos finos a grossos, arcóseo, com mosqueamento avermelhados, com grãos de quartzo e feldspatos muito grossos, clastos subarredondados a subangulosos de basalto e riolito e fragmentos de rochas piroclásticas. Em vários níveis foram observadas estruturas formadas por bombas com forma tipo *cauliflower*. A granulometria da matriz apresenta má seleção, coloração avermelhado e estrutura caótica. Ocorrem intercalações de argila, que provavelmente tem origem na alteração de camadas de cinzas (*ash fall*). A matriz apresenta característica de fluxo piroclástico detrítico, e as bombas indicam depósito de queda.

Fácies **Pa** - Rocha Piroclástica brechosa

Representam depósitos piroclásticos de coloração marrom avermelhada compostos por uma matriz arenosa de granulação grossa e abundantes fragmentos de rochas vulcânicas com aspecto anguloso. Esses fragmentos apresentam uma variação no tamanho chegando a > 256 mm, dispersos na matriz

A pesquisa considerou que estes corpos representam fluxos detríticos, piroclásticos de maior energia, possivelmente associados a proximidade de centros de vulcanismo.

Fácies **Ss** - Siltito Argiloso

Formada por siltitos argilosos com acamamento plano paralelo, de coloração creme avermelhada. As camadas apresentam geometria tabular.

7.4 - DESCRIÇÕES DOS AFLORAMENTOS

7.4.1 - Afloramento FS-01

O afloramento FS-01, está localizado em um corte de estrada na TDR Sul, área do porto de SUAPE, com 18 metros de altura e aproximadamente 100 metros de comprimento. (Fig. 25). No afloramento FS-01 a Formação Suape apresenta espessos pacotes de arenitos maciços com aproximadamente 6 metros de espessura intercalados com argilitos e rochas piroclásticas originadas por fluxos, localizados na porção média e no topo da sucessão. As superfícies de contato das camadas são planares e não-erosivas. Para essa seção foram identificadas as Litofácies **Pc**, **Fsm** e **Abr**.

O perfil estratigráfico elaborado a partir deste afloramento encontra-se na Figura 26.

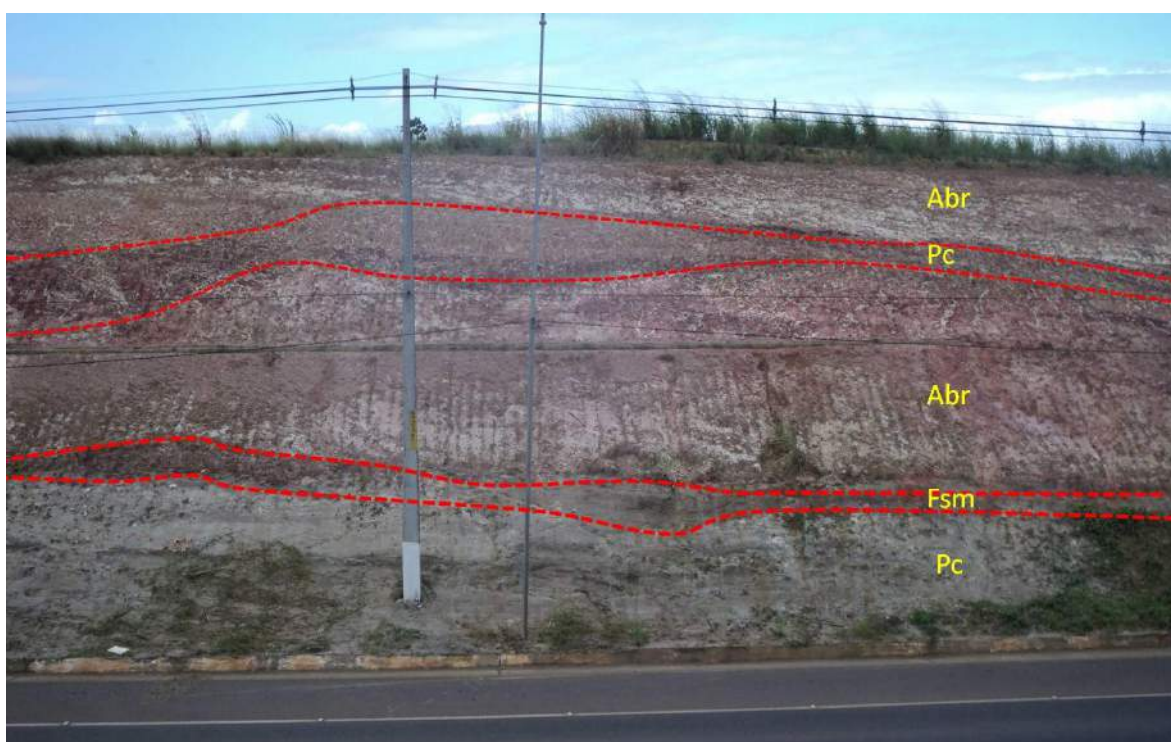


Figura 25 – Visão geral do Afloramento FS-01 e indicação das Litofácies identificadas. As linhas vermelhas marcam as superfícies que delimitam dois corpos de rochas piroclásticas, possivelmente formadas por fluxo e queda de cinzas, contendo fragmentos de rochas vulcânicas retrabalhadas.

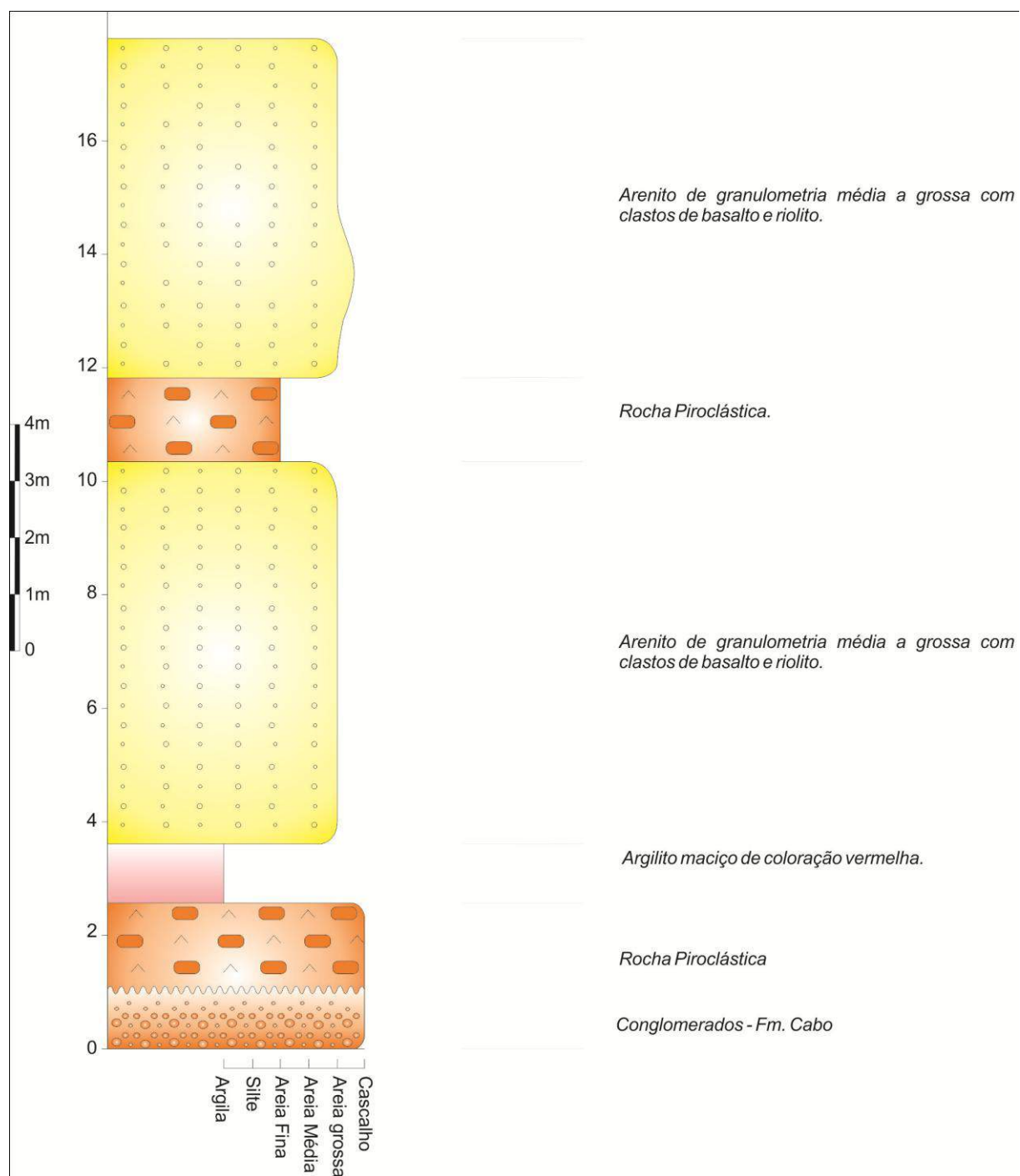


Figura 26 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-01, localizado na TDR-Sul, dentro do complexo de SUAPE. A associação de fácies encontrada é adota pela pesquisa como característica dos depósitos da Formação Suape.

O afloramento FS-01 apresenta um contato de caráter erosivo entre as Formações Cabo e Suape (Fig.27). Os conglomerados da Formação Cabo ocorrem na base do afloramento e acima deles ocorrem as rochas piroclásticas intercaladas aos depósitos fluviais da Formação Suape, que representam um possível registro da sin deposição dessa unidade com o vulcanismo gerador da SMI. É importante ressaltar que existe em muitos casos dificuldade em identificar depósitos produzidos por derrames, fluxos e queda de cinzas, quando estes estão muito alterados. Nos estratos da Bacia de Pernambuco, observou-se que camadas tufáceas, que possivelmente contiveram cinzas e vidro vulcânico, além do material detrítico, a partir da alteração, podem ser confundidas com arenitos grossos argilosos, como tem sido descrito na literatura sobre os depósitos sedimentares da bacia.

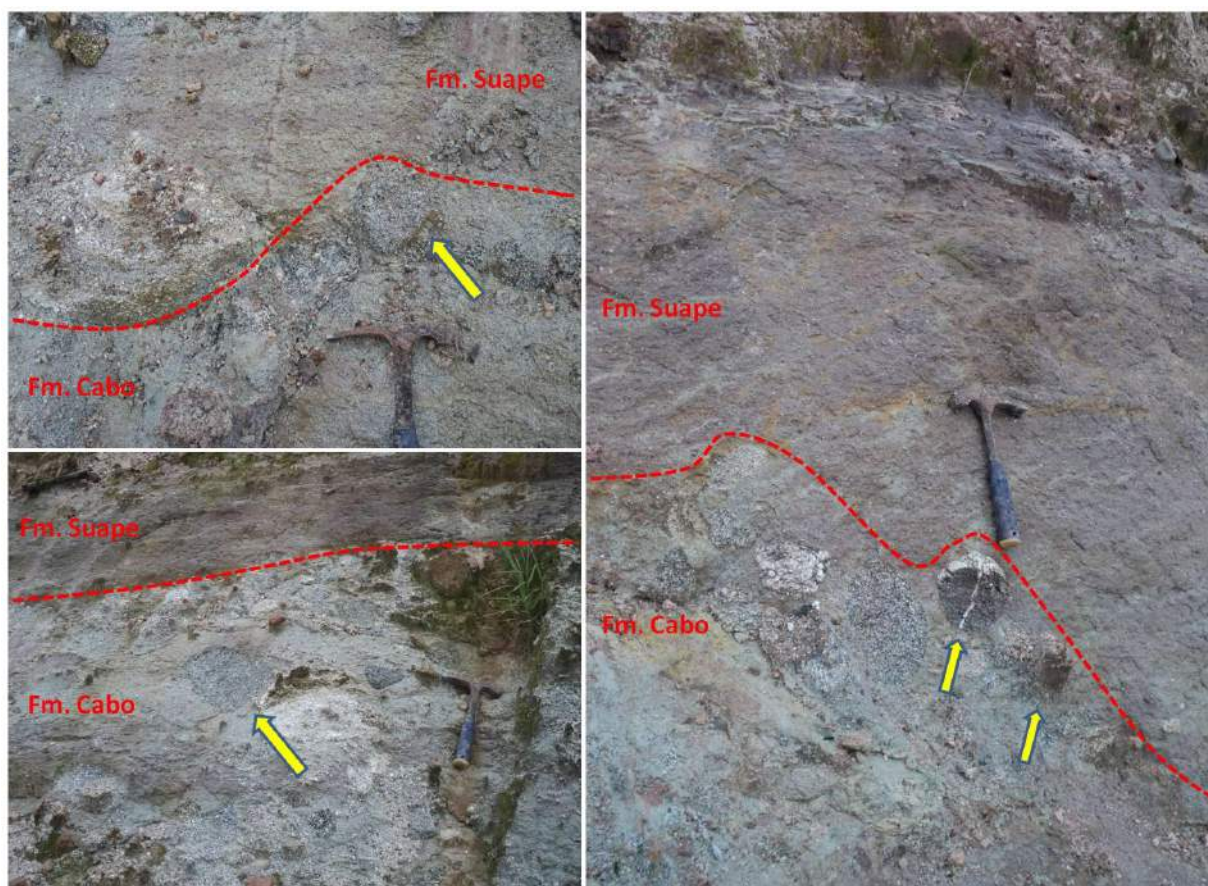


Figura 27 – Detalhe do afloramento FS-01 onde é possível observar os conglomerados da Formação Cabo localizados na porção basal da seção. A linha vermelha tracejada marca a discordância entre as Formações Cabo e Suape e as setas amarelas indicam os conglomerados arredondados da Formação Cabo. Acima da discordância estão localizados as rochas vulcanoclásticas da Formação Suape.

7.4.2) Afloramento FS-02

O afloramento FS2 está localizado no estrada TDR Sul, a 300 metros do afloramento FS-01 (Fig. 28). O afloramento tem cerca de 18 metros de altura e 150 metros de extensão. É composto de intercalações de rochas piroclásticas com corpos de arenitos grossos e arcóseos e argilitos de provável origem vulcânica (depósito tipo *surge*). Apesar de as camadas apresentarem formas tabulares, os corpos de rochas piroclásticas apresentam contato irregular e as vezes erosivo. Para essa seção foram identificadas as Litofácies: **Pb**, **Pcc**, **Fsg** e **Agm**. O perfil estratigráfico elaborado a partir deste afloramento encontra-se na Figura 30.

É possível que ambos os afloramentos FS-01 e FS-02 indiquem a proximidade de um centro de vulcanismo, devido a espessura dos depósitos vulcanogênicos. (Fig. 29).

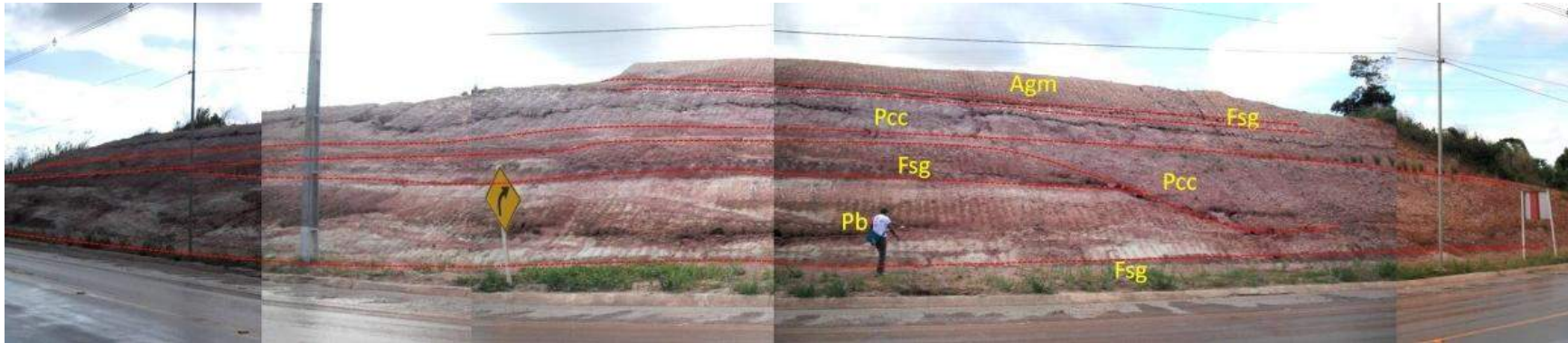


Figura 28 – Visão geral do afloramento FS-02, na TDR Sul de SUAPE. Na foto estão demarcadas as fácies identificadas.

O afloramento FS-02 apresenta feições características de depósitos de origem piroclástica. As bombas, que indicam o transporte por queda, são observadas na base e no topo do afloramento, apresentam forma oval e são encontrados no meio de um arcabouço grosso, arcóseo, com mosqueamento avermelhado (Fig. 29 a – b). Ainda ocorrem nesse afloramento depósitos originados por fluxo piroclástico, exibindo uma matriz tufácea, detrítica, com muitos blocos angulosos de riolito e basalto. (Fig. 29 c – d)

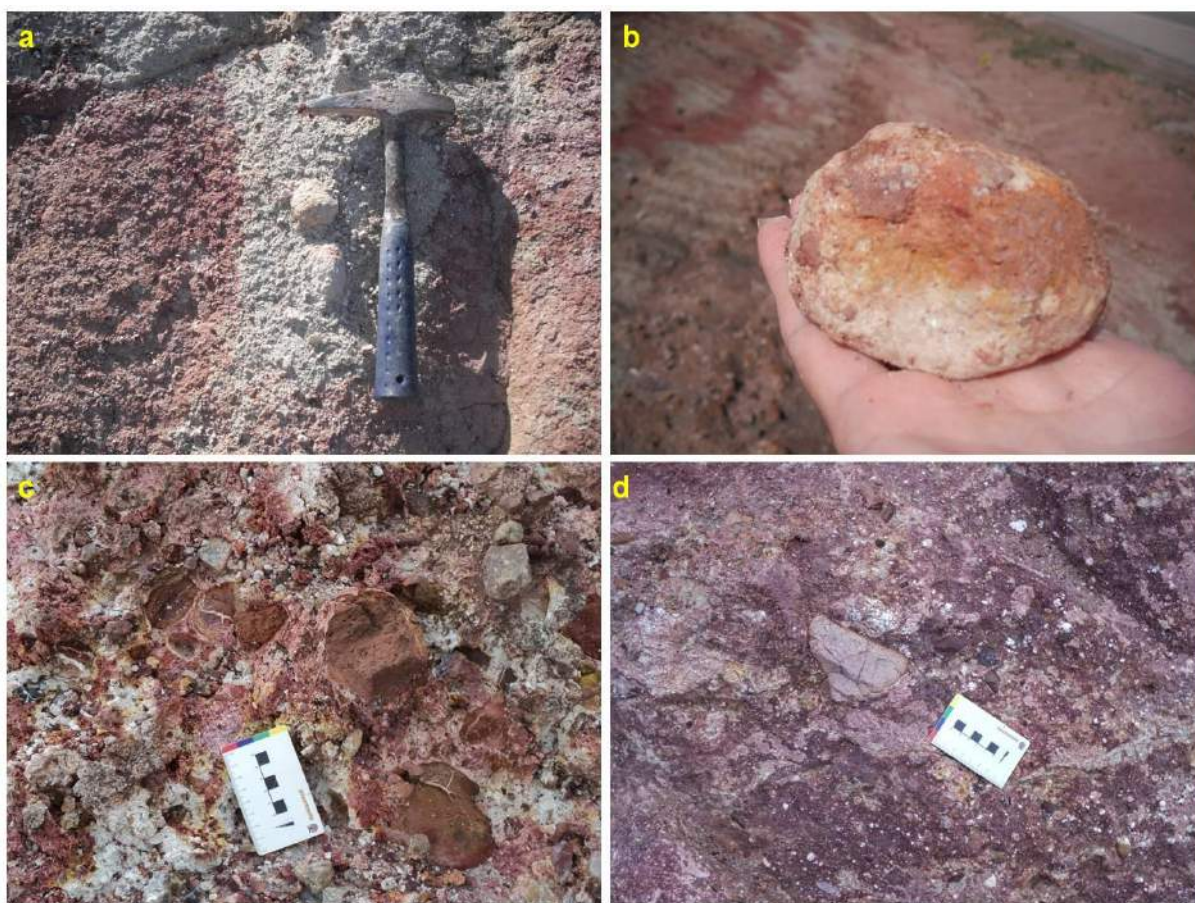


Figura 29– Detalhes do afloramento FS-02. a) Depósito de fluxo e *surge* intercalados com arenitos grossos, arcóseos, com mosqueamento avermelhados. b) Detalhe de um bomba piroclástica. c) Detalhe do afloramento, onde o corpo de rocha piroclástica exhibe matriz tufácea, detrítica com muitos blocos angulosos a subangulosos de riolito. d) Detalhe da porção superior do afloramento, onde é possível observar a matriz da rocha, composta de material alterado contendo blocos angulosos alterados de riolito e de basalto.

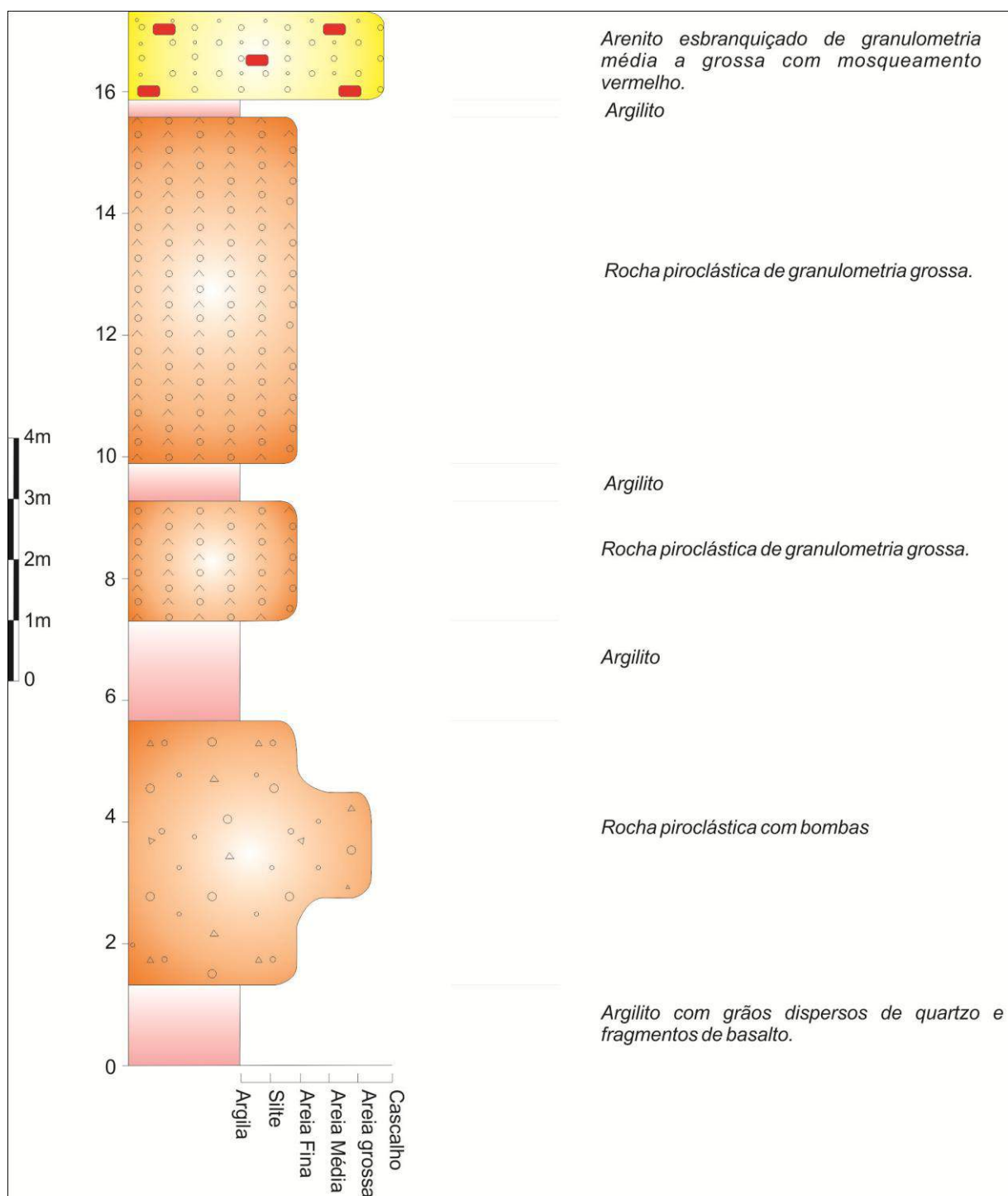


Figura 30– Perfil estratigráfico do afloramento FS-02, localizado na TDR-Sul, dentro do complexo de SUAPE. A associação de fácies interpretada é considerada como característica dos depósitos da Formação Suape.

7.4.3) Afloramento FS-03

O afloramento FS-03 está localizado no Engenho Muribeca, próximo a cidade de Porto de Galinhas. As rochas aflorantes neste local foram interpretadas como pertencentes as formações Cabo e Suape (Fig. 31). Entre as duas unidades ocorre um contato erosivo, na base do afloramento que forma uma colina de médio porte. No topo da seção foi observada uma camada formada por rocha vulcânica, de aspecto maciço argiloso, possivelmente formada por derrame, que encontra-se completamente alterada com coloração avermelhada. O contato dessa camada também é erosivo. Este afloramento apresenta 18 metros de altura e 400 metros de largura (Fig. 31).

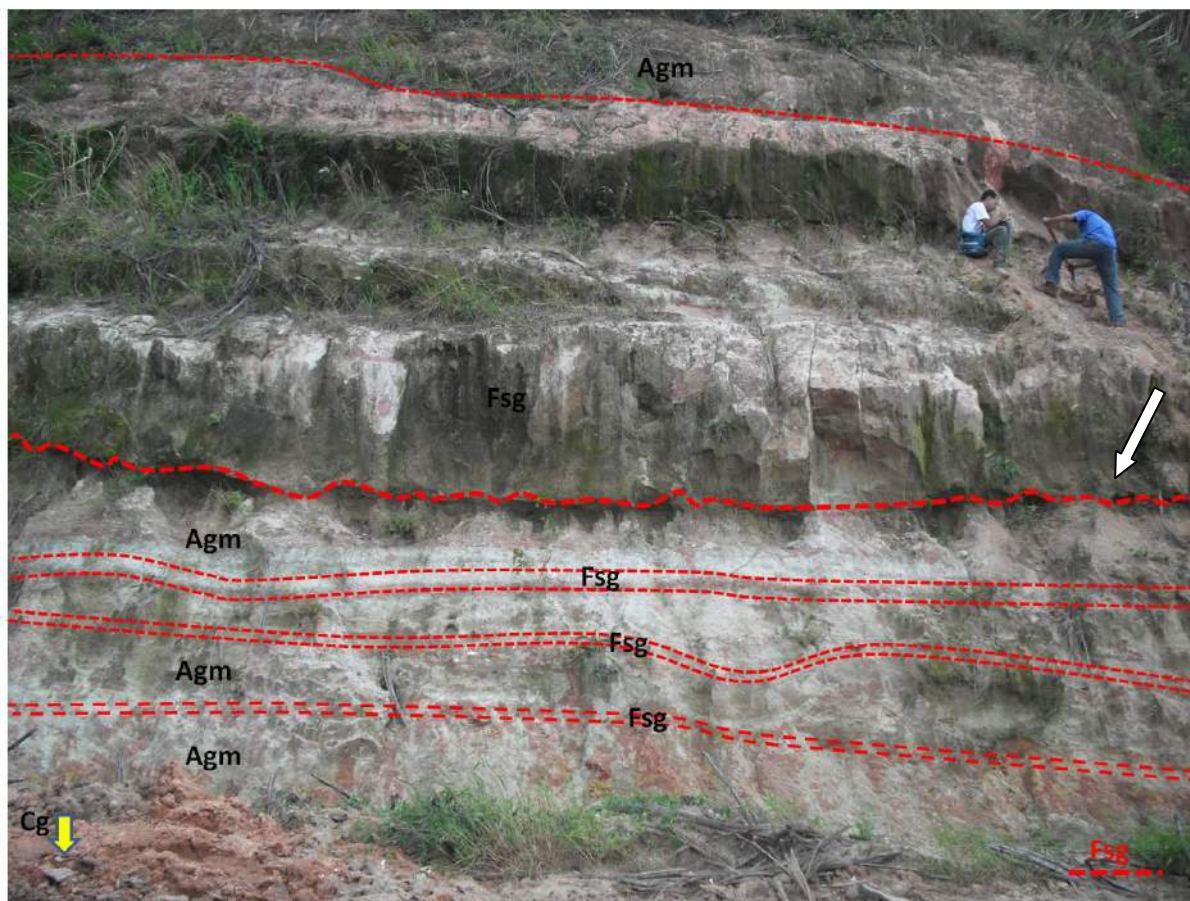


Figura 31 - Visão geral do afloramento FS-03, as Litofácies estão indicadas pelas linhas vermelhas e siglas. A seta amarela indica a localização da Formação Cabo, que está posicionada na base desse afloramento. A seta branca indica uma discordância erosiva entre uma camada de arenito (Agm) e um corpo de rocha vulcanoclástica (Fsg), de aspecto maciço.

A figura 32 mostra o perfil estratigráfico elaborado para este afloramento.

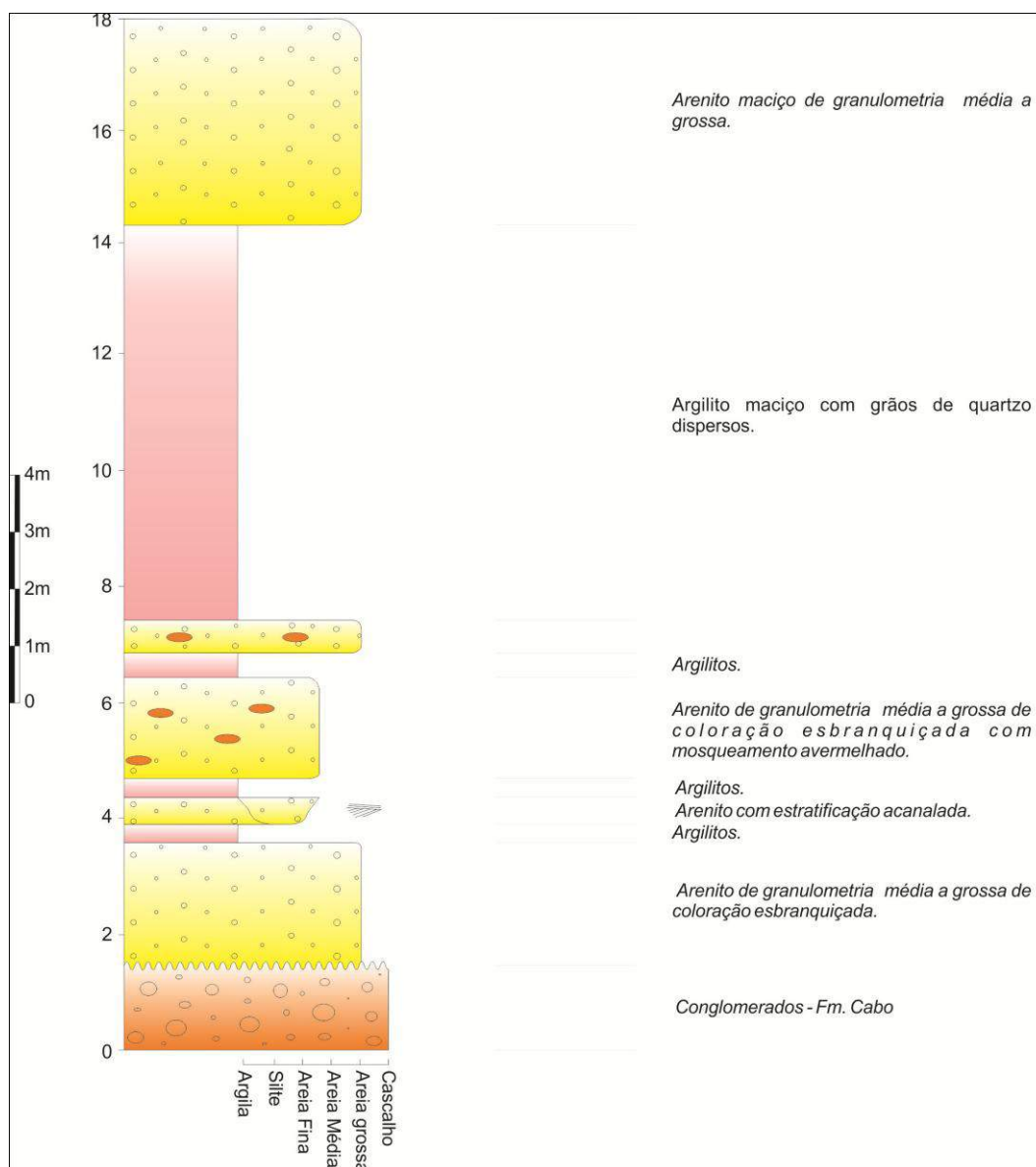


Figura 32 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-03, localizado no Engenho Muribeca. Apresentando na base uma discordância entre as Formações Cabo e Suape e intercalações entre arenitos e rochas vulcanoclásticas.

Os conglomerados da Formação Cabo apresentam-se imersos em uma matriz arenosa, arcósea, com seixos e matacões de rochas variando de arredondados a subangulosos. Os arenitos da Formação Suape são grossos, arcóseo, com um mosqueamento avermelhado intercalados com camadas argilosas e uma pequena estrutura de canal na base (Figura 33). Nesse afloramento foram identificadas as Litofácies **Fsg, Aga e Agm**.

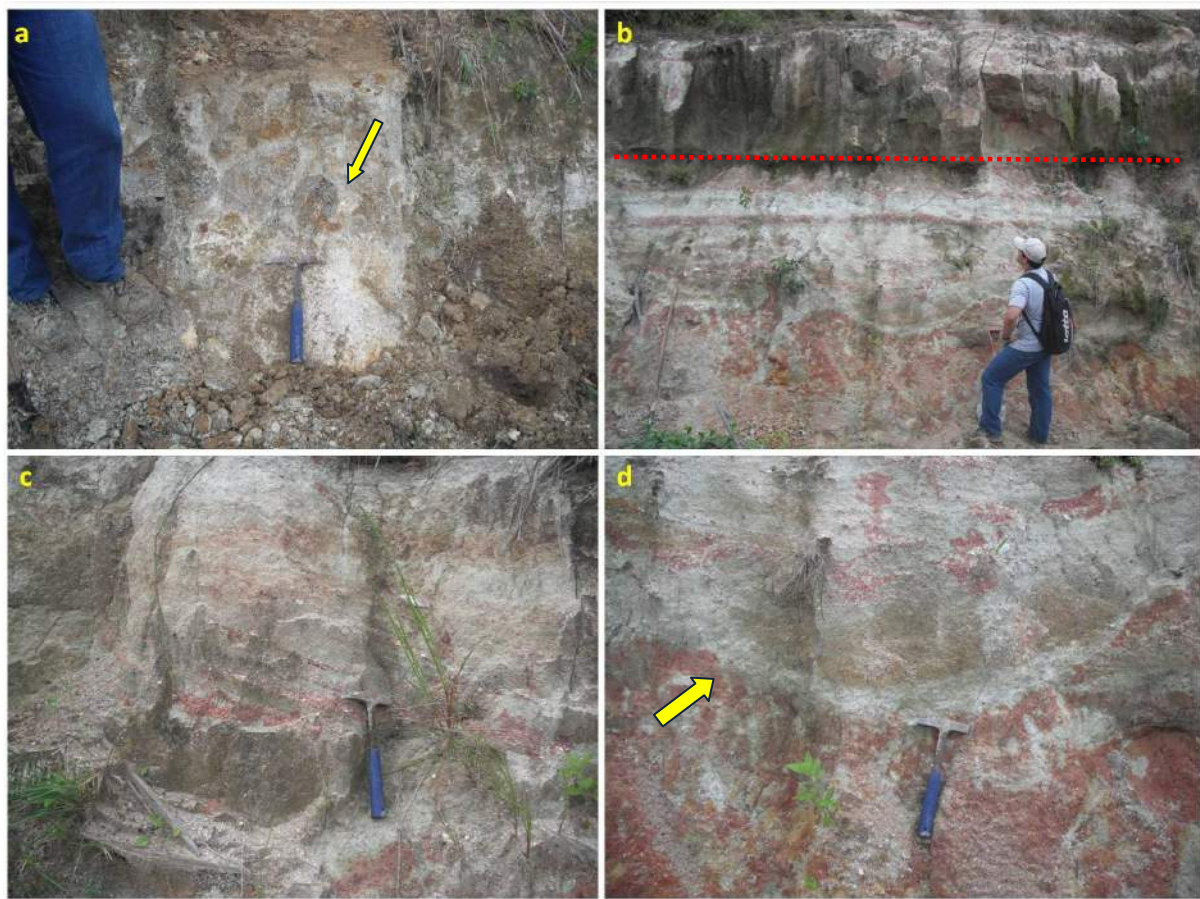


Figura 33 – Detalhes do afloramento FS-03. a) Detalhe da Formação Cabo, conglomerado, que ocorre na porção inferior da seção, logo abaixo da discordância que separa esta unidade da Formação Suape. A seta indica um conglomerado. b). Nota-se a deposição de um corpo tabular indicada pela linha vermelha tracejada de provável origem vulcânica. c) Detalhe dos depósitos posicionados logo acima da Formação Cabo, que preenchem a superfície irregular que marca a discordância com indicações de erosão. É possível que os depósitos que preenchem estas escavações já apresentem influência vulcanoclástica. Na foto observa-se estratificações formadas pelo imbricamento de fragmentos de rochas vulcânicas alteradas, de cor branca; d) Detalhe de escavação formada pela superfície de discordância indicada pela seta amarela, preenchido com rocha possivelmente piroclástica.

7.4.4) Afloramento FS-04

O afloramento FS-04 localiza-se na estrada de acesso a cidade de Tamandaré. Essa seção caracteriza-se por intercalações de arenitos com camadas de argila, de cor avermelhada, que possivelmente representam rochas vulcânicas alteradas (Fig. 34). O topo da seção apresenta derrames de rochas ígneas, possivelmente traquito. Outro pulso de rocha vulcânica parece ocorrer sobre o nível de traquito, de forma discordante e tem caráter ácido, mas que devido à alteração sofreu processo de argilização e apresenta um mosqueamento intenso com nódulos avermelhados (Figs. 35). A idade e posição estratigráfica desse derrame ácido não foram discutidas nesta pesquisa. Este vulcanismo pode estar relacionado ao vulcanismo ácido descrito por Lima Filho (1998), e cuja idade ainda é desconhecida.

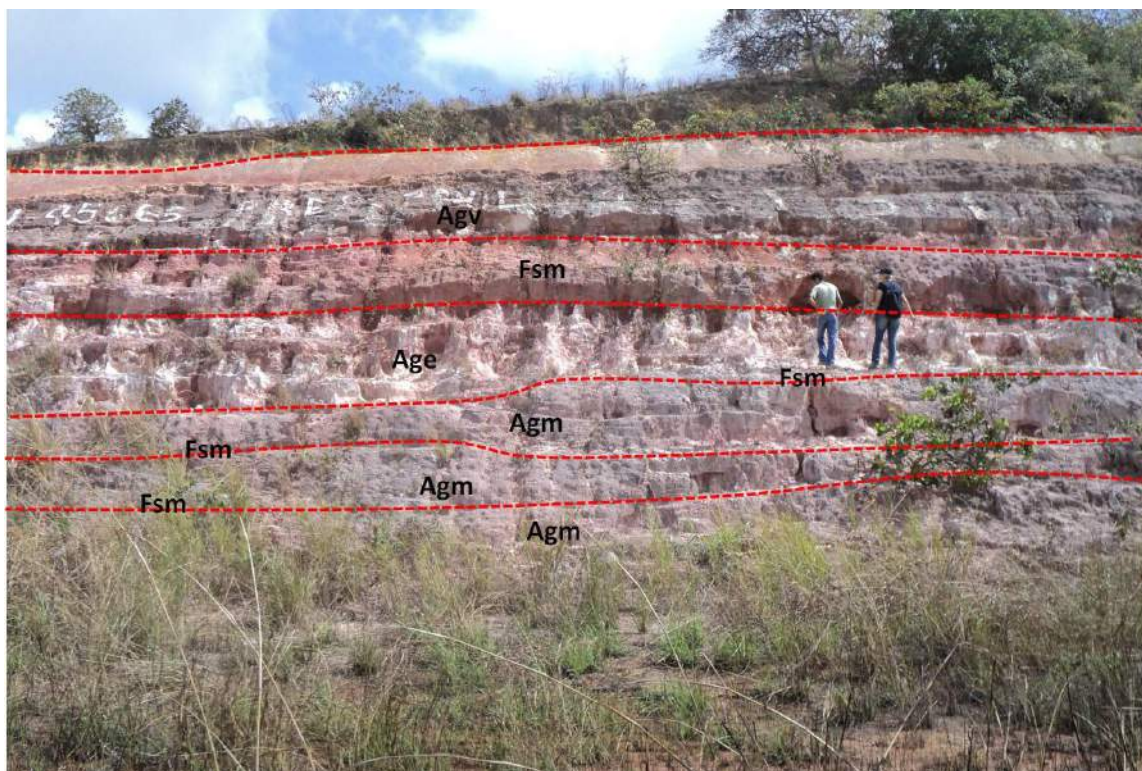


Figura 34 – Visão geral do afloramento FS-04, localizado na estrada de Tamandaré. As linhas vermelhas e siglas indicam a definição das litofácies identificadas.

O afloramento FS-04 possui aproximadamente 16 metros de altura e 100 metros de extensão (Fig. 35). Os depósitos apresentam uma geometria tabular, embora os níveis de argila, de provável origem vulcanogênica apresentem maior irregularidade no topo e base das camadas. O afloramento apresenta falhamentos que afetou todos os depósitos devendo ter idade

paleógena (?). Nesse afloramento foram identificadas as fácies **Age**, **Fsm**, **Agm** e **Agv** (Figs. 35). A figura 36 mostra o perfil estratigráfico elaborado para este afloramento.

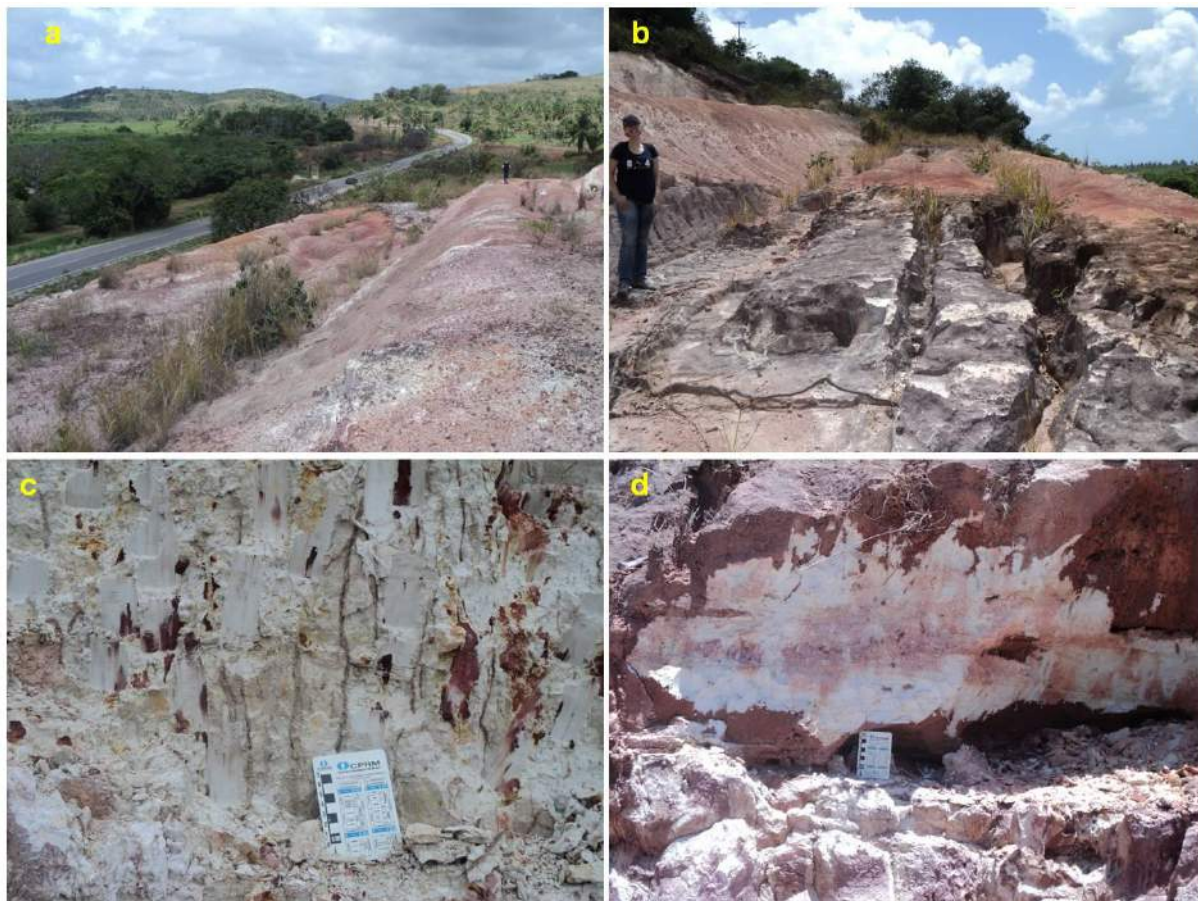


Figura 35 – Detalhes do afloramento FS-04. a) Detalhe do corpo de rochas vulcânicas básicas, de cor marrom escuro, no topo da seção. b) Detalhe das falhas que afetam o afloramento, apresentando mergulho quase vertical e direção NE. c) Detalhe da rocha vulcânica ácida que ocorre no topo do afloramento, e tem aspecto maciço, com mosqueamento avermelhado, produzido pela alteração diagnética. d) Arenito médio a grosso, com fragmentos de rochas de origem vulcânica.

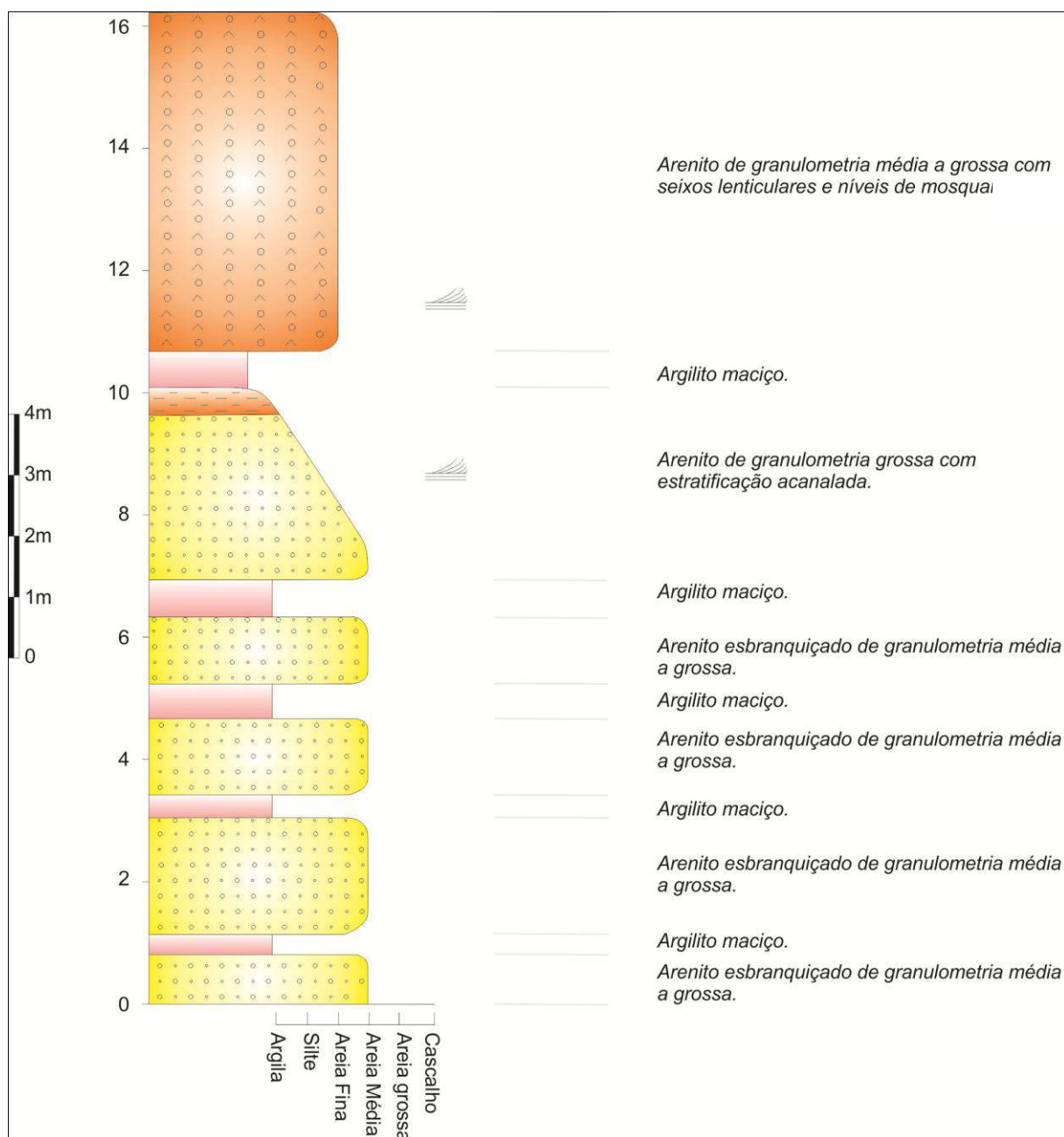


Figura 36 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-04, localizado na estrada de acesso a Tamandaré. Nesta localidade as rochas vulcanoclásticas e vulcânicas apresentam expressiva contribuição.

7.4.5) Afloramento FS-05

Esse afloramento localiza-se na estrada de acesso ao Estaleiro Atlântico Sul (EAS). O afloramento apresenta 11 metros de altura e 300 metros de extensão. Foram reconhecidas as fácies **Agm**, **Amm**, **Fsm** e **Agv** (Fig. 37). A seção apresenta estratos granodecrescentes de arenitos com intercalações de argilitos contendo grãos finos e localmente micáceos, até argilitos maciços de provável origem vulcanogênica (traquito?) alterados. No topo da seção ocorre uma discordância, e acima desta ocorrem arenitos médios a argilosos, com níveis de retrabalhamento, de coloração esbranquiçada. Esta pesquisa interpreta que estes depósitos de arenitos esbranquiçados, com níveis caulínicos podem pertencer a Formação Algodoads (Lima filho, 1998), que estariam posicionados por discordâncias sobre depósitos da Formação Suape (Fig. 38). A figura 39 apresenta o perfil estratigráfico desta seção.

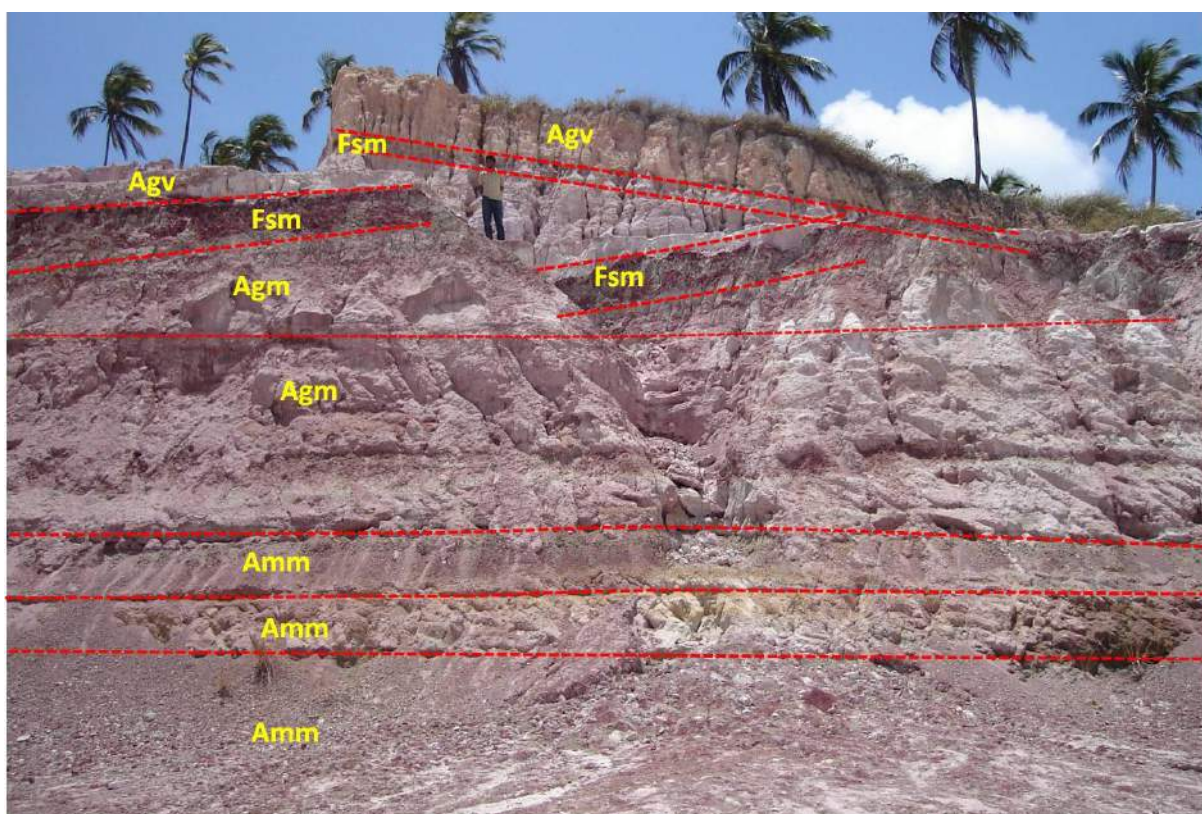


Figura 37 – Visão geral do afloramento FS-05. As linhas vermelhas e siglas indicam a definição das Litofácies. Observa-se o aspecto tabular das camadas como visto nos demais afloramentos da unidade Suape, com a intercalação de rochas vulcânicas, derrames e fluxos piroclásticos.



grãos angulosos. Observam-se algumas estratificações e mosqueamento produzido por bioturbação. A parte basal do arenito está em contato com um corpo de rocha vulcânica alterada (traquito?). b) Arenito médio na base até fino e siltoso no topo, contendo clastos e *drapes* de argila. Observam-se estratificações plano-paralelas e finas estratificações do tipo *ripples*; c) Rocha vulcânica alterada para argilito compacto de cor vermelha (traquito?) d) Vista de parte do afloramento onde ocorrem falhas e basculamento das camadas.

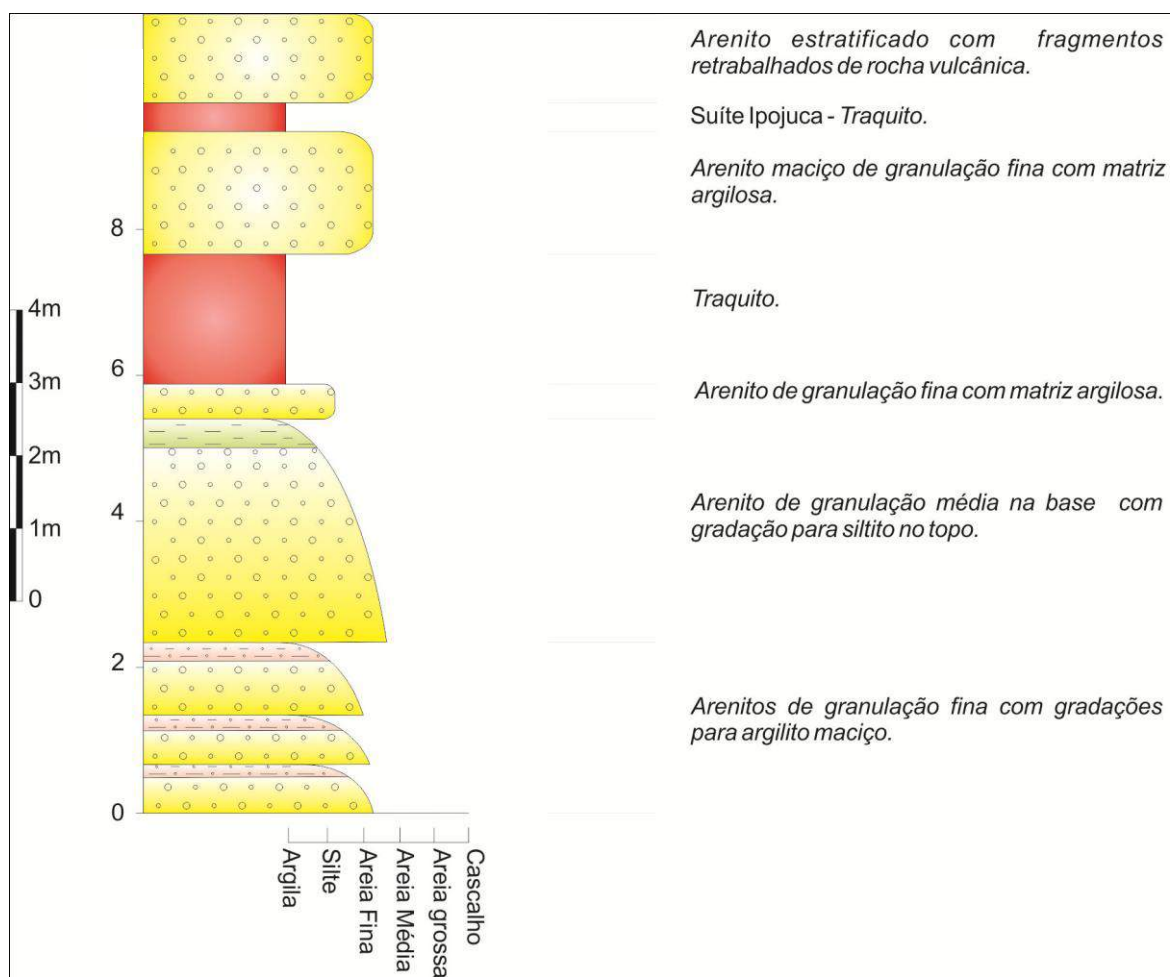


Figura 39 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-05, localizado na estrada de acesso ao estaleiro Sul.

7.4.6) Afloramento FS-06

O afloramento FS-06 está localizado na Praia de Guadalupe, litoral sul do município de Sirinhaén, Pernambuco. O afloramento apresenta cerca de 110 metros de extensão na forma de falésia praial, com aproximadamente 7 metros de altura (Fig. 40).

Os afloramentos da praia de Guadalupe já foram alvo de vários estudos (Lima Filho, 1998; Almeida, 2004), e em particular pelo que foi desenvolvido por Campelo (2004). Várias proposições já foram feitas para o ambiente deposicional de origem das rochas ali encontradas, fluxos gravitacionais, turbiditos, e estes também foram interpretados como a parte distal do sistema aluvial proposto como responsável pela deposição da Formação Cabo (Lima Filho, 1998, Almeida, 2004, Campelo, 2004).

Entretanto, Campelo (2004) sugeriu que estes depósitos seriam formados por corpos de arenitos, separados por folhelhos, (frequentemente vermelhos e verdes), e por níveis mais finos de siltitos intercalados com arenitos apresentando estratificações cruzadas acanaladas de médio porte.

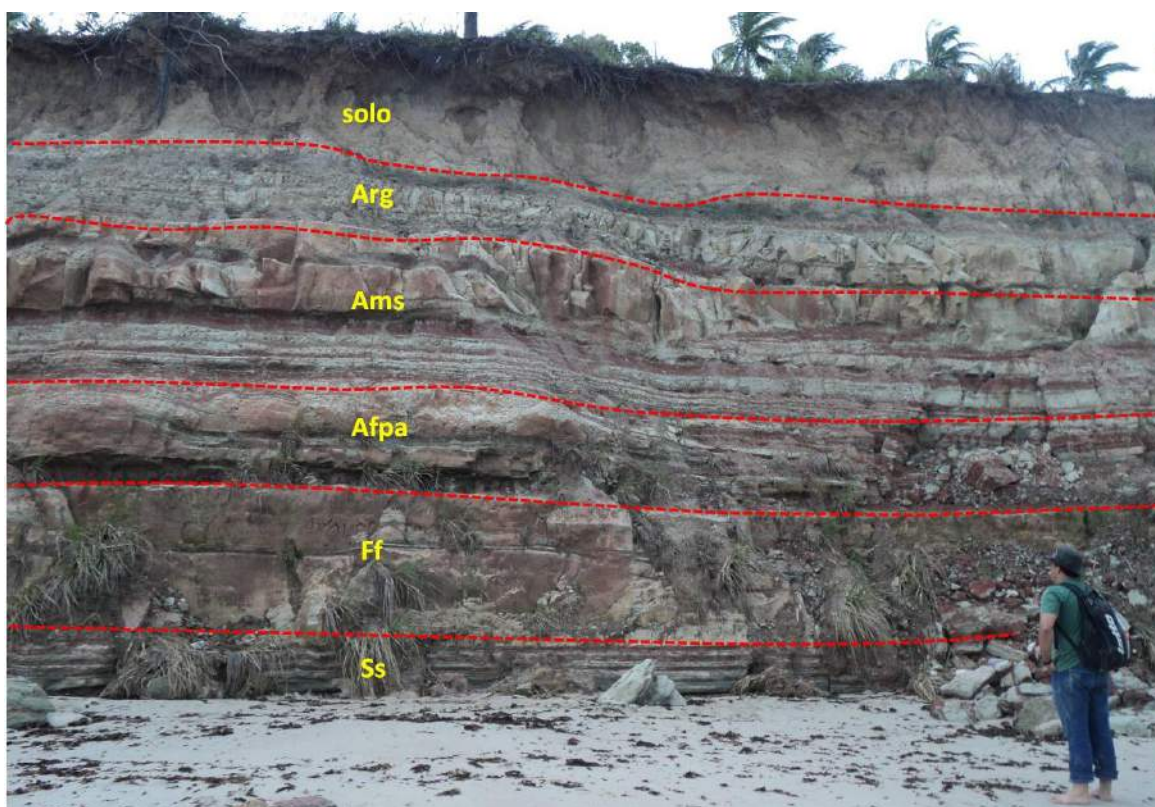


Figura 40 – Visão geral do afloramento FS-06, localizado na Praia de Guadalupe. As siglas e linhas vermelhas indicam a interpretação das litofácies. Nota-se o mesmo aspecto tabular das camadas, conforme visto nos demais afloramentos. Não são observadas feições de grande porte como canais.

Campelo (2004) sugeriu que estes depósitos representariam sedimentos depositados em planície de inundação, gradando para lagos rasos. Alguns níveis apresentam intensa bioturbação, com a presença dos *icnogêneros* *Tnahenidium*, *arenicolites* e *skolithos*. Vários níveis mostram a ação de sucessivos pulsos de inundação, com a formação de estruturas de *rip up*, e clastos de argila dentro dos arenitos. Ocorrem estratificações acanaladas, tabulares e plano-paralelas. Alguns corpos de arenito fino aparentam ser maciços, mas apresentam lineação de partição indicando deposição por tração, formando lençóis de areia. Fambrini *et al*, (2006) demonstrou que algumas camadas de argila exibem perturbação, causadas possivelmente por atividades sísmica de pequeno porte, o que induziu deformações dúcteis.

A presente pesquisa sugere que estes depósitos, de acordo com as feições observadas, pertencem à unidade Suape. Relacionada à fase rifte-II.

A interpretação faciológica feita por esta pesquisa esta mostrada figura 41. A figura 42 apresenta o perfil estratigráfico elaborado para esta seção.

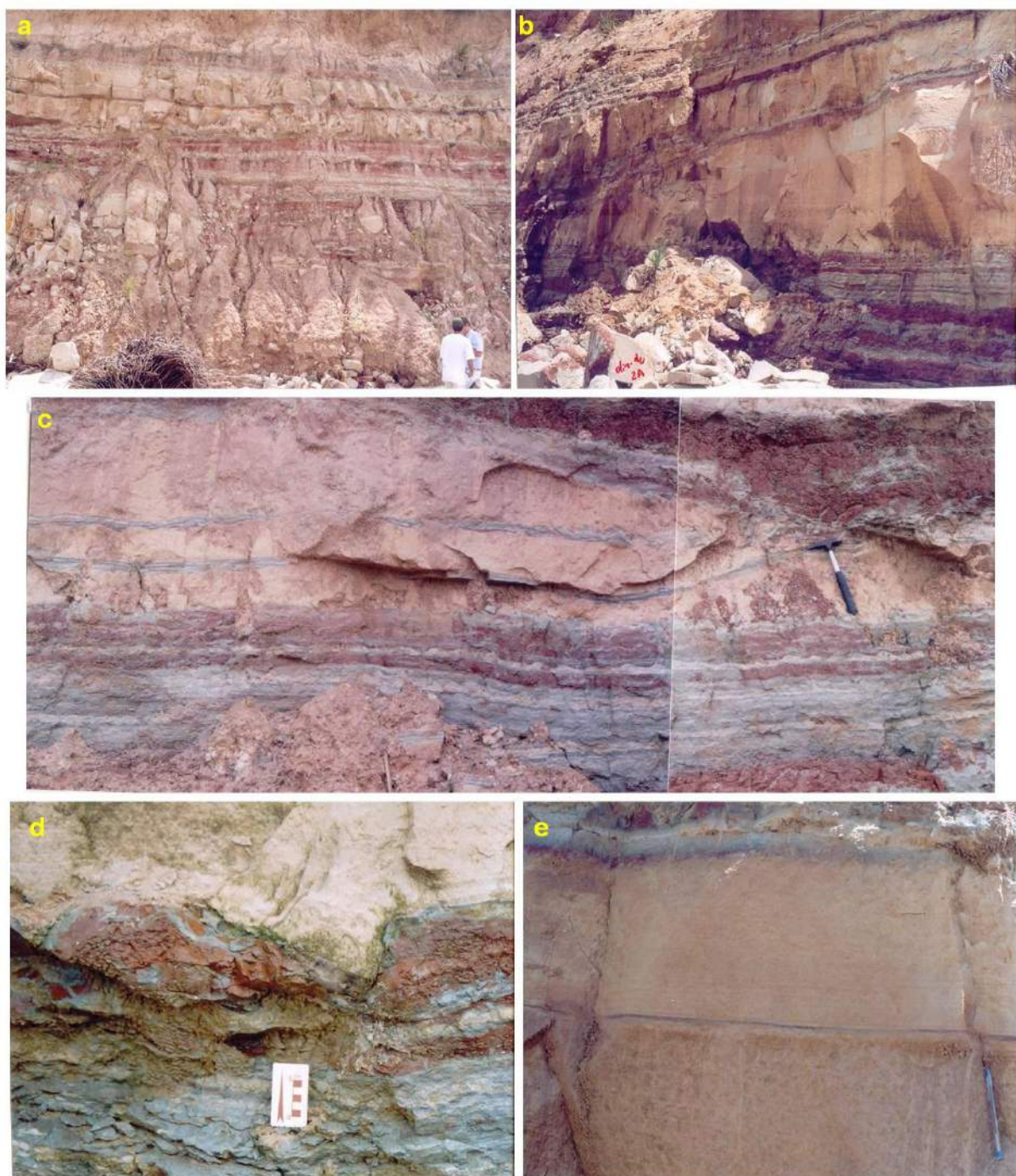


Figura 41 – Detalhes do Afloramento AF-06, na Praia de Guadalupe: a) Fácies Arg – arenitos com intercalações de argilitos; b) Fácies Ams – argilitos intercalados com arenitos; c) Fácies Afpa – arenitos exibindo *drapes* de argila, estruturas de carga e bioturbação argila, e estruturas de deformação ductil; d) Fácies Ff – argilitos intercalados com folhelho; e) Fácies Ss – siltitos maciço, com laminação plano-paralela e lineação de partição, contendo finas camadas de argila, intensamente bioturbado no topo.

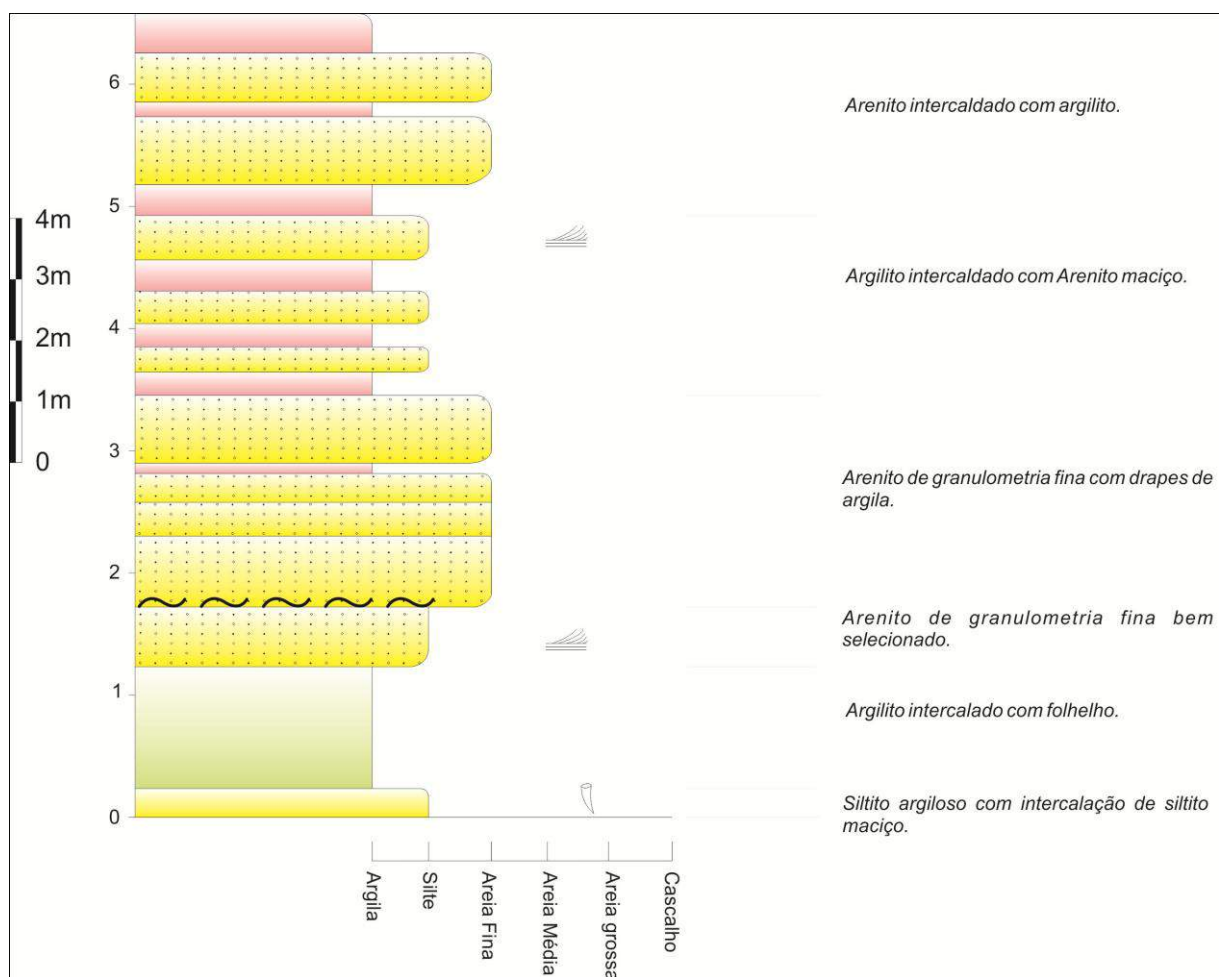


Figura 42 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-06 localizado na Praia de Guadalupe.

Como é observado que os depósitos do Albiano, pertencentes à Formação Suape, são contemporâneos da atividade vulcânica na bacia, é possível que alguns dos argilitos observados nesse afloramento, de coloração vermelha e apresentando aspecto maciço, represente a alteração de contribuição vulcanogênica, produzida pela queda de cinzas nos corpos de água rasa onde se depositaram esses sedimentos.

7.4.7 - Afloramento FS-07

O afloramento FS-07, localiza-se a norte de Tamandaré, próximo ao Rio Ariquindá. Neste local os depósitos da Formação Suape encontram-se em contato direto com o embasamento por meio de uma superfície de não conformidade. O embasamento é formado ali por um granito de textura média, bem alterado.

Assim como em outros locais, sobre os depósitos da Formação Suape, encontram-se depósitos arenosos, quartzosos, com grãos angulosos, esbranquiçados, apresentando mosqueamento e caulínicos. Estes depósitos estão separados da Formação Suape por discordância e foram interpretados como pertencentes a Formação Algodoais (Lima Filho, 1998).

Os depósitos da Formação Suape neste local apresentam granulometria variando de fina a grossa, arenitos e siltitos, e encontram-se intercalados com camadas de argilitos de coloração avermelhada, compactos, que foram interpretados como níveis de deposição de rochas vulcânicas, alteradas.

O afloramento tem 36 metros de altura e aproximadamente 300 metros de extensão. A pesquisa identificou as fácies **Fsm, Arga, Afm, Age** (Figs. 43 e 44).

Na Figura 43 está representado o perfil estratigráfico elaborado para esta seção.

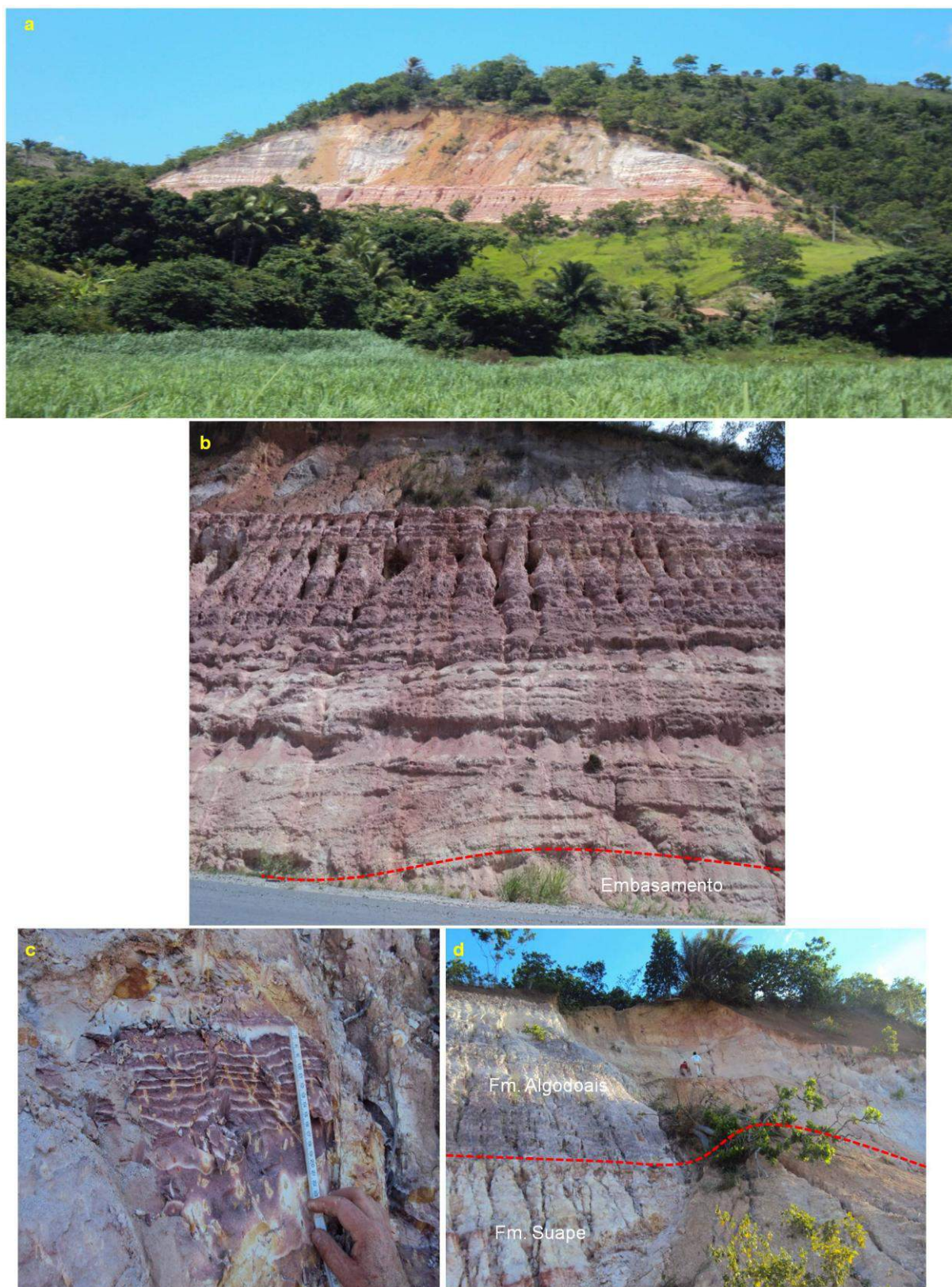


Figura 43 - a) Vista do corte onde foi analisado o afloramento FS-07, nas proximidades do Rio Ariquindá. b) Vista das camadas da Formação Suape, posicionadas sobre o embasamento (linha vermelha). Notas-se o mesmo aspecto tabular observado nos demais afloramentos da unidade, com a intercalação de arenitos e siltitos com rochas vulcânica e vulcanoclásticas; d) camada de rocha vulcânica alterada (traquito?); e) possível contato entre a Formação Suape e Formação Algodobais indicado pela linha tracejada.

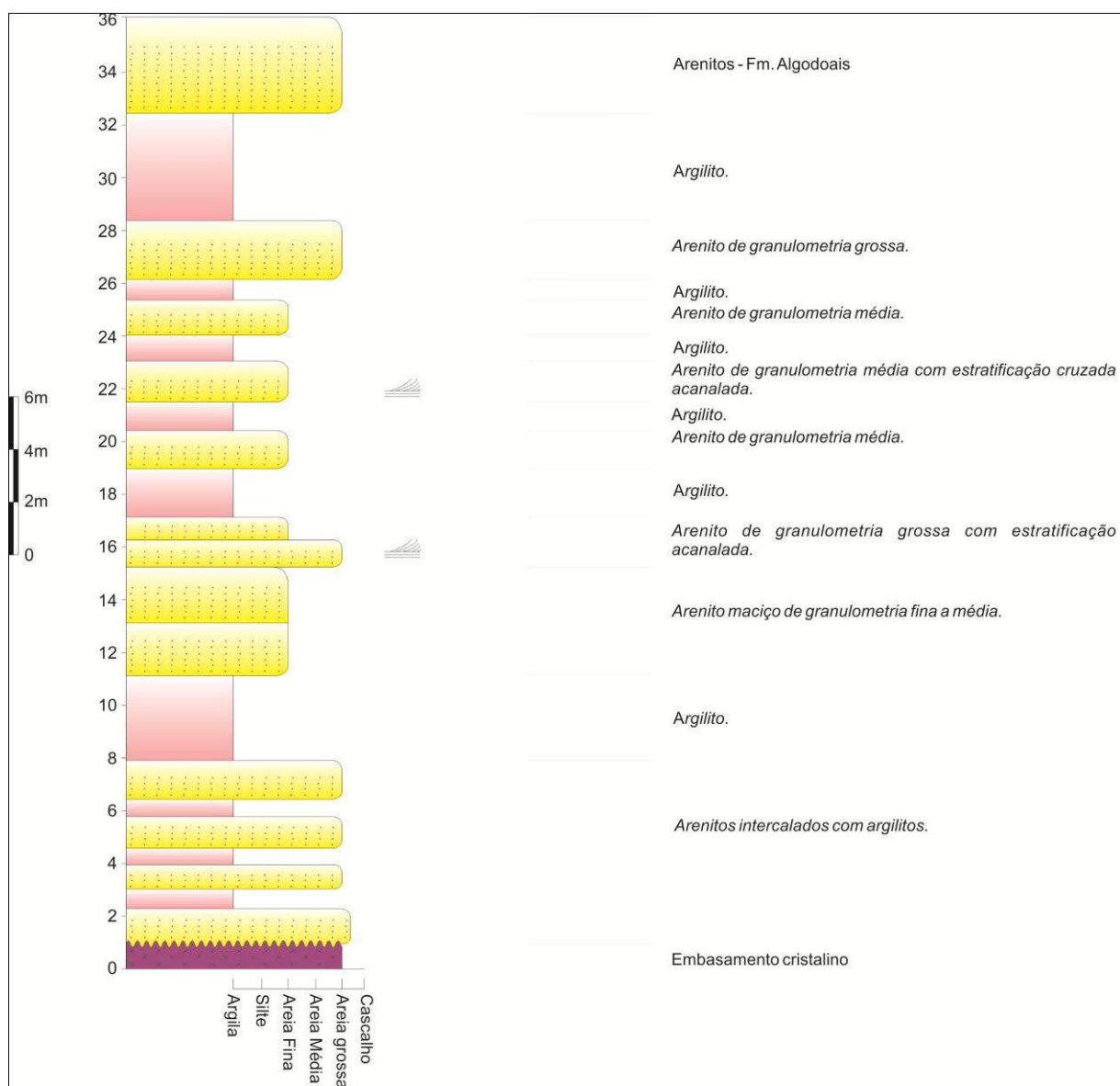


Figura 44 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-07. Localizado a norte da cidade de Tamandaré, próximo ao Rio Ariquindá.

7.4.8 - Afloramento FS-08

O afloramento FS-08 localiza-se na estrada de acesso a fábrica Granex, próxima ao porto de Suape. Este afloramento apresenta uma forte contribuição vulcanogênica, na forma de derrames e fluxos de detritos. O afloramento apresenta 350 metros de extensão e 13 metros de altura. Foram identificadas as fácies **Arga**, **Pc** e **Pa** (Figura 45).

A base da seção apresenta um derrame de grande porte formado por riolito (Fig. 46-a). Este derrame grada lateralmente para sedimentos que se encontram deformados, possivelmente pela ação de outros fluxos (46-b). Este pulso mais antigo de riolito se encontra cortado por diques verticais de riolito tardio (Fig.46-c). A porção sul do afloramento mostra que depois do fluxo de riolito foram depositadas algumas camadas de sedimento e em seguida outros pulsos vulcanoclásticos se intercalaram a estes sedimentos (46-d)

No topo da seção das rochas da Formação Suape ocorre uma brecha vulcânica, composta por fragmentos angulosos de riolito, e pouca matriz formada por um arenito cinza. Intercalado aos pulsos de depósitos vulcanoclásticos e vulcânicos, ocorrem depósitos de arenitos médios, de coloração vermelha a amarelado (Fig 45).

Na parte superior da seção, acima do último pulso de riolito, ocorre uma discordância erosiva, conforme observado nos outros afloramentos, e acima desta ocorrem depósitos arenosos, quartzosos, esbranquiçados, com níveis caulínicos e mosqueamento de coloração avermelhada a rosa. Estes arenitos exibem estratificações acanaladas de médio porte (Fig. 46-e). A pesquisa interpretou estes afloramentos como pertencentes a Formação Algoduais, posicionados por discordância sobre a Formação Suape (Fig. 46-f). A Figura 47 apresenta o perfil estratigráfico elaborado para esta seção.

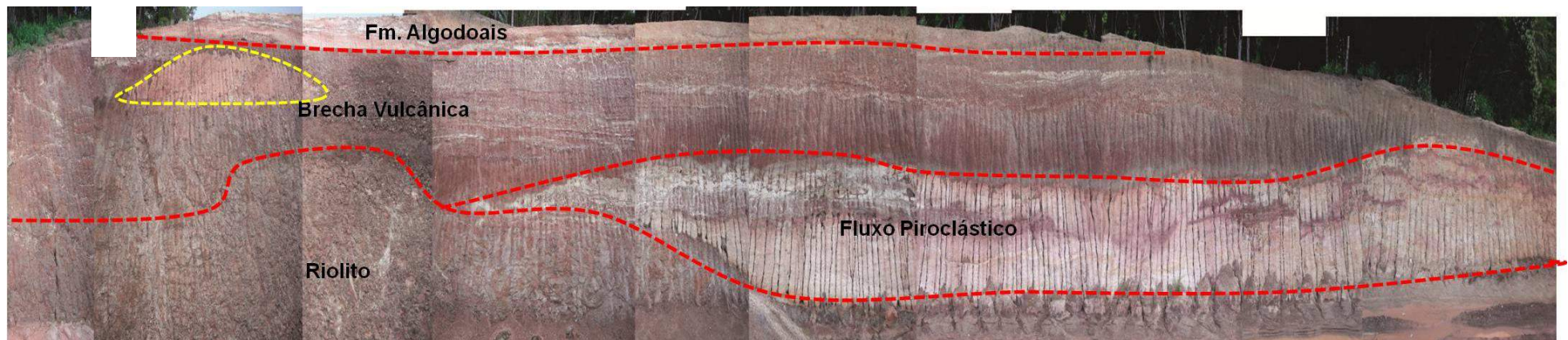


Fig. 45 - visão do afloramento com os pacotes de rochas vulcânicas e piroclásticas. As linhas vermelhas identificam os contatos entre as Litofácies. A linha amarela evidencia um depósito sedimentar de forma lenticular entre os depósitos piroclásticos.

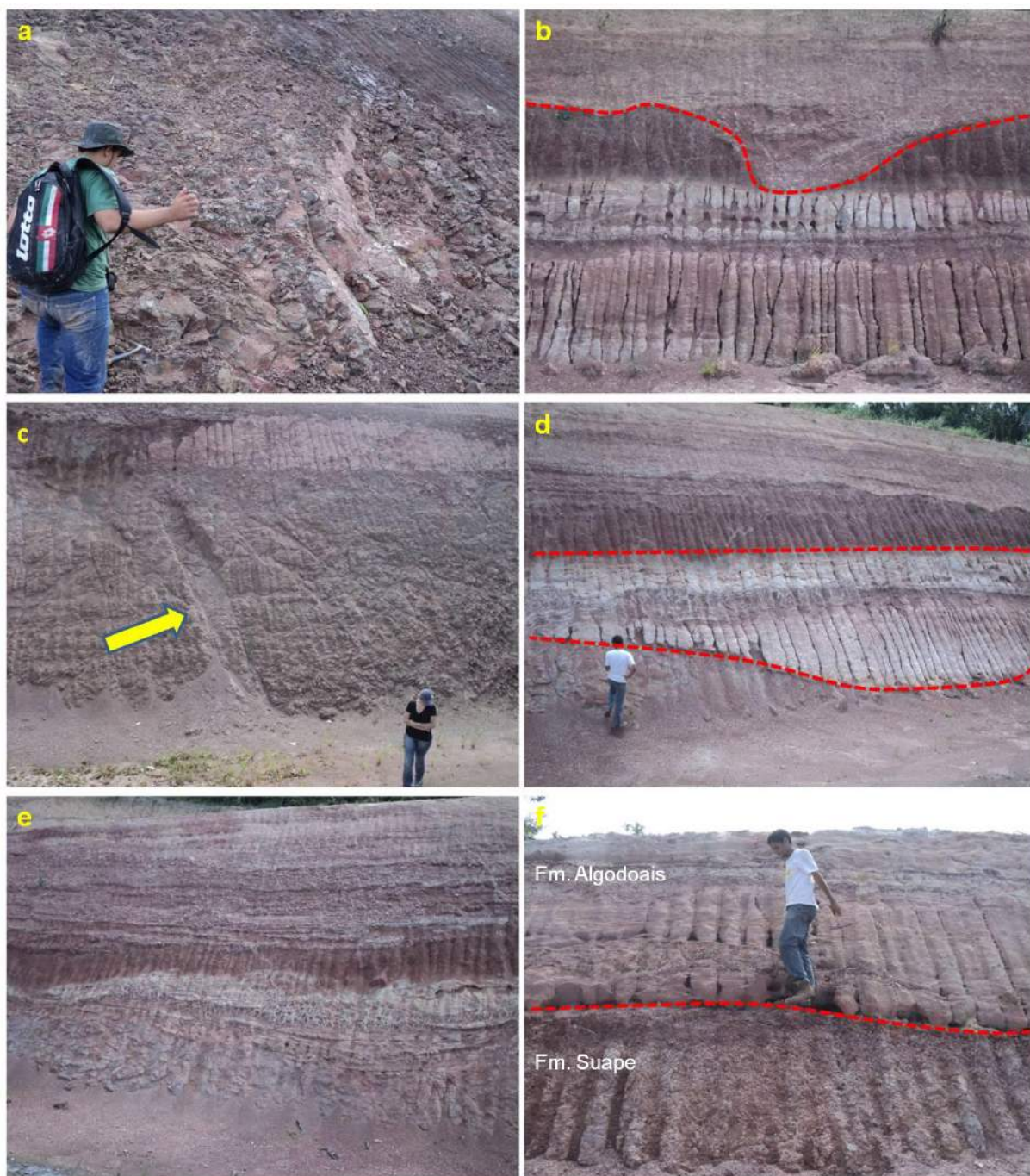


Figura 46 – Detalhes do afloramento FS-08. a) Detalhe do riolito localizado na base do afloramento. b) Escavação produzida sobre o corpo de rocha vulcânica de coloração vermelha escura. c) Detalhe de um dique vertical, cortando o derrame de riolito (Seta amarela); d) Visão a sul do afloramento – parte de baixo, vindo da esquerda é riolito, a parte do meio, esbranquiçada, é uma mistura de sedimento e piroclástica, a camada de cima vermelho escura é um derrame de vulcânica; e) Estratificações acanaladas de médio/grande porte; f) Discordância no topo da seção que marca a base da Fm. Algodóis, representado por depósitos de coloração rosa, esbranquiçados e caulínicos.

O volume significativo de rochas vulcânicas e piroclásticas identificadas nesse afloramento sugerem uma influência direta do magmatismo da Suíte Ipojuca na sedimentação da Formação Suape. Possivelmente, esta seção está localizada muito próxima a um centro de vulcanismo (Lima Filho, 1998).

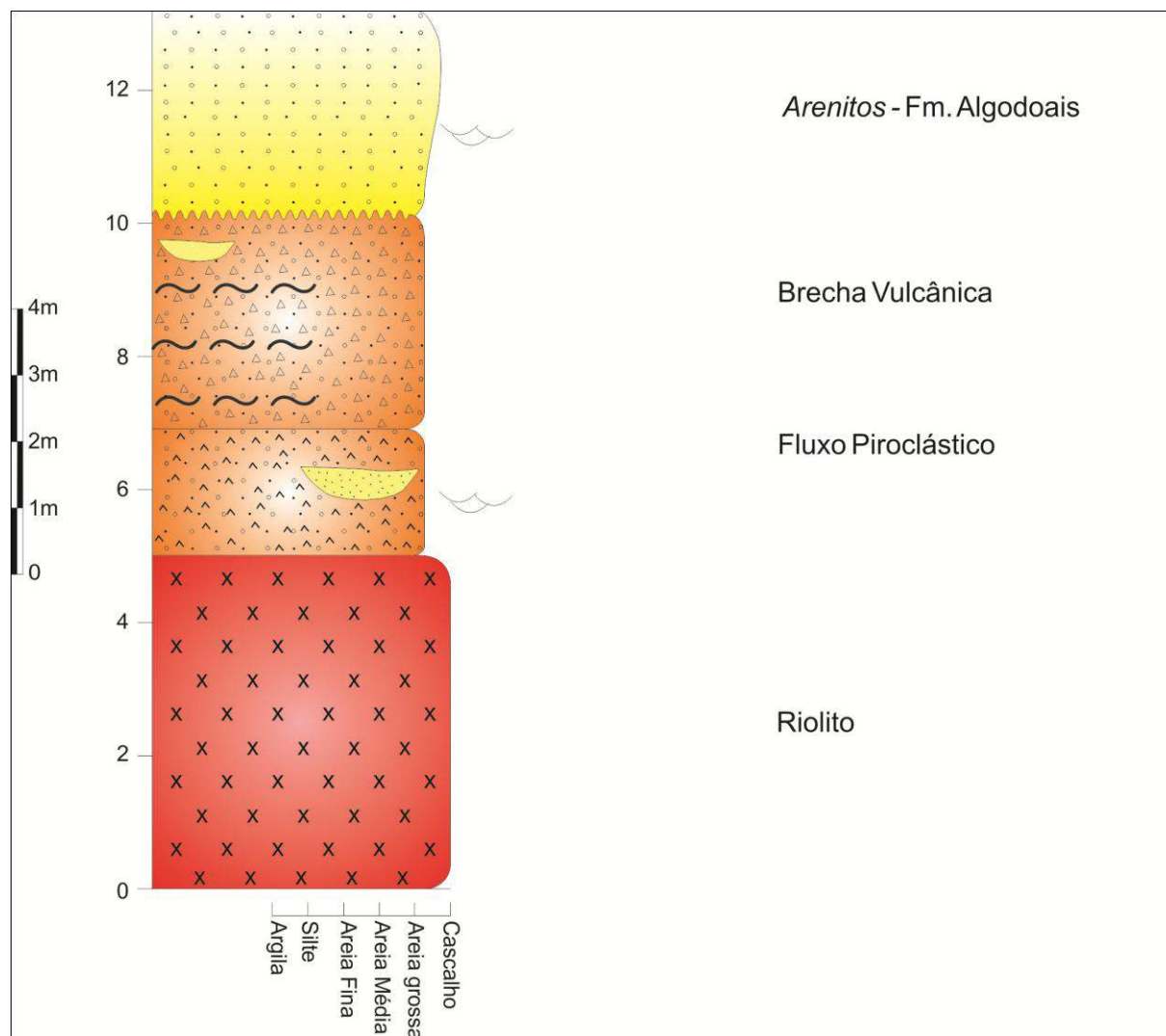


Figura 47 – Perfil estratigráfico do afloramento FS-08. Localizado na estrada de acesso a fábrica Granex, próxima ao porto de Suape.

CAPÍTULO VIII

DADOS GEOQUÍMICOS DO POÇO 2-CP-01-PE

Neste ítem são apresentados e interpretados dados geoquímicos provenientes de 13 amostras de Testemunhos do poço 2-CP-01-PE. A construção dos gráficos foi baseada em correlações das amostras que incluíram mineralogia (difratometria de raio-X) e composição de elementos (ICP-MS/AES).

O estudo das análises geoquímicas revelou que uma diferenciação entre as unidades Suape e Cabo, pode ser definida com base nos elementos terras raras leves (ETRL) e terras raras pesadas (ETRP).

8.1 – RELAÇÕES ENTRE ETRL E ETRP

A partir da análise dos dados de elementos terras raras (ETR) verificou-se que em relação a Formação Cabo, a Formação Suape apresenta um maior enriquecimento de Gd, Eu e Dy (Fig. 48), embora um enriquecimento em ETR leves seja identificado nesta formação. A concentração de elementos terras-raras em sedimentos é dependente do tipo de fonte ou ambiente sedimentar. A distribuição de ETR sofre pequenas modificações durante a erosão e deposição em condições de ambiente árido, enquanto que sob condições úmidas há uma pequena tendência para um fracionamento dos ETR, devido à mobilidade preferencial dos ETR leves nessas condições (Ronov *et al.*, 1967). Os dados de petrografia e DRX como poderão ser observados adiante, revelaram a ocorrência de gipsita e anidrita no topo da Formação Cabo, sugerindo um ambiente de *sabkha* costeira formado em condições de relativa aridez. Nesse contexto, a passagem da Formação Cabo para a Suape foi marcada por uma mudança no ambiente de sedimentação, uma vez que os depósitos da Formação Suape foram dominados por sistema fluvial.

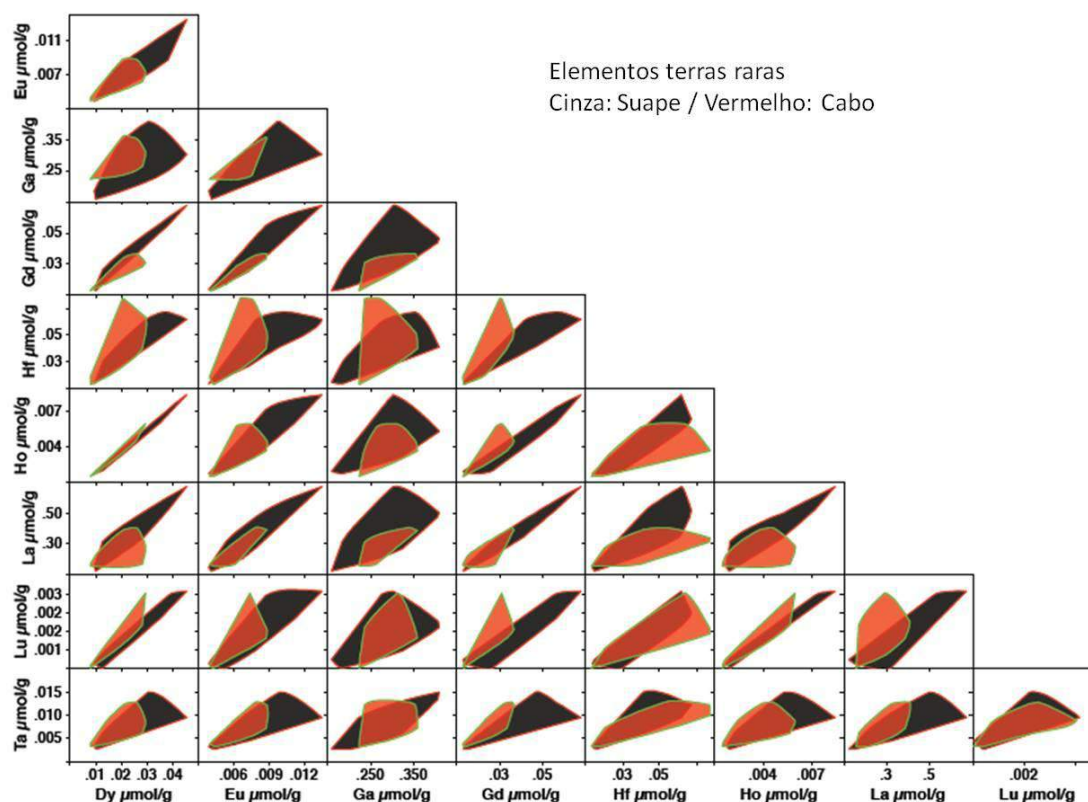


Figura 48 – Correlação da abundância de elementos Terras Raras Leves (ETRL) e Pesados (ETRP), verificadas nas amostras do poço 2-CP-01-PE. Em vermelho as amostras da Formação Cabo, e em preto as amostras da Formação Suape, conforme a interpretação desta pesquisa.

8.2 – COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

O conteúdo siliciclástico dos sedimentos da Formação Suape é consideravelmente mais variável em termos de litologia, e provavelmente isto reflete uma mudança na fonte dos sedimentos. Isto é melhor exemplificado quando se observa à média e o desvio padrão dos componentes terrígenos de ambas as formações (Tabela 9). O conteúdo médio de quartzo na Formação Cabo é ligeiramente maior que na Formação Suape (77,9 e 64 %, respectivamente), no entanto o aporte de quartzo no sistema é muito maior neste último, como caracterizado pelo elevado desvio padrão (21). Da mesma forma, o desvio padrão observado para o conteúdo de K-feldspato é muito maior na Formação Suape (Tabela 9).

Observou-se que o intervalo entre 448 metros e a base dos depósitos carbonáticos que marcam a base da Formação Estiva, apresentam uma redução na abundância de feldspatos. Dentre outras possibilidades isso pode ser devido ao fato de que os

feldspatos se alteram e se desgastam com relativa facilidade em ambiente marinho (Dias, 2004), o que indicaria influência marinha para estes depósitos terrígenos no final do Albiano. Porém, essa interpretação dos dados de desvio padrão deve ser realizada com cautela, uma vez que a quantidade de amostras referentes à Formação Suape é superior àquelas pertencentes à Formação Cabo.

Tabela 9 – Análise estatística dos valores totais de minerais, quartzo e feldspato, estimados a partir dos dados de difratometria de Raios-X.

Formação	Quartzo		K-Feldspato	
	Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão
Suape	64.9	21.0	12.2	10.4
Cabo	77.9	7.3	9.8	4.2

A razão de desvio padrão de quartzo entre as duas formações (21/7.3) é de 2.8, enquanto que para K-feldspato é 2.4 (Tabela 9). A similaridade entre essas razões sugere que o aporte de quartzo e K-feldspato dependeram de mudanças no regime sedimentar. Essa variação nos valores médios de quartzo e de feldspato pode ser identificada em gráficos de dispersão construídos a partir dos dados obtidos em cada amostra analisada (Fig. 49)

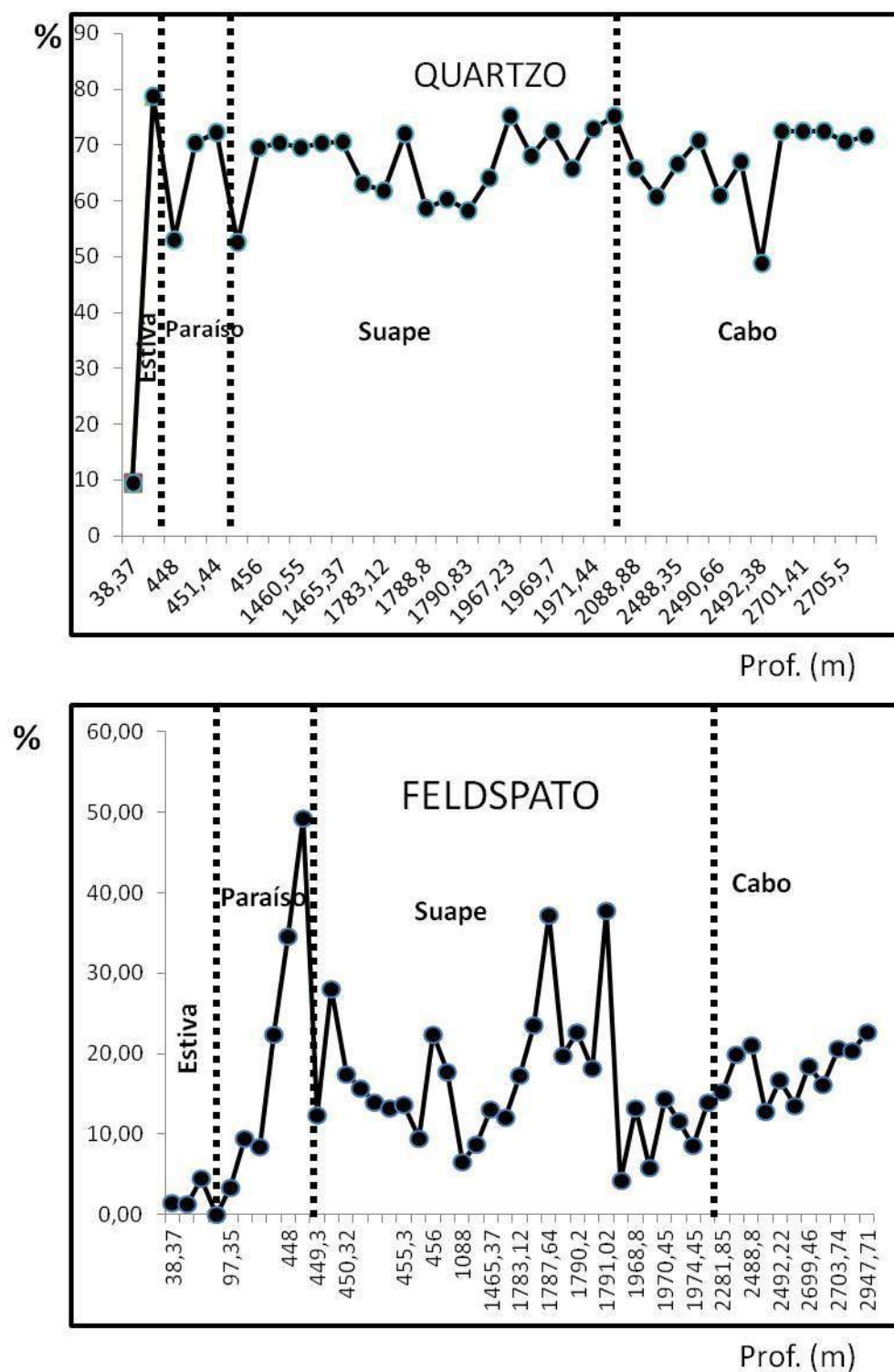


Figura 49 - Variações nos valores médios de quartzo e feldspato observadas em amostras do poço 2-CP-01-PE. A linha preta tracejada indica a separação entre as Formações Cabo, Suape, Paraíso e Estiva.

O conteúdo de dolomita é mais elevado nas amostras referentes à Formação Estiva, quando comparado com os valores obtidos para as Formações Paraíso, Suape e Cabo. Isto confirma a afinidade carbonática típica da Formação Estiva. Em contrapartida, os valores de calcita variam consideravelmente em todas as amostras analisadas, com uma anomalia significativa na amostra referente à profundidade de 2492 metros (Fig.50). Essa profundidade indica o domínio da Formação Cabo como pode ser verificado na carta do poço 2-CP-01-PE (Fig. 50)

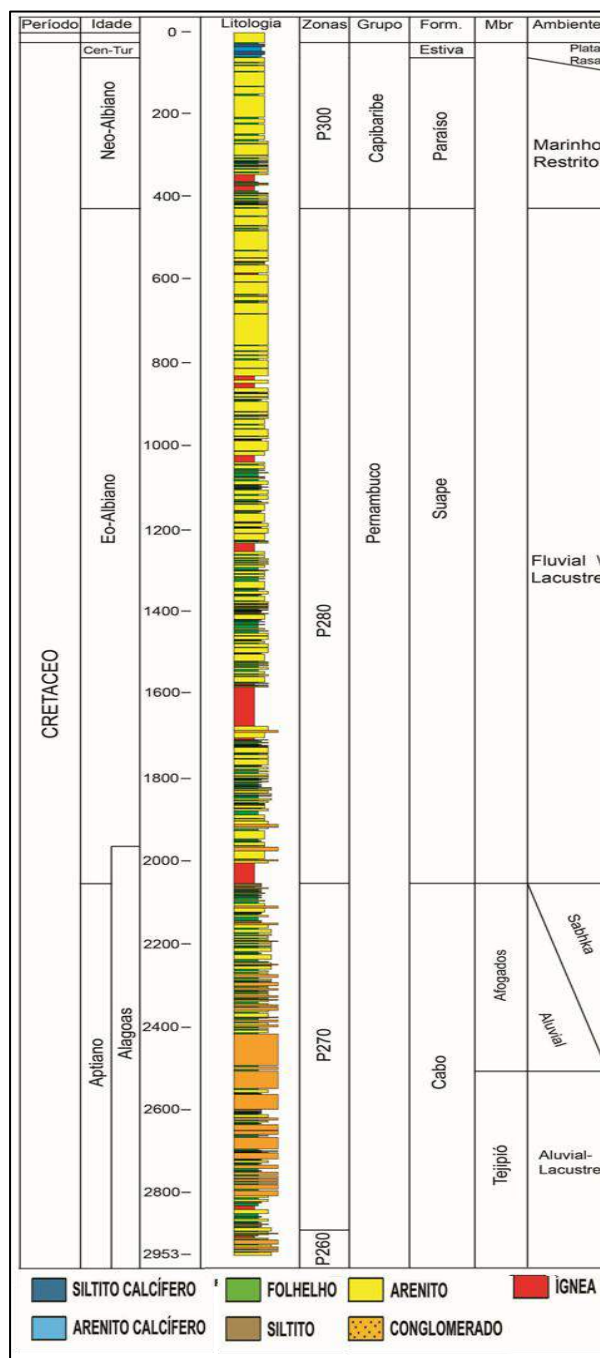


Figura 50 - Coluna estratigráfica do poço 2-CP-01-PE indicando os limites das novas Formações da Bacia de Pernambuco e as profundidades correspondentes a cada uma.

Nesse contexto, valores anômalos de gipsita, foram observados na amostra referente à profundidade de 2088 metros, concomitante com aumento também no teor de Bário nessa mesma profundidade (Fig. 51). É pouco provável que estas anomalias, de bário e gipsita, sejam provenientes de efeitos diagenéticos, embora a amostragem analisada seja restrita. A análise petrográfica realizada, que é mostrada em seguida, tentou identificar se a calcita encontrada nessas profundidades, dentro da Formação Cabo, seria de ordem diagenética. Os dados sugerem que estas anomalias, encontradas no topo da Formação Cabo, indicam um ambiente mais seco, dominados por *sabkhas*, dentro do rifte formado na bacia interna. A exemplo de outras bacias marginais, que durante o período neo-Aptiano – eo-Albiano desenvolveram sistemas lacustres restritos por conta de influências climáticas e tectônicas.

Esses dados demonstram uma mudança de ambientes existentes entre as Formações Cabo e Suape, representando um avanço no conhecimento da evolução da bacia, considerando que a Formação Cabo era interpretada anteriormente como um sistema aluvial, gradando para fandeltas (Alheiros, 1987; Lima Filho 1998; Nóbrega, 2003).

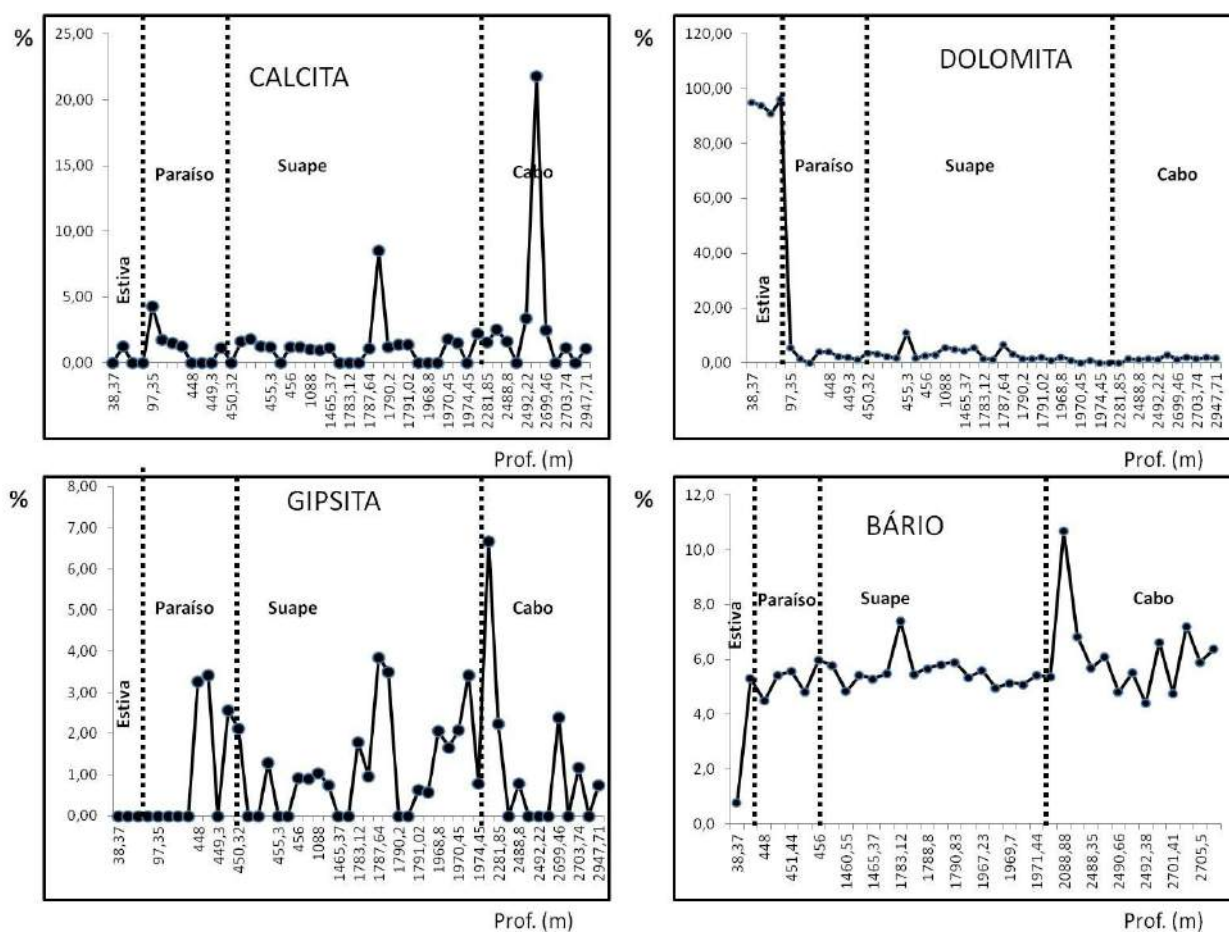


Figura 51– Gráfico que ilustra a variação nos valores de gipsita, bário, calcita e dolomita nas amostras do poço 2-CP-01-PE. A linha preta tracejada indica a separação entre as Formações Cabo, Suape, Paraíso e Estiva.

CAPÍTULO IX

DADOS PETROGRÁFICOS DO POÇO 2-CP-01-PE

Aqui são apresentados os resultados da análise petrográfica realizada em 63 lâminas delgadas preparadas a partir de amostras do poço 2-CP-01-PE. A interpretação das feições levou em consideração as diferenças granulométricas, morfométricas e texturais das rochas siliciclásticas, predominantemente arenitos e conglomerados, existentes nas Formações Cabo, Suape e Paraíso (Compton, 1962; Folk, 1968; Pettijohn, 1975 e Dott, 1984). Também foram analisadas duas lâminas referentes aos calcários da Formação Estiva que ocorrem no topo da sucessão atravessada pelo poço 2-CP-01-PE.

É importante lembrar que alguns trabalhos de investigação petrográfica já foram realizados em amostras do mesmo poço 2-CP-01- PE, em especial os trabalhos de Lima Filho (1998) e de Nóbrega (2003), que serviram de base para a investigação realizada.

Visando facilitar a sistematização do texto, foi utilizada a seguinte nomenclatura na descrição das Fotomicrografias: LT – foto com luz transmitida, CL – foto com Catodoluminescência, NX – nicóis cruzados, N// - nicóis paralelos, 4X – aumento 4 vezes, 10X aumento 10vezes.

9.1 – PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO CABO

A Formação Cabo é formada por arenitos conglomeráticos com uma composição média de 40% de quartzo, 30% de feldspatos, 20% de fragmentos de rochas e 10% de minerais micáceos.

O quartzo é o componente mineralógico predominante nos arenitos, e se apresenta tanto na forma monocrystalina como policristalina, com grãos subarredondados até angulosos, com extinção variando de reta a fortemente ondulante em ambos os casos.

Entre os feldspatos ocorrem predominantemente os K-feldspatos e secundariamente os plagioclásios, sendo que o reconhecimento entre os dois tipos foi dificultado pela intensa variação causada pela dissolução destes componentes e por sua

substituição por outros minerais. O filossilicato mais abundante é a biotita, que se apresenta geralmente deformada, devido ao efeito de compactação, e dobrada entre grãos. Os fragmentos de rocha observados são predominantes de composição quartzo-feldspática (granito/gnaiss); subordinadamente ocorrem fragmentos de rochas metamórficas que são predominantemente de xistos e quartzitos. Isto indica uma contribuição direta do embasamento, como é observado na composição de blocos que compõem os depósitos de conglomerado da Formação Cabo.

Alguns dos fragmentos de granitos/gnaiss estão parciais a totalmente alterados. Os minerais acessórios são representados por turmalina, apatita, zircão, granada, e minerais opacos.

A Formação Cabo apresenta expressivas variações nos aspectos granulométricos e texturais, passando de conglomerados a arenitos finos em intervalos que variam de alguns centímetros a algumas dezenas de metros. O grau de selecionamento dos grãos varia de muito bem selecionados a pobremente selecionado, ocorrendo inclusive arenitos finos e bem selecionados. (Figs. 52 a-b).

Os arenitos conglomeráticos apresentam um empacotamento do tipo levemente aberto a aberto, sem sinais de orientação (Fig. 52). Os arenitos finos apresentam um empacotamento normal e ocasionalmente fechado (Fig. 53a-b). Os conglomerados apresentam trama sustentada pelo arcabouço, com grãos em sua maioria angulosos a subangulosos, com poucos grãos arredondados. Apresentam contatos pontuais e longitudinais, demonstrando assim serem submaturos a imaturos. A maturidade mineralógica/química é baixa, quando avaliada a razão quartzo/feldspato (Pettijohn, 1975). Esta interpretação se baseia na alta proporção da associação de feldspatos e fragmentos de rochas quartzo-feldspática (componentes que são física e quimicamente menos estáveis) em relação aos grãos de quartzo. Alguns grãos do arcabouço encontram-se substituídos e apresentam um alto grau de fraturamento (Fig. 54).

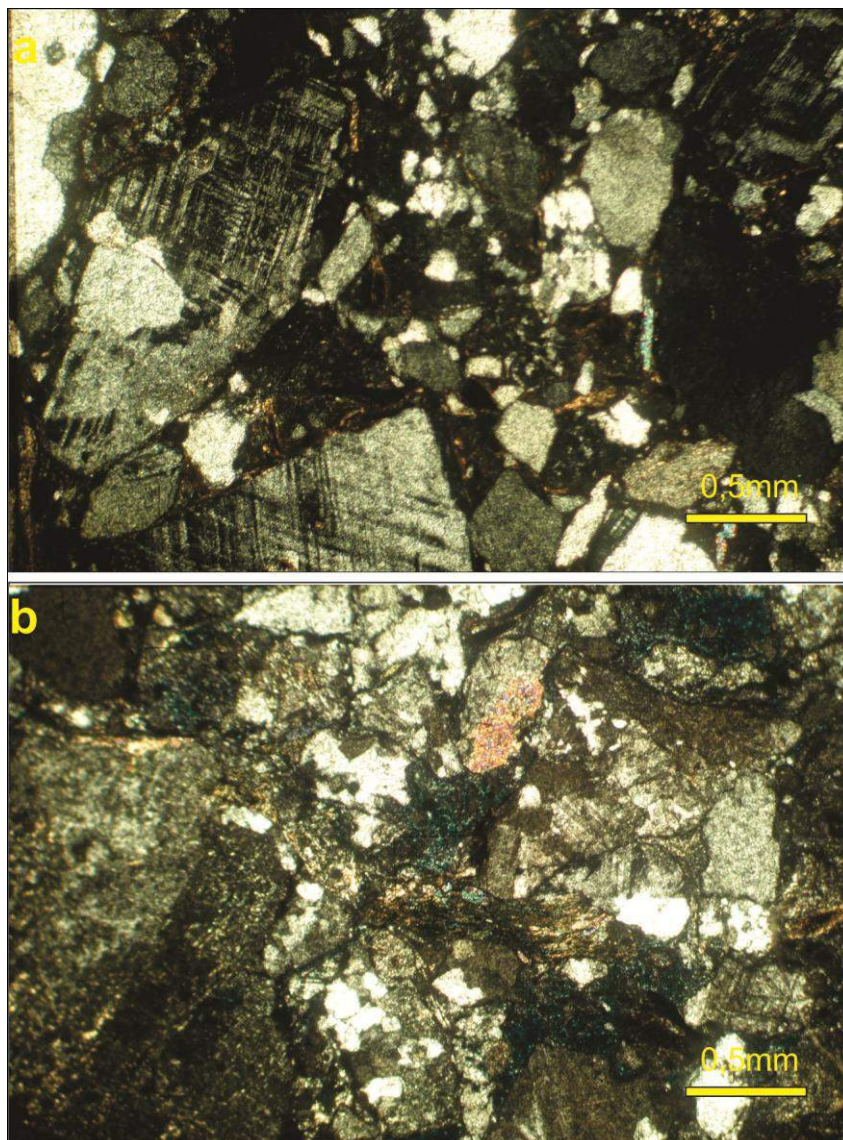


Figura 52 – Fotomicrografias da Formação Cabo a) Arenito lítico inequigranular, de granulometria grossa, com grãos subangulos e de esfericidade baixa, organizados em uma matriz de selecionamento moderado, sendo formado por grãos de quartzo, microclina e cristais esparsos de biotita (NX, 4X, Prof. 2281 m). b) Arenito lítico, inequigranular, de granulometria grossa a muito grossa, com fragmentos ângulos e de esfericidade baixa, pobremente selecionado. O arcabouço é formado por fragmentos de rochas (ígneas e metamórficas), com lamelas de biotita deformadas, apresentando um empacotamento levemente aberto (NX, 4X, Prof. 2488 m).

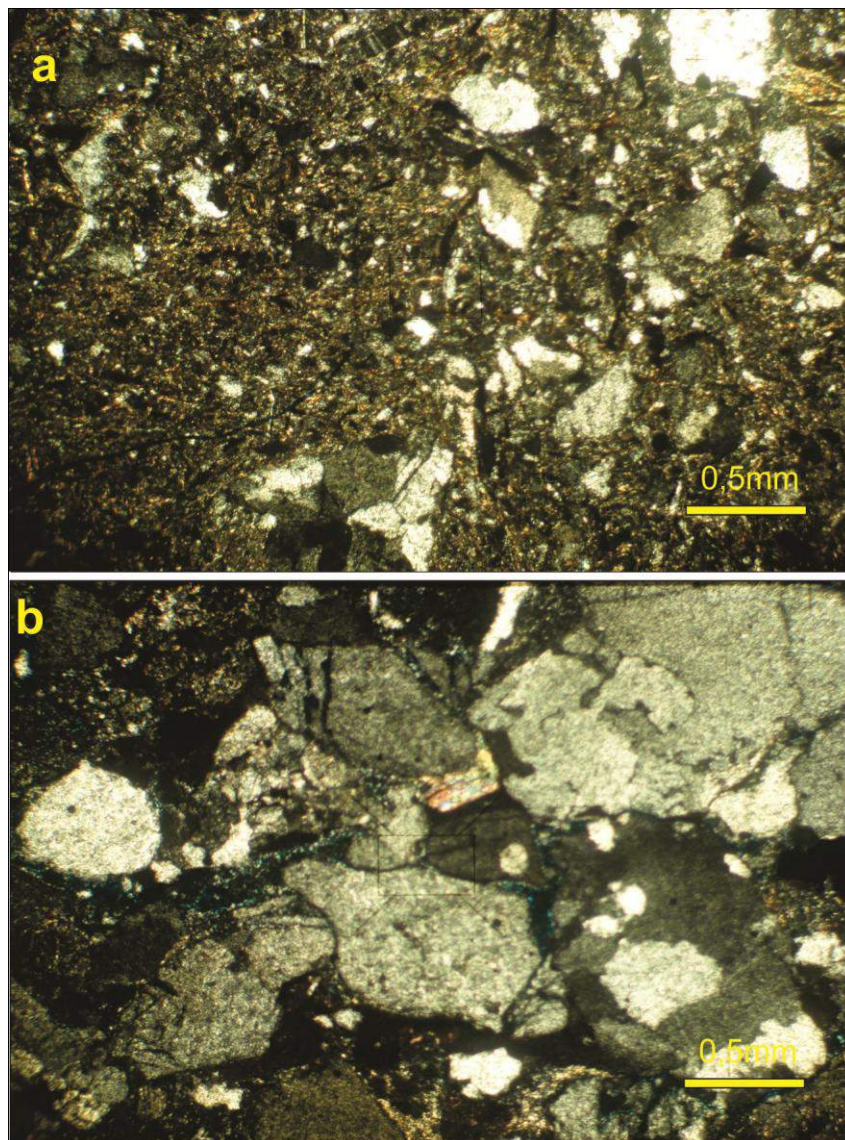


Figura 53 – Fotomicrografias da Formação Cabo a) Arenito suportado pela matriz, de granulometria muito fina a média, com grãos angulosos com esfericidade baixa e apresentando mal selecionamento. O arcabouço é formado por quartzo, feldspato, argilominerais e cristais isolados de biotita (NX, 4X, Prof. 2699 m). b) Arenito sub-lítico, inequigranular com granulometria média a grossa e grãos subarredondados e de esfericidade baixa, moderadamente selecionado. O arcabouço é formado por fragmentos de rocha (metamórfica), quartzo e feldspatos, com empacotamento levemente aberto. Eventualmente alguns grãos de feldspatos estão parcialmente substituídos por carbonatos (NX, 4X, Prof. 2701,05 m).

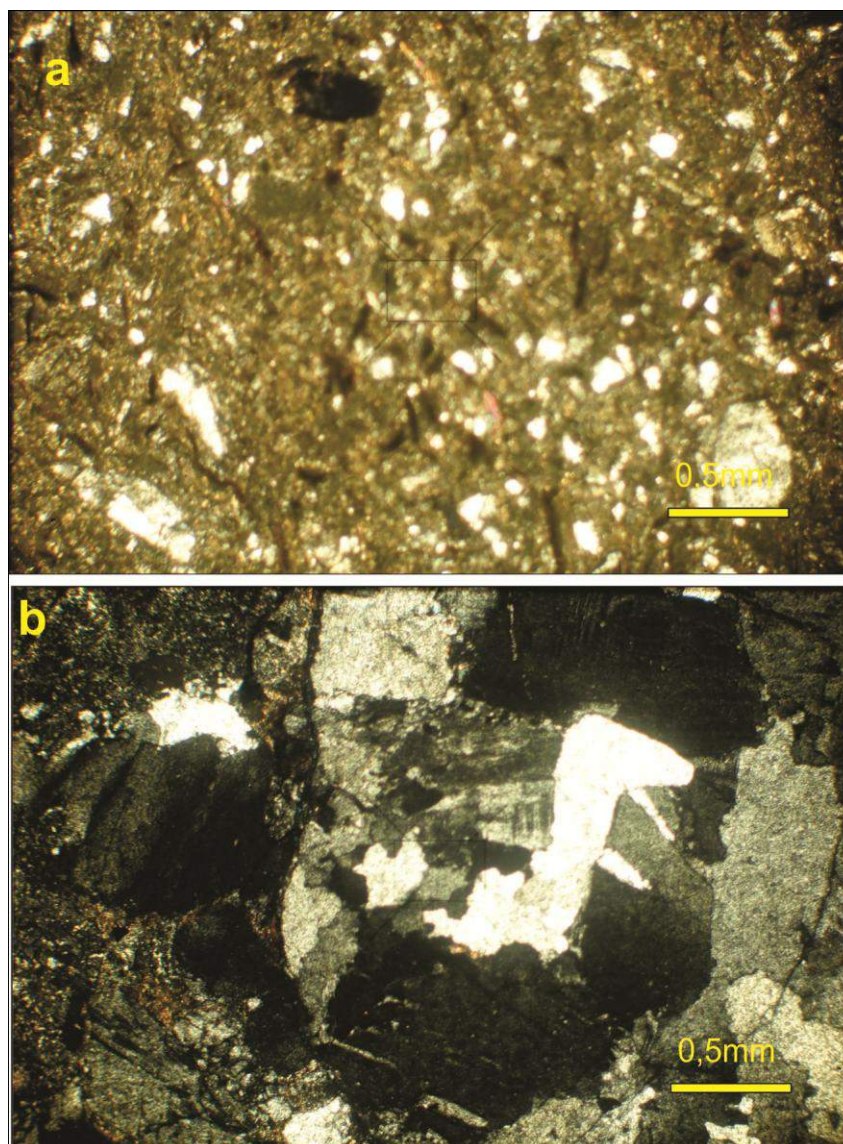


Figura 54 – Fotomicrografias da Formação Cabo a) Arenito suportado pela matriz, de granulometria muito fina a média, com grãos angulosos com esfericidade baixa e apresentando mal selecionamento. O arcabouço é formado por quartzo, feldspato, argilominerais e cristais isolados de biotita e apresenta uma leve orientação dos grãos (NX, 4X, Prof. 2701,95 m). b) Conglomerados grãos suportados, com granulometria muito grossa a cascalho fino. Com fragmentos subarredondados e esfericidade alta (NX, 4X, Prof. 2701,95 m).

A análise realizada também sugere que no topo da Formação Cabo ocorrem sedimentos carbonáticos, ou com cimentação carbonática, intercalados com arenitos e capeados por uma sedimentação de afinidade evaporítica, como foi sugerido pela análise dos componentes minerais, que neste intervalo detectou a presença de gipsita e bário. Na petrografia, essa sedimentação carbonática foi observada em alguns intervalos entre as profundidades de 2082 e 2493 metros, o que coincide com o topo da Formação Cabo, final do Aptiano, conforme sugerido por esta pesquisa. Nas lâminas referentes às amostras de 2489,5 e 2492,1 observou-se a ocorrência de arenitos grossos com mal selecionamento e grãos angulosos a subarredondados (Fig. 55) com indícios de forte compactação e porosidade muito baixa devido à compactação da matriz argilosa. Nestas lâminas identificamos a presença de calcita na forma de cimento microespático e espático (Fig. 55) cimento de dolomita e também finos cristais de dolomita isolados, que ocorrem substituindo grãos que foram dissolvidos e ocasionalmente a matriz (Fig. 55). A calcita e a dolomita são claramente identificadas a partir do uso da Catodoluminescência (CL), devido à coloração e brilho característicos, o que facilita a estimativa de sua proporção. Nas Fotomicrografias de CL a matriz, formada por argilominerais, em especial caulinita, aparece escura (*dull*), sem emissão de luz devido à absorção da energia. Os cristais de feldspato potássico (microclina e ortoclásio) aparecem com coloração azul claro brilhante (Owen, 1991). Os plagioclásios, de forma geral apresentam coloração amarelada (Fig. 55). A calcita apresenta coloração laranja, ou laranja amarelada (Marshall, 1988), dependendo da quantidade de Fe ou Mn presentes, respectivamente. A dolomita apresenta coloração vermelho escuro, eventualmente tendendo para marrom, devido à presença de Fe e Mg (Fig. 55 a2). A quase totalidade de grãos de quartzo observada apresenta pouca luminescência e coloração marrom escura, o que indica que estes provem de rochas metamórficas. Outros grãos de quartzo de coloração azul escuro a violeta podem ter origem em rochas graníticas (Zinkernagel, 1978). Estes dados confirmam a contribuição do embasamento para a composição da Formação Cabo.

Os finos cristais de dolomita observados indicam que a dolomitização foi tímida, e que não houve vários eventos de dolomitização. A dolomita pode ter se formado a partir de substituição do cimento de calcita, que pode ter surgido primeiro (Fig. 55 b2).

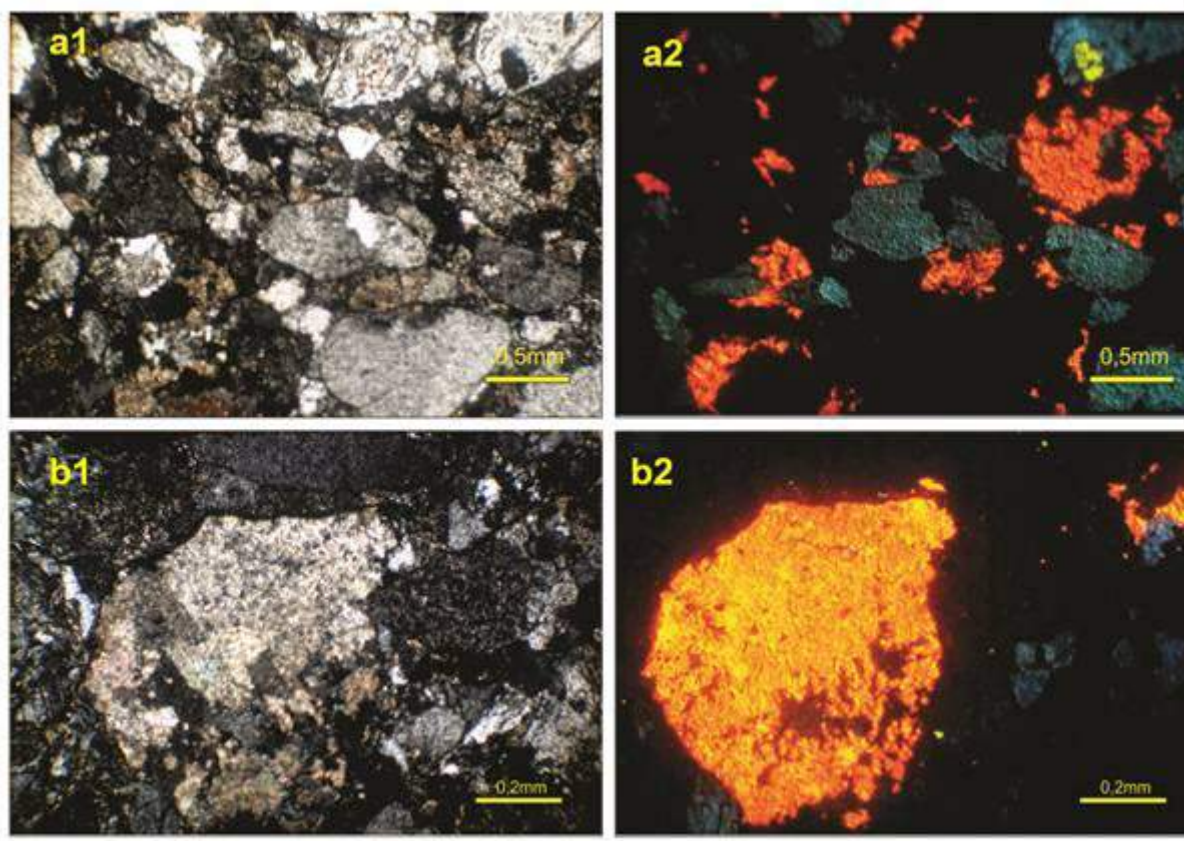


Figura 55 – Fotomicrografias mostrando a ocorrência de calcita em arenitos do topo da Formação Cabo. a-a1- Arenito grosso, conglomerático, com mal selecionamento, exibindo fraturamento dos grãos e forte compactação com baixa porosidade. Na foto em CL (a2) é possível observar a calcita substituindo grãos e partes de grãos (a1 LT, NX, 4X / a2 CL 4X, Prof. 2489,5 m); b1-b2) Arenito grosso, conglomerático, com mal selecionamento e forte compactação dos grãos. Fotomicrografias em Luz transmitida e em CL da mesma área mostrando uma região onde possivelmente houve a dissolução de um grão e sua substituição por cimento espático de calcita (área laranja amarelada na CL), e também é possível ver finos cristais de dolomita (de vermelho escuro a marrom) que substituem pontualmente o cimento de calcita (b1 LT, NX, 4X / b2 CL 4X, Prof. 2492,1 m).

Em lâmina referente à amostra da profundidade 2488,5 m, foi observado uma rocha que pode ser considerada um carbonato. A matriz é composta por micrito e a contribuição de componentes terrígenos é expressiva, sendo composta de quartzo, feldspato e plagioclásio (Fig. 56). A matriz micrítica é composta de calcita pouco ferrosa, com áreas onde houve substituição por cimento de dolomita (regiões com coloração vermelho escuro). Os grãos de coloração marrom representam cristais de quartzo dispersos na matriz (Fig. 56).

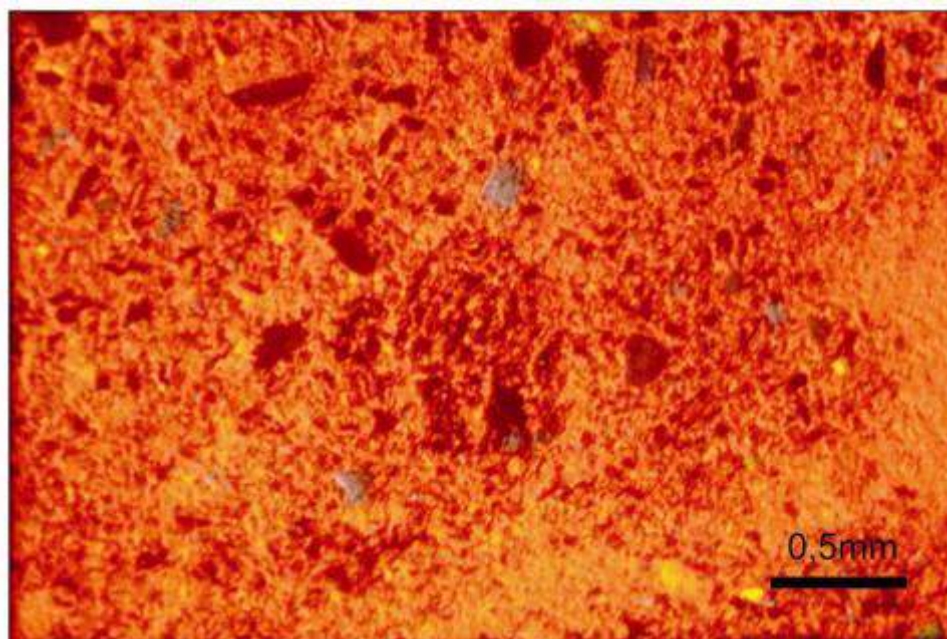


Figura 56 – Fotomicrografia que mostra a ocorrência de um calcário no topo da Formação Cabo. *Mudstone*, micrito, com expressivo conteúdo de siliciclastos. Grãos azuis – k-feldspato, grãos amarelos – plagioclásios, grãos marrons - quartzo. A matriz apresenta coloração laranja-amarelada sobre a CL, indicando calcita rica em Mn e pobre em Fe. Várias regiões mostram a presença de finos cristais de dolomita, com coloração vermelha (CL, 4X, Prof. 2488,4m).

Em lâmina referente à amostra coletada na profundidade de 2492,6 m foi observado um arenito médio, enriquecido em quartzoso e com menor quantidade de feldspatos. A matriz formada por argilominerais foi parcialmente substituída por cimento de calcita (Fig. 57).

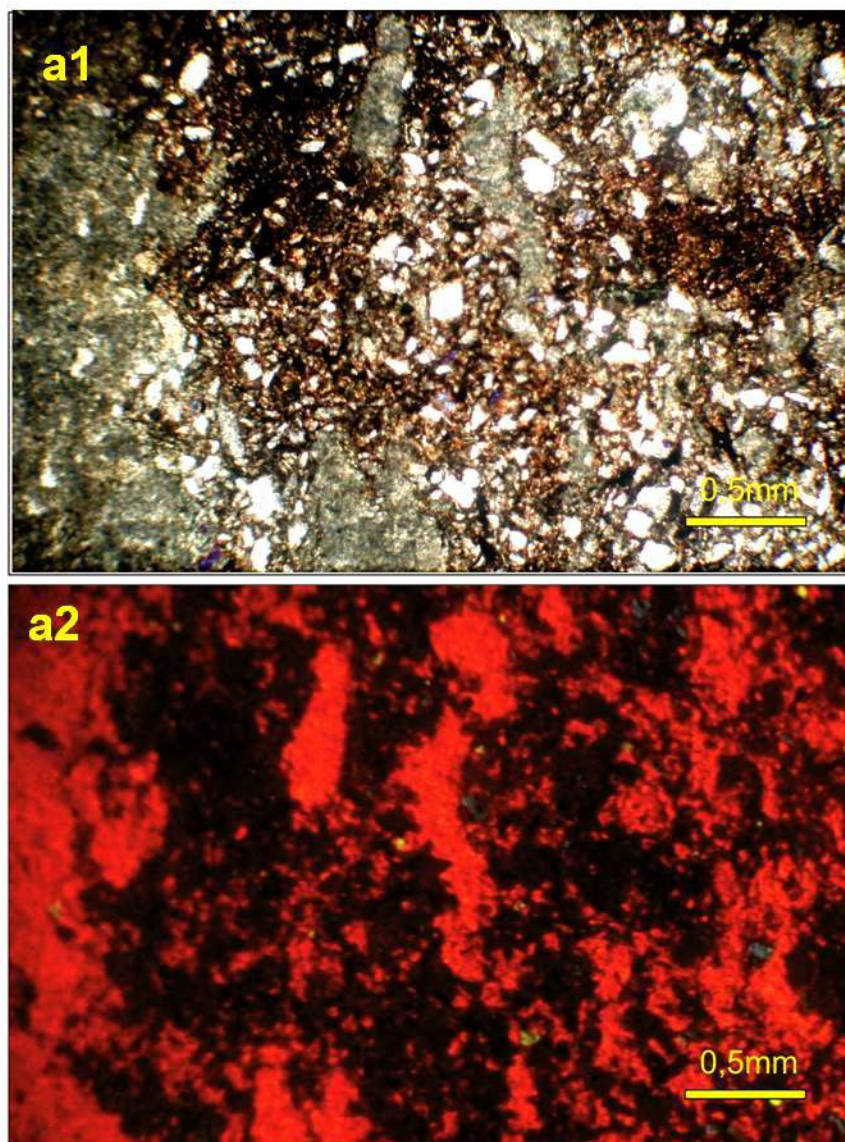


Figura 57 – Fotomicrografias mostrando a1) Arenito médio, mal selecionado, com matriz argilosa contendo substituição local por óxidos indeterminados. a2) sobre a CL observa-se que boa parte da matriz original foi substituída por cimento de calcita (a1 – LT, NX, 4X; a2 – CL, 4X, Prof. 2492,6m).

Do mesmo modo foi verificada a presença de carbonato no intervalo de 2082m de profundidade, ainda no topo da Formação Cabo, conforme o entendimento desta pesquisa. Neste caso foi identificado um calcário, contendo argila na matriz, e sem grãos de siliciclastos (Fig. 58). Este calcário poderia ser classificado como um *mudstone*, com matriz micrítica. Ocorrem áreas onde a calcita original foi substituída por outra, também microespática, mais ferrosa (zonas escuras na foto de CL). Toda a matriz também apresenta zonas onde houve substituição por um cimento calcítico mais recente, rico em Mn e pobre em Fe, representado por pontos amarelos de brilho intenso. A matriz original apresenta intensa substituição, o que possivelmente obliterou estruturas sedimentares, biogênicas e microfósseis. Finos cristais de dolomita também podem ser observados na matriz de forma dispersa.

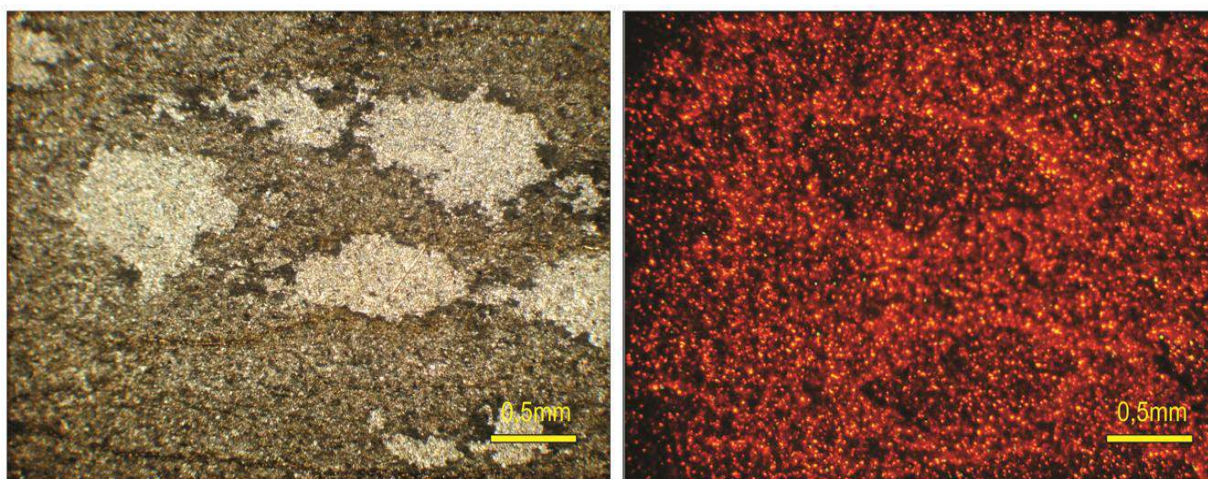


Figura 58 – Fotomicrografias mostrando outro intervalo carbonático no topo da Formação Cabo. a) Sob luz polarizada é possível ver a matriz micrítica, possivelmente recristalizada. Observam-se zonas onde houve dissolução, com a formação de óxidos e de cimento microespático (LT, NX, 4X); b) Sob a CL é possível ver a matriz original, de coloração mais escura, ferrosa, enquanto que os pontos e áreas amarelas, claras, indicam um cimento diagenético tardio, menos ferroso. Observam-se duas áreas, que podem representar grãos que foram micritizados e completamente substituídos por cimento calcítico (?) (CL, 4X, Prof. 2082m).

Na profundidade de 2088,88 m foi observada a presença de anidrita e gipsita em amostra de siltito argiloso, localizados no topo da Formação Cabo. O siltito apresenta também traços de cimento calcítico. Os cristais de gipsita e de anidrita encontram-se dispersos na matriz (Fig. 59). Os cristais de anidrita apresentam forma de romboedros,

ou se apresentam anédricos. Alguns cristais de gipsita apresentam a forma alongada de seta. Esta interpretação foi corroborada pela verificação da análise mineralógica, que também identificou a gipsita.

A presença de carbonatos, possivelmente de origem lacustre, já que não há indícios de influência marinha, e a presença de evaporitos, sugere que o final da deposição da Formação Cabo esteve associado à presença de lagos e de *sabkhas*, na região da bacia interna. Possivelmente, o efeito de isolamento da bacia interna, formada pelo rifte estreito e alongado que ficou separado da bacia do platô tenha influenciado na sedimentação evaporítica. De qualquer forma, assim como visto em outras bacias, marginais e interiores, a mudança do clima também deve ter apresentado papel importante na formação de ambientes áridos e quentes ao longo da margem, e também na Bacia de Pernambuco.

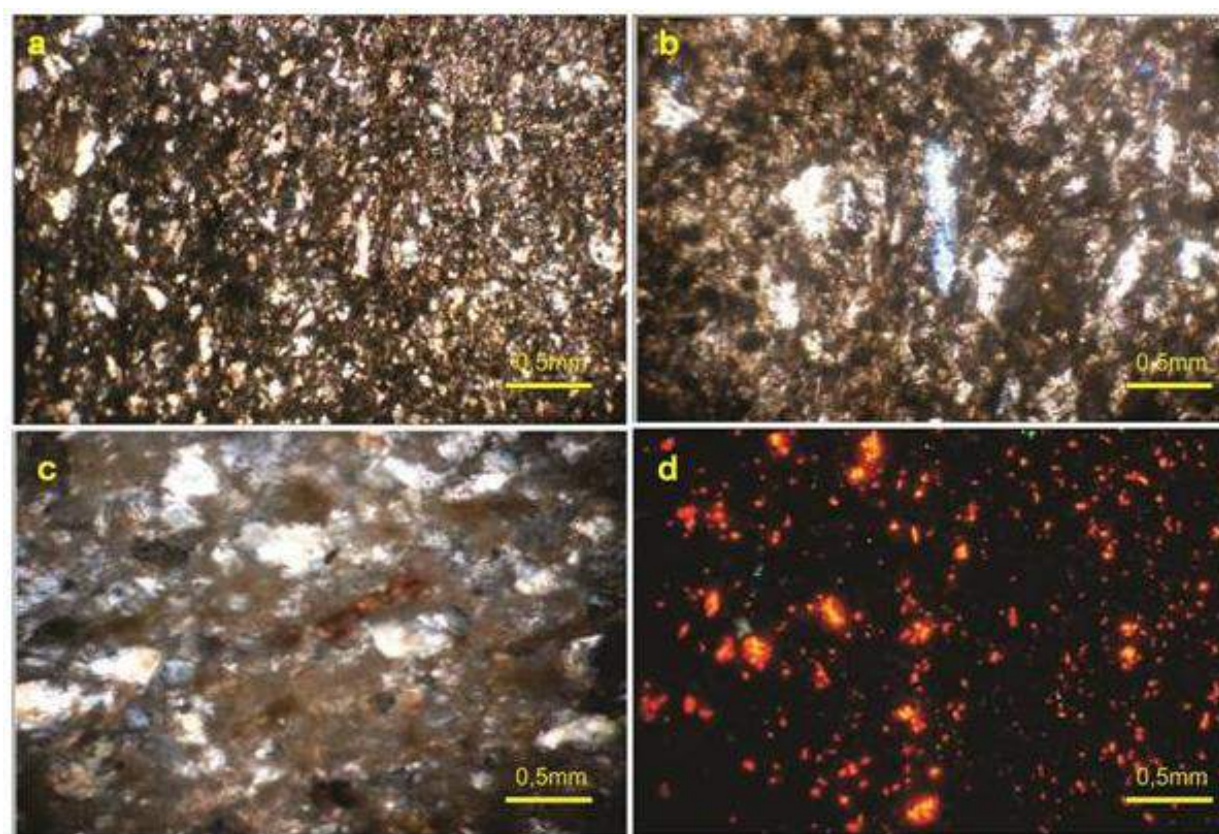


Figura 59 – Fotomicrografias de amostra de siltito argiloso, contendo cristais de gipsita e de anidrita. a) Aspecto do siltito, com matriz argilosa (LT, 4X, NX Prof. 2088,88m); b) Cristal de anidrita isolado, no centro da foto (LT, NX, 4X); c) Cristal de gipsita, no centro da foto (LT, NX, 4X); d) Imagem de CL mostrando a matriz escura, argilosa, mas com várias áreas onde houve a formação de cimento calcítico (amarelo brilhante). Dada à baixa permeabilidade da rocha, é possível que a maior parte deste cimento calcítico seja de origem deposicional, e não apenas substituição (CL, 4X).

9.2 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO SUAPE

Como a amostragem do poço se concentrou nos corpos arenosos do intervalo referente à Formação Suape, a análise petrográfica também teve seu foco nos arenitos e siltitos desta unidade. De forma geral, os arenitos da Formação Suape variam de conglomeráticos a finos, mostrando uma variação no empacotamento do arcabouço, ocasionalmente mais fechado nos arenitos mais finos e apresenta uma tendência de granodecrescência ascendente.

Os arenitos estudados apresentam uma relativa similaridade composicional ao longo de toda a extensão da formação.

Em algumas amostras é possível verificar a presença de laminações, evidenciada pela orientação de lamelas de biotita e muscovita e de minerais com forma alongada. Entretanto, também é possível observar a existência de laminações entre composições mineralógicas e granulometria diferentes (Fig. 60).

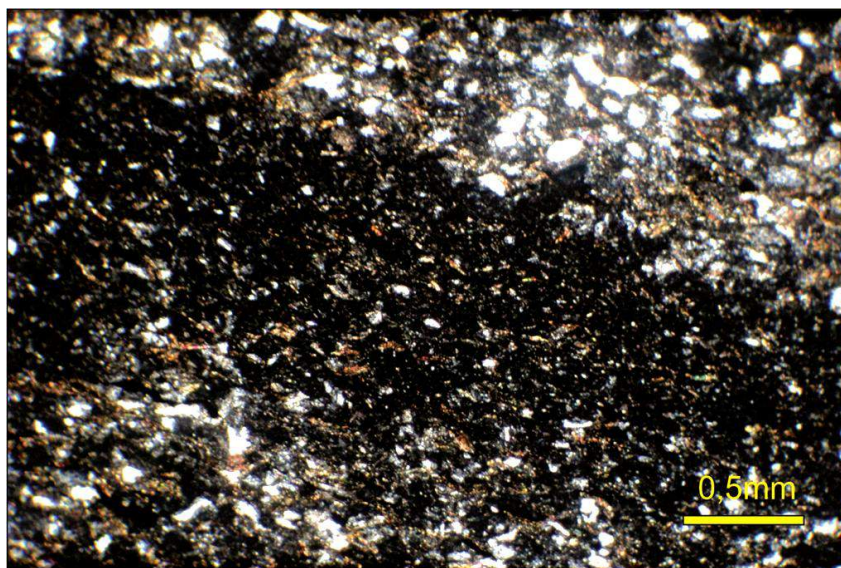


Figura 60 – Fotomicrografia de arenito com granulometria muito fina, com grãos subangulosos a subarredondados e média esfericidade. Apresentando uma matriz argilosa orientada e com laminações (LT, NX, 4X, Prof. 1090,7 m).

De um modo geral, os arenitos estudados exibem o arcabouço suportado pelos grãos, que em sua maioria são subarredondados e subangulosos (Figs. 61 62 e 62). Predominam contatos do tipo retos e pontuais. Em algumas amostras os grãos apresentam fraturamento, causado pela compactação, mas não como observado para a Formação Cabo (Fig. 61). Também são comuns contatos do tipo côncavo-convexo (Fig. 61 b). Contatos do tipo suturado, causado por alta pressão não são comuns. Nos níveis

onde é freqüente a presença de muscovita, as lamelas deste mineral não se apresentam tão dobradas quanto no caso da Formação Cabo (Figs. 62 e 63).

O grau de seleção varia de muito bem a moderadamente, com a melhor seleção observada em arenitos mais finos. Quanto à maturidade textural, os arenitos são geralmente submaturos a maturos e aparentemente não apresentam matriz detrítica. Já a maturidade mineralógica pode ser considerada baixa. A porosidade varia consideravelmente, em função principalmente da contribuição de argila. Como observado por outros autores (Nóbrega, 2003; Campelo, 2004) a ocorrência de clorita, devido à alteração das micas, e de caulinita devido à alteração dos feldspatos é um fenômeno comum.

Os principais componentes detríticos dos arenitos da Formação Suape, são representados por grãos de quartzo e de feldspatos.

O componente mineralógico predominante nos arenitos é o quartzo, em torno de 50%, e este ocorre tanto na forma monocristalina como policristalina. Os grãos de quartzo em geral são subarredondados até angulosos, com extinção variando de reta a fortemente ondulante em ambos os casos (Fig. 61). Os grãos apresentam fraturamento, devido à compactação, e em geral as fraturas foram preenchidas por cimento silicoso. Também foi observada a existência de filme de clorita, revestindo alguns grãos (Fig. 61-b). A porosidade secundária em alguns casos é expressiva, devido à dissolução da matriz e dos grãos (Fig. 61-a).

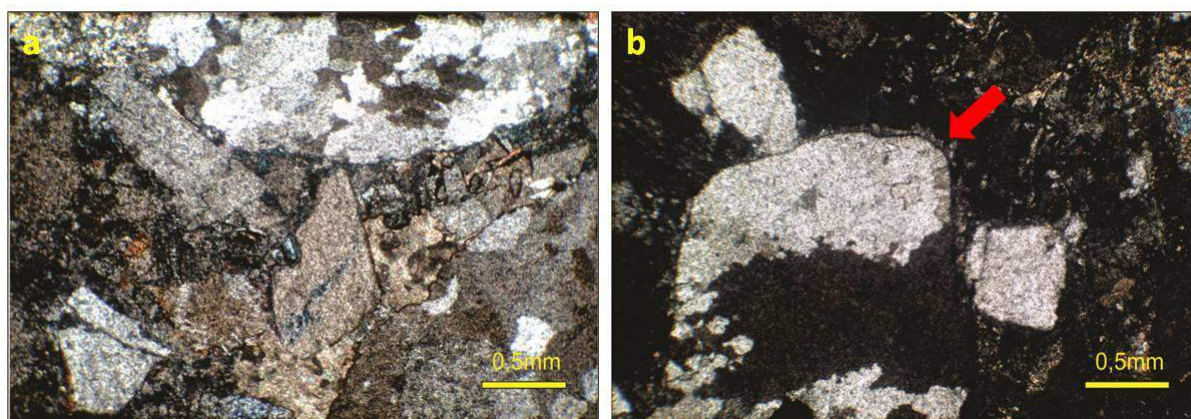


Figura 61 – Fotomicrografias de arenitos da Formação Suape. a) Arenito médio a grosso, com grãos subarredondados a subangulosos e media esfericidade. A matriz é quartzosa e argilosa. (LT, NX, 4X, Prof. 456,60 m); b) Arenito grosso, com grãos arredondados a subarredondados, matriz argilosa, contendo quartzo, feldspatos e pirita. A seta vermelha indica um grão policristalino zoneado por uma franja possivelmente formada por clorita. É possível ver contato côncavo-convexo entres os grãos (LT, NX, 4X Prof. 1976 m).

O segundo componente detrítico mais abundante nos arenitos da Formação Suape é o feldspato, chegando a alcançar cerca de 35%. Os k-feldspatos predominam sobre os plagioclásios, sendo que os k-feldspato, em geral, mostra-se afetados por dissolução e exibem algum grau de substituição por cimento carbonático, o que dificultou o seu reconhecimento. Os K-feldspatos são representados por microclina e pertita, ocorrendo ainda, grãos de ortoclásio pouco alterados. Os plagioclásios apresentam-se sob diversas condições de preservação, desde grãos bem preservados a grãos muito degradados, e ainda ocorre a transformação desses grãos em material micáceo da matriz (ortomatriz no sentido de Dickinson, 1970), o qual, muitas vezes, se concentra guardando a forma e/ou características físicas do grão substituído.

Foi observado ainda grãos de feldspatos com textura simplectítica de provável origem vulcânica. Este tipo de textura inclui todo o tipo de intercrescimento de grãos vermiculares em um cristal hospedeiro.

Alguns grãos apresentam forma angulosa, sugerindo pouco transporte. Dado o fato de existir contemporaneidade entre a deposição da Formação Suape e a formação de rochas vulcânicas, são possíveis que a maioria desses grãos angulosos tenha origem vulcanogênica, vindo a fazer parte dos depósitos através de queda, ou de fluxo de detritos, com pouco transporte (Fig. 62).

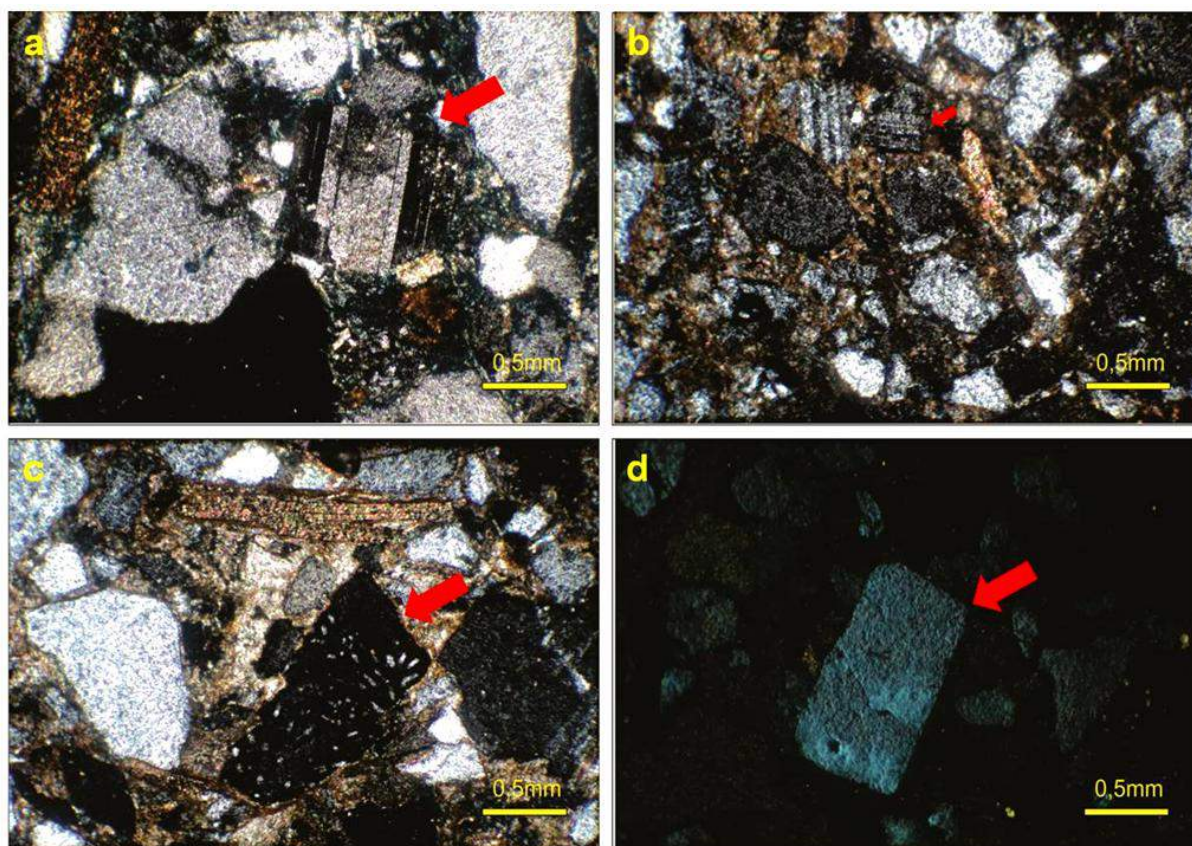


Figura 62 - Fotomicrografias de arenitos da Formação Suape. a) Arenito médio, imaturo, contendo grãos de plagioclásio (seta vermelha), ortoclásio, microclina e quartzo e micas. Observa-se a ocorrência de sílica microcristalina como cimento, substituindo a matriz original, argilosa (LT, 4X, NX, Prof. 455,7m); b) Arenito médio apresentando grão de microclina. (LT, 4X, NX, Prof. 455,4m); c) Arenito médio, com grãos de quartzo e ortoclásio. Na parte superior central da foto vê-se uma lamela de biotita muscovita, e na parte inferior um grão escuro, um grão com textura simplectítica; d) Cristal de feldspato, ortoclásio, visto na CL, mostrando sua forma euhedral, preservada, mas outros cristais de ortoclásio ao redor mostram-se com cores menos intensas, e com as arestas irregulares, devido à dissolução (CL, 4X, Prof. 1465,3m).

Outro componente importante, observado nas lâminas é apresentado pelos fragmentos de rochas. Os fragmentos de rocha são predominantes de composição quartzo-feldspática (granito/gnaiss) (Figs. 63 a-b). A biotita é o filossilicato mais abundante e a muscovita também é encontrada com frequência (Fig. 63-c), comumente se apresentam deformadas e contorcidas em torno dos grãos de quartzo e feldspatos. Localmente é possível observar lamelas de biotita sofrendo alteração e formando clorita. Este é um fenômeno dependente da temperatura de soterramento, o que pode fornecer informações importantes sobre processos diagenéticos dessa unidade. (Fig. 63-d).

Os minerais acessórios são representados por clorita, apatita, zircão, granada e minerais opacos (Fig. 63-e). Também são comuns fragmentos de matéria orgânica, possivelmente lenhosa, eventualmente oxidada, como observado na amostra referente à profundidade de 1088 m (63-f).

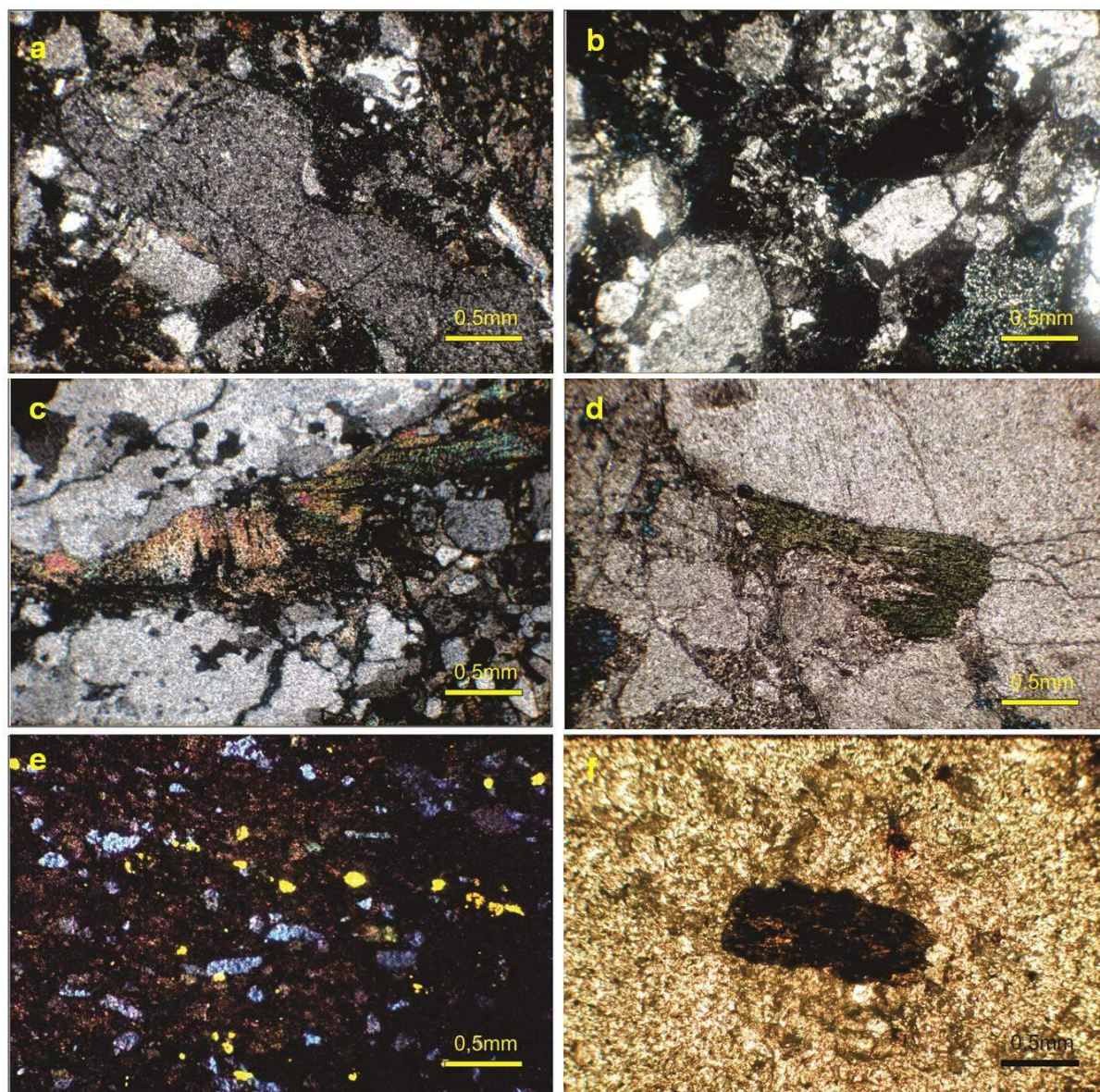


Figura 63 – Fotomicrografias mostrando feições em arenitos da Formação Suape. a) Fragmento de riolito contendo porções de matriz vítrea (LT, 4X, NX, Prof. 1462,3m); b) Fragmento de rocha vulcânica, possivelmente riolito com matriz afanítica e cristais de feldspato (LT, 4X, NX, Prof., 1968,55m); c) Lamelas de biotita, parcialmente alteradas, entre os grãos (LT, 4X, NX, Prof. 456,6m); d) Arenito grosso com clorita alterada (NX / 4x, Prof. 1973m); e) Arenito fino com grãos de zircão, apresentando cor amarela brilhante sob a CL. O alinhamento sugere algum tipo de laminação entre as camadas. Os cristais de cor azul claro são feldspatos (CL, 4X, Prof. 1087,7m); f) Siltito com fragmento de matéria orgânica, possivelmente lenhosa, oxidada (TL, 4X, N//, Prof. 1088m).

9.3 – PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO PARAÍSO

Os depósitos da Formação Paraíso compreendem o intervalo entre 450m e 60m de profundidade no perfil do poço 2-CP-01-PE. A amostragem referente a essa formação é pequena e isso prejudicou um maior detalhamento da mesma. Essa unidade é composta por arenitos quartzosos com baixo teor de feldspatos e biotitas com granulometria variando de grossa a fina e em geral a morfologia dos grãos varia de subarredondados a arredondados. O arcabouço das rochas arenosas estudadas apresenta aumento da porosidade em direção ao topo da formação. Os grãos, de forma geral, apresentam variado grau de fraturamento devido à compactação. O estudo identificou a presença de arenito com matriz argilosa nas amostras referentes à profundidade de 449,80 metros, o que corresponderia à base dessa formação, conforme a amostragem disponível (Fig. 64).

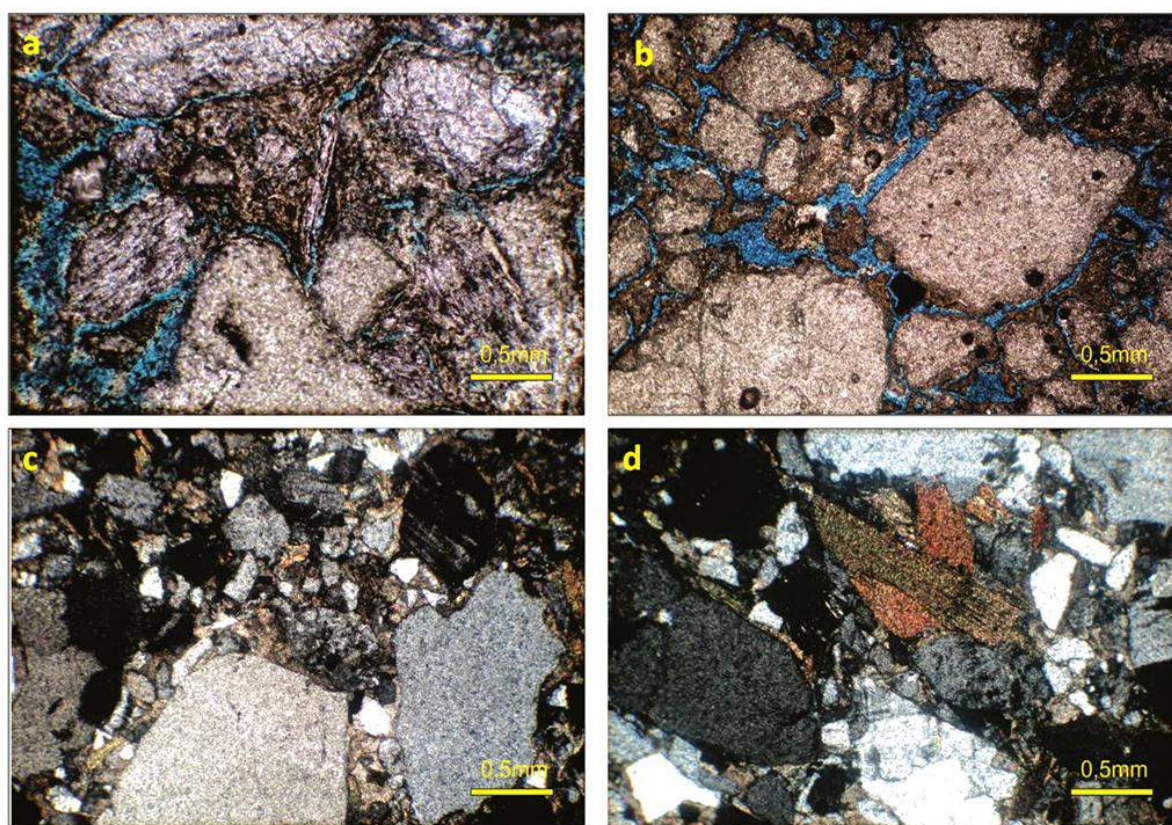


Figura 64 - Fotomicrografias da Formação Paraíso - Figura 7 - Fotomicrografias da Formação Paraíso – a /b) Arenito quartzoso médio a grosso, com grãos subarredondados a subangulosos e media esfericidade, apresentando elevada porosidade (Prof. 98 m, LT, NX, 4X). c/d) Arenito quartzoso médio a grosso, com grãos subarredondados a subangulosos e matriz argilosa, presença de feldspato potássico e lamelas de biotita representando a base da Formação Paraíso (Prof. 449,80 m, LT, NX, 4X).

9.4 – PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO ESTIVA

Apesar de não fazer parte do escopo desta pesquisa, a Formação Estiva aparece no poço 2-CP-01-PE nas amostras que correspondem às profundidades de 39,50 e 40,60 metros, correspondendo segundo a análise bioestratigráfica ao intervalo Cenomaniano-Turoniano (Lima Filho, 1998). A análise de lâminas das amostras deste intervalo revelou que estes depósitos correspondem a calcários dolomíticos, de aspectos monótonos, intensamente recristalizados. Feições semelhantes já haviam sido reportadas por outros autores (Lima Filho, 1998, Amaral e Menor, 1979, Tomé *et al*, 2006). Estes autores também reportaram a ocorrência de outras litologias além das que foram encontradas no poço 2-CP-02-PE, como margas, arenitos e siltitos calcíferos.

Os calcários recristalizados apresentam intercalações milimétricas de margas e calcilutitos. A matriz microespática apresenta zonas de dissolução, eventualmente preenchidas por calcita espática e dolomita. Os carbonatos analisados apresentam contribuição terrígena na forma de grãos de sicliciclastos, quartzo e feldspato, dispersos na matriz, o que revela a proximidade da área fonte, e a continua influência continental (Fig. 65).

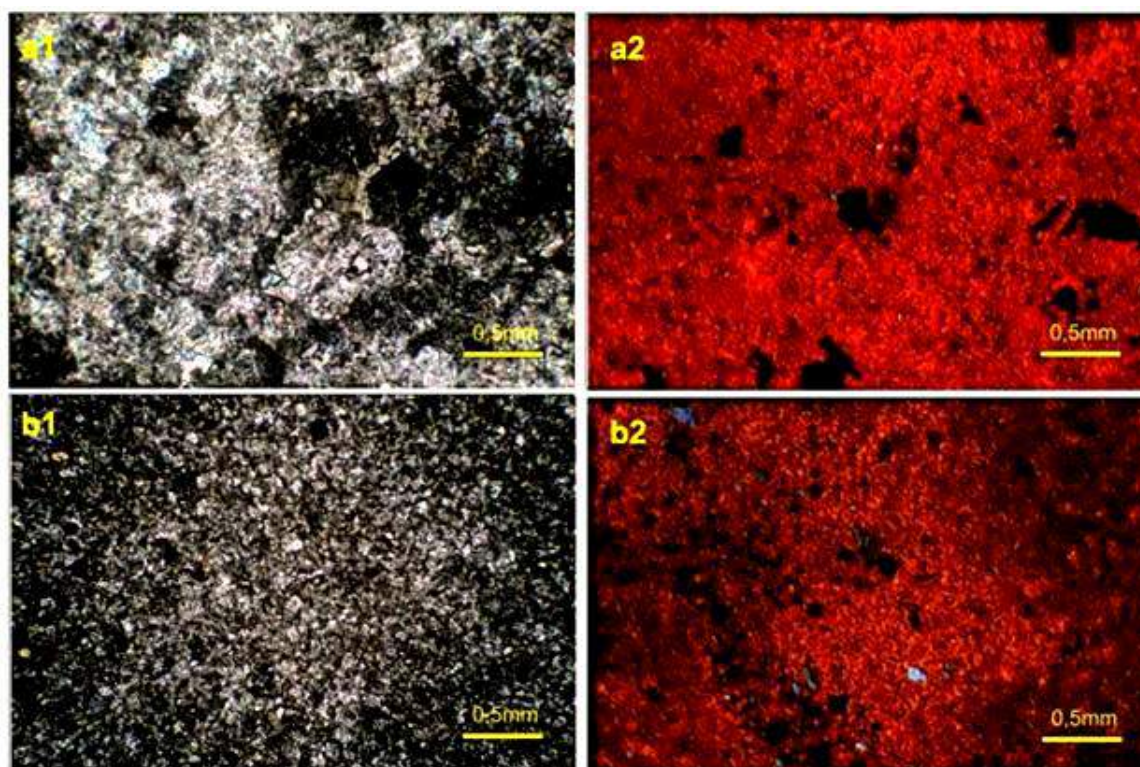


Figura 65– Fotomicrografias da Formação Estiva. a1-a2 / b1-b2) Calcário microcristalino, contendo grãos isolados de quartzo. Possivelmente toda a matriz original foi recrystalizada. A cor vermelha escura indica a dominância de calcita ferrosa, e é possível ver várias zonas com dolomitização. Algumas áreas exibem a substituição do microspato por calcita espática. Sob a CL todos os grãos escuros são cristais de quartzo (a1 TL, 4X, NX, prof. – 39,5m; a2 CL, 4X, prof. 40,6m).

9.5 – PETROGRAFIA DAS ROCHAS VULCANOCLASTICAS

Como descrito anteriormente, a análise petrográfica verificou a expressiva importância de rochas vulcanoclásticas para a Formação Suape. Neste contexto, além da identificação destes litotipos em afloramentos da unidade na bacia, foi possível detectar algumas feições características nas lâminas delgadas analisadas.

As rochas vulcânicas fazem parte da Suíte Magmática Ipojuca (SMI), e compreendem riolitos, traquitos, basaltos, além do granito do cabo. Da mesma forma, os depósitos piroclásticos (ignimbritos) e os fluxos piroclásticos também fazem parte dessa suíte (Lima Filho, 1998; Nasimento, 2003). Os corpos de composição riolítica foram os primeiros vulcanitos formados na Bacia de Pernambuco, ocorrendo geralmente como diques e *plugs* (Lima Filho, 1998)

Os riolitos são compostos por quartzo, feldspato, biotita e minerais opacos (óxidos de ferro). A textura varia de afanítica (típica de cristalização em superfície), a alguns locais com textura porfirítica (típica de ambiente de profundidade) (Fig.66-a); estas rochas são compostas por uma matriz vítrea com grãos de quartzo apresentando um embaimento característico de rocha vulcânica (Fig. 66-b).

Os traquitos são porfiríticos formados por feldspatos potássicos prismáticos, quartzo e plagioclásio (Fig. 66-c) e por vezes ocorrem com cristais substituídos por calcita e por dolomita (66-d).

As brechas magmáticas são caracterizadas por uma matriz composta por grãos irregulares de contornos angulosos, com cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico (Fig. 66-e). As rochas vulcanoclásticas são constituídas por grãos de quartzo, plagioclásio e microclina e clastos de rochas retrabalhados, com uma matriz fanéritica fina, possivelmente gerada pela deposição de cinzas vulcânicas (Fig. 66-f).

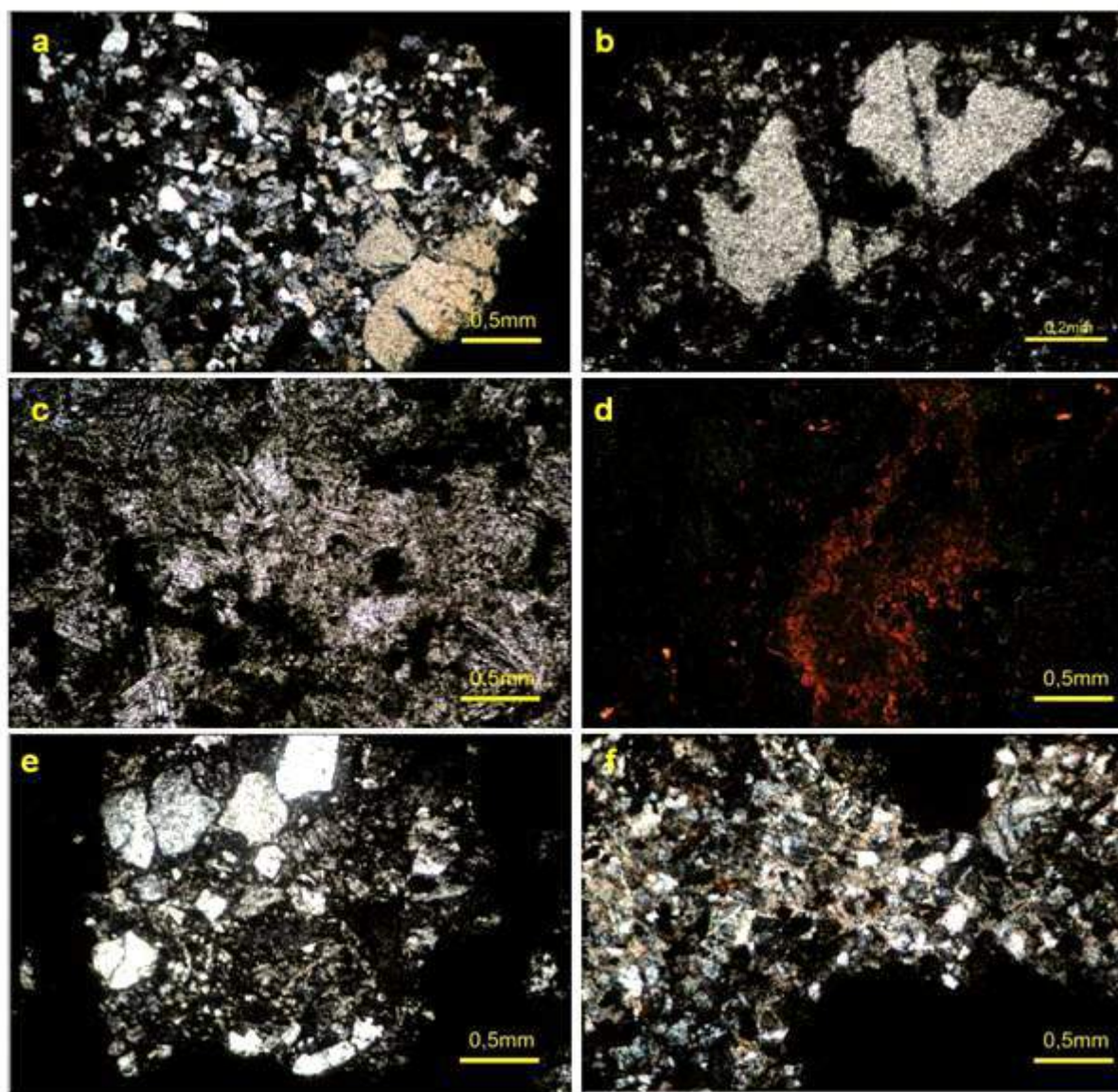


Figura 66 – Fotomicrografia de exemplos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas observadas no poço 2 CP-01-PE. a) Riolito com textura porfirítica apresentando fenocristais de feldspato (LT, 4X, NX prof. 1635m); b) Basalto com textura afanítica. No detalhe observam-se dois grãos de quartzo vulcânico com forma característica e feições de embaiamento (TL, 10X, NX, prof. 1032m); c) Traquito com textura porfirítica com cristais de feldspatos potássico prismáticos, quartzo e plagioclásio (LT, 4X, NX, prof. 852 m); d) Traquito observado sob CL, mostrando a substituição de um grão por calcita e dolomita (CL, 4X, prof. 366 m); e) Brecha magmática onde se observa a mistura de grãos angulosos e fragmentos de rocha dispostos em uma matriz fina com presença eventual de vidro (LT, 4X, NX, prof. 1695m); f) Rocha vulcanoclástica de aspecto tufáceo constituída por grãos de quartzo, plagioclásio, microclina e fragmentos retrabalhados de rochas. Inseridos em uma matriz fina (tufo soldado?) (LT, 4X, NX, prof. 906 m).

CAPÍTULO X

INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS

A Bacia de Pernambuco apresenta várias gerações de levantamentos de dados sísmicos de reflexão, produzidos em períodos diferentes ao longo dos últimos 30 anos. Esses levantamentos cobrem especialmente a região *offshore* da bacia e o Platô de Pernambuco. Os levantamentos produzidos são em sua grande maioria do tipo 2D, regional. Recentemente a PETROBRAS realizou um levantamento de sísmica de reflexão 3D, na região onde a empresa adquiriu três blocos exploratórios leiloados na 9ª rodada de licitações da ANP.

Na região *onshore* da bacia também existem algumas linhas sísmicas levantadas na região central da faixa costeira da Bacia (Fig. 67). Esse que representa até o momento o único levantamento sísmico de reflexão produzido na faixa *onshore* da bacia (feito no final da década de 1970), é composto por três linhas regionais (Fig. 67). O levantamento apresenta uma linha *dip*, que atravessa toda a faixa costeira, desde a linha de litoral até a proximidade da borda da bacia e de seu contato com o embasamento (Fig. 67). Existem ainda outras duas linhas *strike*, que foram levantadas ao longo da linha de litoral, a sul e a norte da linha *dip* (Fig. 67).

Devido ao fato de que essas linhas representam o único registro de subsuperfície existente para a porção emersa da bacia, o presente trabalho realizou uma reinterpretação desses dados, com o objetivo de reunir mais informações sobre o arcabouço tectono-estratigráfico da bacia, e principalmente observar as relações entre as unidades basais (Aptiano-Albiano) discutidas nesta pesquisa (Suape e Cabo).

Alguns fatos são de extrema relevância com relação à interpretação das informações contidas nessas linhas:

- 1 - o poço 2-CP-01-PE está localizado sobre a linha *dip* escolhida para o estudo aqui apresentado;
- 2 - A linha mostra o perfil deposicional da bacia, onde é possível observar as discordâncias entre as unidades estratigráficas;
- 3 - devido a pouca representatividade de afloramentos tipo na estreita faixa costeira da bacia, a interpretação da linha escolhida é importante porque permite evidenciar feições importantes como a separação entre as tectonofases rifte e drifte, com a correlação do poço 2-CP-01-PE;

Como as linhas foram adquiridas há mais de duas décadas, o dado apresenta limitações em termos de qualidade, como a existência de ruído e atenuação do sinal, causada pela presença de rochas vulcânicas. Inicialmente os dados recebidos do BDEP-ANP foram pós-

processados, utilizando-se filtros de alta (50Hz) e de Baixa (15Hz). Estes procedimentos simples foram realizados para se observar o resultado em termos de realce de feições associadas aos eventos magmáticos intrusivos-extrusivos que se relacionam com os depósitos sedimentares da bacia. Levando-se em conta o grande volume de rochas vulcânicas, e sub-vulcânicas encontrados em afloramentos e amostrados em poços (Lima Filho, 1998), um dos focos da interpretação foi observar feições (geometrias), ou sismofácies, indicativas da presença de rochas vulcânicas intrusivas (soleiras, diques, lacólitos) e extrusivas (vulcões) (Gomes, 2005; Oreiro, 2006; Rangel, 2006; Moreira *et al.*, 2006).

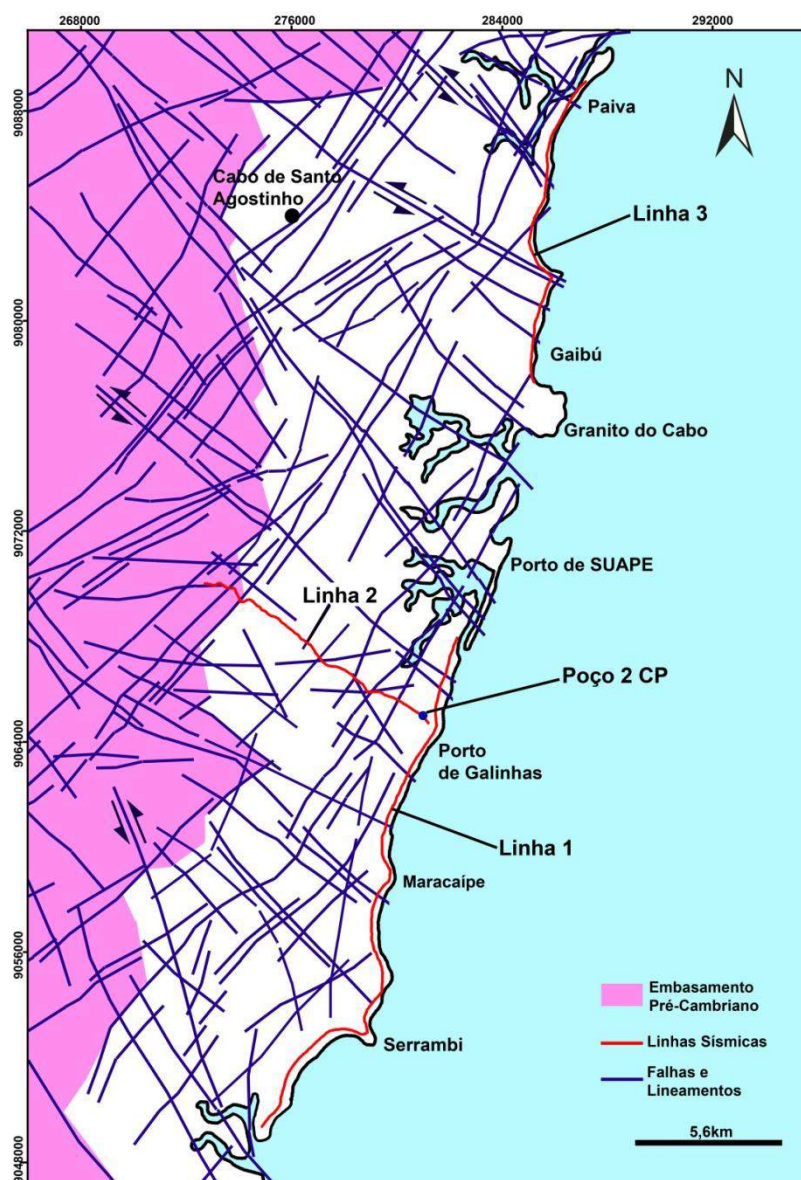


Figura 67 – Mapa de localização das três linhas sísmicas existentes na região *onshore* da Bacia de Pernambuco. Os dados estruturais foram compilados a partir de Lima Filho (1998) e

integrados com dados recentes, levantados a partir de trabalhos de campo e de interpretação de imagens (SRTM) da área.

Várias técnicas têm sido testadas com o intuito de melhorar o imageamento de corpos formados por rochas vulcânicas intrusivas em bacias sedimentares, com objetivo de reduzir o risco exploratório para hidrocarbonetos, em regiões como o Mar do Norte e Índia (Rohrman, 2007). Nesses locais os fluxos de basalto são sub-horizontalizados e estratificados (depósitos vulcânicos, vulcanoclásticos e sedimentos), e esta heterogeneidade produz fortes reflexões múltiplas, prejudicando o imageamento da base do intervalo formado pelas rochas vulcânicas, e dos depósitos subjacentes. Os fluxos de basalto maciço, que não apresentam interestratificação apresentam melhor qualidade de imageamento, significando que estes são menos absortivos. Segundo Rohrman (2007), algumas tentativas de realizar imageamento através das camadas de basalto em regiões do Mar do Norte foram realizadas na década de 90, utilizando levantamentos convencionais de alta frequência (frequência dominante de 30Hz). No entanto os resultados se mostraram pobres. Segundo este autor, a melhor abordagem é a utilização de baixas frequências, porque os fluxos de basalto atuam como filtro de baixa-frequência. A partir de testes com modelos sintéticos se observou que usando filtros de alta frequência, nos casos mencionados, foi possível reduzir os ruídos, inclusive as múltiplas, geradas por soleiras e corpos de rochas vulcânicas inter-acamadados com outros tipos de rochas, e determinar de forma melhor o topo e a base de corpos de rochas vulcânicas (Rhorman, 2007). Assim, o presente trabalho realizou o processo de filtragem dos dados, migrados, com o objetivo de verificar se era possível reduzir ruídos e outros problemas gerados pela presença de rochas vulcânicas intercaladas aos depósitos sedimentares. Observamos que o filtro de baixa frequência (15Hz) apresentou o melhor resultado com redução substancial de ruídos e melhor delineamento de estruturas possivelmente vulcânicas. Como mencionado por Rhorman (2007), o efeito negativo desse processo é que ao se utilizar os filtros de corte das altas frequências reduz-se a resolução do dado sísmico.

A partir do dado processado (15Hz), foram obtidos alguns atributos simples, como Frequência Instantânea, Similaridade, Transformada de Hilbert e Energia (atenuação da energia), que possibilitaram entender melhor as feições presentes na linha sísmica analisada.

Como o poço 2-CP-01-PE foi executado sobre a linha escolhida, exatamente na porção mais SE da linha, o seu perfil foi sobreposto aos dados interpretados na busca por uma correlação das feições interpretadas com os dados deste poço (bioestratigrafia e litologia).

10.1 – SISMOESTRATIGRAFIA

A Figura 68 mostra a linha sísmica de número 2 do mapa de localização da Figura 67. A figura mostra o dado sem interpretação e com a interpretação sismoestratigráfica feita por esta pesquisa. A linha tem cerca de 3,0s de profundidade em tempo duplo (TWT), e cerca de 11 km de extensão. A partir da interpretação das sismofácies dominantes e das geometrias das reflexões associadas a cada sismo sequência foi possível definir pelo menos quatro principais intervalos, os quais foram relacionados com o perfil do poço 2-CP-01-PE:

Intervalo 1 – O primeiro intervalo representa o pacote de estratos que estaria sobre o embasamento, a Formação Cabo, de idade aptiana. É importante ressaltar que como a linha sísmica levantada tem apenas 3s de profundidade (TWT), a interpretação da posição do embasamento é dificultada, portanto, a interpretação aqui apresentada é apenas tentativa (horizonte vermelho na Figura 68).

Essa sucessão basal é dominada por sismofacies localmente caótica, embora alguns trechos apresentem estratificação plano paralela. Os refletores apresentam baixa frequência e são descontínuos, ou pouco contínuos. A geometria interna indica que os estratos apresentam-se falhados, interrompidos, e em alguns casos basculados, possivelmente por conta dos falhamentos associados à movimentação dos blocos do embasamento durante a evolução do rifte. Algumas feições de pequeno porte são caracterizadas por fortes anomalias de amplitude, em alguns casos com forma côncava, o que pode indicar a presença de soleiras e diques (Conceição *et al.*, 1993).

Tanto na porção W quanto E da linha é possível observar a existência de estruturas em forma de lentes, ou cunhas, que coalesceram para o centro da região imageada pela linha sísmica, que representa um baixo regional (Fig. 68). Pela área estudada se tratar da Bacia interna, que está limitada a leste pela borda da bacia e a oeste pela borda do Alto do Maracatu (Fig.2) é possível que estes corpos representem sistemas de leques aluviais que coalesceram das regiões de borda, e de regiões elevadas do embasamento dentro da bacia interna, para os depocentros desta. Estes corresponderiam aos depósitos de conglomerados e arenitos grossos que podem ser observados na região proximal, na borda da bacia, que se formaram a partir da abertura da bacia interna, e que são compostos essencialmente a partir das rochas do embasamento pré-cambriano adjacente (Lima Filho, 1998).

A figura 68 mostra que este intervalo basal está intensamente afetado por falhas normais, mas algumas estruturas interpretadas indicam a ocorrência de compressão (flor positiva), possivelmente devido a eventos tardios de reativação que afetaram a bacia interna.

Na faixa costeira, em superfície ocorrem estruturas que indicam compressão, transpressão, afetando depósitos das unidades Cabo e Suape (Almeida, 2005).

Algumas das falhas que afetam o pacote basal na linha sísmica, interpretado com a Formação Cabo, se propagam e afetam estratos da Formação Suape, indicando que estes continuaram sobre ação do processo de rifteamento, durante o Albiano Inferior.

A discordância que marca o topo da sucessão basal, Cabo, está bem evidente na seção sísmica e é marcada pela interrupção de refletores do pacote de idade aptiana (horizonte azul na Fig. 68), indicando que esta discordância é erosiva e angular, devido os estratos da Formação Cabo estarem basculados pelos falhamentos da fase rifte (Fig. 68). A evidência que a discordância afetou os estratos basculados de idade aptiana, e que o rifte ainda afetou depósitos albianos sugere que esta discordância do final do Aptiano seria uma discordância intra-rifte, e que houve uma propagação do rifte, com o rearranjo dos depósitos da primeira fase, e em seguida denudação e posterior recobrimento desses depósitos da primeira fase por depósitos do final da fase rifte, que teria idade Eo-Albiano (Figs 68 e 69).

No topo do intervalo da Formação Cabo, na porção E da linha é possível observar feições que aparecem ser delgadas bacias do tipo *sag*, que podem ter preenchido depressões rasas no final da primeira fase rifte, e antes da erosão que marca o topo dessa sequência (Fig. 68).

Intervalo 2 – Acima da discordância que marca o topo da sucessão basal, Formação Cabo, ocorre estratos que apresentam sismofácies caracterizadas por refletores paralelos a localmente divergentes, com amplitude média a alta, e frequência variando de média a alta. Este intervalo apresenta trechos onde os refletores apresentam aspecto caótico a descontínuo devido a deformação dos estratos, provocada por dobramentos e falhas (Figs. 68 e 69). Esta sismosequência foi limitada na base pela discordância do final do Aptiano, que marca o topo da Formação Cabo, e no topo por outra discordância (linha rosa nas Figs. 68 e 69) também erosiva. Algumas falhas que afetam a sequência 2 apresentam o padrão de “flor” invertida, evidenciando efeito de compressão, que pode ter sido em parte causado pelo efeito dos dobramentos que se observa. Ao mesmo tempo, algumas falhas normais de baixo ângulo parecem indicar que ocorreu escorregamento dos depósitos proximais para o interior da bacia interna (Figs. 68 e 69).

A sismosequência 2 apresenta um mergulho dos refletores da região W da linha para o interior da bacia interna, devido ao mergulho das camadas da borda da bacia para o centro da bacia interna. No centro da linha os depósitos da sismosequência 2 apresentam-se horizontalizados, de forma geral, no que seria o depocentro. Também na parte basal da sismosequência 2 se observam formas alongadas, de cunha, que podem representar a existência de leques aluviais que ainda se desenvolveram na fase rifte do início do Albiano. Este fato é corroborado pela existência de conglomerados na porção do Eo-Albiano da seção do poço 2-CP-01-PE. Isto indica que este período ainda recebeu contribuição da fase rifte, mecânica, da bacia. Contudo, conforme se observa na sismosequência 2, com seus refletores bem menos movimentados, e nas litologias atravessadas pelo poço 2-CP-01-PE, aparentemente a segunda fase rifte, eo-albiana, foi menos importante em termos de quebramento mecânico. Aparentemente, essa segunda fase rifte, preencheu a bacia interna com um efeito de *sag-basin*, sem que as falhas do início da abertura tenham afetado de forma expressiva seus estratos. Esta seria uma curta fase *rift-sag*, talvez posterior ao basculamento dos blocos, mas anterior à discordância erosiva (Betts & Lister, 2001). É possível ver que algumas dessas falhas continuaram crescendo para dentro desta segunda fase, mas os rejeitos observados são menos expressivos (Figs. 68 e 69). No centro da linha ocorre uma estrutura em forma de almofada, com aspecto dômico, alongada (Figs. 68 e 69). Aparentemente a estrutura está posicionada dentro de depósitos da sucessão sobrejacente a Formação Cabo. A ocorrência de refletores planos paralelos indica que há depósitos entre a discordância e a base da estrutura. É possível que esta estrutura represente uma “almofada de sal”, um corpo de evaporitos que sofreu deformação a partir do escorregamento da camada da região oeste (borda) para o centro da bacia interna, devido ao processo de subsidência. Este processo poderia explicar a compressão produzida no centro da figura, com a formação de estruturas do tipo “flor” invertida a partir do topo da estrutura, e que afetam os depósitos acima desta. No entanto, devido a forte influência do magmatismo albiano na bacia é possível que o corpo alongado em forma de almofada represente uma intrusão vulcânica de grande porte na região da bacia interna. Os dados geofísicos observados disponíveis para a região indicam a ocorrência de uma anomalia magnética negativa, cuja interpretação ainda é complexa (Magalhães *et al.*, 2012 – No prelo). Toda a região da faixa costeira da bacia apresenta anomalias magnéticas e gravimétricas circulares, causadas pelos centros de vulcanismo que se formaram com o evento magmático. As falhas produzidas pela estrutura dômica se propagam até a sucessão mais superior, e afetam depósitos recentes na faixa costeira (paleogênicos-neogênicos). É possível que etapas de reativação da bacia tenham afetado toda esta rede de estruturas desde o Albiano.

Também ocorrem depósitos plano paralelos que acompanham a domação da estrutura, e indicam que quando esta se formou, eles já haviam sido depositados. Em seguida ocorrem refletores que terminam em *onlap* sobre as camadas domadas sobre o corpo alongado (Figs. 68 e 69), indicando a ocorrência de uma superfície de inundação, ou de recobrimento, sobre os estratos domados sobre a estrutura (Fig. 23). Considerando as informações do poço 2-CP-01-PE (Barbosa *et al.*, 2009; Maia *et al.*, 2011) os depósitos associados à estrutura domada tem idade Eo-Albiano, e pertencem à base da Formação Suape. Estes depósitos estão posicionados logo acima da discordância que marca o fim da Formação Cabo (Neo-Aptiano). Esta superfície de inundação (horizonte verde nas Figs 68, 69 e 70) talvez marque algum tipo de pulso tectônico/climático de preenchimento da bacia interna, que causou o recobrimento da estrutura deformada pela formação do corpo alongado visto no dado sísmico.

Intervalo 3 - Na porção superior da sucessão albiana é possível observar um refletor de ocorrência regional (horizonte rosa na Figura 68) que marca o início de outro pacote de sismofácies caracterizada por refletores de amplitude média a baixa, relativamente descontínuos e plano paralelo. Esta superfície (horizonte rosa na Figura 68) marca uma discordância (erosiva) entre o Meso e o Neo-Albiano. O perfil do poço 2-CP-01-PE (Fig. 23) mostra que depósitos carbonáticos de plataforma rasa aparecem apenas nos primeiros 50 metros da seção, e na região do litoral, indicando a influência restrita do ambiente marinho franco na coluna sedimentar da bacia interna. Logo, essa discordância do Meso-Neo Albiano, estaria posicionada abaixo da discordância entre os depósitos carbonáticos da Formação Estiva, datados como Cenomaniano-Turonianos, e os depósitos clásticos subjacentes.

Como ressaltado por Barbosa *et al.* (2008), a região costeira da bacia de Pernambuco, onde está posicionada a bacia interna, separada da Bacia do Platô pelo Alto do Maracatu, não experimentou a formação de depósitos carbonáticos de forma expressiva ainda durante o Albiano por conta de sua posição restrita. Esses autores sugeriram que, conforme mencionado também por Beurlen & Cobra (1960), é possível que existam depósitos carbonáticos, ou com influência marinha, de idade albiana ainda não encontrados na região da bacia costeira. Fato de maior importância é que a análise do poço 2-CP-01-PE (LAGESE, 2003), indica que este intervalo da sucessão sedimentar apresenta elementos de influência marinha (palinoforaminíferos), o que confirma que este intervalo testemunhou o início da sedimentação marinha na bacia, vinda por sobre o Alto do Maracatu. Logo, é possível definir a ocorrência de outra unidade estratigráfica, delimitada na base pela discordância do Meso-Neo Albiano, e no topo pela discordância do Cenomaniano-Turoniano, que a separa da

Formação Estiva. É importante ressaltar que já foram feitas proposições anteriores de outra unidade estratigráfica para a Bacia de Pernambuco (Lima e Pedrão, 1989). E estes autores também sugeriram a existência de outra unidade exatamente entre os depósitos aptianos e os depósitos cenomanianos-turonianos da Formação Estiva. Este fato é corroborado através das evidências desta pesquisa.

10.2 – CORRELAÇÕES ENTRE A INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA AO PERFIL DO POÇO 2-CP-01-PE

Com o objetivo de correlacionar as informações do poço 2-CP-01-PE com a interpretação realizada sobre a linha sísmica foi feita a sobreposição do perfil do poço com o dado sísmico, a partir da amarração de feições identificadas em ambos, como as discordâncias e a presença de corpos de rochas vulcânicas (Fig. 71).

O poço foi amarrado à linha com base principalmente na discordância rifte-drifte, que marca o topo da Formação Cabo, e a base da Formação Suape. A partir disso, várias feições observadas no perfil litológico e nos perfis disponíveis (Gama Ray e Indução), foram também identificadas nos dados sísmicos, aumentando a coerência da interpretação.

A sucessão aptiana, primeira fase rifte, marcada no perfil do poço pela presença de corpos de conglomerados e por um padrão comportado do perfil de gama ray, é claramente correlacionada com a sucessão basal da linha sísmica. O final do Aptiano é marcado por uma redução na litologia, com a ocorrência de folhelhos e siltitos. No final do Aptiano ocorre a discordância que marca o início de um padrão mais variável do perfil de gama ray.

O intervalo Eo-Meso Albiano é caracterizado por uma variação litológica maior, com várias etapas de granodecrescência ascendente, e esta também é marcada por picos no perfil de gama ray associados à ocorrência de corpos de rochas ígneas. A base do intervalo Albiano é marcada ainda por corpos de conglomerados, o que indica a ação do processo de rifteamento que se propagou até o Eo-Albiano, caracterizando a segunda fase rifte que afetou a bacia.

A terceira sequência sismoestratigráfica, Neo-albiano, é caracterizada pela redução nos valores do perfil gama ray (Fig.71). Esta nova unidade estratigráfica, definida por esta pesquisa, apresenta influência marinha, como mencionado antes, e apresenta uma maior argilosidade, como mostra o comportamento dos perfis.

A presença de corpos de rochas ígneas intercalados na sucessão sedimentar corresponde a refletores de alta amplitude e relativa continuidade, que foram atravessados pelo poço (Fig. 71). Estas anomalias de amplitude observadas na parte leste da linha sísmica, com aspecto

tabular, podem representar soleiras, ou no caso da região mais superior dos estratos, podem representar derrames de rochas ígneas. Conforme a amarração realizada a partir de feições observadas no poço e na linha sísmica, observa-se que o poço ficou “pendurado”, mas bem próximo ao embasamento da bacia interna (Fig. 71).

A boa correlação entre a interpretação sismoestratigráfica e as informações dos perfis do poço 2-CP-01-PE auxiliam e reforçam a sugestão de que a sucessão é formada por várias etapas tecono-sedimentares, separadas por discordâncias importantes.

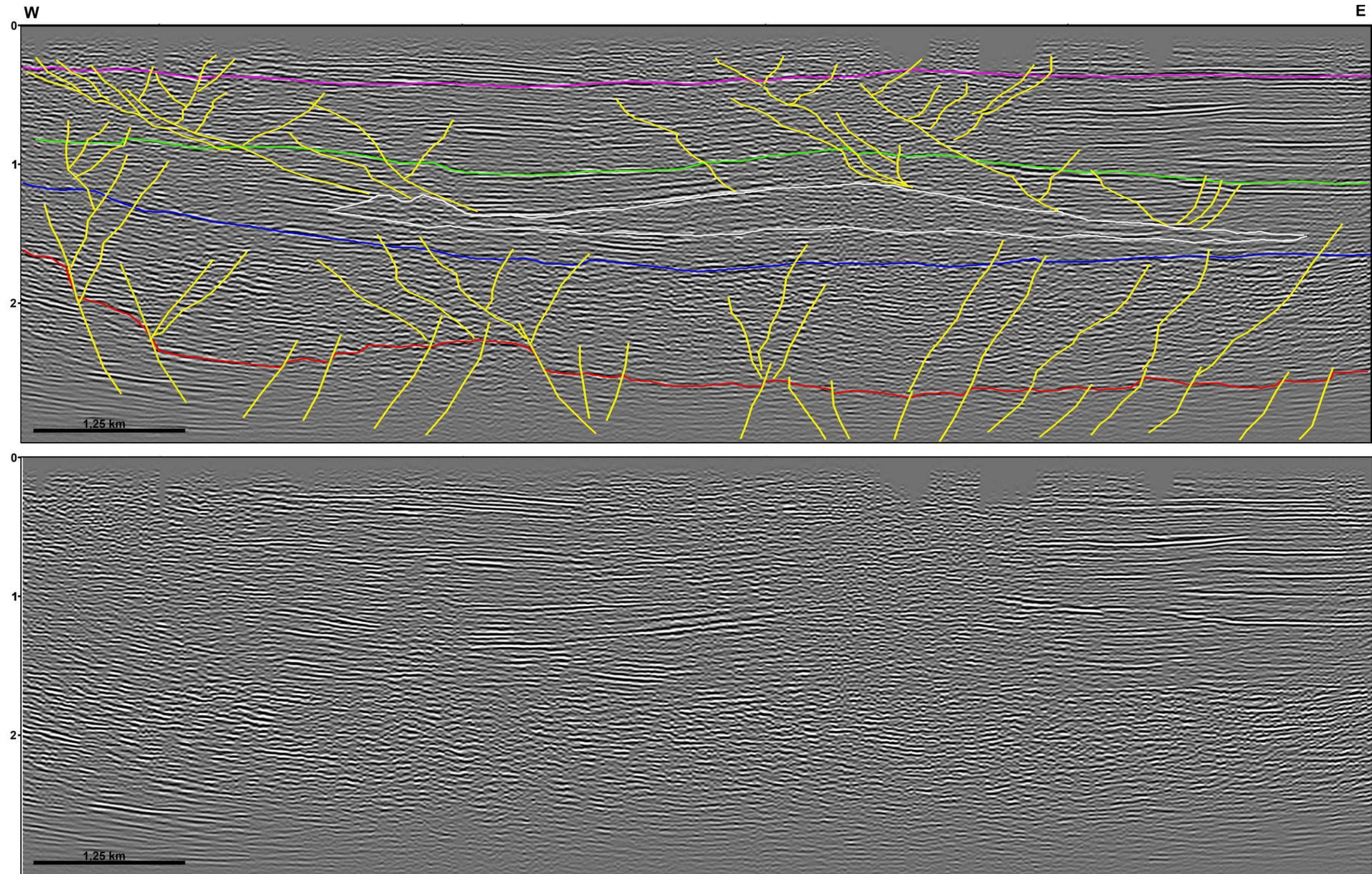


Figura 68 – Linha sísmica 2, na região onshore da Bacia de Pernambuco (ver localização da linha na Figura 2). Horizonte Vermelho – Embasamento; Horizonte azul – discordância rifte-drifte; Horizonte verd – discordância intra-albiano; Horizonte rosa – discordância do Albiano Superior (?). As áreas marcadas em azul representam leques aluviais dentro da Fm. Cabo. As áreas marcadas em laranja representam pequenas bacias do tipo sag no topo da Fm. Cabo. O corpo em forma de domo marcado em vermelho pode representar uma almofada de sal, ou um corpo de rochas vulcânicas. Profundidade em segundos (TWT).

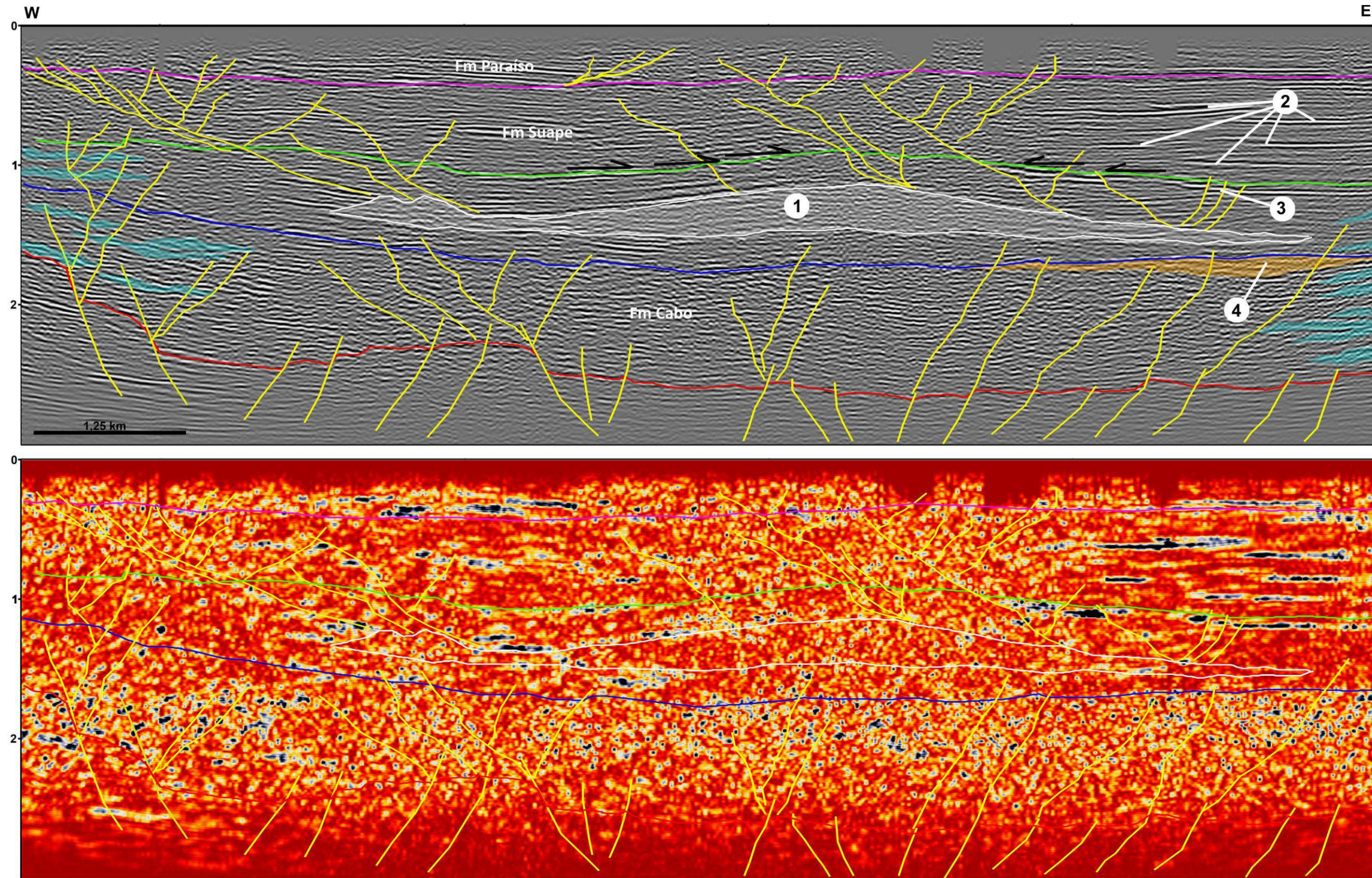


Figura 69 – Esta figura mostra a interpretação realizada na linha sísmica migrada, e a figura inferior mostra a mesma interpretação sobre uma imagem gerada pela extração do atributo de ENERGIA, que é um filtro sensível à redução da energia do sinal sísmico. Este atributo resalta a refletividade, auxiliando a melhorar definição de corpos caracterizados por altas amplitudes. Neste caso, as anomalias de energia estão relacionadas com as soleiras de rochas ígneas vista na porção leste da linha (2), e em vários outros locais na seção. É importante observar que o corpo em forma de almofada (1) no centro das linhas sísmica não apresenta anomalias de amplitude, como seria de se esperar, caso fosse formado por rochas ígneas. É possível observar uma possível soleira escalonada por falhas (3). No final da primeira fase rifte, ocorrem alguns corpos lenticulares que podem ter se formado em depressões e que foram preenchidos como pequenos *sags* (4).

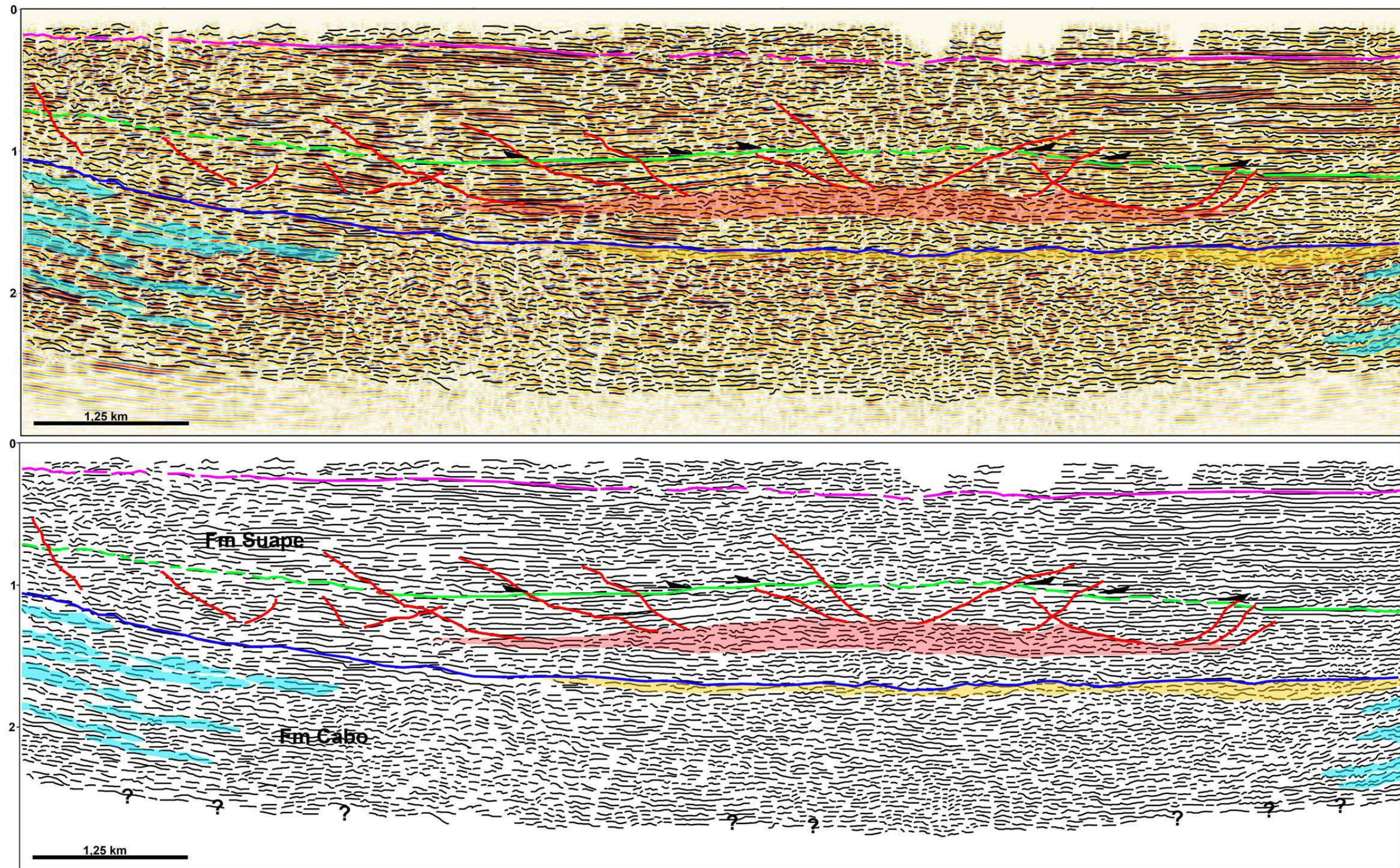


Figura 70– Mesma linha sísmica 2, localizada na região onshore da Bacia de Pernambuco (ver localização da linha na Figura 2). A figura superior mostra o efeito de *tracing* dos refletores sobre a imagem do dado sísmico, a figura inferior mostra apenas o resultado do processo de *tracing*, a partir do qual é possível ressaltar o comportamento dos refletores e das superfícies estratigráficas. Profundidade em segundos (TWT).

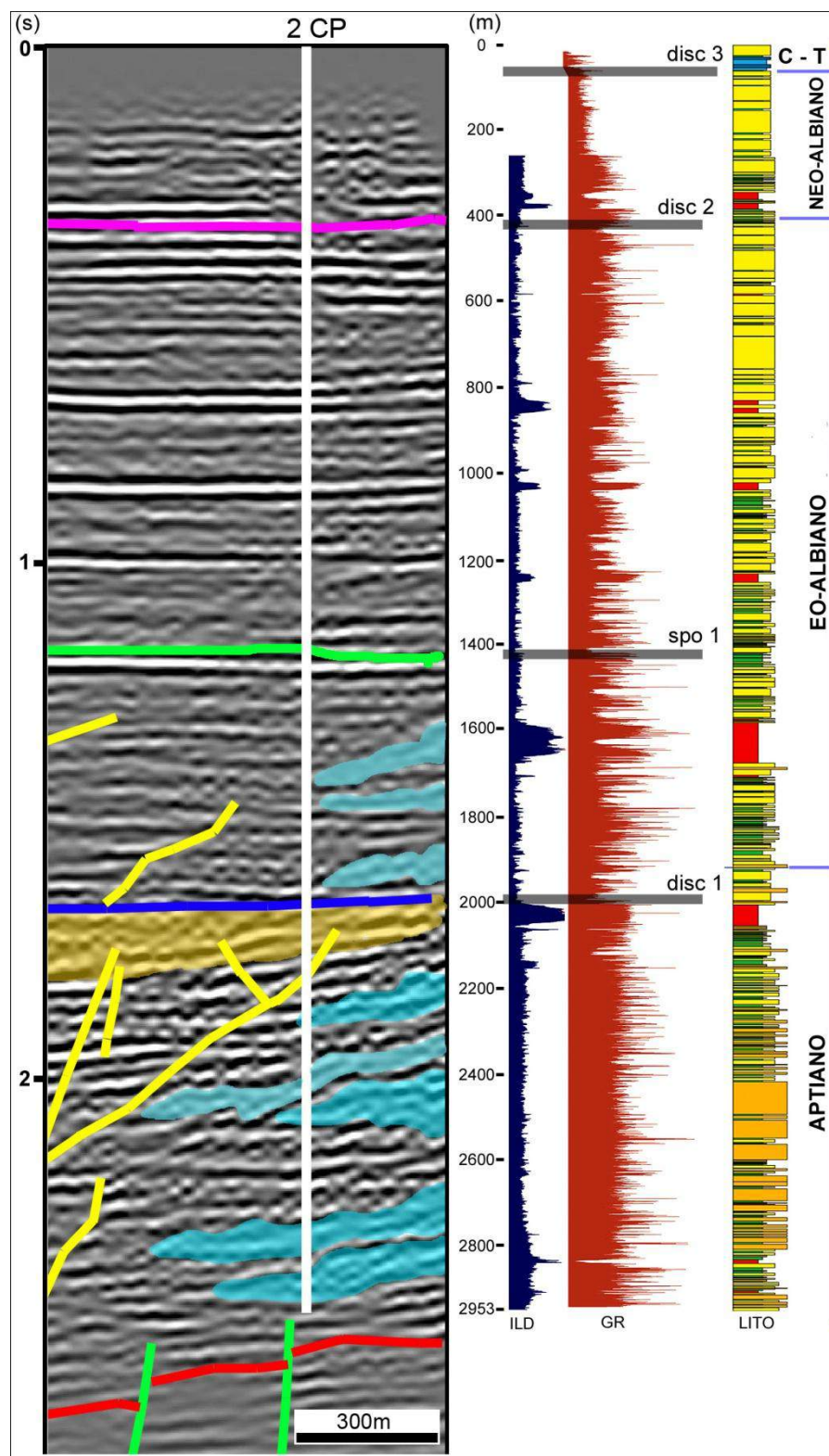


Figura 71 – Correlação entre a interpretação sismoestratigráfica com o perfil do poço 2-CP-01-PE (disc = discordância, spo = superfície de *onlap*). A profundidade do dado sísmico está expressa em segundos (TWT).

10.3 – ESTRUTURAS VULCÂNICAS

A identificação de estruturas vulcânicas em dados sísmicos é difícil devido ao fato de que derrames e intrusões podem apresentar dimensões que impedem a detecção, e também podem se comportar como sucessões sedimentares (Rhorman, 2007). No entanto, feições como vulcões, lacólitos, soleiras e diques podem ser identificados devido ao seu aspecto característico, e ao fato de que algumas estruturas como as soleiras produzem feições de pequena continuidade lateral e forte amplitude (Conceição, 1993; Oreiro, 2006; Moreira *et al*, 2006; Rhorman, 2007).

A observação das três linhas sísmicas da região *onshore* da Bacia de Pernambuco revelou algumas feições que podem indicar a ocorrência de estruturas vulcânicas. Observa-se na Figura 72 a existência de anomalias de amplitude na porção leste da linha (2), dentro do intervalo correspondente a Formação Suape, que correspondem às ocorrências de rochas ígneas no perfil do poço 2-CP-01-PE (Fig. 23). Também é possível observar na porção leste da linha, sobre o corpo domado, uma soleira escalona por falhas (3) (Conceição *et al.*, 1993), o que sugere que as falhas já existiam quando o magma intruiu as camadas de rocha.

Outras estruturas, relacionadas a possíveis feições de vulcanismo intrusivo, foram identificadas, como estruturas com seção cônica, exibindo a sobreposição interna de estratos em forma de “V” invertido, o que caracteriza a existência de edifícios vulcânicos (Fig. 72).

Estruturas vulcânicas já foram observadas na região *offshore* da bacia, no Platô de Pernambuco (Alves & Costa, 1986; Feinstein & Milliman, 1979; Barbosa *et al.*, 2008b), e na região *onshore* (Lima Filho, 1998). Contudo, a qualidade do dado sísmico sempre dificultou a interpretação das feições, e impediu uma melhor correlação entre os intervalos deposicionais e as estruturas induzidas pelo vulcanismo presentes nestes.

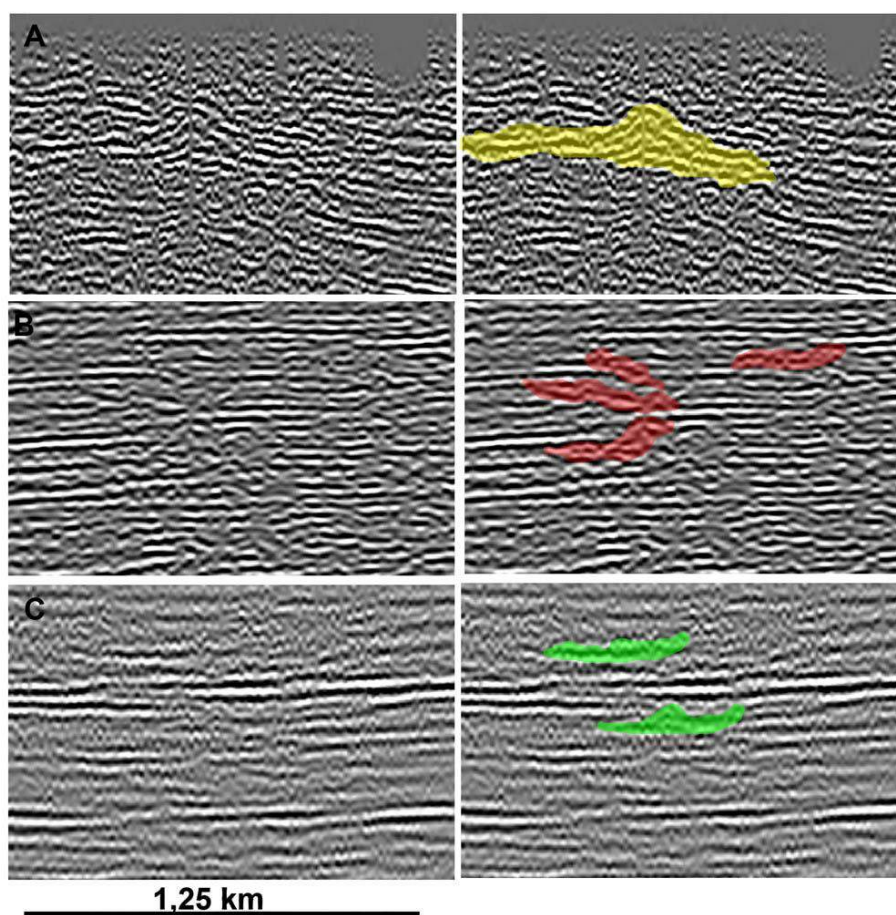


Figura 72 – Exemplos de possíveis estruturas vulcânicas observadas nas linhas sísmicas estudadas. A) vulcão observado na linha 1; B) estruturas que podem representar soleiras e diques observadas nas linhas 3; C) estruturas que podem indicar a ocorrência de soleiras na linha 1.

Os dados aqui mostrados sugerem que a Bacia passou por dois estágios de rifteamento, com o fim do primeiro no final do Aptiano. Em seguida houve rearranjo tectônico que provocou erosão dos estratos dessa primeira fase. O segundo estágio de rifteamento que se seguiu é caracterizado pela propagação de algumas falhas e a presença de conglomerados através dos depósitos Eo-albianos, ficando a discordância do final do Aptiano como uma discordância intra-rifte. Esta segunda fase foi caracterizada por um quebramento mecânico/ruptil menos expressivo, podendo ser caracterizada como um *sag-rifte* (?) (Karner & Gamboa, 2007). Entre o Meso e o Neo Albiano ocorreu o final dessa segunda fase rifte, com o desenvolvimento de uma nova discordância erosiva regional. Acima deste pacote, com idade Neo-Albiano ocorrem depósitos siliciclásticos com influência marinha, o que representaria a primeira etapa da fase drifte (pós-rifte) da bacia, com a ingressão marinha na região costeira.

A constatação de que o rifteamento nesta região se estendeu até o Meso-Albiano está perfeitamente de acordo com o que se conhece sobre a contraparte africana da Bacia de Pernambuco, na região da Guiné Equatorial (Wornardt *et al.*, 1999; Louzzi-Arbouille *et al.*, 2009). Estes autores afirmam que o *break up* na região da Bacia de Douala ocorreu no Meso a Neo-Albiano. Trabalhos anteriores, sobre a evolução do rifte Atlântico na região, também já sugeriam que a ruptura continental nessa região teria ocorrido durante o Albiano (Mattos, 1992, 1999).

CAPÍTULO XI

DISCUSSÕES

A revisão da estratigrafia dos depósitos Aptianos e Albianos da Bacia de Pernambuco mostrou evidências para a distinção de cada unidade estudada.

A Formação Cabo corresponde ao intervalo aptiano da Bacia de Pernambuco e apresenta feições que sugerem a dominância de sistemas de leques aluviais de grande porte. Provavelmente, esses leques foram formados através do sistema de drenagem radial, responsável pelo preenchimento sedimentar da depressão formada pela bacia interna da Bacia de Pernambuco. Apresentando no topo uma sedimentação relacionada a um ambiente mais árido. Esta unidade está relacionada à fase Sin-Rifte I da bacia.

As fases Sin-Rifte I (Aptiano- Formação Cabo) e Sin-Rifte II (eo meso-Albiano - Formação Suape) da Bacia de Pernambuco estão relacionadas à fase Sin-Rifte III proposta por Chang *et al.*, (1992) e Matos (1999). Seguida pela fase Pós-Rifte (Meso Albiano - Formação Paraíso).

De forma mais importante ressaltamos que a Formação Cabo apresenta em seu topo um conjunto de feições que sugerem a instalação de sistemas de *sabkhas* continentais na região da bacia interna, o que possivelmente foi influenciado por condições climáticas e tectônicas (Warren, 2006) dominantes no final dessa fase Sin-Rifte I. Esta informação permitirá futuras correlações entre essa afinidade evaporítica observada na região *onshore* da Bacia de Pernambuco, com os depósitos evaporíticos de origem marinha, Neo-Aptiano, depositados nas bacias marginais vizinhas, Sergipe e Alagoas.

As ocorrências de gipsita, anidrita, e de enriquecimento de bário, no final do Aptiano, sugerem que essa condição evaporítica, está associada à existência de *playas* continentais, já que não ocorre nestes intervalos indícios de influência marinha.

Da mesma forma, a ocorrência de depósitos carbonáticos intercalados aos depósitos conglomeráticos da Formação Cabo sugere a formação de lagos rasos que existiram no centro da bacia interna. Estes lagos recebiam a sedimentação das planícies aluviais durante essa fase inicial do rifteamento. Além dos depósitos carbonáticos, algumas rochas da Formação Cabo apresentam formação de cimento calcítico e dolomítico de origem diagenética, que substituiu e preencheu a porosidade formada pela dissolução de grãos e de matriz nestas rochas.

Este trabalho propõe que os depósitos de conglomerados polimíticos e arenitos grossos arcoseanos da base da Formação Cabo sejam tratados como Membro Tejiptó, ao passo que o conjunto de estratos da porção superior, com intercalações carbonáticas e afinidade evaporítica sejam tratados como Membro Afogados.

A Formação Suape, de idade eo a meso-Albiana, representa a fase Sin-Rifte II da bacia, apresenta características que sugerem um domínio de sistemas fluviais, influenciado por clima possivelmente mais úmido, do que o que se passou para a Formação Cabo. A base da Formação Suape ainda guarda evidências de pulsos tectônicos marcados pela presença de conglomerados, como observado na fase Sin-Rifte I da Formação Cabo. Contudo, a formação apresenta tendência de granodecrescência ascendente, com a formação de depósitos de arenitos finos e folhelhos formados por sistemas fluvio-lacustres na porção superior. É possível que durante a deposição da Formação Suape, a drenagem tenha sofrido uma modificação, passando de radial para axial, embora a influência dos leques aluviais e da drenagem radial ainda tenha permanecido. Durante a deposição da Formação Suape ocorria o magmatismo associado a Suíte Magmática Ipojuca, que ocasionou a sindeposição dos sedimentos e de rochas vulcanoclásticas.

A análise da mineralogia indica uma maior irregularidade na distribuição de terrígenos nos corpos litológicos, o que sugere uma variação vertical maior dos depósitos, criada por mudanças no sistema deposicional.

A Formação Paraíso, neo-Albiana, apresenta dominância de depósitos continentais, terrígenos, mas a alteração na composição mineralógica, com diminuição na contribuição dos feldspatos, corroborada pela análise bioestratigráfica/paleoambiental, sugere que esta recebeu influência marinha restrita, anterior à formação dos depósitos de ambiente marinho raso que caracterizam a Formação Estiva.

Com base no que foi exposto nos capítulos anteriores foi possível obter dados que subsidiam a proposta de formalização da divisão da antiga Formação Cabo em três unidades estratigráficas, com a criação da Formação Paraíso.

Os dados obtidos a partir das amostras do poço 2-CP-01-PE e das linhas sísmicas oferecem um grande potencial de informações. Contudo a correlação desses dados com os dados de superfície é complicada devido à possibilidade de que parte dos depósitos referentes a unidades Suape, e a unidade Paraíso, posicionada logo abaixo da Formação Estiva e acima da formação Suape, sejam subaflorantes. Além disso, o alto

grau de alteração dos depósitos aflorantes dificulta a melhor interpretação de suas características.

a) A Formação Cabo, conforme considerada por esta pesquisa ocorre ao longo da região costeira da Bacia de Pernambuco, próximo da borda da bacia e está relacionada com a fase Sin-Rifte I. A Formação Cabo inclui conglomerados polímiticos associados às escarpas geradas pelo processo de abertura da bacia interna, e também fácies associadas à fandeltas que gradavam para lagos em regiões profundas dos grábens que se abriram durante a formação da bacia (Lima Filho, 1998). Os conglomerados, que são a litologia caracteristicamente associada à Formação Cabo, têm sido genericamente interpretados como parte integrante de um sistema de leques aluviais coalescentes de limitado desenvolvimento sedimentológico e complexa geometria, controlados por regime tectônico pulsátil, depositados a partir de fluxos de detritos (Alheiros, 1987; Alheiros & Ferreira, 1989; Lima Filho, 1998) (Fig. 73).

Observou-se que são comuns acumulações descontínuas de arenitos arcóseos com espessuras não superiores a 1 metro, intercalados nesses conglomerados, resultantes de enxurradas esporádicas, espaiadas, as quais organizam de modo incipiente os blocos que se situam imediatamente abaixo (Alheiros, 1987).

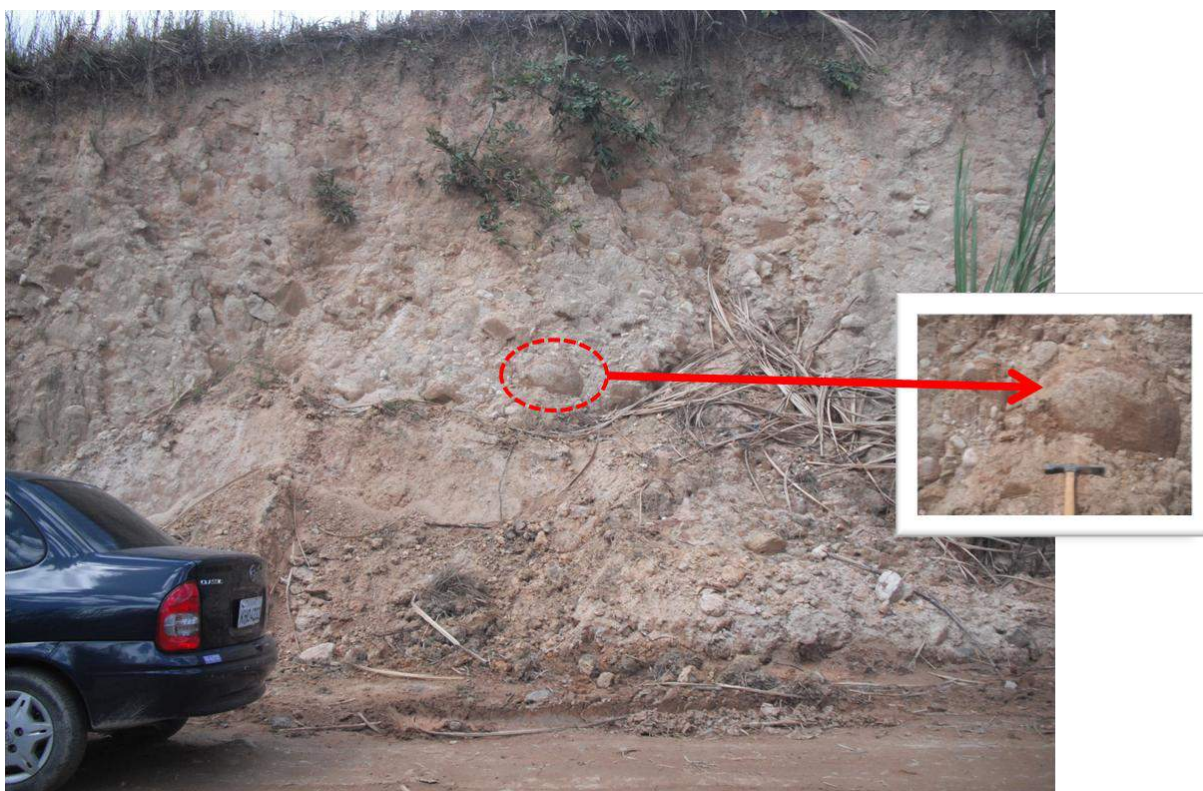


Figura 73 – Fácies características da Formação Cabo na região proximal da bacia. a) Conglomerados polímiticos, relacionados à fase proximal do sistema de leques. No detalhe da foto um bloco de rocha granítica provindo do embasamento (afloramento próximo ao Hospital Dom Helder, Cabo de Santo Agostinho)

Na fácies de leque mediana/final, o conglomerado apresenta uma estrutura mais organizada (Fig. 72), em que seixos mais alongados se orientam com os maiores eixos na posição horizontal e os pulsos de maior energia são caracterizados pela formação de camadas de seixos e blocos imbricados. Estes fluxos foram depositados por processos de torrentes em lençol, em regime de fluxo de alta energia, localmente acanaladas (Alheiros, 1987). (Fig. 73).

Sobre esses conglomerados instalam-se canais preenchidos por arcóseos portando pequenos blocos de mesma composição dos conglomerados ora dispersos de modo caótico, ora mais organizados, representando o início da construção de um sistema fluvial anastomosado pouco desenvolvido (Alheiros, 1987).

Assim como observado em afloramentos, a Formação Cabo é cortada por rochas ígneas intrusivas da SMI (Fig. 74).

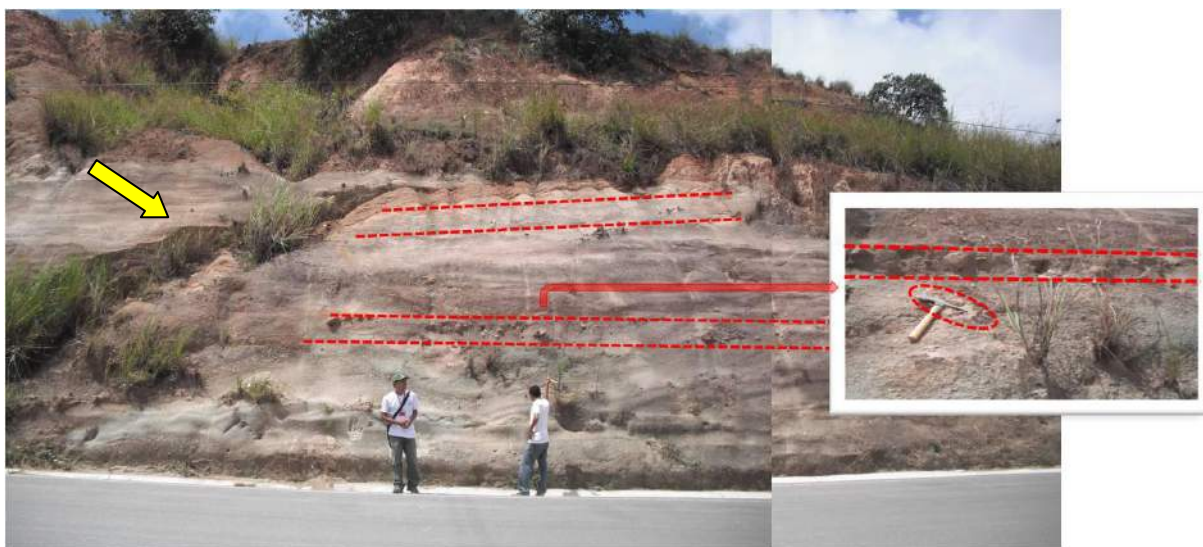


Figura 74 - Fase mediana a final da Formação Cabo, composta por arenitos arcóseos médios portando camadas de seixos e pequenos blocos de mesma composição dos conglomerados, relacionados a um sistema fluvial anastomosado pouco desenvolvido. No detalhe da foto as camadas de blocos intercaladas às estratificações observadas no arenito. A esquerda da foto nota-se um dique de traquito cortando os depósitos em atitude subvertical, indicando pela seta amarela (Estrada da LATASA, distrito Industrial do Cabo).

b) Em superfície observou-se que os depósitos da Formação Suape encontram-se sobrepostos aos depósitos da Formação Cabo (Aptianos), por contato discordante, e ocorrem sotopostos aos depósitos da Formação Algodóais. Quando a Formação Algodóais ocorre sobre depósitos da Formação Suape, ou sobre depósitos da Suíte Magmática Ipojuca (SMI), ocorre retrabalhamento da unidade inferior na base da Formação Algodóais, como já havia sido mencionado por Lima Filho (1998). A Formação Suape também ocorre sobre o embasamento da bacia.

c) Foram descritos oito afloramentos e 20 Litofácies para caracterizar a Formação Suape. Os depósitos indicam que as rochas siliciclásticas dessa formação são sindeposicionais com as rochas piroclásticas, associadas ao vulcanismo que gerou as rochas da SMI (± 102 Ma) na Bacia de Pernambuco.

A granulometria dos corpos arenosos que compõem a Formação Suape varia de fina a muito grossa, apresentando ainda fragmentos de basalto, riolito e de outras rochas vulcânicas. As rochas piroclásticas associadas à Formação Suape foram originadas por fluxo ou por queda de material vulcânico. A alteração de camadas geradas por deposição

de cinzas pode ter originado os argilitos vermelhos que ocorrem intercalados nos depósitos dessa unidade.

As fácies identificadas a partir dos afloramentos e do estudo das amostras do poço 2-CP-01-PE permitem inferir a existência de três ambientes deposicionais: fluvial, lacustre restrito (*Sabkhas*) e vulcanoclástico (piroclástico).

As fácies relacionadas aos sedimentos piroclásticos podem refletir a influência de:

- 1) Proximidade com ignimbritos, mas não diretamente com o centro eruptivo;
- 2) Volumes de ignimbritos (soldados ou não soldados);
- 3) Mudanças temporais no fluxo de sedimentos piroclásticos;
- 4) Fisiografia e padrões de drenagens da área de origem e da bacia de recepção, e todas as áreas de intervenção;
- 5) Formações de efêmeros lagos barragens e lagoas intra-caldeira, cujo potencial catastrófico pode impactar áreas distais.

Modelos que representem os estilos e o tempo de ressedimentação/deposição de rochas piroclásticas distais são, portanto, mais complicados do que os desenvolvidos para a deposição de sedimentos próximos aos centros de vulcanismos, apresentando assim um maior desafio para sua caracterização (Kataoka, 2003).

d) O grande intervalo entre as amostras do poço 2-CP-01-PE dificultou uma identificação mais minuciosa das mudanças paleoambientais existentes na Bacia de Pernambuco. No entanto, as correlações mineralógicas e composicionais podem ser amplamente empregadas para separar formações distintas em núcleos de prospecção. Os dados petrográficos e geoquímicos obtidos das amostras do poço 2-CP-01-PE confirmaram a existência de três formações distintas, formadas em ambientes sedimentares diferentes.

A Formação Cabo corresponde aos depósitos do final do poço 2-CP-01-PE, 2947m de profundidade, até a profundidade de 2000m, sendo composta predominantemente por conglomerados, e arenitos grossos arcóseos. A partir da profundidade de 2493m foi observado a interdigitação de sedimentos carbonáticos nos arenitos da Formação Cabo, e acima destes observou-se a ocorrência de sedimentação com afinidades evaporíticas, representadas por cristais de anidrita, gipsita e carbonatos. Esta associação sugere uma mudança na sedimentação, ao final do Aptiano na bacia interna. Mesmo considerando a carência de amostragem ao longo do perfil do poço, e ausência de indícios de

sedimentação microbial, é possível comparar o ambiente de deposição do final da Formação Cabo aos que ocorrem nas bacias costeiras tipo *Sabkhas*, como mostra a figura 75.

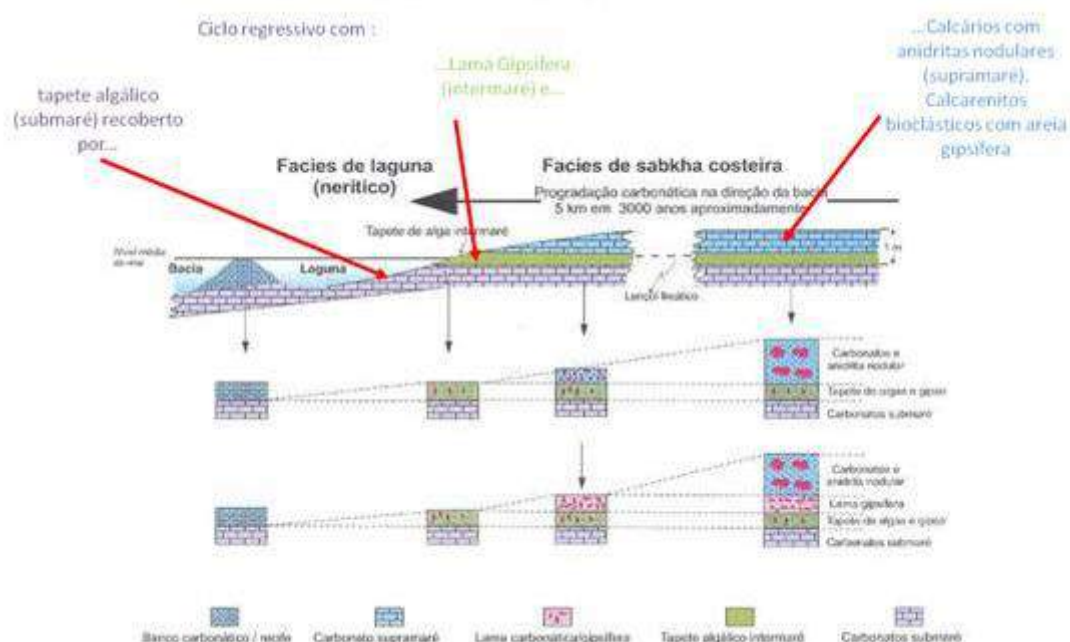


Figura 75 – Seção esquemática que mostra o modelo de fácies ao longo do sistema deposicional costeiro raso da Costa Trucial. O modelo exemplifica um sistema de ciclo de sedimentação regressiva para Sabkha costeira (Modificado de Shearman, 1978).

O modelo de *Sabkhas* inclui diversos ambientes sedimentares associados, como as salinas costeiras, as dunas eólicas e os ambientes de *playa* ligados a uma *sabkha* lacustrina continental (Mohriak *et al.*, 2008). Diversos modelos associados à *Sabkha* continental e a lagos com *playa* (planície salgada) sugerem uma transição entre leques de planície desérticas, lamas dolomíticas em planícies costeiras e evaporitos em lagos de *playa* e planície costeira, junto a um golfo marinho (Fig. 76). *Sabkhas* não formam grandes acumulações de evaporitos, e comumente apresentam a formação de anidrita e gipsita nodulares contorcidas, que ocorrem acima ou alguns metros abaixo do nível de água. A deposição de evaporitos em *sabkha* costeira ocorre no interior dos sedimentos, enquanto nas salinas costeiras a deposição é subaquosa (Warren & Kendall, 1985).

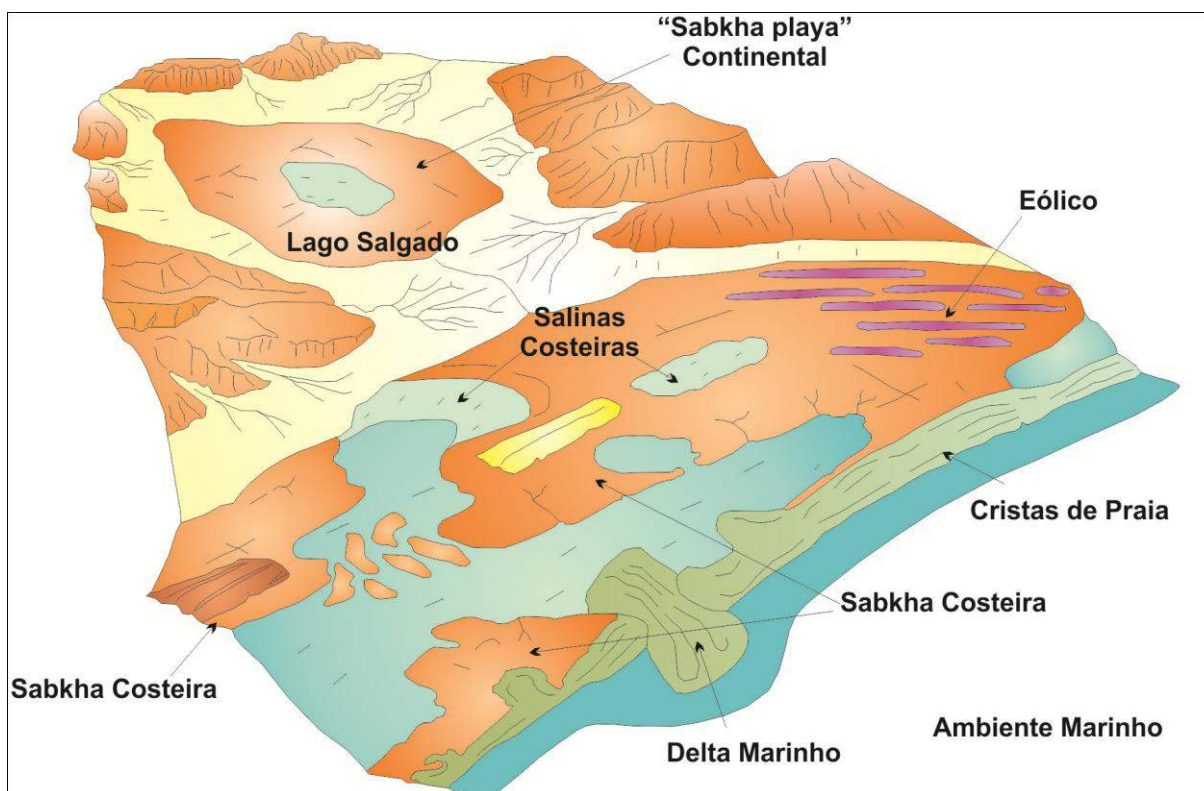


Figura. 76 – Modelo de deposição de sabkha costeira, salina costeira e *sabkha* continental. Modificado de Kendall, 1984.

Com a observação de dois conjuntos de fácies diferentes, proveniente de dois momentos distintos da evolução da bacia durante a fase Sin-Rifte I, a pesquisa propõe a formalização de dois membros, que integrariam essa unidade. Assim, a interpretação geológica da formação seria detalhada, favorecendo sua correlação com outras formações em bacias vizinhas. Deste modo, a Formação Cabo foi dividida em dois membros; os conglomerados basais intercalados com folhelhos e arenitos grossos estão relacionados a um ambiente aluvial/lacustre e foram agrupados no Membro Tejipió (Fig. 77). Os depósitos siliciclásticos interdigitados aos sedimentos carbonáticos e evaporitos aqui interpretados como deposições relacionadas a ambiente de *Sabkha*

continental integrariam o membro superior da unidade, que fica denominado de Membro Afogados (Fig. 78).

Barbosa *et al.* em 2008 já haviam mencionado a existência de uma sedimentação evaporítica localizada na região do Platô de Pernambuco. Esses depósitos, de provável idade Neo-Aptiana-Eo-Albiana foram reconhecidos através do estudo de linhas sísmicas na região do platô e provavelmente são correlacionáveis com os evaporitos das Bacias do Rio Muni de Douala (Neo-Aptiano), localizadas na contraparte da margem oeste africana. Os autores ainda inferiram haver no platô a deposição de uma sequência carbonática no Albiano, que foi afetada pela halocinese relacionada à movimentação do sal aptiano.

A análise dos dados do poço 2-CP-01-CP, lâminas e geoquímica, permitiram interpretar que a Formação Suape apresenta na sua base uma influência maior dos leques aluviais, com a presença de arenitos grossos e uma seção siliciclástica mais monótona em direção ao topo, evidenciando um ambiente sedimentar relacionado ao final do rifteamento (Fig. 79). O intervalo da Formação Suape no poço estende-se de 2000m a 450m. A base dessa formação é caracterizada pela intercalação de arenitos conglomeráticos, com uma maior quantidade de níveis argilosos e o topo dessa formação representa o limite entre esta e a Formação Paraíso. A granulometria dos arenitos varia em toda a extensão dessa formação. Embora não seja possível observar uma granocrescência ascendente ou descendente devido à dinâmica do desenvolvimento dos canais fluviais.

Os dados geoquímicos evidenciaram um aumento na quantidade de feldspatos, caracterizando esses arenitos como arcoseanos, isso se deve provavelmente ao retrabalhamento dos depósitos da Formação Cabo. Observam-se também pequenas ocorrências de cimento carbonático nos arenitos da Formação Suape. A origem desse cimento carbonático, pode estar relacionada a fenômenos diagenéticos que ocorrem nos sedimentos finos (argilas), que ocorrem intercalados aos arenitos dessa formação.

A Formação Paraíso compreende o intervalo entre 450m e 60m de profundidade no perfil do poço 2-CP-01-PE (Fig.80). A amostragem reduzida deste intervalo dificultou um maior detalhamento da mesma. A base dessa unidade é composta por um arenito mais compacto e argiloso e em direção ao topo apresenta arenitos quartzosos com baixo teor de feldspatos, com granulometria variando de grossa a fina e em geral a subarredondados a arredondados com elevada porosidade. Os grãos, de forma geral, apresentam variado grau de fraturamento devido à compactação.

Os Elementos Terras Raras (ETR) tem sido amplamente utilizados em estudos petrogenéticos pois são excelentes indicadores de processos geológicos. As rochas sedimentares mostram pequenas variações em seus padrões de distribuição de ETR indicando a capacidade de homogeneização dos processos superficiais. O conteúdo de ETR de sedimentos clásticos reflete a composição das áreas-fonte submetidas a erosão e a variação de seus padrões de ETR no tempo geológico indicam a evolução composicional da crosta continental superior.

Estudos sobre o comportamento dos ETR durante a erosão e deposição (Ronov *et al*, 1967), demonstraram que a deposição na distribuição dos ETR, enquanto que sob condições úmidas há uma pequena tendência para um fracionamento dos ETR, devido à mobilidade preferencial de Elementos Terras Raras Leves (ETRL) nessas condições.

Segundo Sial *et al*. (1980) resultados referentes a elementos terras raras obtidos nas rochas do Granito do Cabo apresentam padrões semelhantes, com enriquecimento nos terras raras leves (ETRL) e leve empobrecimento nos terras raras pesados (ETRP), sendo comum uma forte anomalia do Eu. Os autores concluíram que o Granito do Cabo teria sido gerado a partir de um magma granítico (ou quartzo-sienítico) rico em álcalis e pobre em H₂O, formado por fusão parcial da crosta continental inferior ou média, em decorrência de repetidas injeções de magma basáltico na base dessa crosta. Figueiredo Filho & Schwab (1991) apresentaram as primeiras análises de terras raras para as rochas vulcânicas, com padrões de forte enriquecimento dos termos leves e anomalia negativa de Eu em riolitos (menos pronunciado em traquitos) e um grupo de riolitos com espectros praticamente planos.

A análise dos valores de Elementos Terras Raras mostrou um enriquecimento desses elementos para a Formação Suape, em relação à Formação Cabo. O maior enriquecimento em Gd, Eu e Dy, gerou uma evidencia química para diferenciação entre as Formações Cabo e Suape, bem como a modificação nas condições do ambiente de sedimentação.

Este dado, associado às demais informações obtidas sugerem que a fonte dos sedimentos e o ambiente mudou ao longo do tempo para as duas formações, sendo o topo da Formação Cabo marcada por uma sedimentação típica de ambiente árido e a Formação Suape influenciada por uma sedimentação com controle fluvial e retrabalhamento das rochas pré-existentes.

e) A interpretação sismoestratigráfica corroborou a divisão da seção continental da sucessão sedimentar da bacia em três unidades, separadas por discordâncias. O intervalo

Albiano apresenta um refletor interno que forma um *onlap* com uma estrutura domada no centro da bacia interna. Esta estrutura pode ter sido formada pela movimentação de depósitos evaporíticos, ou pela intrusão de rochas ígneas. Acima da estrutura domada se formaram falhas inversas indicando compressão. No entanto, a reativação de falhas transcorrentes após a fase rifte pode ter gerado transpressão na região da bacia interna e ter também influenciado a formação dessas estruturas.

A análise da correlação entre sísmica e perfis do poço 2-CP-01-PE revelou a existência de uma possível discordância no final do Albiano (Neo-Albiana), cerca de 300 m abaixo do topo da Formação Estiva, e a possibilidade de que este intervalo represente um membro da Formação Suape, ou realmente outra unidade. Considerando a informação bioestratigráfica e paleoambiental disponível, que sugerem que este intervalo tenha experimentado influência marinha restrita, anterior à formação dos depósitos de ambiente marinho raso que caracterizam a Formação Estiva (Lima & Pedrão 1987, LAGESE/ANP, 2003), a pesquisa optou por sugerir que este seja mesmo tratado como uma formação distinta, posicionada entre o topo da Formação Suape e a base da Formação Algodoads.

f) A pesquisa sugere que essa possível formação, que estaria posicionada entre as unidades Suape e Estiva, seja formalmente chamada de Formação Paraíso. No entanto, para sua completa incorporação na coluna estratigráfica da bacia seria necessário que mais estudos fossem levados a efeito, como no presente se faz para a Formação Suape. Vários aspectos, como a discussão sobre sua caracterização e ocorrência em superfície ainda são poucos conhecidos. Obviamente, com o avanço de novos estudos na bacia essa proposição poderá se mostrar correta, ou ser desconsiderada a luz das evidências.

A pesquisa propõe algumas hipóteses relacionadas à ocorrência da Formação Paraíso:

1. Esta ainda não havia sido reconhecida por ser subaflorante, ou por não aflorar na faixa costeira da bacia. Neste sentido, essa nova unidade seria reconhecida apenas a partir de dados de poços;
2. A diferenciação entre a Formação Suape e a Formação Paraíso se daria devido ao fato de ter o vulcanismo afetado a primeira, e menos a segunda, havendo entre elas uma discordância, talvez relacionada ao final do principal pulso vulcânico que afetou a bacia;
3. Os depósitos referentes à Formação Paraíso, se subaflorantes, e/ou semelhantes em litologia aos de outras formações, Barreiras ou

Algodoais, podem ter sido confundidos com os depósitos dessas unidades, o que impediu seu reconhecimento como formação singular;

g) Os ambientes de sedimentações das Formações Cabo, Suape e Paraíso foram distintos e sendo assim a pesquisa propõe um modelo deposicional para os estágios evolutivos da bacia durante o período de tempo das três formações: a) A Formação Cabo apresenta uma sedimentação associada a sistemas de leques aluviais com drenagens tipo “radial”, durante a fase Sin-Rifte I da bacia, com erosão do embasamento adjacente, o que gerou a sedimentação de arenitos grossos e de níveis conglomeráticos - Membro Tejipló (Fig.77). Na segunda fase essa sedimentação conglomerática intercala-se com depósitos de afinidade lacustre nas regiões de depocentro, terminando na sedimentação de evaporitos associados a um lago restrito (*Sabkha* Continental), no topo dessa formação (Membro Afogados) (Fig. 78). b) A Formação Suape está relacionada a sistemas fluviais entrelaçados, de idade eo a meso-Albiana, e que representa a fase Sin-Rifte II da bacia, com uma drenagem axial e retrabalhamento de rochas já depositadas durante a fase Sin-Rifte I. Além disso, durante essa fase ocorreu o vulcanismo que gerou a SMI, e que influenciou a sedimentação e a mudança no relevo (Fig. 79). c) A Formação Paraíso, neo-Albiana, apresenta dominância de depósitos continentais, terrígenos, mas a alteração na composição mineralógica, com diminuição na contribuição dos feldspatos, corroborada pela análise bioestratigráfica/paleoambiental, sugere que esta recebeu influência marinha restrita, anterior à formação dos depósitos de ambiente marinho raso que caracterizam a Formação Estiva. Vale ressaltar que esta unidade esta separada da Formação Suape por discordância, e que esta representa a primeira sequência da fase Pós-Rifte da bacia (Fig. 80).

h) Segundo Amaral & Menor (1979.) o Grupo Pernambuco engloba depósitos de origem sedimentar e vulcânica que preenchem a Bacia de Pernambuco e que são constituídos pelas Formações Cabo, Estiva, Ipojuca e Algodoais. As duas primeiras e a última, compostas por rochas de origem sedimentar, e a outra, por rochas de origem vulcânica. Esse trabalho sugere a criação de um novo grupo denominada de **Grupo Capibaribe** que seria composto por rochas com influência marinha e constituído pelas Formações Paraíso e Estiva. Sendo assim, o Grupo Pernambuco consistiria em rochas de litologias de origem continental e vulcânica, abrangendo as Formações Cabo, com seus membros Tejipló e Afogados, e Suape e as rochas de origem vulcânicas relacionadas à Suíte Magmática Ipojuca.

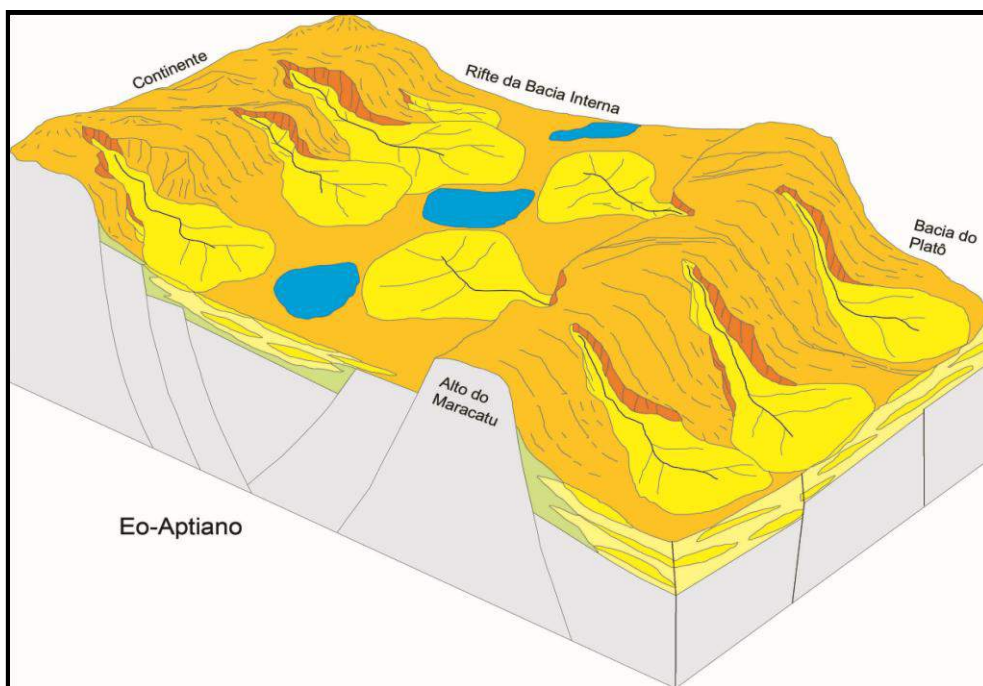


Figura 77 – Modelo ilustrativo para a deposição da Formação Cabo com a sedimentação associada a sistemas de leques aluviais com drenagens tipo “radial”, durante a fase Sin-Rifte I, com erosão do embasamento adjacente, o que gerou a sedimentação de arenitos grossos e de níveis conglomeráticos - Membro Tejiptó.

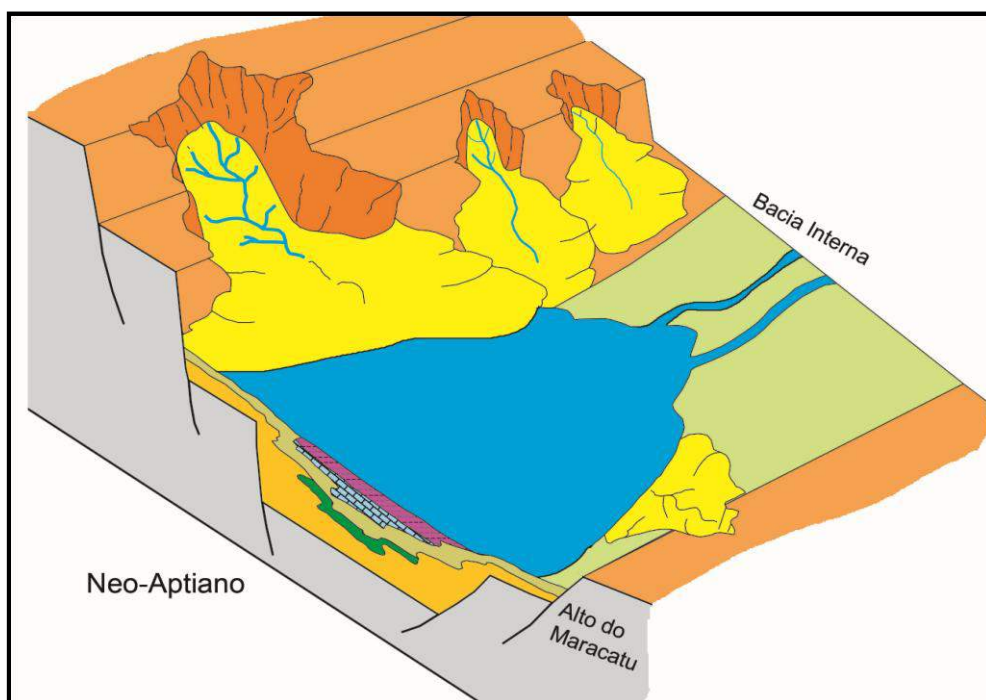


Figura 78 - Modelo ilustrativo para a deposição da Formação Cabo no final da fase Sin-Rifte I. A sedimentação conglomerática intercala-se com depósitos de afinidade lacustre nas regiões de depocentro, terminando na sedimentação de evaporitos associados a um lago restrito (*Sabkha* Continental), no topo dessa formação - Membro Afogados.

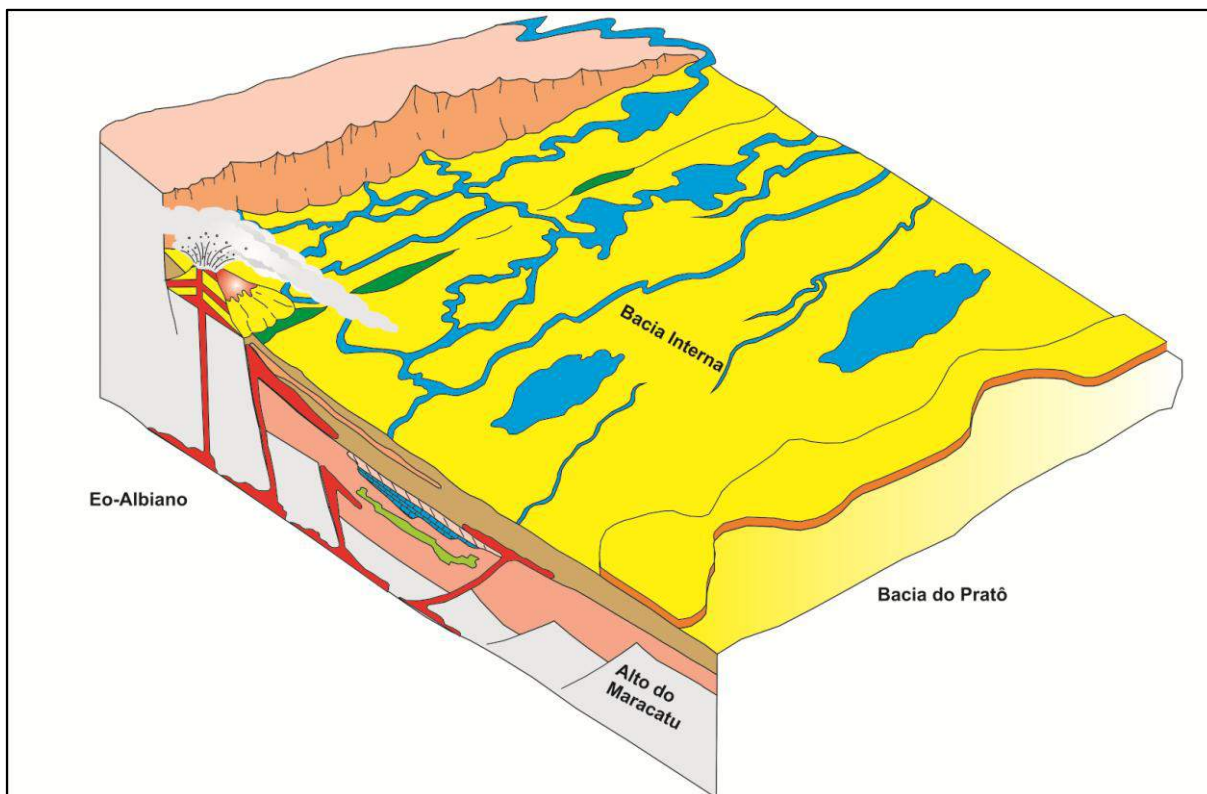


Figura 79 - Modelo ilustrativo para a deposição da Formação Suape relacionada a sistemas fluviais entrelaçados, relacionado ao período Sin-Rifte II, com desenvolvimento de drenagem axial e retrabalhamento de rochas depositadas durante a fase Sin-Rifte I. O relevo e a sedimentação da Formação Suape foram influenciados pelo vulcanismo que gerou a Suíte Magmática Ipojuca.

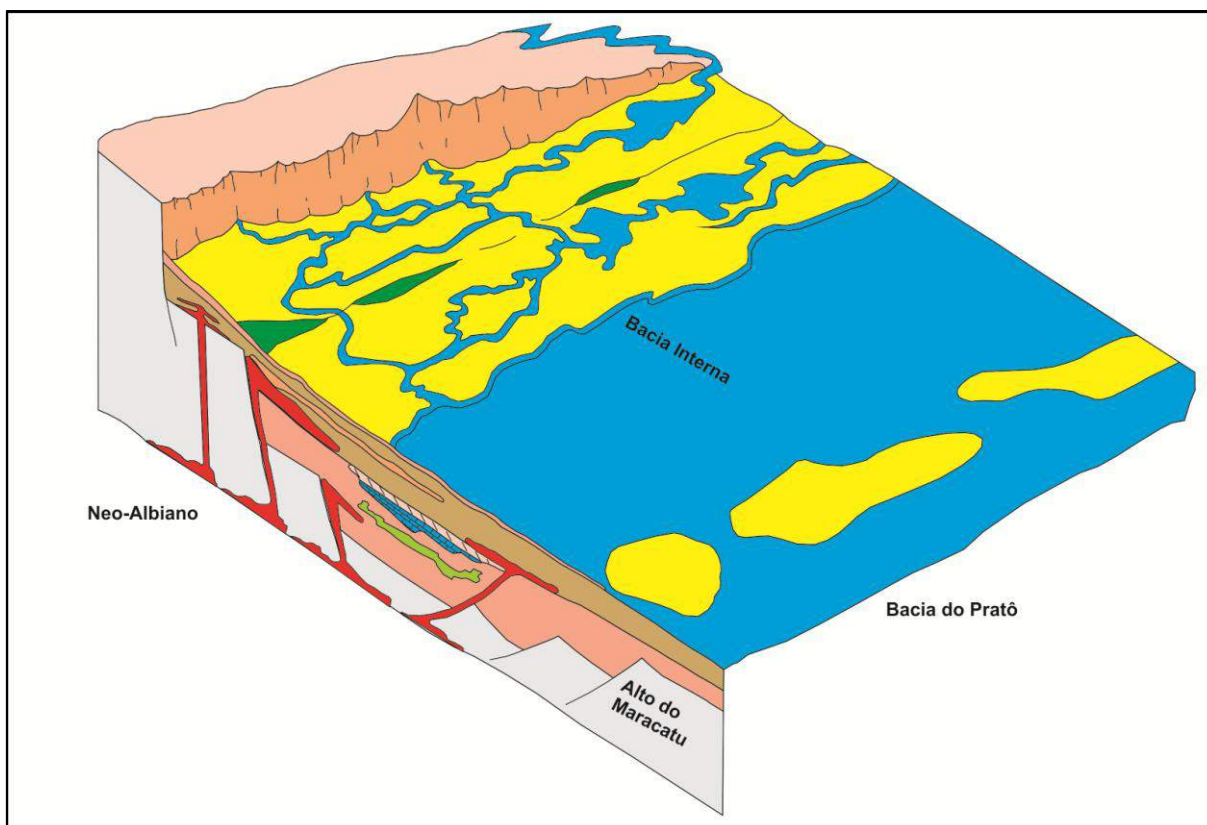


Figura 80 - Modelo ilustrativo para a deposição da Formação Paraíso relacionada a sistemas fluviais entrelaçados e marinho restrito, em um período de calma tectônica, pós-rifte, com drenagem axial e retrabalhamento de rochas já depositadas durante a fase rifte.

Conforme os dados obtidos, a pesquisa recomenda que o intervalo entre 2953 a 2000m sejam considerados como a fase Sin-Rifte I (Formação Cabo). Próximo à profundidade de 2000m ocorre uma discordância que marca o final da deposição da fase Sin-Rifte -I e início da fase Sin-Rifte II (Formação Suape), localizada logo acima da sequência lacustre (restrita) que ocorre no topo da Formação Cabo. A fase drifte (Pós-Rifte) estaria localizada no topo do poço a partir da profundidade de 450m (Formação Paraíso) (Fig.81).

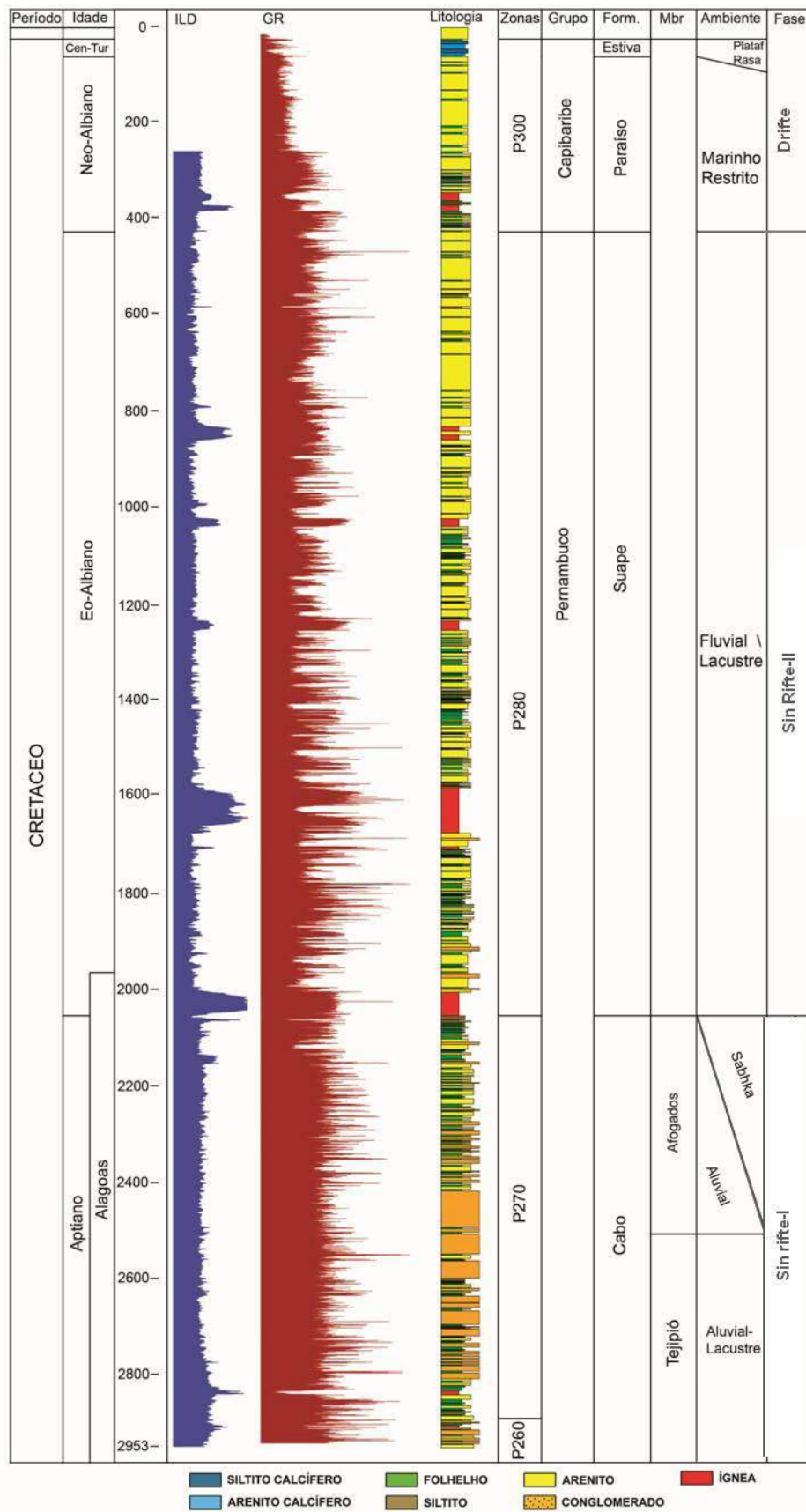


Figura 81 – Coluna estratigráfica do poço 2-CP-01-PE com a interpretação das tectonofases e ambientes de deposição (Modificado de Barbosa *et al.*, 2008 e Maia *et al.*, 2011).

CAPÍTULO XII

CONCLUSÕES

Através dos resultados apresentados e discutidos nesse trabalho sobre a estratigrafia da Bacia de Pernambuco, apresentam-se algumas observações a título de conclusão da pesquisa:

1. Os depósitos basais da coluna sedimentar de origem continental e de idade Albo-Aptiana da Bacia de Pernambuco guardam fases tectono-sedimentares distintas. A porção de idade Aptiana e eo-Albiana foram relacionadas à fase de deformação mecânica da bacia, enquanto que o intervalo albiano superior foi depositado sob o domínio da fase de subsidência termal, pós-rifte, com maior calma tectônica e influência marinha restrita. Com base nas novas evidências adquiridas foi sugerida uma revisão na estratigrafia da bacia, na qual a porção basal, aptiana, permanece como Formação Cabo (formada na primeira fase rifte da bacia – Sin-Rifte I); a sucessão meso-albiana, corresponda a Formação Suape (segunda fase de rifteamento – Sin-Rifte II) ao passo que a sucessão eo-albiana denominada por este trabalho como Formação Paraíso foi associada à fase inicial drifte (Pós-Rifte).
2. Os resultados de análises químicas (DR-X, e ICP) e petrográficas realizadas em amostras do poço 2-CP-01-PE, único poço estratigráfico que atravessou toda a coluna sedimentar da bacia, que foram realizadas com o objetivo de caracterizar cada uma das unidades mencionadas acima revelaram características mais detalhadas sobre o ambiente deposicional associado a cada unidade.
 - a. A Formação Cabo foi dominada por sistemas de leques aluviais, onde dominam fácies conglomeráticas. No topo de sua sucessão, possivelmente devido a condições climáticas mais severas ocorreu a formação de *sabkhas* continentais na região distal das planícies aluviais. O topo desta sucessão apresenta traços de depósitos evaporíticos e depósitos conglomeráticos com cimentação carbonática.
 - b. A Formação Suape é caracterizada por depósitos arenosos, arcoseanos com variação granulométrica de conglomeráticos a finos, mostrando uma granodecrescência ascendente, e uma variação no empacotamento do arcabouço, ocasionalmente mais fechado nos arenitos mais finos. Essa

formação ainda foi contemporânea aos depósitos de rochas vulcanoclásticas relacionadas à Suíte Magmática Ipojuca, datada em \pm 102 Ma.

- c. A Formação Paraíso por sua vez, representada por cerca de 300 metros de espessura no poço 2-CP-01-PE, é formada por depósitos de arenitos quartzosos com baixo teor de feldspatos, com granulometria variando de grossa a fina e grãos subarredondados a arredondados. O arcabouço apresenta elevada porosidade e alguns grãos apresentam fraturamento. Análises bioestratigráficas também indicam que este intervalo recebeu influência marinha restrita, o que pode explicar a ausência de deposição carbonática.
3. A estrutura domada observada na linha sísmica interpretada por este estudo pode ser composta por rochas ígneas intrusivas mais antigas do que se propõe para a idade de formação da SMI, ou por depósitos evaporíticos, mas este fato só poderá ser elucidado por novos trabalhos de pesquisa na bacia.
 4. Por fim, a síntese de todas as conclusões obtidas por esta pesquisa foi resumida no formato de uma nova carta estratigráfica para a Bacia de Pernambuco, reunindo o *status* atual de seu conhecimento. A carta foi elaborada a partir das proposições de trabalhos recentes (Lima Filho, 1998, Barbosa e Lima Filho, 2006; Córdoba *et al*, 2007; Barbosa *et al*, 2008), e também foram consideradas correlações com a estratigrafia de bacias vizinhas como a de Alagoas. Na carta foi posicionada a Suíte Magmática Ipojuca, no entanto, com base em trabalhos recentes foi considerada a possibilidade de que outros pulsos de vulcanismo, mais jovens (Lima Filho, 1998), tenham afetado a região *onshore* e *offshore* da bacia (Fig. 82). O estudo sistemático desse fenômeno na bacia poderá no futuro comprovar essa possibilidade.
 5. Na carta apresentada as Formações Cabo, com seus membros Tejiptó e Afogados, e Suape compõem o Grupo Pernambuco que engloba litologias de origem continental e vulcânica, e as Formações Paraíso e Estiva fazem parte do Grupo Capibaribe aqui sugerido, para os depósitos com influência marinha (Fig. 82).

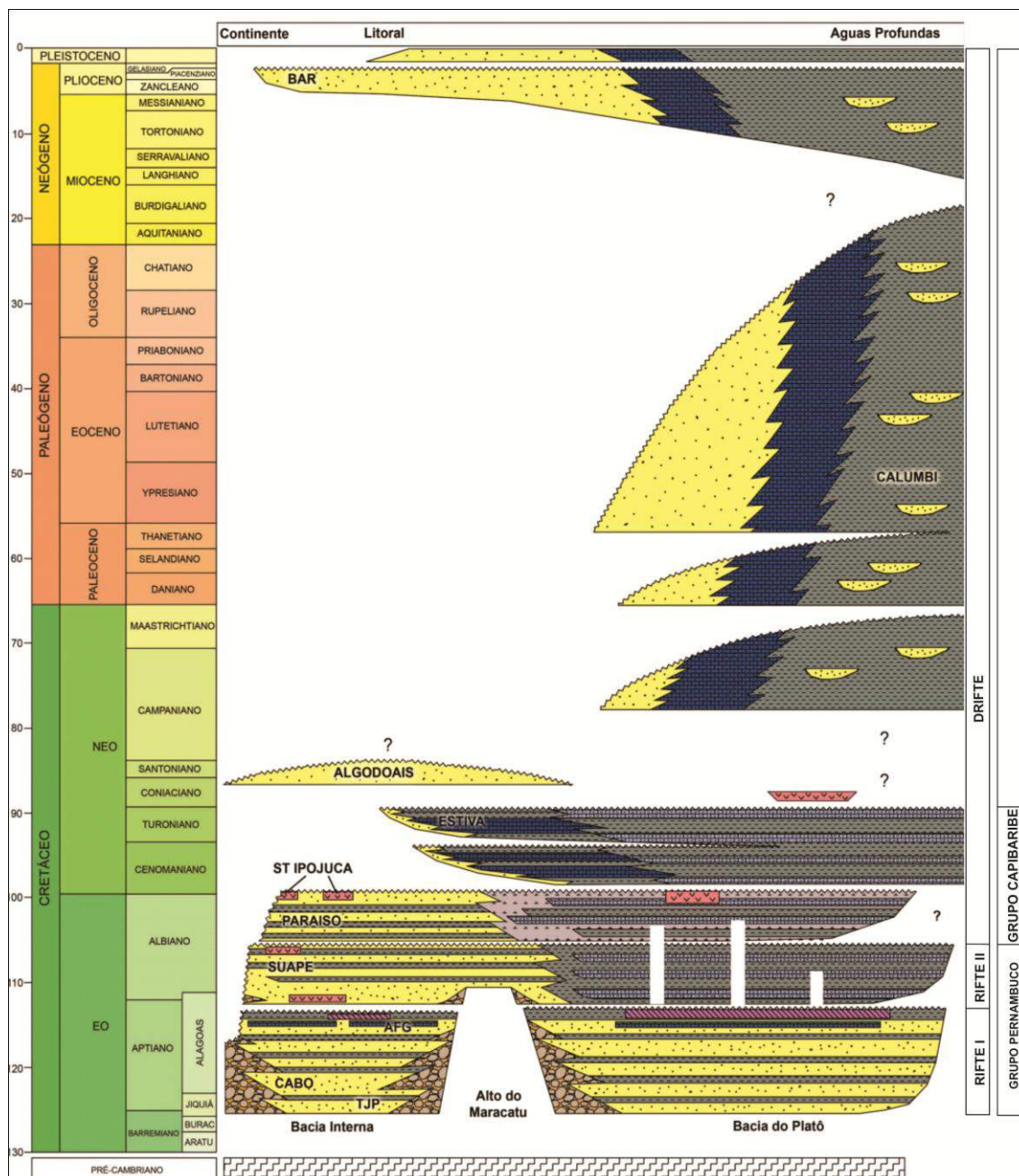


Figura 82– Nova Carta Estratigráfica da Bacia de Pernambuco. O posicionamento das rochas evaporíticas na bacia do platô tem como base o trabalho de Barbosa *et al.*, (2008). O posicionamento de eventos de vulcanismo mais antigo do que a SMI, e de deposição evaporítica na bacia interna, é apenas uma tentativa feita por este trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alheiros, M.M., & Ferreira, M.G.V.X., 1989. Considerações sedimentológicas e estratigráficas sobre a Formação Cabo, Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**(1): 17-24.
- Alheiros, M.M., 1987. Caracterização sedimentológica da Formação Cabo-PE. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, *Dissertação de Mestrado*, 99p.
- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.A Formação Barreiras. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Recife: UFPE/ DEGEO, 1991. p. 77-88 (*Estudos Geológicos - série B, Estudos e Pesquisas*, 10).
- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.F.; Ferreira M.G.V.X. 1989. Formação Cabo em Recife-PE: limite setentrional da Bacia SE/AL. In: *SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 13, Fortaleza, Atas... 150-152.*
- Allen, P.A.; & Allen, J.R.; 1990 – Basin analyses principles and applications. *Oxford: Blackwell*, 451. P.
- Almeida, C.B., Cruz, L.R., Jardim de Sá, E.F., Vasconcelos, P.M.P., Medeiros, W.E. 2005. Tectônica e relações estratigráficas na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do rifte Atlântico Sul. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **13**(2): 167-180.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B; Fuck, R.A.; 1977 – Províncias estruturais brasileiras. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande (PB). *Atas... Campina Grande (PB): SBG. 1977. P.363-391*
- Alverinho Dias, J, 2004. A Análise Sedimentar e o Conhecimento dos Sistemas Marinhos. – (Versão preliminar)
- Alves, E. C., Costa, M. P. A. 1986. Interpretação sismo-estratigráfica da porção norte do platô de Pernambuco e suas possíveis correlações com a Bacia de Pernambuco-Paraíba. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, *Atas*, v. 1, 286-297.
- Amaral, A.J.R. & Menor, E.A. 1979. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea da região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. In: *SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 9, Natal, Atas... 251-269.*
- Antobreh, A.A., Faleide, I., Tsikalas, F., Planke, S. 2009. Rift– shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 345-368.
- Antunes, A. F., Jardim de Sá, E. F., Brito, A. F., Araripe, P. T., 2007. Halocinese na Subbacia de Pernambuco (Bacia Pernambuco-Paraíba, NE- do Brasil), In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SNET*, 6, Natal. *Boletim de Resumos Expandidos*, 325-328.

- Araújo, R.D. 1994. Levantamento geofísico nos arredores do Granito de Santo Agostinho. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, *Relatório de Graduação*, 64p.
- Asmus, H.E. & Baisch, P.R., 1983, Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin. *Epusidesm* 4 (1): 3-9
- Asmus, H.E. & Carvalho, J.C. 1978. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe/Alagoas e Pernambuco/ Paraíba). In: PETROBRAS Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, *Petrobras/Cenpes/Dintep*, 7-24 (Projeto Remac 4).
- Asmus, H.E.; Porto, R. 1980. Diferenças nos Estágios Iniciais da Evolução da Margem Continental Brasileira: Possíveis Causas e Implicações. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, SC. V. 1.*
- Barbosa J. A., 2004. Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno Formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. *Dissertação de mestrado*, 219 p.
- Barbosa, J.A. & Lima Filho, M.F. 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. *Boletim de Geociências da Petrobras*. **14**(2): 287-306.
- Barbosa, J.A., Lima Filho, M., Neumann, V.H., Fambrini, G.L., Ferraz, H. 2008b. Pernambuco Basin: A promising exploration frontier. In: International Geological Congress, 33rd, Oslo. *Abstracts* em CD-ROM (1290551). Gomes, P.A. 2005. Tectonismo, vulcanismo e processos erosivos no segmento nordeste da margem continental brasileira. Faculdade de Geologia, UERJ. *Tese de Doutorado*, 183 p.
- Barbosa, J.A., Lima Filho, M., Neumann, V.H., Fambrini, G.L., Ferraz, H. 2008. Pernambuco Basin: A promising exploration frontier. In: International Geological Congress, 33rd, Oslo. *Abstracts* em CD-ROM (1290551).
- Barbosa, J.A., Pereira, P.J.F., Ribeiro, F.S., Neumann, V.H. 2008. Dentes de Pycnodontiformes (ACTINOPTERYGII, NEOPTERYGII) dos depósitos carbonáticos maastrichtianos da Plataforma de Natal, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, **18**(2): 13-23.
- Barbosa, J.A., Lima Filho, M., Neto, J.C.J., Neumann, V.H., Ribeiro, F.S., Batista, A.P. 2009. Depósitos Albianos da Faixa Costeira da Bacia de Pernambuco: Proposição de uma nova unidade estratigráfica a Formação Suape. *V Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás PDPETRO, ABPG, Fortaleza, 2009.*
- Bassi, G. & Bonnin, J., 1988. Rheological modeling and deformation instabilitu of lithosphere under extension, *Geophysics Journal*, v. 93, 485-504.
- Bassi, G.; 1991. Factors controlling the style of continental rifting: Insigthts from numerical examples, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.50, 247-259.

- Bassi, G.; Keen, C.E. & Potter, P., 1993. Contrasting styles of rifting: Models and examples from the eastern Canadian margin. *Tectonics*, v.12, 639-655.
- Betts, P.G. & Lister, G.S. 2001. Comparison of the 'strike-slip' versus the 'episodic rift-sag' models for the origin of the Isa Superbasin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 265–280.
- Beurlen, K. 1961. O Turoniano marinho do Nordeste do Brasil. *Bol. Soc. Bras. Geol.* 10(2): 39-52.
- Beurlen, K. 1971. Bacias sedimentares do bloco brasileiro. *Estudos sedimentológicos, Natal, RN. 1 (2):* 7-32.
- Beurlen, K.; Cobra, R.Q., 1960 – Novas localidades fossilíferas no litoral sul de Pernambuco. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro (RJ)*, v.32, n.2, (Resumo das Comunicações).
- Bigarella, J. J. & Andrade, G. O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Univ. Recife, Arq. Inst. Ciênc. Terra*, 2: 1-14.
- Blair, T.C. 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos os Santos Formation, Chiapas, México. *Sediment. Petrol*, 57: 845-862.
- Borba, G.S. 1975. Rochas vulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco: aspectos petrográficos e geoquímicos. *Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro*, 134p.
- Bradley, C. A.; Fernandez, M. N. Early Cretaceous paleogeography of Gabon/North-Eastern Brazil. – A tectono-stratigraphic model based on propagating rifts. In: CURNELLE, R. (Ed.) *Géologie Africaine*. Boussens: Elf-Aquitaine, 1992. p. 17-30. (Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine. Memoire, 13).
- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Rand, H.M., Mano, V.V. 1982. The Pernambuco – alagoas massid, northeast Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, Vol.124, nº. 1-3 p. 240-250.
- Brito, M.F.L. 1992. Mapeamento faciológico da Formação Cabo numa área piloto ao sul da cidade de Recife-PE. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, *Relatório de Graduação*, 80p.
- Brito, M.F.L.; Lima Filho, M.F.; Araújo, R.D.; Medeiros, A.B.; Pedrosa, F.J.A.; Nóbrega, V.A. 1991. Levantamento preliminar do comportamento estrutural e tectônico na Sub-bacia Cabo-PE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Recife, *Boletim* 12, 300-302.
- Brito, A.F., Antunes, A.F., Jardim de Sá, E.F., Medeiros, W.E., Córdoba, V.C., Araripe, P.T. 2006. Reinterpretação Sísmica e gravimétrica no Platô de Pernambuco: Altos e Epocentros Evidências de Uma Seção Evaporítica e Implicações Exploratórias. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Anais, SO2: AO-20, p.14.

- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, 20, 161-20, 178.
- Buesch, D.C (1991) Changes in depositional environments resulting from emplacement of a large-volume ignimbrite. In: *Sedimentation in Volcanic Settings* (Eds. Fisher, R.V. & Smith, G.A.), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa*, 45, 139-153.
- Burke, K., 1978. Rifts and sutures of the world. *Report to Geophysics Branch, Earth Application Division, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt*.
- Cainelli, C. & Mohriak, W. U.: Geology of Atlantic Eastern Brazilian Basins. *1998 AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, 1998*.
- Cainelli, C. & Mohriak, W. U.: Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes, United Kingdom*, v. 22. P. 206-216. Sep. 1999.
- Campelo, F.C.A. 2004. Formação Cabo, Afloramento da Praia de Guadalupe. Caracterização de um Potencial Reservatório para Hidrocarbonetos. *Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFPE*, 150 pp.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Volcanic Successions. *Modern and Ancient*, xviii + 528 pp. London, Boston, Sydney, Wellington: Allen & Unwin.
- Cashman, K. V.; Sturtevant, B.; Papale, P. & Navon, O. 2000. Magmatic fragmentation. In: Sigurdsson, H. (ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press. p. 421-430
- Chang, H.K.; Koswann, R.O.; Figueiredo, A.M.F., 1988. New concepts on the development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*, v.11, p. 194-202.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Figueiredo, A.M.F. 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: G. P. Raja Gabaglia & E. J. Milani (Coord) - *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, 269-289.
- Chang, H.K; Kowsmann, R.O.; Figueiredo, A.M.F.; Bender, A.A. – Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213 (1992) 97—138. *Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam*.
- Christensen, U.R., 1992. Na Eulerian technique for thermomechanical modeling of lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, v.97, 2015-2036.
- Cobra, R.Q. 1960. Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, *Tese de Doutorado*, 70p.
- Conceição, J. C. J.; Zalán, P. V.; Wolff, S. Mecanismo, Evolução e Cronologia do Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 2, n. 2/4, p. 255-265, abr./dez.1988.

- Conceição, J.C.J., Zalán, P.V., Dayan, H. 1993. Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: classificação e mecanismos de intrusão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 7(1/4): 57-91.
- Costa, A.C., Mendes, V.A. & Rocha, D.E. 1979. Síntese preliminar da Geologia do Projeto Extremo Nordeste do Brasil. In: Bol. Núcleo Nordeste., *Soc. Bras. Geol.*, 7: 421-440.
- Costa, M. P. A., Alves, E. C., Costa, E. A., 1991. Sismoestratigrafia da porção da Bacia Oceânica do Brasil adjacente ao Platô de Pernambuco e suas relações com o Platô e a Bacia Pernambuco Paraíba. *2º Congresso Internacional de Geofísica, Salvador, Bahia, Anais*, v.2, p.650-655.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2003. Sistema de Informações Geoambientais da RMR, Região Metropolitana de Recife - SIGA. Pfaltzgraff, P. A. S. (Coord). Recife, 119 p.
- Crossley, R., 1984: Controls of sedimentation in the Malawi rift valley, central Africa: *Sedimentary Geology*, V. 40, P. 33-50.
- Cruz, L.R. 2002. *Mapeamento geológico da região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, *Relatório de Graduação*, 74p.
- Cruz L. R., Lima Filho, M. F., Neumann, V. H. M., Jardim de Sá, E. F., Silva, F. C. A., Frutuoso Jr., L. J., Nascimento, M. A. L., Guedes, I. M. G., Antunes, A. F., Almeida, C. B., Melo, K. J. V. 2003. As unidades siliciclásticas da sub-bacia de Pernambuco: uma revisão lito-estratigráfica. In: *II Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, Rio de Janeiro*. p. 50-50
- Dantas, J. R. A., 1980. Mapa Geológico do Estado de Pernambuco: texto explicativo. Recife. 112p (dois mapas em anexo).
- Denny, C.S., 1965. Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada: U.S. *Geological Survey Professional Paper* 466, 62p.
- Dias Brito, D. 1987. A Bacia de Campos no Mesocretáceo: uma contribuição à paleoceanografia do Atlântico Sul primitivo. *Rev. Bras. Geoc.* 17(2): 162-167.
- Dias, J.L. – Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da Margem Leste Brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras. Rio De Janeiro*, v.13, n.1, p. 7-25, Nov.2004/maio 2005.
- Dias , J.L.; Scarton, J.C.; Guardado, L.R.; Esteves, F.R.; Carminatti,M. – Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.In: *Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. P. 333-360.*
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sed. Petrol.*, 40:695-707.
- Maia, 2012

- Dickinson, W.R. & Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63:2164-2182.
- Dott, R. H. 1964. Wacke, Graywacke and Matrix – what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34:625-63
- Duddy I.R. 1980. Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathering profile. *Chemical Geology*. **30**: 363-381.
- Dunbar, J.A., Sawyer, D.S., 1989. Patterns of continental extension along conjugate margins of the Central and North Atlantic Oceans and Labrador Sea. *Tectonics*, v.8, 1059-1077.
- England, P; Jackson, J., 1987. Migration of the seismic – aseismic transition during uniform and nonuniform extension of the continental lithosphere. *Geology*, v. 15, 291-294.
- Estrella, G.O. O estágio rift nas bacias marginais do leste brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. *Anais... Belém, SBG*. v. 3, p. 21-28, 1972.
- Fainstein, R., Milliman, J.D., 1979. Structure and origin of three continental-margin plateaus, Northeastern Brazil. *AAPG bulletin*, 63 (2), 218-238.
- Falcão, M.F.L. 1976. Fácies conglomeráticas da Formação Cabo. 96p. *Dissertação de Mestrado, UFPF*.
- Farias, C. C. ; Sial, A. N. . Estudo de Argilas da Formação Cabo. In: VII Simposio de Geologia do Nordeste, 1975, Fortaleza. *Atas do VII Simpósio de Geologia do Nordeste*.
- Feijó, F.J. 1994. Bacia de Pernambuco-Paraíba. *Bol. Geociências da Petrobrás*, 8(1): 143-147.
- Figueiredo A.M.F. Depositional systems in the Lower Cretaceous Morro dos Chasves and Coqueiro Seco Formations and Their Relationship to Petroleum Accumulations: middle rift sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. Austin: Universidade do Texas, 1981. 275 p. *Tese (Doutorado)*.
- Figueiredo Filho, O.A., Schwab, R.G.S.; 1991. Aspectos litogeoquímicos da província magmática alcalina do Cabo, Pernambuco-Brasil. In: *SBG/Núcleo São Paulo, Cong. Bras. Geoq.*, 3, São Paulo, *Anais*, 1: 118-122.
- Fisher, R. V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 1409-1414.
- Fisher, R. V. 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. J. Sci.* 264:350–363
- Fisher, R.V. & Schmincke, H.-U. (1984) Pyroclastic Rocks. *Springer-Verlag, Berlin*, 472 pp.
- Folk, R.L., 1968 – Petrology of sedimentary Rocks. Austin: Hemphill's, 170p.

- Fortes, F. P. 1986. A tectônica de teclas da Bacia Potiguar. In: Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia. *Anais...* 3: 1145 – 1159
- Freundt, A.; Wilson, C. J. N.; and Carey, S. N. 2000. Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In Sigurdsson, H.; Houghton, B. F.; McNutt, S.; Rymer, H.; and Stix, J., eds. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego, Calif., *Academic Press*, p. 581–599.
- Gans, P.B. 1987. An open-system, two-layers crustal stretching model for the eastern Great Basin. *Tectonics*, v.6, 1-12.
- Gawthorpe, R.L.; Fraser, A.J.; Collier, R.E.LI., 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, v.11, n6, p. 642-658.
- Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society, London*, v. 141, p. 609-620
- Gomes, P. A. 2005. Tectonismo, vulcanismo e processos erosivos no segmento nordeste da margem continental brasileira. Faculdade de Geologia, UERJ. *Tese de Doutorado*, 183 p.
- Guazelli, W. & Carvalho, J. C. 1981. Estrutura da margem continental leste brasileira e das áreas continentais e oceânicas adjacentes. In: Asmus, H. E. Ed. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Rio de Janeiro, Petrobrás (*Projeto REMAC*, n.4)
- Hellinger, S.J.; Selater, J.G. 1983. Some comments on two-layer extension models for the evolution of sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, 8251-8269.
- Henry S.G., W.D. Brumbaugh and N.R. Cameron, 1995. Pre-salt source rock development on Brazil's conjugate margin: West African examples. *1st Latin American Geophysical Conference, Rio de Janeiro, August, extended abstract*, pp.3
- Hinz, K..1981. A hypothesis on terrestrial catastrophes- Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins – Their origin and Paleoenvironmental significance. *Geologisches Jahrbuch, Reihe E*, 22: 5-28.
- Hooke, R.L. (1968) Steady-state relationships on arid-region by alluvial fans in closed basins. *Am. J. Sci.*, 266, 609–629.
- Hopper, J.R.; Buck, W.R., 1993. The initiation of rifting at constant tectonic force: Role of diffusion creep. *Journal of Geophysical Research*, v.98, 16, 213-16, 221.
- Jardim de Sá, E.F., Silva, F.C., Lima Filho, M. F., Antunes, A. F., Cruz, L. R., Almeida, C.B. 2002. As relações de borda da sequência rifte na Sub-bacia de Permabuco, NE do Brasil. In: Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro. *Boletim de Reusmos*, em CD-Rom.
- Karner, G.D., 1984. Continental Tectonics – a quantitative view of the thermal and mechanical properties of the continental lithosphere in compressional and extensional stress regimes. Proceedings of Summer School of Space Physics. Toulouse: *Centre National d'Etudes Spatiales*.

- Karner, G.D., & Driscoll, N.W. 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins: insights from quantitative basin modelling. In: Cameron, N.R; Bate, R.H, Clure, V.S. (eds). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. *Geol.Soc. Spec. Publ.*, 153: p. 11-40.
- Karner, G.D., & Gamboa, L.A.P., 2007. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: Schreiber, B.C., Lugli, S. & Ba, Bel, M. (eds) *Evaporites Through Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, 285, 15–35.
- Keen, C.E., 1987. Some Important Consequences of Lithospheric Extension. In: Coward, M.R., Dewey, J.F., Hancock, P.L., (ed). Continental extensional tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publi.*, v.28, p. 67-73.
- Kegel, W. 1959. *O conglomerado de Cabo*. Univ. do Recife, Escola Geol., *Arq. Geol.*, 1: 23-36.
- Kendall, A.C. - 1984 – Evaporites. Em: Walker, R.G. (ed.), *Facies Models. Second Edition. Geoscience Canada Reprint Series 1*, Cap. 17, p. 259-296
- Koutsoukos, E.A.M.; Brito, D. 1987. Paleobatimetria da Margem Continental do Brasil Durante o Albiano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n 2, p. 86-91.
- Küchle, J.; Holz, M.; Brito, A.F.; Bedregal, R.P. 2005. Análise Estratigráfica de Bacias Rift – Uma Abordagem Genética na Bacia de Camamu-Almada, Brasil. *Anais... 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*
- LAGESE, 2003. Relatório do Projeto Bacia Pernambuco Paraíba. *Relatório interno. UFPE/DGEO/LAGESE*.
- LAGESE, 2007. Relatório do Projeto Sismos. *Relatório interno. UFPE/DGEO/LAGESE*.
- Lambiase, J.J., 1990. A Model for Tectonic Control of Lacustrine Stratigraphic Sequences in Continental Rift Basins. In: Katz, B.J., (ed). Lacustrine basin exploration: case studies and modern analogs. Tulsa: AAPG, *Memoir 50*, p. 265-273.
- Latin, D.M.; White, N., 1990. Generating melt during lithospheric extension: pure shear vs. simple shear. *Geology*, v.18, p. 327-331.
- Laurindo, A.M., 1983 – Estudo faciológico dos carbonatos da Formação Cabo, Pernambuco. UFPE, Curso pós-grad. Geocienc., *Dissertação. Mestrado*, 91 p.
- Leeder, M.R.; Gawthorpe, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basis. In: Coward, M.P.; Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (eds.) Continental Extensional Tectonics, *Geological Society of London Special Publication n.28*, p. 139-152.
- Lima Filho, M. & Santos, P.R.S. 2001. Biocronoestratigrafia da Bacia de Pernambuco – implicações ambientais e paleogeográficas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2: 84-85.

- Lima Filho, M. 1998. Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia Pernambuco. Instituto de Geociências - USP, São Paulo. *Tese de Doutorado*, 180 p.
- Lima Filho, M.F, Pedrosa, F.J.A., Medeiros, A.B, Brito, M.F., Araújo, R. D., Nóbrega, V.A., Motta, J.A. – 1994 – Geologia da Bacia do Cabo - PE. 3. *Simp. Sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro-SP.*
- Lima Filho, M.F. & Szatimari P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) – Pernambuco Basin. *In: SBG/Núcleo Norte, Simp. sobre vulcan. e amb. assoc., 2, Belém, Resumo, 59-59.*
- Lima Filho, M.F. 1996. Correlação da Bacia Cabo com as bacias do oeste africano. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, Anais..., 5: 347-349.*
- Lima Filho, M.F. 1998. The main tectonic-magmatic events in Pernambuco Basin (NE Brazil). *In: Third annual Conference of IGCP Project 381, South Atlantic Mesozoic Correlations, abstract. Comodoro Rivadavia-Ushuaia, p.18.*
- Lima Filho, M.F., Barbosa, J.A., Neumann, V.H., Souza, E.M., 2005. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos - SNET, 5, Curitiba. Boletim de Resumos Expandidos, 45-47.*
- Lima, M.R e Pedrão, E. 1989. Análise palinológica de sedimentos da Bacia Cabo, Cretáceo do Estado de Pernambuco, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **61**(1): 73-84.
- Lister, G.S.; Etheridge, M.A.; Symonds, P.A., 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, v.10, 1038-1064.
- Long, L.E.; Sial, A.N, Nekvasil, H., Borba, G.S; 1986. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho, Northeast Brazil. *Contrib. Mineral Petrol*, 92: 341-350.
- Louzzi-Arbouille, T., Schmid, E., Piperi, T. 2009. Recent Discoveries Offshore Douala Basin. *Search and Discovery*, article 10185, 1-7.
- Mabesoone, J. M. & Aleheiros, M. M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. *Geologie en Mijnbouw, Kluwer Academic Publishers*. 71: 351-362.
- Mabesoone, J. M. 1995. Novos estudos na Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. *Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife. Bol. (14) 1: 254-265*
- Mabesoone, M. J. & Alheiros, M.M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(4): 476-482.
- Mabesoone, M.J. 1996a. Bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. *In: Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro, Boletim..., 81-84.*
- Mabesoone, M.J. 1996b. Significance of Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin (NE Brazil) for atlantic cretaceous. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, Anais... 7: 389-391.*
- Maia, 2012

- Magalhães, J.R.G; Barbosa, J.A; Oliveira, J.T.C; Maia, M.F.B; Santana, F.R.; Lima Filho, M.F., 2012. Utilização de Métodos Potenciais na Análise de Estrutura Dômica em Subsuperfície na Faixa Costeira da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. (No prelo) – 46 Congresso Brasileiro de Geologia. Santos – São Paulo
- Magnavita, L.P., 1992. Geometry and Kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. *University of Oxford, Oxford, Ph.D. Thesis*, 493 p.
- Maia, M.F.B., Barbosa, J.A., Mort, H.P., Santana, F.R., Lima Filho, M., Neumann, V.H., Moraes, M.A. 2011. Caracterização da Formação Suape na faixa costeira da Bacia de Pernambuco. *In: Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, 6, Florianópolis. *Boletim de Resumos em CDRom*, 1-8.
- Marshall, D.J.; 1988. Cathodoluminescence of Geological Materials, Boston Unwin Hyman.
- Matos, R.M.D. 1992a. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11, 766-791.
- Matos, R.M.D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break up between Brazil and west África. *In: Cameron, N.R; Bate, R.H, Clure, V.S. (eds). The oil and gas habitats of the South Atlantic. Geol.Soc. Spec. Publ., 153: 55-73*
- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planetary Science Letter. V.40, 25-32.*
- McKenzie, D.P., Bickle, M.J.J. 1988, The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere: *Journal of Petrology*, v.29; p. 625-679.
- Mcphie, J.; Doyle, M. & Allen, R. 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. *Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.*
- Mello, A.A. de & Coutinho, P.A.N. Aspectos sedimentológicos da Formação Cabo. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 6, Maceió, 1974. Resumo das Comunicações. Maceió, SBG, 1974. p. 17-8.*
- Melo, A.A & Siqueira, L.P.; 1972 – Levantamento Geológico da Faixa Costeira Sul de Pernambuco. *Recife CNEN/UFPE.*
- Mohriak, Peter Szatmari, Sylvia dos Anjos. Sal: Geologia e tectônica. São Paulo: *Beca Edições Ltda* 2008.
- Mohriak, W.U; Basseto, M.; Vieira, I.S. – Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. *Tectonophysics* 288 (1998) 199-220p.
- Moraes, L.J. 1928 – Estudos geológicos no Estado de Pernambuco. *Boletim do Serviço Geológicos no Estado de Pernambuco. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, 1928, 32:69-70*

- Morais, D.M.F., 2008. Sismoestratigrafia do Cretáceo Superior/ Neógeno nas Bacias de Pernambuco e da Paraíba, NE do Brasil. *Dissertação de Mestrado. UFPE, Recife*.
- Morais, D.M.F., Barbosa, J.A., Vila Nova, F., Neumann, V.H., Lima Filho, M.F. 2005.- Evidências de neotectonismo na Bacia da Paraíba (Sub-bacia Olinda), NE do Brasil *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, Boletim de Resumos, 51-53*.
- Moreira, J.L.P., Esteves, C.A., Rodrigues, J.J.G., 2006. Vasconcelos, C.S. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **14**(1): 161-170.
- Morrissey, M.M.; Zimanowski, B.; Wohletz, K. & Buettner, R. 2000. Phreatomagmatic fragmentation. In: Sigurdsson, H. (ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press. p. 431-446.
- Muniz, G.C.B.; Almeida, J.A.C., 1988 – Contribuição ao conhecimento da idade do calcário Ipojuca, Formação Estiva, Bacia do Cabo – PE. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém (PA). Anais..., Belém: SBG, 1988. V.6, p. 2371-2374*.
- Mutter, J.C. & Stoffa, M.T. 1982. Origin of Seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by “subaerial sea-floor spreading”. *Geology*, **10**: 353-357
- Nascimento, M. A. L., 2003. Geologia, Geocronologia, Geoquímica e Petrogênese das Rochas Ígneas Cretácicas da Província Magmática do Cabo e Suas Relações com as Unidades Sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil). Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN (*Tese de Doutorado*), 233p.
- Nascimento, M. A. L.; Souza, Z. S.; Lima-Filho, M.F.; Jardim de Sá, E. F.; Cruz, L. R.; Frutuoso Jr., L.J.; Almeida, C. B.; Antunes, A. F.; Silva, F. C. A.; Guedes, I.M.G. 2004. Relações estratigráficas da Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos UFPE*, v. 14, p. 3-19.
- Nascimento, M.A.L.; Souza, Z.S.; Arnosio, J.M.; Vasconcelos, P.M.P. 2009. Ignimbrito do Engenho Saco, Ipojuca, PE: registro de vulcanismo explosivo cretácico na Província Magmática do Cabo. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Queiroz, E.T.; Berbert-Born, M; Campos, D.A. (eds). Brasília: CPRM, v. 2, 237-250.
- Nascimento, M.A.L.; Vasconcelos, P.M.P; Souza, Z.S.; Jardim de Sá, E.F.; Carmo, I.O.; Thiede, D. 2003. $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. *In.: South American Symposium On Isotope Geology, 4., Salvador, short papers, 624-628*.
- Neto J. C. J. –Mapeamento Geológico da Faixa Costeira Compreendida entre Suape e Porto de Galinhas, *Relatório de Graduação de Conclusão do Curso de Geologia DGEO-UFPE: 2008*.

- Nóbrega, V.A. 1995. Características petrológicas e evolução diagenética da Formação Cabo no Graben do Cupe - Bacia do Cabo-PE. Nordeste do Brasil. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, *Dissertação de Mestrado*, 166p.
- Nóbrega, V.A., & Lima Filho, M. 2003. Estudos diagenéticos da sucessão de rochas siliclásticas do poço 2 CP-01-PE: uma contribuição aos reservatórios da Formação Cabo. *Estudos Geológicos*, **13**: 71-88.
- Nunes, J. C., 2002. Novos conceitos em Vulcanologia: Erupções, Produtos e Paisagens Vulcânicas. *Geonovas*, n° 16, PP. 5 a 22.
- Ojeda, y Ojeda, H.A. 1981. Estrutura, Estratigrafia e Evolução das Bacias Marginais Brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 257-273
- Oliveira, A. I. de & Leonardos, O. H., 1943. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro. *Serv. Inf. Agric.*, 2ed. 813p (*Série Didática 2*).
- Oliveira, R.G. 1994. Levantamento gravimétrico da área sedimentar da região metropolitana do Recife. *Projeto SINGRE - Série Cartografia Temática*, **2**: 38p.
- Oreiro, S.G. 2006. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **14**(1): 95-112.
- Owen, M.R., 1991. Application of cathodoluminescence to sandstone provenance. In *Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications*, SEPM Short Course 25, PP 67-75.
- Pedrosa, Jr. I. 1969. Geologia e geofísica da área Serinháem-Rio Formoso, Pernambuco. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, *Relatório de Graduação*, 103p.
- Petri, S.; Coimbra, A.M.; Amaral, G.; Ojeda Y Ojeda, H.; Fúlfaro, V.J.; Ponçano, W.L. 1986a, Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (pela Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica da SBG). *Rev. Bras. Geoc.*; **16**(4); 376-415.
- Pettijohn, F. Sedimentary rocks. 3.ed. *New York: Harper & Row*, 1975. 628p
- Ponte, F.C., 1971. Evolução paleogeográfica do Brasil oriental e da África ocidental. PETROBRAS, *SETUP-Salvador-BA, CEPG-IV*.
- Ponte, F.C.; Asmus, H.E.; Geological grame work of the Brazilian Continental Margin, International. *Journal of Earth Sciences, Berlin* v.67, n. 1, p. 201-235, Feb. 1978
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T. & Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. 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. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 42, 407 p. 1988.
- Posamentier, H.W; Jervy, M.T.; Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I: Conceptual framework. *SEPM Spec. Publ.*, v.42, p. 110-124
- Posamentier, H.W; Vail, P.R., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition II: Sequence and System Tract Models. *SEPM Spec. Publ.*, v.42, p. 125-154.
- Prosser, S. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy* (Ed. Williams, G.D. & Dobb, A.) *Geological Society Special Publication No. 71*, pp 35-66. 1993.
- Rabinowitz, P.D. & LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84, 5973-6002
- Rand, H. 1978. Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura subsuperficial da faixa costeira do nordeste brasileiro. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais...*, 5: 2336-2346.
- Rand, H. M. 1967. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife—João Pessoa. *Soc. Bras. Geol., Bol.*, 16(1): 87 – 99.
- Rand, H.M. & Mabesoone, J.M. 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 38: 163-183.
- Rand, H.M. & Manso, V. A.V. 1990. Mapas gravimétricos e magnetométricos da faixa costeira do Nordeste do Brasil. *Soc. Bras. Geol., Anais 36 Congr., Natal (RN)*. v. 5, p. 2431-2438.
- Rand, H.M. 1976. Estudos geofísicos na faixa litorânea ao sul do Recife. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, *Tese de Livre Docência*, 112p.
- Rand, H.M. 1977 - Reconhecimento gravimétrico da bacia João Pessoa. *Bol. Núcleo NE Soc. Bras. Geol.*, 6-Atas VIII Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande (PB). 429-438.
- Rand, H.M. 1985. Ligação “landbridge” (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-Camarões. In: *Fanerozóico Nordestino*. Recife, UFPE/DGEO, Tex. Did., Série. D, 1: 44.
- Rangel, H.D. 2006. Manifestações magmáticas na parte sul da Bacia de Campos (area de Cabo Frio) e na Bacia de Jequitinhonha. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 14(1): 155-160.
- Reading, H.G. 1996. Facies. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary environments and facies*. 2nd ed., Oxford, Blackwell: 4-19.
- Reston, T.J. 2009a. The structure, evolution and symmetry of the magmapoor rifted margins of the North and Central Atlantic: a synthesis. *Tectonophysics*, 468, 6–27.

- Rhorman, M. 2007. Prospectivity of volcanic basins: Trap delineation and acreage de-risking. *AAPG Bulletin*, **91**(6): 915-939.
- Rocha, D. E. G. A. 1990. Programa de levantamento geológico básico do Brasil: carta metalogenética/previsional. Escala 1/100.000 (folha Sc. 25-V-A-II-Vitória). Estado de Pernambuco. *Brasília DNPM/CPRM*. 112p.
- Rosendahl, B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v.15, 445-503.
- Ruppel, C.; Royden, L.; Hodges, K.; 1988. Thermal modeling of extensional tectonics: Application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, v.7, 947-958.
- Ruppel, C.; 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*. v.100, 187-215.
- Sander, L.J.; England, P.C., 1989. Effects of temperature-dependent rheology on large-scale continental extension, *Journal of Geophysical Research*, v. 94, 7603-7619.
- Sawyer, D.S., 1985. Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, v.90, 3021-3026.
- Scheepers R. and Rozendaal A. 1993. Redistribution and fractionation of U, Th and rare earth elements during weathering of subalkaline granites in SW Cape Province, South African *Journal of African Earth Science*. **17**: 41-50.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9: 41- 43.
- Scholz C.A., Rosendahl B.R., Scott D.L. 1990. Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: *Examples from East Africa*. *Geology*. **18**:140-144.
- Shearman, D.J. Evaporites of coastal sabkhas. In: Dean, W.E.; Schreiber, B.C. (Ed.). *Marine Evaporites*, Tulsa, Okla.: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 1978. 188 p. p. 6-42. (*Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Lecture Notes for Short Course*, 4).
- Sial, A.N., 1976 – The magmatic province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: A Brazilian Record of the ascension plume activity., In: *Latin American Congress of Geology*, 3, *Acapulco, abstract*. 1p.
- Sial, A.N., Borba, G.S., Villarroel, H.S., Albuquerque, C.A.R., 1980. Geoquímica de Elementos Terras Raras do Granito do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, Santa Catarina, Vol.4*.
- Silva, E. P. 2008. Interpretação sísmica e modelamento magnetométrico e gravimétrico 2D e 3D de corpos vulcânicos localizados na sub-bacia do Platô de Pernambuco : uma contribuição à sua evolução tectono-estratigráfica. 100 pag. *Dissertação – Recife, UFPE*.

- Souza, E. M. 1998. Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba. *Dissertação de Mestrado*, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 152 p.
- Souza, E.M. 2006. Estratigrafia da seqüência clástica inferior (andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da Bacia da Paraíba, e suas implicações paleogeográficas. *Tese de Doutorado*, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 350p.
- Sparks, R.S.J.; Self, S.; Walker, G.P.L, 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology* 1, 115-118.
- Spencer, J.E. & Reynolds, S.J., 1991, eds., Geology and mineral resources of the Buckskin and Rawhide Mountains, west-central Arizona: *Arizona Geological Survey Bulletin* 198. P. 184-189
- Standlee, L. A.; Brumbaugh, W. D.; Cameron, N. R. Controlling factors in the initiation of the South Atlantic rift system. In: CURNELLE, R. (Ed.) *Géologie Africaine*. Boussens: Elf Aquitaine, 1992. p. 141-152. (Bulletin des Centres de Recherches Exploration- Production Elf-Aquitaine. Mémoire, 13).
- Szatmari, P., Françolin, J.B.L., Zanotto, O., Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoc.* 17(2): 180-188.
- Tomé, M.E.T.R; Lima Filho, M.F.; Neumann, V.H.M.L. 2006. Análise Estratigráfica do Albiano-Turoniano da Bacia de Pernambuco: Considerações Sobre a Paleogeografia e Geração de Hidrocarbonetos. *São Paulo, UNESP, Geociências*, v. 25, n. 1, p. 49-58.
- Vail, P. R. Sismic Stratigraphy Intepretation Using Sequence Stratigraphy. Part 1 Seismic Stratigraphy Interpretation Procedurel In: *Atlas of Seismic Stratigraphy*, American Association of Petroleum Geologists. Studies in Geology (1):10. Tulsa. USA. 1987.
- Vandoros,P.; Valarelli,J.V. 1976. Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho, PE. In: *SBG/Núcleo Minas Gerais, Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, Res. Comum., p. 19-19.*
- Vila Nova, F. 2005. Mapeamento geológico e estrutural da porção sul da Sub-bacia Olinda, Bacia da Paraíba. *Relatório de Graduação. Recife, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco*, 55p.
- Visher, G.S. 1969. Grain Size Distributions and Depositional Processes. *Journal of Sedimentary Petrology*. 39 (3); p. 1074-1106.
- Walker, R. G. 1983. Facies model, *Geoscience, Canada*. 317p.
- Weissel, J.K., Karner, G.D., 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research*, v.94, 13, 919-13, 950.

- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class term for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: p. 377 – 392.
- Wernicke, B.; 1985 – Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. Journ. Earth. Sci.*, 22: 108-125.
- White, N.J.; Mackenzie, D.P.; 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, 7685-7729
- White, R.S., 1992. Magmatism during and after Continental Break-up. In Storey, B.C., Alabaster, T., Pank Hurst, R.J., (ed.). *Magmatism and the causes of Continental Break-up. Geological Society Special Publication*, v.68, p. 1-16.
- White, R.S., Spence, G.D., Fowler, S.R., McKenzie, D.P., Westbrook, G.K., Bowen, A.N., 1987. *Magmatism at rifted continental margins. Nature*, v.330, n.3, p. 439-444.
- Wilson, C.J.N. & Houghton, B.F.. 2000 – Pyroclast Transport and Deposition. In: *Encyclopedia of Volcanoes, Sigurdsson, H. (Ed.)*, p. 545 – 554.
- Wornardt, W., Pacht, Jj., Batupe, M. 1999. Seismic sequence stratigraphic analysis of the Douala Basin, Cameroon. Offshore Technology Conference, Texas. Expanded abstract 10884, 1-10.
- Zinkernagel, U., 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, 8, 1-69.

ANEXOS

1) Descrição e amostragem do Poço 2-CPE-1-PE (Cupe)

As amostras que foram solicitadas para amostragem para análises petrográficas acham-se na Tabela abaixo:

Profundidade	Descrição	Formação (Membro)
39,50 m	Calcilutito	Fm. Estiva
40,60m	Brecha calcária	Fm. Estiva
97,08m	Arenito médio c/ pequenos seixos, coloração cinza-esbranquiçada	Fm. Paraíso
98,65m	Arenito grosso cinza esbranquiçado	Fm. Paraíso
449,80m	Arenito grosso c/ seixos e grânulos, coloração esbranquiçada.	Fm. Suape
451,30m	Arenito grosso a médio, micáceo, feldspático, esbranquiçado, com diversas manchas róseas.	Fm. Suape
455,40m	Arenito fino, argiloso, com manchas róseas.	Fm. Suape
455,70m	Arenito fino, argiloso, com manchas róseas.	Fm. Suape
456,60m	Arenito grosso a muito grosso, esbranquiçado.	Fm. Suape
1085,00m	Intercalações de arenitos finos e siltitos	Fm. Suape
1087,70m	Intercalações de arenitos finos e siltitos	Fm. Suape
1088,00m	Intercalações de arenitos finos e siltitos	Fm. Suape
1460,85m	Arenito médio, localmente fino ou grosso, coloração branca, maciço,, bem selecionado, micáceo	Fm. Suape
1462,35m	Arenito muito grosso a grosso, c/ grânulos e seixos esparsos, conglomerático, mal selecionado	Fm. Suape
1465,30m	Arenito muito grosso a grosso, c/ grânulos e seixos esparsos, conglomerático, mal selecionado, micáceo, feldspático, coloração cinza clara a esverdeada	Fm. Suape
1468,60m	Arenito grosso	Fm. Suape
1589,50m	Rocha vulcânica, afanítica, colorações creme acas-tanhada clara, creme rosada e cinza esverdeada, com amígdalas esbranquiçadas que conferem a rocha aspecto mosqueado. Localmente fraturas podem estar preenchidas por material de coloração mais clara. Riolito	Suíte Ipojuca
1783,00m	Arenito fino argiloso, laminado	Fm. Suape
1784,00m	Arenito muito grosso a médio, c/ grânulos e seixos esparsos, conglomerático na base dos ciclos, mal selecionado, micáceo	
1786,95m	Arenito muito grosso a médio, c/ grânulos	Fm. Suape

	e seixos esparsos	
1788,85m		Fm. Suape
1789,95m	Arenito fino argiloso, laminado, bem selecionado.	Fm. Suape
1790,95m	Arenito fino argiloso, laminado, bem selecionado.	Fm. Suape
1968,55m	Arenitos grossos a médios c/ grânulos, cinza esverdeados argilosos	Fm. Suape
1973,00m	Arenitos médios cinza esverdeados argilosos.	Fm. Suape
1976,00m	Arenitos muito grossos a médios c/ grânulos, mal selecionado	Fm. Suape
2082,00m	Micrito	Fm Cabo (Mb. Afogados)
2088,88m	Gipsita/ anidrita, micrita	Fm Cabo (Mb. Afogados)
2285,30m	Arenito médio e estratificado, seleção média	Fm Cabo (Mb. Afogados)
2285,45m		Fm Cabo (Mb. Afogados)
2488,40	Calcário com grão de feldspato e quartzo.	Fm Cabo (Mb. Afogados)
2489,50	Arenito conglomerático a grosso/muito grosso , com grãos substituídos por uma matriz carbonática.	Fm Cabo (Mb. Afogados)
2492,10m	Arenito grosso bem estratificado (plano-paralela), micáceo. Com grãos substituídos por uma matriz carbonática.	Fm Cabo (Mb. Afogados)
2492,60	Calcário com pequenos grãos de quartzo e feldspato.	Fm Cabo (Mb. Afogados)
2493,25m	Arenito muito fino a fino.	Fm Cabo (Mb. Afogados)
2699,80m	Conglomerado de calhaus e seixos, muito grosso	Fm Cabo (Mb. Tejipló)
2701,05m	Conglomerado de seixos subarredondados a arredondados, estratificado. Bem avermelhado. Fragmentos de granito róseo e rochas metamórficas (xistos, gnaisses)	Fm. Cabo (Mb. Tejipló)
2701,60m		Fm. Cabo (Mb. Tejipló)
2701,95m	Conglomerado de seixos pequenos, muito grosso, coloração esverdeada (clorita?)	Fm. Cabo (Mb. Tejipló)
2702,80m	Arenito médio estratificado, feldspático, pouco silicificado. Coloração avermelhada	Fm. Cabo (Mb. Tejipló)
2706,05m	Conglomerado róseo de seixos de rochas graníticas	Fm. Cabo (Mb. Tejipló)
2706,90m		Fm. Cabo (Mb. Tejipló)
2947,05m	Arenito grosso silicificado cinza esbranquiçado	Fm. Cabo (Mb. Tejipló)

Rochas vulcanoclásticas

Profundidade (Intervalos) m	Descrição
366-372	Traquito com minerais opacos
390	Traquito
591	Ígnea (vidro?)
852-870	Traquito com minerais opacos
906-915	Fragmentos de traquitos e vulcanoclásticas
1032-1047	Riolito com megacrístais de quartzo
1050-1056	Traquitos, com pseudomorfos de olivina
1278-1290	Riolitos com níveis alterados, com formação de carbonato secundário.
1575-1584	Riolitos, traquitos e microgranito.
1635-1650	Riolito
1695-1710	Fragmentos de brecha magmática e riolitos
1728-1749	Riolito
2001-2016	Fragmento de riolito, fragmentos de conglomerados
2052-2064	Traquito
2070	Riolito
2832	Granito
2850	Traquito
2898	Riolito
2919	Traquito

2) DRX (Minerais)

Prof.	Gipsita	Goetita	Filossilicatos	Qtz	K-Feldspato	Plagioclásio	Calcita	Anq-Dol
38,37	0,00	0,00	0,00	3,45	1,53	0,00	0,00	95,02
38,37	0,00	0,00	1,17	2,20	1,35	0,00	1,26	94,03
	0,00	2,14	0,00	2,46	2,26	2,21	0,00	90,93
39,03	0,00	3,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,26
97,35	0,00	14,68	2,66	69,45	1,48	1,94	4,31	5,49
97,95	0,00	0,00	2,94	84,37	9,42	0,00	1,74	1,53
	0,00	7,42	1,70	80,89	8,46	0,00	1,53	0,00
98,74	0,00	7,42	0,00	64,70	19,19	3,26	1,29	4,13
448	3,28	0,00	0,94	57,10	27,97	6,60	0,00	4,11
448,75	3,42	3,99	1,31	39,81	46,20	3,00	0,00	2,26
449,3	0,00	8,93	0,00	76,57	5,63	6,79	0,00	2,08
449,75	2,56	8,74	0,00	58,23	11,39	16,73	1,18	1,17
450,32	2,12	0,00	0,00	76,76	1,10	16,42	0,00	3,60
451,44	0,00	1,74	0,00	77,59	7,95	7,72	1,62	3,38
	0,00	12,30	0,00	69,64	8,93	5,06	1,80	2,27
453,43	1,29	10,88	0,00	71,46	6,48	6,79	1,30	1,80
455,3	0,00	11,47	1,24	61,44	6,31	7,36	1,20	10,98
	0,00	4,31	2,66	81,73	6,89	2,61	0,00	1,80
456	0,93	2,02	0,00	70,58	5,99	16,45	1,24	2,80
456,97	0,91	2,00	0,00	75,05	8,25	9,51	1,25	3,02
1088	1,05	0,00	1,07	84,53	6,61	0,00	1,04	5,70
1462,74	0,74	0,00	0,82	83,68	8,71	0,00	0,99	5,06
1465,37	0,00	2,85	0,86	77,62	9,54	3,57	1,13	4,42
1467,62	0,00	1,95	1,55	78,90	8,19	3,94	0,00	5,48
1783,12	1,80	0,00	4,07	75,34	16,28	1,01	0,00	1,49
1784,12	0,97	1,39	1,16	71,57	17,14	6,42	0,00	1,35

3) Resultados da análise de ICP AES para os ETRs.

Prof	Dy	Dy μmol/ξ Eu		Eu μmol/ξ Ga		Ga μmol/ξ Gd		Gd μmol/ξ Hf		Hf μmol/ξ Ho		Ho μmol/ξ La		La μmol/ξ Lu		Lu μmol/ξ Ta		Ta μmol/ξ
38,37	1,69	0,010	0,49	0,0032	5,5	0,08	1,98	0,013	1,1	0,006	0,32	0,0020	20,4	0,15	0,12	0,00069	0,4	0,0022
97,95	2,05	0,013	0,81	0,0053	12,8	0,18	4,18	0,027	5,3	0,030	0,32	0,0020	44	0,32	0,09	0,00051	0,8	0,0044
448	6,16	0,038	1,32	0,0087	19	0,27	8,58	0,055	10,6	0,060	1,18	0,0072	71,2	0,52	0,43	0,00246	1,9	0,0106
450,32	3,18	0,020	1,01	0,0066	15,4	0,22	5,05	0,032	6,6	0,037	0,57	0,0035	47,1	0,34	0,22	0,00126	1,7	0,0094
451,44	2,71	0,017	1,03	0,0068	15,3	0,22	3,9	0,025	5,1	0,029	0,51	0,0031	28,8	0,21	0,17	0,00097	1,2	0,0067
455,3	7,34	0,045	2,05	0,0135	21	0,30	10,65	0,068	11	0,062	1,39	0,0085	92,5	0,67	0,45	0,00257	1,7	0,0094
456	2,92	0,018	1,19	0,0078	22,6	0,32	4,49	0,029	5,8	0,033	0,52	0,0032	37,3	0,27	0,17	0,00097	1,1	0,0061
456,97	2,62	0,016	1,1	0,0072	18,3	0,26	3,95	0,025	4,7	0,026	0,47	0,0029	32,3	0,23	0,16	0,00091	0,8	0,0044
1460,55	1,52	0,009	0,58	0,0038	12,9	0,19	2,18	0,014	2,4	0,013	0,28	0,0017	21,1	0,15	0,11	0,00063	0,6	0,0033
1462,74	1,74	0,011	0,68	0,0045	14,4	0,21	2,48	0,016	2,9	0,016	0,32	0,0020	21,6	0,16	0,12	0,00069	0,5	0,0028
1465,37	2,04	0,013	0,84	0,0055	14,6	0,21	3,29	0,021	3,9	0,022	0,36	0,0022	29,5	0,21	0,15	0,00086	1,1	0,0061
1467,62	4,64	0,029	1,18	0,0078	22,5	0,32	6,43	0,041	10,8	0,061	0,86	0,0052	47,5	0,34	0,28	0,00160	2	0,0111
1783,12	4,93	0,030	1,5	0,0099	28,5	0,41	7,32	0,047	7,3	0,041	0,87	0,0053	69,2	0,50	0,28	0,00160	2,7	0,0150
1784,12	2,7	0,017	0,89	0,0059	18,9	0,27	3,9	0,025	4,4	0,025	0,47	0,0029	35,9	0,26	0,16	0,00091	1,2	0,0067
1788,8	5,87	0,036	1,53	0,0101	24,6	0,35	8,78	0,056	12	0,067	1,05	0,0064	71,2	0,52	0,35	0,00200	2,2	0,0122
1790,2	5,66	0,035	1,7	0,0112	25,6	0,37	8,79	0,056	9,9	0,056	0,99	0,0060	73,7	0,53	0,32	0,00183	2,3	0,0128
1790,83	4,88	0,030	1,46	0,0096	28,3	0,41	6,86	0,044	7,7	0,043	0,9	0,0055	65,5	0,47	0,31	0,00177	2,4	0,0133
1791,02	4,45	0,027	1,22	0,0080	22,5	0,32	6,81	0,043	8	0,045	0,82	0,0050	57,5	0,42	0,27	0,00154	2	0,0111
1967,23	1,61	0,010	0,62	0,0041	11	0,16	2,02	0,013	2,6	0,015	0,31	0,0019	17,1	0,12	0,13	0,00074	0,5	0,0028
1968,84	3,3	0,020	0,99	0,0065	18,9	0,27	4,71	0,030	13,8	0,078	0,6	0,0037	46,8	0,34	0,25	0,00143	1,8	0,0100
1969,7	1,3	0,008	0,65	0,0043	15,5	0,22	2,07	0,013	2,3	0,013	0,24	0,0015	21,6	0,16	0,09	0,00051	0,6	0,0033
1970,45	3,28	0,020	1,33	0,0088	25	0,36	5,25	0,033	7,1	0,040	0,6	0,0037	53,3	0,39	0,23	0,00131	1,3	0,0072
1971,44	2,63	0,016	0,98	0,0064	17,3	0,25	3,73	0,024	4,8	0,027	0,51	0,0031	38,8	0,28	0,22	0,00126	1,1	0,0061
1974,45	1,56	0,010	0,7	0,0046	16,1	0,23	2,3	0,015	3,3	0,019	0,27	0,0016	30,4	0,22	0,13	0,00074	0,6	0,0033
2088,88	4,74	0,029	1,12	0,0074	21,7	0,31	4,84	0,031	11,3	0,063	0,98	0,0060	39,9	0,29	0,44	0,00251	1,6	0,0089
2281,85	4,16	0,026	1,34	0,0088	24,7	0,35	5,76	0,037	9,3	0,052	0,74	0,0045	54	0,39	0,27	0,00154	2,2	0,0122
2488,35	2,87	0,018	1,02	0,0067	21,6	0,31	4,15	0,026	7,7	0,043	0,51	0,0031	45,8	0,33	0,19	0,00109	1,5	0,0083
2488,8	2,28	0,014	0,96	0,0063	18,6	0,27	3,38	0,022	4,1	0,023	0,41	0,0025	34,2	0,25	0,15	0,00086	1	0,0056
2490,66	4,16	0,026	1,19	0,0078	23,5	0,34	5,59	0,036	9,4	0,053	0,75	0,0046	56,1	0,41	0,31	0,00177	2,3	0,0128
2492,22	3,35	0,021	1,15	0,0076	16,4	0,24	4,86	0,031	13,7	0,077	0,62	0,0038	43,4	0,31	0,28	0,00160	2,2	0,0122
2492,38	5,2	0,032	1,74	0,0114	19,9	0,29	7,27	0,046	8,8	0,049	0,98	0,0060	52,1	0,38	0,34	0,00194	1,6	0,0089
2699,46	2,18	0,013	0,81	0,0053	15,8	0,23	2,65	0,017	3,5	0,020	0,41	0,0025	24,5	0,18	0,17	0,00097	0,9	0,0050
2701,41	2,55	0,016	0,83	0,0055	16,9	0,24	3,67	0,023	3,6	0,020	0,48	0,0029	38,1	0,28	0,18	0,00103	1,3	0,0072
2703,74	1,28	0,008	0,59	0,0039	15,5	0,22	2	0,013	3,3	0,019	0,24	0,0015	23,5	0,17	0,1	0,00057	0,7	0,0039
2705,5	2,2	0,014	0,88	0,0058	17,7	0,25	3,46	0,022	5,5	0,031	0,38	0,0023	40,6	0,29	0,15	0,00086	1,5	0,0083
2947,71	4,56	0,028	0,93	0,0061	18,3	0,26	4,4	0,028	7,1	0,040	0,93	0,0057	23,4	0,17	0,29	0,00166	1,1	0,0061