



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE**  
**Centro de Ciências Exatas e da Terra**  
**Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica**

**TESE DE DOUTORADO**

# **Geomorfologia e Neotectônica no Vale do Rio Apodi-Mossoró RN**

Autor:

**Rubson Pinheiro Maia**

Orientador:

**Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN)**

Natal-RN, Fevereiro/2012.



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE**  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

TESE DE DOUTORADO



# **Geomorfologia e Neotectônica no Vale do Rio Apodi-Mossoró RN**

Autor:

**Rubson Pinheiro Maia**

Tese de Doutorado, com apresentada no dia 29 de Fevereiro de 2012, à Universidade Federal do Rio Grande do Norte, para obtenção do título de DOUTOR em Geodinâmica e Geofísica.

**Comissão Examinadora:**

**Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN) – presidente/orientador**

**Prof. Dr. Ricardo Farias do Amaral (PPGG/UFRN) – examinador interno**

**Dra. Maria Osvalneide Lucena Sousa (UFRN) – examinador interno**

**Prof. Dr. Claudio Limeira Mello (UFRJ) – examinador externo**

**Profa. PhD. Vanda Claudino Sales (UFC) – examinador externo**

Natal-RN, Fevereiro/2012.

## Resumo

Numerosos estudos têm indicado que a Bacia Potiguar é afetada pela tectônica Cenozóica. A reativação de sistemas de falhas do Cretáceo afetam as unidades pós-rifte que incluem o Neógeno e o Quaternário. Nesse contexto, os objetivos dessa tese são os seguintes: (1) Caracterizar os efeitos da tectônica pós-rifte na morfologia do Rio Apodi-Mossoró localizado na porção central da Bacia Potiguar, (2) Caracterizar a drenagem do vale do Rio Apodi-Mossoró e investigar o comportamento de seus canais em falhas ativas, (3) Propor um modelo geológico-geomorfológico evolutivo para a área de estudo. Esse estudo utilizou-se de um mapeamento geológico e geomorfológico da parte central da Bacia Potiguar, com ênfase nos depósitos sedimentares quaternários, na datação de sedimentos por luminescência óptica estimulada e sondagens geoeletricas verticais. Os resultados revelam através de mapas de lineamentos estruturais e canais de drenagem que os rios formam vales que são afetados por falhas e deformações tectônicas. No vale do Rio Apodi-Mossoró, anomalias da morfologia do canal estão associadas à deformação pós-rifte da Bacia Potiguar. Essas anomalias evidenciam a influência da reativação cenozóica de sistemas de falhas da Bacia Potiguar na morfologia do canal. Em uma escala regional, pode ser visto através da geomorfologia e dos dados das sondagens geoeletricas que a tectônica cenozóica é responsável pela formação de feições de inversão resultantes do atual campo de tensões na Bacia Potiguar. Essa feição caracteriza-se por um macro domo (Serra do Mel) orientado no sentido NE-SE com 70 km de comprimento e 50 km de largura e até 270m acima do nível do mar. Nesse setor, os dados obtidos nesse trabalho evidenciaram que o contato entre o Cretáceo e o Neógeno eleva-se mais de 100m no centro da Bacia Potiguar. Os resultados geocronológicos obtidos nesse trabalho mostraram que os depósitos que cobrem o macro domo estrutural têm idades de 119 ka a 43 ka. No vale do Rio Apodi-Mossoró e áreas vizinhas, as idades variam entre 319 ka e 2,7 ka. A partir desses dados, foi possível estabelecer o correto posicionamento geocronológico dos paleodepósitos fluviais e distinguí-los dos depósitos do Neógeno (Formação Barreiras).

Palavras Chave: Geomorfologia, Neotectônica, Sistema Fluvial, Quaternário.

## Abstract

Numerous studies have indicated that the Potiguar Basin is affected by Cenozoic tectonics. The reactivation of Cretaceous fault systems affect the post-rift units, which include Neogene and overlying Quaternary sediments. In this context, the objectives of this thesis are the followings: (1) to characterize the effects of post-rift tectonics in the morphology of Apodi Mossoró-river valley located in the central portion of the Potiguar, (2) to characterize the drainage of the Apodi Mossoró river valley and investigate the behavior of their channels across active faults, and (3) to propose a geologic-geomorphological evolutionary model for the study area. This study used a geological and geomorphological mapping of the central part of the basin, with emphasis on the Quaternary record, luminescence dating of sediments, and geoelectric profiles of the area. The results reveal by maps of structural lineaments and drainage channels of the rivers form valleys that are affected by faults and folds. In Apodi-Mossoró valley, anomalies of channel morphology are associated with the deformation of the post-rift basin. These anomalies show the reactivation of major fault systems in the Potiguar Basin in Cenozoic. On a regional scale, can be seen through the vertical electric profiles that the Cenozoic tectonics is responsible for the elevation of a macro dome NE-SE-trending 70-km long and 50km wide and up to 270 above sea level. In this sector, the vertical electric profiles data show that the contact between the Cretaceous and Neogene rise more than 100m. This is an important feature of inversion data obtained in this work showed that the deposits that cover the macro dome (Serra do Mel) have ages of 119 ka to 43 ka. In the river valley and surrounding areas Apodi-Mossoró ages vary between 319 ka and 2.7 ka. From these data it was possible to establish the correct geochronological positionamento paleodepósitos of distinguishing them from the fluvial deposits of the Neogene (Barreiras Formation).

Keywords: Geomorphology, Neotectonics, Fluvial Systems, Quaternary.

## Agradecimentos

Agradeço aos meus pais que muito contribuíram para o êxito desta conquista.

Ao Programa de Recursos Humanos PRH-22 da Agência Nacional do Petróleo ANP e sua coordenadora Profa. Dra. Helenice Vital, pelo apoio na realização desse trabalho através da concessão de bolsa de estudo.

Ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica desta Universidade e ao Prof. Zorano Sérgio, coordenador desse programa, no período de execução desse trabalho.

Aos Profs. Francisco Pinheiro, Venerando Eustáquio e Ricardo Amaral na qual tive o prazer de cursar disciplinas que de muito contribuíram na etapa de planejamento dessa tese.

Aos Profs. Narendra Kumar, Marcela Vieira e Francisco Pinheiro que compuseram a banca de qualificação desse trabalho e contribuíram com valiosas críticas e sugestões.

A secretaria da Pós-Graduação do PPGG, Nilda Araújo por fazer muito além do trabalho de secretariado atendendo sempre as solicitações com a devida atenção e dedicação.

A secretaria do PRH-22, Sônia Leite e aos motoristas Pedro Marreiro, Vanilson e sobretudo Fernando Feitosa que foi de fundamental importância nas etapas de campo.

Aos companheiros de Laboratório, Rafael Duarte, Elissandra pelo bom convívio e pela ajuda prestada sempre que foram solicitados.

Aos Profs. Claudio Limeira, Vanda Claudino, Ricardo Amaral e Osvalneide Lucena por aceitarem compor a banca de avaliação.

Aos meus vizinhos e amigos de Natal, Leonardo Martins e Elijara pelo bom convívio e amizade conquistada.

Aos meus computadores que não deram problemas nem me fizeram perder dados no desenvolvimento desse trabalho e ao amigo Walber que muito contribuiu para isso.

Ao Prof. Hilário Bezerra pela orientação, sem a qual esse trabalho não seria possível.

## Índice

RESUMO .....	03
ABSTRACT .....	04
AGRADECIMENTOS .....	05
ÍNDICE .....	06
LISTA DE FIGURAS .....	08
1 CAPÍTULO .....	10
<i>(Introdução e Metodologia)</i>	
1.1 Introdução.....	11
1.2 Metodologia.....	14
2 CAPÍTULO .....	20
<i>(Tectônica, Neotectônica e Morfotectônica: Revisão do conhecimento anterior)</i>	
3 CAPÍTULO .....	26
<i>(Geomorfologia do NE: Concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento)</i>	
Resumo e Abstract.....	27
3.1 Introdução.....	28
3.2 Localização da área de estudo .....	28
3.3 Metodologia.....	30
3.4 Resultados e Discussões.....	30
3.4.1 Aspectos Genéticos do Relevo do NE: Concepções Clássicas .....	30
3.4.2 Síntese dos pontos frágeis do modelo de paleosuperfícies escalonadas.....	33
3.4.3 Concepções atuais acerca da Geomorfologia do NE Brasileiro .....	34
3.5 Conclusões.....	39
Referências Bibliográficas .....	40
4 CAPÍTULO .....	42
<i>(Neotectônica, Geomorf. e Sisemas. Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordestino)</i>	
Resumo e Abstract.....	43
4.1 Introdução: Neotectônica e Geomorfologia .....	43
4.2 Geomorfologia do Nordeste: Aspectos Genéticos.....	46
4.3 Tectônica e Sistemas Fluviais .....	49
4.4 Evolução Morfotectônica do NE Brasileiro .....	52
4.5 Conclusões.....	56
Referências Bibliográficas .....	57
5 CAPÍTULO .....	60
<i>(Geomorfologia e Neotectônica da Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró NE do Brasil)</i>	
Resumo, Abstract, Resumé .....	61
5.1 Introdução.....	62
5.2 Localização e Caracterização da Área .....	64
5.3 Metodologia.....	66
5.4 Contexto Geológico e Geomorfológico .....	67
5.5 Resultados .....	71
5.5.1 Geomorfologia do vale do Rio Apodi-Mossoró.....	71
5.5.2 Morfotectônica no vale do Rio Apodi-Mossoró.....	74
5.6 Discussões .....	79
5.7 Conclusões.....	82

6 CAPÍTULO .....	87
<i>(Geomorfologia da porção central da Bacia Potiguar com ênfase nos aspectos morfotectônicos cenozóicos)</i>	
6.1 Introdução.....	88
6.2 Metodologia.....	89
6.3 Localização e Caracterização Geomorfológica .....	90
6.4 Contexto Estrutural.....	92
6.5 Características da Drenagem.....	95
6.6 Descrição das SEV's e Interpretação Geomorfológica.....	96
6.7 Inversão Tectônica da Bacia Potiguar.....	100
6.8 Discussão e Conclusões .....	106
Referências Bibliográficas .....	108
7 CAPÍTULO .....	112
<i>(Aspectos Geológicos, Geomorfológicos e Geocronológicos do vale do Rio Apodi-Mossoró com ênfase nos Depósitos Quaternários)</i>	
7.1 Introdução.....	114
7.2 Conhecimento anterior das unidades sedimentares, com ênfase nos depósitos miocênicos e quaternários.....	115
7.2.1 Depósitos Cretáceos Pós-Rifte .....	116
7.2.2 Dados anteriores relativos à Formação Barreiras .....	116
7.2.3 Dados anteriores relativos aos Depósitos Quaternários .....	118
7.3 Metodologia.....	119
7.4 Resultados dos Estudos de Campo .....	121
7.4.1 Depósitos Cretáceos.....	121
7.4.2 Formação Barreiras.....	123
7.4.3 Depósitos Quaternários Aluviais .....	124
7.4.4 Depósitos Quaternários Costeiros .....	132
7.5 Geocronologia dos Depósitos Quaternários .....	134
7.6 Discussão.....	136
7.6.1 Geomorfocronologia do Vale do Rio Apodi-Mossoró .....	136
7.6.2 As variações do Nível de Base e a Dinâmica Geomorfológica.....	139
7.7 Conclusão .....	140
Referências Bibliográficas .....	142
8 CAPÍTULO .....	147
<i>(Discussões e Conclusões Finais)</i>	
ANEXOS.....	157
<i>(Mapa de Localização das fotografias das figuras 7.3, 7.5 e 7.8)</i>	
<i>(Dados das datações LOE/SAR)</i>	

## Lista de Figuras e Tabelas

Figura 1.1 - Localização da área de estudo.....	14
Figura 2.1 - Modelo Digital de Elevação (MDE) da Bacia Potiguar. ....	23
Figura 3.1 - Relevo do Nordeste Setentrional Brasileiro.....	29
Figura 3.2 - Modelo de Pediplanação e Superfícies Escalonadas do NE Brasileiro .....	31
Figura 3.3 - Modelo de evolução a partir de soerguimento seguido de aplainamento .....	33
Figura 3.4 - Bloco Diagrama Geomorfológico do NE Setentrional Brasileiro.....	38
Figura 4.1 - Bloco Diagrama do NE Brasileiro.....	45
Figura 4.2 - Modelo de Pediplanação e Superfícies Escalonadas do NE Brasileiro.....	47
Figura 4.3 - Blocos diagrama do da Bacia Potiguar.....	50
Figura 4.4 - Modelo de Elevação Digital e Estruturas Tectônicas do NE Brasileiro.....	52
Figura 4.5 - Sismicidade do Nordeste Brasileiro .....	53
Figura 4.6 - Deformações na Formação Barreiras – Bacia Potiguar – RN .....	54
Figura 4.7 - Modelo de inversão tectônica na Bacia Potiguar. ....	56
Figura 5.1 - Principais bacias hidrográficas do Nordeste setentrional .....	64
Figura 5.2 - Mapa de Drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró .....	65
Figura 5.3 - Geomorfologia e Rifte da Bacia Sedimentar Potiguar .....	66
Figura 5.4 - Geol. e Geomorf. Simplificada da Bacia Hidrog. do Rio Apodi-Mossoró.....	68
Figura 5.5 - Mapa de Geomorfologia e MDE da Bacia Hidrog. do Rio Apodi-Mossoró ...	72
Figura 5.6 - Modelo de elevação digital do alto curso do Rio Apodi-Mossoró.....	73
Figura 5.7 - Modelo de Elevação Digital do baixo curso do Rio Apodi-Mossoró.....	74
Figura 5.8 - Perfis Geológicos e Geomorf. no baixo curso do Rio Apodi-Mossoró.....	75
Figura 5.9 - Característ. da Topografia e Dren. no baixo curso do rio Apodi-Mossoró.....	76
Figura 5.10 - Anomalias de Drenagem do Rio Apodi Mossoró.....	77
Figura 5.11 - Baixo Terraço Fluvial e relações entre Dren. e Lineamentos Estruturais .....	78
Figura 5.12 - Bloco Diagram. Sistemas de Falhas e Lineamentos associados .....	79
Figura 5.13 - Índice de Sinuosidade do vale do Rio Apodi-Mossoró .....	80
Figura 6.1 - Geologia e Geomorfologia (MDE) da Bacia Potiguar – RN .....	91
Figura 6.2 - Lineamentos da parte central da Bacia Potiguar .....	94
Figura 6.3 - Drenagem e Topografia na parte central da Bacia Potiguar .....	95
Figura 6.4 - Relação entre Lineamentos e Dren. entre S. do Mel e a S. de Mossoró.....	96
Figura 6.5 - Sondagens Elétricas Verticais em Serra do Mel .....	98
Figura 6.6 - Depósitos Neogênicos e Quaternários em Serra do Mel (MDE) .....	99
Figura 6.7 - Modelo de Inversão segundo Williams et al., 1989 .....	100

Figura 6.8 - MDE e Perfis Topográficos da Bacia Potiguar .....	102
Figura 6.9 - Formação Barreiras ao norte de Serra do Mel. ....	103
Figura 6.10 - Topografia da Margem Atlântica Setentrional do RN.....	104
Figura 6.11 - MDE da Serra de Mossoró e Arenito Silicificado .....	105
Figura 7.1 - Distribuição dos depósitos quaternários na área de estudo e adjacências .....	115
Figura 7.2 - Esquema simplificado da Datação por Luminescência .....	120
Figura 7.3 - Afloramentos da Formação Jandaíra no setor de estudo. ....	122
Figura 7.4 - Relevo da Formação Jandaíra na área de estudo .....	123
Figura 7.5 - Afloramento da Formação Barreiras na Serra do Mel.....	124
Figura 7.6 - Formação dos Depósitos Pós-Barreiras .....	125
Figura 7.7 - Formação Barreiras no topo da Serra do Mel .....	125
Figura 7.8 - Fácies dos Depósitos pós-Barreiras na Bacia Potiguar.....	128
Figura 7.9 - Arquitetura Deposicional Aluvionar Quaternária na área de estudo.....	130
Figura 7.10 - Seções Colunares nos Depósitos Aluviais Quaternários .....	131
Figura 7.11 - Mapa das Coberturas Sedimentares Costeiras da área de estudo.....	133
Figura 7.12 - Pontos de coleta para Datação.....	134
Figura 7.13 - Geomorfocronologia do Quaternário do vale do Rio Apodi-Mossoró.....	137
Figura 7.14 - Fases de Dissecação e Agradação .....	141
Figura 8.1 - Modelo de Evolução Geol. Geomorfol. da área de estudo .....	154
Figura A.1 - Mapa de Localização das fotografias das figuras 7.3, 7.5 e 7.8 .....	159
Tabela 7.1 - Resultados das Datações LOE/SAR.....	135

# Capítulo 1

## Introdução



## 1. INTRODUÇÃO

A maior parte dos trabalhos que discorrem sobre a evolução de sistemas fluviais relaciona as mudanças na morfologia dos canais e a evolução dos vales às variações de descarga sólida (Leopold e Wolman, 1957; Blum e Torbjorn, 2000; Bridge, 2003; Brirley Fryirs, 2005). Essas variações por sua vez são resultantes das vicissitudes climáticas que assim assumem o papel principal no que diz respeito à erosão, ao transporte e a sedimentação (Chistofolletti, 1981; Brirley Fryirs, 2005). De fato, nas áreas semi-áridas com elevadas taxas de pluviometria esporádica como o Nordeste brasileiro, o fator climático constitui um importante elemento a se considerar.

Mello (1997) considerou que a análise da evolução do relevo de ênfase climática sugerida por Bigarella e Andrade (1965) e Bigarella e Mousinho (1965), proporcionou um avanço nos estudos do Quaternário brasileiro. Esses estudos resultaram no desenvolvimento de uma geomorfologia do Quaternário, com cientistas de diferentes áreas do conhecimento abordando a temática, sem, no entanto, existir uma definição precisa do tratamento metodológico. A aplicação dos modelos baseados em paleosuperfícies escalonadas, tradicionalmente referenciados a partir de King (1956), promoveu o avanço do conhecimento acerca da evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro. Contudo, tais modelos são limitados no que se refere à aplicação prática, uma vez que é difícil o reconhecimento em campo das paleosuperfícies. Também há ausência de correlações geocronológicas bem definidas entre as paleosuperfícies e a possibilidade de que movimentos tectônicos tenham atuado no escalonamento dessas.

Dessa forma, o modelo de superfícies escalonadas, em virtude de sua escala de aplicação e de suas limitações, no que diz respeito ao tectonismo cenozóico intraplaca, não incorpora a análise das diversas formas de relevo situadas abaixo da cota de 300m. Abaixo dessa cota, na Fachada Atlântica Nordestina, concentram-se os importantes elementos-chave para a explicação geomorfológica de ênfase morfoclimática e morfotectônica. Os principais indicadores de tectonismo cenozóico do ponto de vista geomorfológico são os vales, a fisiografia da costa e a geometria dos canais fluviais. Esses são os elementos mais susceptíveis às variações das características do substrato.

Nos sistemas fluviais, o fator tectônico também pode exercer importante participação na definição de processos erosivos e deposicionais, na evolução da

morfologia dos canais e até na intensidade da descarga sólida (Summerfield, 1991). Nesse aspecto, a neotectônica e a topografia do embasamento podem controlar (em escala local) a variação espacial e temporal da morfologia dos canais, uma vez que as rochas do embasamento restringem ou dividem o canal e a própria planície aluvial, além de afetar seu perfil longitudinal (Schumm, 1985; Latrubesse et al., 2005).

Canais fluviais que desenvolvem seu percurso sobre zonas de falhas ativas tendem a expressar a trama estrutural através de sua geometria, que passa a refletir a disposição estrutural vigente (Maroukian et al., 2008). Dessa forma, esses canais constituem importantes indicadores geomorfológicos de tectônica recente, pois uma vez que estão em constante transformação, expressam, sempre em suas formas, a influência dos mecanismos de evolução que operam na atualidade. Esses indicadores associados aos marcos geológicos como a sismicidade, a deformação em depósitos recentes e as falhas podem subsidiar de maneira consistente o quadro morfoevolutivo de um sistema fluvial (Schumm et al., 2000).

O controle da vazão exercido pelas barragens também pode influenciar a morfologia dos canais, uma vez que promovem a diminuição da competência fluvial favorecendo, assim, os processos de assoreamento e migração lateral (Schumm, 1977; Brandt, 2000; Xu e Milliman, 2009). Os processos de migração de canais associados ao contexto de baixa energia geram sua adaptação às estruturas geológicas, como falhas e dobras. Nos locais onde a espessura dos aluviões é delgada e o embasamento raso, tal característica fica ainda mais evidente. Nesses casos, o mapeamento de detalhe da rede de drenagem pode fornecer importantes informações acerca das direções preferenciais de falhamento, cinemática e do quadro tectônico (Garrote et al., 2008).

Como exemplo do contexto supracitado, tem-se o vale do Rio Apodi-Mossoró situado na porção central da Bacia Potiguar no Nordeste do Brasil. Nesse setor, o Rio Apodi-Mossoró desenvolve seu curso sobre importantes sistemas de falhas dessa Bacia Potiguar. Esses sistemas de falhas possuem expressão em superfície e apresentam indícios de reativação pós-rifte (Bezerra e Vita Finzi, 2000).

Vários trabalhos mostram evidências que a sequência pós-rifte da Bacia Potiguar encontra-se largamente afetada por tectonismo frágil de ocorrência pós-cretácea. (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001, 2006, 2007, 2011). Entretanto, não há detalhes sobre a relação entre tectônica e a Geomorfologia dessa Bacia, tampouco a morfologia dos canais que a dissecam. Dessa forma é imprescindível estabelecer as

relações existentes entre o quadro morfoestrutural da bacia, os mecanismos de evolução do sistema fluvial e a tectônica cenozóica e quaternária.

Partindo desses preceitos, a presente tese tem como objetivo estabelecer os principais marcos geológicos e geomorfológicos da evolução cenozóica do vale do Rio Apodi-Mossoró, na parte central da Bacia Potiguar – Nordeste do Brasil. Tal proposta basear-se-á na análise dos depósitos quaternários do vale do Rio Apodi-Mossoró e adjacências e nos efeitos da tectônica pós-cretácea, no desenvolvimento do relevo regional e na morfologia dos canais. O objetivo do tema proposto é contribuir com o avanço do conhecimento acerca da evolução geológica-geomorfológica de sistemas fluviais em bacias de margens passivas. Outrossim, analisar aspectos relativos a influência da tectônica na evolução desses sistemas.

Para tanto, os principais objetivos dessa tese podem ser assim sumarizados:

1. Revisar a literatura clássica acerca da evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro e mostrar como os postulados tradicionais acerca dessa evolução carecem de revisão, sobretudo nos aspectos relativos às idades das superfícies geomorfológicas e o papel da tectônica na evolução do relevo.
2. Analisar os efeitos da Tectônica Pós-rifte na morfologia dos canais pertencentes à bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró em seu baixo curso.
3. Analisar os efeitos da Tectônica Pós-rifte em uma escala regional, envolvendo a porção central da Bacia Potiguar e determinar como o relevo dessa área é influenciado pelo atual campo de tensões.
4. Propor um modelo de evolução geológica e geomorfológica para a área de estudo, baseado na distribuição dos depósitos quaternários, em dados de datação LOE/SAR e em dados de perfis de sondagens elétricas verticais.

O setor de estudo compreende a porção norte da bacia hidrográfica. Nessa área o canal principal do Rio Apodi-Mossoró disseca os terrenos cretáceos da Bacia Potiguar, drenando seu deflúvio sobre delgados aluviões assentados diretamente sobre a sequência pós-rifte, no caso a Formação Jandaíra. Nesse setor, o vale do Rio Apodi-Mossoró compreende a seção terminal da bacia hidrográfica de denominação homônima e forma um vale de direção NE-SW. Sua localização envolve o setor leste do estado do Rio Grande do Norte, fazendo divisa com o estado do Ceará a oeste e Paraíba ao sul (figura 1.1).

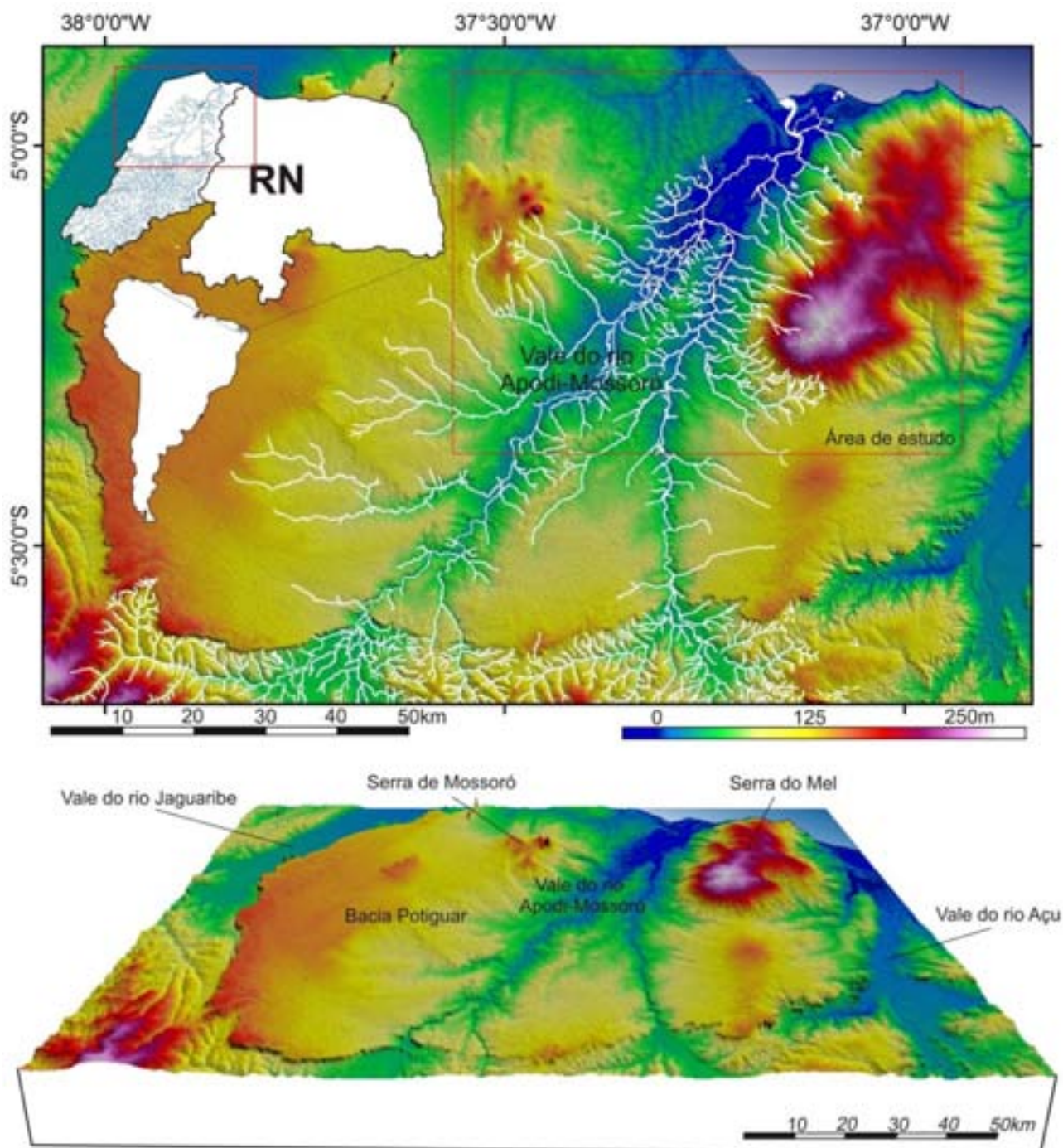


Figura 1.1 Modelo Digital de Elevação da Bacia Potiguar com ênfase para o vale do Rio Apodi-Mossoró.

## 1.2 Metodologia

Do ponto de vista metodológico a tese envolveu coleta e sistematização de dados de campo, de laboratório e bibliográficos. Os dados de campo foram obtidos a partir da análise, descrição e georreferenciamento dos principais afloramentos da área de estudo. Essas informações, agrupadas em um banco de dados, permitiram o desenvolvimento de um SIG Geológico-Geomorfológico. Os dados de laboratório são provenientes de 40

datações LOE/SAR e de geoprocessamento, a partir do manuseio e edição de shapes multitemáticos fornecidos pela em arquivo digital pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O processamento de imagens de radar envolveu a criação de blocos diagrama do relevo que permitiram uma análise apurada dos padrões morfológicos existentes na área de estudo. Os dados bibliográficos foram obtidos a partir de extensa revisão de literatura especializada. Também foram obtidos dados de 30 sondagens elétricas verticais em Serra do Mel. Esses dados associados aos dados geológicos, geocronológicos e morfotectônicos subsidiaram a proposição de um modelo de evolução quaternária para a área de estudo.

Os resultados alcançados por esse trabalho foram obtidos durante o período de doutoramento, desenvolvido no âmbito do programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. As atividades desenvolvidas tiveram o suporte dos projetos Estudo da crosta continental e do manto superior no Brasil, com foco inicial na Província Borborema e Cráton do São Francisco, nordeste do Brasil, coordenado por Reinhardt A. Fuck (UnB) (Projeto INCT-ET, CNPQ) e Mapeamento Geológico da Folha SB-24-X-D-I, coordenados por Francisco Hilário Bezerra (UFRN).

A presente tese está dividida em 08 capítulos. Os capítulos 01 e 02 são introdutórios e fazem uma contextualização da tese. Os capítulos 03, 04 e 05 tratam de artigos já publicados ou aceitos e foram escritos pelo autor durante o desenvolvimento da tese. Os capítulos 06 e 07 apresentam dados inéditos da tese. O capítulo 08 é a discussão final e a conclusão. Anexos são apresentados no fim da tese.

O capítulo 3, publicado na Revista de Geografia da Universidade Federal do Pernambuco, trata de uma revisão acerca das superfícies de aplainamento no Nordeste brasileiro, a partir de sua literatura clássica. Nesse capítulo, a discussão passa pela inadequação da aplicação dos modelos geomorfológicos clássicos na compreensão dos processos geomorfológicos de ênfase morfoestrutural.

O capítulo 4, publicado na Revista Brasileira de Geomorfologia, trata da relação entre o quadro morfoestrutural do Nordeste brasileiro, com ênfase nas direções tectônicas preferenciais e os principais sistemas de drenagem. Nesse capítulo, é discutida a conformação dos canais principais do Nordeste Setentrional, com a direção de estruturas pré-cambrianas que caracterizam a Província Borborema.

O capítulo 5, aceito na Revista Mercator, faz uma correlação entre as características da drenagem e os padrões de lineamentos no vale do Rio Apodi-Mossoró. Nesse trabalho são analisadas as características da drenagem principal nos trechos em que o Rio Apodi-Mossoró diseca terrenos situados nas principais zonas de falhas da Bacia Potiguar e faz correlações entre as características dessas zonas e seus efeitos na morfologia do canal.

O capítulo 6 trata da geomorfologia do vale do Rio Apodi-Mossoró e adjacências, relacionando formas de relevo e processos tectônicos aos campos de tensão neotectônicos. Os efeitos desses campos de tensão no relevo são constatados principalmente em feições indicativas de processos de inversão de bacia no Cenozóico. Os dados de perfis geoeletricos foram usados na caracterização do substrato e forneceram dados importantes acerca dos efeitos da tectônica cenozóica no relevo.

O capítulo 7 aborda aspectos relativos à geocronologia e aos ambientes deposicionais do Quaternário continental no setor de estudo. Para tanto, utiliza dados de datação por luminescência óptica dos cristais, geoprocessamento a partir da manipulação de imagens SRTM e dados de campo a partir da elaboração e interpretação de seções geológicas colunares.

O capítulo 8 faz uma discussão acerca dos principais dados e interpretações geradas por esse trabalho final a partir de uma síntese dos dados apresentados nos capítulos precedentes.

De forma sintética, os resultados obtidos permitem constatar que os modelos clássicos de evolução geomorfológica limitam-se à análise de macro-escala. Não obstante, as baixas superfícies costeiras não são limitadas a vastos glaciais pré-litorâneos tabulares como descrito nos postulados clássicos. Nessas baixas superfícies, um elevado número de processos relacionados à atividade tectônica intraplaca é responsável pela evolução geomorfológica dos vales e a atual configuração do relevo. Nesse caso, destacam-se os vales fluviais controlados por falhas reativadas no Cenozóico, como no caso do vale do Rio Apodi-Mossoró, objeto de estudo dessa tese. No vale do Rio Apodi-Mossoró, a influência da tectônica na drenagem assume proporções que vão da escala local a regional. As assimetrias de drenagem associadas aos sistemas de falhas ativos da Bacia Potiguar, assim como o relevo regional disposto em um macro domo (Serra do Mel) e um testemunho residual (Serra de Mossoró), possuem sua gênese e evolução diretamente relacionada às direções dos campos de tensões que afetaram a Bacia

Potiguar no Cenozóico. Os depósitos que a recobrem, no caso da Serra do Mel foram mapeados e datados como quaternários. Esses depósitos foram descritos como paleo-depósitos fluviais situados acima do nível de base atual. Esses dados associados aos dados de perfis geométricos verticais evidenciaram que as características topográficas do limite Cretáceo-Neógeno situado até 200m acima do nível do mar. Esse fato indica que os mesmos depósitos quaternários recobrem superfícies em cotas distintas. Esses dados permitem ainda constatar que a geomorfologia da porção central da Bacia Potiguar está disposta principalmente em forma de vales e um domo central, que constitui uma típica feição de inversão de bacia.

#### Referências Bibliográficas:

BIGARELLA, J. J. ANDRADE, G. O. (1965). **Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: International studies of Quaternary.** Geol. Soc. Amer. Special papers, 84.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, J.X.; SILVA, J.X. (1965). **Considerações a respeito da Evolução das Vertentes.** Boletim paranaense de Geografia, N.º 16, p. 85-116.

CHRITOFOLETTI, A. (1981). **Geomorfologia Fluvial.** São Paulo: Edgard Blücher. 312p.

BLUM, M. D.; TORNQVIST, T. E. (2000). **Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward.** Sedimentology, 47. p.2-48.

BRANDT, S. A. (2000). **Classification of Geomorphological effects downstream of Dams.** Catena, n.º 40, p. 375 – 401.

BRIDGE, J. S. (2003). **Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record.** Blackwell Publishing, 491p.

BRIERLEY, G.J.; FRYIRS, K. A. (2005). **Geomorphology and River Management: applications of the river styles framework.** 1st ed. Oxford: Blackwell Oxford. 2005. 398p.

KING, L. C. **A geomorfologia do Brasil Oriental.** Revista Brasileira de Geografia. 18:2, 147-265, 1956.

GARROTE, J.; HEYDT, G. G.; TOM COX, R. (2008). **Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain),** Geomorphology, 102: 130–144

LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C.; SINHÁ, R. (2005). **Tropical Rivers.** Geomorphology. N.º 70, p.187–206.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. (1957). **River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight.** U.S. Geological Survey Professional Paper. 282-B, 1957. 51p.

MAROUKIAN, H.; GAKI-PAPANASTASSIOU, K.; KARYMBALIS, E.; VOVALIDIS, K.; PAVLOPOULOS, K.; PAPANASTASSIOU, D.; ALBANAKIS, K; (2008). **Morphotectonic control on drainage network evolution in the Perachora Peninsula, Greece,** Geomorphology, 102:81–92.

MELLO, C. L. (1997). **Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos.** Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 275p.

SCHUM, S. A; DUMONT, J.F; HOLBROOK, J.M. (2000). **Actives Tectonics and Alluvial Rivers** Cambridge University. 290p.

SCHUMM, S.A. (1977). **The Fluvial System**. Ed. The Blackburn Press. Colorado: Press, The Blackburn. 338p.

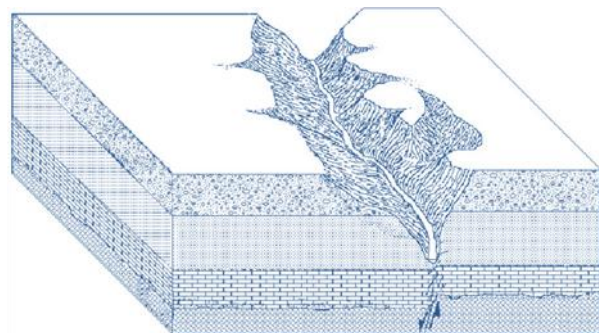
SCHUMM, S.A. (1985). **Explanation and Extrapolation in Geomorphology: seven reasons for geologic uncertainty**. Tansactions Japanese Geomorphological Union. Nº 6(1), p.1-18.

SUMMERFIELD, M. (1991). **Global Geomorphology**, Pearson Education Limited, Endiburg. 551.41.

XU, K.; & MILLIMAN, J. D. (2009). **Seasonal variations of sediment discharge from the Yangtze River before and after impoundment of the Three Gorges Dam**. Geomorphology, 104(3-4), 276-283.

# Capítulo 2

**Tectônica, Neotectônica e Morfotectônica**  
Revisão do conhecimento anterior



## 2. Tectônica, Neotectônica e Morfotectônica

*Revisão do conhecimento anterior*

A tectônica cretácea que culminou com a abertura do Oceano Atlântico é considerada por muitos, como o evento geológico-geomorfológico mais importante a afetar a margem leste da América do Sul. Entretanto, essa margem exibe diversos indicadores morfoestruturais de reativação pós-cretácea (Bezerra e Vita Finzi, 2000). Nessa linha, diversos trabalhos têm descrito o atual contexto estrutural da Margem Atlântica Brasileira como resultante da atividade tectônica cenozóica (Riccomini e Assumpção, 1999; Mello et al., 1999; Bezerra e Vita Finzi, 2000; Matos, 2000). As correlações entre as reativações cenozóicas e o desenvolvimento do relevo estão sendo paulatinamente evidenciadas a partir de trabalhos de ênfase morfoestrutural (Saadi, 1993; Valadão, 1998; Mello et al., 1999; Fortes, 2005; Mendes et al., 2007; Gontijo-Pascutti et al., 2010, Maia e Bezerra 2012). Os resultados desses trabalhos têm apontado para a estreita correlação entre as estruturas de deformação neotectônica e as descontinuidades pré-cambrianas. Tais descontinuidades foram reativadas no Cretáceo na forma de zonas de cisalhamento que desempenharam importante papel na definição da morfologia no Cenozóico.

Para Silva e Mello (2011), os mecanismos neotectônicos da Fachada Atlântica Brasileira enquadram-se em um modelo de tectônica ressurgente, ou seja, aproveita-se parcialmente de planos de fraqueza desenvolvidos durante fases tectônicas anteriores. Atualmente, esses planos de fraqueza são importantes para a compreensão de processos geomorfológicos, uma vez que direcionam a drenagem, a dissecação e a agradação. Comumente, os vales dos rios principais, as escarpas de falha e os alinhamentos de cristas residuais orientam-se conforme as direções tectônicas preferenciais, definidas pelas zonas de cisalhamento e de falhas (Maia e Bezerra 2011).

No Nordeste brasileiro, as estruturas tectônicas resultam da reativação de zonas de cisalhamento brasilianas, a partir da abertura do Atlântico (Matos, 2000) e o relevo dessa região comporta um conjunto complexo de formas estruturais com disposição morfoestrutural diretamente herdada do Cretáceo (Peulvast e Claudino Sales, 2003). Essa disposição é evidenciada nas morfologias relacionadas a eventos tectônicos Pós-Cretáceos, como as escarpas de falha, as superfícies estruturais, alinhamento de cristas,

vales estruturais, deformações em rochas neógenas e o controle estrutural da drenagem (Maia e Bezerra, 2011).

De maneira distinta, os estudos geomorfológicos do Nordeste brasileiro basearam-se tradicionalmente na morfologia como resposta às variações climáticas. Entretanto, esses estudos desenvolvidos por Ab Sáber (1969), Ab Sáber e Bigarella (1961), Bigarella (1994, 2003), Andrade e Lins (1965), Mabesoone e Castro (1975) foram importantes para o avanço do conhecimento acerca do papel do clima na evolução do relevo.

Atualmente, diante dos dados de reativação cenozóica, a influência da tectônica pós-cretácea na evolução do relevo não pode ser levada a segundo plano. Sobretudo em áreas sedimentares onde a reativação de sistemas de falhas repercute diretamente nos padrões de canais, no controle da dissecação e na deposição neógena e quaternária. Schum et al. (2000), consideraram que as variações no registro sedimentar associadas às mudanças da morfologia dos canais fluviais foram interpretadas tradicionalmente como decorrentes das variações na descarga sólida e do tipo de carga transportada, dificultando, assim, a detecção dos efeitos da atividade tectônica. Atualmente, muitos trabalhos têm constatado os efeitos do tectonismo, sobretudo da neotectônica nos ambientes sedimentares.

Nesse contexto, os sistemas fluviais são muito sensíveis ao tectonismo e preservam vários registros dessas atividades, como migração de canais, variação da espessura de depósitos aluviais, deformação de terraços e capturas de drenagem (Larue, 2008) além das anomalias no padrão de densidade de drenagem que também são indicadores de tectonismo recente (Schum et al., 2000).

Dessa forma, o estudo acerca do significado prático dos efeitos do tectonismo cenozóico na geomorfologia assume fundamental importância para a compreensão da morfogênese das áreas situadas na Fachada Atlântica Nordeste. Tal importância deriva do fato de que mesmo em uma margem passiva, os efeitos do tectonismo cenozóico situam-se entre os principais responsáveis pela morfologia dos vales fluviais. Dentro dessa perspectiva faz-se necessário uma maior compreensão de como essas pulsações tectônicas vêm influenciando a denudação. Sendo a deformação de caráter neotectônico um dos agentes transformadores do relevo no Nordeste brasileiro, é importante o conhecimento desse elemento para assim poder elucidar as deformações

crustais cenozóicas e se as mesmas podem estar atuando sobre o relevo e na geração de sedimentos.

Na Fachada Atlântica Setentrional Nordestina, a definição de campos de tensões a partir de dados sismológicos e *breakouts* são ferramentas importantes para a definição das tensões atuais (Ferreira et al.; 1998; Bezerra e Vita Finzi, 2000 e Bezerra et al., 2011). A direção da tensão máxima horizontal neotectônica, obtida pela análise desses mecanismos, aponta para uma de máxima compressão que varia de E-W a NW-SE. Essas direções estão ligadas à migração da placa sul-americana e a contrastes locais de densidade (Lima et al., 1997; Ferreira et al., 1998).

Inserida nesse contexto, a Bacia Potiguar, localizada no extremo nordeste brasileiro, integra o conjunto de bacias neocomianas resultantes de processos de rifteamento desencadeados a partir da abertura do Atlântico (Matos, 2000). Nessa bacia, as tensões pós-rifte foram responsáveis pela reativação de falhas da fase rifte (Sistema de Falhas de Carnaubais de direção NE-SW e Afonso Bezerra de direção NW-SE) e dobramentos com grandes comprimentos de onda e eixos orientados na direção N-S resultantes de esforços compressivos E-W (Cremonini e Karner, 1995).

Segundo Sousa e Bezerra (2005) dois campos de tensões de idade pós-rifte atuaram na Bacia Potiguar. O primeiro atuou do Campaniano ao Mioceno e o segundo, do Plioceno ao Holoceno. O primeiro campo afetou apenas as sequências da fase rifte da Bacia Potiguar e o início da deposição da Formação Barreiras, no Mioceno-Plioceno. Segundo esses autores, essa fase foi caracterizada por compressão predominantemente sub-horizontal de orientação aproximada N-S e distensão aproximada E-W. O segundo campo de tensões teria atuado do Plioceno ao Holoceno e é caracterizado por distensão de direção aproximada N-S, desenvolvido em um domínio transcorrente (Bezerra e Vita-Finzi, 2000). Esse último campo de tensões (figura 2.1) seria o único a ser observado na Formação Barreiras e sedimentos neogênicos e quaternários, exercendo também importante interferência na rede de drenagem, na erosão e na sedimentação quaternária. Assim, a expressão geomorfológica dessas interferências faz dos dados morfotectônicos importantes subsídios para o conhecimento dessas tensões neotectônicas (Saadi, 1998).

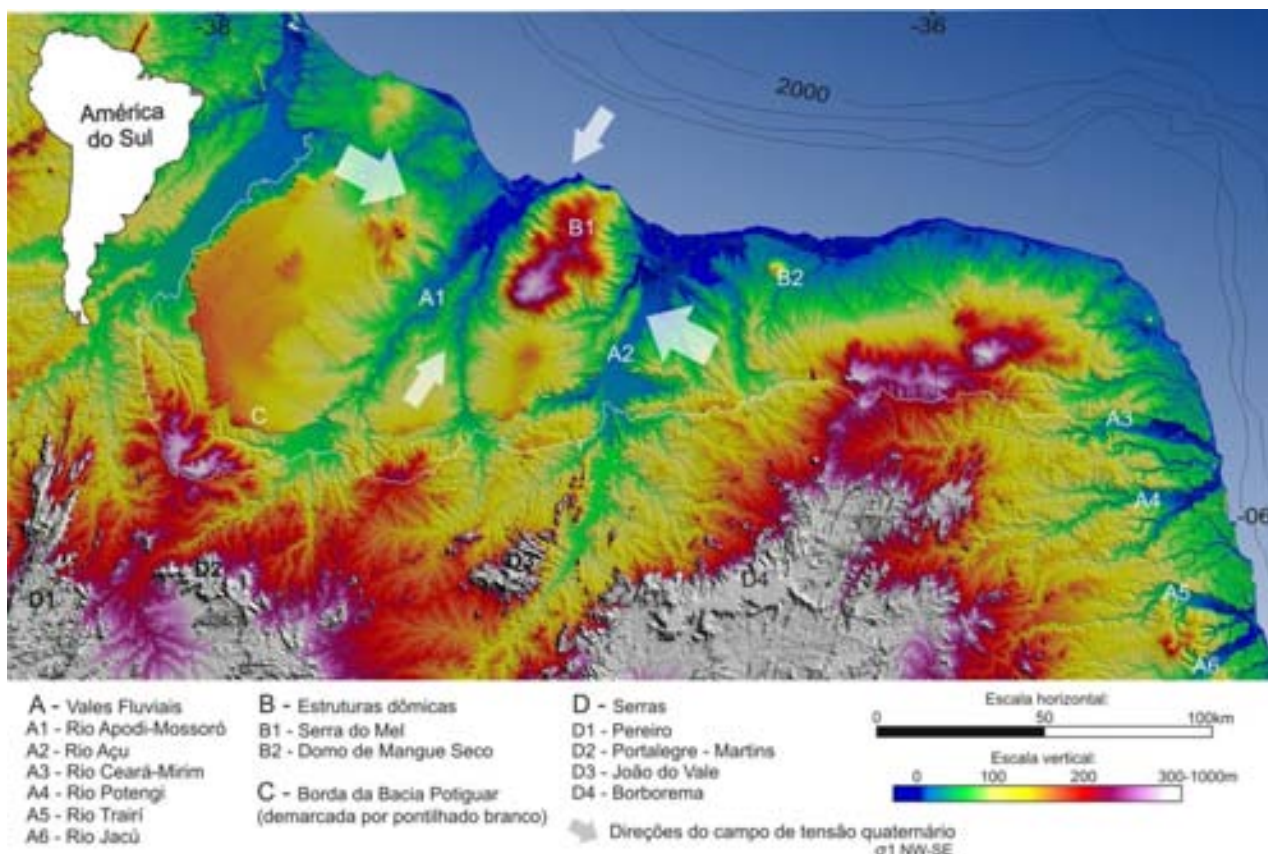


Figura 2.1 Modelo digital de elevação com ênfase para as cotas situadas abaixo dos 300m. Nessa figura são enfatizados os principais elementos morfológicos e tectônicos discutidos no texto.

Trabalhos relacionando a evolução de áreas sedimentares e o contexto tectônico Pós-Cretáceo foram desenvolvidos por Moura-Lima (2007) e Fonseca (1996) no vale do Rio Açú na Bacia Potiguar e Nogueira et al. (2010), no vale do Rio Jundiá - RN. Esses trabalhos têm apontado para a existência de estruturas rúpteis afetando depósitos sedimentares neogênicos e quaternários na Fachada Atlântica Norte-Rio Grandense.

### Referências Bibliográficas:

- AB SÁBER, A.N; BIGARELLA, J.J. (1961). **Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar**. Boletim Paranaense de Geografia, n.4/5 p. 94-110.
- AB SÁBER, A. N. (1969). **Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro**. IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia, SP, n 19, 38p.
- ANDRADE G.O; LINS R. (1965). **Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil**. Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, Recife (3-4): 11-28.
- BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. (2000). **How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil**. Geology. v. 28: 591-594.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. (2001). **Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences. v14: 61-75.

BEZERRA, F. H.R. ; NASCIMENTO, A. F. ; FERREIRA, J. M. ; NOGUEIRA, F. C. ; FUCK, R. A. ; BRITO NEVES, B. B. ; SOUSA, M. O.L. (2011). **Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data.** Tectonophysics (Amsterdam), v. 510, p. 269-290.

BIGARELLA, J. J. (1994). **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais.** Vol.1. Florianópolis: Ed. UFSC.

BIGARELLA, J. J. (2003). **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais.** Vol.3. Florianópolis: Ed. UFSC.

CREMONINI, O. A., KARNER, G. D. (1995). **Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira.** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, 1995, Recife. Boletim... Recife: SBG/NE, vol. 14, p. 181-184.

FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M. K. & ASSUMPCÃO, M. (1998). **Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from local mechanisms around the Potiguar marginal basin.** Geophys, J. Int., 134, p. 341-335.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S.;(2005). **Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil.** Geomorphology (Amstredam), Amsterdam, v. 70, p. 325-338.

FONSECA, V. P. (1996). **Estudos morfo-neotectonicos no baixo curso do Rio Açu (Açu - Macau, RN).** Dissertação de Mestrado, UFMG.

GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; BEZERRA, F. H. R.; TERRA, E.; ALMEIDA, J. C. H. (2010) **Brittle Reactivation of Mylonitic Fabric and the Origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, Southeastern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 29, p. 522-536.

LARUE, J. P. (2008). **Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley example.** Geomorphology, V.93.

LIMA, C. C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPCÃO, M. (1997). **Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis – implications for force models in the South America plate.** Geophys, J. Inte., 130, 112-124.

MABESOONE, J. M; CASTRO, C. (1975). **Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro.** Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia. 3: 3-5.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F.H. (2012). **Geomorfologia e Neotectônica do Vale do Rio Apodi-Mossoró.** Aceito para publicação na Revista Mercator, previsão de publicação na primeira edição de 2012.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F.H. (2011). **Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordestino.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 12.3, p. 32-4-42.

MATOS, R. M. D. (2000) **Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic.** In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins, AGU Geophysical Monograph. 115:331-354.

MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHIER, H. C. (1999). **Quaternary Sedimentation, Neotectonics and the Evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil).** Revista do Instituto Geológico, São Paulo, v. 20, n. 1-2, p. 29-36, 1999.

MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. (2007). **Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 8, p. 63-77.

NOGUEIRA, F.C.; BEZERRA, F. H. R.; FUECK, R. A. (2010). **Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil**. *Journal of Geodynamics*, v. 49, p. 79-91.

MOURA-LIMA, E.N; (2007). **Liquefação em sedimentos aluvionares no Rio Açu – RN**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica UFRN, Natal, RN.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2003). **Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian Nordeste: Constraints on models of morfotectonic evolution**. *Geomorphology*. v. 3: 89-122.

RICCOMINI, C.; ASSUMPTÇÃO, M. (1999). **Quaternary Tectonics in Brazil**. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 221-225.

SAADI, A. (1993). **Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares**. *Geonomos*, 1 (1): p. 1-15.

SAADI, A. (1998). **Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias**. *GEONOMOS*; n. 6, UFMG, Belo Horizonte. 55-63.

SCHUM, S. A; DUMONT, J. F; HOLBROOK, J. M. (2000). **Actives Tectonics and Alluvial Rivers** Cambridge University. 290p.

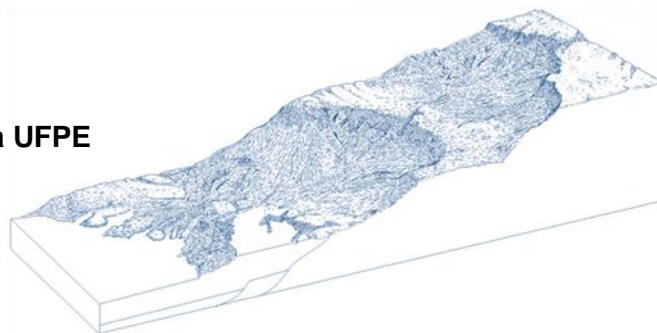
SILVA, T. P; MELLO, C. L. (2011). **Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil)**. *Geol. USP, Sér. cient.*, vol.11, no.1, São Paulo.

SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R. (2005). **As tensões Tectônicas Campanianas-Cenozóicas na Bacia Potiguar, Brasil**. In: SIMPÓSIO REGIONAL DO NORDESTE, 21, 2005, Recife. *Anais*. Recife: SBG, p 329-330.

VALADÃO R.C. (1998) **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. 243p.

# Capítulo 3

Artigo publicado na Revista de Geografia UFPE  
Volume Especial N1 2010





## GEOMORFOLOGIA DO NORDESTE: Concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas

Rúbson Pinheiro Maia<sup>1</sup>  
Francisco Hilário Rego Bezerra<sup>2</sup>  
Vanda Claudino-Sales<sup>3</sup>

### Resumo

Na região Nordeste do Brasil, o relevo documenta importantes episódios de evolução morfotectônica e paleoclimática. Organizado em torno de paleosuperfícies, a região apresenta diversos compartimentos geomorfológicos derivados de eventos tectônicos, como o Ciclo Brasileiro e a separação América do Sul/África. Ambos os eventos geraram várias morfologias com controle estrutural. Destas, as mais comuns são maciços cristalinos alinhados segundo diferentes zonas de cisalhamento. Outras formas estão associadas a lineamentos estruturais que orientam a drenagem e a dissecação. Um terceiro tipo são as bacias mesozóicas afetadas por soerguimento. Todo esse conjunto compõe o complexo sistema morfoestrutural nordestino, que começou a ser interpretado a partir da década de 1960 como composto por sucessivos níveis de paleosuperfícies escalonadas. Entretanto, o Nordeste exibe um vasto acervo de estruturas deformacionais cenozóicas, sobretudo nas áreas sedimentares, por vezes orientando a ação externa. O presente artigo discute os modelos de evolução geomorfológica do Nordeste, analisando características e limitações quanto à adequação às concepções associadas com tectonismo cenozóico e geocronologia das unidades geológicas.

**Palavras-chave:** Relevo do Nordeste, Superfícies de Aplainamento, Evolução morfoestrutural, paisagens nordestinas

### Abstract

In the northeastern Brazil, the relief documents important events of morphotectonic evolution and paleoclimate. Organized around paleosurfaces, the northeast Brazil presents several geomorphological compartments derived from major tectonic events, such as the Brazilian Cycle and the separation between South America and Africa, in Cretaceous time. These events, printed in the relief on the contact with mountain-type morphology aligned according to different shear zones, lineaments and structural dissection, as well as drainage basins, were affected by Mesozoic uplift, which produced a complex system of morphostructures in the area. These features started to be interpreted in the 1960 century as being formed by successive levels of paleosurfaces. Actually, the area displays a vast collection of structures and processes of Cenozoic age, including deformation, especially in sedimentary areas, what sometimes guide the work of external agents. In this context, this article discusses the models of geomorphological evolution of the area, particularly concerning paleosurfaces, analyzing the main characteristics and limitations in terms of its relation to Cenozoic tectonics and geochronology of geological units.

**Key-words:** northeastern of morphology Brazil, planation surfaces, morphostructural evolution of landscape, morphological landscape

<sup>1</sup> Doutorando em Geodinâmica e Geofísica PPGG - UFRN. Email: [rubsonpinheiro@yahoo.com.br](mailto:rubsonpinheiro@yahoo.com.br)

<sup>2</sup> Professor do Departamento de Geologia e do Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. E-mail: [bezerrafh@geologia.ufrn.br](mailto:bezerrafh@geologia.ufrn.br)

<sup>3</sup> Professora do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará e do Programa de Doutorado em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco. Pesquisadora nível 1D do CNPq. E-mail: [vcs@ufc.br](mailto:vcs@ufc.br)

### 3.1 Introdução

As paisagens da região Nordeste do Brasil, na porção mais oriental de sua fachada atlântica, exibem uma vasta mostra de compartimentos morfoestruturais elaborados em resquícios morfoestruturais, que foi interpretada classicamente como resultado de sucessivos ciclos de aplainamentos resultantes de processos epirogênicos Pós-Cretáceos.

Essas paisagens foram elaboradas em resquícios morfoestruturais da orogênese Neoproterozóica denominada de “Ciclo Brasileiro”, que originou o megacontinente Panotia, e que foi posteriormente reorganizado no Cretáceo, durante a divisão do megacontinente Pangea. Tais paisagens desenvolveram-se sobre zonas de cisalhamento que foram reativadas durante o Cretáceo e o Cenozóico, originando áreas arqueadas ou rebaixadas que, uma vez submetidas à erosão diferencial, formam alinhamento de cristas ou vales com direções preferenciais NE-SW e E-W. Atualmente, essas áreas soerguidas são responsáveis pela formação de grandes domínios morfoestruturais, no Maciço da Borborema e seus remanecentes, que constituem, em conjunto, o arqueamento máximo do escudo nordestino (Saadi, 1993).

Em se tratando da evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro, é possível destacar que ainda são poucos os trabalhos que tratam da origem e da evolução das paisagens, sob a ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. Nesse contexto, o presente artigo abordará a geomorfologia do Nordeste brasileiro a partir da análise de seus modelos clássicos de evolução de superfícies de aplainamento, suas principais limitações e as relações dessas com os dados referentes à morfotectônica, evidenciados de trabalhos acerca dos efeitos do tectonismo cenozóico na evolução do relevo.

### 3.2 Localização e caracterização da área de estudo:

A área estudada compreende a porção setentrional do Nordeste brasileiro e está inserida no domínio oriental da província Borborema. Nessa área, o relevo dispõe-se, segundo Peulvast e Claudino Sales (2003), na forma de um vasto anfiteatro de erosão voltado para o Atlântico e marcado por uma depressão central: a depressão do Jaguaribe, com morfologia herdada de processos morfoestruturais (figura 3.1).

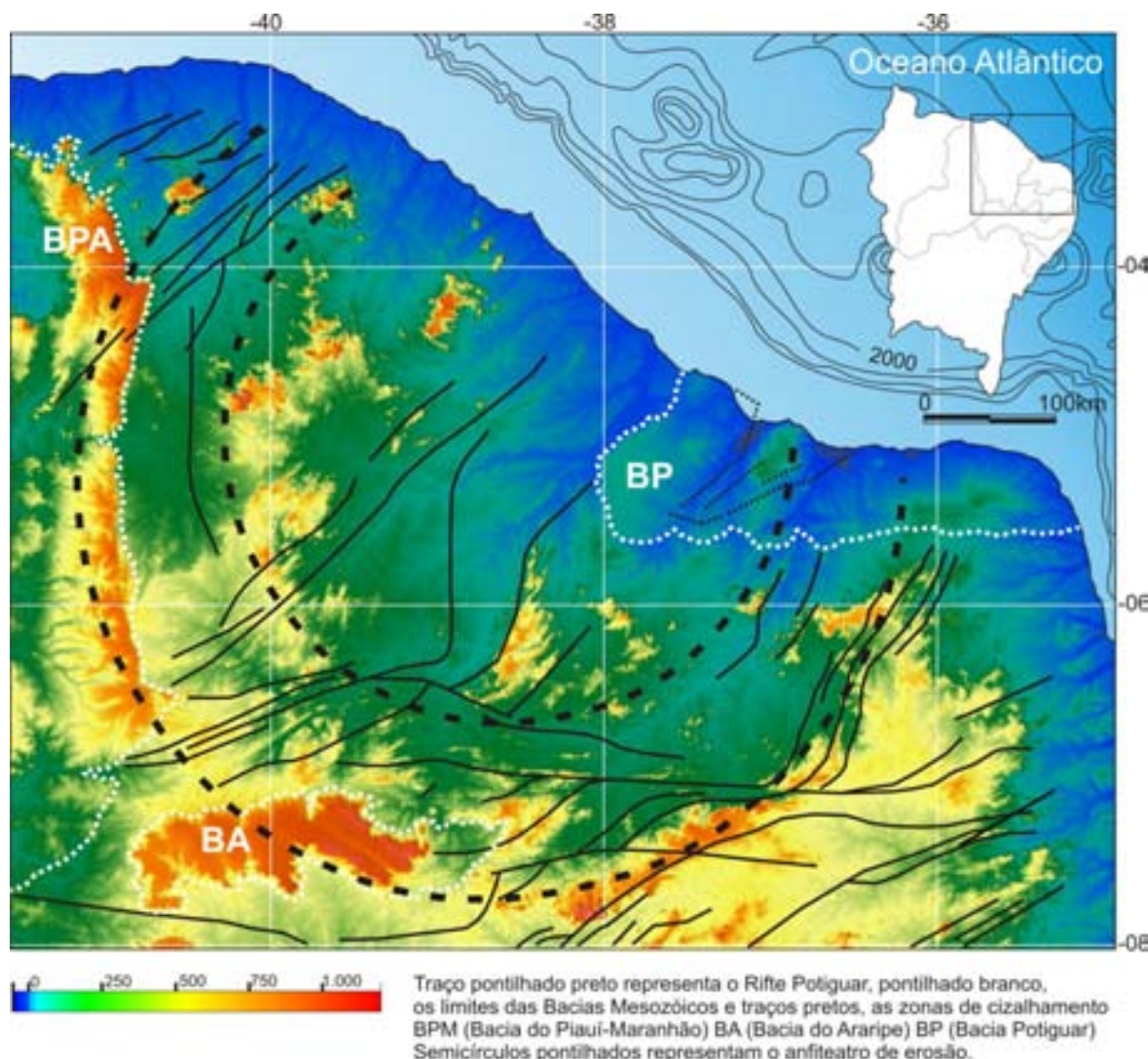


Figura 3.1 Relevo do Nordeste Setentrional Brasileiro.

A porção setentrional do Nordeste brasileiro apresenta diversos compartimentos geomorfológicos derivados de importantes eventos tectônicos, como o Ciclo Brasileiro e a reativação cretácea. Esses compartimentos compõem o complexo sistema geodinâmico Nordestino e são impressos no relevo na forma de maciços residuais, alinhados segundo diferentes zonas de cisalhamento, lineamentos estruturais, orientando a drenagem e a dissecação, e as bacias mesozóicas afetadas por soerguimento.

Organizado em torno do Planalto da Borborema, a configuração do relevo faz desse um importante dispersor da drenagem (Ab Sáber, 1969), onde uma densa rede de drenagem é responsável pela intensa dissecação. Entre as áreas elevadas formam-se zonas aplainadas onde os processos denudacionais suplantaram os agradacionais, formando vastas superfícies erosivas – a chamada “depressão sertaneja” (Ab Sáber, 1969).

As relações entre superfícies erosivas e blocos soerguidos foram extensamente analisadas em diversos trabalhos no início da segunda metade do século XX. Em síntese, esses trabalhos propuseram uma organização geomorfológica em níveis escalonados de superfícies de aplainamento. Esses níveis seriam resultantes de sucessivos soerguimentos acompanhados por fases de erosão generalizada, em condições de climas secos ou de alternâncias climáticas. Esses temas serão abordados a seguir.

### **3.3 Metodologia**

Para a realização desse trabalho, foi realizada pesquisa bibliográfica, voltada para a análise do relevo do Nordeste do Brasil, com especial ênfase para as superfícies de aplainamento. Os trabalhos de pesquisa bibliográfica foram acompanhados por trabalhos de campo em vários estados do Nordeste do Brasil, particularmente nos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. O resultado dessas etapas de pesquisas será apresentado nos itens seguintes, na forma de discussão acerca dos conceitos clássicos e dos conceitos modernos relativos às paisagens geomorfológicas nordestinas, especialmente os pediplanos.

### **3.4 Resultados e Discussão**

#### **3.4.1 Aspectos genéticos do relevo do Nordeste: concepções clássicas**

A partir da análise da rede hidrográfica, de variações climáticas, de perfis de intemperismo situados em diferentes cotas, Dresch (1957) identificou três paleosuperfícies de aplainamento em distintas cotas. Demangeot (1960) identificou quatro paleosuperfícies atribuindo um evento erosivo sucedendo cada fase epirogênica. Ab Sáber (1969), baseado no estudo de perfis geológicos/geomorfológicos, sugeriu a existência de cinco paleosuperfícies para o Nordeste como resultado de uma complexa interação entre mudanças climáticas e processos tectônicos, onde fases pedogenéticas de clima úmido alternaram-se com fases morfogenéticas em clima seco com chuvas violentas e esporádicas, onde vigoraram os processos de pediplanação. Nesse processo, ocorreria a retração lateral das escarpas das vertentes e, por consequência, acúmulo de material detrítico em sua base, formando rampas suaves em direção ao fundo dos vales, denominadas pedimentos. No caso de mantidas as mesmas condições climáticas, ocorre

a coalescência dos pedimentos e a formação de amplas superfícies aplainadas denominadas pediplanos.

A aplicação da referida teoria possibilitou o desenvolvimento de uma Geomorfologia do Quaternário, com trabalhos abordando a temática, sem, no entanto, existir uma definição precisa do tratamento metodológico.

O modelo, baseado na ocorrência de epirogenias pós-cretáceas acompanhadas por fases de dissecação e pediplanação conduzidas por climas secos, foi amplamente difundido por Ab Sáber e Bigarella (1961), Bigarella (1994, 2003), Andrade e Lins (1965), Mabessone e Castro (1975), entre outros. Esses autores reconheceram a existência de várias superfícies escalonadas (figura 3.2), resultantes de fases de aplainamento decorrentes de processos erosivos, dados a partir do soerguimento de um núcleo continental. Dessa forma, as seqüências sedimentares do Mesozóico e do Cenozóico seriam o resultado de erosão decorrente do soerguimento e, conseqüentemente, rebaixamento do nível de base regional.

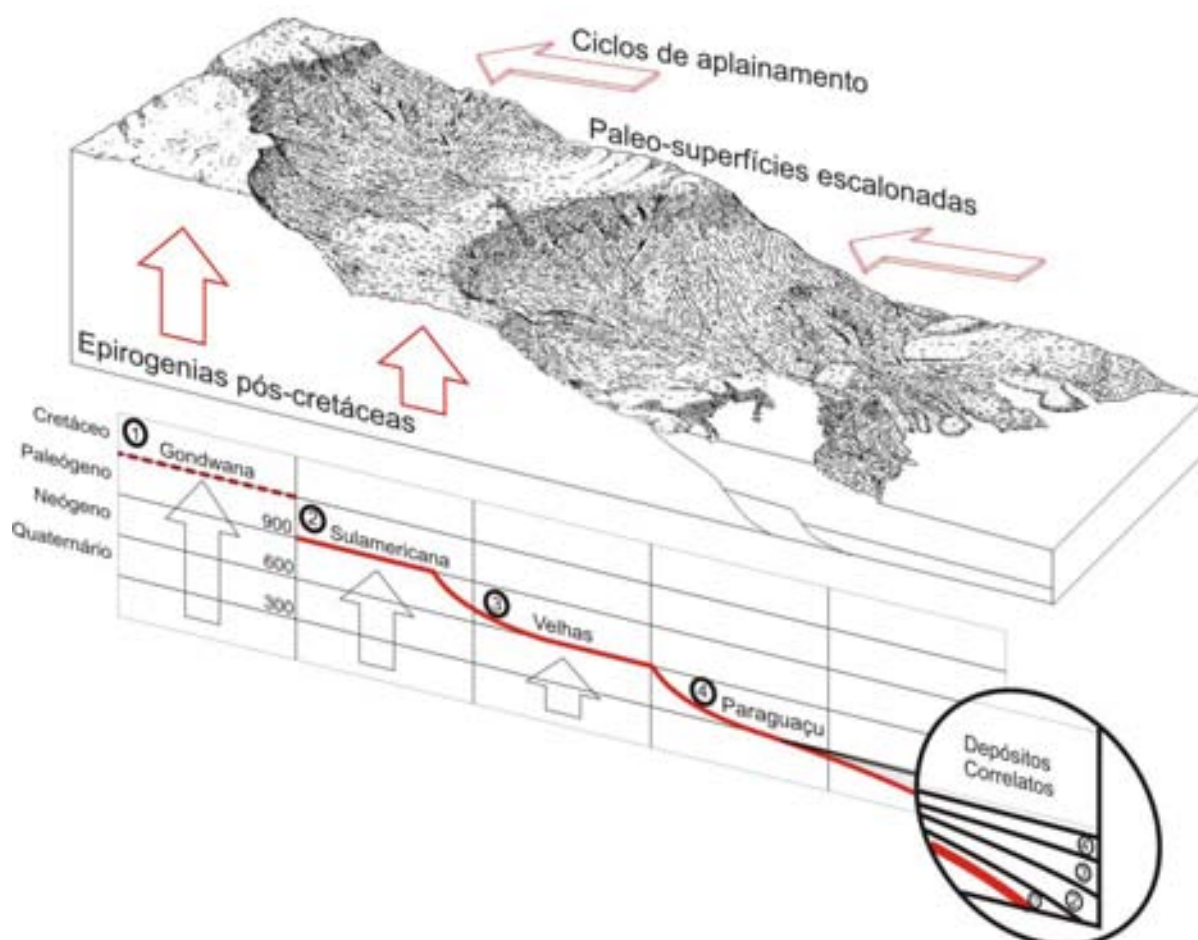


Figura 3.2 Modelo de Pediplanação e Superfícies Escalonadas do NE Brasileiro. (Maia e Bezerra, 2009).

As correlações entre os depósitos continentais e costeiros foram analisadas por Fúlfaro e Suguio (1974). A interpretação e reconstrução da sequência de eventos quaternários por fatores climáticos foram abordados em trabalhos de Tricart (1959) e Ab Sáber (1969). A evolução da paisagem através da cronologia das formas topográficas foi discutida por Bigarella e Andrade (1965). Esses trabalhos atestam os efeitos de fases semi-áridas alternadas com fases úmidas. Nas fases secas, relacionadas aos períodos glaciais e níveis marinhos baixos, ocorreriam a formação de pedimentos. Tal constatação deriva da identificação de depósitos correlatos às fases de aplainamento, situados abaixo do nível do mar atual. Nessas fases, os processos de pediplanação ocorreriam associados à retração das floretas e à exposição do solo formado na fase úmida anterior. O regime de chuvas esporádicas promoveria a erosão generalizada e, associadas a essa, os aplainamentos laterais.

Quanto à atividade tectônica, de acordo com Saadi e Torquato (1994), a evolução morfoestrutural do Nordeste do Brasil baseia-se na ocorrência de importantes arqueamentos crustais. As divergências estão entre os que propõem uma intumescência na escala do Núcleo Nordestino e aqueles que propõem a ocorrência de vários pontos ou eixos de elevação crustal, especialmente relacionados com as principais direções tectônicas regionais.

Assim, a partir de um soerguimento de origem poligênica, seriam desencadeados os processos de erosão linear seccionando os vales fluviais. Tal processo originaria vertentes que, submetidas à aridez, recuariam lateralmente, mantendo sua altimetria, interpretada como paleosuperfície. O papel da tectônica seria evidenciado no sentido de promover as variações dos níveis de base, induzindo à dissecação (figura 3.3).

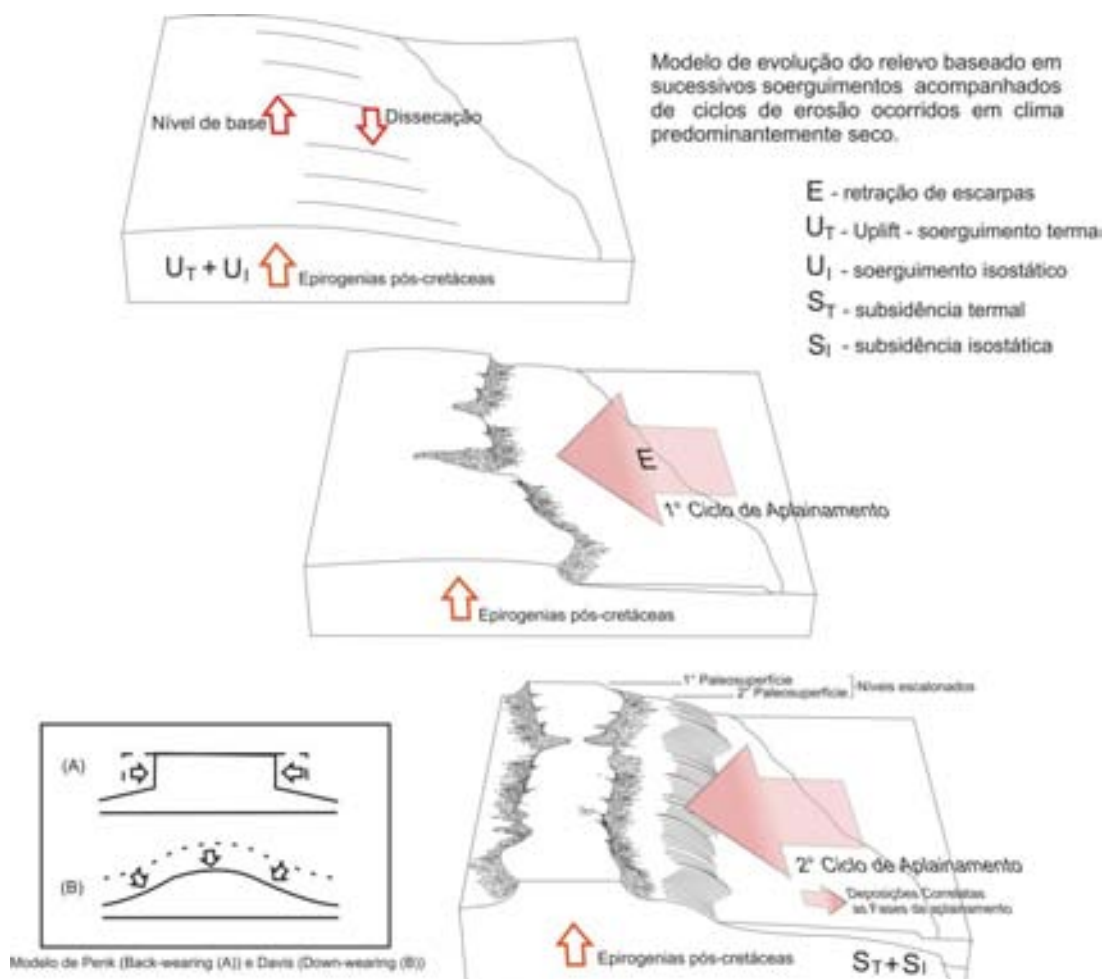


Figura 3.3 Modelo de evolução a partir de soerguimento seguido de aplainamento.

Esse modelo baseia-se na interpretação de morfoestruturas como produtos de períodos alternantes de soerguimento (acarretando dissecação) e estabilização (resultando superfícies de aplainamento regionais). Nesse contexto, os terraços, as superfícies de aplainamento e os depósitos correlativos seriam fonte de dados essenciais para a análise geomorfológica.

### 3.4.2 Síntese dos pontos frágeis do modelo de Paleosuperfícies escalonadas

A partir da discussão aqui proposta, constata-se que um dos maiores problemas na avaliação de modelos morfotectônicos sugeridos para o Nordeste vem da ausência de dados geocronológicos que permitam uma melhor correlação entre os ciclos de erosão propostos com a sedimentação correlativa. Tal limitação deriva do fato de que a maioria dos sedimentos derivados da evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro são afossilíferos e, portanto, de difícil posicionamento cronológico.

Outro ponto que merece relevância seria a dificuldade em estabelecer a identificação e, sobretudo, correlação das paleosuperfícies. O princípio de relevo escalonado com superfícies cada vez mais antigas, a medida que se desloca em direção ao topo, não é aplicável extensamente no Nordeste brasileiro. Nesse caso, paleosuperfícies agradacionais de gêneses e idades semelhantes estão dispostas em cotas distintas, como é o caso da superfície Albiana-Cenomaniana identificada por Peulvast e Claudino Sales (2003) da seção pós-rifte da Bacia Potiguar – RN e Bacia do Araripe – CE, a primeira não passando da cota 180m e a segunda chegando a cota 900m.

Também não incorpora dados de reativação pós rifte e, portanto, nem seus efeitos na geomorfologia das planícies sendo que no Nordeste brasileiro, diversos pontos com ocorrência de falhas afetando as coberturas cenozóicas apresentam importante correlação com os padrões de lineamentos e anomalias de drenagem.

### **3.4.3 Concepções atuais acerca da Geomorfologia do Nordeste brasileiro**

Com o advento e consolidação da Morfotectônica, uma Geomorfologia Estrutural passou a delinear-se e ganhar significado nos trabalhos de Saadi et al. (1993, 1998, 2005), Peulvast e Claudino Sales (2000, 2003, 2006) e, em última análise, no universo da tectônica atual e a sua relação com o relevo (Bezerra et al., 2000, 2008).

De acordo com Bezerra et al. (2008), os estudos acerca de evolução geomorfológica do Nordeste, com exceção dos trabalhos de Peulvast e Claudino Sales (2000, 2003, 2006), têm se baseado no modelo de pediplanação, com a morfologia como resposta ao soerguimento uniforme e concomitante desenvolvimento de superfícies de erosão. Tal concepção não é confirmada se os critérios de análise, além de topográficos forem morfoestratigráficos e morfotectônicos. Evidencia-se cada vez mais, a partir de indicadores morfotectônicos, que a evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro realizou-se de maneira bem mais complexa do que propõem o modelo de pediplanação, haja vista ser esse modelo bastante limitado em relação às recentes concepções referentes ao tectonismo intraplaca. Isso ocorre porque o modelo de pediplanação não incorpora mecanismos de rifteamento, história das bacias e reativação cenozóica, limitação essa derivada da ideia de estabilidade do território brasileiro. Esse também não incorpora dados de reativação pós-rifte, resumindo-se a um modelo de soerguimento e aplainamento que descreve a margem passiva equatorial leste

da América do Sul e oeste da África como sucessivas superfícies escalonadas, desenvolvidas a partir de um soerguimento e posterior erosão.

Peulvast e Claudino Sales (2003, 2005, 2006) questionaram o modelo de sucessivos soerguimentos Pós-Cretáceos como os responsáveis pelo desenvolvimento, até o Plio-Pleistoceno, de superfícies de aplainamento sucessivamente embutidas. Esses trabalhos propuseram um modelo no qual o relevo da Província Borborema ocorre em torno de uma depressão central, a “Depressão do Jaguaribe”, correspondendo parcialmente à zona de rifte Jurássico-Cretáceo Cariri-Potiguar, com morfologia caracterizada por segmentos de escarpa marginal, que equivale à extremidade das ombreiras do rifte abortado.

A partir de uma reinterpretação das superfícies de aplainamento previamente descritas (Superfície pré-rifte, albiana, cenomaniana, pré-barreiras terciárias, de acumulação barreiras, sertaneja e intermediária), combinada com a análise de depósitos correlatos a essas superfícies, análise de rede de drenagem e interpretação do controle estrutural do relevo, Peulvast e Claudino Sales (2003) propuseram a existência de três superfícies: Sertaneja, Cenomaniana (Jaguaribe), envolvendo a porção central do anfiteatro de erosão e Paleozóica (Ibiapaba), envolvendo todo segmento oriental do Estado do Ceará. Eles destacaram assim a existência de superfícies antigas situadas em cotas rebaixadas, o que contradiz a concepção aceita de forma majoritária, de superfícies aplainadas escalonadas.

Esses autores incorporaram na descrição do relevo os processos estruturais referentes à tectônica mesozóica e cenozóica, em particular os eventos de natureza estrutural, dados a partir de rifteamento e posterior divisão de Gondwana, no Cretáceo Médio, e atividade tectônica associada. Apresentaram ainda uma proposta de evolução do relevo do Nordeste, que se caracteriza por exibir platôs com origem poligênica. Nesse contexto, a flexura continental e subsidência térmica contribuiriam decisivamente para o processo de inversão de relevo no Cenozóico e, assim, os depósitos correlatos desenvolver-se-iam a partir das variações do nível de base geral e as zonas de cisalhamento Brasilianas controlando as principais feições de erosão diferencial, como escarpas e vales de linha de falha. Peulvast e Claudino Sales (2006) também propuseram uma cronologia evolutiva para os principais episódios morfoestruturais responsáveis pela evolução do relevo na área em questão:

1. (Cretáceo Inferior)
  - 1.1 Extensão intracontinental difusa (rifiting), com formação de riftes no eixo estrutural Cariri-Potiguar, de orientação SE-NW e de idade neocomiana (145-130Ma);
  - 1.2 Abortamento dos riftes no Barremiano (130-125Ma), com formação das Bacias sedimentares do Araripe e Apodi nas fossas abortadas;
  - 1.3 Abertura de fossas transformantes através de esforços transtensionais e transpressivos de orientação SE-NW e E-W no Aptiano-Albiano (entre 125 e 100Ma), “rasgando” a Bacia do Apodi e criando as zonas de fraturas que deram origem ao Oceano Atlântico no Nordeste equatorial brasileiro, por volta de 100Ma;
2. (Cretáceo Superior)
  - 2.1 Subsidência térmica das bacias sedimentares, propiciando a deposição das coberturas do topo entre o Cenomaniano e o Campaniano (99-85Ma), representadas pelas Formações Açú e Jandaíra, na Bacia Potiguar. Esses depósitos ultrapassaram largamente os limites da Bacia, recobrando parcela de áreas aplainadas adjacentes, que teriam, portanto, sido aplainadas em períodos pré-cenomanianos;
  - 2.2 Soerguimento flexural do interior do continente com subsidência da zona costeira, em curso até o presente.
3. (Terciário)
  - 3.1 Vulcanismo na fachada marítima (Macau, Ceará-Mirim) (Neógeno, entre 30 e 10Ma)
  - 3.2 Variações climáticas e eustáticas, com deposição da Formação Barreiras entre o Mioceno e o Pleistoceno (30 – 2Ma). Essa seria formada por sedimentos continentais e provavelmente também transicionais responsáveis pela modelagem dos Tabuleiros costeiros; modelagem de formas litorâneas típicas (praias, barreiras, dunas, estuários, lagoas, planícies litorâneas) e Vales Fluviais.
4. (Quaternário)
  - 4.1 Variações climáticas e do nível do mar com a ocorrência de uma transgressão e regressão holocênica que modelaram as formas litorâneas e os Vales Fluviais.

Formou-se entre a bacia do Parnaíba e o Maciço da Borborema, um vasto anfiteatro de 450 km e aberto em direção ao mar resultante desse histórico. (figura 3.4) Esse anfiteatro, comporta-se atualmente como um conjunto complexo de formas estruturais soerguidas em direção ao sul e amplamente trabalhadas pela erosão (a zona de *rifting* Cariri/Potiguar), com platôs tabulares, bacias de afundamento e corredores de erosão diferencial bordejadas por relevos herdados de falhas (Peulvast e Claudino Sales, 2003).

De forma sintética, as cristas residuais alinhadas segundo as direções tectônicas principais, bordas de planaltos sedimentares afetados por soerguimento e cristalinos modelados pela erosão diferencial, maciços residuais individualizados por depressões aplainadas onde os processos erosivos suplantaram os agradacionais e as planícies costeiras modeladas pela eustasia, compõem o complexo mosaico paisagístico nordestino que documenta importantes episódios de sua evolução morfotectônica e paleoclimática. Dentre essas unidades, as planícies costeiras, os vales fluviais e os tabuleiros pré-litorâneos evidenciam importantes indicadores de eventos neotectônicos a partir de diversos indicadores. Diante desse quadro, estudos recentes têm comprovado que a atividade sísmica intraplaca constitui um importante mecanismo de interpretação morfotectônica (Bezerra et al. 2007). Para as áreas sedimentares, os efeitos dessas paleotensões são expressos em diferentes indicadores.

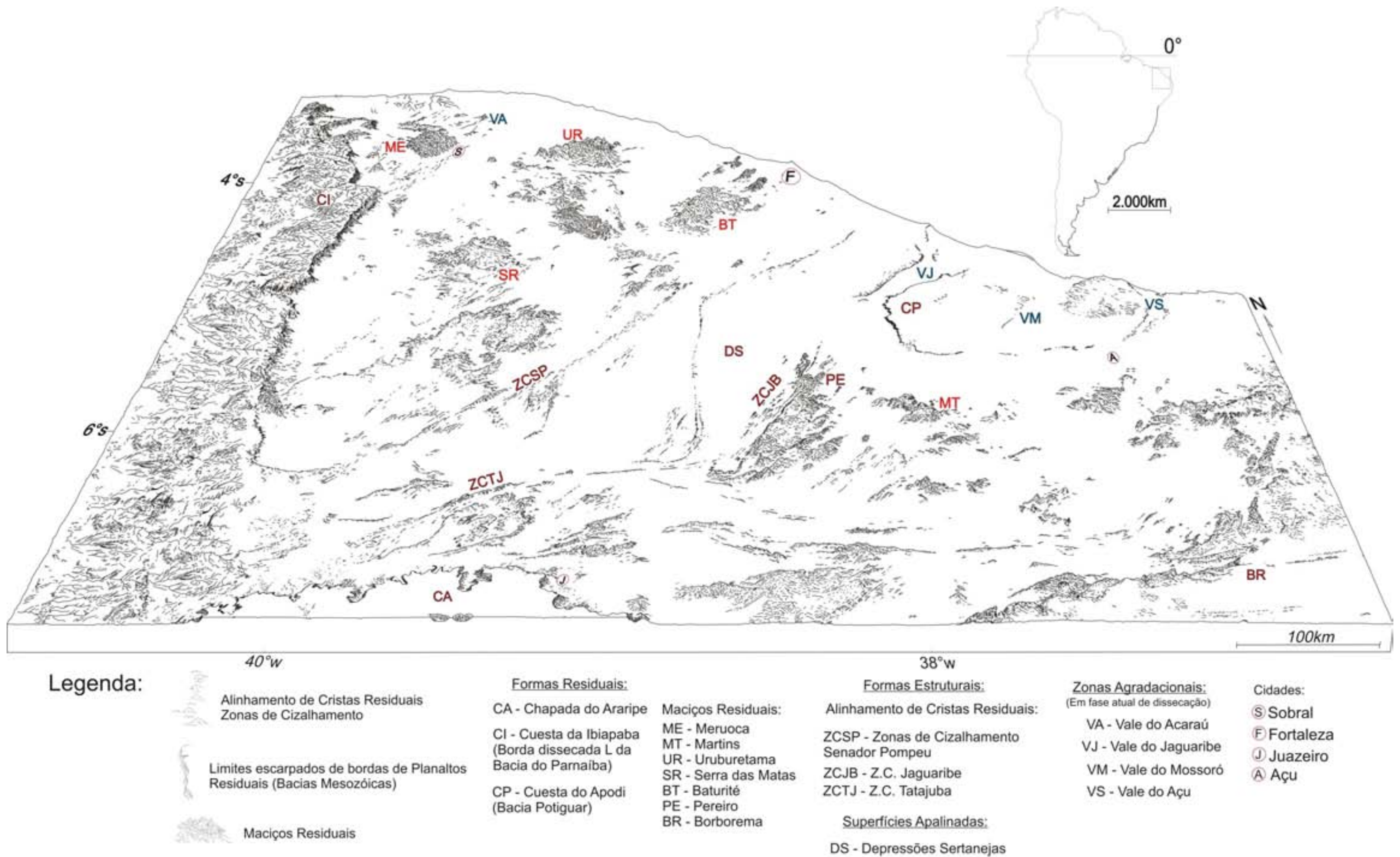


Figura 3.4 Bloco Diagrama Geomorfológico do Nordeste Setentrional Brasileiro.

Associados à movimentação neotectônica, diferentes níveis de cascalheiras foram identificados no vale do Rio Açu (Fonseca e Saadi, 1995) e no Vale do Jaguaribe (Maia 2005). Anomalias de drenagem nos platôs de Portalegra e Martins – RN (Barros, 1998) e seus sistemas de falhas associados (Menezes, 1999), como falhas e deformações na Formação Barreiras (Bezerra et al. 2001) e estruturas de liquefação no vale do Rio Açu-RN (Lima 2007).

Nos vales dos Rios Jaguaribe e Açu, deformações em sedimentos neogênicos e evidências de tectonismo controlando feições da morfologia foram identificadas por Maia (1993), Maia (2005) Gomes Neto (2008), Fonseca e Saadi (1995).

Como exemplo de deformações neogênicas associadas à sismicidade, Bezerra et al. (2005) identificaram numerosas estruturas de liquefação em sedimentos quaternários associados a depósitos fluviais de canais entrelaçados no Rio Grande do Norte e Ceará.

Ainda quanto a ocorrência de atividade tectônica pós-Pliocênica, Bezerra et al. (2008) identificaram espasmódicos processos de colúviacção associados à reativação de falhas e subsidência de *grabens*. Tal reativação teria ocorrido conforme dados de luminescência em dois períodos na área do *graben* Cariatá, Estado do Pernambuco a saber: 224-128 ka e 45-28 ka.

Contudo, é preciso destacar que ainda são poucos os trabalhos que tratam do tectonismo cenozóico e suas relações com o relevo, sobretudo quando se diz respeito a sua evolução cenozóica.

### 3.5 Conclusões

A partir das análises realizadas acerca da evolução do relevo do Nordeste do Brasil, pode-se concluir que:

1. O modelo de evolução da paisagem nordestina está baseado no fato que rampas de pedimentação estiveram submetidas a mudanças climáticas no Quaternário e a morfologia escalonada, como resposta à tectônica epirogênica. Todos os modelos são derivados de padrões de evolução do relevo com enfoque tectônico (Davis, 1899) ou climático (King, 1960). Esses modelos clássicos não parecem condizer com a realidade observada no conjunto das paisagens geomorfológicas nordestinas.

2. A partir de diversos levantamentos, é possível destacar, seguramente, que as superfícies de aplainamento de dimensões continentais possuem origem poligênica (Peulvast e Claudino-Sales, 2000).

3. Dada a característica poligênica das superfícies de aplainamento nordestinas, coloca-se que a justaposição de diversas teorias se mostra como uma boa alternativa para sua melhor compreensão, haja vista que todos os fatores dinâmicos que atuam em sua modelagem (*back-wearing* e *down-wearing*: Peulvast e Claudino-Sales, 2000) são bastante variáveis na escala tempo-espacial.

### Referências Bibliográficas

AB SÁBER, A.N; BIGARELLA, J.J. (1961). **Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar**. Boletim Paranaense de Geografia n.4/5 p. 94-110.

AB SÁBER, A. N. (1969). **Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro**. IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia, SP, n 19, 38p.

ANDRADE G.O; LINS R. (1965). **Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil**. Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, Recife (3-4): 11-28.

BARROS, S.D.S. (1998). **Aspectos Morfo-Tectônicos nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana / RN** Dissertação de Mestrado PPGG – UFRN.

BEZERRA, F. H; VITA-FINZI, C. (2000). **How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil**. Geology. v. 28: 591-594.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. (2001). **Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences. v. 14: 61-75.

BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITAFINZI, C.; LIMA FILHO, F. P.; SAADI, A. (2005). **Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil**. In: Obermeier, S.F. (ed.), Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards. Engineering Geology. v. 76: 191-208.

BEZERRA, F. H. R.; TAKEYA, M.K.; SOUSA, M. O.; NASCIMENTO, A. F. (2007). **Coseismic reactivation of the Samambaia fault**. Tectonophysics. v 430: 27-39.

BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. (2008). **Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil**. Geomorphology. v. 01: 555-582.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE. G.O.. **Contribution to study área of Brazilian Quaternary Geol. Assoc. Am. Paper 84: 433-451.**

BIGARELLA, J. J. (1994). **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol.1. Florianópolis: Ed. UFSC.

BIGARELLA, J. J. (2003). **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol.3. Florianópolis: Ed. UFSC.

DAVIS, W. M. (1899). **O Ciclo Geográfico**. In: Geomorfologia – seleção de textos. Vol.1 AGB USP, republicado em 1991. n. 19.

DRESCH, J. (1957). **Les problèmes géomorphologiques Du Nord-Est Brésilien**. Bull. Ass. Géograp. Français, 263/264: 48-59.

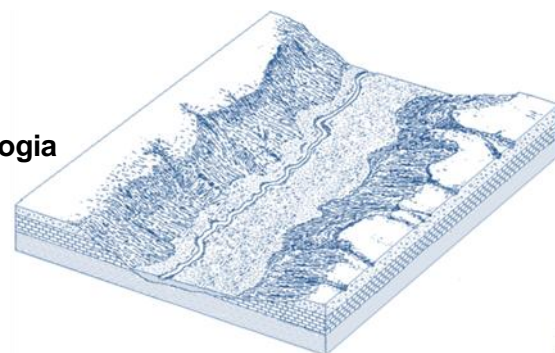
DEMANGEOT, J. (1960). **Essair sur le relief du Nord-est Brésilien**. Ann. de Geographie, Paris. 69(372): 157-176.

FONSECA, V. P., e SAADI, A., (1995). **Compartimentos morfotectônicos no baixo curso do Rio Açu (Açu-Macau), Rio Grande do Norte**. In Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, 1995: Boletim Sociedade Brasileira de Geologia, Recife-PE, v. 14, n. 1. p. 172-176.

- FÚLFARO, V. J., SUGUIO, K. (1974). **O Cenozóico paulista: gênese e idade**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. *Anais...* Porto Alegre: SBG, v. 3. p. 91-101.
- GOMES NETO, A.O. (2007). **Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe**, Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil.
- KING, L. C. (1956). **A Geomorfologia do Brasil Oriental**. Revista Brasileira de Geografia, Ano XVIII, n° 2.
- LIMA, M.E. (2007). **Liquefação em depósitos aluvionares do Rio Açu – RN**. Dissertação de Mestrado. PPGG-UFRN. 78p.
- MABESOONE, J. M; CASTRO, C. (1975). **Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro**. Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia. 3: 3-5
- MAIA, L. P. (1993). **Controle Tectônico e evolução Geológica/Sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe, Ceará**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFPE, Recife.
- MAIA, R. P. (2005). **Planície Fluvial do Rio Jaguaribe: Evolução Geomorfológica, Ocupação e Análise Ambiental**. Dissertação de Mestrado Geografia Física, UFC, Fortaleza - CE.
- MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R. (2009). **Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordestino**. Submetido e aceito para Revista Brasileira de Geomorfologia.
- MENEZES, M.R.F. (1999). **Estudos sedimentológicos e contexto estrutural da Formação Serra dos Martins**. Dissertação de Mestrado PPGG-UFRN.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2000). **Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste Brasileiro**. III Simpósio Nacional de Geomorfologia, Campinas, SP.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2003). **Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian <<Nordeste>>: Constraints on models of morfotectonic evolution**. *Geomorphology*. v. 3: 89-122.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2005). **Surfaces d'aplanissement et geodinamique**. *Géomorphologie (Paris)JCR, Paris*, v. 4, p. 249-274, 2005.
- PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V. ; BEZERRA, F. H. R. ; BETARD, F. (2006). **Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil**. *Geodinamica Acta*. v. 19: 51-71.
- SAADI, A. (1993). **Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço de Intepretação preliminar**. *Geonomos, MG*. 1(1): 1-15.
- SAADI, A. & TORQUATO, J.R. (1994). **Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará**. *Revista de Geologia, Fortaleza-CE*. 5: 5-38.
- SAADI, A. (1998). **Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias**. *GEONOMOS*; n6, UFMG, Belo Horizonte. 55-63.
- SAADI, A; BEZERRA, F.H.R; COSTA, F.D; IGREJA, H.L.S; FRANZINELLI, E. (2005). **Neotectônica da plataforma Brasileira**. In: *Quaternário do Brasil*. Holos Editora. São Paulo.
- TRICART, J. (1959). **Divisão morfoclimática do Brasil Atlântica Central**. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo. n. 31. p. 3-4. 1959.

# Capítulo 4

Artigo publicado na Revista Brasileira de Geomorfologia  
Caderno Especial N12.3 2011



# NEOTECTÔNICA, GEOMOROFLOGIA E SISTEMAS FLUVIAIS: UMA ANÁLISE PRELIMINAR DO CONTEXTO NORDESTINO

## Neotectonics, Geomorphology and Alluvial Systems: Preliminary Analysis of Northeast Brazil

Rúbson Pinheiro Maia<sup>12</sup> Francisco Hilário R. Bezerra<sup>1</sup>

Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN<sup>1</sup>

Bolsista da Agência Nacional do Petróleo – ANP<sup>2</sup>

([rubsonpinheiro@yahoo.com.br](mailto:rubsonpinheiro@yahoo.com.br))

([bezerrafh@geologia.ufrn.br](mailto:bezerrafh@geologia.ufrn.br))

### Abstract

This paper presents a deductive analysis of the geomorphological evolution of northeastern Brazil. This analysis faces the need to update the interpretations of landform evolution, which should take into account the work carried out by rivers, to revisit the classical literature and contrast their interpretations with more recent morphotectonic research. It can be said that the dissection and deposition that occurred in the alluvial systems at the regional scale exhibit strong structural control. Fault reactivations are interpreted here as widely responsible for Neogene deformations in the study area. These reactivations also control the morphology and trigger processes of dissection and deposition. They are important mechanisms that should be considered in morphotectonic interpretations.

Key Words: Geomorphology, Northeast, Neotectonics, Alluvial Valleys

### Resumo

O presente trabalho propõe uma análise dedutiva acerca da evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro a partir do trabalho realizado pelos sistemas fluviais, revisitando sua literatura clássica e expondo dados morfotectônicos de pesquisas recentes. Com efeito, pode-se afirmar que a dissecação e aluvionamento promovido nos ambientes fluviais em escala regional ocorrem sobre forte controle estrutural. Reativações de falhas são aqui interpretadas como responsáveis pelas deformações neógenas, amplamente distribuídas na área em questão. Essas são também responsáveis pelo condicionamento morfoevolutivo, haja vista que desencadeiam processos de terraceamento, dissecação e agradação e constituem atualmente importante mecanismo de interpretação Morfotectônica.

Palavras-chave: Geomorfologia, Nordeste, Neotectônica, Vales Fluviais.

## 4.1 Introdução: Neotectônica e Geomorfologia

A Neotectônica refere-se ao estudo das deformações provocadas pelo último campo de tensões. Na abordagem geomorfológica, a Neotectônica tem se mostrado um

poderoso mecanismo de análise morfo genética e morfoevolutiva. Embora sejam comuns as relações entre tectonismo e relevo nos trabalhos gestados na Geomorfologia, essas relações tornam-se extremamente incipientes ou ausentes quando a escala de tempo analisada é atual, sobretudo quaternária.

De acordo com Schum et al. (2000), apesar do significado prático dos efeitos tectônicos nos ambientes fluviais, apenas um pequeno número de pesquisas consideravam tais efeitos até a década de 80. As variações da morfologia dos canais fluviais eram interpretadas, por exemplo, como decorrentes das variações na descarga sólida e do tipo de carga transportada, dificultando assim a detecção dos efeitos da atividade tectônica.

No Brasil, a partir da década de 70, vários pesquisadores ligados à Geotectônica e, principalmente, à Morfotectônica, começaram a voltar seus interesses para as atividades tectônicas ocorridas desde o final do Neógeno até o Quaternário, evidenciadas pela morfologia do relevo atual e das estruturas geológicas. Outro fator que começou a chamar a atenção das Geociências no Brasil foram os sismos, ocorridos com maior frequência na Região Nordeste na década de 80. Fenômenos dessa natureza têm sido relatados desde o século passado, mas o pensamento de que o território brasileiro é tectonicamente estável fez com que a comunidade científica, de modo geral, não relacionasse esses sismos à tectônica global. O crescente interesse pela temática fez com que esse pensamento fosse modificado. Assim, para aqueles que hoje estudam os processos geológicos-geomorfológicos ocorridos a partir do Neógeno, fica evidente que o tectonismo atual é um dos principais mecanismos controladores desses processos, bem como da morfologia do relevo por eles modelados (Lima, 2000).

Atualmente, inúmeros são os estudos geomorfológicos que atribuem uma parte cada vez maior da explicação das formas e da morfogênese ao fator tectônico (Saadi, 1998). Assim, tem-se tornado cada vez mais evidente que, além do quadro paleoclimático e da configuração do embasamento, a tectônica atual constitui-se de grande importância na definição dos modelos evolutivos, sobretudo fluviais.

No Nordeste brasileiro, evidências de atividade tectônica de ocorrência Pós-pliocênica foram constatadas por Bezerra e Vita-Finzi (2000), a partir de sua expressão em diversos indicadores, dentre os quais se destacam o controle estrutural de drenagem, as estruturas de liquefação nos sedimentos fluviais e as deformações e falhas em rochas neógenas.

A configuração do relevo organizado em torno do Planalto da Borborema (figura 01) faz desse um importante dispersor da drenagem no Nordeste (Ab Sáber, 1969), onde uma densa rede de drenagem é responsável pela intensa dissecação. Os rios formam vales encaixados com direção preferencial E-W e NE-SW e apresentam, em geral, cursos retilíneos intercalados por setores sinuosos, denotando uma adaptação às estruturas geológicas pré-existentes, como falhas e zonas de cisalhamento (Bezerra et al., 2001).

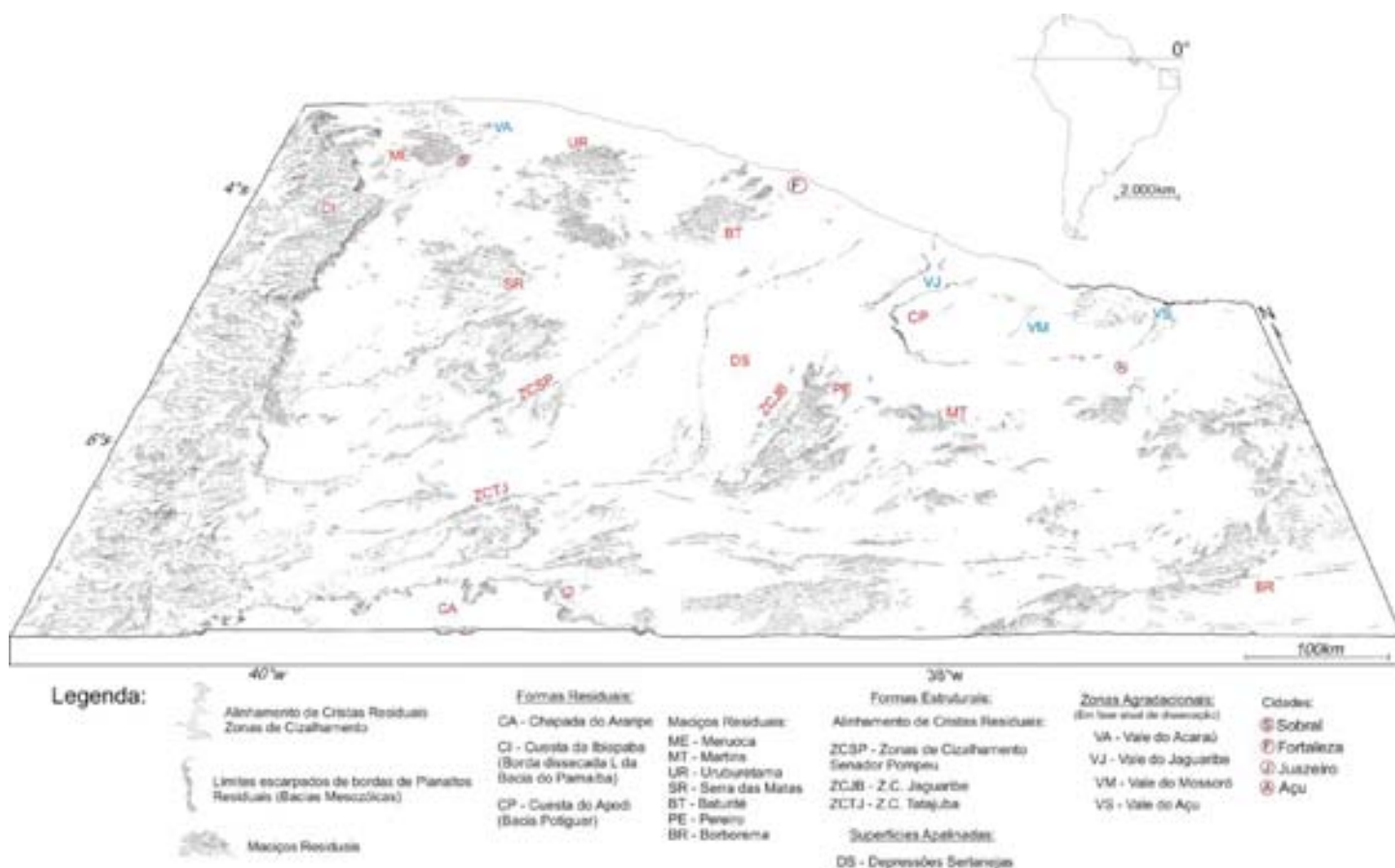


Figura 4.1 - Bloco Diagrama do Nordeste brasileiro. Maia e Bezerra, 2010.

Cristas residuais alinhadas segundo as direções tectônicas principais, bordas de planaltos sedimentares afetados por soerguimento e cristalinos modelados pela erosão diferencial, maciços residuais individualizados por depressões aplainadas onde os processos erosivos suplantaram os agradacionais e as planícies costeiras modeladas pela eustasia, compõem o complexo mosaico paisagístico nordestino que documenta importantes episódios de sua evolução morfotectônica e paleoclimática. Dentre essas unidades, as planícies costeiras, os vales fluviais e os tabuleiros pré-litorâneos

evidenciam importantes indicadores de eventos neotectônicos a partir de diversos indicadores.

Nesse sentido, o presente trabalho propõe uma análise acerca do significado geomorfológico da neotectônica no Nordeste brasileiro, com ênfase nos grandes sistemas fluviais. A partir da interpretação morfotectônica serão enfocados seus condicionantes evolutivos e suas possíveis correlações com a atividade sísmica atual.

#### **4.2 Geomorfologia do Nordeste: Aspectos Genéticos**

Modelos de evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro foram elaborados por diferentes autores na segunda metade do séc. XX. A partir da análise da rede hidrográfica, variações climáticas e de perfis de intemperismo situados em diferentes cotas, Dresch (1957) identificou três paleosuperfícies de aplainamento. Demangeot (1960) identificou quatro paleosuperfícies atribuindo um evento erosivo sucedendo cada fase epirogênica. Ab Sáber (1960, 1969), baseado no estudo de perfis geológicos/geomorfológicos, sugeriu a existência de cinco paleosuperfícies para o Nordeste. Tais superfícies seriam o resultado de uma complexa interação entre mudanças climáticas e processos tectônicos, onde fases pedogenéticas de clima quente e úmido alternaram-se com fases morfogenéticas em clima quente e seco, com chuvas violentas e esporádicas, onde vigoraram os processos de pediplanação. A aplicação da referida teoria possibilitou o desenvolvimento de uma Geomorfologia do Quaternário, com cientistas de diferentes áreas do conhecimento abordando a temática, sem, no entanto, existir uma definição precisa do tratamento metodológico.

Para o Nordeste, o modelo baseado na ocorrência de epirogenias pós-cretáceas (figura 02), acompanhadas por fases de dissecação e pediplanação conduzidas por climas secos, foram amplamente difundidos por Ab Sáber (1960), Bigarella (1994, 2003), Andrade e Lins (1965), Mabesoone e Castro (1975), entre outros. Esses autores reconheceram a existência de superfícies escalonadas, resultantes de fases de aplainamento decorrentes de processos erosivos, dados a partir do soerguimento de um núcleo continental. Dessa forma, as seqüências sedimentares do Mesozóico e do Cenozóico seriam o resultado de erosão decorrente do soerguimento e conseqüentemente, do rebaixamento do nível de base regional.

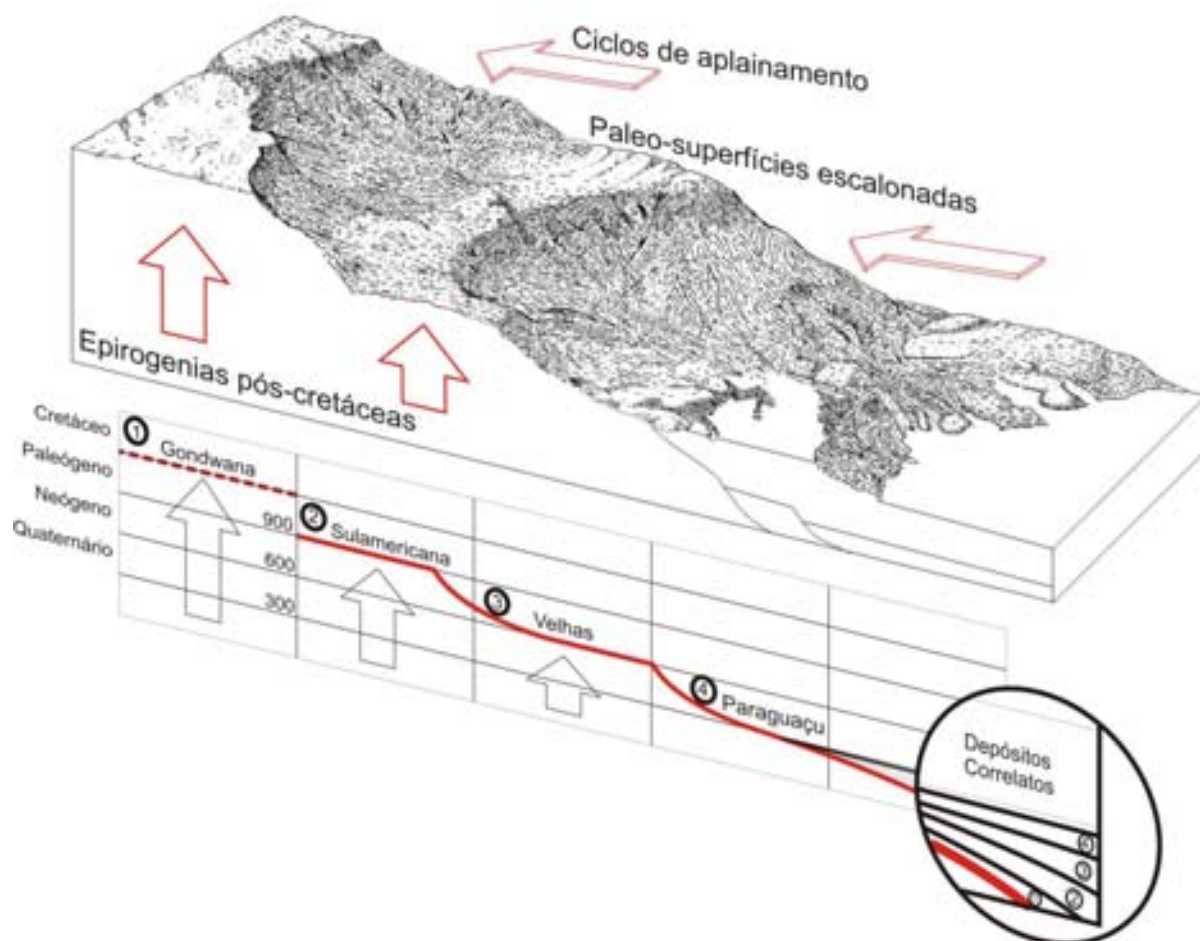


Figura 4.2 - Modelo de Pediplanação e Superfícies Escalonadas do Nordeste brasileiro. Superfícies de aplainamento segundo King (1956) Maia e Bezerra (2010).

O modelo proposto por King (1956) baseou-se no fato do relevo possuir caráter cíclico, porém não analogamente ao ciclo de erosão de Davis (1899), sendo os processos de pediplanação muitas vezes interrompidos por fases de soerguimento. A aplicação desse modelo para o Nordeste baseia-se na ideia de aplainamento e elaboração de superfícies jovens, como resultado de flexura continental no Nordeste do Brasil.

Entretanto, de acordo com Saadi e Torquato (1994), a evolução morfoestrutural do Nordeste do Brasil baseia-se na ocorrência de importantes arqueamentos crustais. Esses autores consideram que as divergências estão entre os que propõem uma intumescência na escala do núcleo Nordestino e aqueles que propõem a ocorrência de vários pontos ou eixos de elevação crustal, especialmente relacionados com as principais direções tectônicas regionais.

Nesse sentido, a partir de um soerguimento de origem poligênica, seriam desencadeados os processos de erosão linear seccionando os vales fluviais. Tal processo originaria vertentes que, submetidas à aridez, recuariam lateralmente, mantendo sua

altimetria, interpretada como paleosuperfície. O papel da tectônica seria evidenciado no sentido de promover as variações dos níveis de base, induzindo à dissecação.

Com o advento e consolidação da Morfotectônica, uma Geomorfologia Estrutural passou a delinear-se e ganhar significado nos trabalhos de Saadi (1998), Peulvast e Claudino Sales (2000, 2003, 2006, 2007) e, em última análise, no universo da neotectônica e a sua relação com o relevo (Bezerra et al., 2001, 2008).

De acordo com Bezerra et al. (2008), os estudos acerca de evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro baseiam-se no modelo de pediplanação, com a morfologia como resposta ao soergimento uniforme e concomitante desenvolvimento de superfícies de erosão. Tal concepção não é confirmada se os critérios de análise, além de topográficos, forem morfoestratigráficos e morfotectônicos. Evidencia-se, cada vez mais a partir de indicadores morfotectônicos, que a evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro realizou-se de maneira bem mais complexa do que propõe o modelo de Pediplanação, pois esse modelo é bastante limitado em relação às recentes concepções referentes ao tectonismo intraplaca. Isso ocorre porque o modelo de Pediplanação não incorpora mecanismos de rifteamento e história das bacias, limitação essa derivada da ideia de estabilidade do território brasileiro. Esse modelo também não incorpora dados de reativação pós-rifte, resumindo-se a um modelo de soergimento e aplainamento que descreve a margem passiva equatorial leste da América do Sul e oeste da África como sucessivas superfícies escalonadas, desenvolvidas a partir de um soergimento e posterior erosão.

Peulvast e Claudino-Sales (2003), abordando a evolução morfotectônica do Nordeste brasileiro, questionaram o modelo de sucessivos soergimentos Pós-Cretáceos como os responsáveis pelo desenvolvimento, até o Plio-Pleistoceno, de superfícies de aplainamento sucessivamente embutidas. Para esses autores, o relevo da Província Borborema ocorre em torno de uma depressão central, a “depressão do Jaguaribe”, correspondendo parcialmente à zona de rifte Jurássico-Cretáceo Cariri-Potiguar, com morfologia caracterizada por segmentos de escarpa marginal, que equivalem à extremidade das ombreiras do rifte abortado. As zonas de cisalhamento Brasilianas controlariam as principais feições de erosão diferencial, como escarpas e vales de linha de falha.

Parece claro que o reaquescimento do interesse pelo papel da tectônica na geomorfologia é uma consequência direta da assimilação dos conceitos de tectônica

global, que não permitem mais conceber a existência de porções da litosfera dotadas de absoluta estabilidade crustal (Saadi, 1998).

Diante desse quadro, estudos recentes corroboram que a atividade sísmica intraplaca comprova a atividade tectônica quaternária no Nordeste (Bezerra et al., 2007). Suas relações com o relevo paulatinamente estão sendo evidenciadas, de modo que algumas dessas serão tratadas a seguir, partindo de um contexto que leva em conta as condições de consolidação da plataforma brasileira, sua individualização cretácea, a Neotectônica e as repercussões desses fatores nos sistemas fluviais.

### 4.3 Tectônica e Sistemas Fluviais

A geometria dos canais fluviais é resultado da complexa interação entre tipo de carga transportada, regime de fluxo, topografia, substrato e a atividade tectônica (Schum et al., 2000). Tal atividade é aqui considerada como neotectônica, haja visto seus efeitos serem sentidos nos ambientes quaternários.

Segundo Saadi (1993), o quadro neotectônico da plataforma brasileira apresenta deformações em toda sua amplitude. Essas deformações, diretamente associadas às linhas de fraqueza pré-existentes, apresentam-se na altura da região Nordeste do Brasil, caracterizada por um elevado número de falhas ativas e sismicidade.

A expressiva atividade sísmica na região de estudo requer necessariamente uma abordagem geomorfológica, um estudo acerca dos efeitos das tensões intraplaca e, conseqüentemente, dos efeitos das deformações na crosta, nos ambientes sedimentares e nos processos morfogenéticos, onde se destacam os efeitos de soerguimentos periódicos, flexura continental e falhamentos transcorrentes controlando notável sismicidade (Saadi et al., 2005).

Nesse contexto, uma análise dos campos de paleotensões e de sua possível influência na organização da rede de drenagem se faz de suma importância na atualização dos conhecimentos referentes à evolução geomorfológica do Nordeste, haja vista representarem as correntes fluviais os principais mecanismos dinamizadores da paisagem através da dissecação e aluvionamento.

Para tanto, a análise aqui proposta parte da relação entre a geometria dos canais fluviais e seu sentido de fluxo com a configuração do embasamento Pré-Cambriano e as bacias sedimentares cretáceas. De maneira empírica, evidencia-se a coerência entre

sentido de escoamento preferencial dos principais rios no Nordeste setentrional e a direção dos *trends* estruturais (figuras 4.3 e 4.4).

Na área em questão (figura 4.3), os baixos cursos dos vales fluviais (cearense e potiguar) constituem *grabens* gerados pela reativação de zonas de cisalhamento transcorrentes (Saadi e Torquato, 1994) e, assim sendo, drenam seus deflúvios sobre forte controle estrutural.

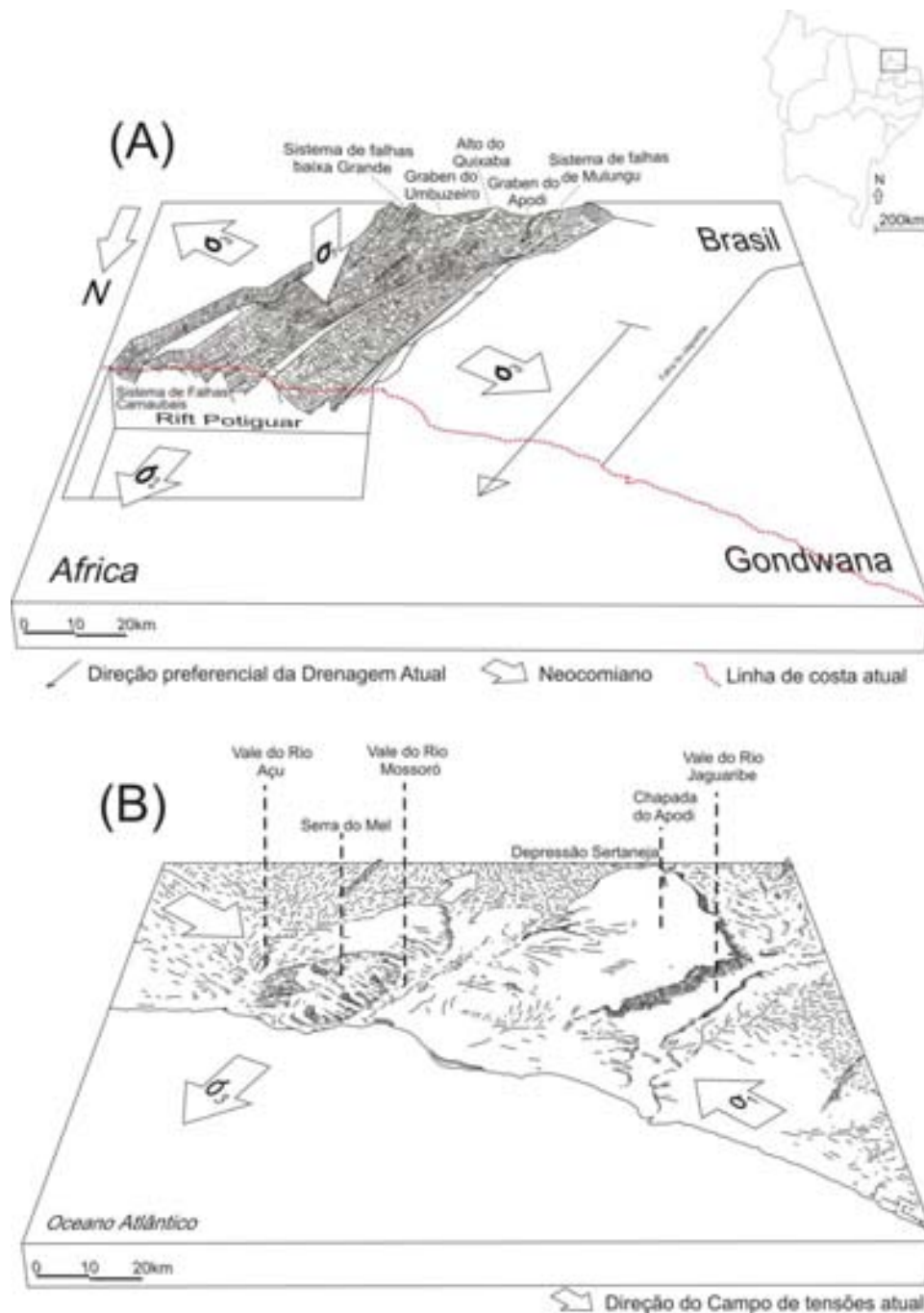


Figura 4.3 - Blocos diagrama da Bacia Potiguar. Bloco (A): Rife Potiguar, As setas representam  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ , direção máxima, intermediária e mínima de compressão tectônica. Bloco (B): Quadro das tensões atuais (escala vertical ampliada 4x para visualização).

Quanto aos aspectos morfotectônicos, destaca-se que grande parte da sedimentação quaternária está confinada em depressões tectônicas. Exemplos dessa relação entre sedimentação e tectônica são observados na área de estudo. Os vales dos rios Mossoró e Açu (RN), que dissecam depósitos sedimentares cenozóicos (Formação Barreiras) e mesozóicos (Grupo Apodi) assentados sobre *grabens* assimétricos (Rifte Potiguar), têm sua origem vinculada às variações no perfil de equilíbrio. Essas variações, por sua vez, são induzidas por mudanças climáticas e eustáticas, ou ainda por um processo de soerguimento da Província Borborema atuante no Cenozóico (Jardim de Sá et al., 1999).

A dissecação nas porções litorâneas ocorre sobre as rochas da Formação Barreiras, interpretada classicamente como vastos glaciais pré-litorâneos. A compartimentação morfoestrutural é relacionada principalmente com semi-*grabens* cenozóicos, cujo preenchimento sedimentar está diretamente relacionado à denudação dos *horst* adjacentes.

A dissecação ocorre de maneira diferenciada de acordo com a área analisada, apresentando, por vezes, bruscas alterações na geometria do canal. Dessa forma, dissecação e agradação podem ser evidências de atividade tectônica, principalmente quando acompanhadas de mudança na morfologia do canal (Schum et al., 2000).

Contudo, as baixas superfícies da linha de costa possuem sua dissecação comandada pelos rebaixamentos do nível do mar no Cenozóico Superior (Bezerra et al., 2001). Para essas áreas, o papel da neotectônica parece ser mais relacionado ao condicionamento dos vales e da erosão areolar do que os processos de incisão e erosão linear.

No Nordeste brasileiro, grandes lineamentos tectônicos de direção NE, desenvolvidos desde o final do Ciclo Brasileiro, são amplamente reconhecidos. Esses lineamentos controlam o traçado meândrico dos rios, onde as direções preferenciais do escoamento expressam-se como lineamentos NE-SW e E-W, conferindo a esses um nítido controle estrutural.

Na região estudada, diversos pontos com ocorrência de falhas afetando as coberturas cenozóicas apresentam importante correlação com os padrões de lineamentos e anomalias de drenagem. Por exemplo, anomalias de drenagem associadas às mudanças na morfologia do canal e controle tectônico foram identificadas no vale do Rio Jaguaribe por Maia (1993), Maia (2005) e Gomes Neto (2007).

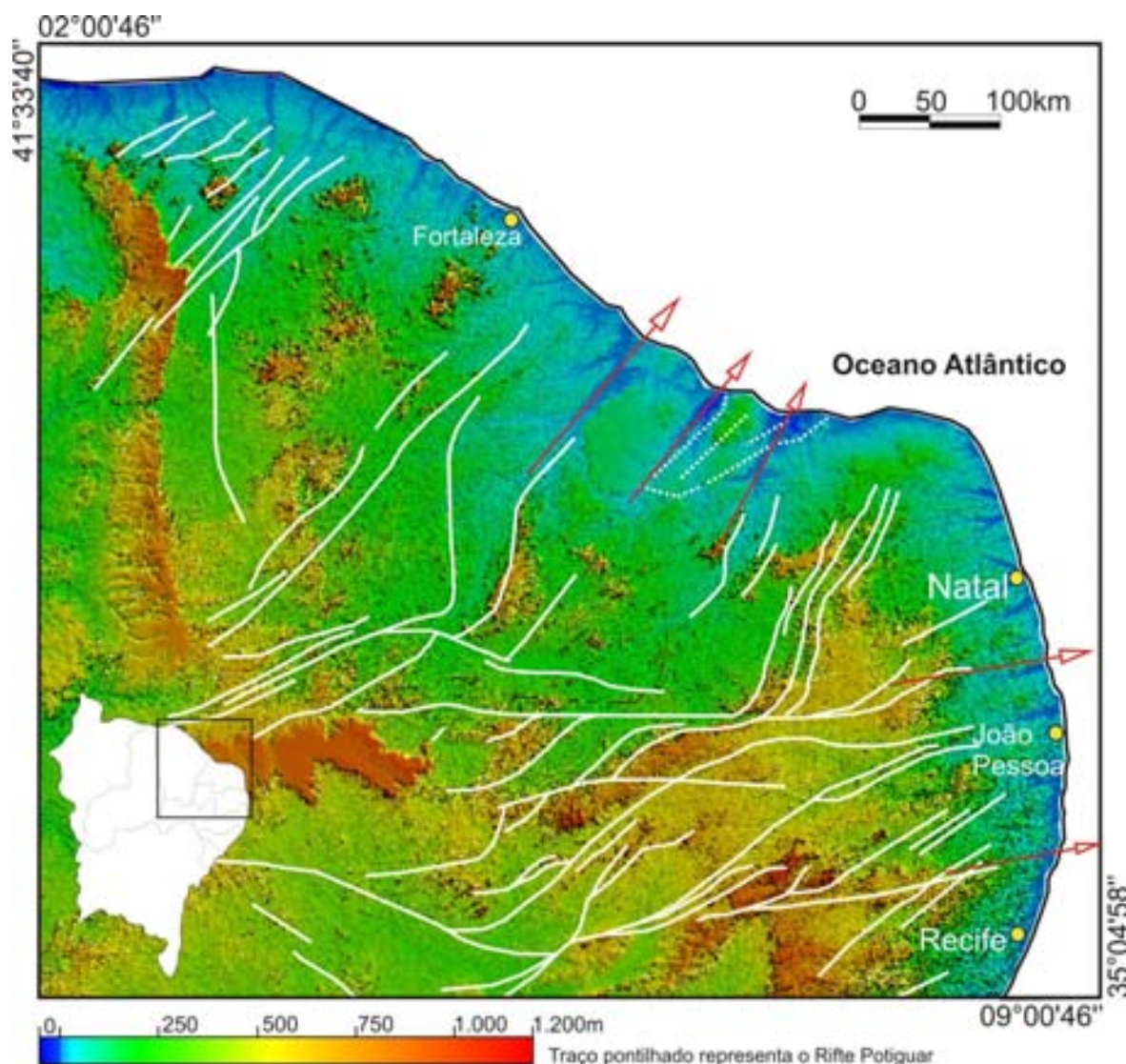


Figura 4.4 – Modelo de elevação digital e estruturas tectônicas do Nordeste brasileiro. (A direção preferencial da drenagem (setas em vermelho) é paralela às principais direções das principais Zonas de Cisalhamento. Traços brancos representam as zonas de cisalhamento e pontilhado o rifte Potiguar no detalhe, mapa da região Nordeste e localização da região estudada).

Com efeito, pode-se afirmar que na área analisada os rios drenam seus deflúvios submetidos a um controle estrutural de drenagem em nível regional. Observa-se na figura 4.4 que, em geral os rios seguem preferencialmente a direção NE-SW. A drenagem tende a seguir a direção E-W, perpendicularizadas em relação à atual linha de costa e paralelizadas aos planos estruturais, quando as zonas de cisalhamento apresentam essa direção.

#### 4.4 Evolução Morfotectônica do Nordeste Brasileiro

Dois eventos tectônicos constituem os principais episódios de (re)estruturação tectônica da Província Borborema. O primeiro, ocorrido durante o Ciclo Orogênico

Brasiliano, se deu a partir da formação do megacontinente Gondwana (Brito Neves et al., 1999, 2002). Assim, após a orogênese Brasiliana, a Província Borborema foi submetida a um período de estabilização tectônica (Almeida et al., 2000) até o Mesozóico, quando a tectônica cretácea inferior (Reativação Waldeniana) de caráter divergente separou América do Sul e África e gerou o Rife Potiguar (Matos, 2000). Esse período fora marcado pela reativação de estruturas brasileiras, bem como das principais falhas que formaram os *grabens* e, conseqüentemente, todo arcabouço estrutural da Bacia Potiguar.

Para o Cenozóico, as tensões estão relacionadas à migração da placa sul-americana para Leste e às tensões intraplaca, predominantemente compressivas. Essas tensões foram geradas pela expansão do assoalho oceânico na cadeia meso-atlântica, bem como na cadeia andina e configuram um regime compressivo de direção E-W (figura 4.5) para todo o Nordeste (Assumpção, 1992).

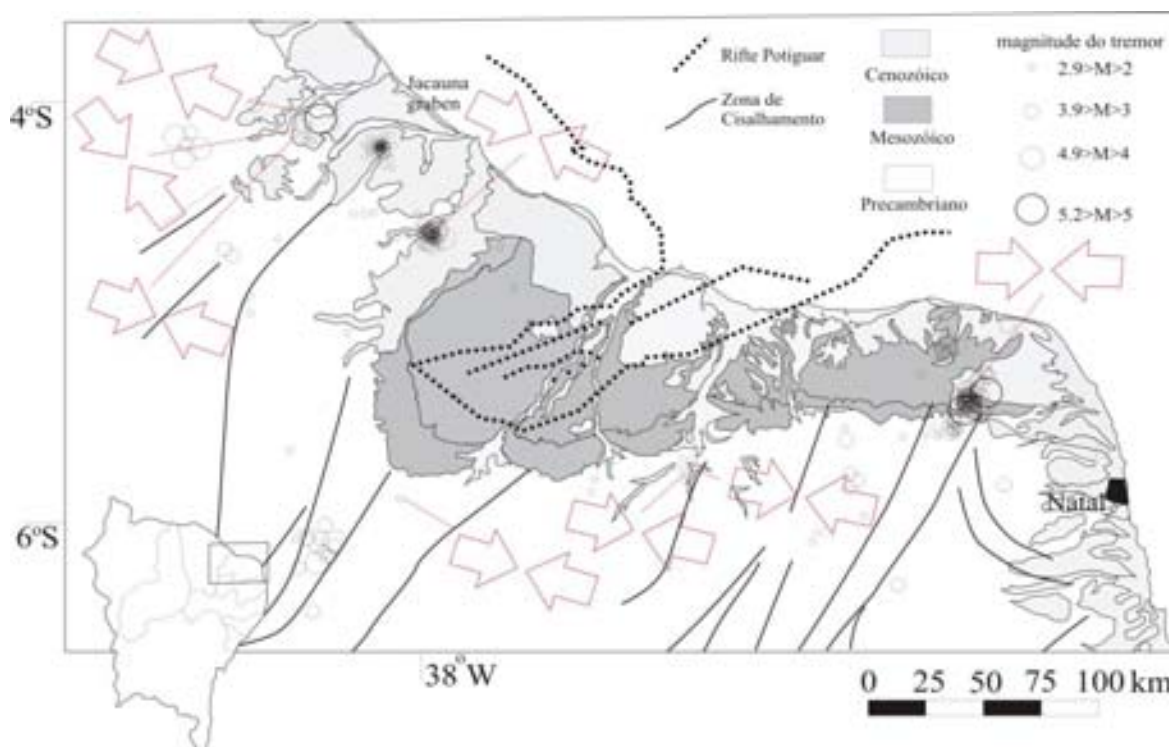


Figura 4.5 - Sismicidade do Nordeste brasileiro. Setas indicam os regimes de compressão atual. Sismicidade segundo Ferreira et al. (2008) e referências ali citadas.

Durante o Cenozóico, ocorreram eventos como a reativação de importantes sistemas de falhas, dobramentos com grande comprimento de onda e eixos orientados preferencialmente na direção N-S, resultantes de esforços compressivos E-W que afetaram a Bacia Potiguar no Paleógeno (Cremonini e Kender, 1995).

Altos níveis de terraços são comumente encontrados nos vales principais. A origem desses terraços está relacionada a dissecações induzidas, possivelmente por componentes normais associados ao movimento transcorrente, que rebaixam os níveis de base erosivos e promovem agudas incisões em depósitos fluviais. Tal constatação está de acordo com os dados referentes aos efeitos da eustasia global holocênica na região, cuja transgressão máxima elevou em 3 m o nível do mar em relação ao atual (Bezerra et al., 2003).

A concepção de movimentação normal associada às transcorrências foi corroborada por Barreto et al. (2002), que constataram terraços marinhos pleistocênicos (120 ka) soerguidos entre 10 e 12 m na porção NE do litoral Potiguar.

Nessa perspectiva, Furrier et al. (2006) descreveram os tabuleiros litorâneos da parte central do Estado da Paraíba como um teclado de piano, ao identificarem agudas diferenças na altura dos tabuleiros, com vales encaixados apresentando um desnível em relação ao talvegue de mais de 100 m. Para esses autores, as reativações pós-cretáceas geraram soerguimentos distintos e basculamentos de superfícies geomorfológicas, onde os inúmeros falhamentos dinamizaram entalhes e orientaram a dissecação.

De fato, observou-se que do Paleógeno ao Quaternário, os jazimentos referentes à Formação Barreiras indicam relações com vários pulsos de soerguimentos das superfícies culminantes que limitam sua extensão no interior (Saadi et al., 2005).

Bezerra et al. (2001, 2005) e Nogueira et al. (2006) corroboram essa proposição ao evidenciarem que os processos de falhamento têm afetado depósitos cenozóicos e ao constatarem diferentes espessuras dessa unidade, sugeriram falhamentos sin-sedimentares, induzindo, ocasionalmente, liquefação (figura 4.6).

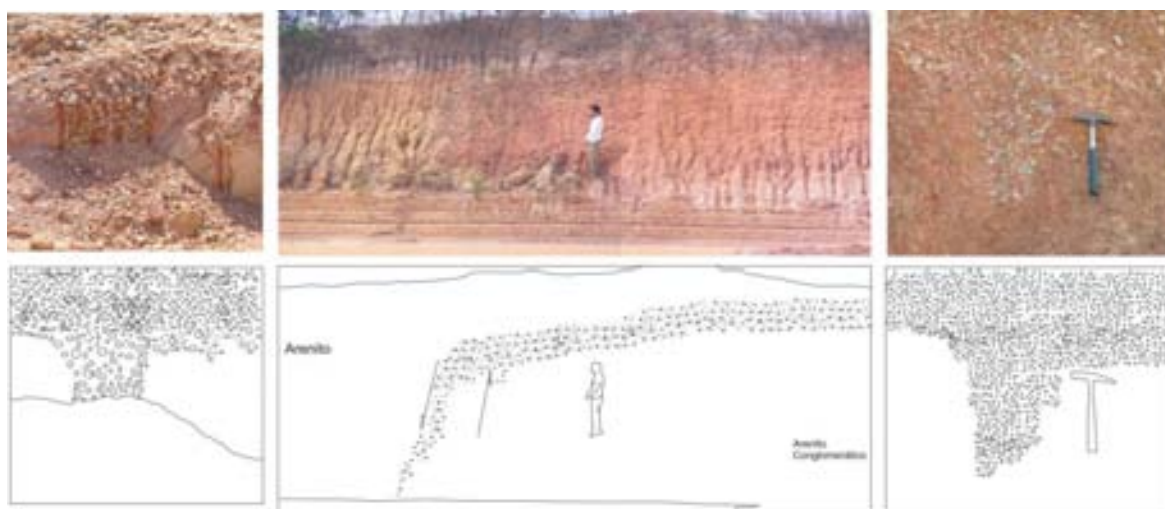


Figura 4.6 Deformações na Formação Barreiras – Bacia Potiguar – RN

Ainda quanto à ocorrência de atividade tectônica pós-Pliocênica, Bezerra et al., (2008) identificaram espasmódicos processos de coluviação associados à reativação de falhas e subsidência de *grabens*. Tal reativação teria ocorrido conforme dados de luminescência em dois períodos na área do *graben* Cariatá na Paraíba, a saber: 224-128 ka e 45-28 ka.

Como exemplo de deformações neogênicas associadas à sismicidade, Bezerra et al., (2005) identificaram numerosas estruturas de liquefação em sedimentos quaternários associados a depósitos fluviais de canais entrelaçados no Rio Grande do Norte e Ceará.

Na porção central da Bacia Potiguar estudos recentes têm revelado feições indicativas de reativações e inversões tectônicas das principais falhas normais do rifte, envolvendo desde o embasamento até a seção pós-rifte, afetando inclusive as coberturas Neógenas da Formação Barreiras (Pessoa Neto et al., 2008). Nesse setor, a evolução geomorfológica está relacionada a uma possível inversão de bacia resultante dos efeitos das paleotensões ( $\sigma_1$ ) E-W e NW-SE atuantes no Cenozóico. Essa inversão é caracterizada por um domo (Serra do Mel), prolongado na direção NE-SW, estando limitado a N pela faixa costeira, a SW pela zona de falhas cizalhantes poço Verde-Caraúbas, a SE pelo vale do Rio Açu e a NW, W e SW pelo vale do Rio Mossoró (figura 4.6).

Essas reativações pós-rifte ocorreram em pulsos e afetaram todas as sequências sedimentares da Bacia Potiguar. Pessoa Neto et al., (2008) reconheceram a existência de três pulsos, sendo o último de idade pós-campaniana e, portanto, o mais importante do ponto de vista geomorfológico, haja vista que afetou regionalmente a seção pós-rifte. Os dois primeiros deformaram apenas as sequências da fase rifte.

Dados de afloramentos da Formação Barreiras e da Formação Açu revelaram a existência de um quarto evento de ocorrência pós-miocênica de inversão tectônica com  $\sigma_1$ , com direção NW-SE (Pessoa Neto et al., 2008). Esses dados corroboram a interpretação de que essas paleotensões (compressão Cenozóica) resultariam em uma inversão de bacia a partir de um abaloamento dômico NE-SW (figura 4.7).

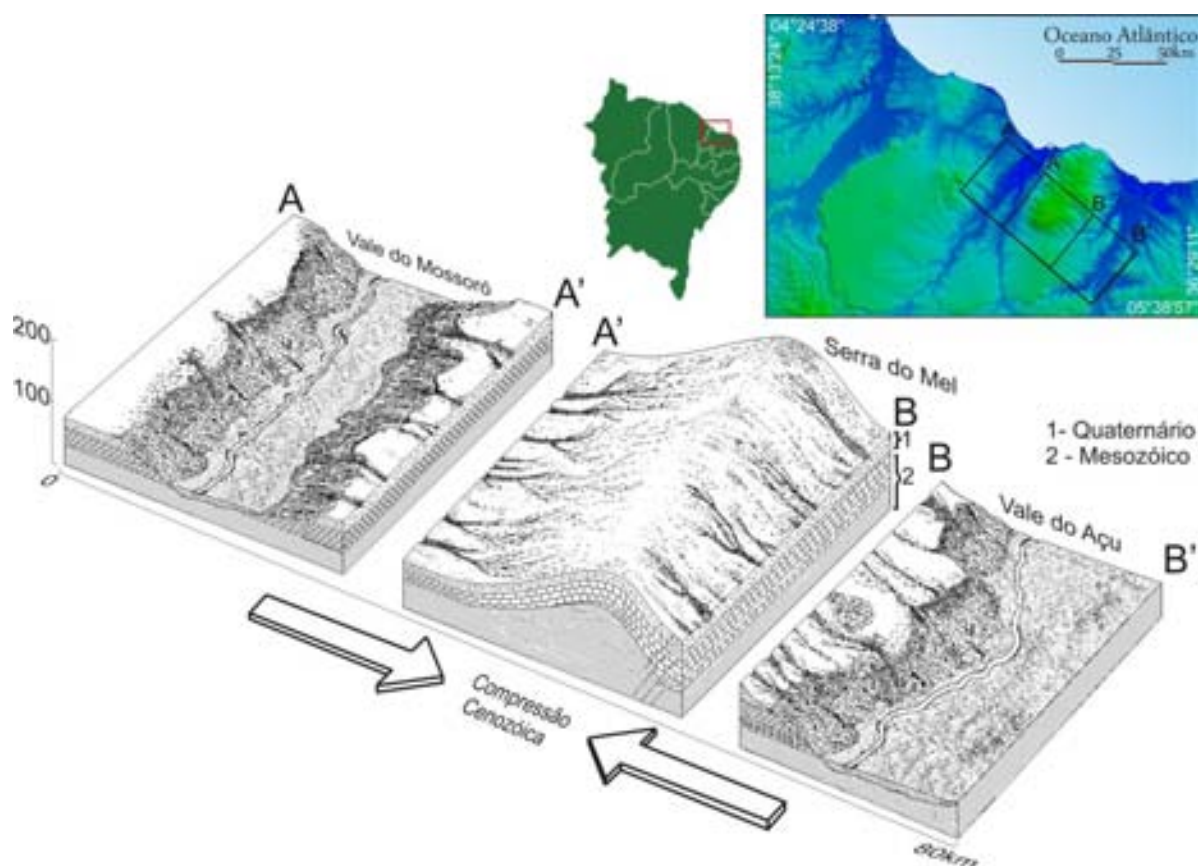


Figura – 4.7 Modelo de inversão tectônica na Bacia Potiguar.

#### 4.5 Conclusões

O crescente número de evidências acerca da atividade tectônica Neogênica-Quaternária no Nordeste requer a construção de um entendimento relativo aos seus efeitos no desenvolvimento do relevo, como condicionantes morfogenéticos e morfoevolutivos. As reativações e suas repercussões nos depósitos neógenos sugerem a necessidade de uma atualização nas interpretações clássicas e respectivo delineamento de uma geomorfologia do Cenozóico, fortemente balizada na quantificação de processos, na interpretação individualizada e na definição de processos geomorfotectônicos atuantes.

Em sequência ao rifteamento intracontinental acompanhado de subsidência e abertura oceânica, formação da margem passiva e soerguimento da Província Borborema, a evolução morfotectônica do Nordeste brasileiro no Cenozóico foi diretamente afetada por eventos geradores de estruturas pós-rifte.

Para os sistemas fluviais do Nordeste brasileiro, foi constatado que a neotectônica se expressa na forma de controle estrutural de drenagem, escalonamento de terraços e condicionamento de vales e deformações em rochas neógenas-quaternárias e, portanto, no controle das feições da morfologia.

Dessa forma, o tectonismo intraplaca cenozóico constituiu-se um alvo para trabalhos de geomorfologia. A identificação de morfologias relacionadas a eventos pós-rifte como escarpas de falha, superfícies estruturais, alinhamento de cristas, vales estruturais, deformações em rochas neógenas, estruturas de liquefação e controle estrutural de drenagem podem subsidiar de forma consistente a análise acerca da evolução geomorfológica do Nordeste setentrional. Essa identificação pode ainda esclarecer a tênue relação entre tectônica com o condicionamento da drenagem, com o desenvolvimento de rebordos e patamares dissecados da Borborema e sua evolução geomorfológica durante o Cenozóico.

### Referencias Bibliográficas

- AB SÁBER, A. N. (1960). **Posição das superfícies aplainadas do Planalto Brasileiro**. Notícia Geomorfológica, SP, n. 3, v. 5: 52-54.
- AB SÁBER, A. N. (1969). **Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro**. IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia, SP, n. 19, 38p.
- ALMEIDA, F. F. M; BRITO NEVES, B.B; CARNEIRO, C.D.R. (2000). **The origin and evolution of the South American Platform**. Earth Science Reviews, 50: 77-111.
- ANDRADE G.O; LINS R.. (1965). **Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil**. Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, Recife (3-4): 11-28, 1965.
- ASSUMPÇÃO, M. (1992). **The regional intraplate stress field in South America**. Journal of Geophysical Research. 97(B8): 889-903.
- BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; PAIVA, R.; MUNITA, C. S. (2002). **Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level changes and tectonic implications**. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. v. 179: 57-69.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. (2001). **Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences. v. 14: 61-75.
- BEZERRA, F. H.; BARRETO, A. M. F; SUGUIO, K. (2003). **Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil**. Marine Geology. v 196: 1-2, 15.
- BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITAFINZI, C.; LIMA FILHO, F. P.; SAADI, A. (2005). **Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil**. In: Obermeier, S.F. (ed.), Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards. Engineering Geology. v. 76: 191-208.
- BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. (2008). **Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil**. Geomorphology. v. 01: 555-582.
- BEZERRA, F. H. R.; TAKEYA, M. K.; SOUSA, M. O.; NASCIMENTO, A. F. (2007). **Coseismic reactivation of the Samambaia fault**. Tectonophysics. v 430: 27-39.
- BEZERRA, F. H.; VITA-FINZI, C. (2000). **How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil**. Geology. v. 28: 591-594.

- BIGARELLA, J. J. (1994). **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol.1. Florianópolis: Ed. UFSC.
- BIGARELLA, J. J. (2003). **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais**. Vol.3. Florianópolis: Ed. UFSC.
- BRITO NEVES, B.B. (1999). **América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino**. Bahia. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG. 11-13.
- BRITO NEVES, B. B. B; NETO M. C. P. (2002) **Ciclo Brasileiro: discussão prefacial**. Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, Paraíba.
- CREMONINI, O.A; KENDER, G.D. (1995). **Reativação mesozóica da Bacia Potiguar**. Anais do VI Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal. 181-184.
- DAVIS, W. M. (1899). **O Ciclo Geográfico**. In: Geomorfologia – seleção de textos. v.1 AGB USP, republicado em 1991. n. 19.
- DEMANGEOT, J. (1960). **Essair sur le relief du Nord-est Brésilien**. Ann. de Geographie, Paris. 69(372): 157-176.
- DRESCH, J. (1957). **Les problèmes géomorphologiques Du Nord-Est Brésilien**. Bull. Ass. Géograp. Français, 263/264: 48-59.
- FERREIRA, J. M.; FRANCA, G. S.; VILAR, C. S.; NASCIMENTO, A. F.; BEZERRA, F. H. R.; ASSUMPCAO, M. (2008). **The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil**. Tectonophysics, 456: 111-126.
- FURRIER, M.; ARAUJO, M. E.; MENESES, L. F. (2006). **Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba**. Geologia USP. Série Científica. , v. 6, n. 2: 61-70.
- GOMES NETO, A.O. (2007). **Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe**, Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil.
- JARDIM DE SÁ, E.; MATOS, R. M.D.; MORAIS NETO, J.M.M.; SAADI, A.; PESSOA NETO, O.C. (1999). **Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados**. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Bahia. 58-61.
- KING, L, C. (1956). **A Geomorfologia do Brasil Oriental**. Revista Brasileira de Geografia, Ano XVIII, nº 2.
- LIMA, C. C. U. (2000). **O Neotectonismo na Costa Sudeste e do Nordeste Brasileiro**. Revista de Ciência e Tecnologia. 15: 91-102.
- MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. (1975). **Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro**. Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia. 3: 3-5.
- MAIA, L. P. (1993). **Controle Tectônico e evolução Geológica/Sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe, Ceará**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFPE, Recife.
- MAIA, R. P. (2005) **Planície Fluvial do Rio Jaguaribe: Evolução Geomorfológica, Ocupação e Análise Ambiental**. Dissertação de Mestrado Geografia Física UFC Fortaleza - CE.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.; SALES, V. C. (2010). **Geomorfologia do Nordeste: Concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento**. Revista de Geografia (Recife), v. 27, p. -6--19.

MATOS, R. M. D. (2000). **Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic**. In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins, AGU Geophysical Monograph. 115:331-354.

NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. (2006). **Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar**. Geologia USP. Série Científica. v.6: 51-59.

PESSOA NETO, O.C.; LIMA, C.; BEZERRA, F. H. R. (2008). **Papel das Inversões Tectônicas na Formação de Estruturas na Bacia Potiguar**. Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba. CdRom.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2000). **Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste Brasileiro**. III Simpósio Nacional de Geomorfologia, Campinas, SP.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2003). **Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian <<Nordeste>>: Constraints on models of morfotectonic evolution**. Geomorphology. v. 3: 89-122.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BEZERRA, F. H. R.; BETARD, F. (2006). **Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil**. Geodinamica Acta. v. 19: 51-71.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BETARD, F.; GUNNEL, Y. (2007). **Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a passive continental margin**. Global and Planetary Change. v. 114: 1-45.

SAADI, A. (1993). **Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço de Intepretação preliminar**. Geonomos, MG. 1(1): 1-15.

SAADI, A. (1998). **Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias**. GEONOMOS; n. 6, UFMG, Belo Horizonte. 55-63.

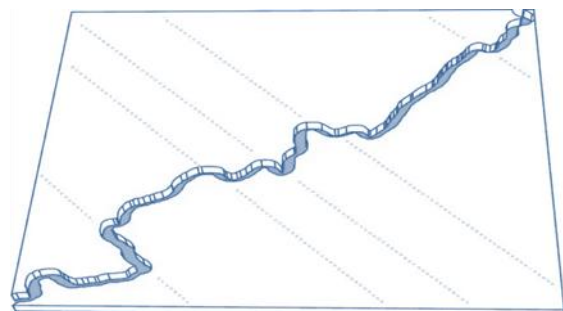
SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, F. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. (2005). **Neotectônica da plataforma Brasileira**. In: Quaternário do Brasil. Holos Editora. São Paulo.

SAADI, A.; TORQUATO, J. R. (1994). **Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará**. Revista de Geologia, Fortaleza-CE. 5: 5-38.

SCHUM, S. A; DUMONT, J. F; HOLBROOK, J.M. (2000). **Actives Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University. 290p.

# Capítulo 5

Artigo aceito para Revista Mercator  
N24 2012



## GEOMORFOLOGIA E NEOTECTÔNICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO APODI-MOSSORÓ – NORDESTE DO BRASIL

Rúbson P. Maia, Francisco H. R. Bezerra  
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN<sup>1</sup>  
([rubsonpinheiro@yahoo.com.br](mailto:rubsonpinheiro@yahoo.com.br), [bezerrafh@geologia.ufrn.br](mailto:bezerrafh@geologia.ufrn.br))



### Resumo:

A geometria dos canais fluviais é resultado da complexa interação entre tipo de carga transportada, regime de fluxo, topografia, substrato e atividade tectônica. Em conjunto, esses processos definem a morfologia e a tipologia dos canais fluviais. O presente trabalho propõe analisar a geomorfologia da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil, bem como seus principais aspectos morfotectônicos. No âmbito dessa bacia, a neotectônica é responsável pela reativação de antigas estruturas tectônicas e pela geração de novas falhas, as quais condicionam processos geomorfológicos lineares e areolares. Tais processos são evidenciados principalmente no controle estrutural da drenagem, dissecação, terracamento, agradação, coluvionamento e em deformações nos depósitos sedimentares quaternários. Na planície do baixo curso do Rio Apodi-Mossoró, a análise da deformação neotectônica e suas repercussões na rede de drenagem, possibilitou a identificação de falhas, estruturas de deformação, em sedimentos incoesos, e anomalias de drenagem correlacionáveis com os principais sistemas de falhas regionais. Tais falhas exercem controle na deposição de sedimentos quaternários e possuem direção NE-SW e NW-SE. As mesmas também exercem controle sobre a drenagem, produzindo anomalias na forma de cotovelos e segmentos lineares entre trechos sinuosos. Os dados indicam que essa conformação é compatível com os modelos neotectônicos regionais anteriormente propostos, que contemplam deslocamentos transcorrentes resultantes do atual campo de tensões (compressão máxima de direção NW-SE), no qual se insere a área de estudo.

**Palavras-Chave:** geomorfologia, neotectônica, sistema de drenagem.

### Abstract:

River channel geometry is the result of complex interactions between transported load type, flow regime, topography, substrate and tectonic activity. As a cluster, these processes define river channels' morphology and typology. This research proposes an analysis regarding the geomorphology of the Apodi-Mossoró river basin – state of Rio Grande do Norte and its main morphotectonic aspects. In this basin's scope, neotectonics is responsible for the reactivation of old tectonic structures and generation of new faults, which control linear and areolar geomorphological processes. Such processes are mainly marked in the drainage structural control, erosion and terracing, aggradation and colluvial deposition and in sedimentary deposits' deformations. In the lowlands, within the Apodi-Mossoró river's lower course, a neotectonic deformation analysis and its repercussions in the drainage network made it possible to identify faults, deformation structures in incohesive sediment and drainage anomalies, which correlate with the main regional fault systems. These anomalies in the NE-SW and NW-SE directions denote the drainage structural control expressed in the form of drainage elbows and linear segments between sinuous stretches, as well as the control of Quaternary sediment deposition. The data which resulted from this research indicate that this conformation is compatible with the regional neotectonic models previously

proposed, which contemplate strike-slip movements resulting from the present day stress field ( $\alpha_1$  NW-SE) in which is inserted the study area.

**Key-words:** geomorphology, neotectonics, drainage system.

### Résumé

La géométrie des canaux fluviaux est le résultat des interactions complexes entre le type de charge transporté, du régime d'écoulement, de la topographie, du substrat et de la tectonique. Ensemble, ces processus définissent la morphologie et la typologie des canaux fluviaux. Cet article propose une revue sur la géomorphologie du bassin Apodi-Mossoró, situé au Nordeste du Brésil, ainsi que des ces principaux aspects morphotectoniques. Dans ce bassin, la néotectonique est responsable pour la réactivation d'anciennes structures tectoniques et pour la génération de nouvelles failles, aussi bien que pour la définition des processus géomorphologiques linéaires et aréolaires. Ces processus sont principalement observés au niveau du contrôle structurel du drainage, de la dissection, du terrassement, de l'alluvionnement, des dépôts colluviaux et de la déformation des dépôts quaternaires. Dans la plaine du cours inférieur de la rivière Apodi-Mossoró, l'analyse de la déformation néotectonique et de son impact sur le système de drainage a permis l'identification des failles et de déformation en structures sédimentaires friables, en plus d'anomalies de drainage en corrélation avec les principaux systèmes de failles régionaux. Ces systèmes, de direction NE-SW et NW-SE, contrôlent le drainage, tout en produisent des anomalies dans la forme de coudes et des segments linéaires en portions méandriques. Les systèmes contrôlent aussi le dépôt de sédiments quaternaires. Les données indiquent que cette conformation structurelle est compatible avec les modèles précédemment proposés pour la néotectonique régionale, qui comprennent les déplacements transcurrents résultants du champ de stress actuel (direction de compression maximale NW-SE) dans lequel se insère la zone d'étude.

Mots-clés: géomorphologie, néotectonique, système de drainage

### 5.1 Introdução:

Canais fluviais são muito sensíveis às variações de descarga e às características da carga sedimentar. Muitas dessas mudanças ao longo do tempo, ocorridas na morfologia dos canais são atribuídas a tais variações. Contudo, é preciso considerar a possibilidade dos efeitos da atividade tectônica nas propriedades do canal, uma vez que essa atividade pode gerar fortes impactos na sua morfologia (Summerfield, 1991).

Na fachada atlântica nordestina, entre as áreas elevadas e as depressivas, os rios formam vales encaixados com direção preferencial E-W e NE-SW (Maia e Bezerra, 2011), apresentando em geral cursos retilíneos intercalados por setores sinuosos. Essas características dos rios denotam uma adaptação às estruturas geológicas pré-existentes, como falhas e zonas de cisalhamento (Bezerra et al., 2001); e feições geomorfológicas,

como vales incisos e alinhamentos de cristas residuais em áreas de lineamentos estruturais (Maia e Bezerra, 2011). As estruturas pré-existentes são principalmente falhas e zonas de cisalhamento dúcteis de direção NE-SW e E-W, responsáveis pela formação de grandes domínios morfoestruturais no Nordeste brasileiro (Peulvast e Claudino Sales, 2003; Bezerra et al., 2008).

Dessa forma, os rios da região Nordeste apresentam padrões de drenagem resultantes das características do embasamento e de suas estruturas morfotectônicas. Enquanto elementos geomorfológicos constituem os principais agentes denudacionais cenozóicos das áreas emersas (Maia e Bezerra, 2011).

As condições geomorfológicas para a formação dessa drenagem tiveram início no Cretáceo Superior, caracterizado pela abertura do Atlântico Equatorial, a reativação de zonas de cisalhamento transcorrentes e a formação de bacias sedimentares na recém criada margem continental (Matos, 2000). Nesse período se formaram grandes falhas de direção NE-SW e E-W, que controlam, em grande parte, o traçado dos rios. Comumente, tais rios encontram-se embutidos em escalas de terraços, seccionados em sedimentos conglomeráticos correspondentes aos depósitos fluviais antigos (Maia, 2005).

Os vales dos rios Jaguaribe (CE), Açu (RN) e Apodi-Mossoró (RN) formam as três maiores bacias hidrográficas dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará. Em conjunto, constituem um importante sistema hidrológico que drena uma área correspondente a 107.443.000km<sup>2</sup>, equivalentes a 57% do território desses dois estados. Suas cabeceiras de drenagem estão situadas em áreas do embasamento Pré-Cambriano ou em áreas de bordas de planaltos sedimentares.

Para os vales fluviais do Rio Jaguaribe (CE) e do Rio Açu (RN), diferentes trabalhos abordando a Geologia e Geomorfologia do Quaternário foram realizados por Maia (1993), Maia (2005), Gomes Neto (2008), Fonseca (1996), Bezerra et al., (2005) e Moura-Lima et al, (2010). Entre os vales do Rio Jaguaribe (CE) e do Açu (RN), encontra-se o vale do Rio Apodi-Mossoró-RN (figura 01), dissecando a porção central da bacia sedimentar Potiguar (figura 5.1).

Dessa forma, diante da ausência de trabalhos de geomorfologia frente às recentes concepções acerca do tectonismo cenozóico, o presente artigo aborda os principais aspectos geomorfológicos da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró e suas estruturas tectônicas. Para tanto, relaciona a compartimentação morfoestrutural com as

características da drenagem, e mostra que a geometria do canal atual é produto de grandes zonas de falhas na área da bacia hidrográfica.

### 5.2 Localização e caracterização da área:

A bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró compreende todo segmento oeste do estado do Rio Grande do Norte, drenando uma área de 14.270 km<sup>2</sup>. O canal é erosivo nos primeiros 100 km, trecho em que diseca a Depressão Sertaneja. As nascentes situam-se na porção SW desse estado, mais exatamente na porção NE da Serra de Pereiro entre 350 e 500 m.

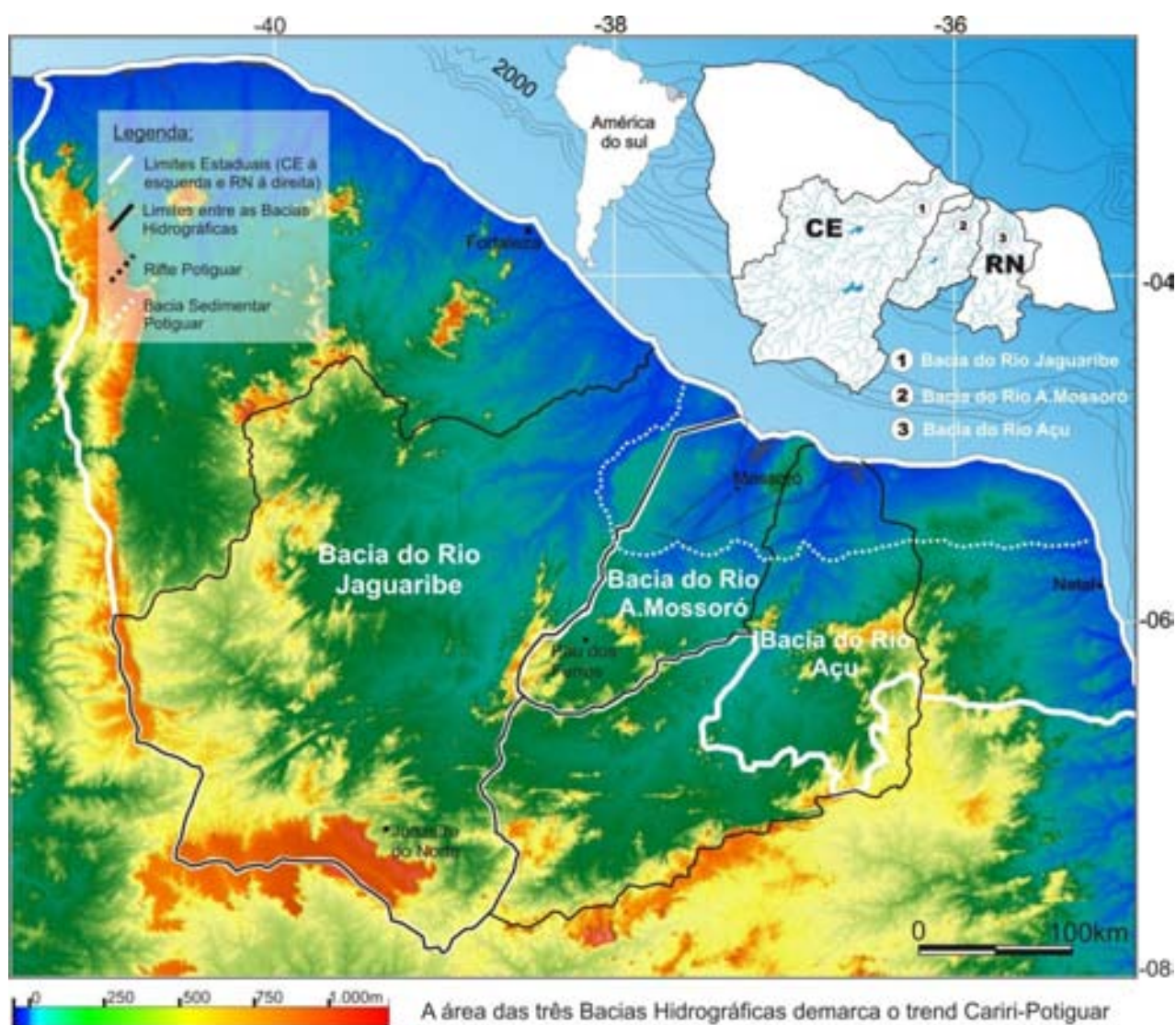


Figura 5.1 – Principais bacias hidrográficas do Nordeste setentrional.

Em seu baixo e médio curso, entretanto, desenvolve características de um rio de planície, situado sobre os sedimentos mesozóicos da sequência pós-rifte da bacia sedimentar Potiguar (figura 5.2, item 2.4). Nesse trecho, forma um vale alinhado de

direção NE-SW. Sua largura inicia-se com cerca de 250 m e termina na foz com aproximadamente 8 km, em um eixo longitudinal de 70 km, apresentando desnível da ordem de 0,06°.

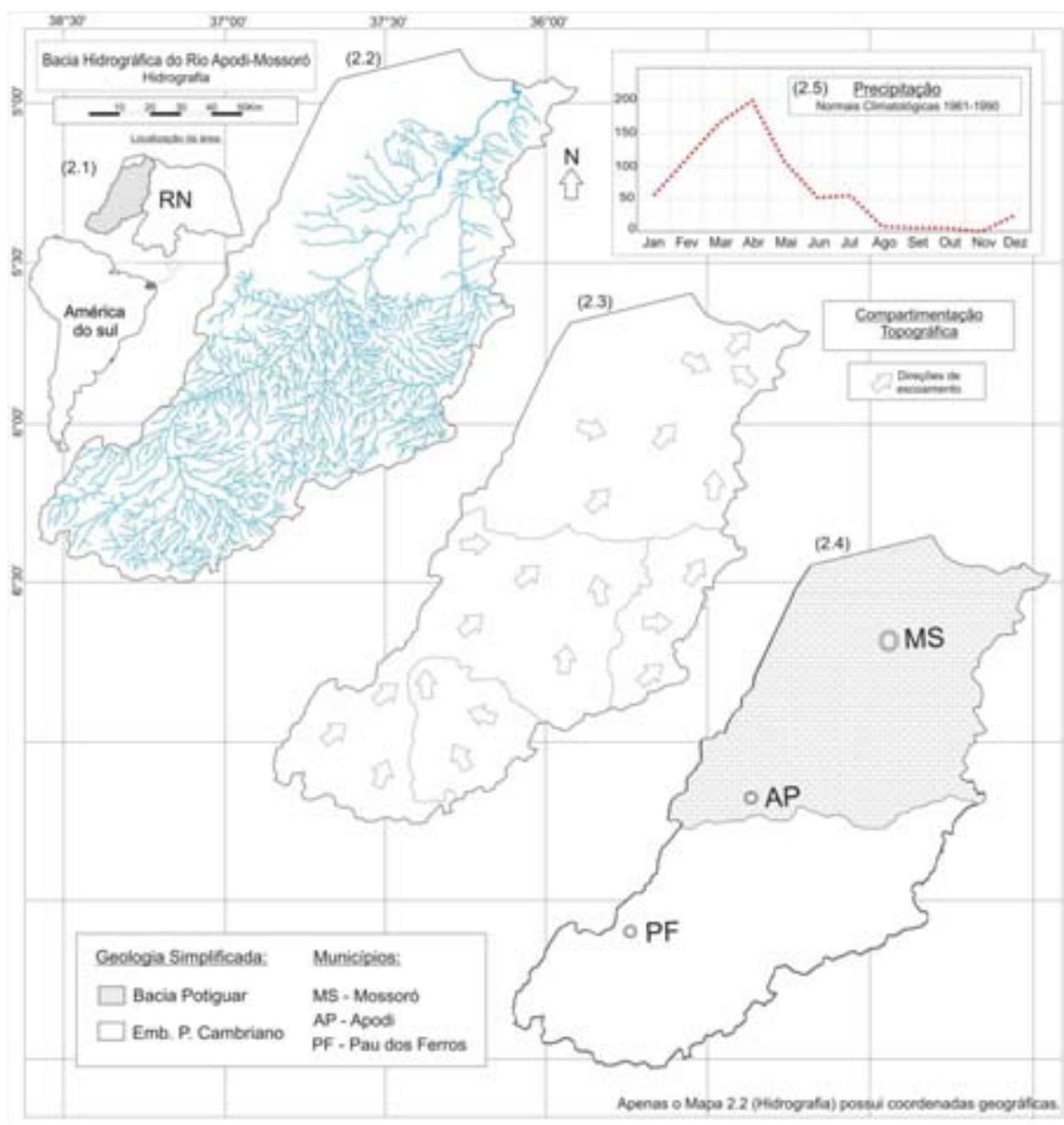


Figura 5.2 – Mapa de drenagem da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró. Adaptado de Maia e Bezerra, (2008). Normais Climatológicas baseadas em SEMARH – RN (2000).

Em seu alto curso, observa-se que a elevada densidade de drenagem resulta de sua relação com o embasamento pré-cambriano. Nesse caso, os padrões dendrítico e sub-dendrítico resultam da impermeabilidade das rochas cristalinas e o padrão paralelo resulta da conformação da drenagem às estruturas tectônicas, principalmente relevos orientados segundo as direções das principais zonas de cisalhamento. O *trend* NE-SW controla feições erosionais dos maciços, formando vales incisivos ao longo dessa direção.

No baixo curso do Rio Apodi-Mossoró, a diminuição da densidade dos canais se dá em função da maior permeabilidade do substrato (figura 5.2, itens 2.2 e 2.4) constituído por arenitos da Formação Açu e calcários da Formação Jandaíra (Sequência pós-rifte da bacia sedimentar Potiguar). Nessa área, o vale do Rio Apodi-Mossoró está embutido em uma depressão de aproximadamente 100m de profundidade e diseca o centro da bacia sedimentar Potiguar (figura 5.3).

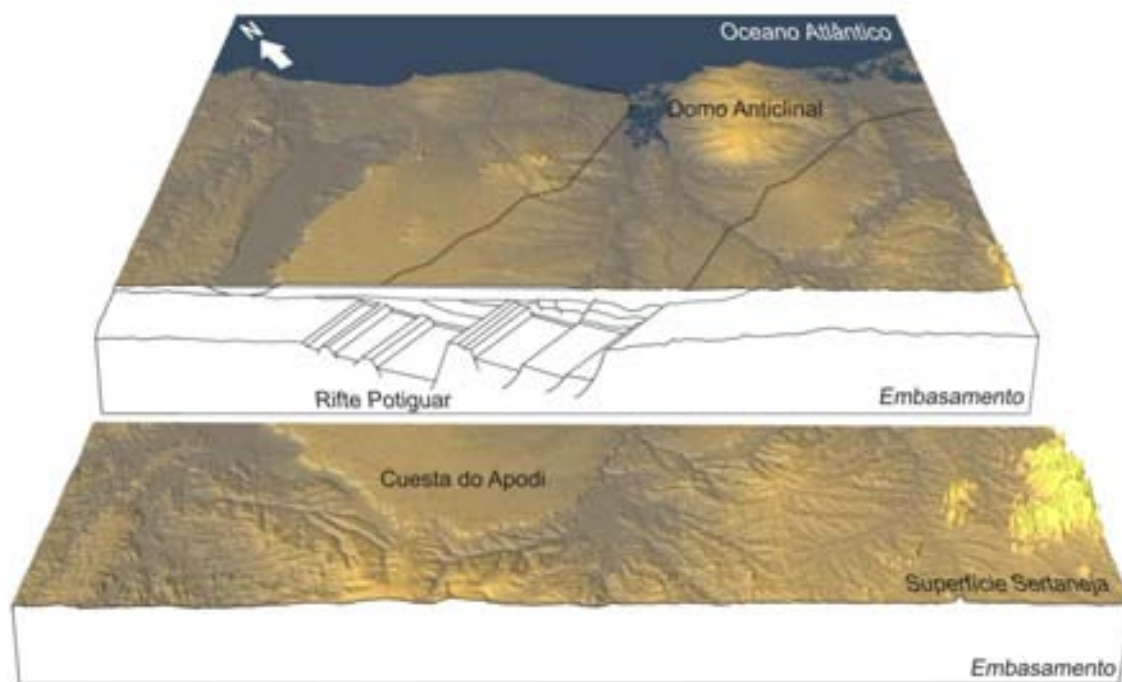


Figura 5.3 – Geomorfologia e rifte da bacia sedimentar Potiguar.

### 5.3 Metodologia

O trabalho de mapeamento e tratamento digital utilizou a folha SB-24-X-D-I (1:100.000) (Bezerra et al., 2011), fotografias aéreas e imagens TM Landsat 5 tratadas com filtros direcionais. Também foram utilizadas imagens SRTM para a extração da drenagem e elaboração dos blocos diagrama. Os blocos-diagrama foram elaborados com o auxílio de *softwares* de modelagem 3D e de desenho. A extração dos lineamentos foi realizada em ambiente digital utilizando-se de fotografias aéreas e objetivou a identificação dos lineamentos da rede de drenagem e do relevo. A identificação de unidades morfoestruturais utilizou-se do 2º táxon da cartografia geomorfológica correspondente aos compartimentos gerados pela ação climática ao longo do tempo geológico (Cassetti, 2005), com intervenção dos processos tectogenéticos. A elaboração de diagramas de rosetas representando as direções da drenagem e dos lineamentos de relevo permitiu a correlação entre a morfologia do canal e sua relação com o contexto

morfotectônico. Os índices de sinuosidade do canal principal do Rio Apodi-Mossoró foram obtidos por meio de sensoriamento remoto através da relação entre o comprimento real e a distância linear entre dois pontos longitudinais. A classificação dos canais sinuosos ou com tendência a padrões retilíneos baseou-se em Schum et al., (2000) e os dados de tensões neotectônicas basearam-se nos trabalhos de Bezerra et al., (2000, 2001 e 2007).

#### **5.4 Contexto Geológico e Geomorfológico**

Do Ponto de vista geológico, a bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró engloba rochas pré-cambrianas em seu alto curso e mesozóicas e cenozóicas relacionadas à bacia sedimentar Potiguar e registros sedimentares quaternários, fluviais e costeiros em seu baixo curso (figura 5.4).

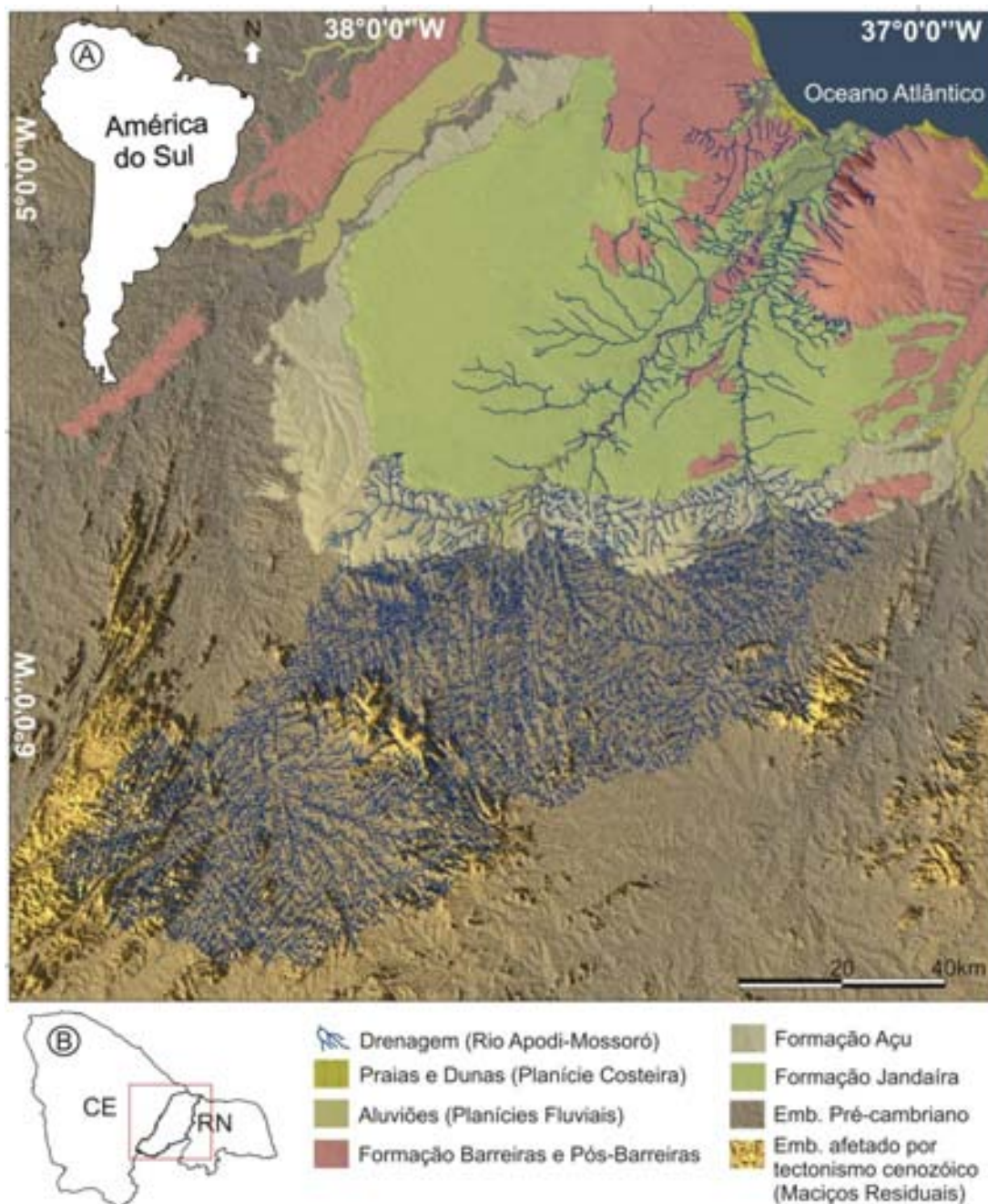


Figura 5.4 – Geologia e Geomorfologia simplificada da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró. (A) representa a localização da área no contexto da América do sul e (B) no RN.

A origem da bacia sedimentar Potiguar está relacionada à evolução da margem equatorial atlântica, iniciada ao final do Jurássico. Diversas teorias foram propostas para sua evolução. A primeira (Françolin Szatmari, 1987) atribuiu sua origem a uma rotação diferencial dextral entre a América do Sul e a África, que gerou na Província Borborema um regime de esforços com distensão N-S e compressão E-W. Tais tensões propiciaram o desenvolvimento de diversas bacias rifte, sob regime transtensional, como é o caso do Rifte Potiguar.

Essa bacia sedimentar foi originada no Cretáceo, como resultado dos processos de fragmentação do Gondwana e abertura do Atlântico. Seu arcabouço estrutural é definido por um rifte de direção NE-SW (Matos, 2000), formado por *grabens* assimétricos. Matos (1992) propôs três importantes estágios tectônicos, em resposta à dinâmica das placas tectônicas durante o início da fragmentação do Gondwana: Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III. A evolução do Rifte Potiguar teria se dado através de duas das principais fases de rifteamento. Durante a fase Sin-Rifte II, entre o Neocomiano e o Eobarremiano, teria ocorrido a formação da bacia sedimentar e seu preenchimento mais expressivo. Essa fase seria originada através de esforços distensivos máximos de direção WNW-ESE. Durante o Neobarremiano e o Eoaptiano, ocorreu uma nova fase de rifteamento denominada de Sin-Rifte III. Essa fase foi originada por esforços distensivos máximos que passaram a atuar segundo a direção aproximadamente E-W, causando ruptura principalmente na porção submersa da bacia.

Do ponto de vista estratigráfico, Pessoa Neto et al. (2007) diferenciaram três supersequências: Rifte, Pós-rifte e Drifte. A Supersequência Rifte corresponde às duas fases de rifteamento I e II que foram depositadas no Cretáceo Inferior. Essa supersequência é representada pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das Formações Pendência e Pescada (Berriasiano/Eoaptiano). A Supersequência Pós-rifte foi depositada durante o Andar Alagoas, sendo caracterizada pela deposição de uma Sequência flúviodeltaica, com os primeiros registros de ingressão marinha (Formação Alagamar). A Supersequência Drifte, correspondente à fase de evolução tectônica termal, que foi depositada entre o Albiano e o recente e é caracterizada por uma sequência flúvio-marinha transgressiva (Formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana), recoberta por uma sequência clástica e carbonática regressiva (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré). Rochas vulcânicas associadas à Formação Macau intruíram as unidades mais antigas entre o Eoceno e o Oligoceno. Recobrindo essas formações, ocorrem depósitos quaternários: Aluvionares Antigos, Mangues, Litorâneos Praiais, Dunas, Aluvionares de Canal, Aluvionares de Planície de Inundação, Flúvio-lacustrinos e Flúvio-marinhos (Moura-Lima et al., 2010).

Diversos autores consideram que a transição Mesozóico-Cenozóico na Bacia Potiguar foi marcada por uma erosão generalizada, marcada pela discordância sobre as formações Jandaíra e Ubarana e posterior deposição da sequência marinha regressiva. Nessa transição, a Bacia Potiguar estaria submetida à forte compressão N-S, responsável por falhamentos reversos e dobras nas formações Açú e Jandaíra e, ainda, reativação de

estruturas pré-existentes (Françolin & Szatmari, 1987). Entretanto, há uma discussão sobre a existência de dois eventos que marcaram a transição do Mesozóico para o Cenozóico e que são representativos para a evolução tectono-sedimentar da Era Cenozóica: o Magmatismo Serra do Cuó e o soerguimento da Bacia Potiguar no Mesocampaniano, ambos ainda no final do Mesozóico. O Magmatismo Serra do Cuó, segundo Pereira (1992), seria o indício de um evento tectônico intraplaca que ocorreu no interior do continente e gerou uma discordância de caráter erosivo (subaérea e submarina) no Neoturoniano/Eocomiano. Matos (2000) afirmou que o limite Cretáceo/Paleógeno, onde ocorreu essa discordância, corresponde à fase de grande erosão campaniana das sequências cretáceas. Ainda nessa linha, sobre a discordância Mesozóico-Cenozóico, Cremonini e Karner (1995) sugeriram que o fluxo de calor proveniente da crosta oceânica, que se formava ao longo da margem equatorial brasileira, teria provocado o soerguimento regional, responsável pela erosão generalizada e reativações de falhamentos importantes, como os do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra.

Diferentemente do Mesozóico, o tectonismo atuante no Cenozóico apresenta menor expressividade regional. Contudo, ocorreram eventos como a reativação de importantes falhas (sistema de falhas de Carnaubais e de Afonso Bezerra), dobramentos com grandes comprimentos de onda e eixos orientados na direção N-S, resultantes de esforços compressivos E-W que afetaram a Bacia Potiguar no Paleógeno-Neógeno (Cremonini, 1993). Nesse período ocorreram ainda reativações tectônicas associadas a intrusões básicas relacionadas à Formação Macau (Misuzaki et al. 2002). Além disso, regiões arqueadas durante o Mesozóico teriam sofrido alívio de pressão no Paleógeno, devido aos ajustes internos da placa Sul-Americana, os quais permitiriam a ascensão de magmas relacionados aos litotipos da Formação Macau (Sial, 1975).

O Paleógeno-Neógeno representa o período onde a movimentação do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra teria sido mais complexa. Para Hackspacker et al., (1985), Oliveira et al., (1993), o tectonismo que gerou o Magmatismo Macau corresponde ao mesmo evento relacionado a uma das fases de reativação mais importante desse sistema de falhas, com cinemática dextral.

Por muitos anos, foi dada pouca importância ao padrão deformacional pós-rifte que aflora na bacia sedimentar Potiguar. Nos mapeamentos prévios (e.g., Mont'Alverne et al., 1998), o embasamento cristalino se apresentava densamente recoberto por lineamentos estruturais, que eram descontínuos no contato com a bacia, sugerindo

que certas estruturas não a afetavam. Estudos mais recentes (e.g., Bezerra & Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001, 2008; Nogueira et al., 2006; Moura-Lima et al., 2010), porém, já demonstram como as rochas da Bacia Potiguar são atingidas por deformação tectônica, provocada por diferentes sistemas de falhas, principalmente pelo Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, com direção NW-SE, e o de Carnaubais, com direção NE-SW.

## **5.5 Resultados**

### **5.5.1 Geomorfologia do Vale do Rio Apodi-Mossoró**

Depressão Sertaneja, Maciços Residuais, Planícies em Depósitos Mesozóicos e Cenozóicos e um Domo Anticlinal compõem os principais domínios geomorfológicos da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró. Em seu alto curso (parte inferior do mapa – figura 5.5) ocorre a Depressão Sertaneja ocupando cerca de 63% do total da bacia hidrográfica. Essa depressão se estende até a base dos limites escarpados dos Depósitos Mesozóicos e situa-se entre os blocos soerguidos, sendo modelada no interior dos quais a rede de drenagem dos principais rios se instala. Sua morfologia atesta os pronunciados efeitos da erosão a que foi submetida, onde as repetidas remoções do manto de intemperismo, sobretudo no Cenozóico, originaram a extensa superfície aplainada, partindo da base dos maciços residuais e individualizando-os.

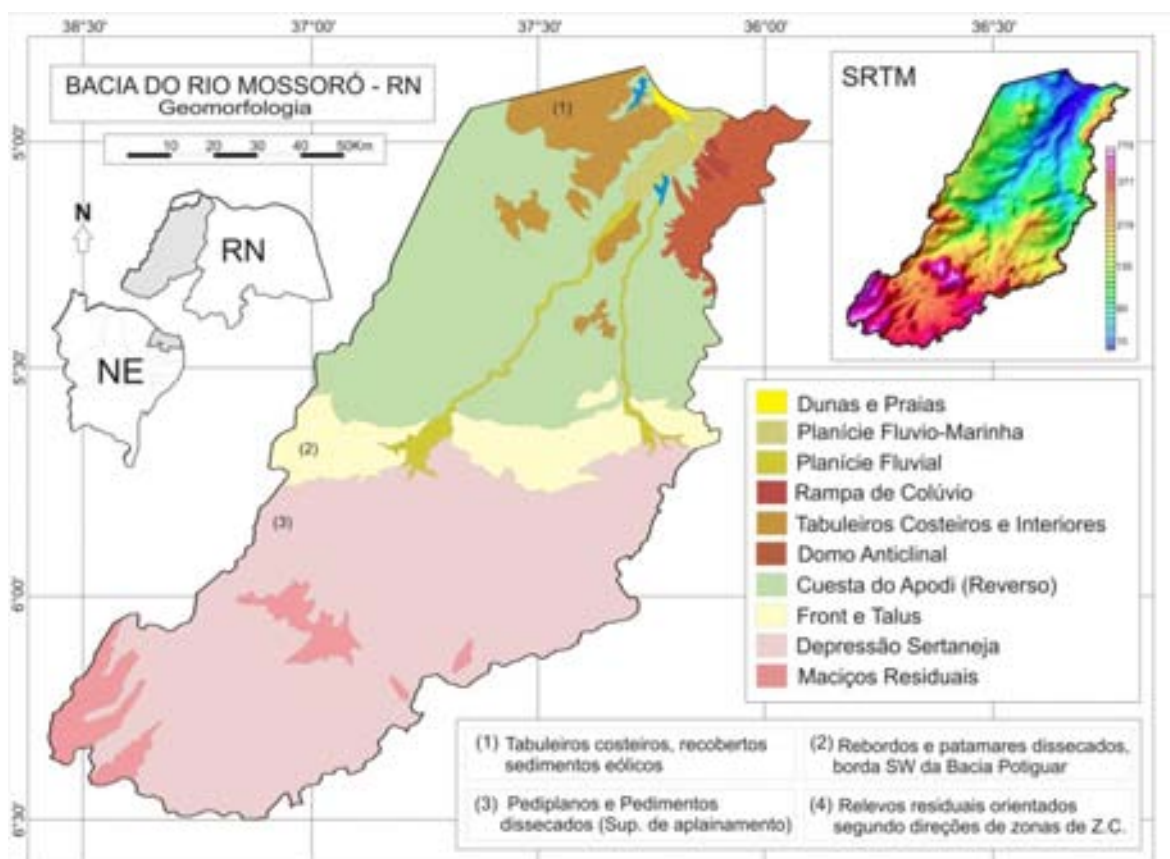


Figura 5.5 – Mapa de Geomorfologia e Modelo Digital de Elevação da Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró.

Sobre a topografia aplainada da Depressão Sertaneja, emergem elevações como as Serras de Portalegre e Martins (figura 5.6). Trata-se de platôs da ordem de 700m de altitude, levemente inclinados em relação ao sul. Esses platôs são constituídos pelo embasamento elevado e são capeados por sedimentos conglomeráticos da Formação Serra dos Martins (Menezes, 1999), de idade Oligocênica superior (Morais Neto et al., 2002).

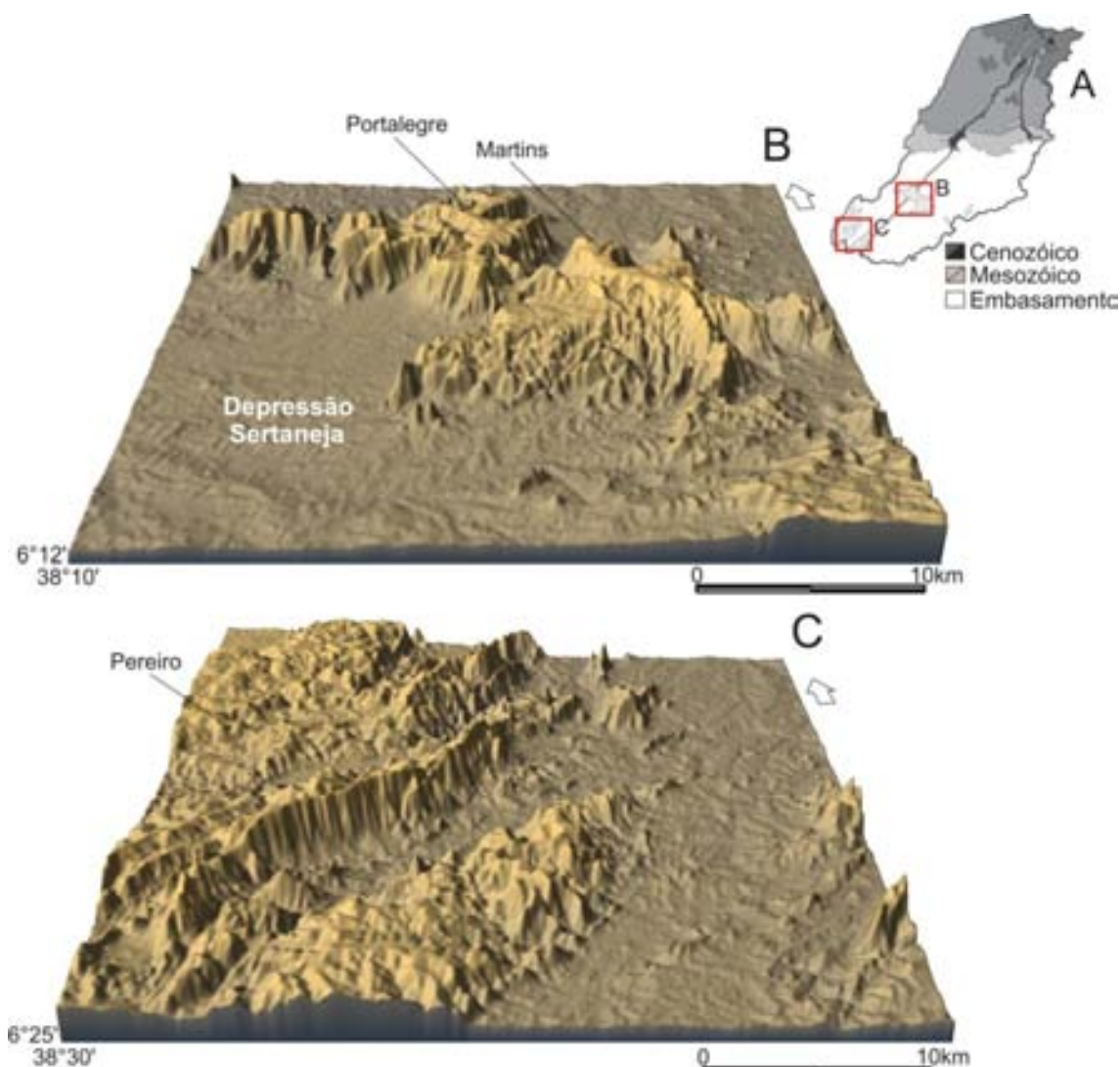


Figura 5.6 – Modelo de elevação digital do alto curso do Rio Apodi-Mossoró.

No baixo curso, a bacia sedimentar Potiguar dispõe-se na forma de uma cuesta com *front* voltado para S-SW. Trata-se do Domínio das Planícies, elaboradas nos Depósitos Mesozóicos (Sequência pós-rifte da bacia sedimentar Potiguar: Formação Jandaíra e Açú) e Cenozóicos (Formação Barreiras e depósitos eólicos e aluvionares).

O escarpamento SW da Formação Jandaíra (Sequência pós-rifte), correspondente ao *front* SW da cuesta da bacia sedimentar Potiguar. Esse escarpamento resulta do soerguimento e posterior erosão das bordas W e S dessa bacia. Nesse setor, a interrupção do fluxo fluvial em função do soerguimento da bacia sedimentar, resultou no alargamento do sistema fluvial, nos limites entre o embasamento cristalino (Alto curso do Rio Apodi-Mossoró) e a bacia sedimentar Potiguar (Baixo curso do Rio Apodi-Mossoró) (figura 5.7).

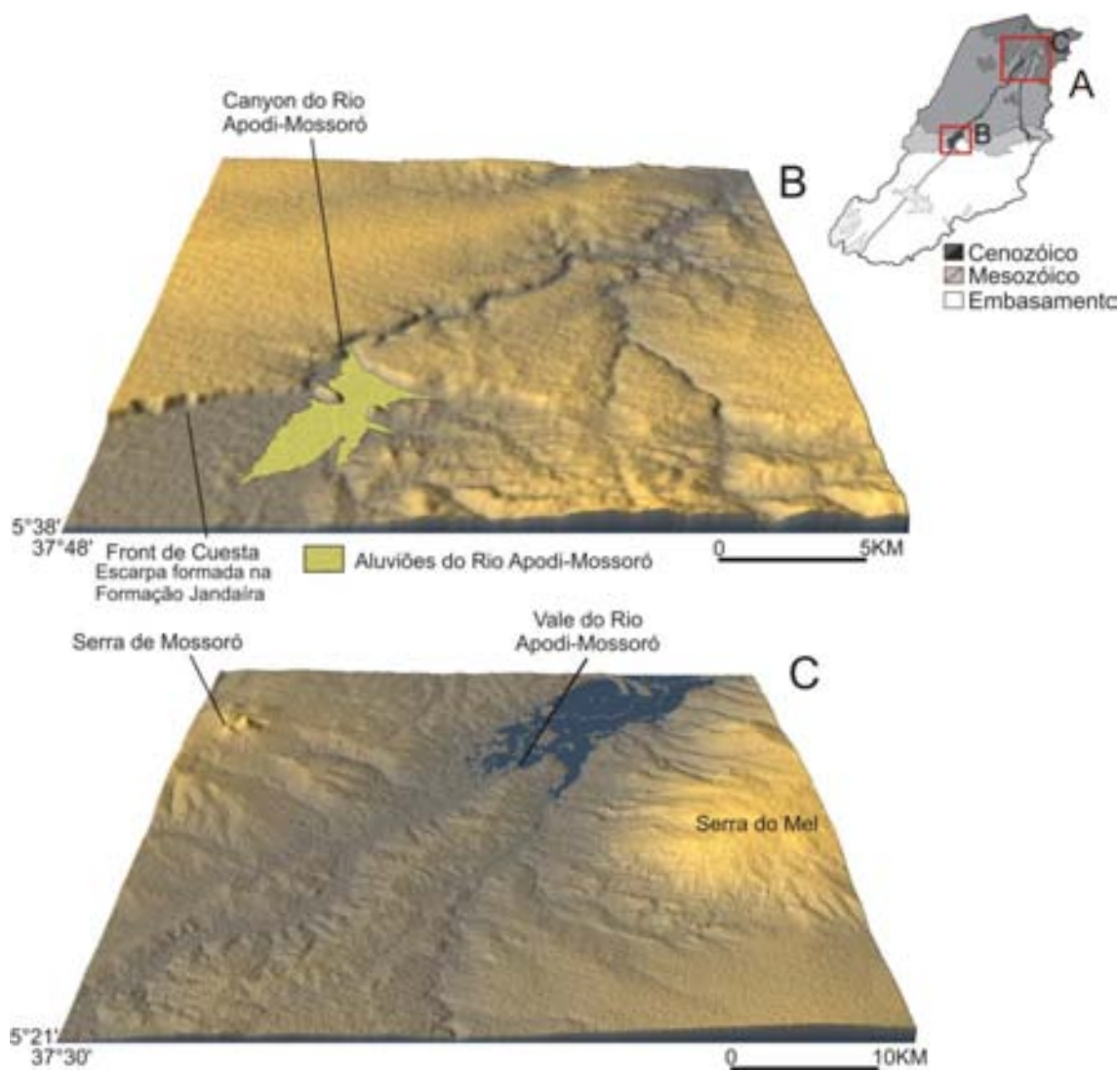


Figura 5.7 – Modelo de elevação digital do baixo curso do Rio Apodi-Mossoró.

Os processos de erosão linear e formação de um vale inciso (Canyon do Rio Apodi-Mossoró) resultam da alteração do nível de base a partir do soerguimento da bacia sedimentar que, por sua vez, modifica o perfil de equilíbrio levando à dissecação.

Na bacia sedimentar potiguar, a formação do vale e a deposição dos depósitos quaternários dispostos preferencialmente na direção NE-SW (figura 5.8) sugerem a participação do fator tectônico como controlador dos processos de erosão linear e deposição sedimentar.

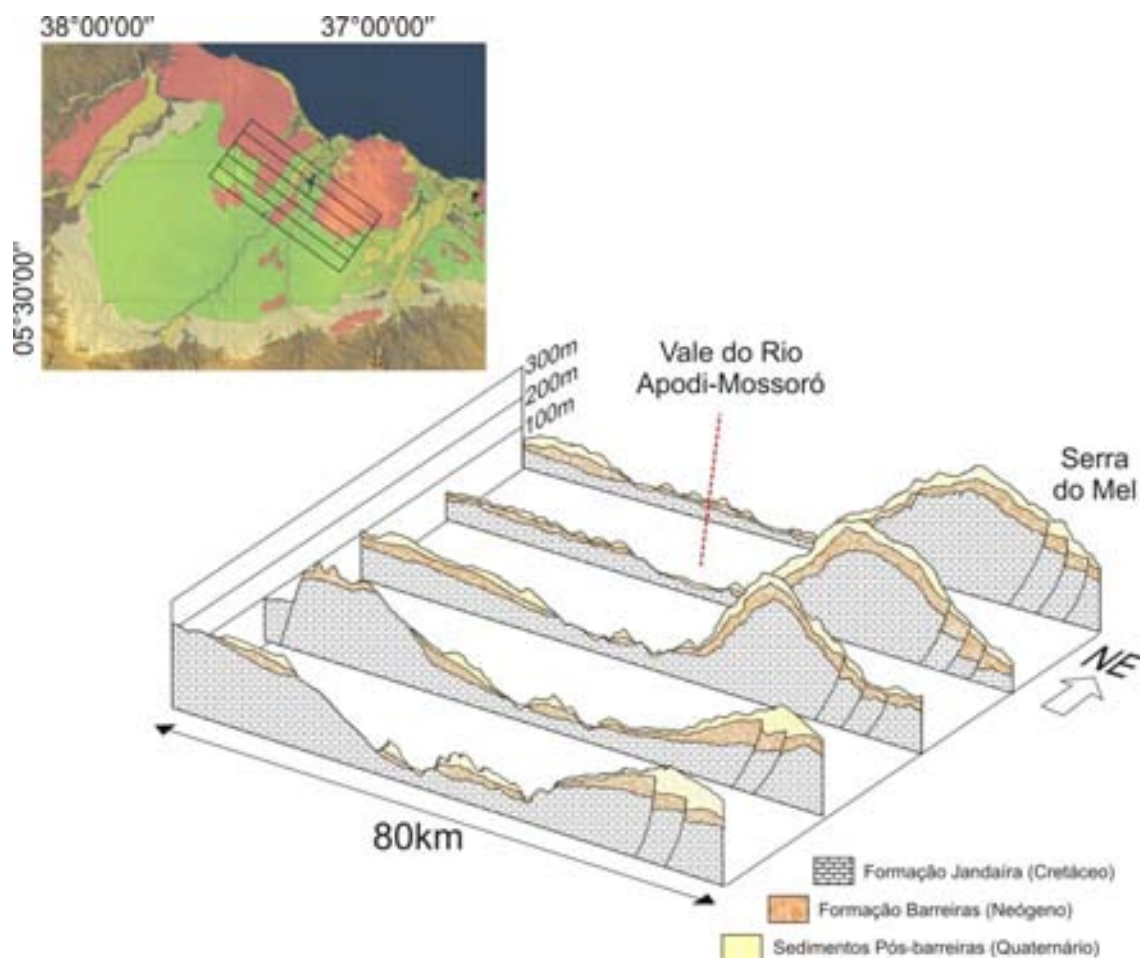


Figura 5.8 – Perfis Geológicos e Geomorfológicos no baixo curso do Rio Apodi-Mossoró.

Os efeitos do tectonismo cenozóico são expressos no vale Rio Apodi-Mossoró de diversas maneiras, sendo possível enfatizar as falhas e as deformações em sedimentos neógenos, bem como controle estrutural de drenagem. Tais efeitos resultam de reativações de falhas herdadas sob regime predominantemente transcorrente.

### 5.5.2 Morfotectônica no Vale do Rio Apodi-Mossoró

Nessa área, a Forma dos Elementos de Drenagem (FED) permite identificar através das assimetrias de drenagem um arranjo circular ou elíptico e/ou radial que sugere a presença de estruturas dobradas. Por sua vez, a forma linear da drenagem possibilita interpretar o condicionamento a lineamentos estruturais (figura 5.9).

A drenagem do tipo radial dispersa os canais para ambos os flancos da Serra do Mel (Domo Anticlinal) no sentido dos fundos dos vales dos Rios Apodi-Mossoró e Açú. Os vales alinhados segundo a direção NE-SW são individualizados por interflúvios dispostos na mesma direção.

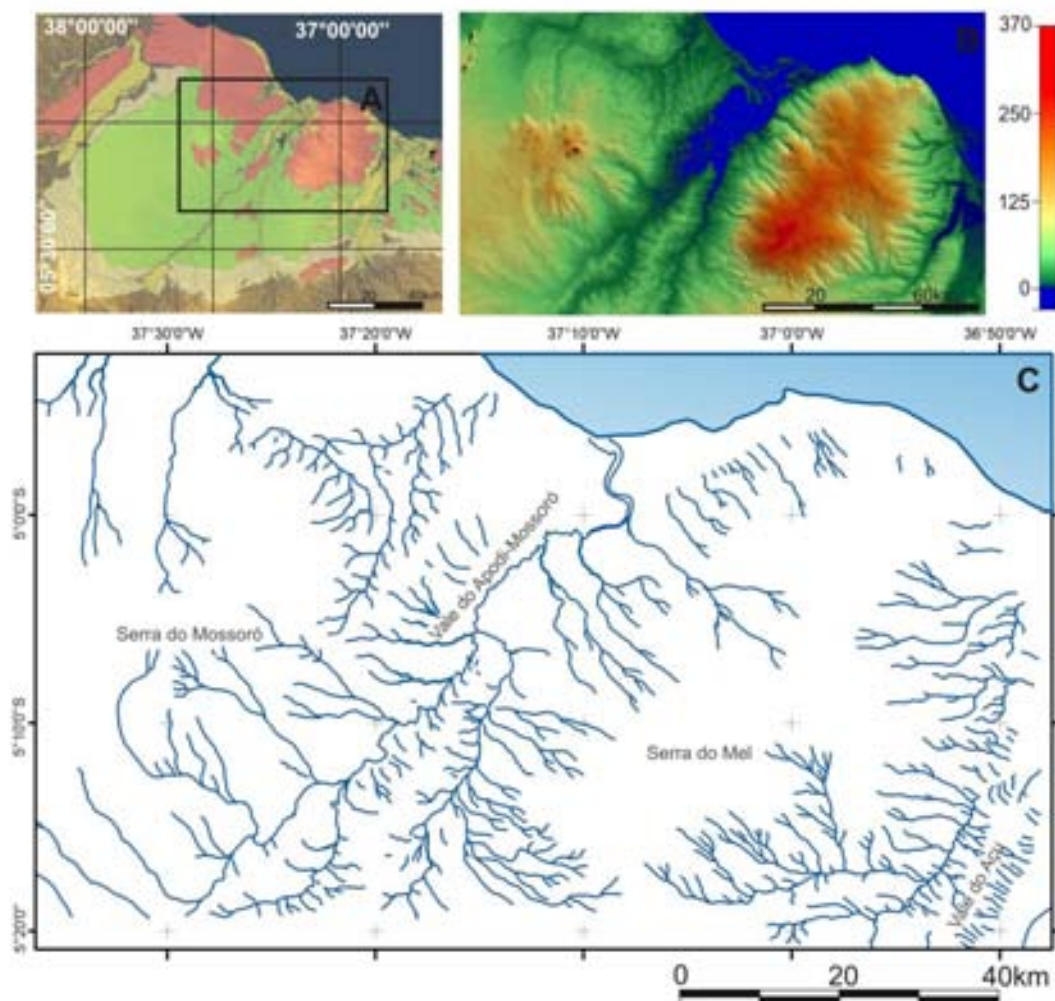


Figura 5.9 - Localização da área (A) características da topografia (B) e da drenagem (C) no baixo curso do Rio Apodi-Mossoró. 1°, 2° e 3° ordem de canais.

Esses interflúvios, expressos na forma das serras de Mossoró e do Mel, apresentam a direção NE-SW e são responsáveis pela formação de uma rede de ravinamentos paralelos de direção NW-SE. Tais ravinamentos são correlacionáveis aos lineamentos relacionados às zonas de falhas de direção NW-SE.

As falhas NW-SE (Sistema de Falhas Afonso Bezerra) e NE-SW (Sistema de Falhas de Carnaubais) afetam, por vezes, unidades neógenas incluindo a Formação Barreiras e condicionam uma drenagem tipo paralela orientada no sentido NE-SW, para canais principais (3° e 4° ordem), e NW-SE para tributários (1° e 2° ordem). Diversos cotovelos de drenagem interrompem o paralelismo NE-SW do canal principal, formando pequenos segmentos NW-SW (figura 10) e constituem importantes evidências de reativação quaternária. Essas falhas documentam um campo de tensões relacionado a uma compressão NE-SW e extensão NW-SE compatível com um regime

transcorrente sinistral para as falhas dos Sistemas Afonso Bezerra e Poço Verde-Caraúbas, que afetam a área de trabalho.

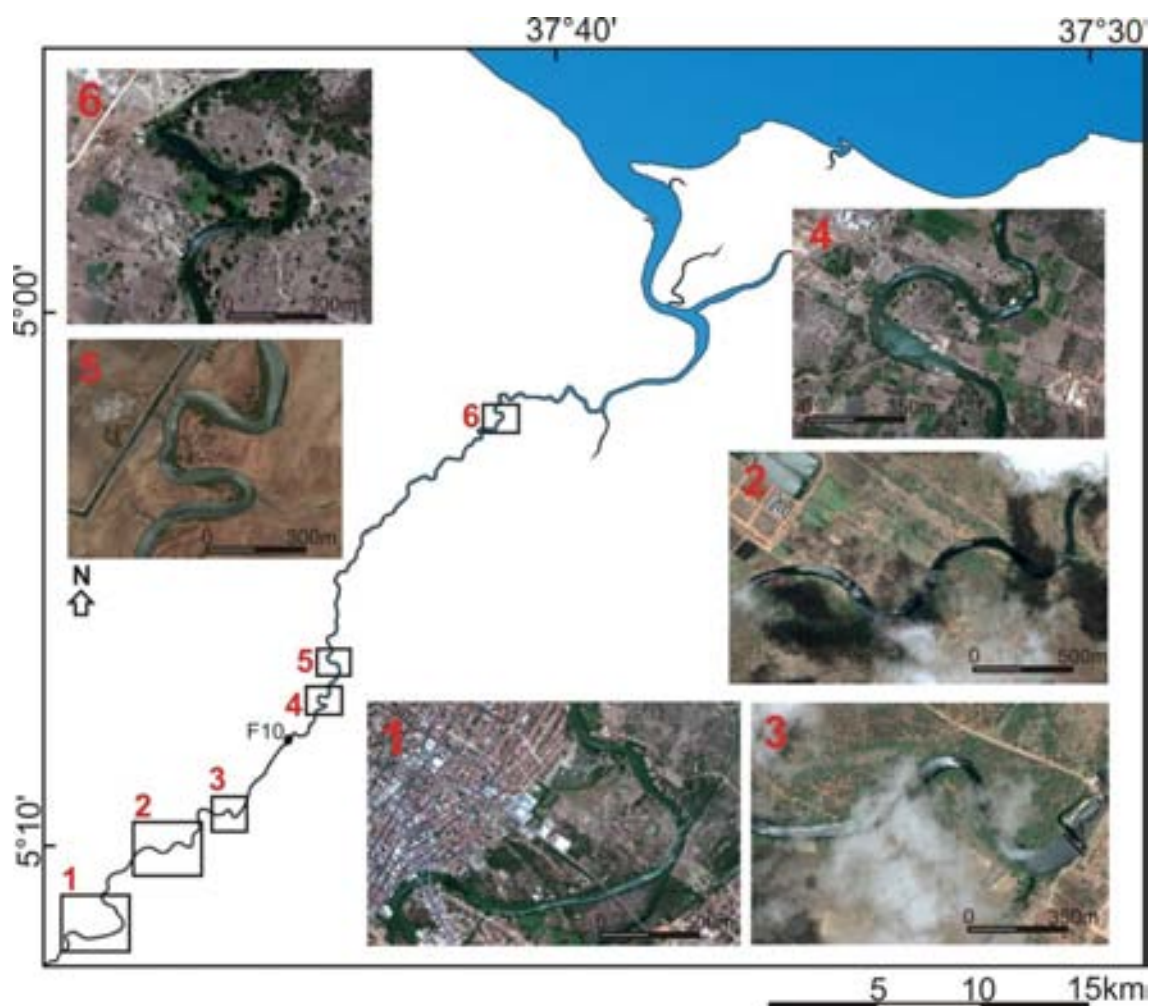


Figura 5.10 – Anomalias de drenagem do Rio Apodi Mossoró

A ocorrência de falhas afetando as coberturas cenozóicas apresenta importante correlação com os padrões de lineamentos e anomalias de drenagem. As anomalias detectadas caracterizam-se por apresentarem mudanças abruptas na direção do curso fluvial principal. As mais frequentes são NE-SW para NW-SE. Esses lineamentos, por vezes, apresentam-se como baixos níveis de terraços (figura 5.11).

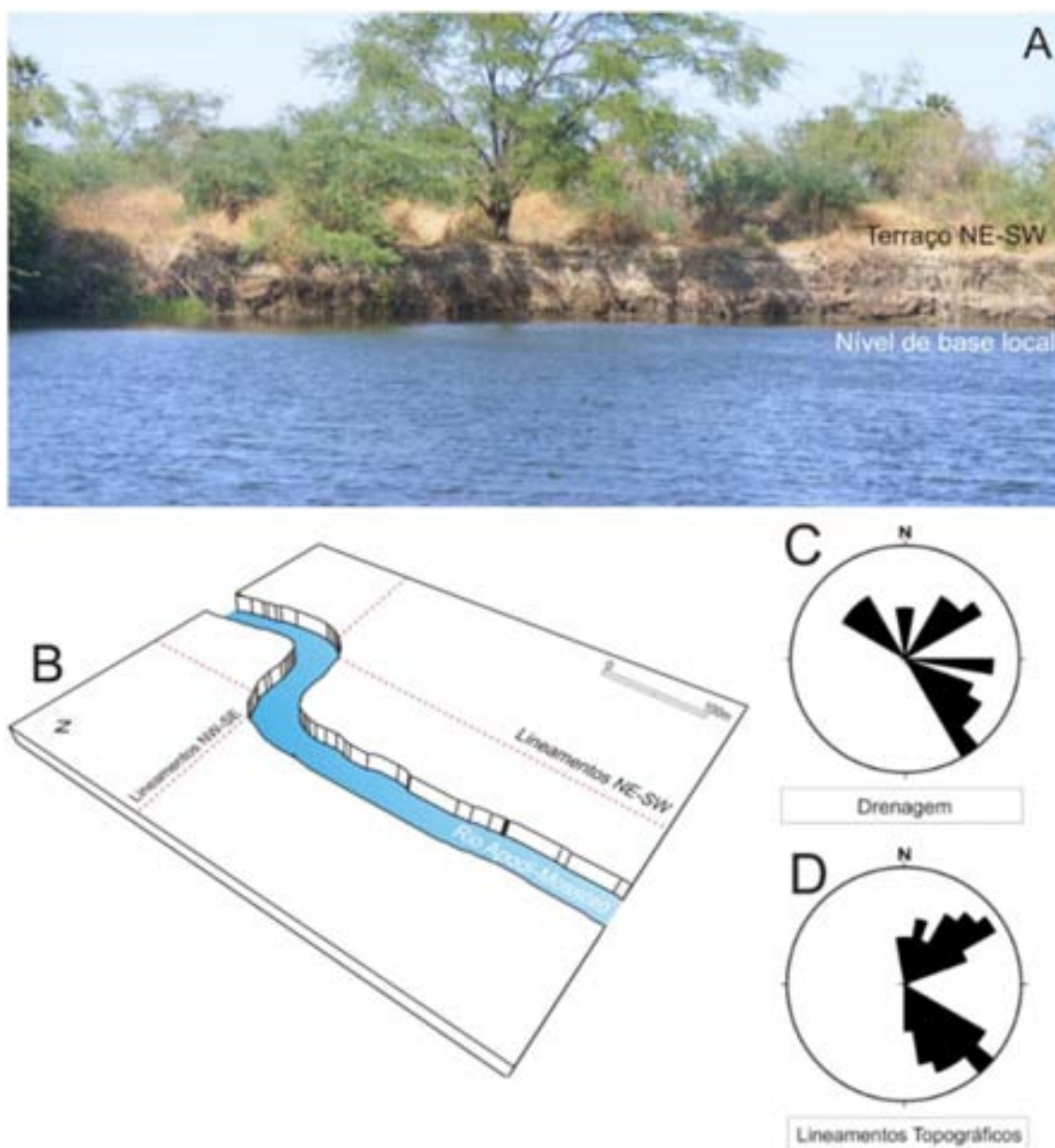


Figura 5.11 - Baixo nível de terraço fluvial e as relações entre drenagem e lineamentos estruturais. (indicação do local da fotografia na figura 5.10, marcada como F10).

Os lineamentos de drenagem NW-SE alteram a direção preferencial do canal principal de direção NE-SW e estão relacionados com lineamentos reconhecidos a partir de pequenos vales incisos alinhados segundo a direção NW-SE. Contudo, nem todos os cotovelos apresentaram relação com lineamentos reconhecidos em fotografias aéreas ou em imagens Landsat TM 7, tratadas com filtros direcionais. Esses lineamentos, impressos na topografia, estão relacionados ao sistema de falhas regionais. Os lineamentos NW-SE são mais expressivos (Sistemas de Falhas Afonso Bezerra e Poço Verde-Caraúbas) e estão marcados no relevo na forma de vales incisos quando ocorrem

sobre a Formação Barreiras e cristas quando ocorrem na Formação Jandaíra (figura 5.12).

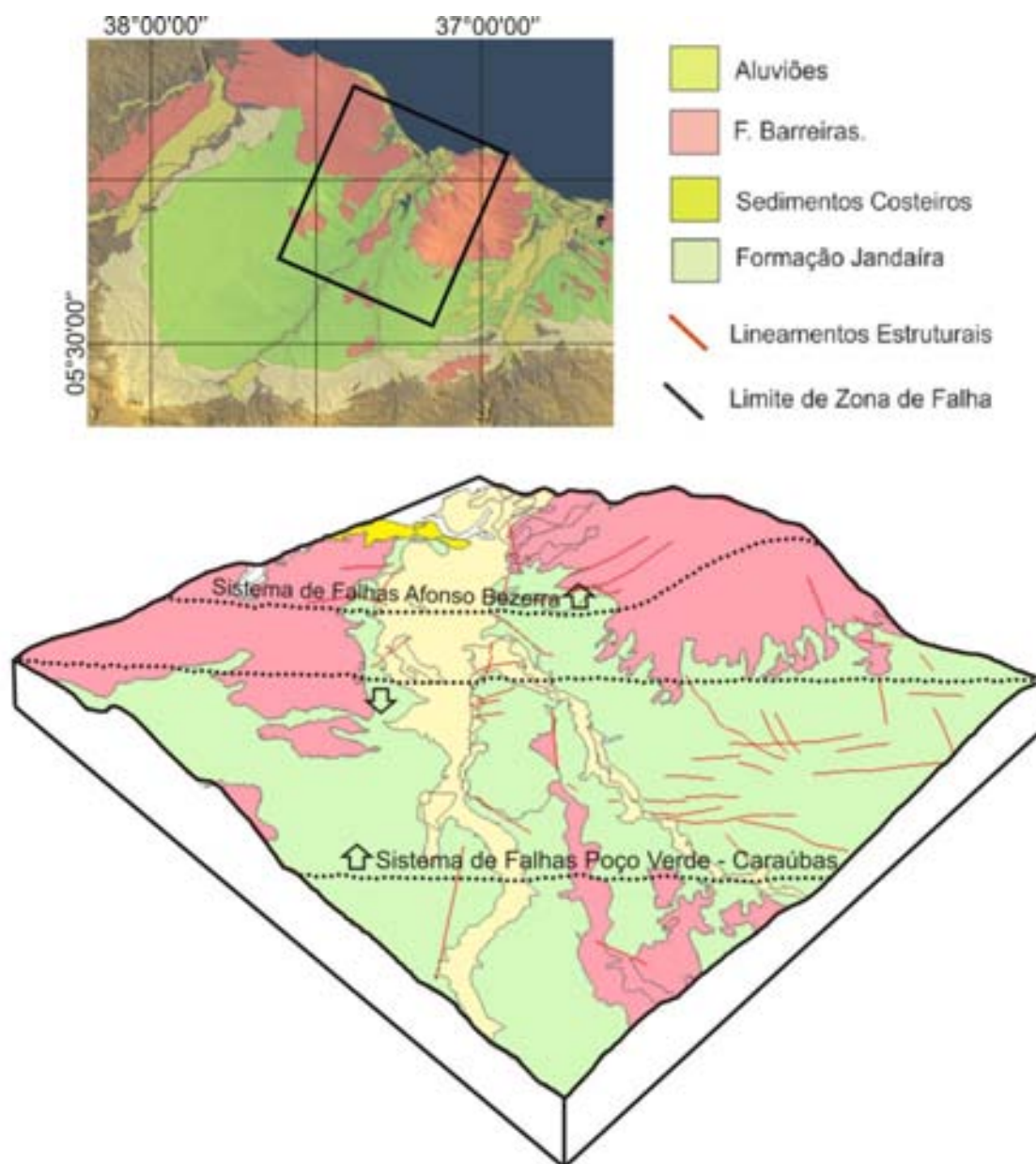


Figura 5.12 – Bloco diagrama geomorfológico com as sistemas de falha e seus lineamentos estruturais associados.

Os padrões paralelos e subparalelos da rede de drenagem são produzidos pelos lineamentos da tectônica compressiva de direção NW-SE e sua evolução está por esses lineamentos influenciada. O curso principal segue a direção dos grandes sistemas de falhas regionais (NE-SW) da fase rifte reativadas no Cenozóico, enquanto os cotovelos de drenagem, por vezes exibindo ângulos retos, apresentam uma direção NW-SE, conforme a direção dos lineamentos e dos principais sistemas de falhas.

Sobre a bacia sedimentar potiguar, o vale do Rio Apodi-Mossoró inicia-se com cerca de 250m e termina com 8 km, aproximadamente, na sua foz (SRTM B e C, figura 5.7) em um eixo longitudinal de 85 km, apresentando pequeno gradiente da ordem de  $0,6^\circ$  e índice de sinuosidade em torno de 1,4. Nesse índice, valores próximos a 1,0 indicam canais retilíneos e próximos a 2,0, com tendência a sinuosidade (Summefield 1991). Nas áreas onde as anomalias de drenagem são mais expressivas, os índices de sinuosidade apresentam valores superiores em comparação com os valores encontrados a montante e jusante (figura 5.13).

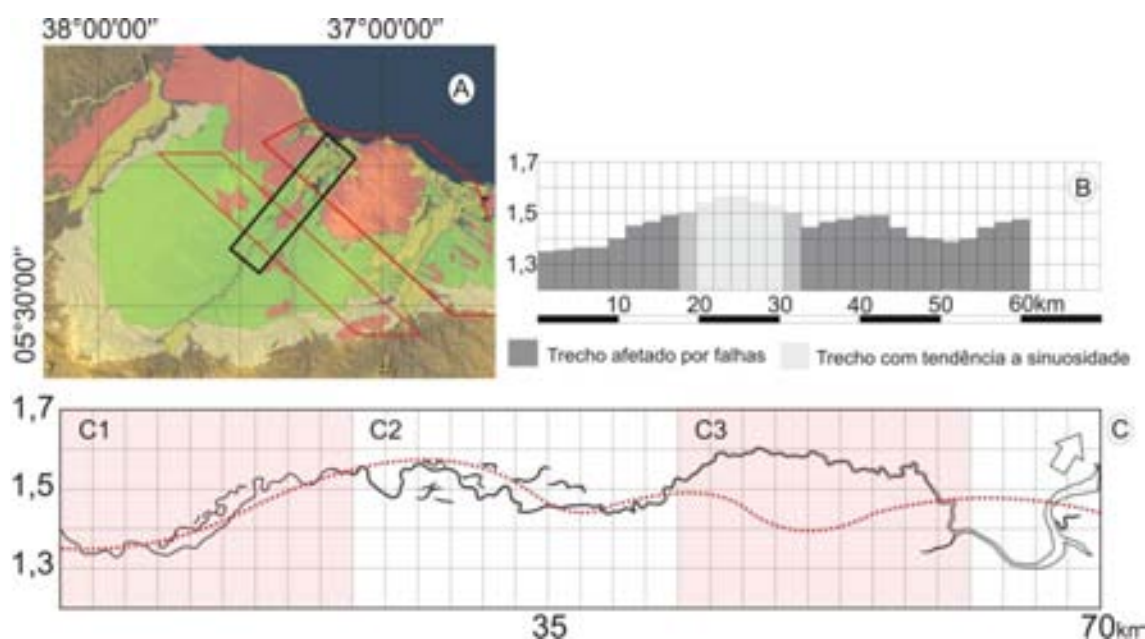


Figura 5.13 - Índice de sinuosidade do vale do Rio Apodi-Mossoró. (A) representa a bacia sedimentar Potiguar. O traço preto representa o setor analisado e os traços vermelhos representam os Sistemas de Falhas Afonso Bezerra, a NE, e Poço Verde Caraúbas, a SW. (B) representa os índices de sinuosidade do canal principal e (C) mostra a geometria do canal compartimentado em setores C1, C2 e C3. C1 corresponde a zona em que o canal é afetado pelo sistema de falhas Poço Verde Caraúbas. No setor C2 não há evidências de controle estrutural. O setor C3 correspondente à área do rio que é afetada pelo Sistema de Falhas Afonso Bezerra.

Nesses setores, a redução nos valores de sinuosidade sugere a influência da estruturação neotectônica na geometria do canal, que é diretamente afetado pela topografia do substrato. Tal influência resulta do fato dos delgados depósitos aluvionares estarem assentados diretamente sobre a Formação Jandaíra e essa apresentar falhas NW-SE compatíveis com o último campo de tensões.

## 5.6 Discussões:

Na área de pesquisa compreendida por esse trabalho, a compartimentação em Domínios Morfoestruturais da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró possibilitou a compressão dos processos associados ao tectonismo cenozóico na área do embasamento

pré-cambriano e na planície cenozóica. Na área do embasamento pré-cambriano, domínio da Depressão Sertaneja e dos Maciços Residuais, os padrões de lineamentos estão associados às estruturas tectônicas dúcteis e rúpteis de direção NE-SW, derivadas do ciclo brasileiro e da reativação cretácea, respectivamente.

Dessa forma, estruturas tectônicas de direção NE, associadas à erosão diferencial do substrato produziram alinhamento de cristas residuais e, entre essas, vales incisos de direção NE-SW do *trend* Cariri-Potiguar. Essa direção controla feições da morfologia assumindo também importante papel na deposição de sedimentos quaternários e na formação das planícies nos baixos cursos das bacias hidrográficas que formam vales fluviais com direção NE-SW.

No domínio das planícies elaboradas em terrenos mesozóicos e cenozóicos, as características da drenagem são influenciadas pelas estruturas rúpteis resultantes do tectonismo cenozóico.

Nesse aspecto, o contexto geotectônico assume relevância no que concerne ao controle estrutural da drenagem onde leitos fluviais alinham-se conforme a direção das principais falhas. Sua localização pode estar relacionada ao condicionamento do vale no centro da bacia pelos seguintes fatores: controle estrutural de drenagem, soerguimento da borda W e inversão de relevo do lado E. Importante ressaltar que em toda área são encontrados restos de uma cobertura neógena (Formação Barreiras) em fase atual de dissecação, demonstrando que, no mínimo, parte do soerguimento produziu-se até o início do Neógeno. Essa conformação sugere, para alguns setores, a participação de um evidente condicionamento lito-estrutural.

O reconhecimento de parâmetros geomorfológicos como os resultados obtidos por meio do sensoriamento remoto revelou uma série de feições morfotectônicas, a partir de identificação de canais retilíneos conectados com ângulos retos onde as direções NE-SW e, subordinadamente, NW-SE são concordantes com as direções tectônicas regionais.

A formação do vale resulta da dissecação dos depósitos mesozóicos da bacia sedimentar Potiguar em sua porção central a partir do Paleógeno. Nesse período, essa bacia sedimentar foi submetida a esforços compressivos que resultaram no seu soerguimento (Cremonini e Karner, 1995) e, conseqüentemente, na alteração de seu nível de base, induzindo a erosão e dissecação. Durante o Cenozóico, ocorreram eventos

como a reativação de importantes sistemas de falhas (Carnaubais e Afonso Bezerra), dobramentos com grande comprimento de onda e eixos orientados preferencialmente na direção NE - SW, resultantes de esforços compressivos NW -SE, que afetaram a bacia sedimentar potiguar no Paleógeno (Cremonini e Kender, 1995).

Dois campos de tensões que atuaram no Paleógeno e outro do Neógeno ao Quaternário foram identificados por Bezerra e Vita Finzi, (2000) e Bezerra et al. (2011), a partir da análise de dados de campo, mecanismo focal e *breakout*. O primeiro campo foi caracterizado por esforços compressivos de direção aproximada N-S e distensão E-W; o segundo campo é caracterizado por direção que varia de NW-SE e com distensão NE-SW na parte central da bacia sedimentar Potiguar a compressão E-W e distensão N-S na porção leste da bacia. Esse último campo afeta todas as unidades litoestratigráficas e é o único campo de tensões cujos efeitos são observados na Formação Barreiras e em sedimentos Quaternários. Segundo esses autores acima, a cinemática das falhas é caracterizada por falhas transcorrentes dextrais NE-SW, sinistrais NW-SE, falhas normais e juntas de direção E-W.

Essas falhas assumem importante papel na definição dos padrões de drenagem que constituem um dos principais parâmetros na identificação de movimentos neotectônicos. Esses movimentos são induzidos principalmente por falhas reativadas durante o Cenozóico, a partir do regime compressivo no qual se situa a margem do Nordeste equatorial brasileiro (Bezerra e Vita Finzi, 2000). As características da drenagem e sua relação com o quadro geotectônico serão descritas a seguir.

Os lineamentos de direção NE-SW, com as falhas já mapeadas, mostram que esses são correlacionáveis às grandes falhas do Sistema Carnaubais. Já os lineamentos de direção NW-SE, relacionam-se geneticamente aos sistemas de falhas Poço Verde Caraúbas e Afonso Bezerra. Essas falhas apresentam forte indício no controle da orientação do Rio Apodi-Mossoró e na deposição de depósitos quaternários (depósitos aluvionares antigos e depósitos de canal). Também influenciam o relevo através do controle da drenagem e da dissecação, criando vales e relevos resultantes da compressão tectônica. Essas estruturas geomorfológicas em geral, com a direção NE-SW, definem o modelado do vale do Rio Apodi-Mossoró, sobretudo em seu baixo curso.

Para o Néogeno-Quaternário, o campo de tensões é predominantemente compressivo e está relacionado à migração da placa sul-americana para Leste. Essas

tensões foram geradas pela expansão do assoalho oceânico na cadeia Meso-Atlântica, bem como na Cadeia Andina e configuram um regime compressivo de direção E-W para todo o Nordeste (Bezerra e Vita Finzi, 2000).

Em ambiente intraplaca, essas tensões resultam na formação ou reativação de falhas que, por sua vez, influenciaram a geometria dos canais fluviais. A forma dos canais fluviais é resultado da complexa interação entre tipo de carga transportada, regime de fluxo, topografia, substrato e a atividade tectônica (Schum et al., 2000).

### 5.7 Conclusões:

No âmbito da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró, a neotectônica influencia a drenagem em toda sua extensão. No alto curso, os relevos resultantes da epirogenia cenozóica da Borborema, como a Serra de Pereiro (figura 5.6) constituem as cabeceiras de drenagem do Rio Apodi-Mossoró. A drenagem principal segue na direção preferencial NE, adequando-se às estruturas dúcteis e frágeis do *trend* Cariri-Potiguar, também de direção NE. Ainda em seu alto curso, logo que atinge a depressão sertaneja, a drenagem mantém a direção NE e logo apresenta uma inflexão para N, adequando-se novamente às estruturas geomorfológicas cenozóicas representadas pelas Serras Portalegre e Martins (figura 5.6). Dessa forma, as Serras de Pereiro, Portalegre e Martins, que são a expressão geomorfológica do tectonismo intraplaca no âmbito da bacia hidrográfica, representam os principais elementos controladores da macrodrenagem no alto curso do Rio Apodi-Mossoró.

As vertentes de NE da Serra de Pereiro constituem as cabeceiras de drenagem da bacia hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró, com vales incisos de direção NE, que orientam a drenagem e a dissecação. Dessa forma, constitui um conjunto de vales encaixados segundo as direções do *trend* Cariri-Potiguar (NE-SW).

Nessa área, os relevos representam, em suas formas, eventos deformacionais dúcteis e rúpteis derivados do ciclo brasileiro e da reativação cretácea. As estruturas tectônicas de direção NE, associadas à erosão diferencial do substrato, produzem alinhamento de cristas residuais e, entre essas, vales incisos de direção NE-SW. Essa direção controla feições da morfologia, assumindo também importante papel na deposição de sedimentos quaternários e na formação das planícies nos baixos cursos das bacias hidrográficas, que formam vales fluviais com direção NE-SW. De maneira análoga, em outras partes da

Margem Atlântica Brasileira, trabalhos relacionando neotectônica, drenagem e sedimentação quaternária, foram desenvolvidos por Mello et al. (1999) a partir de análises estruturais detalhadas de juntas e falhas afetando os sedimentos quaternários no Médio Vale do Rio Doce (MG), por Fortes et al. (2005) através do estudo do controle estrutural na bacia hidrográfica do Rio Ivinhema (MS), na Ilha de Marajó, região norte do país, Mantelli e Rossetti (2009) através de parâmetros geomorfológicos, identificaram feições relacionadas às reativações tectônicas expressas na forma de lineamentos de drenagem, e por Mendes et al. (2007) a partir da evolução geomorfológica e sua relação com o contexto neotectônico regional na bacia hidrográfica do Rio Bonito – RJ.

Dessa forma, diversos estudos vêm demonstrando o significado prático das tensões neotectônicas na geometria e evolução dos sistemas fluviais. Os dados apresentados por esse trabalho evidenciam a ocorrência de estruturas frágeis de direção NE-SW e, principalmente, SE-NE que controlam o curso do Rio Apodi-Mossoró. Esses dados indicam uma conformação compatível com os modelos neotectônicos regionais anteriormente propostos, que contemplam deslocamentos transcorrentes resultantes do atual campo de tensões ( $\alpha 1$  E-W), no qual se insere a área de estudo.

#### Referências Bibliográficas:

BEZERRA, F. H. R.; SRIVASTAVA, N.; SOUZA, M. O. L.; MOURA-LIMA, E.N.; MAIA, R. P.; DUARTE, R. S. (2010). **Mapeamento Geológico Regional: Folha SB-24-X-D-I** (1:100.000) CPRM, Natal, RN.

BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. (2008). **Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil**. *Geomorphology*. v. 01: 555-582.

BEZERRA, F. H. R.; TAKEYA, M.K.; SOUSA, M. O.; NASCIMENTO, A. F. (2007). **Coseismic reactivation of the Samambaia fault**. *Tectonophysics*. v 430: 27-39.

BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITAFINZI, C.; LIMA FILHO, F. P.; SAADI, A. (2005). **Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil**. In: Obermeier, S.F. (ed.), *Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards*. *Engineering Geology*. v 76: 191-208.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. (2001). **Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*. v14: 61-75.

BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. (2000). **How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil**. *Geology*. v. 28: 591-594.

CASSETI, V. (2005). **Geomorfologia**, Cartografia Geomorfológica. Disponível em: <www.funape.org.br/geomorfologia>. Acesso em 16-11-2010.

CREMONINI, O. A., KARNER, G. D. (1995). **Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, 1995, Recife. Boletim... Recife: SBG/NE, vol. 14, p. 181-184.

CREMONINI, O. A. (1993). **Caracterização estrutural e evolução da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, UFOP, Ouro Preto.

FONSECA, V. P. (1996). **Estudos morfo-neotectônicos no baixo curso do Rio Açu (Açu - Macau, RN)**. Dissertação de Mestrado, UFMG.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. (2005). **Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil**. *Geomorphology* (Amsterdam), Amsterdam, v. 70, p. 325-338.

FRANÇOLIN, J. B. L.; SZARTMARI, P. (1987). **Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira**. *Revista de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 2.

GOMES NETO, A.O. (2008). **Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe**. Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil.

HACKSPACHER, P. C.; CORSINO, A. R.; SRIVASTAVA, N. K.; TIRIBA, V. G. (1985). **A falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE, na Bacia Potiguar emersa – RN**. *Natal, UFRN/CCE/DG 10*: 33-44.

MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. F. (2009). **Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha de Marajó**. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(1).

MATOS, R. M. D. (1992). **The Northeast Brazilian Rift System**. *Tectonics*. 11 (4): 766-791.

MATOS, R. D. M. (2000). **Tectonic evolution of the equatorial south atlantic**. In: *Atlantic Rift in Continental Margins*. American Geophysical Union, p. 331-351.

MAIA, L. P. (1993). **Controle Tectônico e evolução Geológica/Sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe, Ceará**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFPE, Recife.

MAIA, R. P. (2005). **Planície Fluvial do Rio Jaguaribe: Evolução Geomorfológica, Ocupação e Análise Ambiental**. Dissertação de Mestrado Geografia Física, UFC, Fortaleza – CE.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R. (2011). **Neotectônica, geomorfologia e ambientes fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino**. *Revista Brasileira de Geomorfologia Caderno Especial*. 12-3.

MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHLER, H. C. (1999). **Quaternary sedimentation, neotectonics and the evolution of the doce river middle valley lake system (southern brazil)**. *Revista do Instituto Geológico*, v. 20, n. 1/2, p. 29-36.

MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. (2007). **Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 8, p. 63-77.

MENEZES, M.R.F. (1999). **Estudos sedimentológicos e contexto estrutural da Formação Serra dos Martins**. Dissertação de Mestrado PPGG-UFRN.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E.J.; CÉSARO, P. (2002). **Mesozoic and Cenozoic activity and its tectonic control in northeastern Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 183–198.

MONT'ALVERNE A. A. F. et al.. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte**, escala 1:500.000. 1998. DNPM/UFRN/PETROBRAS.

MOURA-LIMA, E. N.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; AQUINO, M. R.; VIEIRA, M. M.; LIMA-FILHO, F. P.; FONSECA, V. P.; AMARAL, R. F. (2010). **Sedimentação e deformação Tectônica cenozóicas na porção central da Bacia Potiguar**. Geologia USP. Série Científica, v. 10.

MOURA-LIMA, E. N.; BEZERRA, F. H.; LIMA FILHO, F. P.; CASTRO, D. L.; SOUZA, M. O. L.; FONSECA, V. P.; AQUINO, M. R. (2010). **3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil**. Sedimentary Geology. v. 235, p. 160-171.

MOURA LIMA, E. N. (2007). **Liquefação em sedimentos aluvionares no Rio Açu – RN**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica UFRN, Natal, RN.

MORAIS NETO, J. M.; MENEZES, M. R. F.; STZAMARI, P.; York, D. (2002) **Datação por Ar/Ar dp Plug Basáltico “Serrote Preto” e seu significado para a cronologia da Formação Serra dos Martins**. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB, 499-500.

NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. (2006). **Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar**. Geologia USP: Série Científica, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 51-59.

OLIVEIRA, D. C. (1993). **O papel do Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim na evolução tectônica do nor-602 deste oriental (Brasil): implicações na formação do Rifte Potiguar**. 1993. 172f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional), Universidade Federal de Ouro Preto, UFOP, Ouro Preto.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2003). **Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian <<Nordeste>>: Constraints on models of morfotectonic evolution**. Geomorphology. v. 3: 89-122.

PEREIRA, M. J. (1992) **Considerações Sobre a Estratigrafia do Cenomaniano-Santoniano em Algumas Bacias Marginais Brasileiras e sua Implicação na História Tectônica e Sedimentar da Margem Continental**. Rio de Janeiro, Bol. De Geoc. n. 6, PETROBRAS.

PESSOA NETO, O. C.; SOARES, U. M.; SILVA, J. G. F.; ROESNER, E. H.; FLORENCIO, C. P.; SOUZA, C. A. V. (2007). **Bacia Potiguar**. Bol. Geoci. PETROBRAS, Rio de Janeiro. v. 15, n. 2.

SCHUM, S. A; DUMONT, J.F; HOLBROOK, J.M; (2000). **Actives Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University, EUA.

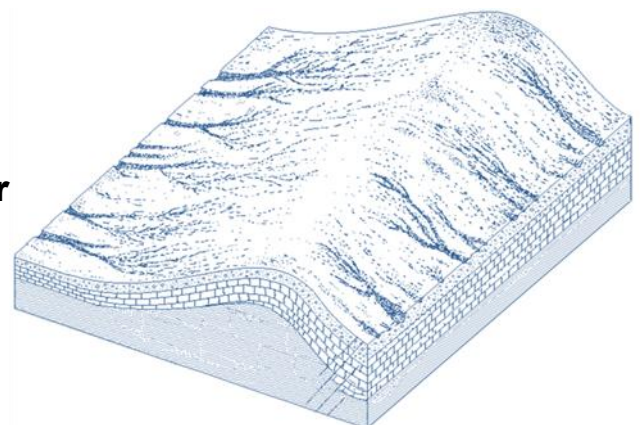
SEMARH – RN (2000) Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos, RN. **Plano de Estadual de Recursos Hídricos: Bacia do Apodi-Mossoró**, Natal, RN.

SIAL, G.C (1991) **Significado Tectônico do posicionamento das rochas basálticas pós-paleozóicas do Nordeste do Brasil**. In: International Kimberlite Conference, 50, Brasília, Field Guide Book, 03-13.

SUMMERFIELD, M. (1991) **Global Geomorphology** Endinburgh, England.

# Capítulo 6

## Geomorfologia da Bacia Potiguar



# 6

## Geomorfologia da porção central da Bacia Potiguar com ênfase nos aspectos morfotectônicos cenozóicos

### 6.1 Introdução

O reconhecimento de relevos estruturais resultantes da compressão em bacias extensionais teve vasto reconhecimento na literatura a partir dos trabalhos de Williams, et al., 1989; Turner e Williams, 2004; Cipollari et al., 1999; Ascione e Romano, 1999; Zanchi et al., 2006; Dore et al., 2008).

A inversão de uma bacia sedimentar ocorre quando falhas extensionais são reativadas em ambiente compressional, em função da mudança do campo de tensões. Isso promove o aumento da erosão na bacia (Turner e Williams, 2004) condicionando dessa forma, a adaptação da drenagem às novas condições do relevo.

No Nordeste brasileiro, as bacias sedimentares, registram importantes episódios de sua evolução morfotectônica. As marcas dessa evolução estão impressas de diferentes maneiras, sendo as falhas, juntas, dobras e demais deformações tectônicas, as de maior importância para a evolução morfoestrutural. Dispostas principalmente na forma de platôs, individualizados pela depressão sertaneja, as bacias sedimentares mesozóicas encontram-se afetadas por tectonismo cenozóico, exibindo um vasto acervo de estruturas e processos deformacionais.

Essas bacias têm grande parte de seus estudos das bacias concentrados na sua fase rifte. Em várias regiões, os movimentos crustais pós-rifte, em especial do Pós-Oligoceno, são pouco ou nada investigados, acarretando a falsa ideia de que representam áreas estáveis (Bezerra et al., 2008).

Na Bacia Potiguar, durante o Cenozóico, ocorreram eventos como a reativação de importantes sistemas de falhas (Carnaubais e Afonso Bezerra), dobramentos com grande comprimento de onda e eixos orientados preferencialmente na direção N - S, resultantes de esforços compressivos E -W (Cremonini e Kraner, 1995).

Os efeitos desses esforços na morfologia e na drenagem foram analisados por Bezerra e Vita-Finzi, (2000); Bezerra et al., (2001, 2008); Nogueira et al., (2010), Lima et al., (2010) que demonstraram que a relação entre a tectônica cenozóica e os depósitos neogênicos e quaternários na Bacia Potiguar, é responsável pelas conformidades entre a disposição das falésias e as falhas cretáceas. Conforme esses autores, essa conformação

indica a relação genética existente entre alinhamentos mais antigos e a morfologia atual das escarpas litorâneas. Vários alinhamentos de vales e áreas deprimidas direcionam-se segundo as orientações de falhas do embasamento pré-cambriano, o que pode representar uma reativação recente dessas linhas de fraqueza (Lima et al., 2010).

A partir desses dados o presente capítulo avança, abordando aspectos da geomorfologia, combinando com os dados de sondagens geelétricas verticais e os efeitos das tensões tectônicas pós-campanianas na porção central da Bacia Potiguar. Para tanto, será analisado o contexto tecto-estrutural dessa bacia, a partir de dados de superfície como a análise dos lineamentos, da drenagem, do relevo e de subsuperfície a partir das características estruturais do substrato, associado ao contexto morfotectônicocenozóico.

## 6.2 Metodologia

A metodologia desse capítulo consiste em um conjunto de etapas que visam analisar os efeitos das deformações neotectônicas, na morfologia de superfície na Bacia Potiguar. Primeiramente, esse capítulo consistiu de uma revisão bibliográfica sobre os efeitos da neotectônica, nos ambientes sedimentares. Também foi analisada a bibliografia sobre a evolução de bacias distensionais em margens passivas, bem como os efeitos do tectonismo cenozóico na organização morfoestrutural das mesmas. A coleta de dados de falhas, juntas e deformações associadas à sismicidade e às feições no relevo foi feita em diversas etapas de campo. A interpretação do relevo foi feita em associação com a análise do último campo de tensões, bem como com a análise da drenagem. A última etapa desse trabalho consistiu na análise de perfis geelétricos obtidos pelo projeto INCT – Estudos Tectônicos.

Para subsidiar a interpretação geomorfológica, foram traçados 08 perfis topográficos elaborados a partir de imagens de sensores ativos (SRTM), processadas no *software* 3d e Global Mapper7. Esses perfis, associados aos blocos diagrama, auxiliaram a interpretação do relevo da bacia

O material cartográfico de base compreendeu a folha SB-24-X-D-I, e as imagens SRTM processadas nos *softwares* Global Mapper 7 e ErMapper 6.4. Esse material auxiliou a elaboração do mapa de drenagem, executado no *software* ArcGis 9.1 e que utilizou como referência de base o Mapa Geológico do Rio Grande do Norte com escala 1:500.000.

Os dados de subsuperfície foram gerados a partir de sondagens geolétricas que permitiram conhecer as características da seção pós-rifte da Bacia Potiguar. O emprego da técnica de sondagem geolétrica tem grande aplicabilidade na identificação de feições tectônicas como *horsts* e *grabens*. Cada camada é admitida como sendo eletricamente homogênea e isotrópica caracterizada por uma resistividade (Lucena, 2005). Dessa forma, o método de eletrorresistividade pode ser utilizado na investigação das características verticais e laterais do substrato (Nunes, 2005). Esse método consiste na introdução de uma corrente elétrica no ambiente através de um par de eletrodos (A-B, eletrodos de corrente) em que é medida a diferença potencial entre outro par de eletrodos (M e N, eletrodos de potencial) (Oliveira, 2009). A resistividade do ambiente é então calculada a partir das distâncias entre os eletrodos, da corrente aplicada e da diferença de potencial de medida. Esse método oferece a possibilidade de indicação da posição (mergulho, profundidade, espessura) das camadas resistivas e condutivas, frequentemente associadas às camadas sedimentares e às estruturas geológicas (Vitorello e Padilha, 1993) como deformações rúpteis e/ou dúcteis que causem anomalias de resistividade.

Os equipamentos utilizados para a medição de resistividade foram uma unidade transmissora e medidora de corrente e de potencial, bobinas, cabos e eletrodos. A unidade transmissora e medidora de corrente utilizada nesse levantamento consiste de um conversor DC-DC 12/1000, Tectrol, com potência máxima de 500 W; a unidade receptora de potencial utilizada foi um multímetro digital, Minipa. Nessa atividade foram executadas 30 SEVs na área de estudo para a identificação das Formações Geológicas, investigando até a profundidade máxima entre 250 e 300m.

### 6.3 Localização e Caracterização Geomorfológica:

A porção emersa da Bacia Potiguar constitui uma cuesta que se estende pelo segmento oeste do Estado do Rio Grande do Norte e o extremo leste do Estado do Ceará, com *front* voltado para S e SW e reverso para NE e com inclinação de  $0,1^\circ$ . No *front*, a cornija íngreme é sustentada por rochas carbonáticas da Formação Jandaíra, com somital de aproximadamente 140m. A solubilidade das rochas carbonáticas associada nessa área não favorece a formação de depósitos de tálus na interface entre o *front* e a depressão periférica que a bordeja. Na base, o *front* forma uma rampa com inclinação muito variável moldada nos arenitos da Formação Açú. Esse setor apresenta dissecação incipiente realizada por canais de 1° e 2° ordem dos tipos anaclinais e

ortoclinais em direção à Depressão Sertaneja que limita a área do embasamento pré-cambriano e a Bacia Sedimentar (figura 6.1).

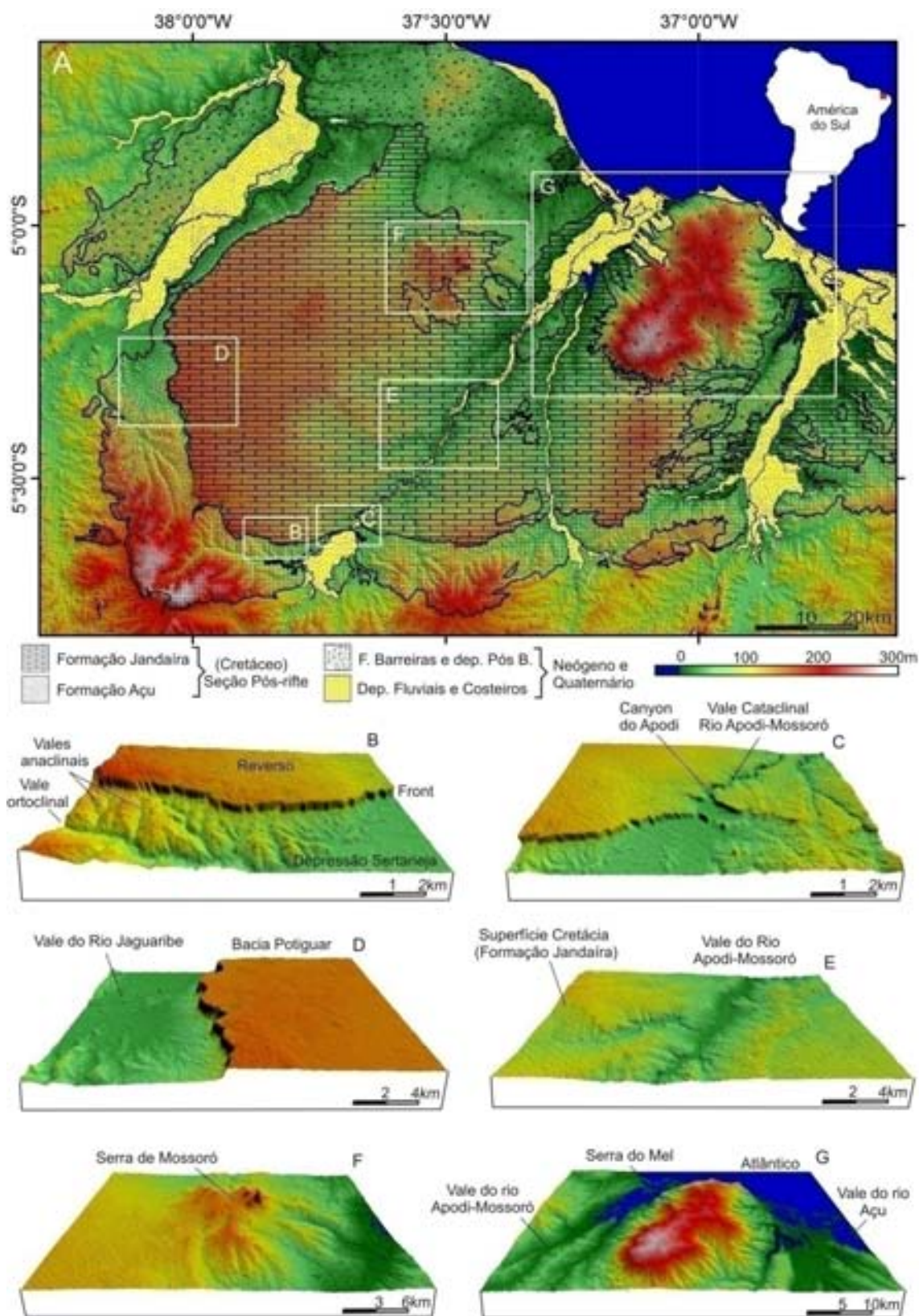


Figura 6.1 (A) Geologia e Geomorfologia da Bacia Potiguar – RN. Geologia da porção centro-oeste (Angelim et al., 2006) sobre MDE. Áreas sem legenda no mapa correspondem ao embasamento pré-cambriano. O bloco diagrama B corresponde à feição cuestiforme assumida pela borda da Bacia Potiguar

em contato com a Depressão Sertaneja. O Bloco C mostra o Canyon formado pela incisão vertical promovida pelo Rio Apodi-Mossoró. O Bloco D mostra a geomorfologia escarpada do limite da Bacia Potiguar no Ceará. O Bloco E representa o vale do Rio Apodi-Mossoró, sobre a Bacia Potiguar. O bloco F corresponde à Serra de Mossoró, relevo sustentado por rochas areníticas silicificadas. O bloco G corresponde à Serra do Mel, que representa uma feição geomorfológica de inversão da Bacia Potiguar.

Essa bacia é dissecada em sua porção central pelo Rio Apodi-Mossoró, que, segundo uma classificação a partir da geomorfologia da bacia, pode ser descrito como um canal cataclinal que rompe o *front* da cuesta formando um canyon (Canyon do Apodi) (Bloco C, figura 6.1).

Ao norte, setor mais próximo da costa, o relevo é caracterizado por amplitudes altimétricas que variam entre 0 e 270 m de altitude. Nessa área, o vale do Rio Apodi-Mossoró forma uma depressão central com limites laterais suaves, não ultrapassando 0,4° de inclinação em direção ao canal principal. No vale, a planície de inundação sazonal apresenta-se com valor altimétrico entre 0 e 4 m partindo da foz até 26 km em direção ao interior do continente, originando, nesse setor, uma ampla planície flúvio-marinha com 8 km de largura. Na planície fluvial há uma diminuição significativa da largura do vale, que possui valores em torno de 1,2 km. A amplitude altimétrica varia entre 0m no limite planície fluvial e a planície flúvio-marinha, e 35 m no setor onde o rio adentra a Bacia Potiguar (figura 6.1).

#### 6.4 Contexto Estrutural

As falhas da porção central da Bacia Potiguar já estão bem conhecidas. Elas incluem principalmente os sistemas de falhas Afonso Bezerra (direção NW) e Carnaubais (direção NE). O sistema Afonso Bezerra compõe um sistema de falhas de transferência, enquanto o sistema de falhas Carnaubais resulta da reativação da zona de cisalhamento Portalegre, que ocorreu na abertura do Atlântico (de Castro et al., 2012). Apresenta-se, a seguir, uma análise dos lineamentos com o objetivo de ver a penetrabilidade de ambos os sistemas de falhas, ou falhas de igual direção nessa porção central da bacia.

Os lineamentos estruturais da área de estudo são marcados por alinhamentos geomorfológicos bem delineados, em imagens de satélite e fotografias aéreas. Essas zonas desenvolvem-se segundo as direções NE-SW e NW-SE. Tais lineamentos se desenvolvem ao longo de drenagens, indicando a influência dessas feições lineares na morfologia da área. Os lineamentos NW-SE pertencem aos sistemas de falhas NW-SE da Bacia Potiguar (Afonso Bezerra e Poço Verde-Caraúbas). Os lineamentos de direção

NE-SW, subparalelos ao sistema de falhas de Carnaubais, controlam o vale encaixado do Rio Apodi-Mossoró e a geometria dos depósitos aluviais antigos.

A Serra do Mel mostra-se orientada segundo a direção NE-SW. Ela é bordejada em seus limites NW e SE por longos alinhamentos de orientação NE-SW, marcados por falhas que seguem o Rio Apodi-Mossoró e estão relacionadas às falhas do Rifte Potiguar. A borda NE dessa serra é marcada por lineamentos NW relacionadas ao Sistema de Falhas de Afonso Bezerra. Os lineamentos NW-SE são mais evidentes na porção oeste da Serra do Mel, e são marcados por canais de drenagens de 1° e 2° ordem. Na Serra de Mossoró, os traçados dos lineamentos apresentam orientação preferencial NW-SE e N-S. De acordo com Santos (2010), o set de lineamentos NW-SE, na região da Serra de Mossoró representa em grande parte, a expressão do Sistema de Falha Poço Verde-Caraúbas em superfície, podendo representar falhas e juntas, além de acompanhar canais de drenagem de 1° e 2° ordem do Rio Apodi-Mossoró (figura 6.2).

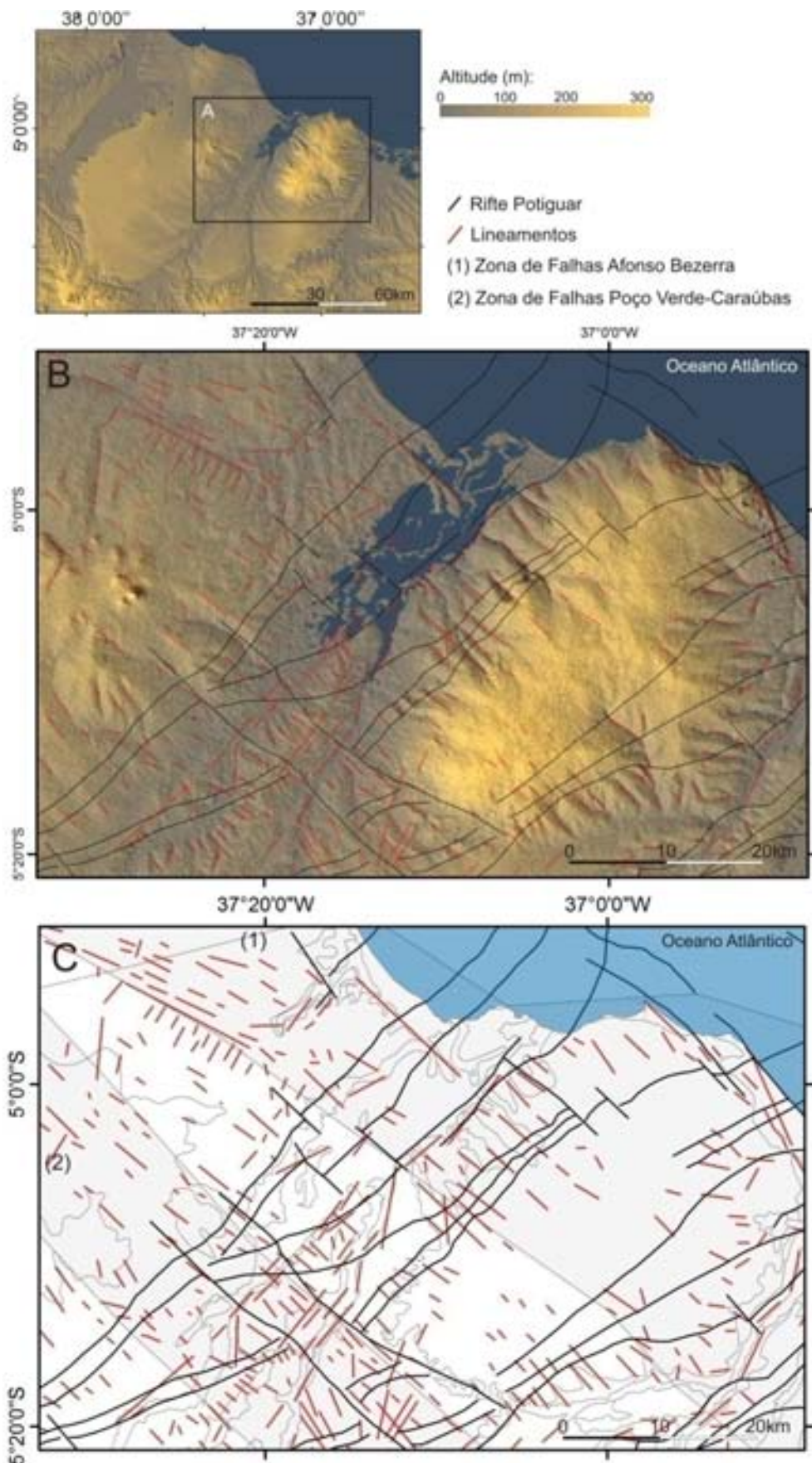


Figura 6.2 Lineamentos da parte central da Bacia Potiguar. (A) SRTM da Bacia Potiguar e localização da área. (1) Lineamentos derivados de imagens SRTM. (C) (1) Zona de falhas Afonso Bezerra e (2) Zona de falhas Poço Verde-Caraúbas.

As falhas afetam principalmente rochas da Formação Jandaíra e, em menor grau, rochas da Formação Barreiras e depósitos aluviais antigos. Essas falhas têm comumente a geometria caracterizada por traços retilíneos, com segmento principal alongado, podendo conter ramificações com ângulos variando em relação ao traço principal. Através do sensoriamento remoto, foi possível identificar que as falhas apresentam direções preferenciais, estando agrupadas nos *trends* preferenciais NE-SW, NW-SE e E-W, sendo que as duas primeiras direções ocorrem com mais frequência.

Considerando a cinemática, as falhas são predominantemente normais e dextrais e, subordinadamente, sinistras. Os dados de falhas de orientação NW-SE e NNW-SSE ocorrem principalmente para as falhas normais, dextrais e sinistras. As falhas com direção NE-SW e ENE-WSW são predominantes para as falhas normais e dextrais (Bezerra et al., 2001)

### 6.5 Características da Drenagem

A drenagem regional é definida por duas elevações de direção NE-SW, cada uma forma um centro dispersor de canais que assumem um padrão radial. Tratam-se da Serra do Mel e da Serra de Mossoró, que, em conjunto, confinam o canal principal do Rio Apodi-Mossoró, que se alinha na direção NE-SW, adaptando-se a essas elevações e às falhas NE-SW da Bacia Potiguar (figura 4.3).

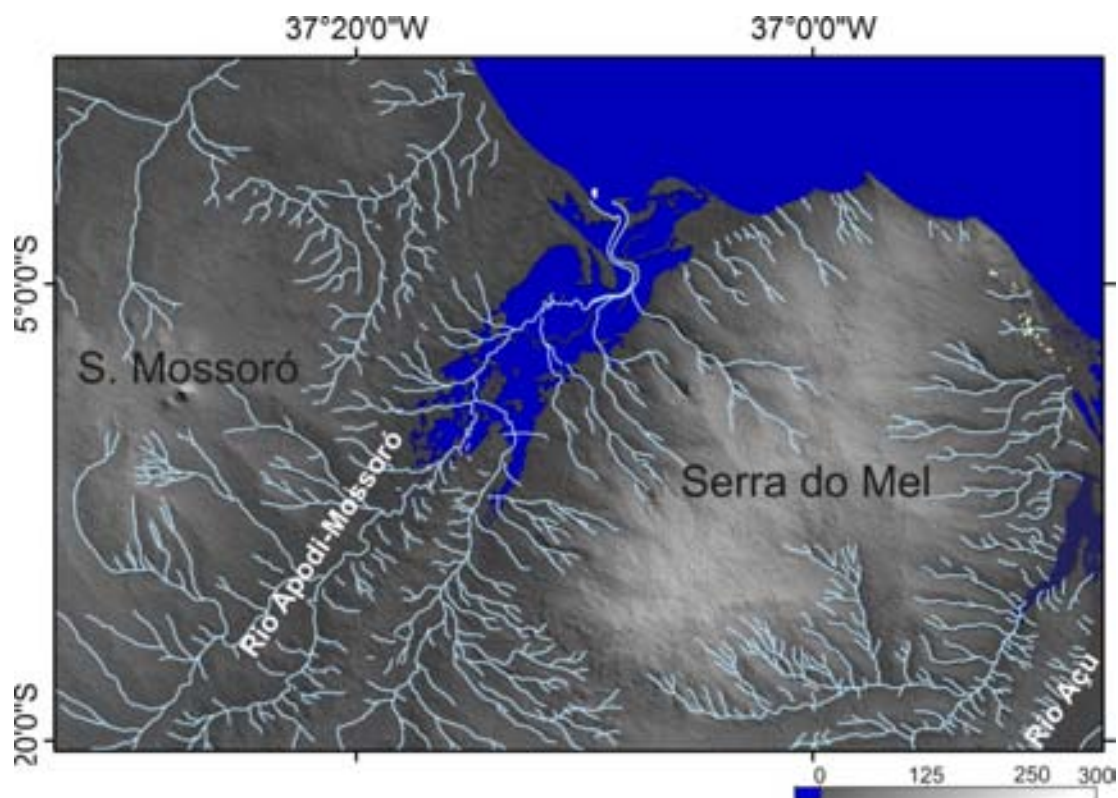


Figura 6.3 Drenagem e topografia na parte central da Bacia Potiguar.

A geometria assumida pela drenagem permite identificar uma estrutura elíptica através das assimetrias identificadas na figura 4.4. Esse arranjo elíptico com drenagem do tipo radial sugere a presença de estruturas dobradas. Por sua vez, a forma linear da drenagem possibilita interpretar o condicionamento a lineamentos estruturais (Lima, 2002). Na área, a drenagem do tipo radial dispersa os canais para ambos os flancos da Serra do Mel, no sentido dos fundos dos vales do Rio Apodi-Mossoró e Açú. Também está impressa no relevo uma rede de ravinamentos paralelos, orientados em direção perpendicular aos vales fluviais, ocasionando incisão linear e coluvionamento.

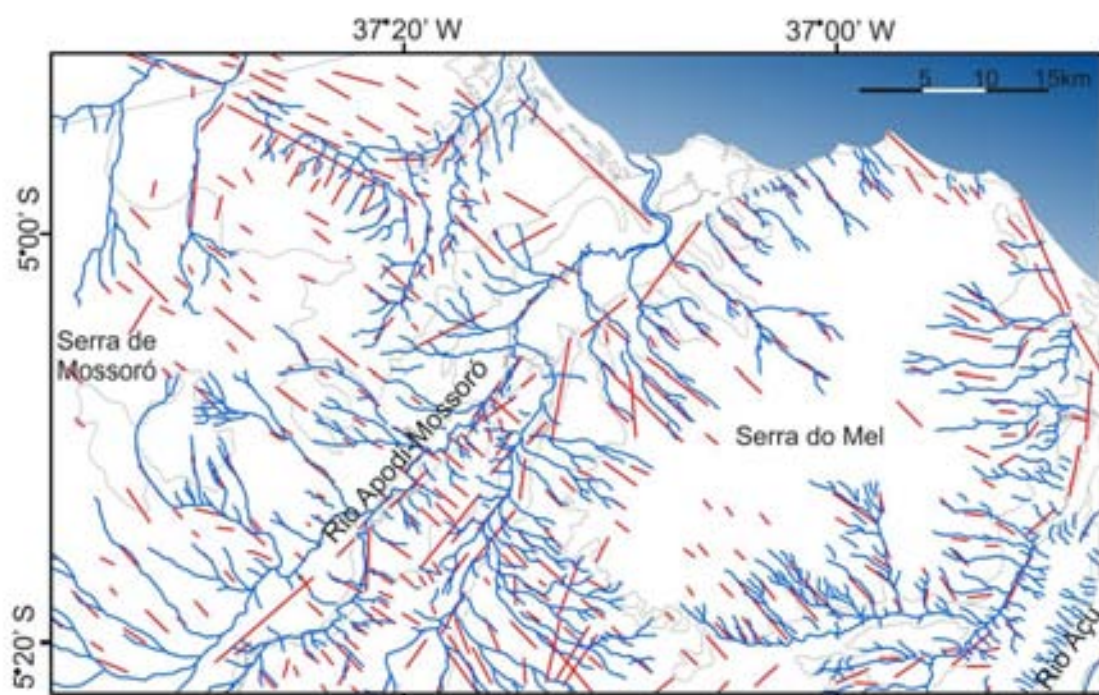


Figura 6.4 Relação entre lineamentos e drenagem entre a Serra do Mel e a Serra de Mossoró.

Na figura 6.4, as relações entre lineamentos e drenagem evidenciam que os canais de 3º e 4º ordem adaptam-se entre as estruturas do relevo de direção NE-SW (Serra do Mel e Serra de Mossoró), sendo controlados pelas falhas NE-SW da fase ríftica reativadas no Cenozóico. Por outro lado, os canais de 1º e 2º ordem adaptam-se aos lineamentos NW-SE dos sistemas de falhas Afonso Bezerra e Poço Verde-Caraúbas (figuras 6.2 C e 4.4).

### 6.6 Descrição das sondagens geolétricas verticais e interpretação geológica-geomorfológica

Sobre a Serra do Mel, o limite Cretáceo-Neógeno situa-se na cota de 200 m aproximadamente, podendo ultrapassar esse valor nos pontos mais elevados, onde as

cotas chegam aos 270 m. Para a área do entorno da Serra do Mel essa cota não ultrapassa 120 m. Esse contato é definido pelo topo da Formação Jandaíra que se situa abaixo do nível do mar no litoral e no interior a área limítrofe com o embasamento pré-cambriano está situada em cota variável chegando aos 150m.

Essas variações da altitude do topo da seção pós-rifte podem ter sua origem associada aos processos tectônicos, que têm influenciado a evolução geomorfológica da Bacia Potiguar. Os dados de geofísica, gerados a partir de sondagens geoeletricas verticais, evidenciam uma feição de inversão afetando a seção pós-rifte. Essa feição pode ser constatada a partir das anomalias de resistividade situadas em Serra do Mel, em que o contato Cretáceo-Neógeno apresenta variações altimétricas da ordem de 200 m.

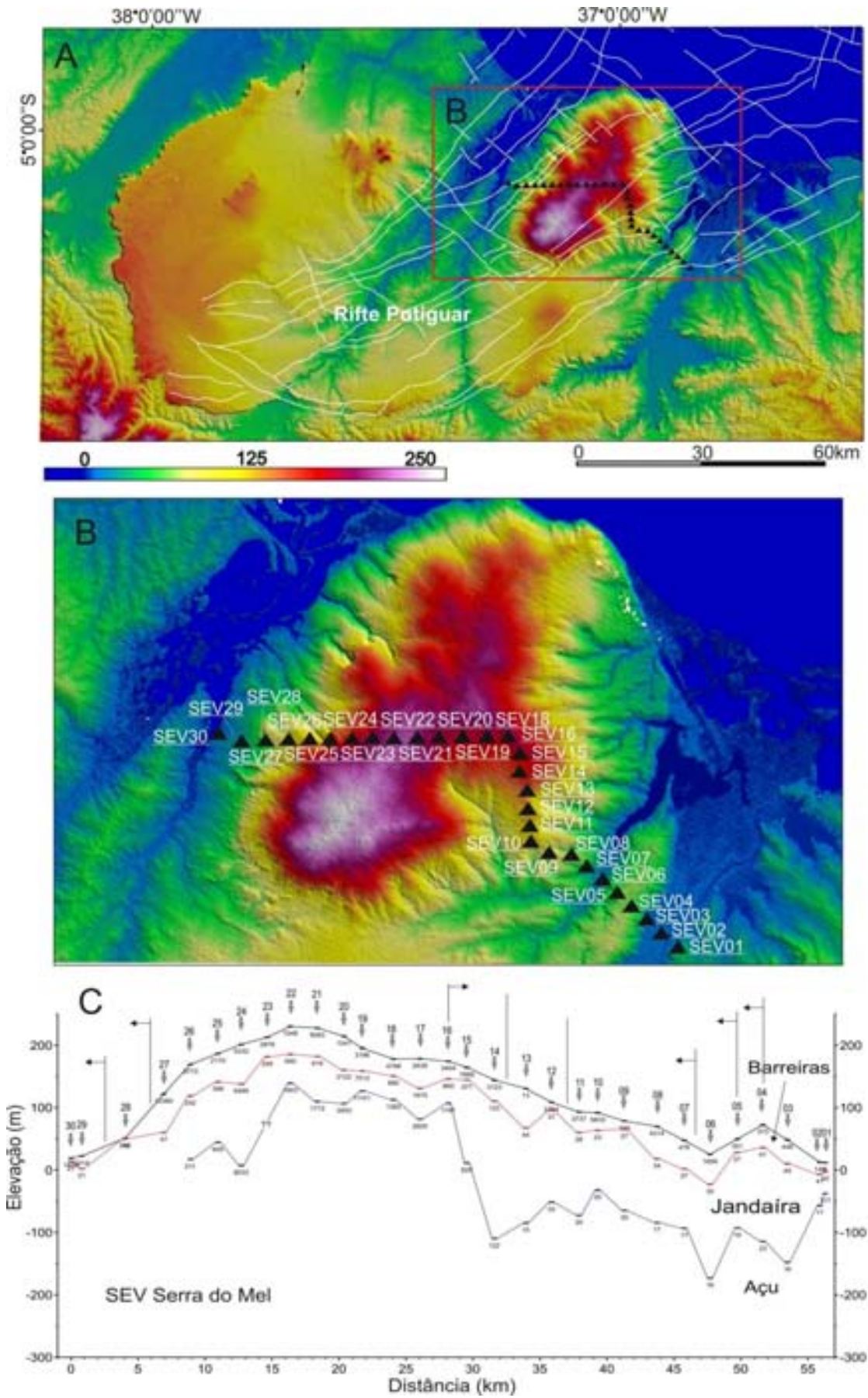


Figura 6.5 A – Localização da área no contexto da Bacia Potiguar. B – Detalhe da localização das SEV's em Serra do Mel. C – Sondagem Elétrica Vertical da Serra do Mel. Os traços com as setas indicam os locais das falhas da fase rifte. Traço indica o local e a seta o mergulho da falha.

As coberturas sedimentares cenozóicas estão presentes no topo, nos flancos e na base da estrutura dômica da Serra do Mel. O fato dos depósitos neógenos e quaternários cobrirem todas as estruturas da seção pós-rifte anula a possibilidade dessas diferenciações altiméricas serem resultantes apenas da erosão diferencial, uma vez que essas coberturas são encontradas em cotas distintas. Descritas como coberturas sedimentares cenozóicas, estão presentes no topo, nos flancos e na base da estrutura dômica Serra do Mel.

A sedimentação neogênica representada pela Formação Barreiras aflora de forma espacialmente limitada, no topo da Serra do Mel. Nos flancos, sobre a Formação Barreiras, ocorrem os sedimentos quaternários, descritos como depósitos aluviais antigos. A disposição desses sedimentos associados à forma dos canais e a localização dos terraços sugerem que a migração dos canais do Rio Apodi-Mossoró e Açu é diretamente influenciada pelo soerguimento da Serra do Mel, uma vez que os paleodepósitos desses canais situam-se, preferencialmente, em sentidos contrários à direção de migração atual. Conforme figura 6.6, os sedimentos quaternários ocupam os flancos até aproximadamente a cota 200m. Esses sedimentos também recobrem toda a parte sul da Serra do Mel, onde as altitudes atingem valores de 270m.

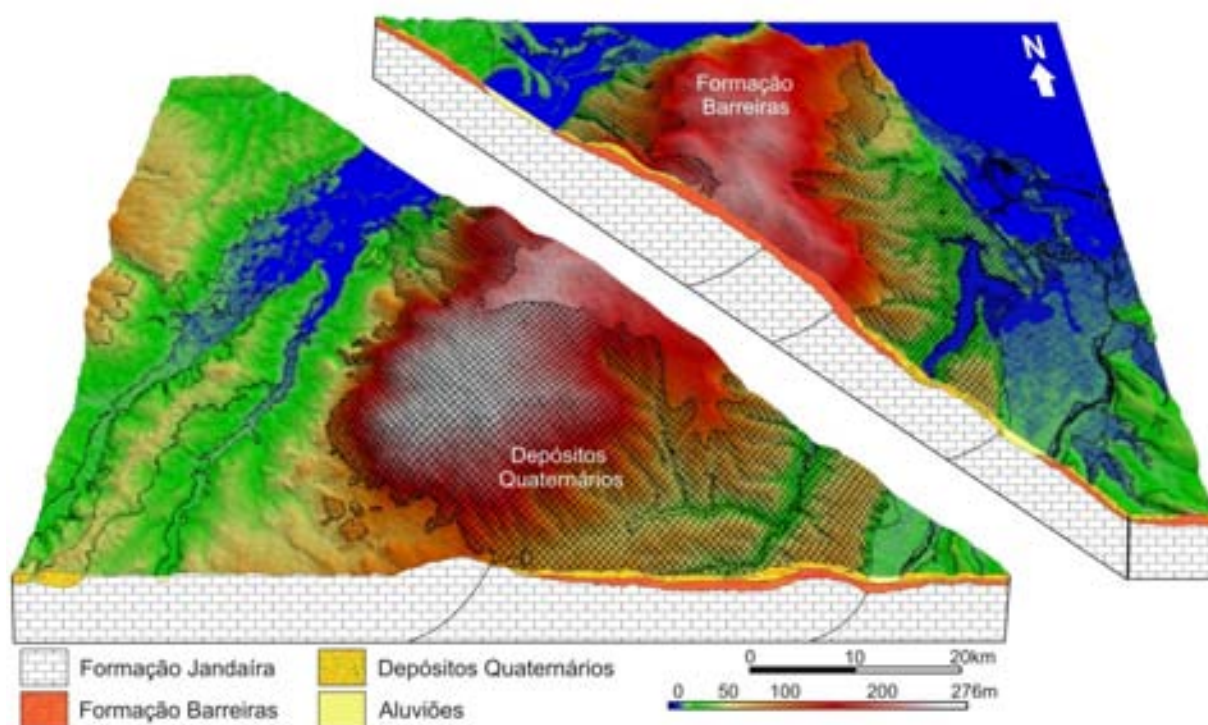


Figura 6.6 Depósitos Neogênicos (Formação Barreiras) e Quaternários em Serra do Mel. A área em hachura representa os paleodepósitos fluviais dos Rios Apodi-Mossoró e Açu, situados em cotas superiores ao nível de base atual.

Os dados geológicos evidenciados a partir da distribuição e altimetria dos depósitos quaternários, associados aos dados geomorfológicos, hidrográficos e geofísicos, apontam para a ocorrência de uma feição de inversão na seção pós-rifte da Bacia Potiguar, representada, principalmente, pela Serra do Mel em sua porção central.

### 6.7 Inversão Tectônica da Bacia Potiguar

Segundo Lutet et al., (2003), quando falhas extensionais são invertidas, uma vez que muda-se o sentido dos esforços ocorre a inversão de uma bacia sedimentar. Nesse aspecto, Quintana et al., (2006) considera que a maioria das pesquisas sobre inversão tectônica concentram-se nos casos em que as direções de extensão e de compressão são semelhantes e perpendiculares à orientação das falhas extensionais.

Um dos possíveis efeitos de uma inversão tectônica se dá a partir do desenvolvimento de estruturas dômicas (figura 6.7). O reconhecimento dessas estruturas como importantes feições de inversão em bacias extensionais foi proposto por Williams et al., (1989), Dore et al., (2008).

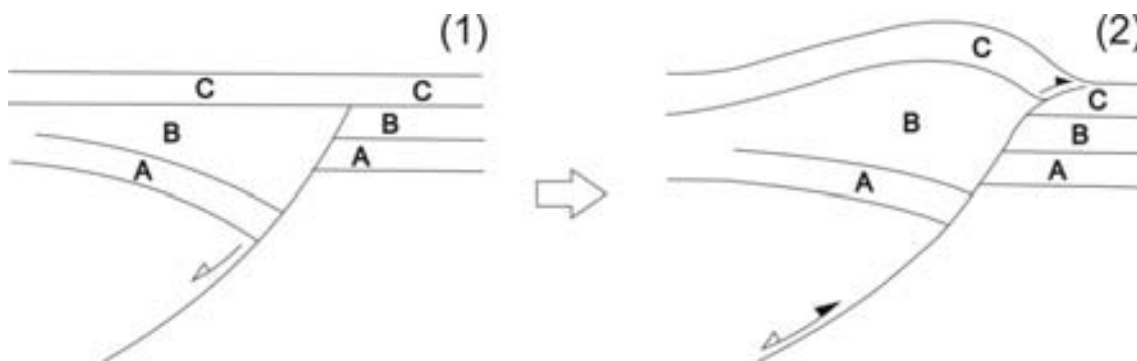


Figura 6.7 Modelo de inversão segundo Williams et al., (1989). (1) Representa o estágio pré-inversão e (2) a reativação da falha normal de regime distensivo em inversa de regime compressivo. A – Sequência pré-rifte, B – Sequência sin-rifte, C – Sequência pós-rifte.

Ventissete et al., (2006), a partir da proposição de modelos deformacionais resultantes da reativação de falhas extensionais em regime compressional em escala de laboratório (caixa de areia), verificou que o desenvolvimento de estruturas compressivas do tipo inversão de bacia são controladas por falhas pré-existentes e que essas falhas originárias de um regime extensional são reativadas, invariavelmente, durante a compressão. Na Bacia Potiguar, a sequência de eventos compressivos teve início após a etapa distensional formadora da bacia. Nesse caso, a inversão tectônica

estaria associada a componentes compressivos, de direção NNW-SSE, em consequência a um cisalhamento dextral de direção WNW, regional, relacionado ao início do rifteamento da Margem Equatorial (Borges, 1993).

Estudos mais recentes, envolvendo o mapeamento sísmico e análise estrutural de áreas situadas sobre o *trend* estrutural de Carnaubais, revelaram feições estruturais e estratigráficas que permitiram a identificação de três pulsos de inversão tectônica com campos de tensão distintos. O primeiro evento (1), cujo  $s_1$  é NW-SE, tem idade valanginiana e deforma a porção basal da seção lacustre (Sedimentação da fase rifte - Formação. Pendência). Um segundo evento (2), de idade neoaptiana e coaxial com o primeiro evento, reativou obliquamente as falhas normais da fase rifte e dobrou a seção transicional (Formação Alagamar). E um terceiro pulso (3), de idade pós-campaniana e  $s_1$  aproximadamente N-S, dobrou regionalmente a seção pós-rifte (Formações Açú e Jandaíra), reativou falhas normais da fase rifte e formou falhas reversas NE-SW de mais baixo ângulo envolvendo o embasamento. Dados de afloramentos da Fm. Barreiras e da Fm. Açú revelaram a existência de um quarto evento (4) pós-miocênico de inversão tectônica (Pessoa Neto et al., 2008).

Os dois últimos desses eventos (terceiro e quarto pulso) são responsáveis pelas deformações na fase pós-rifte da Bacia Potiguar. Essas deformações são caracterizadas por deslocamentos verticais que resultaram em uma variação de aproximadamente 200 m do limite Cretáceo-Neógeno. Esses deslocamentos estão expressos em superfície, na forma de um macro-domo estrutural (Serra do Mel), resultantes do atual campo de tensões na bacia.

O padrão cinemático ( $\sigma_1$  NW-SE) é compatível com o desenvolvimento de estruturas dômicas NE-SW, no centro da Bacia Potiguar. Essas estruturas referem-se à Serra do Mel e à Serra de Mossoró. Detalhes do relevo regional também são indicativos da ocorrência de feições geomorfológicas resultantes de processos de inversão da bacia. Na figura 6.8, os detalhes expressos no relevo, a partir da análise do bloco diagrama e dos perfis topográficos, evidenciam a topografia da bacia disposta em uma cuesta dissecada por um vale cataclinal controlado por estruturas dômicas.

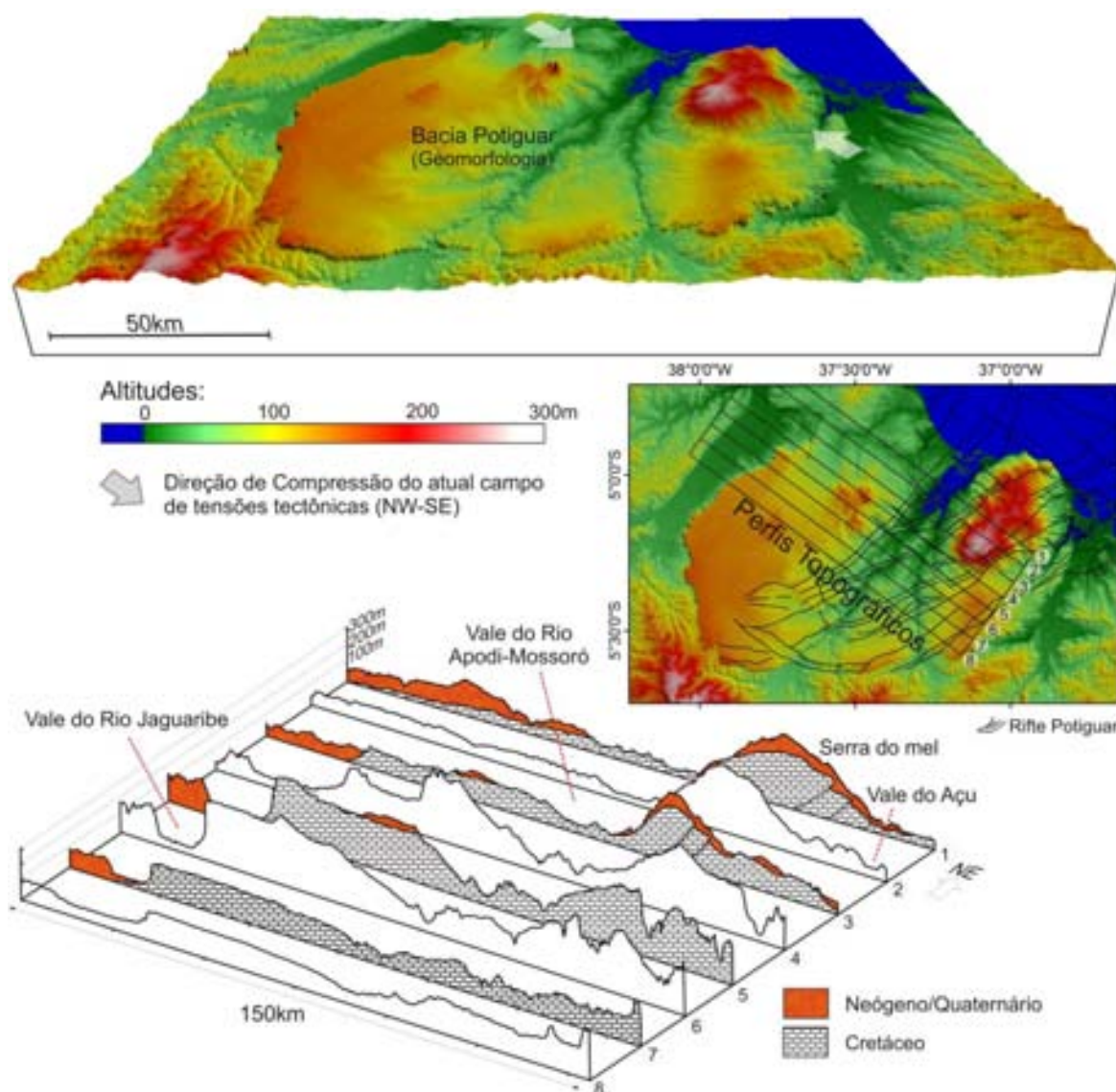


Figura 6.8 Bloco diagrama geomorfológico e perfis topográficos da Bacia Potiguar. Direções de compressão no Bloco Diagrama segundo Bezerra e Vita Finzi, 2000.

Segundo os perfis topográficos, as amplitudes altimétricas na bacia atingem valores superiores aos 270 m. Essa topografia pode ser descrita de forma sucinta como altos estruturais resultantes de processos tectônicos, que confinaram a drenagem principal e essa, por sua vez, formou uma depressão central (vale do Rio Apodi-Mossoró) que se alinha com a direção das falhas NE-SW da Bacia Potiguar.

As atuais altitudes da cuesta formada na Bacia Potiguar (80-150 m) ajustam-se com os níveis de base elevados do Paleógeno e não sugere forte soerguimento Pós-Cretáceo, com exceção de restos de coberturas de sedimentos cenozóicos até 270 m acima do nível do mar, nas adjacências de Mossoró (Serra do Mel), que provavelmente refletem o papel de movimentos verticais locais sobrepostos à flexuração geral da margem atlântica (Peulvast e Claudino Sales, 2003).

Essas cotas altimétricas variam entre 230 e 270 m em Serra do Mel e representam as maiores altitudes da Bacia Potiguar, expressão máxima de seu soerguimento no Cenozóico. As altitudes máximas do topo da Serra do Mel coincidem com as do topo da Serra de Mossoró (perfis 2 e 4, figura 6.8 e figura 6.11), que atinge 270 m no seu cume.

Na parte litorânea, ao norte de Serra do Mel, a expressão geomorfológica do seu soerguimento está expressa na fisiografia da linha de costa que avança 10 km no oceano na direção N-NE, e nas falésias, na Formação Barreiras, que atingem 100 m de altitude nesse setor. Essa cota altimétrica, para as falésias da Formação Barreiras na linha de costa, não apresenta exemplo similar na margem atlântica setentrional nordestina (figura 6.9).



Figura 6.9 Formação Barreiras ao norte de Serra do Mel.

Conforme perfil P1 (figura 6.10), a cota 100 m é alcançada em alguns pontos a menos de 500 m da linha de costa. A partir dessa cota, inicia-se uma rampa menos íngreme em direção ao topo de Serra do Mel, atingindo 200 m de altitude a aproximadamente 12 km da linha de costa. A essa distância da linha de costa, para a margem atlântica setentrional nordestina, as altitudes médias variam entre 30 e 60 m (figura 6.10 – A).

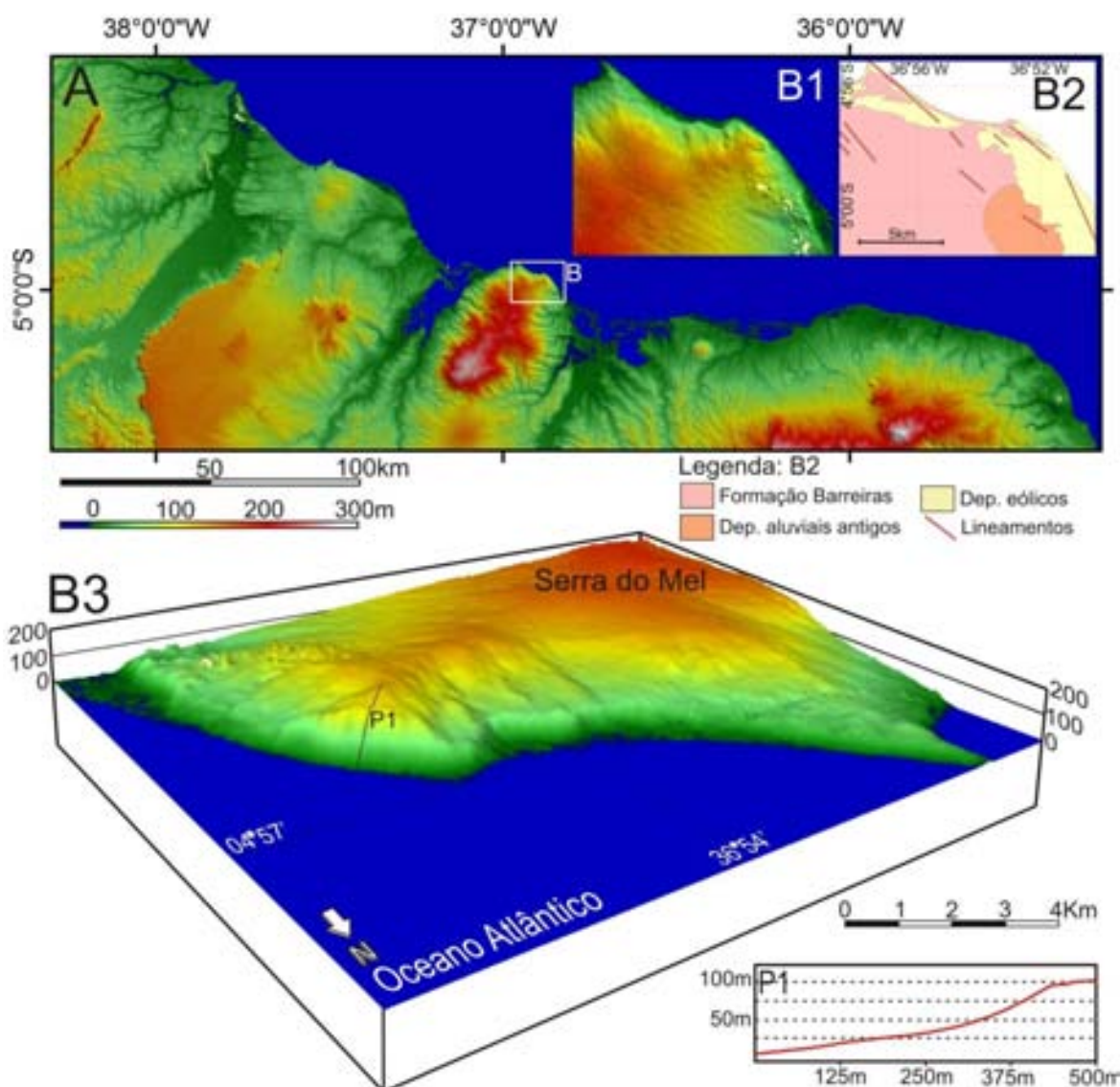


Figura 6.10A – Topografia da margem atlântica setentrional do Rio Grande do Norte e extremo leste do Ceará. B – Localização do setor NE da Serra do Mel, B1 – MDT em detalhe, B2 – Mapa Geológico com Lineamentos e B3 – Bloco diagrama da porção litorânea de Serra do Mel.

Nos detalhes B1 e B2 (figura 6.10), os lineamentos NW-SE da zona de falhas Afonso Bezerra assumem importante papel no controle da fisiografia da linha de costa disposta em dois segmentos também de direção NW-SE. Nesse setor, as falésias da Formação Barreiras são sulcadas por pequenos vales incisos de igual direção. Dessa forma, a fisiografia da linha de costa, associada à disposição das falésias e à direção dos vales que a dissecam constituem a expressão geomorfológica dos lineamentos NW-SE da porção costeira de Serra do Mel.

Do lado oposto à Serra do Mel, margem esquerda do vale do Rio Apodi-Mossoró (figura 6.1 e figura 6.11) associada às reativações tectônicas pós-campanianas, o topo da seção pós-rifte atinge cotas em torno dos 250 m. Trata-se da Serra de Mossoró que se

encontra capeada por arenito silicificado, provavelmente cronoequivalente à Formação Barreiras.

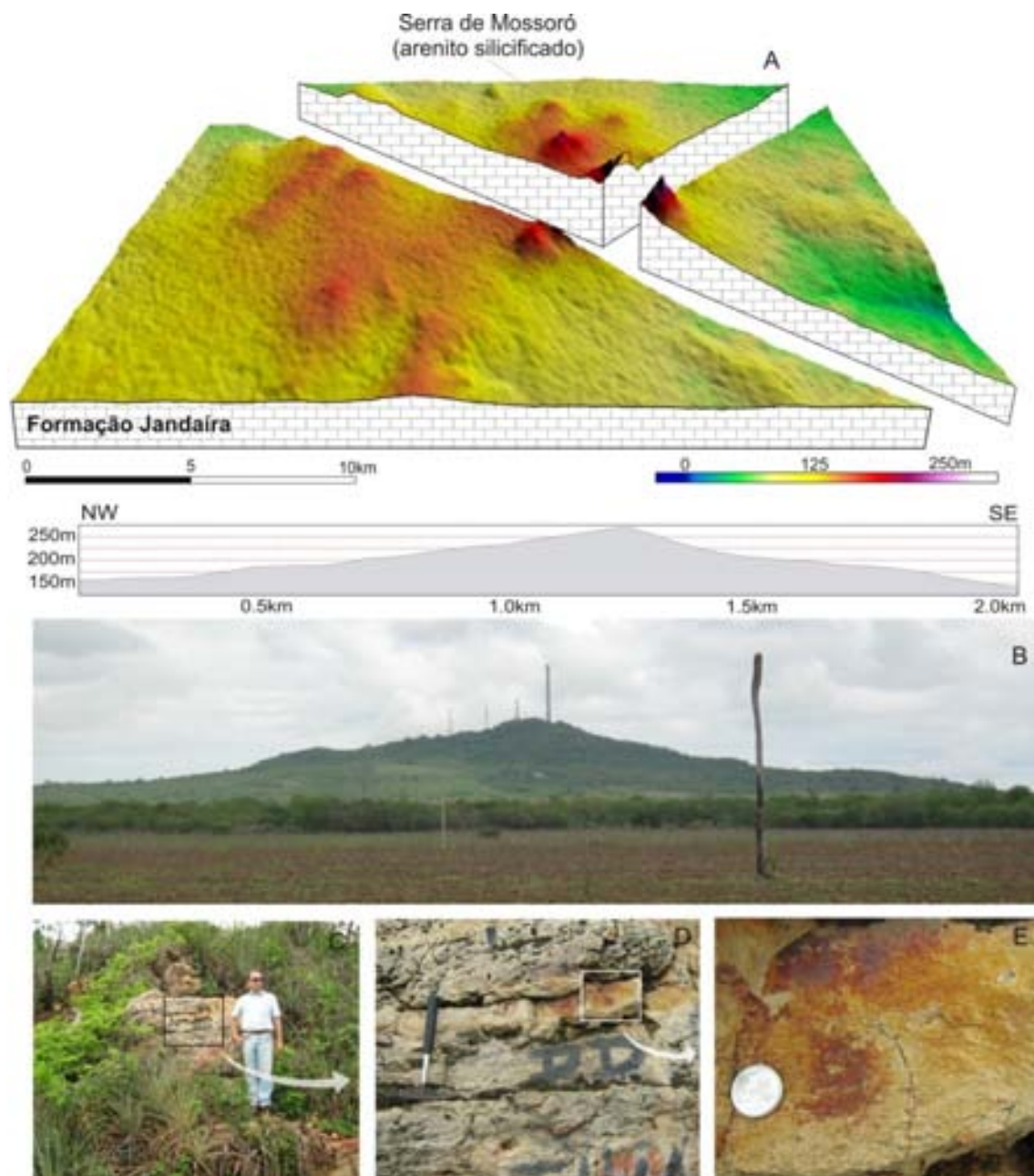


Figura 6.11 Serra de Mossoró. A – Bloco Diagrama e Perfil Topográfico NE-SE da Serra de Mossoró. B – Foto Panorâmica da Serra de Mossoró. C, D e E – Fotos em sequência de detalhamento de arenito silicificado do topo da Serra de Mossoró.

Esse topo silicificado constitui um fator de resistência a erosão favorecendo a manutenção da topografia. Tal fato corrobora a hipótese de que esse relevo resulta de reativação de falhas de idade neógena, uma vez que o processo de silicificação requer a existência de falhas que possam conduzir fluidos silicosos. Contudo, é preciso destacar que um padrão de orientação de lineamentos bem definido ou a expressão de falhas em

superfície correlacionáveis com os sistemas de falhas da Bacia Potiguar, não foi constatado por meio de sensoriamento remoto as atividades de campo.

### 6.8 Discussão e Conclusões:

Na porção central da Bacia Potiguar, estudos recentes têm revelado feições indicativas de reativações e inversões tectônicas das principais falhas normais do rifte, envolvendo desde o embasamento até a seção pós-rifte, afetando, inclusive, as coberturas Neógenas da Formação Barreiras (Pessoa Neto et al., 2008). Nesse setor, a evolução geomorfológica está relacionada a uma possível inversão de bacia resultante dos efeitos das tensões compressivas principais atuais ( $\sigma_1$ ) ter direção NW-SE na Porção Central da Bacia Potiguar desde o Mioceno (Souza e Bezerra, 2005). Essa inversão é caracterizada por um domo (Serra do Mel), alongado na direção NE-SW e limitado a NE pela faixa costeira, a SW pela zona de falhas cizalhantes Poço Verde-Caraúbas, a SE pelo vale do Rio Açu e a NW, W e SW pelo vale do Rio Apodi-Mossoró (figura 4.8).

Dessa forma, a atual exumação da bacia, em sua porção central, pode ser comandada por sua inversão tectônica. Os processos que comandam a exumação de bacias são, primeiramente, a epirogenia e a inversão de bacias sedimentares. Esses processos, por sua vez, resultam de plumas mantélicas, isostasia pós-glacial, isostasia termal, rifiting e abertura oceânica e as tensões intraplaca (Turner e Williams, 2004).

Na área, reativações pós-rifte ocorreram em pulsos e afetaram todas as sequências sedimentares da Bacia Potiguar. Pessoa Neto et al., (2008) reconheceram a existência de três pulsos, sendo o último de idade pós-campaniana e, portanto, o mais importante do ponto de vista geomorfológico, haja vista que afetou regionalmente a seção pós-rifte. Os dois primeiros deformaram apenas a sequência da fase rifte.

A deformação da seção pós-rifte pode ser constatada a partir de métodos geofísicos como a perfilagem geolétrica. Os perfis geolétricos identificam as anomalias de eletroresistividade revelando em seus refletores que os limites entre as unidades litológicas apresentam-se deformadas.

As assimetrias da drenagem, nesse caso, evidenciam-se a partir de geometrias radiais orientadas no sentido NE-SW resultantes da formação de estruturas dômicas no centro da bacia. O desenvolvimento dessas estruturas pode ser o resultado dos efeitos das tensões ( $\sigma_1$ ) E-W e NW-SE na seção pós-rifte atuantes desde o Mioceno.

Essas tensões reativaram sistemas de falhas NW-SE na Bacia Potiguar, que controlam a 1ª e 2ª ordem de canais enquanto os sistemas de falhas NE-SW controlam a direção do canal principal do Rio Apodi-Mossoró e Açu (figura 4.6). Dessa forma, todos os seus canais tributários apresentam relação de conformidade com a direção dos lineamentos principais e com os sistemas de falhas NW-SE.

Para os canais principais (Apodi-Mossoró e Açu) a evolução pode estar relacionada com o soerguimento da Serra do Mel. Esses canais apresentam indícios de migração em sentidos opostos, fato que sugere a ocorrência de uma migração lateral comandada por esse soerguimento.

A distribuição espacial dos terraços abandonados do Rio Açu, mais expressiva a oeste do rio, confere o predomínio de aluviões antigos nessa porção. Tal fato também indica a migração do canal no sentido leste. Assim, provavelmente, a tectônica atuante na região contribuiu para a avulsão do rio e evolução desses terraços. O fato de, na porção ocidental da área, a Formação Barreiras aflorar restritamente no topo da Serra do Mel, tendo suas encostas recobertas por Depósitos Aluviais Antigos, pode corroborar as evidências de um possível soerguimento dessa região (Moura-Lima, 2010).

Os dados apresentados por esse trabalho sugerem para a área de estudo que o tectonismo cenozóico exerceu importante influência na organização morfoestrutural da Bacia Potiguar. Esses dados foram evidenciados a partir da análise do relevo, da drenagem resultante, dos perfis geoeletricos, de tensões e paleotensões, de falhas e deformações em sedimentos incoesos. Diversos indicadores sugerem que o tectonismo cenozóico na Bacia Potiguar expressa-se de diferentes maneiras, sendo a análise das respostas do relevo diante da atuação desses mecanismos até então desconhecida. Esses indicadores são as falhas na seção pós-rifte da bacia, afetando unidades neogênicas e quaternárias, o controle estrutural da drenagem e da deposição de sedimentos quaternários, a presença de estilólitos, sismitos e demais indicadores já identificados e descritos por trabalhos anteriores. Assim, os diversos indicadores morfotectônicos apontados por esse trabalho constituem um fator de suma importância na compressão da resposta geomorfológica da bacia em sua porção central, uma vez submetida a tensões tectônicas pós-rifte.

As anomalias de drenagem são resultantes da adaptação da mesma às respostas do embasamento às vicissitudes tectônicas. Essas anomalias também constituem um importante marco na definição de movimentos neotectônicos, uma vez que os sistemas

de falhas e os lineamentos estruturais resultantes dessas tensões influenciam a geometria e as direções da drenagem.

Dessa forma, esse conjunto de dados permite constatar que o soerguimento da bacia e a formação de estruturas dômicas em sua porção central ocorreram como resposta à compressão miocênica-quadernária. Essa compressão resultou na elevação do topo da seção pós-rifte em até 50 m acima da cota eustática máxima pós-cenomaniana (Haq et al., 1987). Contudo, a análise dessas cotas precisa considerar a flexurização geral da Margem Atlântica no Cenozóico pois assim como o topo da seção pós-rifte encontra-se acima dos 200m na Serra do Mel, situa-se abaixo do nível do mar no litoral. As amplitudes altimétricas do topo da seção pós-rifte atingem mais de 250m considerando um transecto N-S de menos de 20 km em Serra do Mel. Não obstante, esse topo, mesmo constituído de rochas carbonáticas, não apresenta indícios de remoção significativa, uma vez que não apresenta estruturas ruiformes típicas de rochas solúveis. Esses dados permitem constatar que as amplitudes altimétricas do topo da seção pós-rifte tem origem tectônica e não apenas erosiva.

Assim, constata-se que o evento de soerguimento que afetou a Bacia Potiguar no Cenozóico resulta do atual campo de tensões  $\sigma_1$ , com direção NW-SE. Os efeitos no relevo, como resposta à compressão, são evidenciados na área de estudo pela Serra do Mel e pela Serra de Mossoró. A primeira preserva ainda a cobertura sedimentar do evento de sedimentação Barreiras e pós-Barreiras, que constituem um importante balizador da idade mínima do soerguimento, nesse caso o Pleistoceno tardio. A segunda, trata-se de uma elevação residual, sustentada por um topo arenítico silicificado e, portanto, resistente à erosão diferencial, associado possivelmente a inclusões fluidas silicosas.

#### Referências bibliográficas:

ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C. D. R. (2000). **The origin and evolution of the South American Platform**. Earth Science Reviews, 50: 77-111.

ALMEIDA, R.B.; BEZERRA, F.H.R. (2002). **O Campo de tensões pós-campaniano na porção centro oeste da Bacia Potiguar: Dados preliminares**. II Workshop de Avaliação Anual dos PRH's-ANP da UFRN, Natal.

ANDRADE, A. P. U. (2007). **Faciologia na Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, com ênfase no sistema poroso**. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

ANGELIM, L. A. A., MEDEIROS, V. C., NESI, J. R. (2006). Programa Geologia do Brasil - PGB. **Projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte**. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN, 2006.

ARARIPE, P.T.; FEIJÓ, F.J. (1994). **Bacia Potiguar**. Boletim de Geociências, RJ, v.8, n.º.1.

ASSUMPÇÃO, M. (1992). **The regional intraplate stress field in South America**. Journal of Geophysical Research. 97(B8): 889–903.

ASCIONE, A.; ROMANO, P. (1999). **Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)** Tectonophysics 315 337–356.

BARROS, S.D.S. (1998). **Aspectos Morfo-Tectônicos nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana / RN**. Dissertação de Mestrado, PPGG – UFRN.

BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F.; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C.; FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SOUSA, M. O. L. (2011). **Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data**. Tectonophysics (Amsterdam) v. 510, p. 269-290.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. (2001). **Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences. v.14: 61-75.

BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITAFINZI, C.; LIMA FILHO, F. P.; SAADI, A. (2005). **Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil**. In: Obermeier, S.F. (ed.), Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards. Engineering Geology. v. 76: 191-208.

BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. (2008). **Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil**. Geomorphology. v. 01: 555-582.

BEZERRA, F. H. R.; TAKEYA, M. K.; SOUSA, M. O.; NASCIMENTO, A. F. (2007). **Coseismic reactivation of the Samambaia fault**. Tectonophysics. v. 430: 27-39

BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. (2000). **How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil**. Geology. v.28: 591-594.

BORGES, W.R.E. (1993). **Caracterização estrutural da porção sudoeste do Rift Potiguar, Brasil**. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto. 146p. (Dissertação de Mestrado).

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. (2006). **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte**. Recife: CPRM. Escala: 1:500.000.

BRITO NEVES, B.B. (1999). **América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino**. Bahia. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG. 11-13.

BRITO NEVES, B. B. B.; NETO M. C. P. (2002). **Ciclo Brasileiro: discussão prefacial**. Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, Paraíba.

CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R. ; SOUSA, M. O.L. ; FUCK, R. A. (2012). **Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on Gravity and Magnetic Data**. Journal of Geodynamics, v. 52, p. 29-42.

CIPOLLARI, A. P.; DOMENICO COSENTINO, A.; ELSA GLIOZZI. (1999). **Extension- and compression-related basins in central Italy during the MessinianLago-Mare event**. Tectonophysics 315 163–185.

CLOETINGH, S.; BEEKMAN, F.; ZIEGLER, P.A.; VAN WEES, J-D; SOKOUTIS, D. (2008). **Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins**. In: The Nature and Origin of Compression in Passive Margins. Geological Society, London, Special Publications, 306, 27–70. The Geological Society of London.

CREMONINI, O.A.; KRANER, G.D. (1995). **Reativação mesozóica da Bacia Potiguar**. Anais do VI Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal. 181-184.

DORE, A. G.; LUNDIN, E. R.; KUSZNIR, N. J.; PASCAL, C. (2008). **Potential mechanisms for the genesis of Cenozoic domal structures on the NE Atlantic margin: pros, cons and some new ideas**. In: The Nature and Origin of Compression in Passive Margins. Geological Society, London, Special Publications.

FONSECA, V. P.; SAADI, A. (1995). **Compartimentos morfotectônicos no baixo curso do rio açu (Açu-Macau), Rio Grande do Norte (Morphotectonical compartments in the lower Rio Açu Basin, Açu-Macau Region, Rio Grande do Norte State, Brazil)**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, 1995. Boletim de Resumos Expandidos. Recife, SBG-NE. v. 14, n.1, p. 172-176.

HAQ, B.U.; HARDEBBOL, J.; VAIL, P.R. (1987). **Chronology of fluctuating sea levels since the triassic**. Science 235:51115-1166.

JARDIM DE SÁ, E. F.; COSTA, P. R. C.; ANTUNES, A. F.; AMARO, V. E.; MATOS, R. M. D. (2002). **O registro da deformação mesozóica relacionada à abertura da margem equatorial atlântica no litoral do Estado do Ceará (NE do Brasil): evidências a partir da análise de imagens orbitais e de afloramentos**. In: XLI Cong. Bras. Geologia. Anais. João Pessoa : SBG/Nordeste.

JARDIM DE SÁ, E.; MATOS, R. M.D.; MORAIS NETO, J.M.M.; SAADI, A.; PESSOA NETO, O.C. (1999). **Epirogeniá cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados**. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Bahia. 58-61.

OLIVEIRA, J. P. (2009). **Caracterização da pluma de contaminação numa antiga lixeira com o método da resistividade elétrica**. Dissertação de Mestrado – Universidade Nacional de Lisboa, Portugal.

LIMA, M, I, C. (2002). **Análise da drenagem e seu significado Geológico-Geomorfológico**, CdRoom, texto em formato digital, arquivo pdf, Belém.

LUCENA, L. R. F. (2005). **Implicação da compartimentação estrutural no Aquífero Barreiras na área da Bacia do Rio Pirangi-RN**. Tese de Doutorado, UFPR, Setor de Ciências da Terra, Curitiba.

LUGT, I.R.; WEES, J.D.; WONG, T.H. (2003). **The tectonic evolution of the southern Dutch North Sea during the Palaeogene: basin inversion in distinct pulses**. Tectonophysics 373 141– 159.

MAIA, L. P. (1993). **Controle Tectônico e evolução Geológica/Sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe, Ceará**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFPE, Recife.

MAIA, R. P. (2005) **Planície Fluvial do Rio Jaguaribe: Evolução Geomorfológica, Ocupação e Análise Ambiental**. Dissertação de Mestrado Geografia Física UFC Fortaleza - CE.

MATOS, R.M.D. (2000). **Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic**. In: Mohriak, W.U., Talwani, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins, AGU Geophysical Monograph. 115:331-354.

MENEZES, M.R.F. (1999). **Estudos sedimentológicos e contexto estrutural da Formação Serra dos Martins**. Dissertação de Mestrado PPGG-UFRN.

MENEZES, M. R. F.; LIMA FILHO, F. P. (1997). **Estudo faciológico da Formação Serra dos Martins, no Platô de Portalegre – RN**. Anais do Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, Bol. 15:193-198.

MORAIS NETO, J. M.; MENEZES, M. R. F.; STZAMARI, P.; YORK, D. (2002) **Datação por Ar/Ar de Plug Basáltico “Serrote Preto” e seu significado para a cronologia da Formação Serra dos Martins**. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB, 499-500.

MOURA-LIMA, E. N.; BEZERRA, F. H.; LIMA FILHO, F. P.; CASTRO, D. L.; SOUZA, M.O.L.; FONSECA, V. P.; AQUINO, M. R.; (2010). **3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil**. Sedimentary Geology. Article in Press.

MOURA-LIMA, E.N. (2007). **Liquefação em sedimentos aluvionares no Rio Açu – RN**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica UFRN, Natal, RN.

MOURA-LIMA, E. N.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; AQUINO, M. R.; VIEIRA, M. M.; LIMA-FILHO, F. P.; FONSECA, V. P.; AMARAL, R. F. (2010). **Sedimentação e deformação Tectônica cenozóicas na porção central da Bacia Potiguar**. Geologia USP. Série Científica, v. 10.

NETO, A.O. (2007). **Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe**. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil.

NUNES, L.P.M. (2005). **Caracterização Geológica da área de curume no distrito de Icoaraci**. Belém – PA. Dissertação de Mestrado, UFPA.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2003). **Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian<<Nordeste>>: Constraints on models of morfotectonic evolution**. Geomorphology. v. 3: 89-122.

PESSOA NETO, O. C.; LIMA, C.; BEZERRA, F. H. R. (2008). **Papel das Inversões Tectônicas na Formação de Estruturas na Bacia Potiguar**. Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba. CDRom.

QUINTANA, Q.; ALONSO, J.L.; PULGAR, J.; FERNANDEZ, L. R. R. (2006). **Transpressional inversion in an extensional transfer zone (the Saltacaballo fault, northern Spain)**. Journal of Structural Geology. 28:2038 e 2048.

SAADI, A. (1993). **Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço de Intepretação preliminar**. Geonomos, MG. 1(1): 1-15

SANTOS, R. D. (2010). **Expressão em superfície do Sistema de Falhas Poço Verde-Caraúbas, Bacia Potiguar**. 65f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, UFRN, Natal.

SCHUM, S. A.; DUMONT, J.F.; HOLBROOK, J.M. (2000). **Actives Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge University. 290p.

SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R. (2005). **As tensões Tectônicas Campanianas-Cenozóicas na Bacia Potiguar, Brasil**. In: SIMPÓSIO REGIONAL DO NORDESTE, 21. 2005, Recife. Anais. Recife: SBG, 2005, p 329-330.

SOUSA, D. C.; JARDIM DE SÁ, E. F.; MATOS, R. M. D.; OLIVEIRA D. C. (1999). **Deformação sin- e pós-Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí/CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar**. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7.

TURNER, J.P.; WILLIAMS, G.A; (2004). **Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening**. Earth Sciences Reviews, (65).

VENTISETTE, C. D.; MONTANARI, D.; SANI, F.; BONINI, M. (2006). **Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments.** Journal of Structural Geology, 28 2067e 2083.

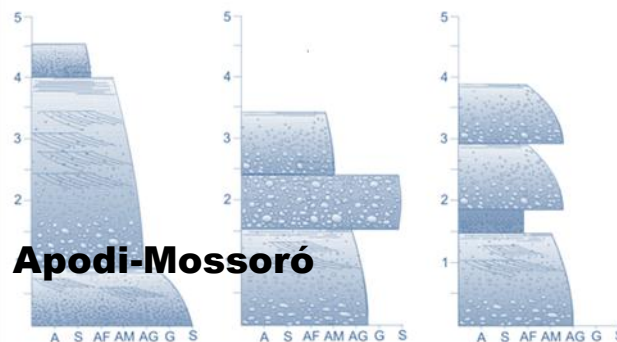
VITORELLO, I. PADILHA, A.L (1993). **Perfis de Resistividade AMT: contribuição ao reconhecimento estrutural da borda sudeste da bacia do Paraíba.** Revista Brasileira de Geociências, SP, 23(1).

ZANCHI, A.; BERRA, F.; MATTEI, M.; GHASSEMI, M. R.; SABOURI, J. (2006). **Inversion tectonics in central Alborz, Iran.** Journal of Structural Geology, 28 2023 e 2037.

WILLIAMS, G. D.; POWELL, C. M.; COOPER, M. A (1989). **Geometry and kinematics of inversion tectonics.** Geological Society, London, Special Publications 1989; v. 44; p. 3-15.

# Capítulo 7

## Geocronologia do Vale do Rio Apodi-Mossoró



## Aspectos Geológicos, Geomorfológicos e Geocronológicos do Vale do Rio Apodi-Mossoró – (RN) com ênfase nos depósitos quaternários.

# 7

### 7.1 Introdução

Esse capítulo apresenta um estudo baseado na descrição e datação dos depósitos sedimentares no vale do Rio Apodi-Mossoró, sobretudo os depósitos quaternários. Esses dados são inéditos e resultam dessa tese. Além disso, faz comparações com o vale do Rio Açu, estudado por Moura Lima et al, (2010, 2011), que correspondem aos dados retirados da bibliografia. Para tanto, buscou-se estabelecer uma diferenciação dos depósitos sedimentares cenozóicos aflorantes na área de estudo, daqueles descritos como Formação Barreiras. Associado a essa diferenciação, pretende-se estabelecer os indicadores de evolução geológica e geomorfológica a partir da influência das estruturas tectônicas que afetam esses depósitos no âmbito da bacia.

Por fim, após a análise acerca da faciologia e o paleoambiente deposicional dos depósitos quaternários e baseando-se na interpretação paleogeográfica e nos dados das datações absolutas, será proposto um modelo geológico-geomorfológico que será a base usada para a determinação da evolução quaternária da área de estudo.

A área dos dois vales aqui descritos está localizada na porção central da Bacia Potiguar, no Estado do Rio Grande do Norte, entre os paralelos - 4° 50' e - 5° 25', e meridianos - 36° 50' e - 37° 30'.

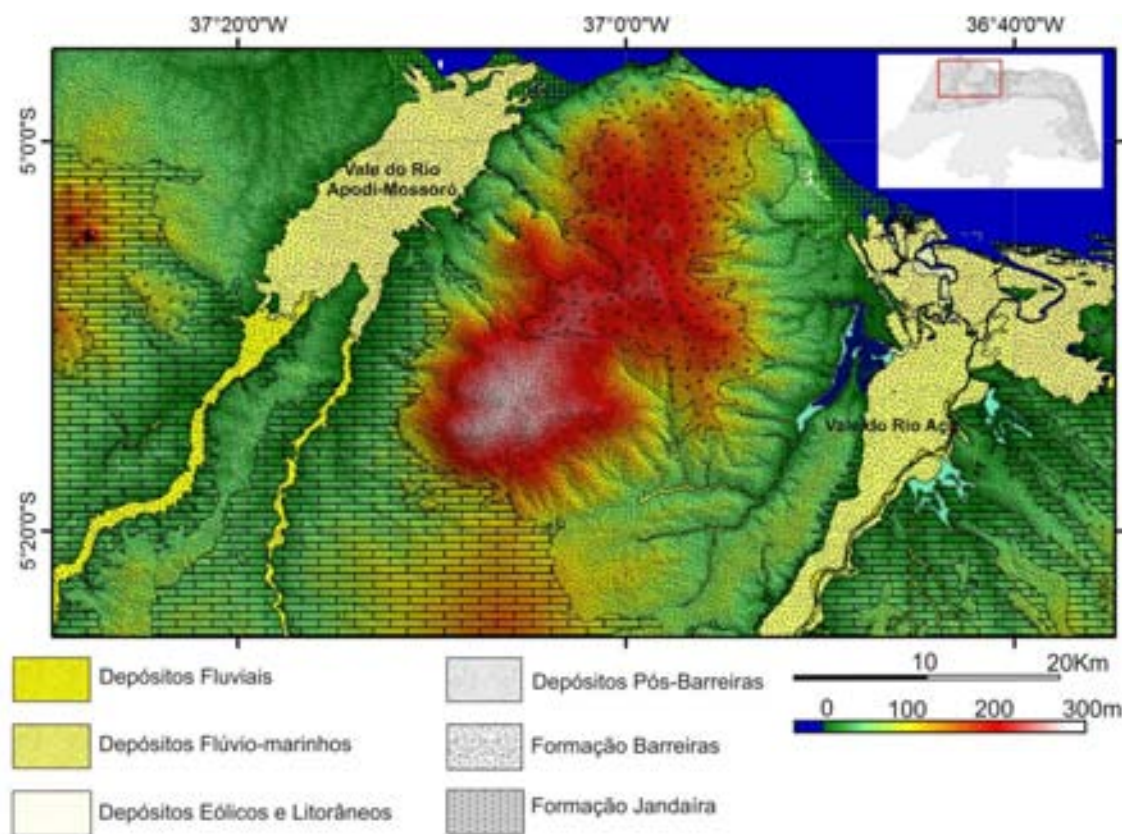


Figura 7.1 – Distribuição dos depósitos quaternários na área de estudo e adjacências.

Nessa área, recobrando as unidades pós-rifte da Bacia Potiguar, encontram-se as unidades cretáceas (Formação Jandaíra), miocênicas (Formação Barreiras) e os sedimentos quaternários.

## 7.2 Conhecimento anterior das unidades sedimentares, com ênfase nos depósitos miocênicos e quaternários:

### 7.2.1 Depósitos Cretáceos pós-rifte.

A seção pós-rifte da Bacia Potiguar constitui a fase de deriva, integrando os arenitos da Formação Açu e os carbonatos da Formação Jandaíra que formam o Grupo Apodi. Representado o final da deposição da Bacia Potiguar no Cretáceo, a Formação Jandaíra compõem o topo da seção pós-rifte, sendo caracterizada por carbonatos depositados no intervalo que vai do Turoniano ao Eocampaniano (Pessoa Neto et al., 2007). Sua variação faciológica está relacionada aos ambientes de planície de maré, laguna rasa, plataforma rasa e mar aberto (Araripe e Feijó, 1994).

Sobrepostos a esses está o Grupo Agulha que corresponde à fase regressiva, constituído pelas Formações Ubarana, Guamaré, Tibau, Macau e Barreiras (Araripe e

Feijó, 1994). Sedimentos quaternários agrupados em unidades informais recobrem todo o conjunto.

Do ponto de vista geomorfológico, essa unidade é classificada pelo IBGE (1995) como baixos platôs da Bacia Potiguar, que compreende os baixos planaltos situados em cotas inferiores aos 300 m. Comumente, esses baixos planaltos compreendem as bacias mesozóicas interioranas e costeiras, que foram afetados por tectonismo Pós-Cretáceo.

Os tópicos a seguir são uma descrição do ambiente deposicional, características faciológicas e padrões de deformação da Formação Barreiras e dos sedimentos quaternários, a partir dos dados bibliográficos.

### **7.2.2 Dados anteriores relativos à Formação Barreiras**

No litoral brasileiro, a Formação Barreiras estende-se desde o Rio de Janeiro até o estado do Amapá (Sugio e Nogueira, 1999), recobrando o embasamento e os depósitos sedimentares mesozóicos das bacias costeiras. A origem da Formação Barreiras tem sido motivo de muitas discussões, sendo Kegel (1957) quem primeiro usou a categoria formação. Outros trabalhos importantes referentes à caracterização e correlação paleoclimática foram realizados por Bigarella (1975), Bigarella e Andrade (1964) Campos e Silva (1966) e Mabessone (1971).

Quanto ao ambiente deposicional, diversos trabalhos desenvolvidos no nordeste, permitiram avanços, sobretudo nas interpretações relativas aos ambientes deposicionais da Formação Barreiras. Alheiros e Lima-Filho (1991), trabalhando nos litorais do Rio Grande do Norte e Ceará, interpretaram essa unidade como resultante de um sistema fluvial entrelaçado, associado a leques aluviais e depósitos transicionais. Menezes (1998), descrevendo a Formação Barreiras no litoral leste do Estado do Rio Grande do Norte, a interpretou como derivada de um sistema fluvial meandrante com influência estuarina. Souza (2002) reconheceu um paleoambiente relativo a um sistema fluvial entrelaçado no estado do Ceará. Borges e Moraes Filho (2002), com base em relações estratigráficas, propuseram que a Formação Barreiras, no sul da Bahia, foi depositada a partir de um sistema fluvial entrelaçado e leques aluviais. Para Araújo et al. (2005), a associação litofaciológica descrita em seu trabalho é sugestiva de um sistema fluvial do tipo meandrante. A presença de rochas de textura fina, variando de arenitos finos a lamitos, foi relacionada pelos autores a depósitos de planície de inundação.

Tradicionalmente, a unidade vinha sendo considerada como de origem continental, mas trabalhos recentes vêm mostrando evidências de influência marinha, através de análise palinológica (Arai, 2005, 2006), em vários pontos da costa brasileira. Nesses trabalhos, este autor mostra a evolução desta unidade em associação com as variações eustáticas do Mioceno utilizando-se de datações palinológicas e correlações estratigráficas realizadas, principalmente, no norte do país.

A idade da Formação Barreiras tem sido recentemente objeto de estudos palinológicos e radiométricos que apontam para uma idade miocênica. Através de datação da alteração do óxido de Fe e Mn dissolvidos e reprecipitados pela lixiviação no perfil de intemperismo, Lima (2008) estabeleceu uma idade absoluta para o intemperismo da Formação Barreiras, chegando assim a sua idade mínima de deposição. De acordo com Lima (2008), a Formação Barreiras foi depositada entre aproximadamente 23 M.a e 17 M.a. Os processos de intemperismo perduraram até 7 M.a, indicando, possivelmente, a ocorrência de um período quente e úmido. Essas condições climáticas mais úmidas seriam a base pela qual se origina uma crosta laterítica na Formação Barreiras. Tal processo ocorrera a partir de um ambiente redutor, onde a lixiviação do Fe e posterior ascensão da água, por capilaridade, e evaporação em superfície promoveu a concentração de Fe menos solúvel em superfície.

Na Bacia Potiguar, a idade das rochas da Formação Barreiras ainda é motivo de debate, embora sua correlação com o Grupo Agulha seja a mais aceita. Lima (2008) atribuiu idades que variam entre 17 e 22 Ma para as rochas da Formação Barreiras, utilizando a datação de óxidos de manganês e óxidos/hidróxidos de ferro supergênicos por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e (U,Th)/He, respectivamente, o que permitiu determinar a idade de precipitação desses minerais. Arai (2006) encontrou resultados semelhantes através da datação do conteúdo microfossilífero da Formação Barreiras.

Nesse sentido, o topo da Formação Barreiras é definido por uma discordância salientada por horizonte de paleosolo laterítico contendo concreções ferruginosas, em geral sob forma de colunas verticalizadas de até 3 m de comprimento. Essa superfície registra períodos de climas tropicais, com estações secas e úmidas bem definidas (Rossetti, 2001). Esse nível laterizado foi utilizado por Rossetti (2001, 2006) como marco estratigráfico superior da Formação Barreiras, sendo os depósitos sobrepostos, considerados como unidade distinta. Esses depósitos, apesar de expressivos e relevantes para a reconstituição de eventos quaternários, são ainda insuficientemente documentados no Nordeste do Brasil. Em parte, isso se deve ao fato que, por muito

tempo, esses estratos terem sido considerados não como unidade sedimentar à parte, mas como resultado de um manto intempérico sobre as rochas neógenas (Tatumi et al., 2008).

### 7.2.3 Dados anteriores relativos aos depósitos quaternários

Os depósitos quaternários da área de estudo ocorrem na forma de sedimentos que recobrem a Formação Barreiras e o embasamento Cretáceo. Na parte litorânea, o Quaternário é representado pelos depósitos eólicos na forma de dunas ativas e inativas e lençóis de areia eólicos. Também ocorrem depósitos de praias e de planície de maré, sobretudo na área adjacente a foz do Rio Apodi-Mossoró.

Bezerra et al., (2003), através de datação de bivalves, recifes de coral, turfas e vermitídeos por radiocarbono em *beachrocks* de diversos pontos da costa do Rio Grande do Norte, estabeleceu uma curva de variação do nível do mar para o Holoceno possibilitando, assim, a correlação entre os depósitos quaternários e os níveis de base controlados pelas oscilações eustáticas.

As oscilações eustáticas controlam um grupo de processos geológicos e geomorfológicos acerca da evolução do Quaternário costeiro. Barreto et al., (2004) através da cartografia de terraços marinhos, *beachrocks* e domínios eólicos associada a datação por termoluminescência propuseram uma distinção entre depósitos pleistocênicos e holocênicos do Quaternário costeiro do Rio Grande do Norte. Esses autores admitiram que os depósitos quaternários formaram-se a partir de episódios de sedimentação que variam do Pleistoceno tardio ao Holoceno, correlacionando a fases glaciais e interglaciais.

Individualizando os depósitos quaternários da Formação Barreiras, Rossetti et al., (2011), reconheceram duas unidades deposicionais, Pb1 e Pb2 no litoral da Paraíba. Na unidade Pb1 foram reconhecidos vários contextos deposicionais relacionados à fácies fluviais influenciados por marés. Acima de Pb1 a unidade PB2 foi interpretada como derivada de um sistema deposicional eólico.

Moura Lima et al., (2010) individualizaram os depósitos quaternários costeiros da porção central da Bacia Potiguar em depósitos flúvio-lacustres, depósitos transicionais e depósitos eólicos litorâneos. Na parte continental, os depósitos quaternários mais distais aos vales fluviais foram descritos tradicionalmente como Formação Barreiras.

### 7.3 Metodologia

A metodologia desse trabalho baseou-se em mapeamento dos depósitos quaternários na área de estudo, a partir de geoprocessamento. Também foi feito processamento de imagens do radar SRTM, que geraram blocos diagrama tridimensionais do relevo regional. Na etapa seguinte procedeu-se à coleta de dados de campo, a partir da descrição geológica e geomorfológica associada à coleta de amostras para datação por LOE/SAR. Em campo foi realizada a descrição dos perfis e a caracterização faciológica dos depósitos sedimentares quaternários. A referida caracterização incluiu a descrição granulométrica com a elaboração de seções colunares verticais, cor dos sedimentos, levando em consideração o elevado grau de oxidação e bioturbação, estruturas sedimentares primárias e geometria dos depósitos. Associada a esse trabalho, foi inserida no MDT a partir da krigagem dos dados geocronológicos das datações, permitindo a visualização das idades das formações superficiais e sua relação com o relevo.

Os depósitos quaternários da área de estudo, por possuírem composição essencialmente siliciclástica, permitem a possibilidade do uso do método da luminescência para a datação absoluta. Esses depósitos testemunham importantes eventos paleoambientais atuantes no Cenozóico e, para melhor elucidar sua história geológica, foram obtidas 40 idades absolutas dos depósitos pós-barreiras, possibilitando assim, seu correto posicionamento geocronológico.

Dessa forma, além da interpretação relativa ao paleoambiente deposicional, o presente trabalho visa estabelecer a geocronologia dos sedimentos pós-Barreiras a partir do método luminescência opticamente estimulada (LOE) através do protocolo SAR (*Single Aliquot Regeneration*).

Atualmente, o protocolo SAR é o mais utilizado na datação por LOE, pois, com ele, é obtida uma maior quantidade de idades para uma mesma amostra, fazendo com que o erro de cada uma delas seja menor quando comparado aos demais protocolos (Tatumi et al., 2008). A datação absoluta por luminescência é o único método geocronológico que permite obter, com grande potencialidade, a idade deposicional (Duller, 2004) de siliciclásticos quaternários, sem restos orgânicos (Sallun et al., 2007). Ela alcança idades de até 1,5 Ma e, portanto, abrange parte importante do Pleistoceno.

Esse método consiste em medir o sinal relacionado ao deslocamento de elétrons aprisionados nos defeitos da rede cristalina, principalmente do quartzo e do feldspato. Esses resultam da heterogeneidade da estrutura cristalina do mineral e aprisionam elétrons que podem sair de seu estado estável mediante um estímulo óptico ou térmico (Stokes, 1999). Dessa maneira, as datações por luminescência quantificam os defeitos da rede cristalina mediante a liberação de elétrons a partir da submissão da amostra a luz ou calor. Nesse caso, a luminescência representará a quantidade de defeitos produzidos na rede cristalina, que será proporcional ao tempo na qual o mineral permaneceu em seu ambiente deposicional.



Figura 7.2 Esquema simplificado da Datação por Luminescência.

Os métodos de datação por luminescência de cristais baseiam-se na interação da radiação ionizante (radiação- $\gamma$ , partícula- $\beta$  e partícula- $\alpha$ ) com o cristal natural. Quando a radiação incide sobre o cristal, ocorre a ionização do mesmo, com a criação de pares de cargas positivas e negativas no seu interior. Essas cargas podem ser aprisionadas em armadilhas, formadas por defeitos e impurezas da rede cristalina, constituindo, assim, estados meta-estáveis, que podem ter um tempo de vida estimada em milhões de anos. Quando o cristal é aquecido, há a liberação das cargas, que podem ser recombinadas por meio da emissão de luz, fenômeno denominado termoluminescência (TL). Se o cristal for estimulado opticamente, ele pode emitir luz em comprimento de onda diferente daquele usado na estimulação, sendo a luz emitida dessa forma denominada luminescência opticamente estimulada (LOE). Quanto maior o tempo de submissão do cristal às radiações ionizantes emitidas pelos radioisótopos naturais ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$ ) que estão no solo, ou pela radiação cósmica, maior será a concentração

de estados meta-estáveis no cristal e, conseqüentemente, maior será a intensidade de emissão TL ou LOE (Tatumi et al., 2008).

As datações foram realizadas no Laboratório de Vidros e Datação (LVD) da FATEC-SP (Faculdade de Tecnologia de São Paulo), com o aparelho Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc. A taxa de aquecimento de 10°C/s e a DA (Dose Anual) foi obtida com o equipamento Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (NaI-Tl).

Para a coleta das amostras foi realizada limpeza nos afloramentos, para remoção do material superficial, a fim de evitar a contaminação pela incorporação de grãos minerais de diferentes idades. A coleta foi feita a, no mínimo, 1 m de profundidade em relação à superfície do terreno, para evitar materiais de exposição recente a raios solares, bem como horizontes mais bioturbados. As amostras foram coletadas em tubos opacos de PVC, introduzidos horizontalmente por um extrator nos níveis de coleta, logo após a retirada, os tubos foram fechados para evitar a exposição à radiação solar e enviados imediatamente ao laboratório, para evitar a mínima perda de umidade.

## **7.4. Resultados dos estudos de campo**

### **7.4.1 Depósitos Cretáceos**

Na área de pesquisa, o topo da seção pós-rifte da Bacia Potiguar corresponde aos depósitos cretáceos, sendo representados pelos carbonatos da Formação Jandaíra. Em campo, essas rochas apresentam-se intemperizadas, com coloração superficial gradando do cinza escuro ao cinza claro e creme claro. Por vezes, é possível constatar níveis mais dolomíticos, que produzem alterações na cor.

Sua ocorrência em superfície é mais constatada a sul das Serras do Mel e de Mossoró, formando extensas planícies não carstificadas, com exceção de alguns pontos onde é constatado o desenvolvimento de cavernas. Outras feições típicas de relevo carstico, como campos de Lapiás, Dolinas, Poljés, não possuem ocorrência na área. Tal fato deriva das limitações climáticas que impõem condições de baixa umidade associada a períodos longos de estiagem, chegando até 09 meses do ano com clima do tipo subequatorial semiárido (Bsh). Em consequência, os solos pouco desenvolvidos são rasos, do tipo Chernosolos, e sustentam uma caatinga do tipo arbustiva, dos tipos densa e dispersa.

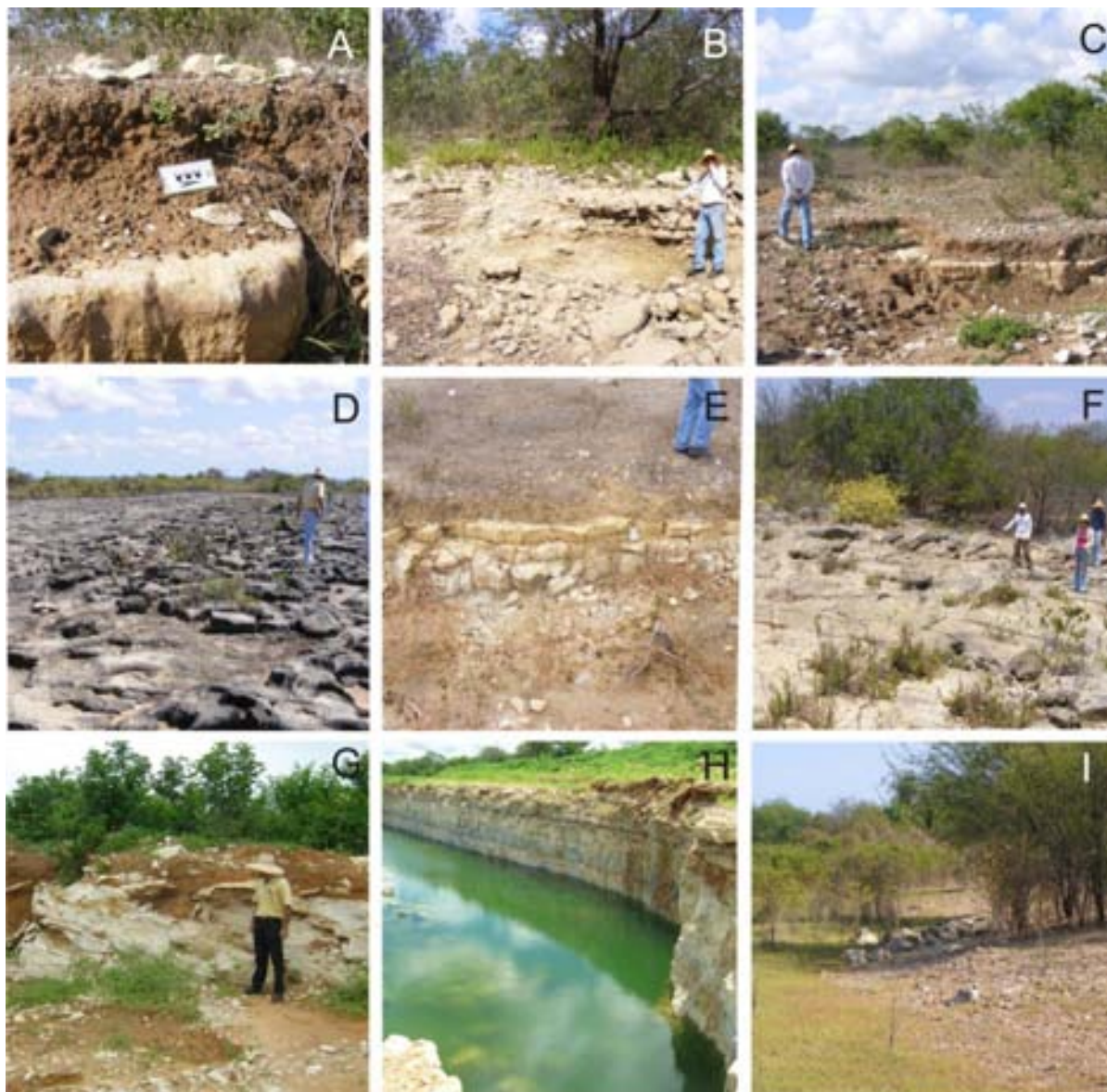


Figura 7.3 Afloramentos da Formação Jandaíra no setor de estudo. A: Delgado perfil de solo alóctone sobre a Formação Jandaíra. B: Vertente em vale seco. C: Afloramento da Formação jandaíra em solo raso. D e E: Lajedos com incipiente carstificação na Formação Jandaíra. F: Delgado perfil de solo autóctone sobre a Formação Jandaíra. G e H: Afloramentos em zonas de mineração. I: Afloramento da Formação Jandaíra na planície de inundação sazonal do Rio Apodi-Mossoró. Para a localização das fotos, vide mapa A.1 do Anexo.

Os afloramentos da Formação Jandaíra ocorrem de forma variável, com pequenos e dispersos blocos no vale do Rio Apodi Mossoró (figura 5.3 I) até extensas superfícies na forma de lajedos. As trincheiras naturais ocorrem principalmente em vertentes de vales secos, contudo os afloramentos mais expressivos ocorrem nas áreas de exploração, onde as lavras apresentam cortes verticais de até 6 metros (figura 7.3 H).

Em escala regional, a Formação Jandaíra forma uma extensa superfície plana, com baixo nível de dissecação. Os processos erosivos nessa unidade ficam limitados a

morfogênese física, uma vez que a permeabilidade dos carbonatos, associada aos baixos valores de umidade e precipitação, limitam a pedogênese e a erosão.

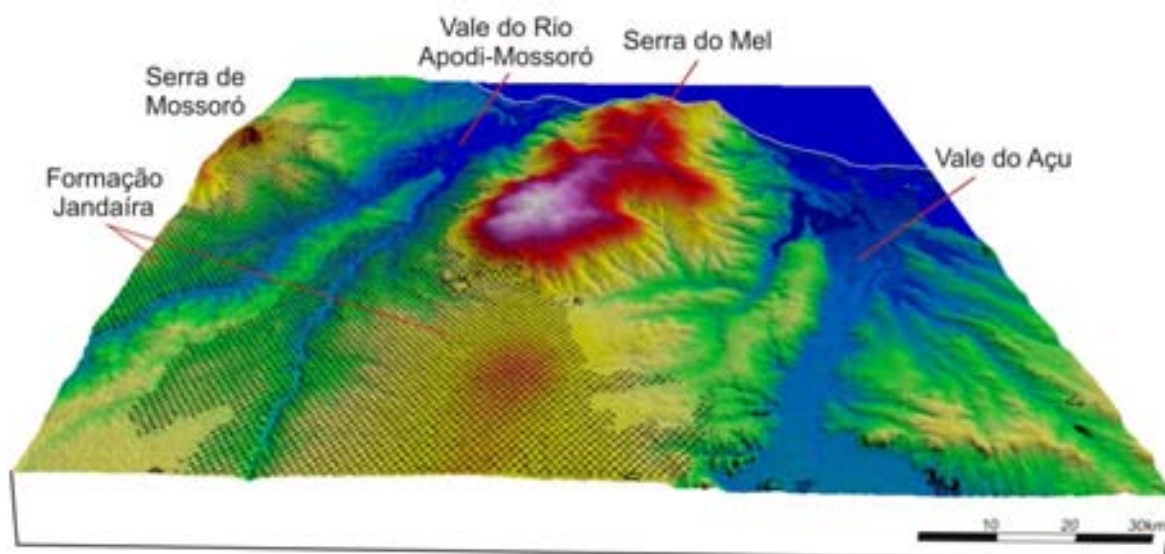


Figura 7.4 Relevo na área de ocorrência (em hachura) da Formação Jandaíra. O restante da área (não hachurada) do bloco diagrama corresponde aos depósitos cenozóicos.

Conforme figura 7.4, a área em hachura representa a ocorrência da Formação Jandaíra e constitui uma unidade do relevo situada entre as cotas 50 e 120m.

#### 7.4.2 Formação Barreiras

A Formação Barreiras recobre a Formação Jandaíra da Bacia Potiguar. Na área de pesquisa essa unidade é caracterizada por estratos areníticos a conglomeráticos, com matriz argilosa. O arcabouço é predominantemente quartzoso, com clastos subangulosos a subarredondados, de até 5 cm. Frequentemente tem-se a presença de níveis ou camadas de siltitos e argilitos, intercalados a níveis conglomeráticos. A Formação Barreiras apresenta também matriz argilosa com bolsões e/ou níveis de seixos. Na maioria dos afloramentos ocorrem porções ferruginosas e concreções lateríticas (figura 7.5). Em alguns afloramentos são verificados blocos de calcedônia, indicando níveis onde ocorreu silicificação mais intensa. Normalmente, essa unidade litoestratigráfica encontra-se bem consolidada e recoberta por uma camada cascalhosa ou crosta laterítica.

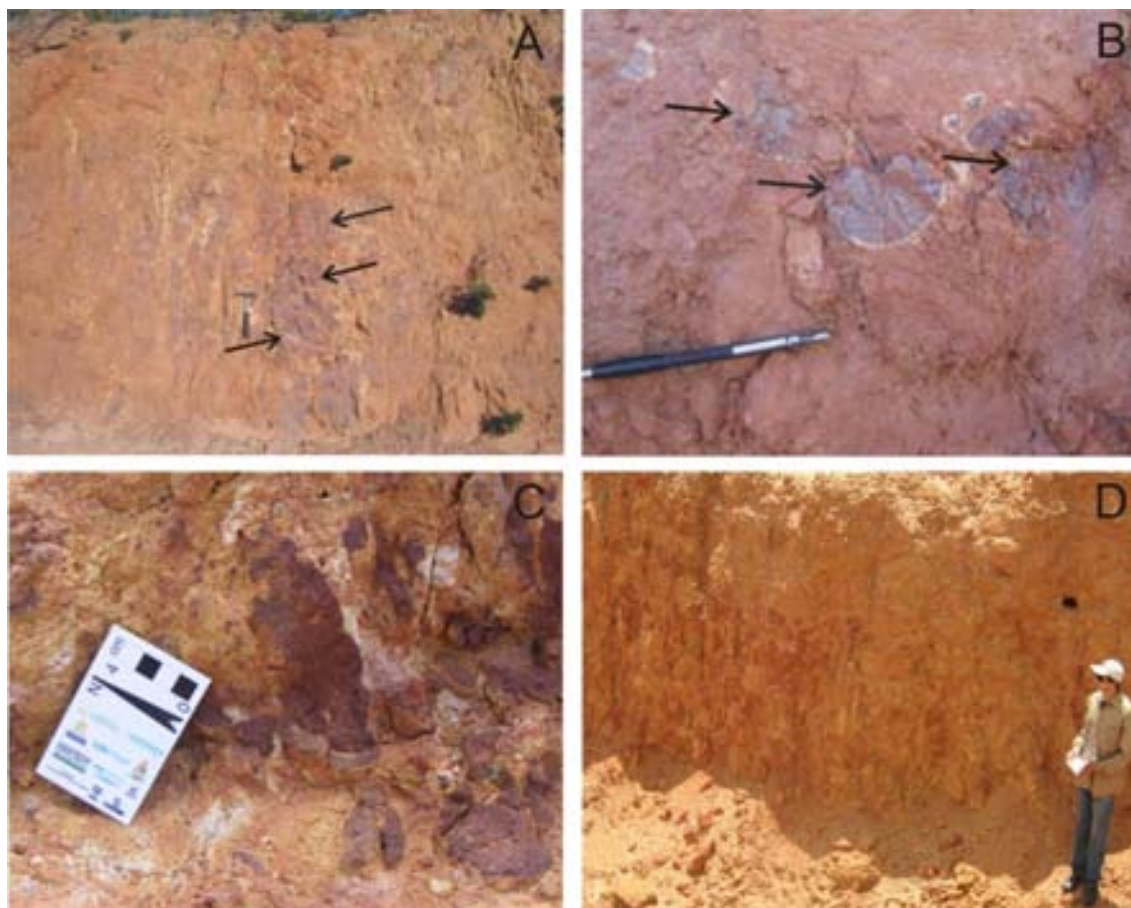


Figura 7.5 Afloramento da Formação Barreiras com concreções ferruginosas no topo da Serra do Mel. A: Concreção ferruginosa em escala de afloramento. B e C: Concreções ferruginosas em detalhe. D: Formação Barreiras sotoposta a nível conglomerático. Para a localização das fotos, vide mapa A.1 do Anexo.

Na área de pesquisa, esses níveis concrecionários são interpretados como o limite estratigráfico superior da Formação Barreiras, sendo os depósitos sobrepostos considerados uma unidade à parte. Esse nível concrecionário não chega a formar uma crosta bem marcada como é observado em outros pontos de ocorrência da Formação Barreiras no litoral do Nordeste.

O critério de separação de unidades do Neógeno (Formação Barreiras) de unidades quaternárias utilizando desse nível concrecionário foi utilizado por Rosseti et al. (2001, 2006, 2011) para separar os depósitos neogênicos da Formação Barreiras dos depósitos quaternários que a recobrem, nos estados do Pará e Paraíba.

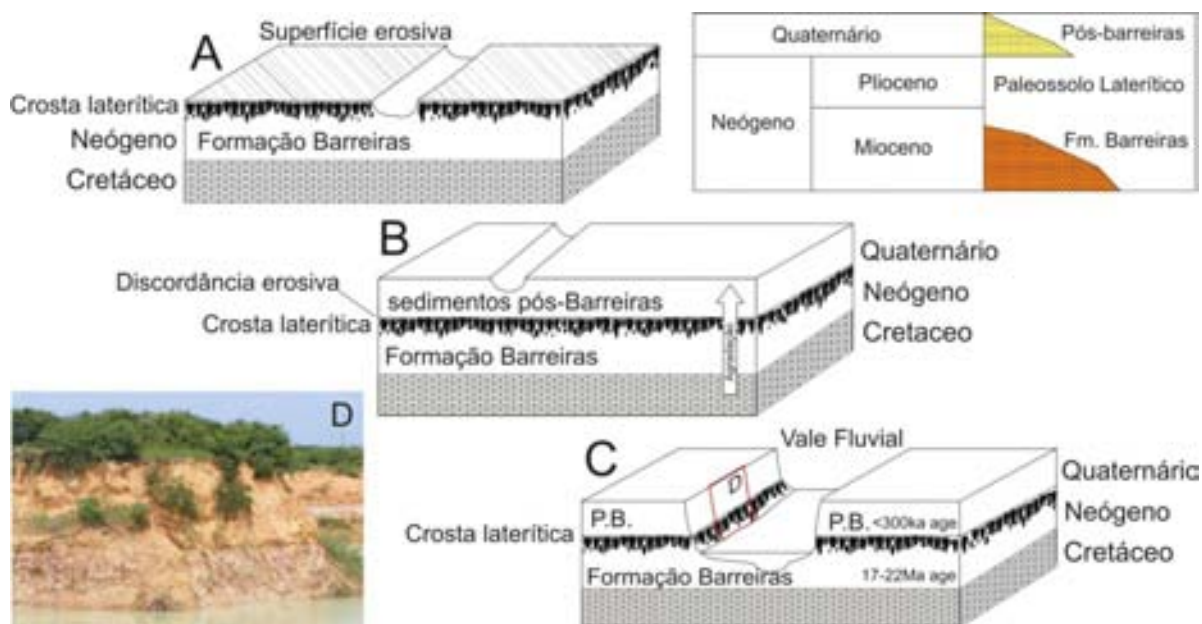


Figura 7.6 – Formação dos depósitos Pós-Barreiras. A representa a formação do paleossolo laterítico entre o final do Mioceno e no decorrer do Plioceno. B representa a deposição dos depósitos Pós-barreiras no Quaternário. C representa a situação atual a partir da dissecação dos depósitos Neógenos e Quaternários. C1 Foto dos depósitos pós-Barreiras sobre horizonte concrecionário laterítico.

Conforme figura 7.7, é possível observar que a Formação Barreiras tem sua principal zona de ocorrência na porção centro-norte de Serra do Mel, entre as cotas 100 e 230 m. Nas vertentes laterais e no segmento sul dessa serra a Formação Barreiras é coberta pelos sedimentos quaternários, que atingem 270 m de altitude.

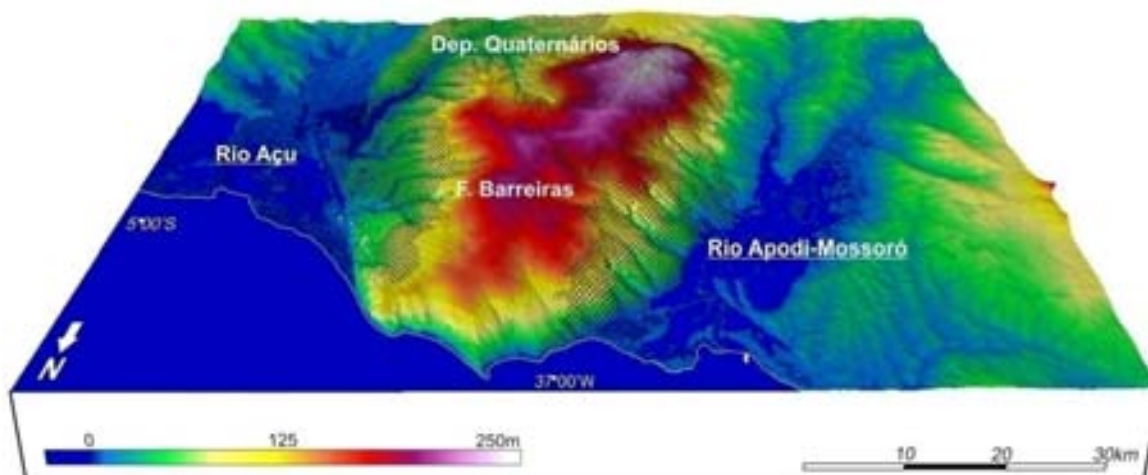


Figura 7.7 Formação Barreiras no topo da Serra do Mel.

### 7.4.3 Depósitos Quaternários Aluviais

Na Bacia Potiguar, os sedimentos quaternários são caracterizados por arenitos conglomeráticos intercalados por níveis de areia média a fina, silte e argila. Suas associações faciológicas sugerem a ocorrência de processos deposicionais associados a um sistema fluvial entrelaçado com variações para meandrante. A granulometria maior ocorre em depósitos de preenchimento de canais e a menor, em depósitos de planície de inundação.

Os depósitos de canais e de planície de inundação podem ser divididos em três tipos principais. Com base na caracterização textural, propriedades físicas, geometria deposicional e associação faciológica, foram subdivididas as seguintes fácies: Qa conglomerática, Qb arenítica, subdividida em Qb1: arenítica com estrutura maciça, Qb1c: arenítica com estrutura maciça e concreções ferruginosas e Qb2: arenítica com estratificação cruzada e textura média, fácies Qc arenítica com estratificação plano-paralela e textura média a fina.

A fácies Qa corresponde à ocorrência de conglomerados polimíticos sustentados por matriz arenosa ou suportados, geralmente, com estrutura maciça ou mascarada pela oxidação, pelo mosqueamento associado à lixiviação e/ou pela fluidização associada à paleosismicidade. No seu arcabouço, predominam seixos de baixa esfericidade e formato de elipsóide compostos de quartzo. Também ocorrem seixos de feldspato e clastos de laterita, resultantes da erosão e remobilização da crosta laterítica da Formação Barreiras. A cimentação ferruginosa, por vezes incipiente, confere-lhe uma coloração alaranjada. Essa fácies foi interpretada como resultante de preenchimento de fundo de canal entrelaçado e migração de barras longitudinais sob correntes trativas unidirecionais subaquosas.

A fácies Qb é representada por arenitos de textura grossa, com coloração alaranjada e estrutura maciça ou estratificação cruzada acanalada, com a ocorrência de grânulos dispersos. As estratificações cruzadas estão marcadas, principalmente, por grânulos de quartzo, dispostos em sets de 5 a 10 cm de espessuras compondo uma estratificação de médio porte, interpretadas como resultantes da migração de formas de leito, no caso barras de crista sinuosa sob fluxo trativo unidirecional subaquoso em regime de fluxo inferior. As camadas possuem até 2 m de espessura, com contatos erosivos entre as fácies. Por vezes, a geometria do canal é preservada. Também apresentam comumente elevado mosqueamento decorrente da bioturbação típica de ambiente subaquoso associado a essa fácies, como as áreas de várzeas e barras fluviais.

A fácies Qc corresponde à planície de inundação sazonal onde o grau de seleção dos sedimentos é maior que nas demais fácies. Nessa fácies ocorrem arenitos com textura fina, também podem ocorrer níveis argilosos com laminação plano-paralela podendo ser relacionada a sistema fluvial de baixa energia ou a uma fácies distal ao canal. Nesses depósitos, a estratificação plano-paralela é particularmente comum e está relacionada com correntes de baixa velocidade sobre condições de regime de fluxo inferior, onde o transporte ocorre em velocidades menores que a requerida para iniciar saltação (Sugio, 2003). Alguns depósitos da fácies Qc apresentam-se como areias maciças sem estruturação primária aparente, podendo ser relacionada à perda da estrutura por fluidificação ou por intensa decantação de areia em suspensão.

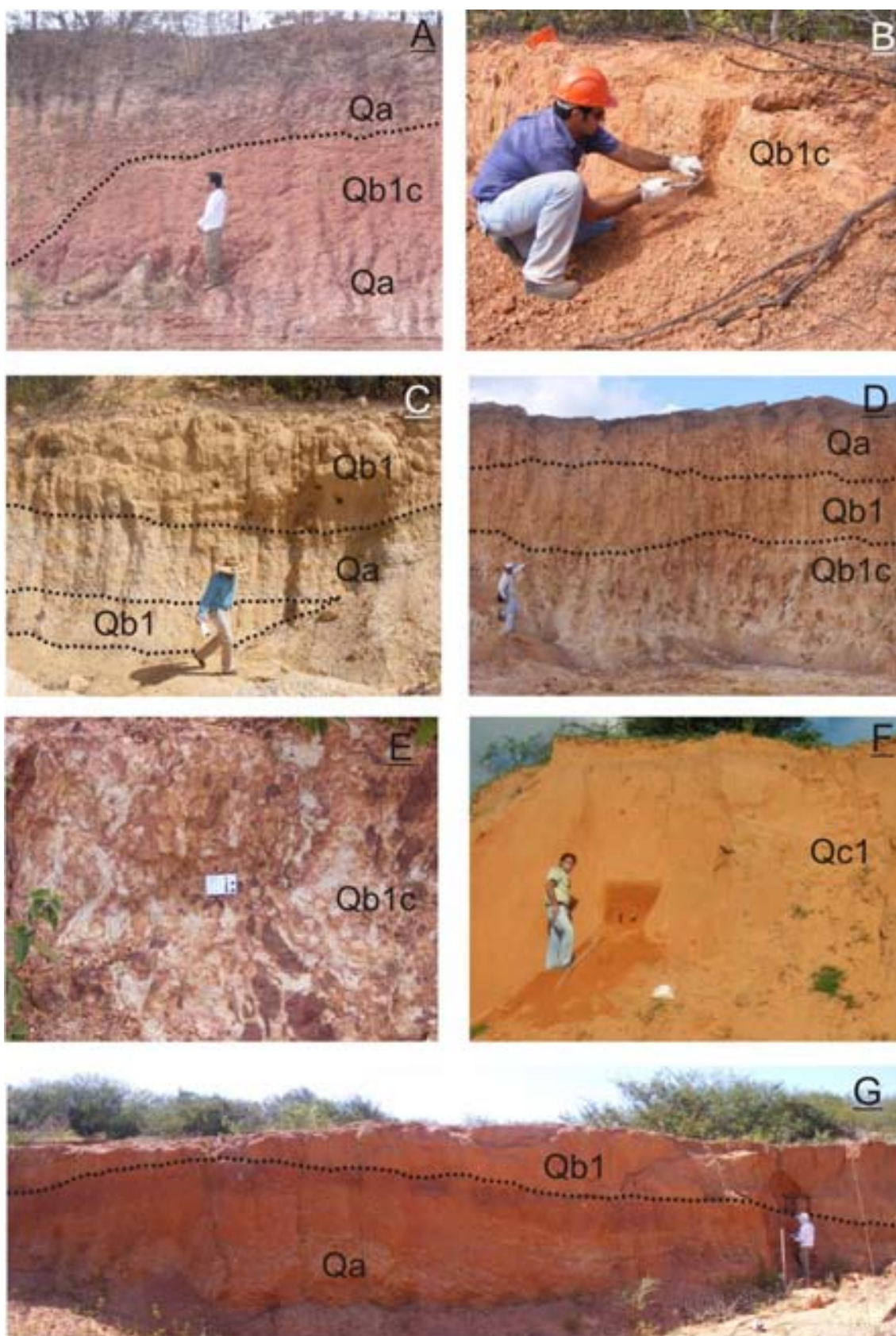


Figura 7.8 Fácies dos depósitos pós-Barreiras na Bacia Potiguar. **A:** Ciclo fluvial de gradação normal, com fácies conglomeráticas gradando para areníticas no topo. **B:** Fácies arenítica com estrutura maciça e concreções ferruginosas. **C:** mostra o contato entre os depósitos de canal e de planície de inundação. **D:** Espesso pacote de arenito com concreções ferruginosas na base e depósitos de fundo de canal no topo. **E:** Arenito com concreções ferruginosas e zonas de redução por lixiviação (mosqueado branco) que obliteram as estruturas sedimentares primárias. **F:** Espesso pacote de areias maciças. **G:** Depósito fluvial

preservando a morfologia do canal sotoposto a depósito de planície de inundação. Para a localização das fotos, vide mapa A.1 do Anexo.

A partir do empilhamento vertical das fácies Qa, Qb e Qc e correlação das mesmas, foi possível individualizar ciclos de normais de granodecrescência ascendente, os quais podem ser correlacionados com o modelo de fácies proposto por Walker (1984) para sistemas fluviais. Com base nessa descrição e interpretação das fácies foi possível compartimentar os depósitos fluviais identificados nos afloramentos analisados em três categorias principais:

1. Depósitos de preenchimento de canal (Qa)
2. Depósitos resultantes da migração das formas de leito (Qb)
3. Depósitos de planície de inundação sazonal (Qc)

Os depósitos de preenchimento de canal são representados pelas fácies 1(Qa) e 2(Qb), compreendendo os conglomerados, arenitos de textura grossa a média, com estratificações cruzadas acanaladas e gradação normal. Eventualmente, a fácies 1(Qa) também ocorre na forma maciça exibindo apenas gradação normal. Os arenitos de textura grossa a média pertencentes à fácies 2(Qb), com estratificações cruzadas acanaladas, representam principalmente feições do tipo barras de acreção lateral ou frontal, típicas de um sistema fluvial meandrante. Já os depósitos de planície de inundação 3(Qc) são caracterizados por pacotes de areia média a fina, com ocorrência de níveis laminados de argila e silte.

A associação Qa - Qb - Qc indica a intercalação entre depósitos trativos de alta energia, barras de migração frontal e lateral sob regime de fluxo inferior e depósitos por decantação, nesse caso os arenitos e argilitos da fácies Qc. A análise do afloramento R13 (figura 7.9) permitiu a identificação de 4 ciclos fluviais, separados por superfícies limitantes de 4<sup>o</sup> ordem, relacionadas a depósitos de preenchimento e transbordamento de canal. A figura 7.9 propõe, a partir dos dados faciológicos e de elementos arquiteturais, um modelo deposicional caracterizado por complexo de canais fluviais.

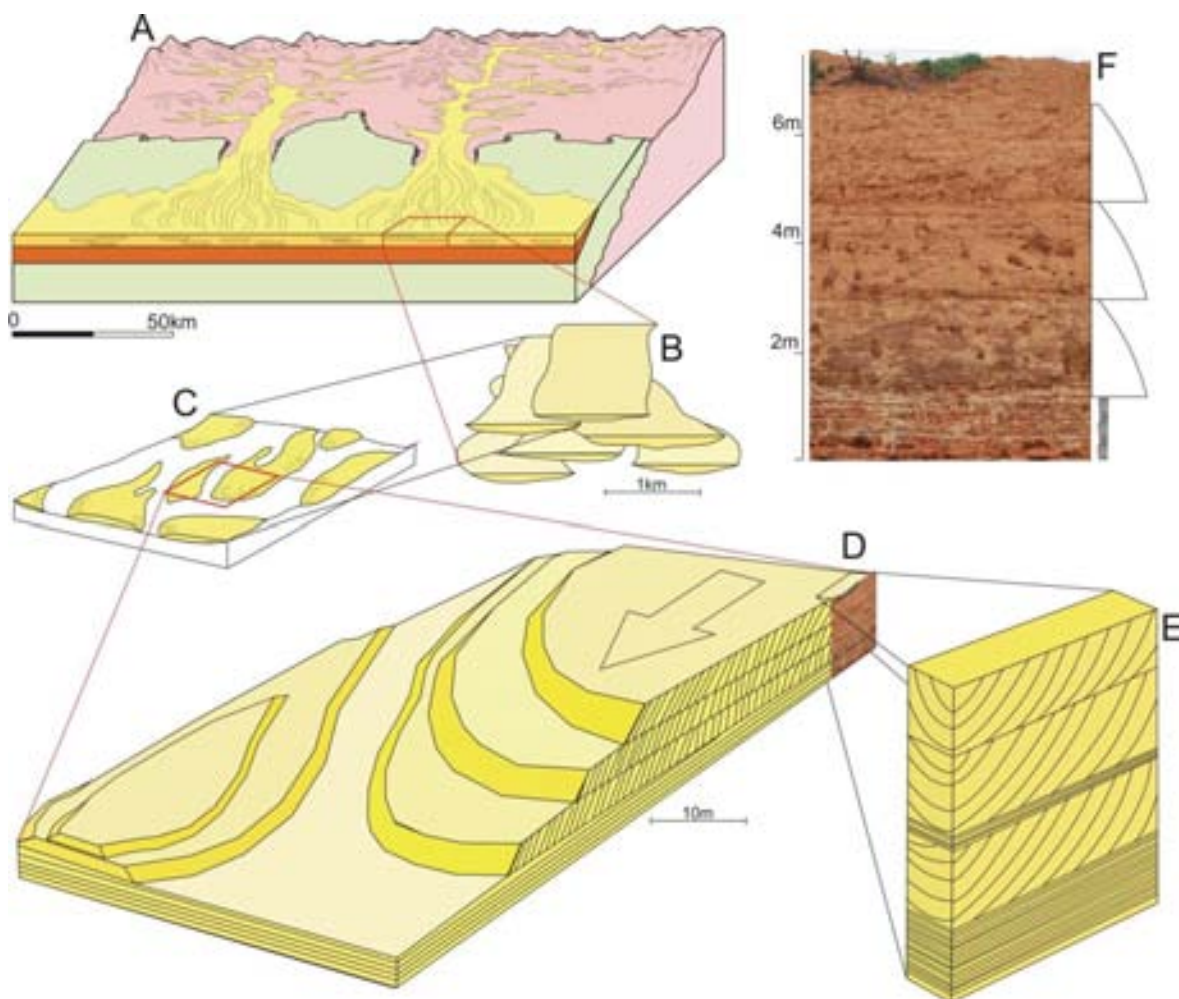


Figura 7.9 Arquitetura deposicional dos depósitos aluviais quaternários na área de estudo. A - representa o embasamento Pré-Cambriano em rosa e Cretáceo em verde. Sobre o embasamento ocorrem as rochas da Formação Barreiras em laranja e os sedimentos Pós-barreiras em amarelo. B - representa o complexo de canais, formados pela migração dos canais e agradiação. C - representa as formas de leito com barras de acresção frontal e lateral. D - representa em detalhe uma barra de acresção frontal e no detalhe. E - sua arquitetura estratigráfica representada por estratos cruzados intercalados por estratos plano paralelos. F - mostra uma foto de sistema deposicional representado com uma seção colunar.

As associações faciológicas descritas nos depósitos pós-barreiras são compatíveis com as características de um ambiente fluvial com sistema deposicional relacionado a canais entrelaçados, com variações conforme a região estudada.

As seções colunares (figura 7.10) expressam as sequências cíclicas a partir do empilhamento vertical das fácies, nas variações granulométricas e nas estruturas sedimentares associadas.

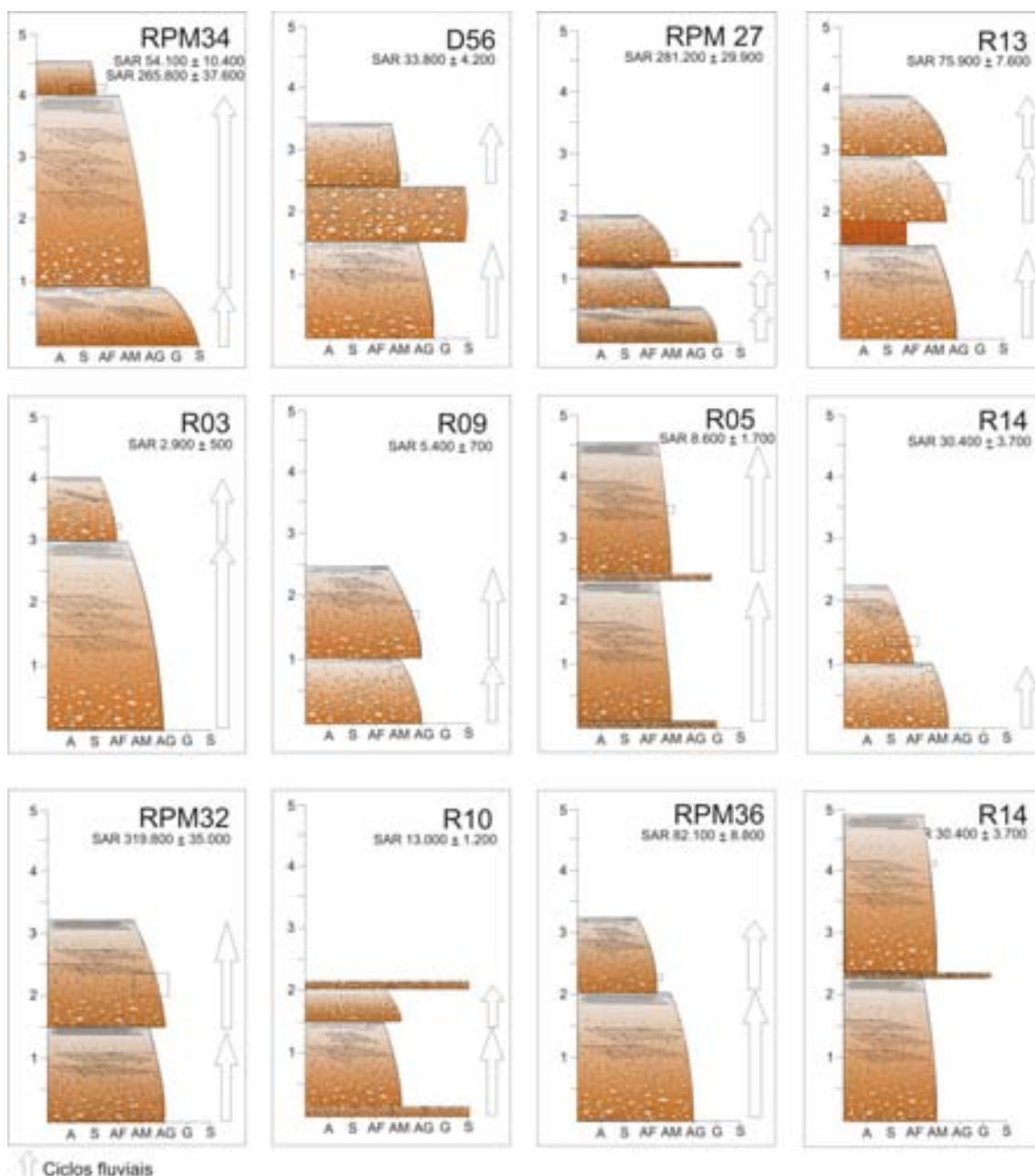


Figura 7.10 – Seções colunares nos depósitos aluviais quaternários. As localizações das seções colunares podem ser vistas no mapa de pontos datados (figura 7.12)

Os ciclos sedimentares e as sequências cíclicas referem-se a etapas sucessivas de preenchimento sedimentar de uma bacia, que termina com o retorno às condições iniciais. Em termos concretos, os ciclos sedimentares são representados por uma repetição ordenada de dois ou mais termos litológicos (Suguio, 2003).

As fácies aluviais gradam para sedimentos finos, formando perfis verticais de granodecrescência ascendente. Dessa forma, formam-se ciclos deposicionais que, no presente caso, exibem indicativos sugestivos de um sistema fluvial entrelaçado.

#### 7.4.4 Depósitos quaternários costeiros.

Os depósitos quaternários costeiros concentram-se na região estuarina do Rio Apodi-Mossoró, incluindo suas margens e canais secundários. Esses depósitos estão associados à planície de maré e ocorrem nas áreas abrigadas da energia da costa por esporões arenosos e por ilhas barreiras. Os depósitos fluvio-marinhos correspondem a sedimentos constituídos basicamente por areia fina, a silte, pobremente selecionados e com alto teor de carbonato de cálcio e matéria orgânica.

As áreas que permanecem emersas durante longo tempo e que são cobertas pelas águas oceânicas apenas nas grandes marés de sizígia, estão recobertas por extensos tapetes de algas azuis-verdes (Silva, 1991). Ele cita como os principais mecanismos responsáveis pela deposição e distribuição de fácies/subfácies na planície de maré, a agração e progradação, bem como a acreção lateral em associação com barras em pontal em canais de maré meandantes e seus tributários. A planície flúvio-marinha, área de transição, com interpenetração do ambiente marinho e fluvial, tem características singulares fortemente condicionadas pela alta salinidade e baixas concentrações de oxigênio (Minora et al. 2010).

Os depósitos litorâneos praias são compostos por areias quartzozas inconsolidadas, com granulometria variando de fina a grossa, pobremente selecionada a selecionada, com coloração esbranquiçada, com grânulos e carapaças de organismos marinhos. Esses depósitos ocorrem ao longo de toda a faixa litorânea da área.

São encontrados principalmente na zona de estirâncio ou intermaré, ou seja, são depositados em estreitas faixas atuais de zonas de praias interrompidas apenas na foz dos estuários. São caracterizados pelo intenso e constante retrabalhamento sedimentar por processos fluviais, marinhos e eólicos, envolvendo um aporte contínuo de sedimentos (Araújo, 2006).

Os depósitos de dunas também estão localizados em toda a faixa litorânea da área e são representados pelos campos de dunas vegetadas e não vegetadas. Essas dunas correspondem a dunas eólicas de sedimentos constituídos por fração de areia fina a média, composta predominantemente por quartzo e, por vezes, fragmentos de conchas de animais marinhos. Apresentam coloração variando de esbranquiçada a alaranjada. Os grãos são bem selecionados, arredondados a subarredondados. Algumas dunas apresentam estratificações cruzadas.

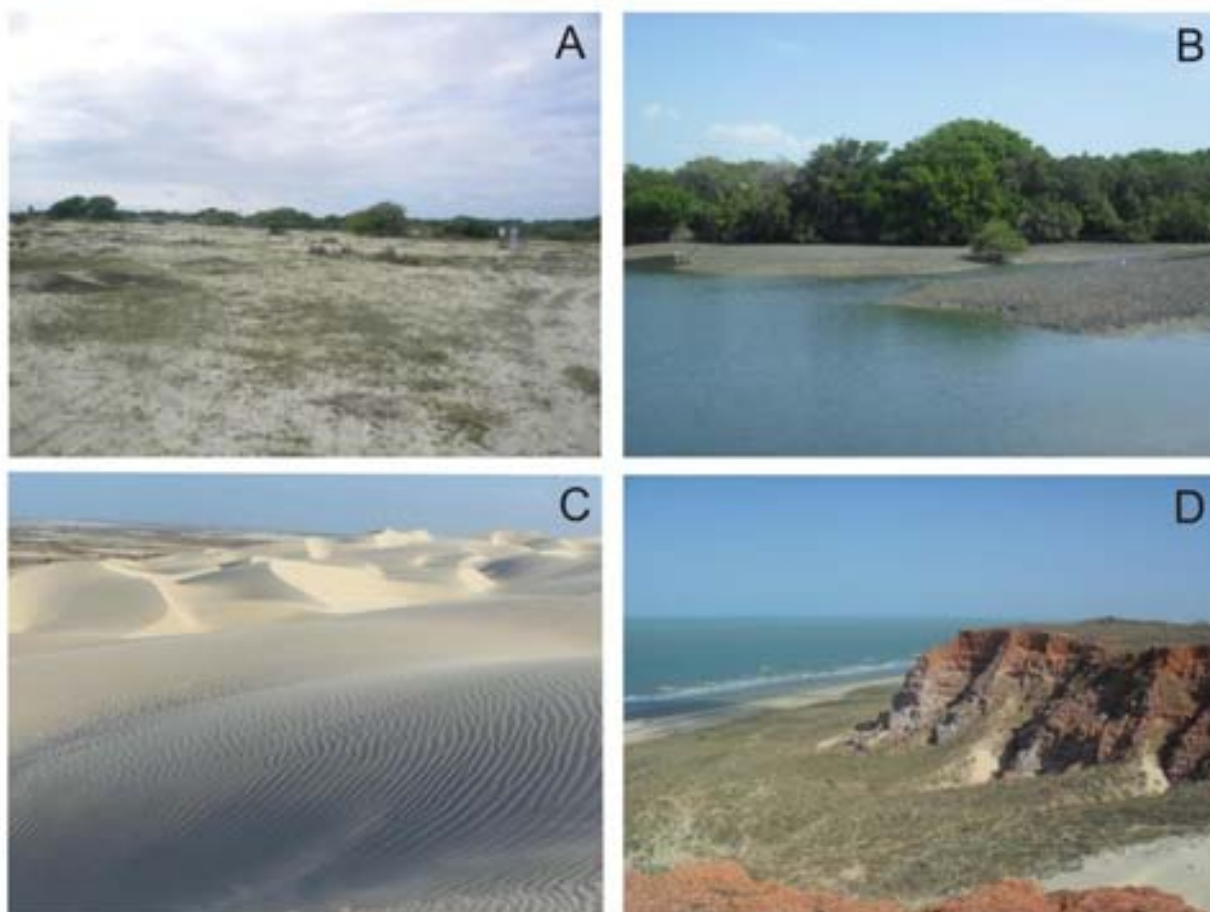
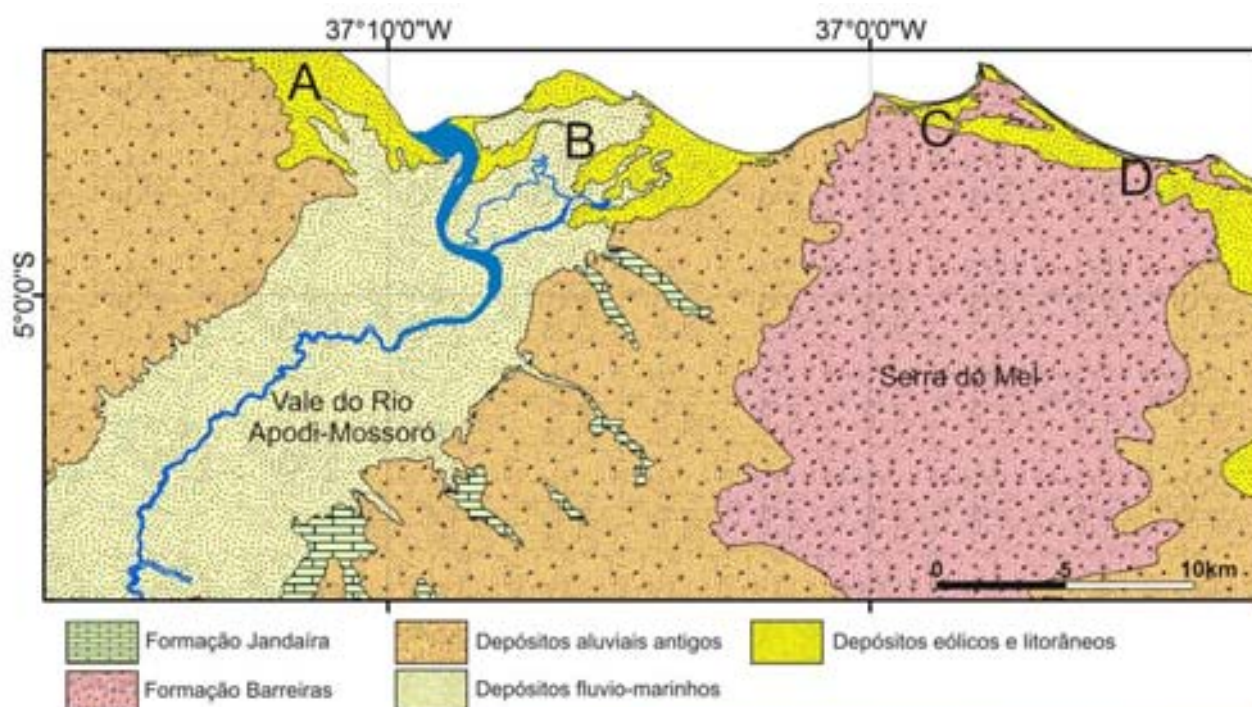


Figura 7.11 Mapa das coberturas sedimentares costeiras da área de estudo. Figura 5.11 A: extensa cobertura arenosa resultante da progradação da linha de costa. B: depósitos flúvio-marinhos da foz do Rio Apodi-Mossoró. C: campo de dunas recobrendo a Formação Barreiras na porção litorânea de Serra do Mel. D: Formação Barreiras na parte litorânea de Serra do Mel.

### 7.5 Geocronologia dos depósitos quaternários.

Foram amostrados para datação 40 pontos identificados no mapa a seguir. Nesses pontos foram mapeadas as principais ocorrências dos depósitos quaternários (figura 7.12).

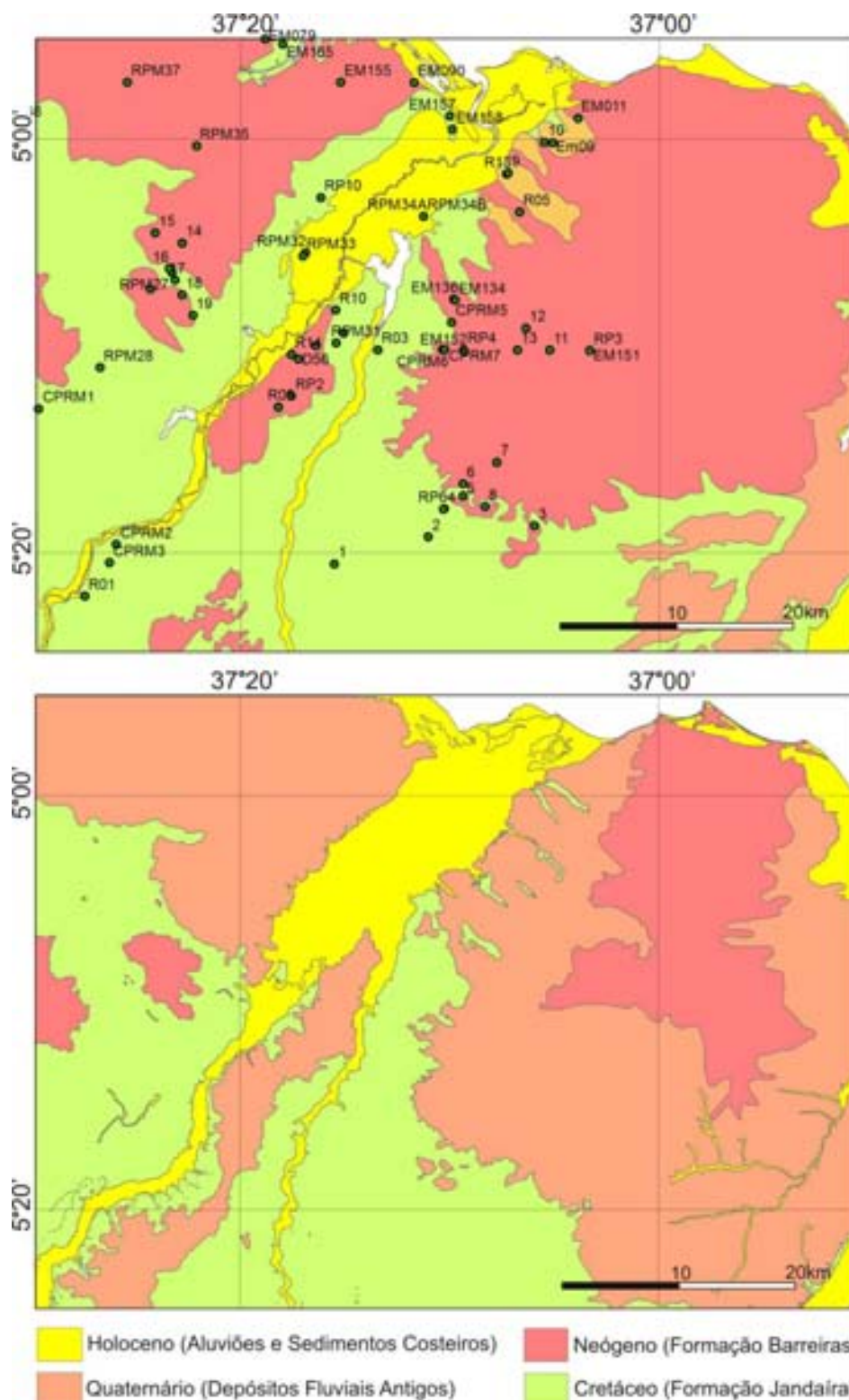


Figura 7.12 Mapa Superior - Pontos de coleta para datação. Mapa de pontos feito a partir do *shape* de Geologia da CPRM (2000) e inferior, novo mapa proposto a partir dos dados geocronológicos.

As idades obtidas foram agrupadas em zonas homólogas, permitindo assim conhecer as áreas com superfícies mais antigas ou mais novas, estabelecendo a diferenciação geomorfocronológica da área de estudo.

Os dados de datação dos depósitos quaternários apontam para idades que variaram do Pleistoceno tardio ao Holoceno. Esses dados demonstram que seu ambiente deposicional é bem mais recente que a sedimentação da Formação Barreiras (17-22 Ma). Essas diferenciações de idades obtidas dentro da área de pesquisa possibilitaram a individualização em setores onde os processos de modelagem geomorfológica se dão a partir da erosão diferencial.

Os depósitos situados ao nível base atual, como a planície de inundação sazonal do Rio Apodi-Mossoró, não foram amostrados, uma vez que o preenchimento sedimentar dos vales associados a esse setor estão relacionados à planície de inundação sazonal. Quanto aos depósitos fluvio-marinhos, datam invariavelmente da eustasia positiva holocênica, que teve seu ápice a 5.000 A.P. (Bezerra et al., 2003).

Para fora da área do vale atual, foram extraídas 40 amostras de sedimentos e rochas sedimentares para datação por luminescência. Os resultados são sintetizados na tabela 7.1.

Sample	Latitude-Longitude	Annual dose rate ( $\mu\text{Gy}/\text{y}$ )	Th (PPm)	U (ppm)	K(%)	Method	P(Gy)	Age(years)
R13	-(37,120839;5,025279)	2.125 $\pm$ 106	12,731 $\pm$ 0,458	3,108 $\pm$ 0,184	0,164 $\pm$ 0,024	LOE/SAR	161,23	75.900 $\pm$ 7.600
D56	-(37,288337;5,174781)	1.654 $\pm$ 123	4,73 $\pm$ 0,17	1,48 $\pm$ 0,03	0,70 $\pm$ 0,10	LOE/SAR	55,97	33.800 $\pm$ 4.200
EM090	-(37,195430;4,951145)	1.200 $\pm$ 340	4,787 $\pm$ 0,172	2,298 $\pm$ 1,274	0 $\pm$ 0	LOE/SAR	38,4	32.000 $\pm$ 5.000
EM157	-(37,166803;4,978211)	1.600 $\pm$ 190	2,776 $\pm$ 0,100	0,924 $\pm$ 0,169	0,924 $\pm$ 0,134	LOE/SAR	44,7	28.000 $\pm$ 3.700
EM158	-(37,164572;4,989109)	2.000 $\pm$ 130	7,260 $\pm$ 0,261	2,328 $\pm$ 0,052	0,633 $\pm$ 0,092	LOE/SAR	67,6	33.900 $\pm$ 3.850
EM165	-(37,301096;4,919938)	1.630 $\pm$ 75	7,432 $\pm$ 0,268	1,985 $\pm$ 0,014	0,345 $\pm$ 0,050	LOE/SAR	59,8	36.850 $\pm$ 3.550
EM155	-(37,254593;4,950816)	1.670 $\pm$ 165	5,609 $\pm$ 0,202	1,641 $\pm$ 0,226	0,611 $\pm$ 0,089	LOE/SAR	44,3	26.500 $\pm$ 3.900
R01	-(37,460194;5,367003)	2.113 $\pm$ 206	8,966 $\pm$ 0,323	2,118 $\pm$ 0,286	0,677 $\pm$ 0,098	LOE/SAR	70,75	33.500 $\pm$ 4.800
R02	-(37,274413;5,164236)	2.493 $\pm$ 259	7,355 $\pm$ 0,265	2,081 $\pm$ 0,250	1,176 $\pm$ 0,170	LOE/SAR	6,79	2.700 $\pm$ 400
R03	-(37,224727;5,167652)	1.771 $\pm$ 182	7,216 $\pm$ 0,260	1,652 $\pm$ 0,292	0,589 $\pm$ 0,085	LOE/SAR	5,19	2.900 $\pm$ 500
R05	-(37,110645;5,056010)	1.817 $\pm$ 257	6,577 $\pm$ 0,237	2,787 $\pm$ 0,701	0,394 $\pm$ 0,057	LOE/SAR	15,64	8.600 $\pm$ 1.700
R09	-(37,304901;5,213871)	1.365 $\pm$ 118	4,757 $\pm$ 0,171	1,605 $\pm$ 0,186	0,384 $\pm$ 0,056	LOE/SAR	7,35	5.400 $\pm$ 700
R10	-(37,258582;5,135410)	1.625 $\pm$ 168	7,835 $\pm$ 0,282	2,031 $\pm$ 0,007	0,305 $\pm$ 0,044	LOE/SAR	21,18	13.000 $\pm$ 1.200
RP2	-(37,294200;5,204990)	1.207 $\pm$ 81	6,764 $\pm$ 0,244	1,707 $\pm$ 0,133	0,058 $\pm$ 0,008	LOE/SAR	48,47	40.200 $\pm$ 4.000
RP3	-(37,054304;5,168056)	1.294 $\pm$ 83	7,970 $\pm$ 0,287	1,925 $\pm$ 0,238	0 $\pm$ 0	LOE/SAR	154,89	119.700 $\pm$ 13.700
RP4	-(37,155554;5,167590)	1.239 $\pm$ 91	4,511 $\pm$ 0,162	1,036 $\pm$ 0,062	0,423 $\pm$ 0,061	LOE/SAR	54,31	43.800 $\pm$ 5.400
RP6	-(37,171296;5,296313)	992 $\pm$ 85	3,745 $\pm$ 0,135	0,893 $\pm$ 0,132	0,274 $\pm$ 0,040	LOE/SAR	1,38	11.500 $\pm$ 1.600
RP10	-(37,270406;5,044158)	1.594 $\pm$ 241	5,952 $\pm$ 0,214	1,902 $\pm$ 0,616	0,446 $\pm$ 0,065	LOE/SAR	24,61	15.400 $\pm$ 3.100
R14	-(37,29429;5,17127)	2.132 $\pm$ 154	8,862 $\pm$ 0,319	2,300 $\pm$ 0,126	0,657 $\pm$ 0,095	LOE/SAR	64,8	30.400 $\pm$ 3.700
RPM28	-(37,448058;5,181929)	1.370 $\pm$ 130	2,877 $\pm$ 0,104	1,205 $\pm$ 0,107	0,623 $\pm$ 0,090	LOE/SAR	29,5	21.600 $\pm$ 3.100
RPM29	-(37,4075;5,118119)	1.930 $\pm$ 105	9,586 $\pm$ 0,345	2,130 $\pm$ 0,049	0,443 $\pm$ 0,064	LOE/SAR	140,1	72.850 $\pm$ 7.600
RPM31	-(37,258329;5,16193)	3.000 $\pm$ 225	12,847 $\pm$ 0,462	2,932 $\pm$ 0,115	1,069 $\pm$ 0,155	LOE/SAR	131,6	43.700 $\pm$ 5.400
RPM32	-(37,28266;5,08918)	1.712 $\pm$ 102	11,10 $\pm$ 0,40	2,64 $\pm$ 0,28	0 $\pm$ 0	LOE/SAR	547,59	319.800 $\pm$ 35.000
RPM33	-(37,28486;5,09146)	763 $\pm$ 56	3,83 $\pm$ 0,14	1,07 $\pm$ 0,18	0 $\pm$ 0	LOE/SAR	60,01	78.700 $\pm$ 9.700
RPM34A	-(37,18782;5,05962)	1.891 $\pm$ 271	4,21 $\pm$ 0,15	1,61 $\pm$ 0,47	0,94 $\pm$ 0,14	LOE/SAR	102,21	54.100 $\pm$ 10.400
RPM34B	-(37,187782;5,05962)	2.735 $\pm$ 250	12,30 $\pm$ 0,44	3,09 $\pm$ 0,39	0,79 $\pm$ 0,12	LOE/SAR	726,9	265.800 $\pm$ 37.600
RPM27	-(37,39028;5,104783)	2.224 $\pm$ 126	15,10 $\pm$ 0,55	3,22 $\pm$ 0,29	0,08 $\pm$ 0,01	LOE/SAR	631,08	281.200 $\pm$ 29.900
RPM36	-(37,442223;4,881722)	1.890 $\pm$ 108	10,90 $\pm$ 0,39	2,15 $\pm$ 0,13	0,31 $\pm$ 0,05	LOE/SAR	155,18	82.100 $\pm$ 8.800
RPM37	-(37,426112;4,950866)	1.683 $\pm$ 279	1,19 $\pm$ 0,15	1,40 $\pm$ 0,58	0,79 $\pm$ 0,11	LOE/SAR	49,93	29.700 $\pm$ 6.400
RPM38	-(37,537777;4,984222)	1.403 $\pm$ 137	7,62 $\pm$ 0,27	1,77 $\pm$ 0,35	0,17 $\pm$ 0,03	LOE/SAR	140,82	100.400 $\pm$ 14.800
RPM35	-(37,370607;5,002555)	1.205 $\pm$ 100	6,82 $\pm$ 0,25	1,91 $\pm$ 0,32	0 $\pm$ 0	LOE/SAR	174,09	144.500 $\pm$ 19.300
RPM079	-(37,315116;4,915904)	1.370 $\pm$ 100	5,840 $\pm$ 0,210	1,255 $\pm$ 0,133	0,351 $\pm$ 0,051	LOE/SAR	18	13.000 $\pm$ 1.500
EM011	-(37,063781;4,979891)	1.820 $\pm$ 130	7,979 $\pm$ 0,287	2,002 $\pm$ 0,160	0,448 $\pm$ 0,065	LOE/SAR	148,8	81.500 $\pm$ 9.500
EM09	-(37,083987;4,999891)	2.350 $\pm$ 220	8,324 $\pm$ 0,300	2,409 $\pm$ 0,306	0,829 $\pm$ 0,120	LOE/SAR	22,6	9.600 $\pm$ 1.400
EM136	-(37,163777;5,126555)	1.130 $\pm$ 105	3,899 $\pm$ 0,140	1,209 $\pm$ 0,048	0,552 $\pm$ 0,080	LOE/SAR	156	114.000 $\pm$ 14.400
EM134	-(37,162638;5,127416)	1.760 $\pm$ 140	10,424 $\pm$ 0,375	2,498 $\pm$ 0,371	0,132 $\pm$ 0,019	LOE/SAR	107,5	61.000 $\pm$ 8.000
EM152	-(37,155316;5,168548)	2.000 $\pm$ 100	10,331 $\pm$ 0,372	2,437 $\pm$ 0,043	0,407 $\pm$ 0,059	LOE/SAR	157,3	77.900 $\pm$ 7.700
EM151	-(37,054295;5,167944)	1.650 $\pm$ 125	5,386 $\pm$ 0,194	1,380 $\pm$ 0,029	0,675 $\pm$ 0,098	LOE/SAR	121,5	73.570 $\pm$ 9.100
EM091	-(37,879448;4,978406)	2.300 $\pm$ 200	6,792 $\pm$ 0,245	1,717 $\pm$ 0,098	1,063 $\pm$ 0,154	LOE/SAR	24,5	10.500 $\pm$ 1.400

Tabela 7.1 Resultados das Datações LOE/SAR

As idades obtidas através do método da luminescência óptica dos cristais apontam para idades que variam entre 319.000 e 2.700. Essas representam a idade de deposição dos sedimentos quaternários na área de estudo. Contudo, tais idades são importantes também na compressão da dinâmica geomorfológica e dos processos erosivos associados. O tópico a seguir fará uma discussão acerca da dinâmica geomorfológica resultante dos processos de erosão diferencial que atuaram nas adjacências do vale do Rio Apodi-Mossoró e no flanco esquerdo da Serra do Mel. Para tanto, basear-se-á no mapa de idades obtido por meio da krigagem dos valores das idades absolutas, criando assim zonas de isovalores.

## 7.6 Discussão:

### 7.6.1 Geomorfocronologia do Vale do Rio Apodi-Mossoró

No Nordeste brasileiro, Saadi (1993) considerou a Formação Barreiras como depósitos correlatos a um soerguimento dômico da província Borborema, de idade

Eoceno-Oligoceno. Corrobora essa proposição o trabalho de Moraes Neto (1999) que, baseado em dados de fissão em apatitas, evidenciou um evento de resfriamento, relacionado a um efeito de soerguimento epirogenético na porção oriental da Província Borborema, durante o Cenozóico, iniciado há aproximadamente 20Ma. Nesse período, a intensificação da erosão nas regiões interioranas, sobretudo no domínio das depressões sertanejas, gerada pela epirogenia da Província Borborema no Mioceno, pode constituir o principal fator de deposição da Formação Barreiras (Lima, 2008), associada ao processo de flexura continental da margem atlântica (Peulvast e Claudino Sales, 2004).

Na área de estudo, a Formação Barreiras encontra-se extensivamente recoberta pelos depósitos quaternários pós-barreiras, exceto na parte central de Serra do Mel. Nesse setor, a Formação Barreiras atinge 230 m e constitui, portanto, uma importante evidência do soerguimento desse setor (parte central da Bacia Potiguar) no Cenozóico.

Nesse estudo propõem-se a subdivisão da área de estudo em três perfis elaborados na: A1 – margem esquerda do vale do Rio Apodi-Mossoró, A2 – margem esquerda do vale do Rio Apodi-Mossoró e A3 – interflúvios. A subdivisão proposta facilitará o entendimento acerca dos processos evolutivos a partir da análise do relevo e seus processos geomorfológicos desencadeados, sobretudo com a erosão diferencial.

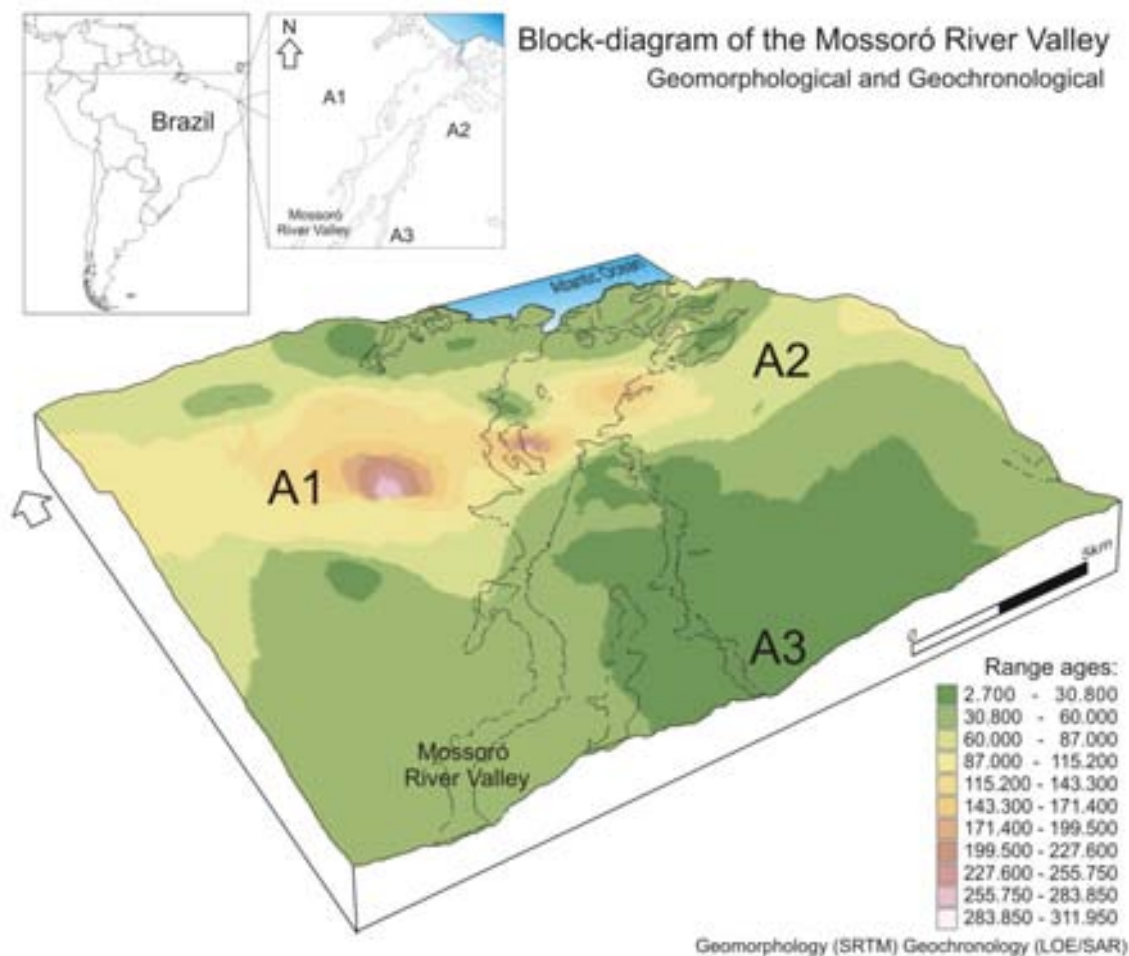


Figura 7.13 Geomorfocronologia do Quaternário do vale do Rio Apodi-Mossoró e adjacências.

Na área A1, as idades obtidas denotam bem as diferenciações existentes entre as feições mais litificadas e, portanto, mais antigas em relação às fácies superiores, onde os depósitos são mais friáveis e a cimentação é incipiente.

Especificamente as amostras RPM 34, retiradas uma na porção mais basal dos depósitos quaternários e a outra na parte mais superior em um mesmo perfil vertical, com distanciamento de 4 metros da amostra inferior para a superior. Na parte mais basal, a idade obtida foi de  $265.000 \pm 3.600$  anos e na parte superior,  $54.100 \pm 10.400$  anos. As diferenças de idades da parte superior e inferior demonstram que, desconsiderando os intervalos de não-deposição e os eventos erosivos. Com base nesses dados, conclui-se que a agração na área foi em média de 2 m a cada 100.000 anos.

Também é importante destacar que nesse segmento analisado (área A1), comumente os depósitos pós-barreiras possuem uma espessura inferior quando

comparados aos afloramentos da margem direita (área A2). Além de menos espessos, os depósitos pós-Barreiras, na área A1 apresentam maior número de afloramentos com maior grau de litificação. Tal característica pode resultar de um possível aplainamento generalizado associado a esse setor, tendo a neotectônica como seu principal mecanismo impulsor, uma vez que os processos de dissecação estão ocorrendo na parte central da Bacia Potiguar em função da formação de estruturas dômicas resultantes dos efeitos dos campos cenozóicos de tensões ( $\sigma_1$  E-W) e ( $\sigma_1$  NW-SE).

Dois campos de tensões afetaram a bacia sedimentar Potiguar em sua fase pós-rifte. Segundo Bezerra et al. (2006), o primeiro atuou do Campaniano ao Mioceno e o segundo, do Plioceno ao Holoceno, sendo esse último, observado na Formação Barreiras e nos sedimentos pós-Barreiras.

Essa proposição é corroborada pela existência de um conjunto de relevos residuais (área A1), testemunhos da atividade tectônica cenozóica. Esses relevos encontram-se dispersos na área, principalmente em torno de uma elevação central (Serra de Mossoró) onde as rochas calcárias cretáceas da Formação Jandaíra se elevam até a cota 200 m e são recobertas por arenitos silicificados que constituem um fator de resistência à erosão. Dessa forma, constituem os remanescentes testemunhos dos processos geomorfológicos resultantes da tectônica cenozóica e do aplainamento associado.

Nessa matriz de interpretação, seria, assim, a tectônica cenozóica a responsável pelas alterações do nível de base local e consequente desencadeamento de processos erosivos que subtraíram as fácies superiores e, portanto, mais recentes dos depósitos pós-Barreiras, restando, dessa forma, as fácies mais intermediárias e basais, exatamente aquelas onde o grau de oxidação é maior, como constatado nos afloramentos da área (A1). Por esses motivos, os afloramentos da área A1 apresentam idades superiores aos afloramentos das áreas A2 e A3.

Os processos erosivos que subtraíram as fácies superiores dos sedimentos pós-Barreiras na área A1 e, com menos significância, na área A2, podem estar relacionados a um controle tectônico promovido pela reativação das zonas de falhas NW-SE da Bacia Potiguar (Afonso Bezerra e Poço Verde Caraúbas). Tal constatação deriva do fato de que as idades mais antigas desses depósitos formam um *trend* orientado na direção NW-SE, que coincide com a direção desses sistemas de falhas. Esses apresentam indícios geológicos e geomorfológicos que lhe atribuem importante papel no controle de processos erosivos associados a esse setor, uma vez que a drenagem primária é orientada segundo os lineamentos dessa zona de falhas. Esses lineamentos são

expressos na área como vales incisos que dissecam o flanco ocidental da Serra do Mel e no controle estrutural da drenagem na área da planície fluvial e dos depósitos pós-Barreiras.

### **7.6.2 As variações do nível de base e a dinâmica geomorfológica.**

Os efeitos das variações no nível de base induzidas pelas variações eustáticas quaternárias produziram efeitos distintos no vale do Rio Apodi-Mossoró quando comparado com outros vales longitudinais, como o vale do Rio Açu à esquerda e, sobretudo, com o vale do Rio Jaguaribe, à direita. Nesse vale, Maia (2005) elencou vários fatores relacionados à dinâmica geomorfológica quaternária, sendo que a eustasia associada às variações de descarga fluvial resultantes das mudanças climáticas associada à neotectônica produziu três níveis de terraços fluviais. Dois desses na forma de paleoterraços. O primeiro, formado em sedimentos conglomeráticos da Formação Faceira, similar aos depósitos de canal da fácies Qc identificados por esse trabalho no vale do Rio Apodi-Mossoró. O outro, em sedimentos areno-argilosos relacionados a depósitos de baixa energia, típicos de planície de inundação sazonal. Esse quadro bem definido de níveis escalonados de terraços resultantes da incisão promovida durante o último ápice glacial (18.000 anos) não é observado no Rio Apodi-Mossoró, uma vez que sua planície de inundação não apresenta níveis escalonados de terraços fluviais bem marcados pela topografia.

Outro fator de diferenciação está na espessura dos pacotes aluviais, que no vale do Rio Jaguaribe chegam, comumente, a 30 m sobre o embasamento Pré-Cambriano. No Rio Apodi-Mossoró, o embasamento Cretáceo aflora na planície de inundação, atestando a delgada espessura dos aluviões. É provável que os distintos efeitos gerados na morfologia e na espessura dos sedimentos aluviais têm causas tectônicas, uma vez que a Bacia Potiguar apresenta indícios de soerguimento Pós-Cretáceo e, dessa forma, o nível de base local não tenha sido influenciado pelo soerguimento, uma vez que a subida eustática associada a um soerguimento pode não alterá-lo significativamente.

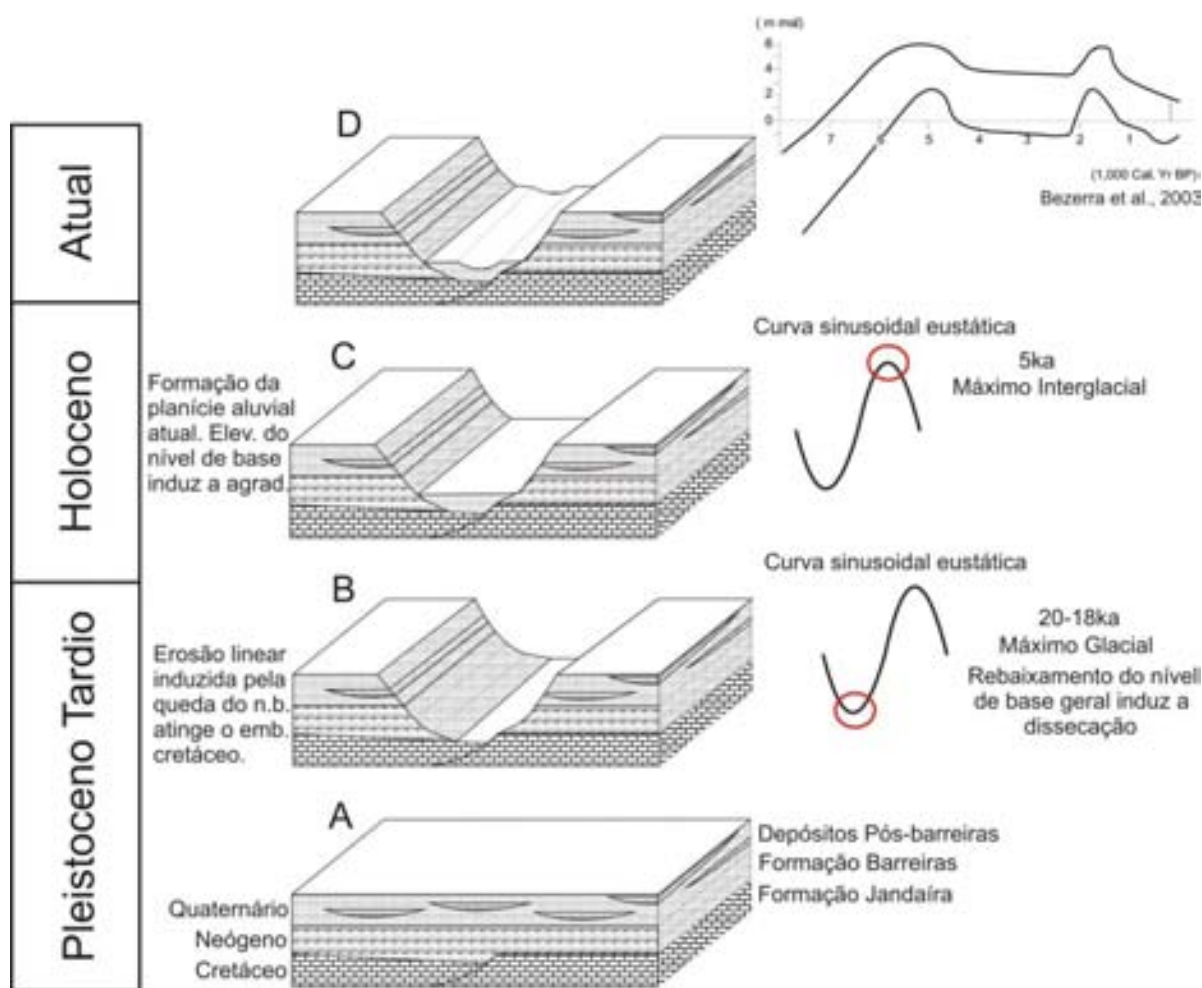


Figura 7.14 Fases de dissecção e agradiação correlacionadas à variação eustática após a última glaciação.

## 7.7 Conclusão

Com base em sua organização interna, propõe-se que os depósitos quaternários da região central da Bacia Potiguar - RN foram depositados em um complexo de canais caracterizados por sistemas fluviais entrelaçados e meandranes, com preenchimentos compostos por ciclos fluviais normais de granodecrescência ascendente.

Na área de pesquisa, não há referências anteriores a esse trabalho da ocorrência dos depósitos pós-Barreiras, sendo todas as coberturas sedimentares neógenas e quaternárias, exceto os depósitos aluvionares antigos, descritas como Formação Barreiras. Contudo, pode-se observar, a partir de dados de datações absolutas, que a Formação Barreiras como unidade formada entre 17 e 22 Ma. (Lima, 2008) só aflora na região costeira, onde as Falésias ao norte de Serra do Mel atingem 100 m de altitude.

Na maior parte da área estudada, esses depósitos recobrem, por vezes de modo discordante, o embasamento representado pela Formação Barreiras e constituem os

depósitos pós-Barreiras, que são bastante representativos no registro estratigráfico da área de estudo. Trata-se de um sistema fluvial caracterizado por depósitos de canal, depósitos de planície de inundação sazonal e barras de acreção frontal e lateral, típicas de um sistema fluvial de baixa energia, intercalados por depósitos de fundo de canal, caracterizados por níveis conglomeráticos associados à ocorrência esporádica do aumento da competência fluvial. Esses depósitos possuem, na maioria das vezes, suas estruturas sedimentares primárias mascaradas pela oxidação ou pela deformação tectônica.

Suas idades absolutas, no Nordeste brasileiro, foram estabelecidas de forma pioneira nesse trabalho, a partir de datações LOE/SAR. Com base nos dados produzidos, conclui-se que a deposição dos sedimentos pós-Barreiras ocorreu no final do Pleistoceno e durante o Holoceno.

Esse mesmo posicionamento cronológico foi obtido por Tatum et al., (2008), na região Norte do Brasil, ao descrever os sedimentos pós-Barreiras como resultado de processos subaéreos e subaquosos de idade variando entre o Pleistoceno Superior e Holoceno.

Dessa forma, assim como na porção central da Bacia Potiguar, possivelmente muitos dos depósitos siliciclásticos mapeados como Formação Barreiras ao longo do litoral brasileiro precisam ser revisados, no sentido de diferenciá-los de depósitos mais recentes.

As variações relativas às suas idades na área de estudo podem decorrer, principalmente, da erosão diferencial a que esses depósitos foram submetidos a partir do tectonismo cenozóico. As áreas A1 e A2 formam um *trend* de direção NW-SE, onde as idades são mais antigas que o restante da área. Esse quadro pode ser resultante de uma erosão mais significativa associada a esse setor. Os processos erosivos desencadeados nesse setor apresentam feições e direções que sugerem a participação do fator tectônico, haja vista que coincide com um das zonas de falhas neotectônicas da Bacia Potiguar.

**Referências Bibliográficas:**

- ARAI, M. (2005). **A grande elevação eustática do Mioceno: a verdadeira origem do Grupo Barreiras**. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, Guarapari. *Anais eletrônicos*. Guarapari: ABEQUA.
- ARAI, M. (2006). **A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras**. Geologia USP: Série Científica, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6.
- AB SÁBER, A. N. (1969). **Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro**. IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia, SP, n. 19, 38p.
- ANDRADE, A.P.U. (2007). **Faciologia na Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, com ênfase no sistema poroso**. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, F. P. (1991). **Formação Barreiras: Revisão Geológica da faixa sedimentar costeira do PE, PB e RN**. Estudos Geológicos (Série B Estudos e Pesquisas), v.10, p.77-87.
- ARAÚJO, V. D.; REYES-PEREZ, Y. A.; LIMA, R. O.; SANTOS, D. A. S.; PELOSI, A. P. M. R.; LIMA FILHO, F. P.; CÓRDOBA, V. C.. **Análise Faciológica e Interpretação Paleoambiental de rochas da Formação Barreiras, Litoral Oriental do Rio Grande do Norte**. In: X Congresso da ABEQUA, 2005, Guarapari-ES. Anais do X Congresso da ABEQUA, 2005.
- ARAÚJO, A.B; (1996). **Análise e caracterização da foz do rio Apodi, região de Areia Branca, RN, com base na cartografia temática multitemporal de produtos de sensores remotos**. Dissertação de Mestrado, PPGG – UFRN, Natal.
- ARARIPE, P.T.; FEIJÓ, F.J. (1994). **Bacia Potiguar**. Boletim de Geociências, RJ, v.8, n.º.1.
- ASSUMPCÃO, M. (1992). **The regional intraplate stress field in South America**. Journal of Geophysical Research. 97(B8): 889–903.
- BARROS, S.D.S. (1998). **Aspectos Morfo-Tectônicos nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana / RN**. Dissertação de Mestrado PPGG – UFRN.
- BEZERRA, F.H.R. (2006). **Mapa Geológico - Folha Macau**. CPRM.
- BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITAFINZI, C.; LIMA FILHO, F. P.; SAADI, A. (2005). **Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil**. In: Obermeier, S.F. (ed.), Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards. Engineering Geology. v 76: 191-208.
- BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. (2008). **Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil**. Geomorphology. v. 01: 555-582.
- BEZERRA, F. H. R.; TAKEYA, M.K.; SOUSA, M. O.; NASCIMENTO, A. F. (2007). **Coseismic reactivation of the Samambaia fault**. Tectonophysics. v 430: 27-39
- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. (2001). **Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil**. Journal of South American Earth Sciences. v14: 61-75.
- BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. (2000). **How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil**. Geology. v. 28: 591-594.
- BIGARELLA, J. J. (1975). **The Barreiras Group in Northeastern Brazil**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 47, p. 365-393.

BORGES, V.P. e MORAES FILHO, J.C.. (2002). **Grupo Barreiras e Estruturas Neotectônicas na região de Teixeira de Freitas, Bahia**. XLI Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa, PB.

BRITO NEVES, B.B.. (1999). **América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino**. Bahia. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG. 11-13.

BRITO NEVES, B. B. B.; NETO M. C. P. (2002). **Ciclo Brasileiro: discussão prefacial**. Anais do XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB.

BIGARELLA, J.J; ANDRADE, G.O. A. (1964). **Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos Cenozóicos em PE**. Arquivo do Instituto de Ciências da Terra, UFPE.

CAMPOS E SILVA, A. (1966). **Considerações sobre o quaternário do Rio Grande do Norte**. Arquivo do Instituto de Antropologia, UFRN, Natal.

COSTA M. L. da (1991). **Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia**. Rev. Bras. Geoc. São Paulo, 21 (2): 146-160.

CREMONINI, O. A.; KENDER, G. D.. (1995). **Reativação mesozóica da Bacia Potiguar**. Anais do VI Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal. 181-184.

DULLER, G. A. T. (2004). **Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances**. Journal Quaternary Science, 19(2).

FONSECA, V. P.; SAADI, A. (1995). **Compartimentos morfotectônicos no baixo curso do rio açu (Açu-Macau), Rio Grande do Norte (Morphotectonical compartments in the lower Rio Açu Basin, Açu-Macau Region, Rio Grande do Norte State, Brazil)**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, 1995. Boletim de Resumos Expandidos. Recife, SBG-NE. v. 14, n.1, p. 172-176.

IBGE. (1995). **Mapa geomorfológico do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, Escala 1:5.000.000.

IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. S.; ALVES, R. L.; COSTA JÚNIOR, P. S. C.; COSTA, J. B. S.. 1990. **Estudos neotectônicos nas ilhas do Outeiro e Mosqueiro, NE do Estado do Pará**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. Anais... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v.5, p. 2110-2123.

JARDIM DE SÁ, E. F.; COSTA, P. R. C.; ANTUNES, A. F.; AMARO, V. E.; MATOS, R. M. D. (2002). **O registro da deformação mesozóica relacionada à abertura da margem equatorial atlântica no litoral do Estado do Ceará (NE do Brasil): evidências a partir da análise de imagens orbitais e de afloramentos**. In: XLI Cong. Bras. Geologia. Anais. João Pessoa: SBG/Nordeste.

JARDIM DE SÁ, E.; MATOS, R. M.D.; MORAIS NETO, J.M.M.; SAADI, A.; PESSOA NETO, O.C.. (1999). **Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados**. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Bahia. 58-61.

LIMA, M.G. (2008). **A história do Intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas**, Tese de Doutorado, PPGG – UFRN, Natal.

KEGEL, W. (1957). **Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte**, Rio de Janeiro. Boletim de divisão de geologia e mineralogia, 170.

MABESOONE J. M.; CAMPOS E.; SILVA A.; BEURLIN K. (1972). **Estratigrafia e origem do grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte**. Revista Brasileira de Geociências. 2: 173-189.

MAIA, L. P. (1993). **Controle Tectônico e evolução Geológica/Sedimentar da região da desembocadura do Rio Jaguaribe, Ceará**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFPE, Recife.

MAIA, R. P.. (2005). **Planície Fluvial do Rio Jaguaribe: Evolução Geomorfológica, Ocupação e Análise Ambiental**. Dissertação de Mestrado Geografia Física UFC Fortaleza - CE.

MATOS, R.M.D.. (2000). **Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic**. In: Mohriak, W.U.; Talwani, M. (eds.). Atlantic rifts and continental margins, AGU Geophysical Monograph. 115:331-354.

MABESOONE, J. M. (1971). **Facies Sedimentares da Plataforma Continental Brasileira**. Estudos Sedimentológicos, Natal.

MENEZES, M. R. F. (1999). **Estudos sedimentológicos e contexto estrutural da Formação Serra dos Martins**. Dissertação de Mestrado, PPGG-UFRN.

MENEZES, M. R. F.; LIMA FILHO, F.P. (1997). **Estudo faciológico da Formação Serra dos Martins, no Platô de Portalegre – RN**. Anais do Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, Bol. 15:193-198.

MINORA, P. L. S.; AMARO, V. E.; BOORI, M. S. **Mapas de vulnerabilidade natural e ambiental em escala de detalhe para a região do complexo estuarino Apodi-Mossoró, Rio Grande do Norte, Brasil**. In: VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física e II Seminário Ibero-Americano de Geografia Física. 2010, Coimbra. 13p.

MORAIS NETO, J. M.; MENEZES, M. R. F.; STZAMARI, P.; YORK, D. (2002). **Datação por Ar/Ar dp Plug Basáltico “Serrote Preto” e seu significado para a cronologia da Formação Serra dos Martins**. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Geologia, João Pessoa, PB, 499-500.

MOURA-LIMA, E. N.; BEZERRA, F. H.; LIMA FILHO, F. P.; CASTRO, D. L.; SOUZA, M. O. L.; FONSECA, V. P.; AQUINO, M. R.. (2011). **3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil**. Sedimentary Geology. v. 235, p. 160-171.

MOURA-LIMA, E. N.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; AQUINO, M. R.; VIEIRA, M. M.; LIMA-FILHO, F. P.; FONSECA, V. P.; AMARAL, R. F.. (2010). **Sedimentação e deformação Tectônica cenozóicas na porção central da Bacia Potiguar**. Geologia USP. Série Científica, v. 10.

MOURA LIMA, E. N.. (2007). **Liquefação em sedimentos aluvionares no Rio Açu – RN**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica UFRN, Natal, RN.

NETO, A.O. (2007). **Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe**, Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Brasil.

ROSSETTI, D. F.. (2006). **Evolução sedimentar Miocênica nos estados do Pará e Maranhão**. Geologia USP. Série Científica, São Paulo, v. 6, p. 7-18.

ROSSETTI, D. F.. (2001). **Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes**. Journal of South American Earth Sciences, 14, p. 77-89.

ROSSETTI, D. F.; SANTOS JR., A. E. A.. (2004). **Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil**. Journal of South America Earth Sciences, 17, p. 267-284.

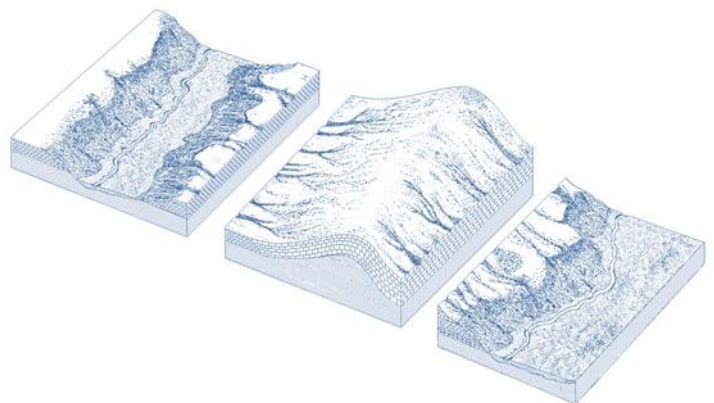
ROSSETTI, D. F.. (2004). **Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products**. Sedimentary Geology, 169, p. 151-174.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H.; GÓES, A. M.; Brito-Neves, B. B.. (2011). **Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin**. Sedimentary Geology, v. 235, p. 172-187.

- SAADI, A.. (1993). **Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço de Intepretação preliminar**. Geonomos, MG. 1(1): 1-15.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F.. (2007). **Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência**. Revista Brasileira de Geociências, 37(2): 402-41.
- SILVA, G.C.. (1991). **Holocene stratigraphy and evolution of the Açu river, Rio Grande do Norte State, Northeastern, Brazil**. Duke University, United States. Doctor Phylosopy Theses.
- SOUZA, D.C.. (2002). **Litoestratigrafia e deformação cenozóica na planície costeira de Icapuí. CE e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda oeste da bacia Potiguar, RN**. Tese de Doutorado, PPGG, UFRN.
- STOKES, S.. (1999). **Luminescence dating applications in geomorphological research** Geomorphology, Elsevier Science, 29.
- TATUMI, S. H.; ROSSETI, D. F; GÓES, A.. (2008). **Datação de sedimentos por luminescência opticamente estimulada através do protocolo SAR**. Annais do XXXI Encontro Nacional de Física e Matéria Condensada, Águas de Lindóia, SP.
- TATUMI, S. H.; SILVA, L. P.; PIRES, E. L.; ROSSETI, D. F.; GÓES, A.; MUNITA, C. S.. (2008). **Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas**. Revista Brasileira de Geociências, PR, Vol.38.
- TATUMI, S. H. ; SALLUN, A. E. M.; GOZZI, G.; YEE, M.; OLIVEIRA, V. I.; SUGUIO, K.. (2006). **Luminescence dating of Quaternary geological sediments in Brazil**. Radiation Protection Dosimetry, v. 119, p. 462-469.
- TURNER, J. P.; WILLIAMS, G. A.. (2004). **Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening**, Earth Sciences Reviews, (65).
- WALKER, R. G; (1984). **Fácies Model**. 2. ed. Toronto, Geoscience Canadá Reprint Series.

# Capítulo 8

## Conclusões



## 8

## CONCLUSÕES

Diante as atuais pesquisas acerca do tectonismo Pós-Cretáceo em ambiente intra-placa, a geomorfologia brasileira tem revisado muitos de seus postulados clássicos, sobretudo aqueles que discorrem sobre a evolução do relevo de áreas continentais. Essa mudança de postura deve-se, de fato, à consolidação da neotectônica e da morfotectônica como novos paradigmas fundados, sobretudo na participação do fator estrutural da gênese e dinâmica das formas de relevo terrestre.

Com a neotectônica, pode-se avançar bastante na interpretação individualizada acerca do relevo de cada área do território brasileiro, de acordo com o campo de tensões associado a cada setor. Isso permitiu a sistematização dos dados neotectônicos de diferentes áreas que apontam para um quadro morfoestrutural complexo, com tensões variando de direção e intensidade conforme as características de cada setor analisado. Essas variações produziram efeitos totalmente distintos no relevo, uma vez que sua maior ou menor ocorrência pode afetar processos erosivos e deposicionais em escalas distintas. Esse novo quadro geotectônico apresentado por Saadi (1993) tem-se consolidado atualmente a partir de outros trabalhos (Saadi, 1993; Valadão, 1998; Mello et al., 1999; Bezerra e Vita Finzi, 2000; Peulvast e Claudino Sales, 2000, 2003, 2005 e Peulvast et al., 2006; Fortes, 2005; Mendes et al., 2007; Gontijo-Pascutti et al., 2010). Tais trabalhos apontam para uma realidade diferente daquela proposta pelos modelos clássicos de evolução do relevo em margens passivas (King, 1956), onde a elaboração de superfícies escalonadas são as formas resultantes dos sucessivos soerguimentos acompanhados de erosão e pediplanação.

Nesse trabalho, a primeira constatação aponta para a inadequação da aplicação de modelos de evolução geomorfológica baseados exclusivamente na alternância climática. Contudo, é importante destacar que essa crítica aplica-se ao estabelecimento de idades de superfícies geomorfológicas supostamente elaboradas a partir de pulsos de soerguimento e recuo lateral de escarpas (*backwearing*). Pois evidencia-se que a intensidade do soerguimento, bem como da erosão em um determinado setor analisado, é comumente distinta, a exemplo da Província Borborema, no Nordeste brasileiro.

Os modelos de evolução geomorfológica para a margem continental brasileira, baseados em sucessivas epirogenias Pós-Cretáceas (King, 1956), estabeleceram idades

para cada superfície, baseada na ocorrência de uma tectônica síncrona de escala continental. Nessa premissa reside a principal fragilidade desse modelo, uma vez que não prevê, em seus postulados, os efeitos do tectonismo intraplaca de abrangência regional, afetando depósitos neogênicos e quaternários e, por vezes, colocando-os em cotas tradicionalmente datadas como mais antigas. Tal limitação deriva da ausência de dados acerca do neotectonismo no território brasileiro no período no qual foi desenvolvido. Contudo, é importante destacar que os mecanismos que regem e evolução do relevo a partir dos efeitos da tectônica Pós-Cretácea em margem passiva ainda não são totalmente conhecidos. Mesmo assim, o atual quadro de desenvolvimento das pesquisas acerca dessa temática permite constatar que a morfotectônica ao longo da costa nordestina é compartimentada em hemi-*grabens* cenozóicos, cujo preenchimento sedimentar está diretamente relacionado à denudação adjacente e não à formação de vastos glaciais regionais, como proposto pelas teorias clássicas (Ab Sáber, 1969; Andrade e Lins, 1965; Mabessone e Castro, 1975; Bigarella e Andrade, 1965). Dessa forma, marcadores geomorfológicos regionais como a Formação Barreiras, que estruturam os tabuleiros costeiros, por exemplo, precisam ser reconsiderados a partir da configuração tectônica e morfológica do seu entorno imediato. Nesse caso, as técnicas de datação absoluta de sedimentos terrígenos como a luminescência óptica dos cristais, podem contribuir decisivamente para a elucidação dos vínculos genéticos desses depósitos. Um exemplo desse quadro é a diversidade de formas assumidas nos depósitos quaternários pós-Barreiras, tradicionalmente descritos como Formação Barreiras e atribuídos ao Plio-Pleistoceno, com base apenas em suas relações morfométricas de larga escala (altura média dos topos, posição frente às demais superfícies de cimeira etc.). Atualmente para os depósitos Pós-Barreiras, dados de datação LOE/SAR apontam para idades que variam do Pleistoceno superior e até Holoceno (Rossetti et al., 2011).

Os depósitos da Formação Barreiras classicamente atribuídos ao Plio-Pleistoceno tiveram seus perfis de intemperismo datados e a idade dessa unidade está entre 17 e 22 Ma (Lima, 2008). Os depósitos que os recobrem, não distinguidos no setor de estudo em trabalhos anteriores a esse, apresentam idades quaternárias e comumente é afetado por deformação frágil (Moura-Lima et al., 2010, 2011; Rossetti, 2011). As falhas, sismos e demais deformações têm atualmente repercussão no relevo através da orientação da drenagem e da dissecação (Maia e Bezerra, 2012).

A dissecação do planalto da Borborema, em seu setor meridional, é feita por drenagens notoriamente controladas por zonas de deformação dúctil na área do embasamento Pré-Cambriano e rúptil nos depósitos mesozóicos e cenozóicos. Os padrões de deformação estrutural têm direção principal E-W a NE-SW, para ambos os casos. Essas direções condicionaram os principais vales, formando canais alinhados conforme os sentidos das zonas de cisalhamento e falhas, nas áreas que compreendem as cabeceiras de drenagem. Nos baixos cursos, os terrenos situados abaixo da cota 300m, possuem os mais importantes indícios de reativações cenozóicas. Esses registros são principalmente falhas afetando coberturas neógenas e quaternárias, deformações em sedimentos incoesos, anomalias de drenagem, vales controlados por falhas e relevos estruturais associados aos últimos campos de tensões. Exemplos desses registros são encontrados na Bacia Potiguar e estão relacionados às falhas e deformações na seção pós-rifte da bacia. Essas falhas e deformações podem afetar unidades sobrepostas mais recentes, como a Formação Barreiras e os depósitos quaternários.

Nesse aspecto, os ambientes sedimentares, sejam eles as bacias ou os vales que as dissecam, podem fornecer importantes informações acerca do papel do tectonismo cenozóico na geomorfologia. Tal concepção, não é constatada nos trabalhos clássicos uma vez que a ênfase da análise atribuída às superfícies erosivas é a interpretação paleoclimática, que restringe a abordagem do registro sedimentar a um caráter secundário (Mello, 1994).

A presente tese demonstrou que nos baixos cursos fluviais, o *trend* NE-SW é expresso, principalmente, nos vales e nos depósitos aluviais quaternários que apresentam essa direção. Nas áreas em que esses depósitos são mais delgados, os canais tendem a expressar as estruturas rúpteis do substrato, formando anomalias e assimetrias de drenagem. Dessa forma, na Bacia Potiguar o *trend* NE-SW controla a direção dos canais terminais (4° e 5° ordem) e orienta a deposição dos aluviões que formam depósitos recentes dispostos preferencialmente nessa direção. Os depósitos aluvionares quaternários também expressam essa direção. Esses depósitos são caracterizados por conglomerados polimíticos situados em cotas que chegam até 50 m acima do nível de base local.

Ainda na Bacia Potiguar, um segundo *trend* de direção NW-SE controla os canais de primeira e segunda ordem e está relacionado aos sistemas de falhas Afonso Bezerra e Poço Verde Caraúbas. Esses sistemas de falhas resultam do último campo de tensões

tectônicas na Bacia Potiguar com direção de compressão NW-SE e distensão NE-SW. Esse campo afeta unidades neogênicas como a Formação Barreiras e quaternárias como os depósitos Pós-Barreiras. Falhas nessa direção afetam também a sedimentação costeira no setor NW da área de pesquisa. Nesse setor a progradação da linha de costa deu-se a partir de um limite linear marcado nas rochas da Formação Barreiras. Esse lineamento, disposto na direção NW-SE marca o limite Neógeno Quaternário da margem esquerda do Rio Apodi-Mossoró. Sua continuidade na margem esquerda desse rio dá-se na forma de um vale que diseca o flanco NW da Serra do Mel. Trata-se de uma falha do sistema Afonso Bezerra de direção NW-SE, do tipo transcorrente sinistral.

As falhas do sistema Afonso Bezerra na área de estudo, são demarcadas principalmente por vales que dissecam as unidades neogênicas e quaternárias na Serra do Mel. No vale do Rio Apodi-Mossoró, tais falhas são expressas na forma de anomalias de drenagem que interrompem a direção do canal principal (de direção NE-SW), formando segmentos (NW-SE) com ângulos retos. No setor em que o canal atravessa essas zonas de falhas, há uma redução dos valores de sinuosidade do canal principal com mudança de padrão meandrante para retilíneo. Essa redução é interpretada como resultante do controle estrutural da drenagem pelo sistema de falhas Afonso Bezerra. De forma distinta, o setor onde não há evidências de controle estrutural coincide com as superfícies livres, onde não é identificada a presença de deformação frágil na Bacia Potiguar. Esse setor é demarcado por uma estreita faixa de aproximadamente 15 km que demarca a zona terminal norte do sistema de falhas Poço Verde Caraúbas e o início da Zona de falhas Afonso Bezerra. Nessa área, o canal principal do Rio Apodi-Mossoró comporta-se de maneira distinta em relação aos setores que atravessa as zonas de falhas. Sem a interferência do controle estrutural, o canal principal eleva seus valores de sinuosidade e desenvolve um padrão do tipo meandrante, com vários canais abandonados que atestam as constantes migrações laterais do canal principal. A descarga sólida, aparentemente baixa durante os meses de estiagem associada à topografia plana, favorece os processos de migração lateral. Isso porque a vazão regularizada pela barragem de Apodi, localizada a 70 km a montante, diminui a competência fluvial nesse setor.

No trecho em que o rio atravessa a zona de falhas Poço Verde Caraúbas, de maneira análoga ao que ocorre ao norte, área em que o rio atravessa a zona de falhas Afonso Bezerra, o canal do Rio Apodi-Mossoró novamente apresenta valores mais

baixos de sinuosidade com padrão do tipo retilíneo de direção NE-SW, com anomalias de direção NW-SE.

Os lineamentos NW-SE são responsáveis pelas anomalias de drenagem com essa direção. Para a área fora do vale, esses lineamentos são expressos como um conjunto de vales formados por canais de 1° e 2° ordem, que dissecam as unidades neogênicas e quaternárias. Por outro lado, o *trend* NE-SW controla feições da morfologia, com vales, relevos estruturais e canais de 4° e 5° ordem, orientados nessa direção.

Na porção central da Bacia Potiguar, os relevos estruturais correspondem às Serras do Mel e de Mossoró. Esses relevos confinam o canal principal do Rio Apodi-Mossoró e exercem importante papel no controle da deposição quaternária. Os dados apresentados por esse trabalho basearam-se em levantamentos geológicos, geomorfológicos, hidrográficos e geofísicos. Esse trabalho permitiu constatar que a atual configuração geomorfológica da Bacia Potiguar em sua porção central não resulta apenas de processos de superfície relacionados à dissecação e erosão diferencial. Nesse aspecto, os dados produzidos nessa tese levam ao estabelecimento de uma relação genética da configuração do relevo com processos estruturais de subsuperfície que deformaram a seção pós-rifte no Cenozóico.

Para tanto, vários aspectos permitiram concluir que os processos tectônicos que comandam a dinâmica geológica e geomorfológica cenozóica resultam dos campos de tensões pós-oligocênicos que afetaram a Bacia Potiguar. Esses aspectos incluem o mapeamento, descrição e datação absoluta dos depósitos sedimentares quaternários, associados à análise da rede de drenagem, dos padrões de lineamentos e morfoestruturas, dos campos de tensões cenozóicos, da altimetria dos depósitos e as deformações na seção pós-rifte.

O reconhecimento de relevos estruturais resultantes da compressão em bacias extensionais teve vasto reconhecimento na literatura a partir dos trabalhos como os de Turner e Williams, 2004; Cipollari et al., 1999; Ascione e Romano, 1999; Zanchi et al., 2006). Segundo Lugt et al. (2003), a inversão de uma bacia sedimentar ocorre quando falhas extensionais são invertidas, uma vez que muda-se o sentido dos esforços. Como resultado, tem-se o soerguimento e aumento nas taxas de erosão da bacia.

Na Bacia Potiguar, feições de inversão são reconhecidas por esse trabalho a partir da caracterização de relevos orientados segundo o *trend* NE-SW. Esses relevos

originam drenagens radiais do tipo elípticas na porção central da bacia. A drenagem, nesse caso, constitui um importante indicador de processos tectônicos em virtude de sua adaptação às estruturas geológicas.

As assimetrias da drenagem, nesse caso, evidenciam-se a partir de geometrias radiais orientadas no sentido NE-SW e resultantes da formação de estruturas dômicas no centro da bacia. O desenvolvimento dessas estruturas pode ser o resultado dos efeitos das tensões ( $\sigma_1$ ) E-W e NW-SE na seção pós-rifte, atuantes no Cenozóico, conforme propõem o modelo a seguir (figura 8.1):

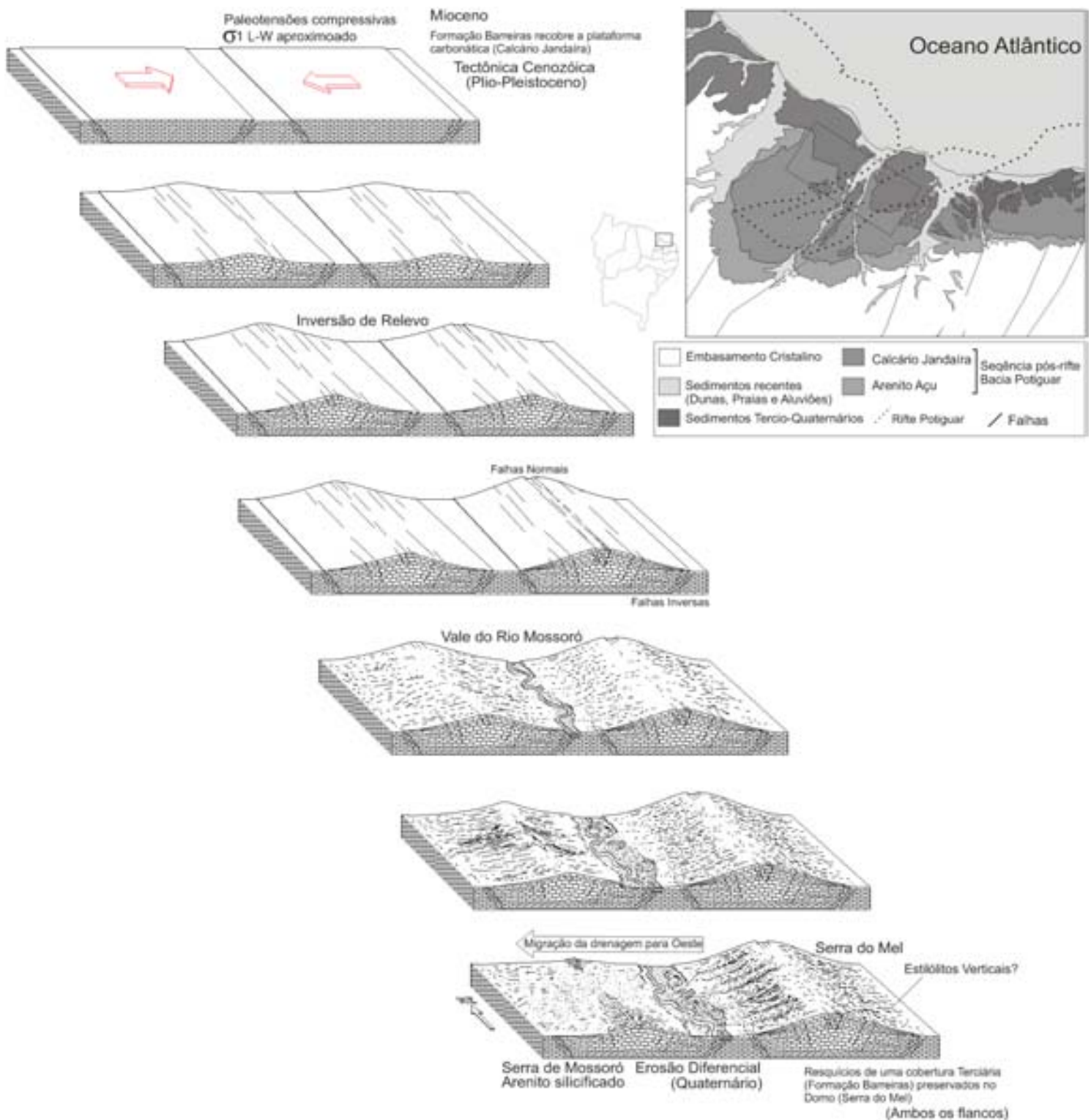


Figura 8.1 Modelo Morfotectonico de evolução geomorologica baseado em compressão cenozóica (fotos à esquerda: segmento oeste da área de pesquisa e fotos a direita mostram estilólitos verticais e subverticais).

O modelo propõe um soerguimento diferencial de idade neógena, possivelmente atuante também no Quaternário com menor intensidade, haja vista que os processos erosivos resultaram em um extenso aplainamento e uma vasta superfície erosiva, com morros testemunhos (Serra de Mossoró).

Nesse contexto, a Serra do Mel, relevo do tipo domo estrutural situado ao centro da bacia, constitui uma típica feição de inversão em resposta aos esforços de compressão NE-SW e distensão NW-SE relacionados aos eventos de reativação pós-rifte.

Para além disso, constatou-se que vários depósitos antes denominados como Formação Barreiras, situados em ambos os lados do vale do Rio Apodi-Mossoró, correspondem a depósitos aluviais antigos. A partir desse trabalho, verificou-se a ocorrência extensiva dos depósitos aluviais antigos, sendo que a Formação Barreiras na área de pesquisa aflora apenas restritamente no topo da Serra do Mel.

Mediante os dados, informações e interpretações geradas por esse trabalho, é possível destacar a importância dos efeitos do tectonismo cenozóico na evolução geomorfológica da Bacia Potiguar e dos vales que a dissecam. Os dados referentes às deformações pós-rifte associados à análise dos padrões de drenagem, das assimetrias do relevo e do histórico das paleotensões permitiram estabelecer uma relação genética entre as reativações cenozóicas na Bacia Potiguar e as formas de relevo resultantes dessas, expressas principalmente nas formas de relevo e na geometria dos canais e dos depósitos fluviais quaternários.

#### **Referências Bibliográficas:**

AB SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J.J. (1961). **Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar.** Boletim Paranaense de Geografia n.4/5 p94-110.

AB SÁBER, A. N. (1969). **Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro.** IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia, SP, n 19, 38p.

ANDRADE G.O; LINS R. (1965). **Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil.** Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, Recife (3-4): 11-28.

ASCIONE, A.; ROMANO, P. (1999). **Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria.** (Southern Apennines, Italy) Tectonophysics, 315 337–356.

BIGARELLA, J. J; ANDRADE, G.O. (1965). **Contribution to study área of Brazilian Quaternary.** Geol. Assoc. Am. Paper 84: 433-451.

CIPOLLARI A. P.; DOMENICO COSENTINO, A.; ELSA GLIOZZI (1999). **Extension- and compression-related basins in central Italy during the Messinian Lago-Mare event.** Tectonophysics, 315 163–185.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. (2005). **Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil**. *Geomorphology* (Amsterdam), Amsterdam, v. 70, p. 325-338.

MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHIER, H. C. (1999). **Quaternary Sedimentation, Neotectonics and the Evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil)**. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, v. 20, n. 1-2, p. 29-36, 1999.

BEZERRA, F. H.; VITA-FINZI, C. (2000). **How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brasil**. *Geology*, v. 28: 591-594.

GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; BEZERRA, F. H. R.; TERRA, E.; ALMEIDA, J. C. H. (2010). **Brittle Reactivation of Mylonitic Fabric and the Origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, Southeastern Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 522-536.

LIMA, M. G. (2008). **A história do Intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas**. Tese de Doutorado, PPGG – UFRN, Natal.

LUGT, I. R.; WEES, J. D.; WONG, T. H. (2003). **The tectonic evolution of the southern Dutch North Sea during the Palaeogene: basin inversion in distinct pulses**. *Tectonophysics*, 373 141– 159.

KING, L. C. (1956). **A geomorfologia do Brasil Oriental**. *Revista Brasileira de Geografia*, 18:2, 147-265.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. (2012). **Geomorfologia e Neotectônica do Vale do Rio Apodi-Mossoró**. Aceito para publicação na Revista Mercator, Previsão de publicação na primeira edição de 2012.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. (2011). **Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordestino**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12.3, p. 32-4-42.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. (1975). **Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro**. *Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia*, 3: 3-5.

MENDES, L. D.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. (2007). **Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ**. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 8, p. 63-77.

MOURA-LIMA, E. N.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; AQUINO, M. R.; VIEIRA, M. M.; LIMA-FILHO, F. P.; FONSECA, V. P.; AMARAL, R. F. (2010). **Sedimentação e deformação Tectônica cenozóicas na porção central da Bacia Potiguar**. *Geologia USP. Série Científica*, v. 10.

MOURA-LIMA, E. N.; BEZERRA, F. H.; LIMA FILHO, F. P.; CASTRO, D.L.; SOUZA, M.O.L.; FONSECA, V.P.; AQUINO. M.R. (2011). **3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil**. *Sedimentary Geology*, v. 235, p. 160-171.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2000). **Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste Brasileiro**. III Simpósio Nacional de Geomorfologia, Campinas, SP.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2003). **Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian <Nordeste>: Constraints on models of morfotectonic evolution**. *Geomorphology*, v. 3, 89-122.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. (2005). **Surfaces d'aplanissement et geodinamique**. *Géomorphologie (Paris) JCR*, Paris, v. 4, p. 249-274, 2005.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO-SALES, V.; BEZERRA, F. H. R.; BETARD, F. (2006). **Landforms and neotectonics in the Equatorial passive margin of Brazil**. *Geodinamica Acta*, v. 19: 51-71.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H.; GÓES, A. M.; Brito-Neves, B. B. (2011). **Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin**. *Sedimentary Geology*, v. 235, p. 172-187.

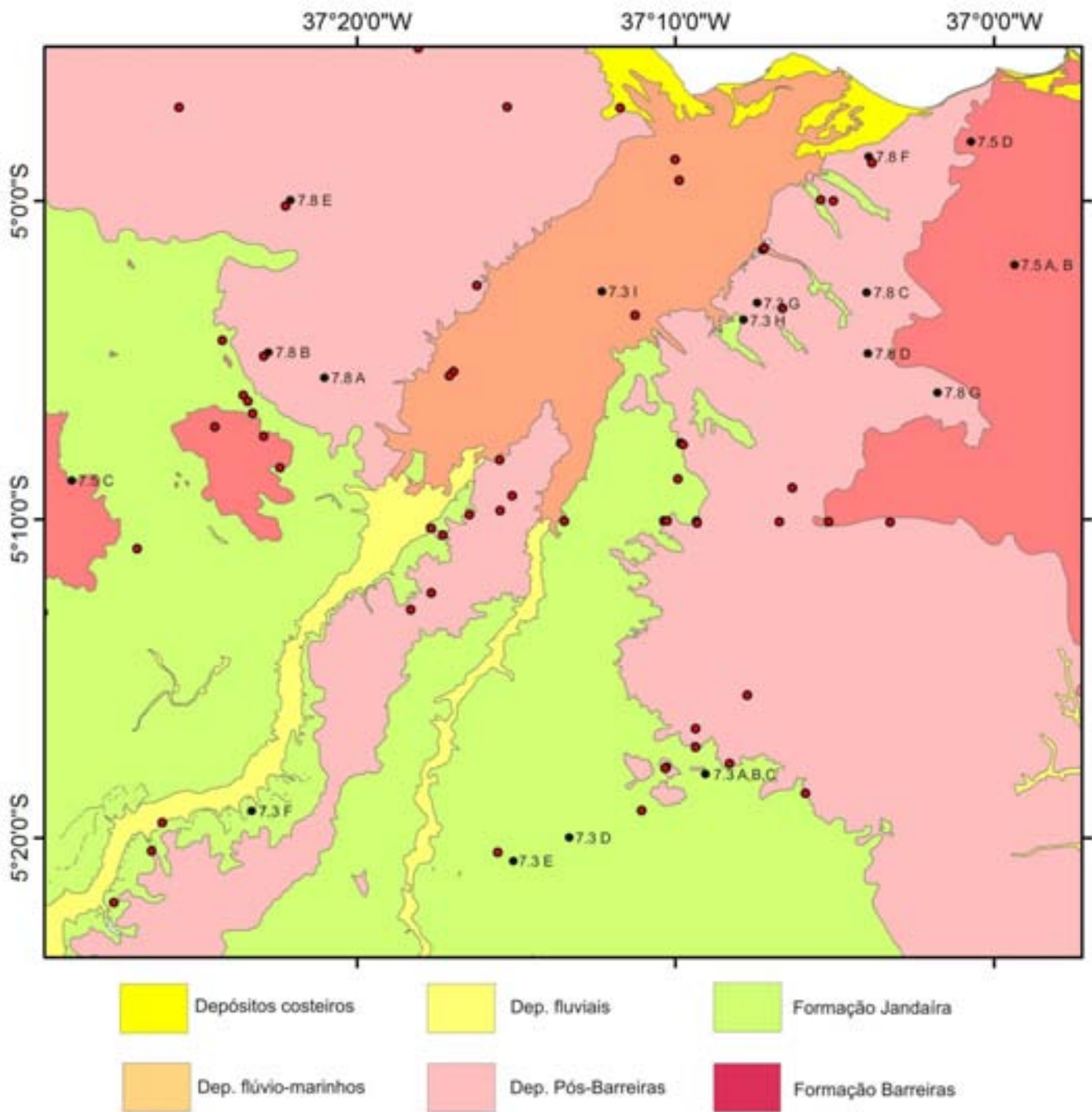
SAADI, A. (1993). **Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço de Interpretação preliminar**. *Geonomos, MG*. 1(1): 1-15.

TURNER, J. P.; WILLIAMS, G. A; (2004). **Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening**. *Earth Sciences Reviews*, (65).

VALADÃO R.C. (1998). **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. 243p.

VENTISETTE, C. D.; MONTANARI, D.; SANI, F.; BONINI, M., (2006). **Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments**. *Journal of Structural Geology*, 28 2067 e 2083.

# ANEXOS



Mapa A.1 Localização das fotografias das figuras 7.3, 7.5 e 7.8. Pontos em vermelho representam os locais de descrição que compuseram o SIG.

## RELATÓRIO DAS DATAÇÕES TL/SAR

**MATERIAL:** Sedimento.

**NATUREZA DO TRABALHO:** Datação de Sedimentos pelo método SARs, utilizando Regeneração Total do sinal da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) de cristais de Quartzo.

Datações realizadas no Laboratório Datação LOE-TL, Comércios e Pretação de Serviços Limitada sobre a coordenação da Prfa. Dra. Sônia Tatumi

### REFERÊNCIA:

#### 1. AMOSTRAS

Foram fornecidas pelo cliente 10 (dez) amostras com as designações indicadas na Tabela 1, acondicionadas e devidamente embaladas de forma que não tomaram luz no envio. As amostras foram recebidas e identificadas no laboratório como 2144 até 2153.

#### 2. MÉTODO UTILIZADO

Análise da dose acumulada – Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems,

#### 1. RESULTADOS

As amostras foram analisadas pelo método SARs a partir de várias alíquotas, ou seja, a amostra foi separada em várias porções para obter uma idade média.

Tabela 1: Código LVD, amostra, dose anual, paleodose média e idade média.

Código LVD	Amostra	Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	MÉTODO	Paleodose Média (Gy)	Idade Média (anos)
2144	RPM 32	1.712 $\pm$ 102	SARs	<b>547,59</b>	<b>319.800<math>\pm</math>35.000</b>
DESVIO PADRÃO			➡	129,63	
2145	RPM 33	763 $\pm$ 56	SARs	<b>60,01</b>	<b>78.700<math>\pm</math>9.700</b>
DESVIO PADRÃO			➡	10,96	
2146	RPM 34 BLOCO	2.735 $\pm$ 250	SARs	<b>726,90</b>	<b>265.800<math>\pm</math>37.600</b>
DESVIO PADRÃO			➡	209,17	
2147	RPM 35	1.205 $\pm$ 100	SARs	<b>174,09</b>	<b>144.500<math>\pm</math>19.300</b>
DESVIO PADRÃO			➡	39,60	
2148	RPM 36	1.890 $\pm$ 108	SARs	<b>155,18</b>	<b>82.100<math>\pm</math>8.800</b>
DESVIO PADRÃO			➡	40,77	
2149	RPM 37	1.683 $\pm$ 279	SARs	<b>49,93</b>	<b>29.700<math>\pm</math>6.400</b>
DESVIO PADRÃO			➡	9,71	
2150	RPM 38	1.403 $\pm$ 137	SARs	<b>140,82</b>	<b>100.400<math>\pm</math>14.800</b>
DESVIO PADRÃO			➡	28,68	
2151	D 56	1.654 $\pm$ 123	SARs	<b>55,97</b>	<b>33.800<math>\pm</math>4.200</b>
DESVIO PADRÃO			➡	27,09	
2152	RPM 27	2.244 $\pm$ 126	SARs	<b>631,08</b>	<b>281.200<math>\pm</math>29.900</b>
DESVIO PADRÃO			➡	151,08	
2153	RPM 34 TUBO	1.891 $\pm$ 271	SARs	<b>102,21</b>	<b>54.100<math>\pm</math>10.400</b>
DESVIO PADRÃO			➡	34,46	

As concentrações medidas dos isótopos radioativos  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}+^{235}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$  utilizados para calcular a dose anual são apresentados na Tabela 2, a seguir:

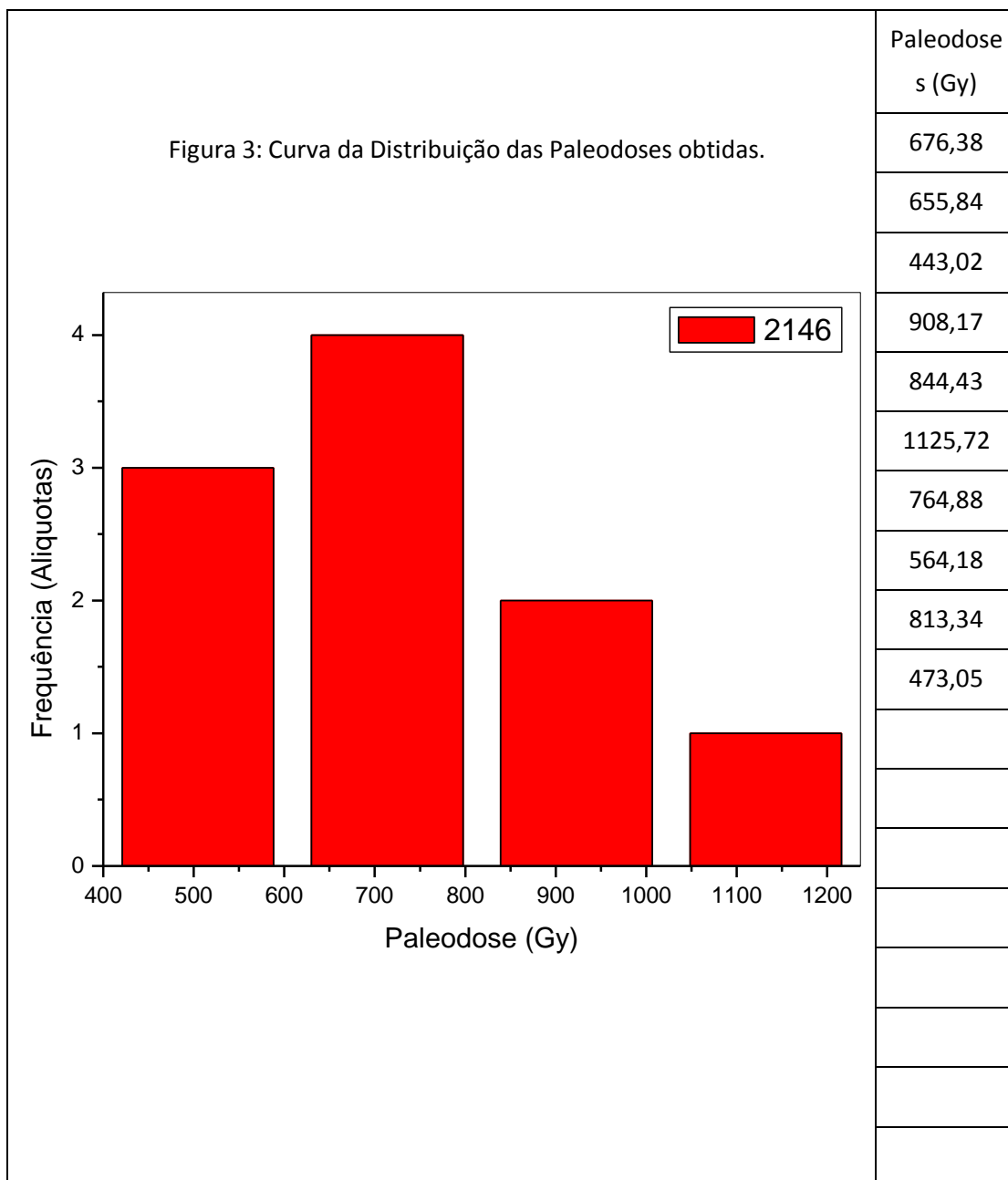
**Tabela 2:** Amostra, Th (Tório), U (Urânio), K (Potássio).

<b>Amostra Cod. LVD</b>	<b>Th (ppm)</b>	<b>U (ppm)</b>	<b>K (%)</b>
2144	11,10±0,40	2,64±0,28	0±0
2145	3,83±0,14	1,07±0,18	0±0
2146	12,30±0,44	3,09±0,39	0,79±0,12
2147	6,82±0,25	1,91±0,32	0±0
2148	10,90±0,39	2,15±0,13	0,31±0,05
2149	4,19±0,15	1,40±0,58	0,79±0,11
2150	7,62±0,27	1,77±0,35	0,17±0,03
2151	4,73±0,17	1,48±0,03	0,70±0,10
2152	15,10±0,55	3,22±0,29	0,08±0,01
2153	4,21±0,15	1,61±0,47	0,94±0,14

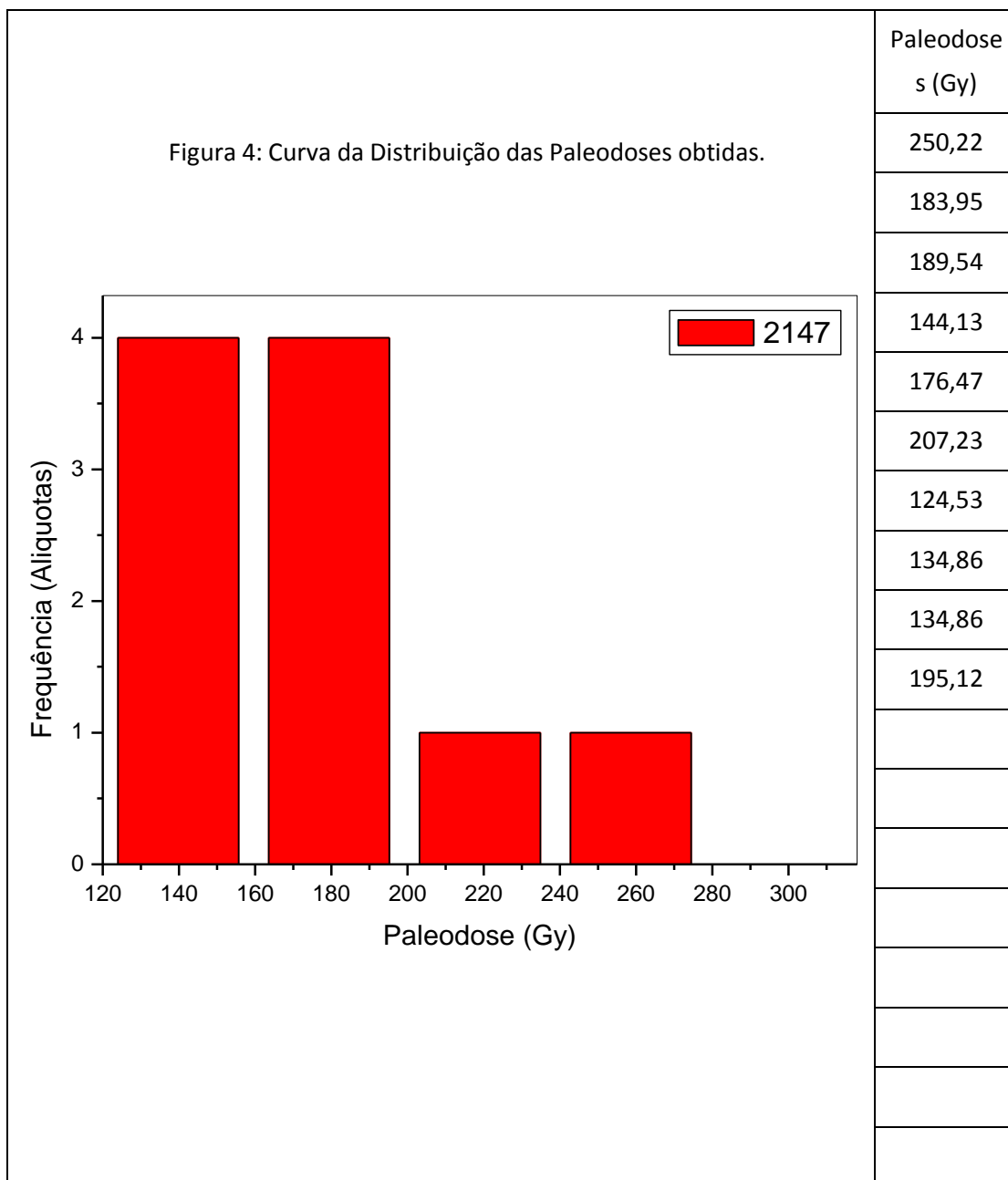
A figura 1 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2144.







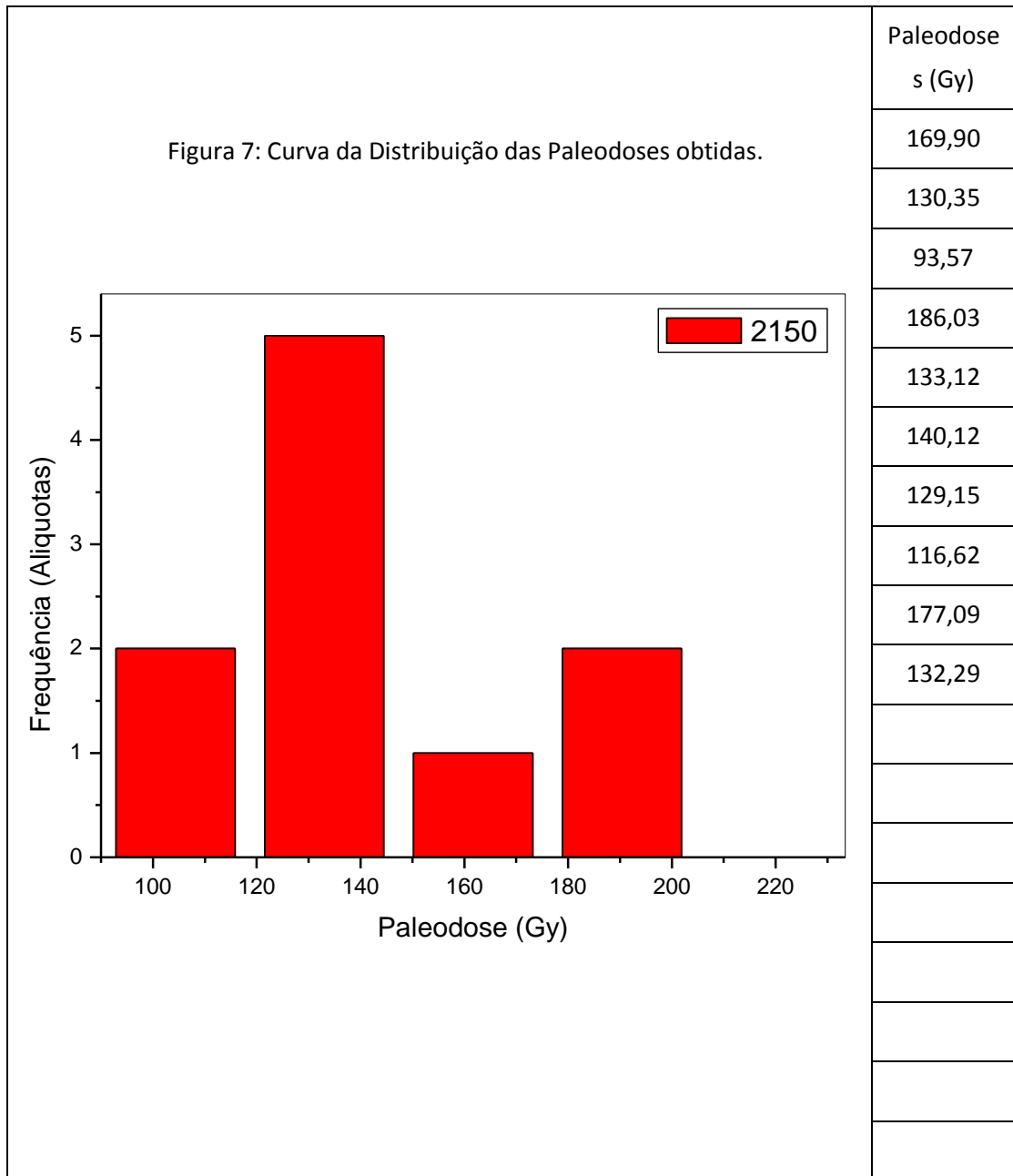
A figura 4 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2147.



A figura 5 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2148.



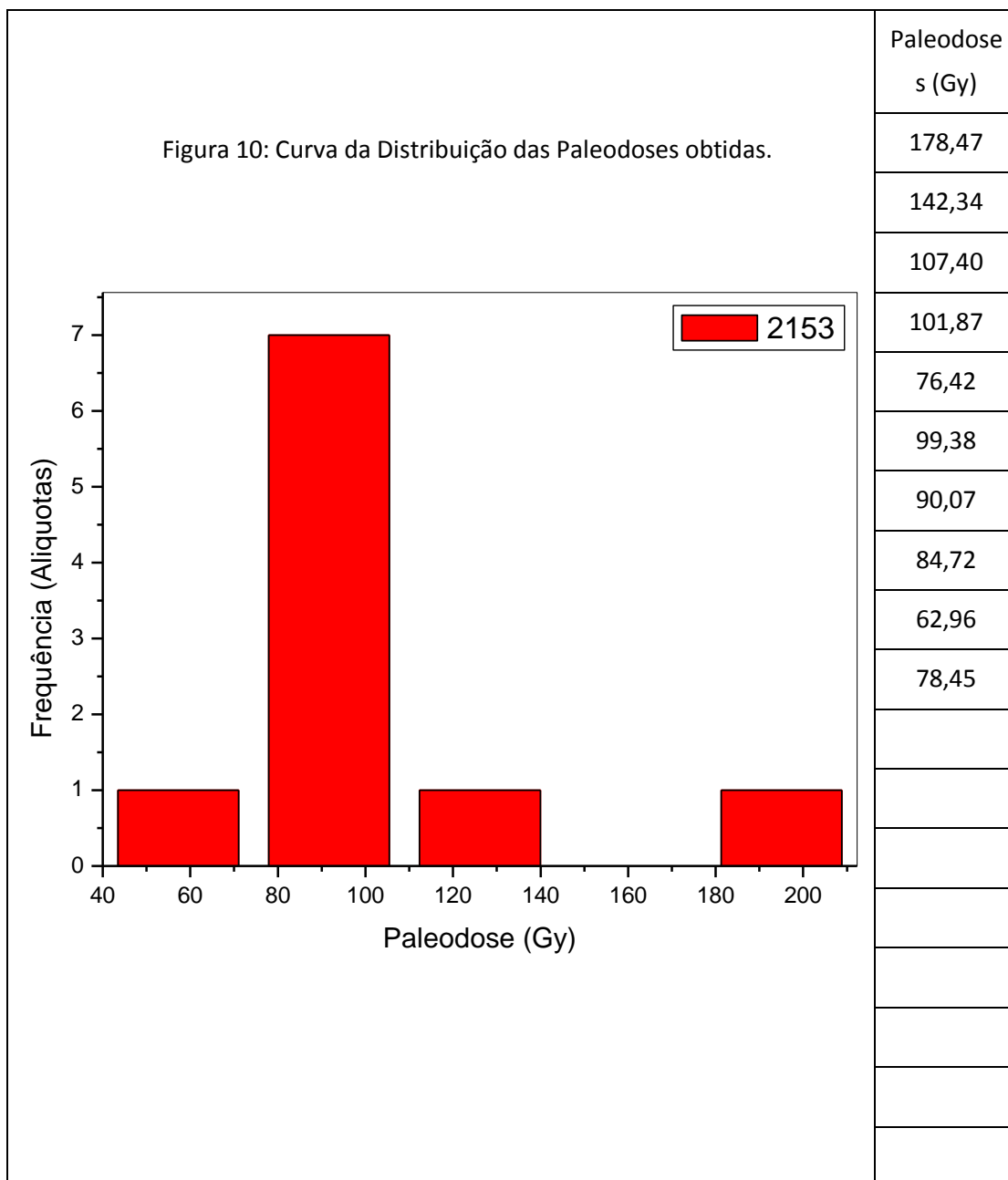




A figura 8 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2151.







São Paulo, 01 de Novembro de 2009.

**MATERIAL: Sedimento.**

**NATUREZA DO TRABALHO:** Datação de Sedimentos pelo método SARs, utilizando Regeneração Total do sinal da Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) de cristais de Quartzo.

**REFERÊNCIA:**

**3. AMOSTRAS**

Foram fornecidas pelo cliente 13 (treze) amostras com as designações indicadas na Tabela 1, acondicionadas e devidamente embaladas de forma que não tomaram luz no envio. As amostras foram recebidas e identificadas no laboratório como 2604 até 2616.

**4. MÉTODO UTILIZADO**

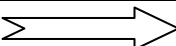
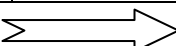
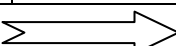
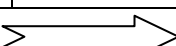
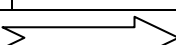
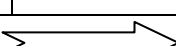
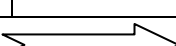
Análise da dose acumulada – Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems,

**5. RESULTADOS**

As amostras foram analisadas pelo método SARs a partir de várias alíquotas, ou seja, a amostra foi separada em várias porções para obter uma idade média.

**Tabela 1:** Código LVD, amostra, dose anual, paleodose média e idade média.

Código LVD	Amostra	Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	MÉTODO	Paleodose Média (Gy)	Idade Média (anos)
2604	R01	2.113 $\pm$ 199	SARs	<b>70,75</b>	<b>33.500<math>\pm</math>4.800</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	34,37	
2605	R02	2.493 $\pm$ 259	SARs	<b>6,79</b>	<b>2.700<math>\pm</math>400</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	0,41	
2606	R03	1.771 $\pm$ 182	SARs	<b>5,19</b>	<b>2.900<math>\pm</math>500</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	6,03	
2607	R05	1.817 $\pm$ 257	SARs	<b>15,64</b>	<b>8.600<math>\pm</math>1.700</b>

DESVIO PADRÃO 				4,98	
<b>2608</b>	<b>R09</b>	<b>1.365±118</b>	<b>SARs</b>	<b>7,35</b>	<b>5.400±700</b>
DESVIO PADRÃO 				3,68	
<b>2609</b>	<b>R10</b>	<b>1.625±68</b>	<b>SARs</b>	<b>21,18</b>	<b>13.000±1.200</b>
DESVIO PADRÃO 				0,57	
<b>2610</b>	<b>R13</b>	<b>2.125±106</b>	<b>SARs</b>	<b>161,23</b>	<b>75.900±7.600</b>
DESVIO PADRÃO 				26,72	
<b>2611</b>	<b>R14</b>	<b>2.132±154</b>	<b>SARs</b>	<b>64,80</b>	<b>30.400±3.700</b>
DESVIO PADRÃO 				16,37	
<b>2612</b>	<b>RP2</b>	<b>1.207±61</b>	<b>SARs</b>	<b>48,47</b>	<b>40.200±4.000</b>
DESVIO PADRÃO 				21,39	
<b>2613</b>	<b>RP3</b>	<b>1.294±83</b>	<b>SARs</b>	<b>154,89</b>	<b>119.700±13.700</b>
DESVIO PADRÃO 				40,11	
<b>2614</b>	<b>RP4</b>	<b>1.239±91</b>	<b>SARs</b>	<b>54,31</b>	<b>43.800±5.400</b>
DESVIO PADRÃO 				22,46	
<b>2615</b>	<b>RP6</b>	<b>992±85</b>	<b>SARs</b>	<b>11,38</b>	<b>11.500±1.600</b>
DESVIO PADRÃO 				3,05	
<b>2616</b>	<b>RP10</b>	<b>1.594±241</b>	<b>SARs</b>	<b>24,61</b>	<b>15.400±3.100</b>
DESVIO PADRÃO 				13,92	

As concentrações medidas dos isótopos radioativos  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ + $^{235}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$  utilizados para calcular a dose anual são apresentados na Tabela 2, a seguir:

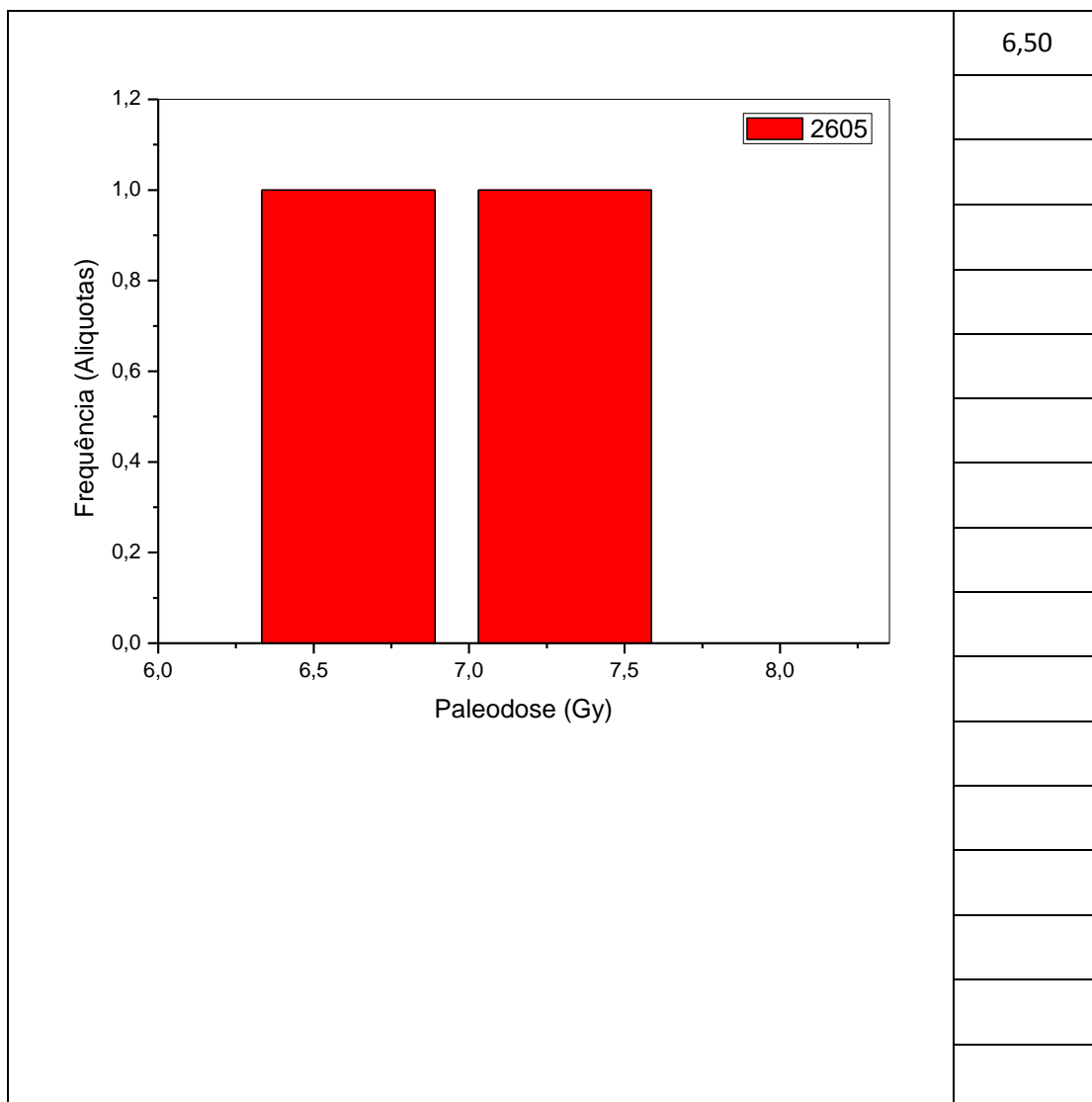
**Tabela 2:** Amostra, Th (Tório), U (Urânio), K (Potássio).

<b>Amostra Cod. LVD</b>	<b>Th (ppm)</b>	<b>U (ppm)</b>	<b>K (%)</b>
2604	8,966±0,323	2,118±0,286	0,677±0,098
2605	7,355±0,265	2,081±0,250	1,176±0,170
2606	7,216±0,260	1,652±0,292	0,589±0,085
2607	6,577±0,237	2,787±0,701	0,394±0,057
2608	4,757±0,171	1,605±0,186	0,384±0,056
2609	7,836±0,282	2,031±0,007	0,305±0,044
2610	12,731±0,458	3,108±0,184	0,164±0,024
2611	8,862±0,319	2,300±0,126	0,657±0,095
2612	6,764±0,244	1,707±0,133	0,058±0,008
2613	7,970±0,287	1,925±0,238	0±0
2614	4,511±0,162	1,036±0,062	0,423±0,061
2615	3,745±0,135	0,893±0,132	0,274±0,040
2616	5,952±0,214	1,902±0,616	0,446±0,065

A figura 1 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2604.

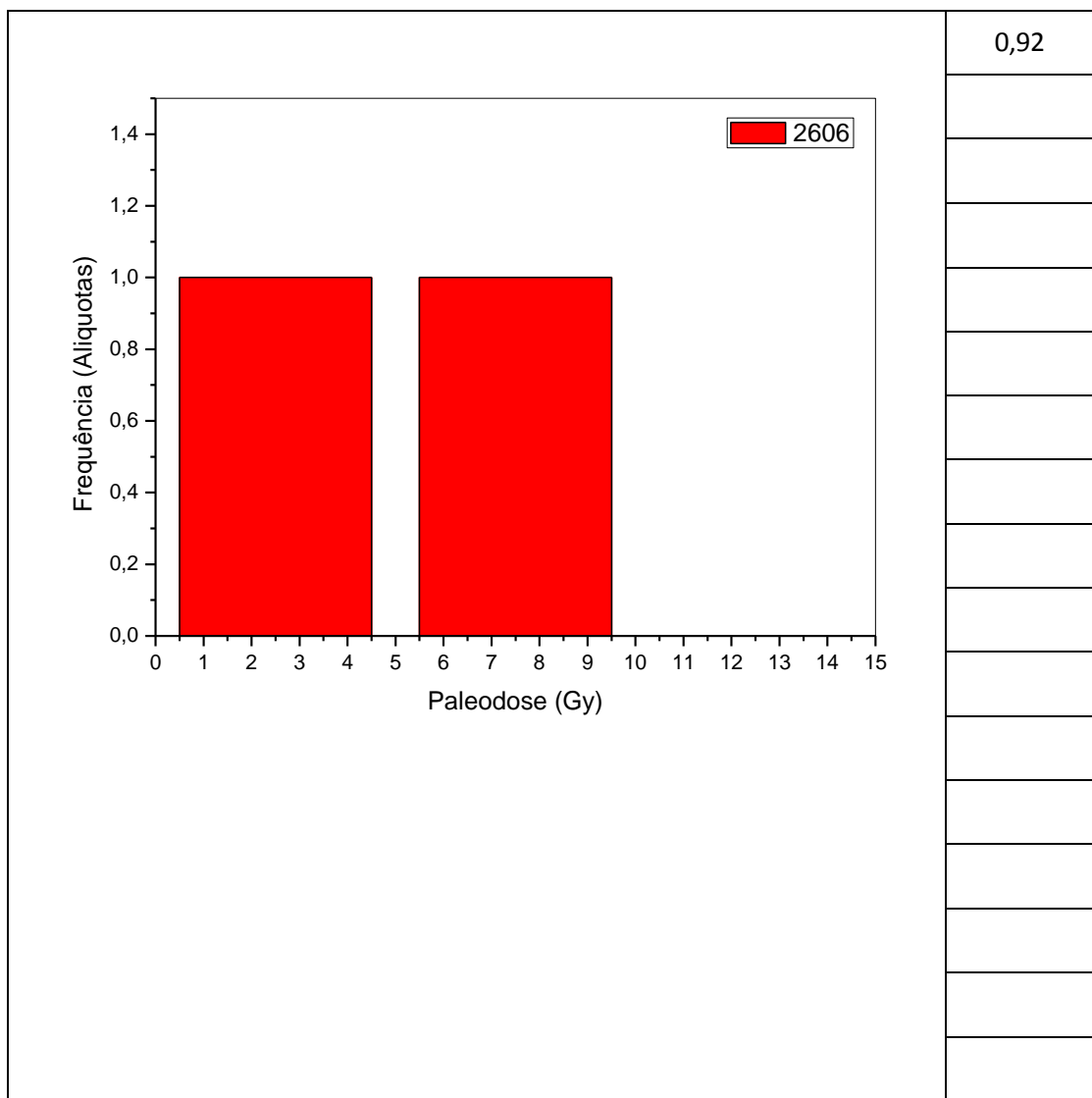
Figura 1: Curva da Distribuição das Paleodoses obtidas.	Paleodoses (Gy)
---	-----------------





A figura 3 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2606.

Figura 3: Curva da Distribuição das Paleodoses obtidas.	Paleodoses (Gy)
	9,45

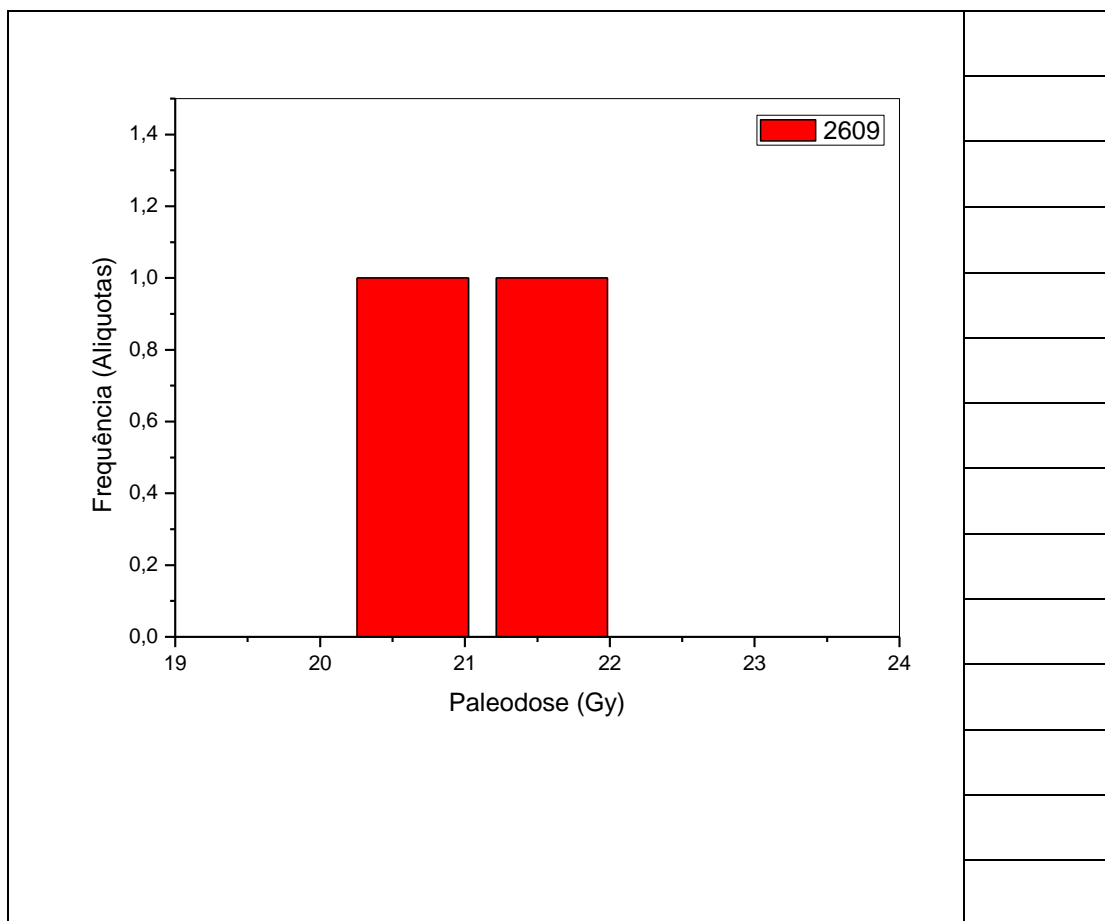


A figura 4 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2607.

Figura 4: Curva da Distribuição das Paleodoses obtidas.	Paleodoses (Gy)
	15,80
	21,27

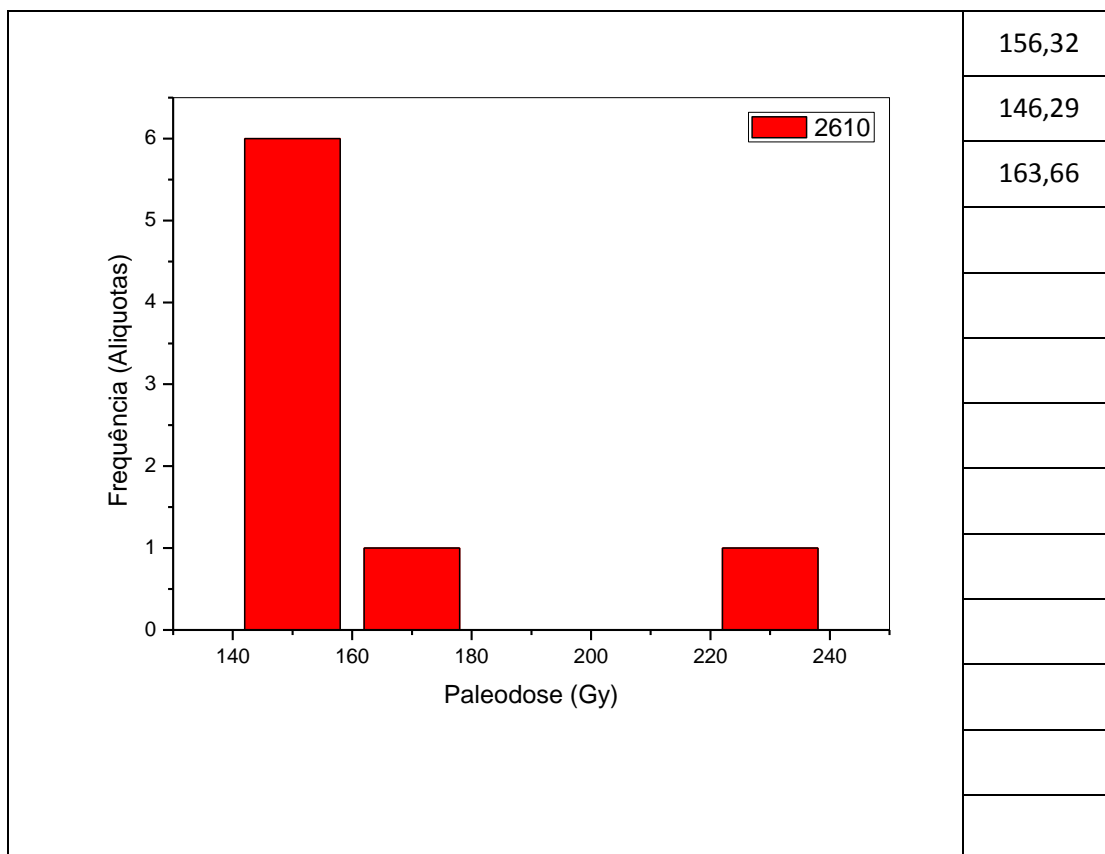




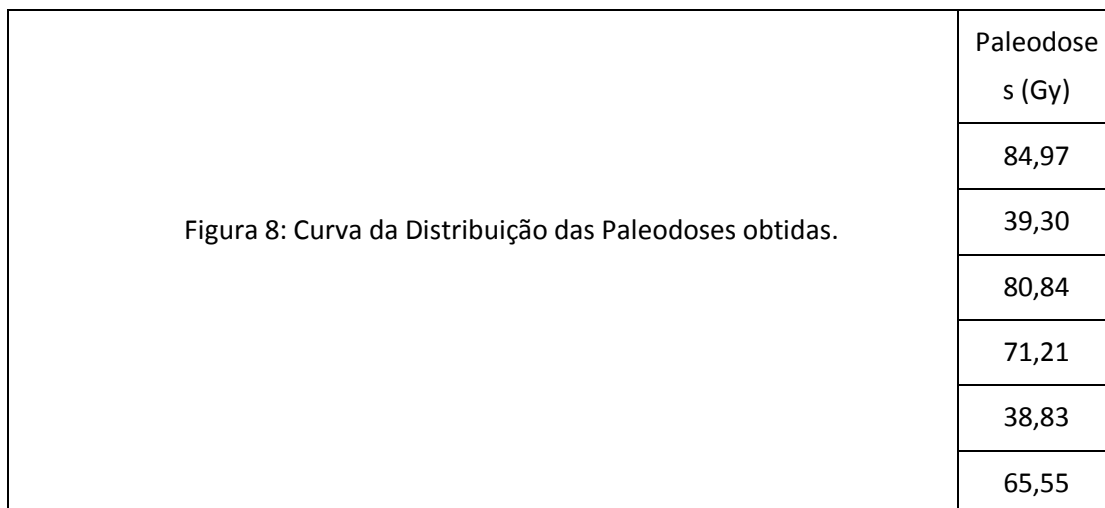


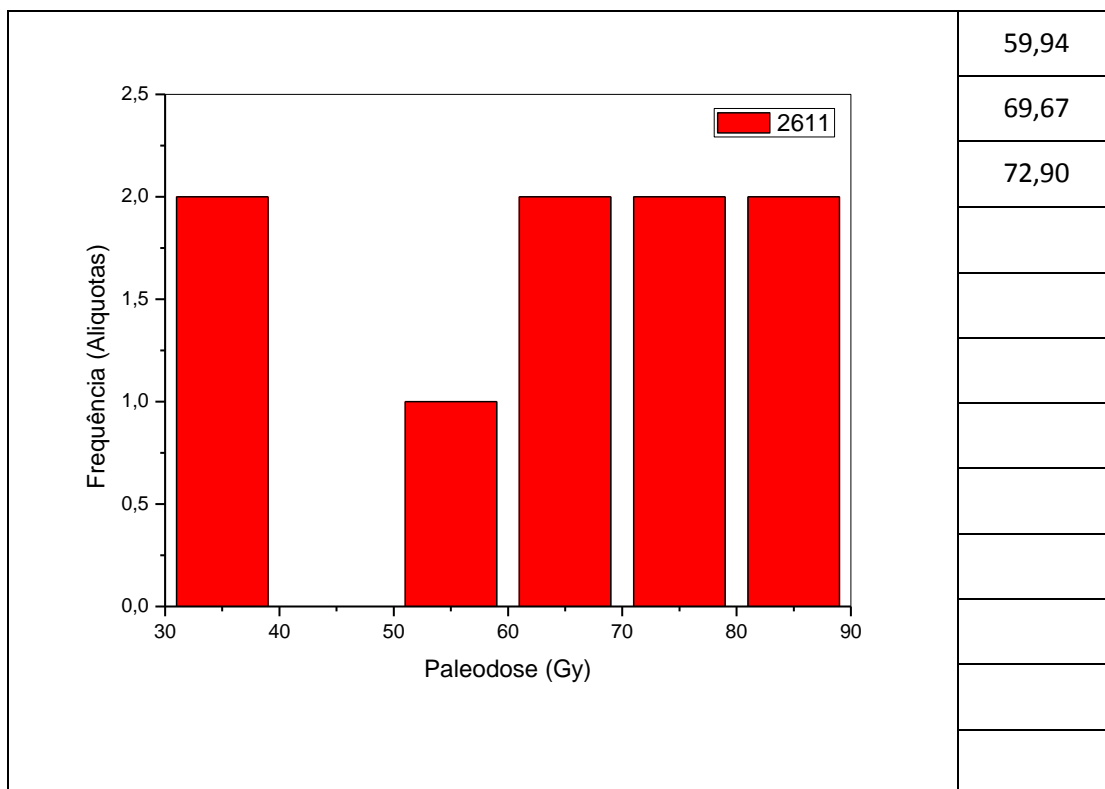
A figura 7 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2610.

Figura 7: Curva da Distribuição das Paleodoses obtidas.	Paleodoses (Gy)
	155,62
	142,01
	224,22
	141,93
	159,82

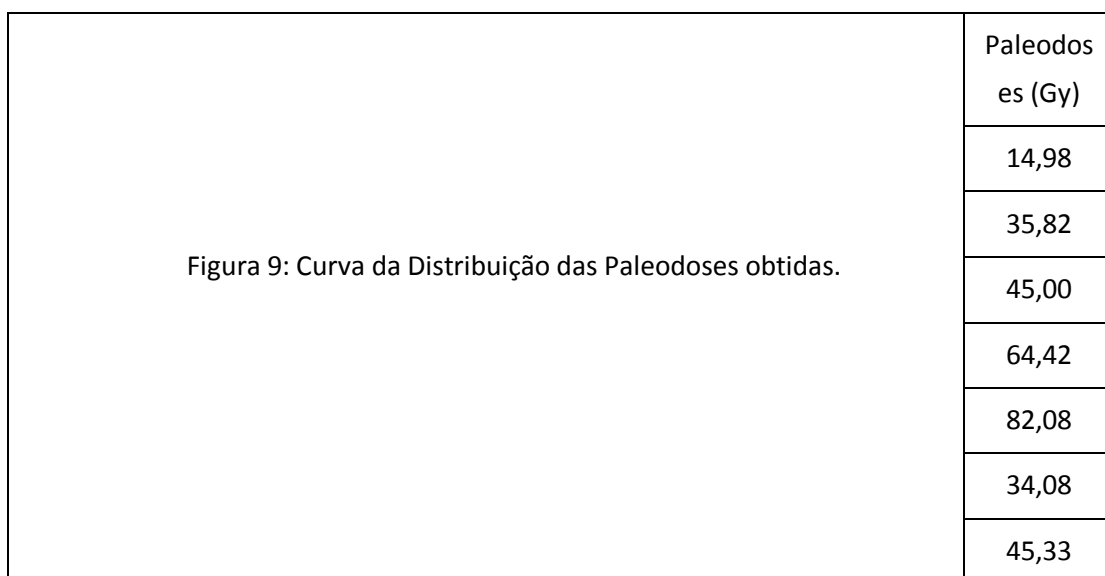


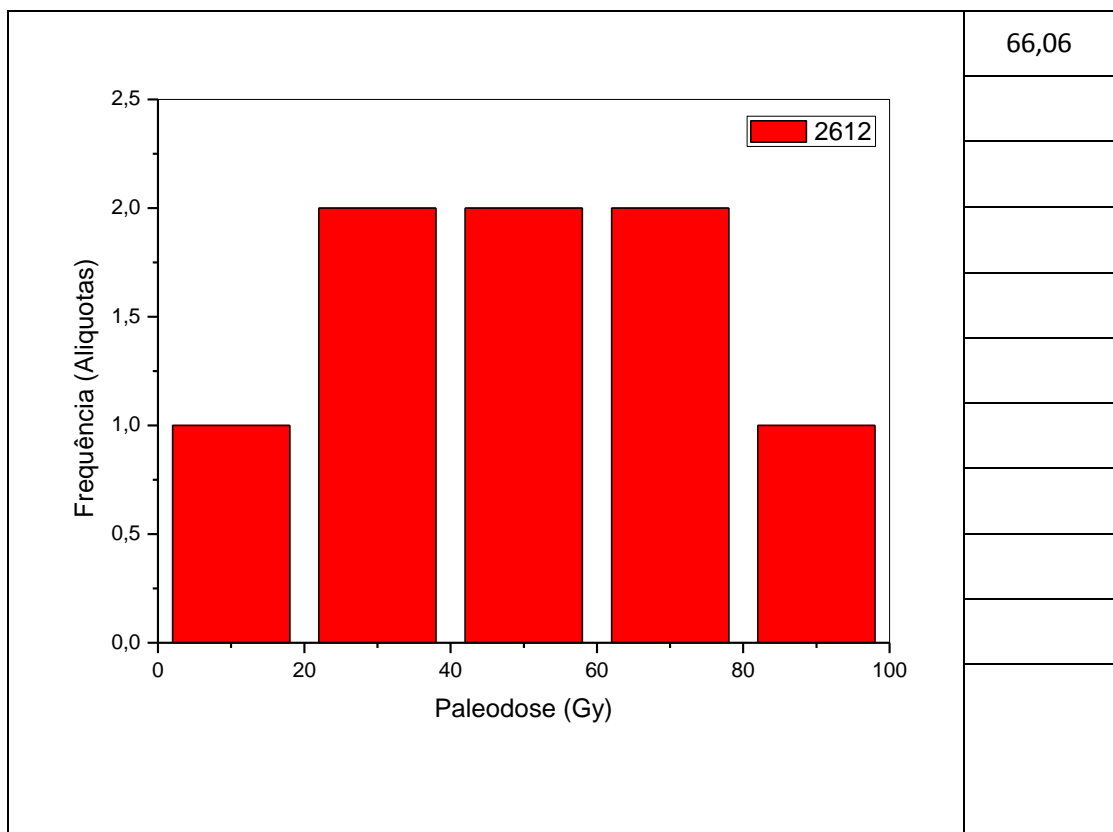
A figura 8 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2611.



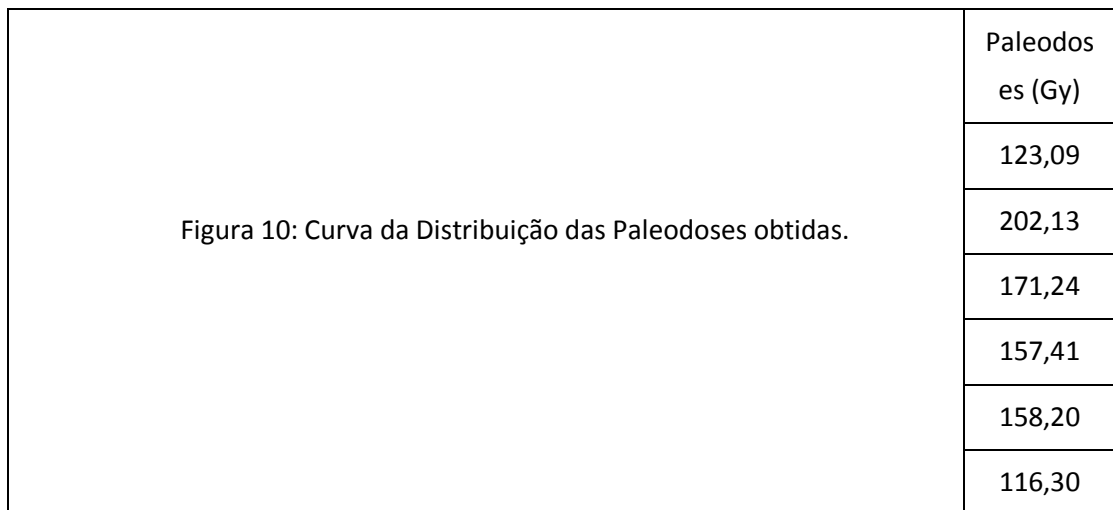


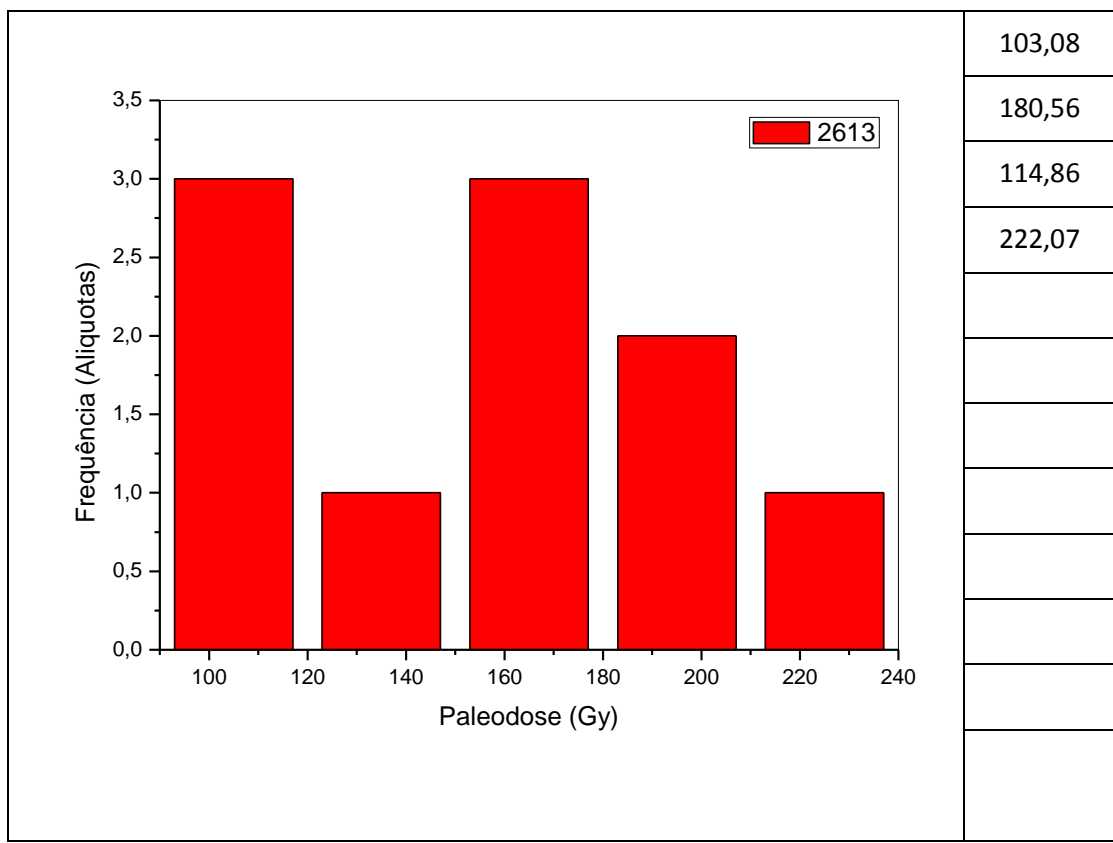
A figura 9 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2612.



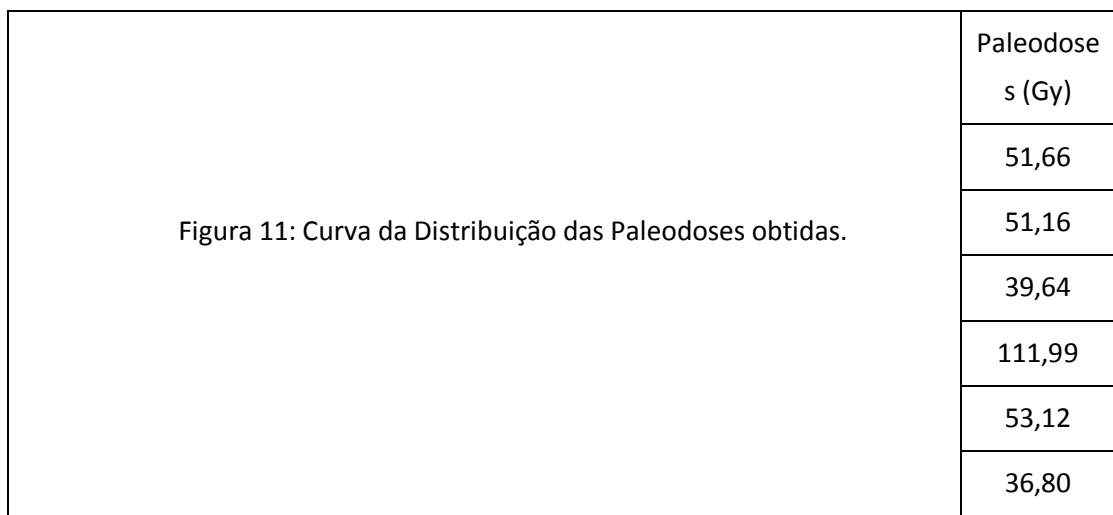


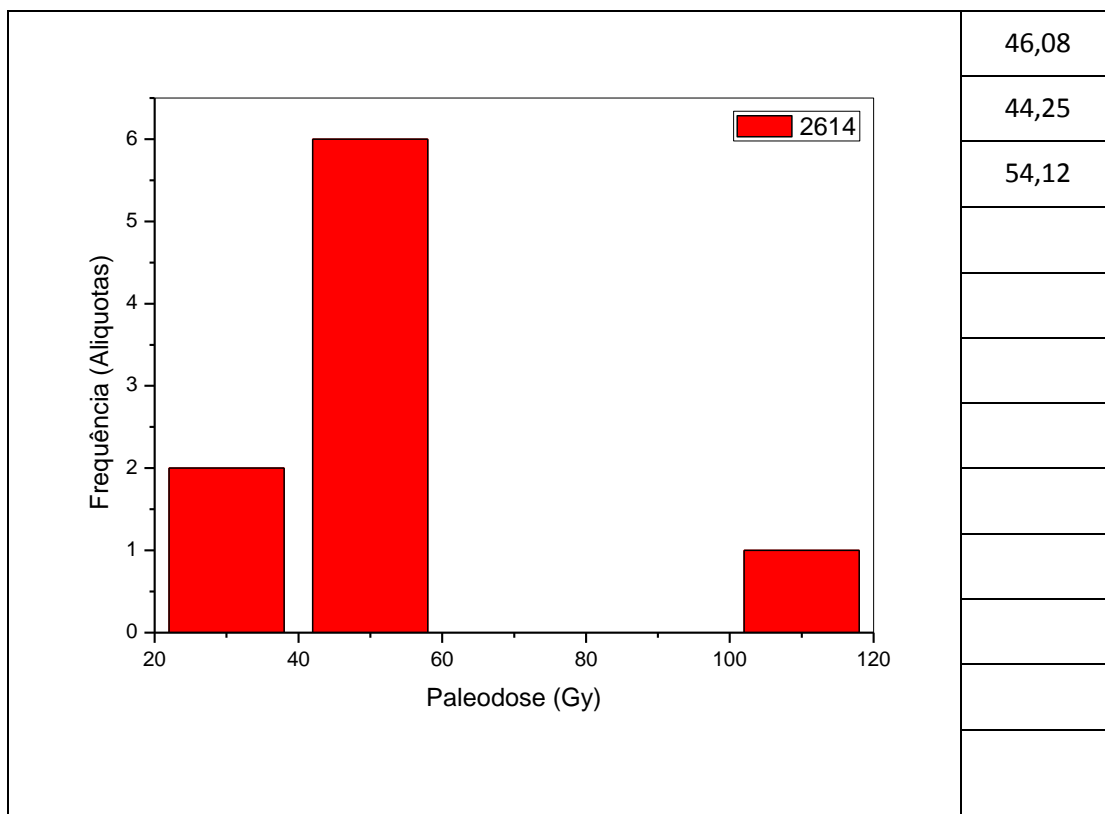
A figura 10 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2613.



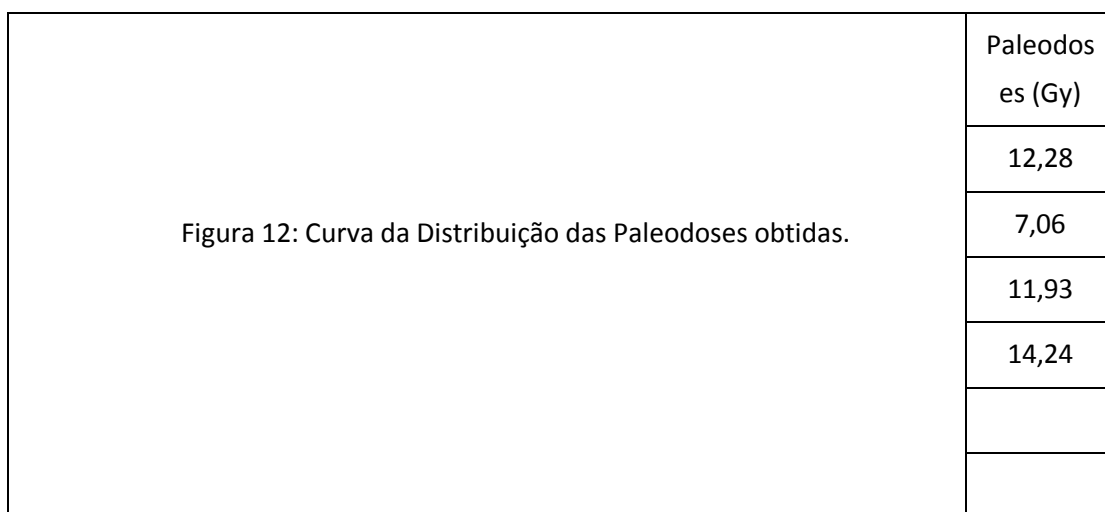


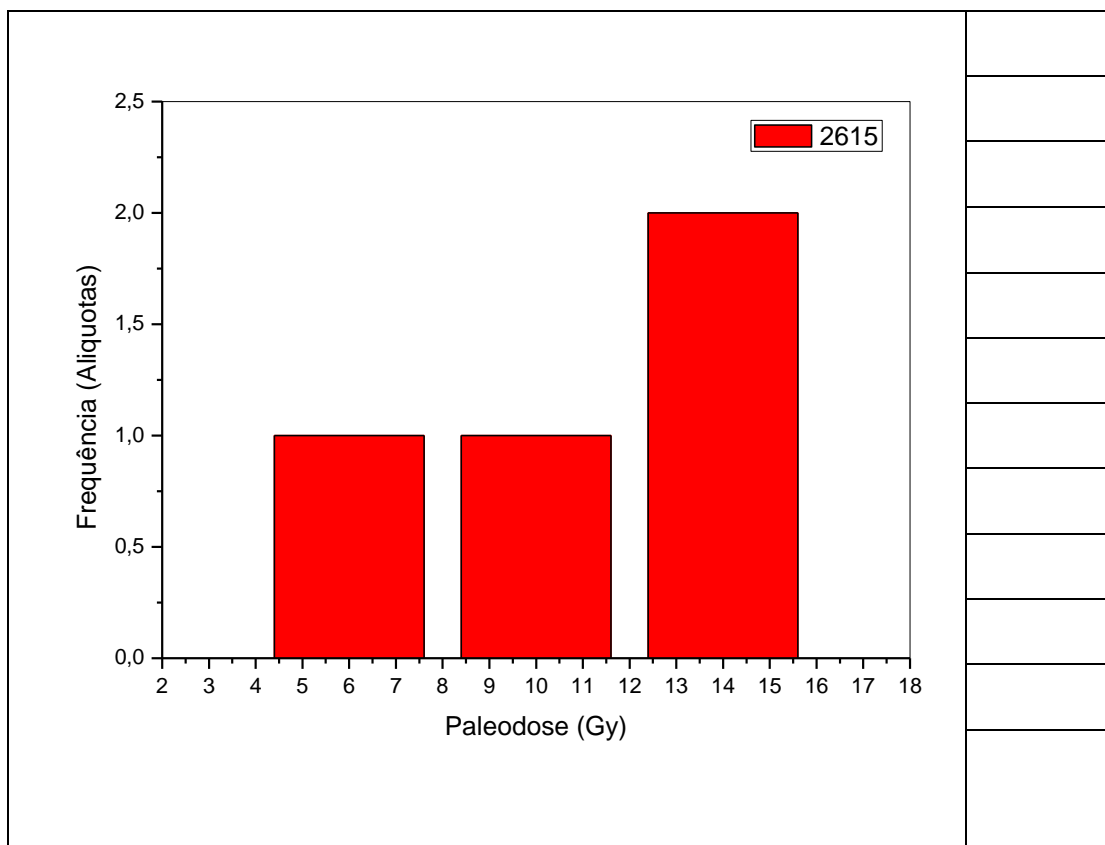
A figura 11 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2614.





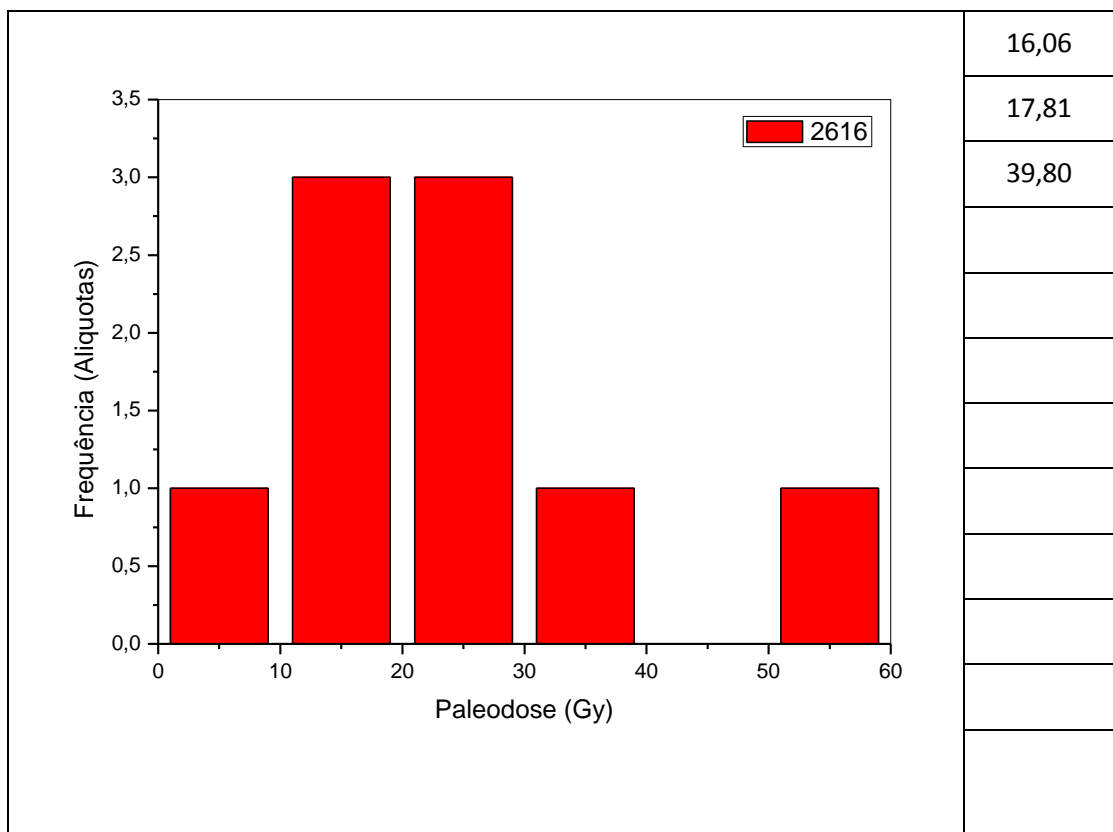
A figura 12 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2615.





A figura 13 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2616.

Figura 13: Curva da Distribuição das Paleodoses obtidas.	Paleodoses (Gy)
	21,87
	8,30
	18,00
	54,09
	24,60
	20,99



São Paulo, 29 de Setembro de 2009.

**MATERIAL:** Sedimento.

**NATUREZA DO TRABALHO:** Datação de Sedimentos pelo método SARs, utilizando Regeneração Total do sinal da Luminescência Oticamente Estimada (LOE) de cristais de Quartzo.

**REFERÊNCIA:**

**6. AMOSTRAS**

Foram fornecidas pelo cliente 13 (treze) amostras com as designações indicadas na Tabela 1, acondicionadas e devidamente embaladas de forma que não tomaram luz no envio. As amostras foram recebidas e identificadas no laboratório como 2604 até 2616.

## 7. MÉTODO UTILIZADO

Análise da dose acumulada – Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems,

## 8. RESULTADOS

As amostras foram analisadas pelo método SARs a partir de várias alíquotas, ou seja, a amostra foi separada em várias porções para obter uma idade média.

**Tabela 1:** Código LVD, amostra, dose anual, paleodose média e idade média.

Código LVD	Amostra	Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	MÉTODO	Paleodose Média (Gy)	Idade Média (anos)
2604	R01	2.113 $\pm$ 199	SARs	<b>70,75</b>	<b>33.500<math>\pm</math>4.800</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	34,37	
2605	R02	2.493 $\pm$ 259	SARs	<b>6,79</b>	<b>2.700<math>\pm</math>400</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	0,41	
2606	R03	1.771 $\pm$ 182	SARs	<b>5,19</b>	<b>2.900<math>\pm</math>500</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	6,03	
2607	R05	1.817 $\pm$ 257	SARs	<b>15,64</b>	<b>8.600<math>\pm</math>1.700</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	4,98	
2608	R09	1.365 $\pm$ 118	SARs	<b>7,35</b>	<b>5.400<math>\pm</math>700</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	3,68	
2609	R10	1.625 $\pm$ 68	SARs	<b>21,18</b>	<b>13.000<math>\pm</math>1.200</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	0,57	

2610	R13	2.125±106	SARs	<b>161,23</b>	<b>75.900±7.600</b>
DESVIO PADRÃO			➡	26,72	
2611	R14	2.132±154	SARs	<b>64,80</b>	<b>30.400±3.700</b>
DESVIO PADRÃO			➡	16,37	
2612	RP2	1.207±61	SARs	<b>48,47</b>	<b>40.200±4.000</b>
DESVIO PADRÃO			➡	21,39	
2613	RP3	1.294±83	SARs	<b>154,89</b>	<b>119.700±13.700</b>
DESVIO PADRÃO			➡	40,11	
2614	RP4	1.239±91	SARs	<b>54,31</b>	<b>43.800±5.400</b>
DESVIO PADRÃO			➡	22,46	
2615	RP6	992±85	SARs	<b>11,38</b>	<b>11.500±1.600</b>
DESVIO PADRÃO			➡	3,05	
2616	RP10	1.594±241	SARs	<b>24,61</b>	<b>15.400±3.100</b>
DESVIO PADRÃO			➡	13,92	

As concentrações medidas dos isótopos radioativos  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}+^{235}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$  utilizados para calcular a dose anual são apresentados na Tabela 2, a seguir:

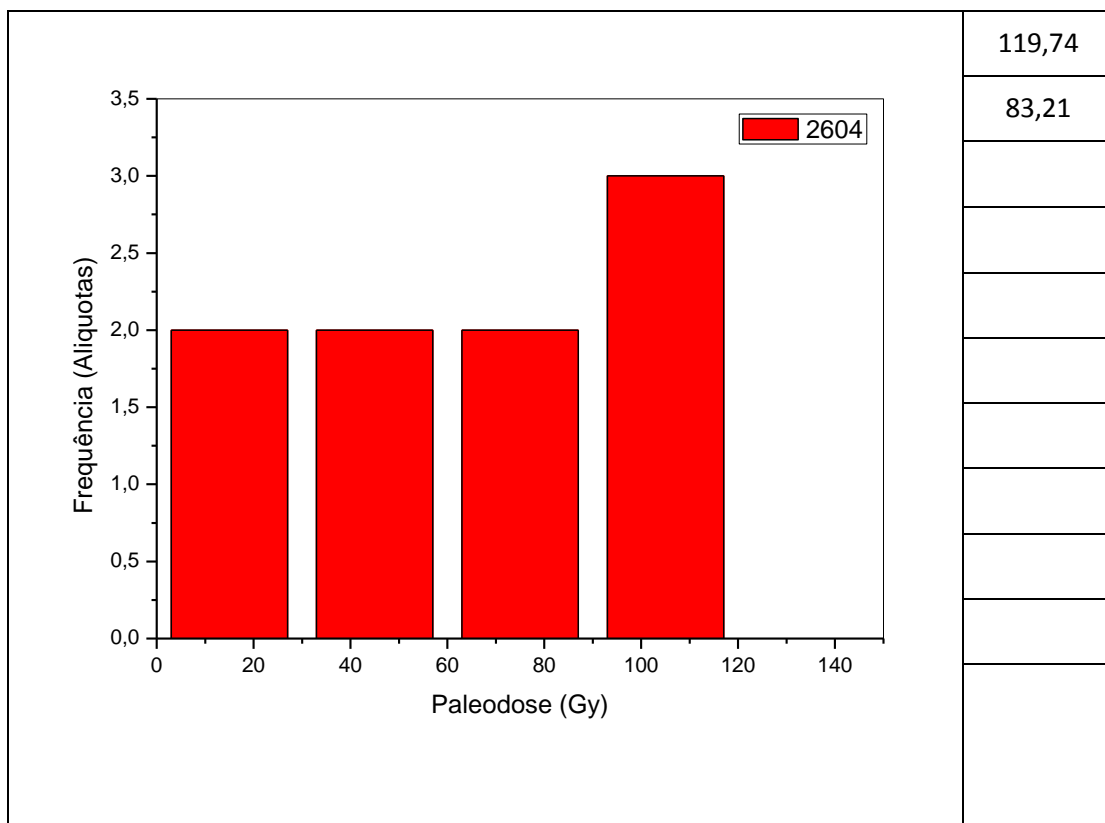
**Tabela 2:** Amostra, Th (Tório), U (Urânio), K (Potássio).

Amostra Cod. LVD	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
2604	8,966±0,323	2,118±0,286	0,677±0,098
2605	7,355±0,265	2,081±0,250	1,176±0,170

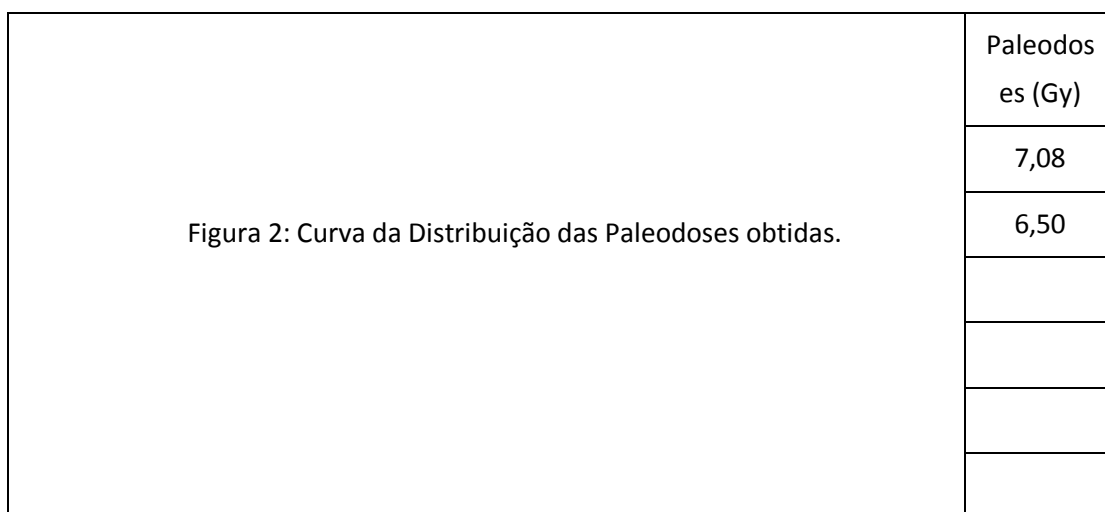
2606	7,216±0,260	1,652±0,292	0,589±0,085
2607	6,577±0,237	2,787±0,701	0,394±0,057
2608	4,757±0,171	1,605±0,186	0,384±0,056
2609	7,836±0,282	2,031±0,007	0,305±0,044
2610	12,731±0,458	3,108±0,184	0,164±0,024
2611	8,862±0,319	2,300±0,126	0,657±0,095
2612	6,764±0,244	1,707±0,133	0,058±0,008
2613	7,970±0,287	1,925±0,238	0±0
2614	4,511±0,162	1,036±0,062	0,423±0,061
2615	3,745±0,135	0,893±0,132	0,274±0,040
2616	5,952±0,214	1,902±0,616	0,446±0,065

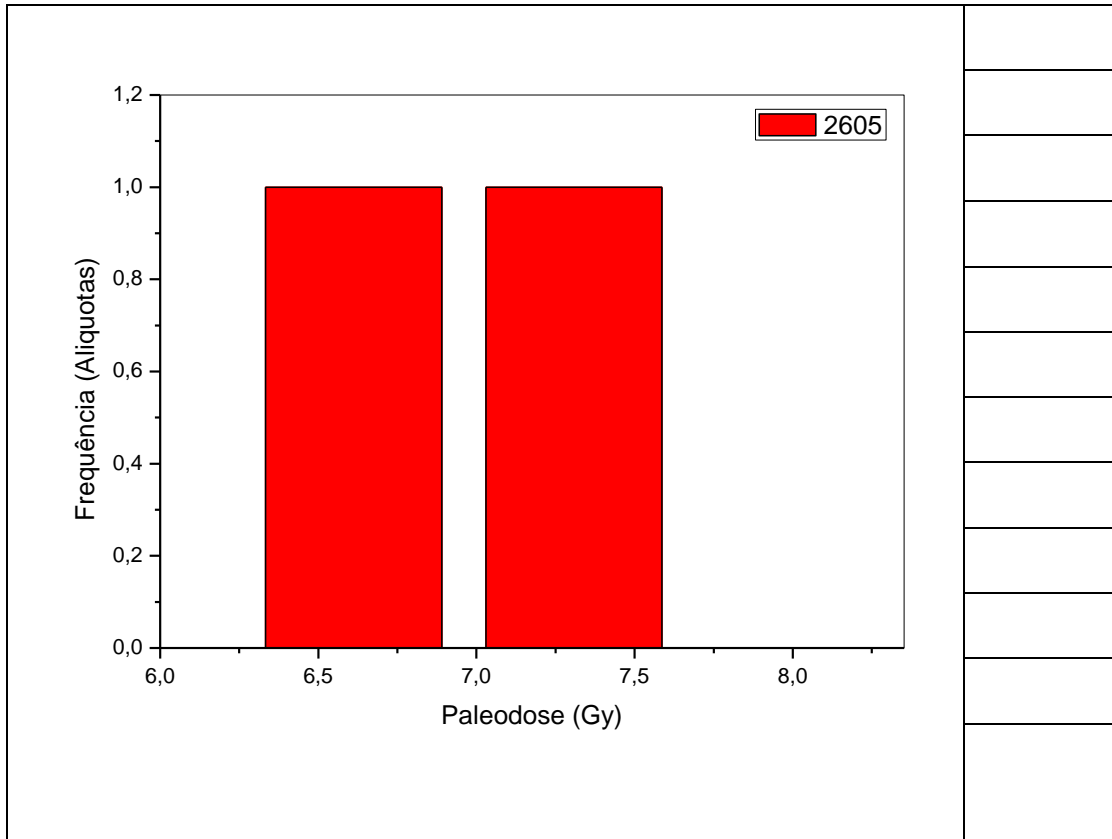
A figura 1 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2604.

<p>Figura 1: Curva da Distribuição das Paleodoses obtidas.</p>	Paleodoses (Gy)
	55,35
	46,52
	27,85
	21,72
	85,83
	91,89
	104,67

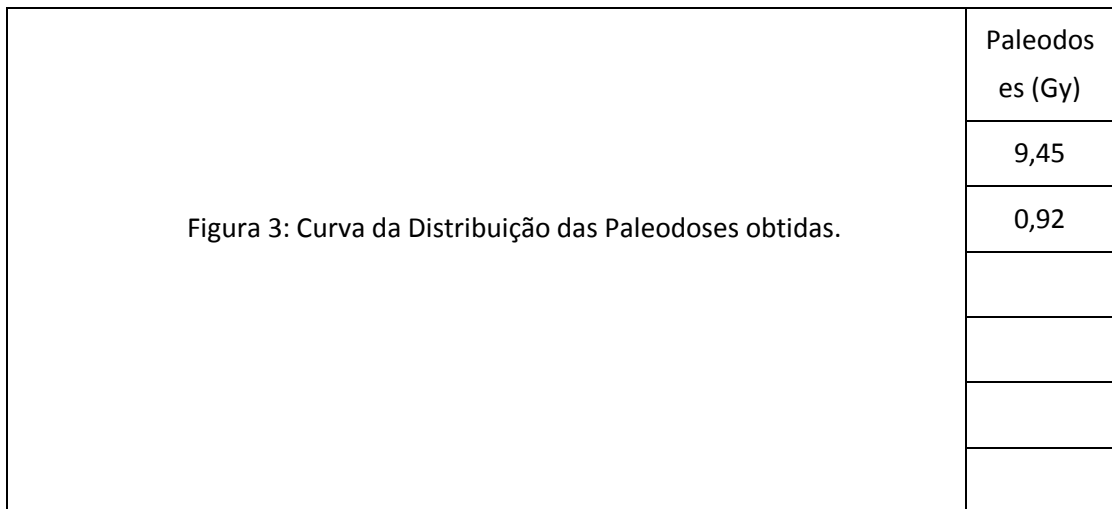


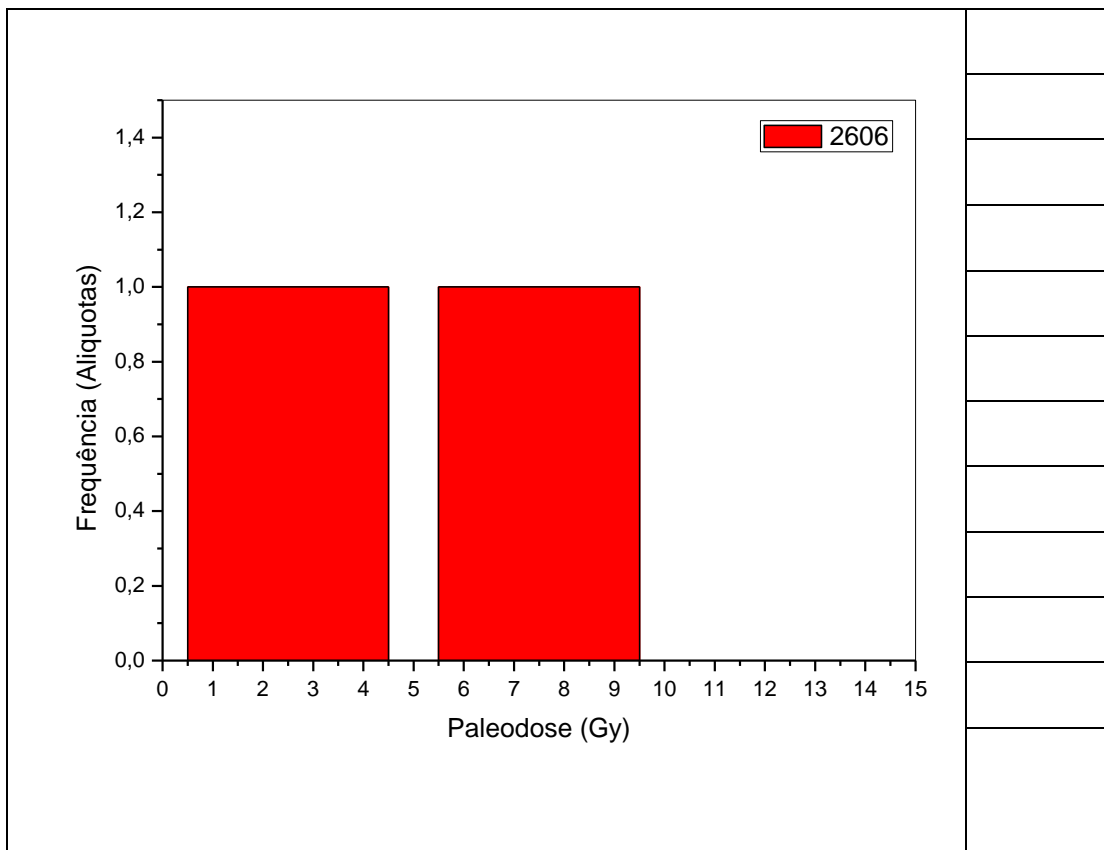
A figura 2 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2605.



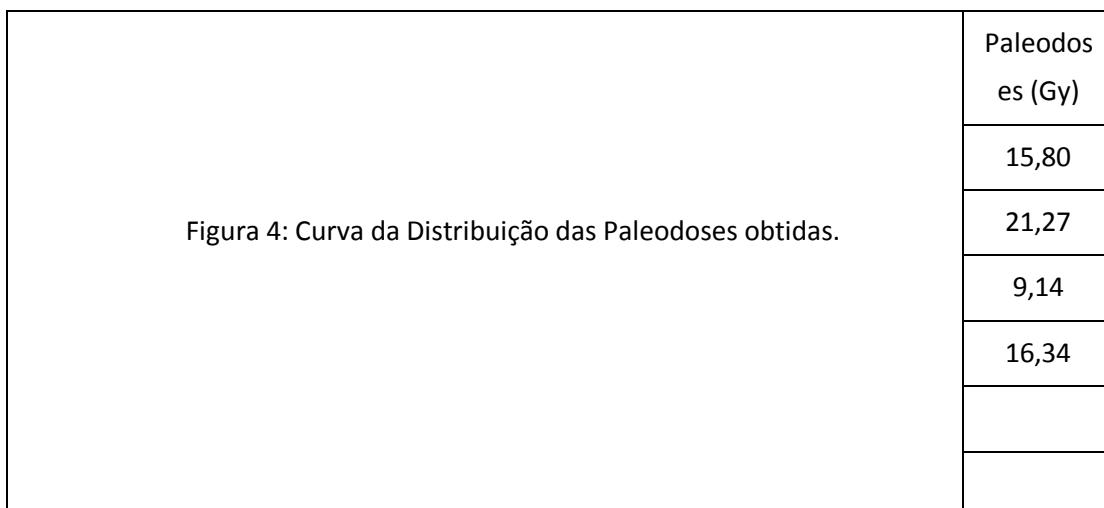


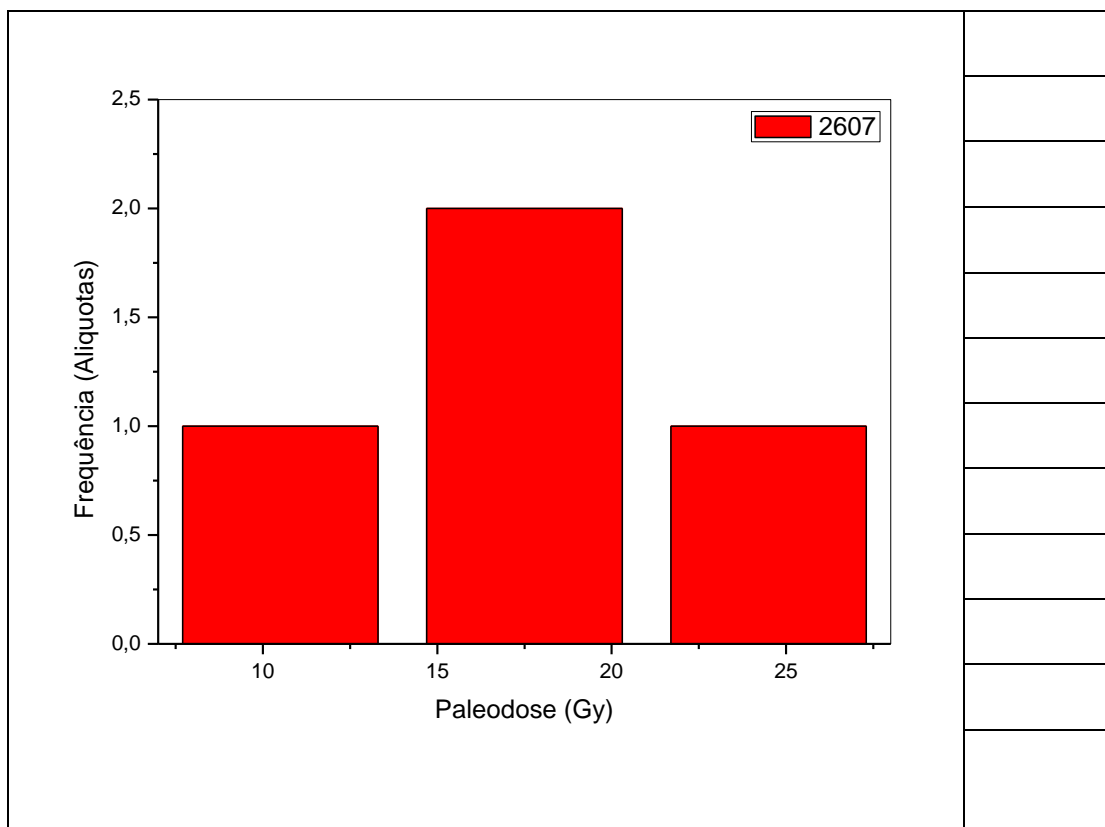
A figura 3 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2606.



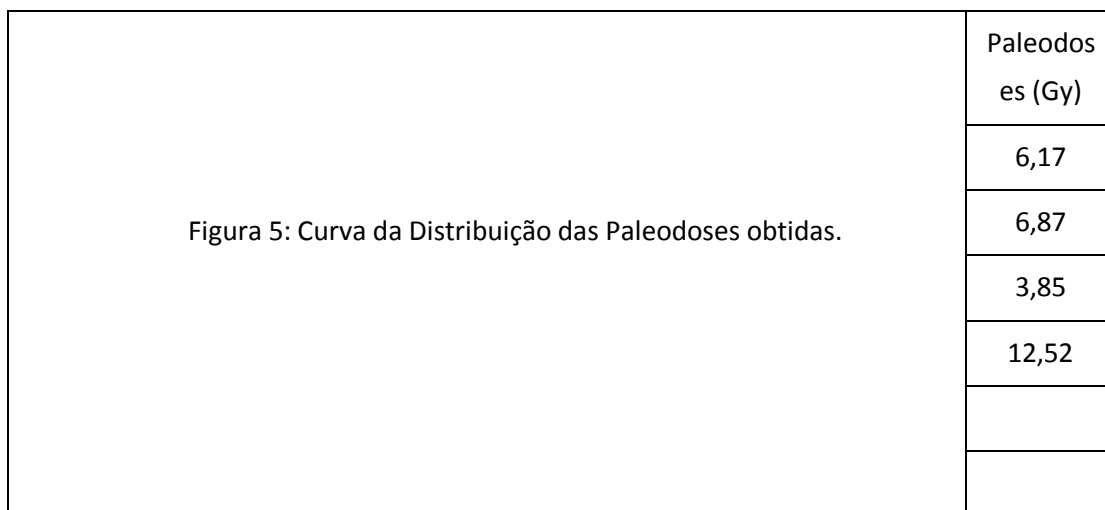


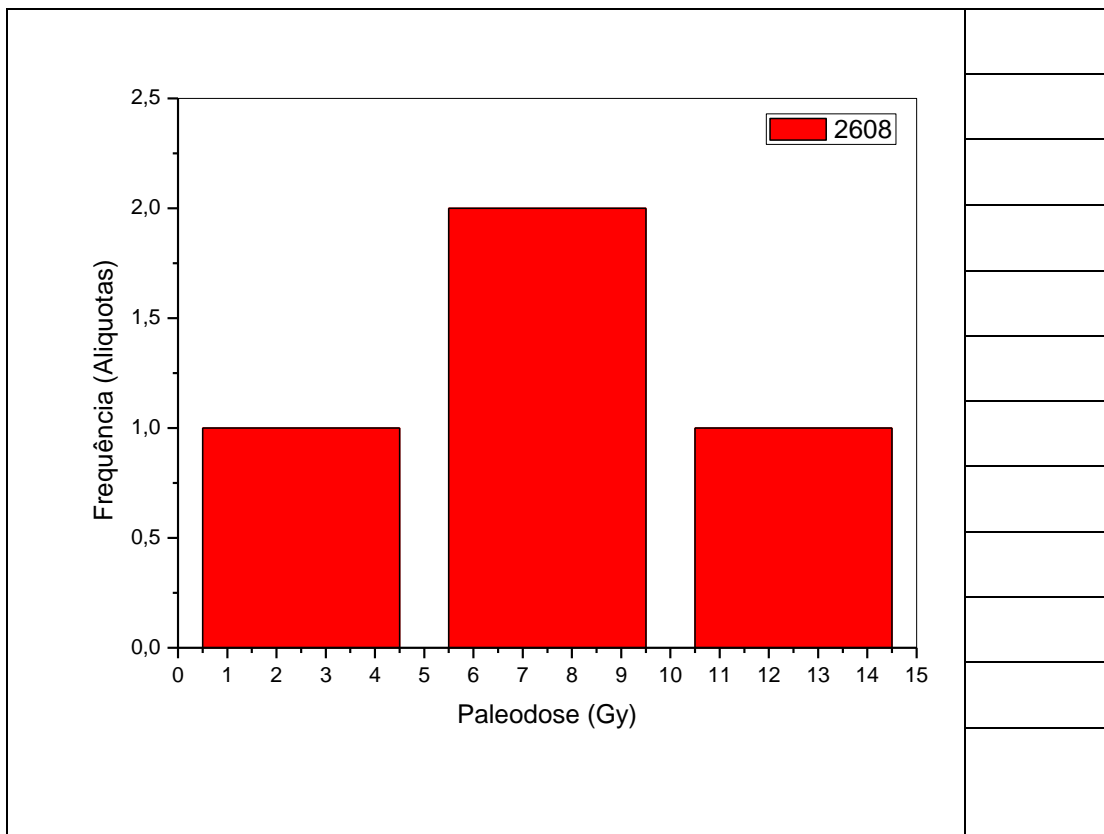
A figura 4 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2607.



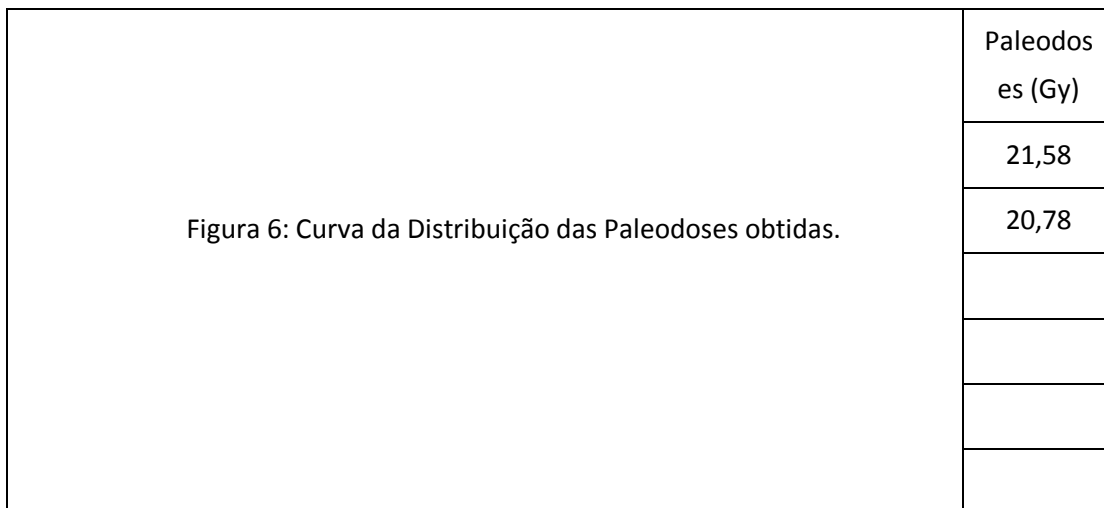


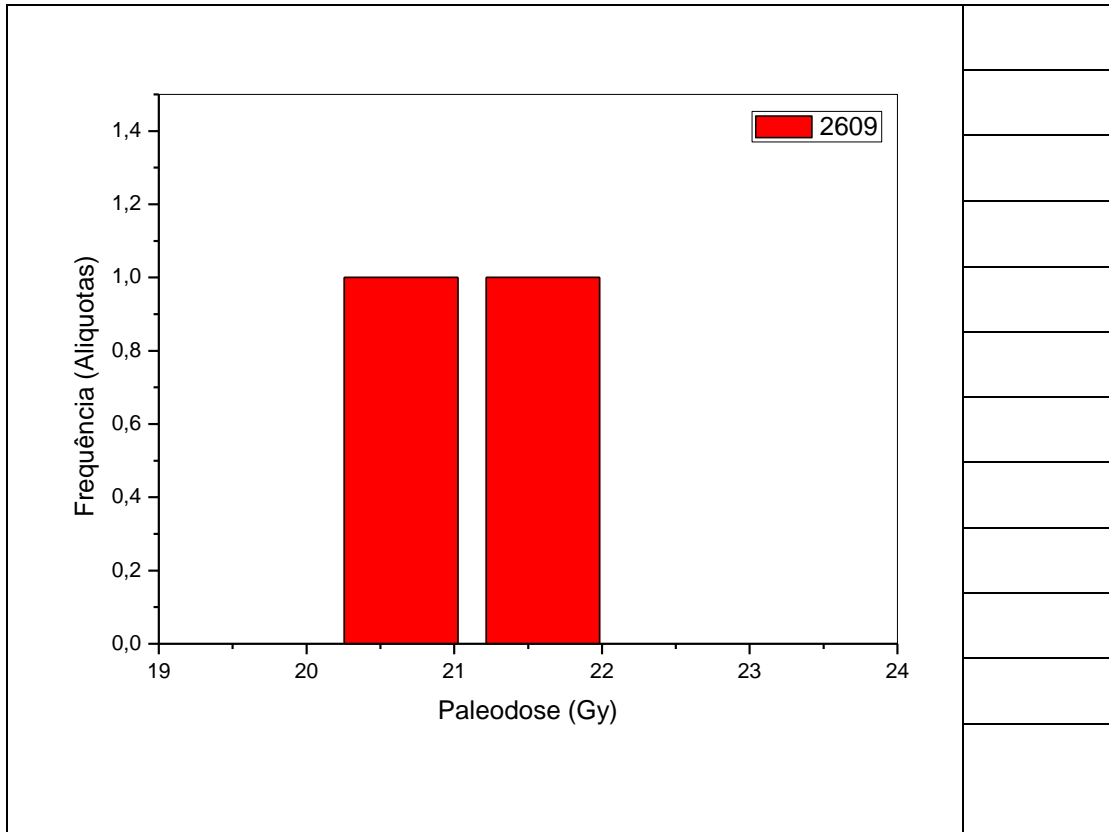
A figura 5 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2608.



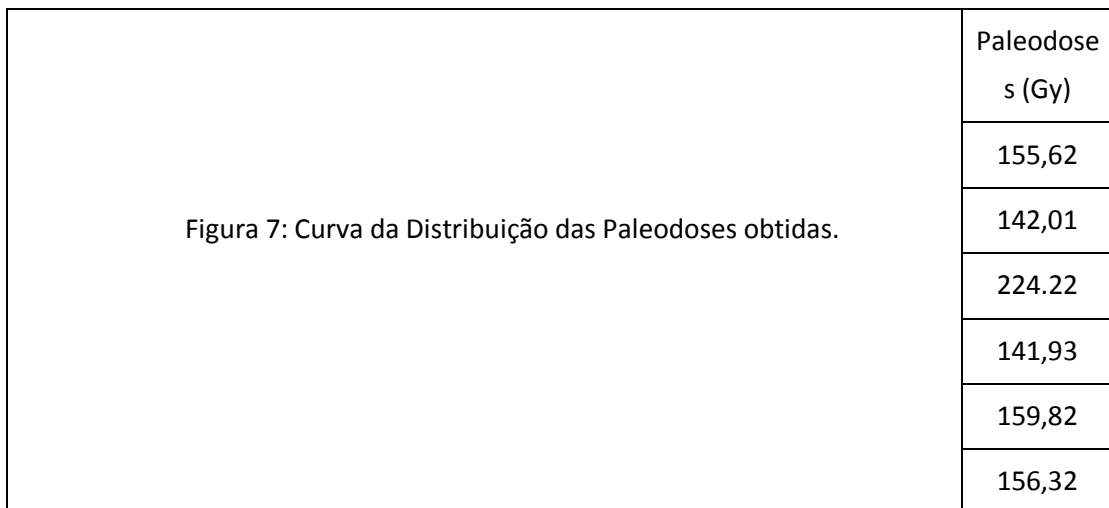


A figura 6 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2609.

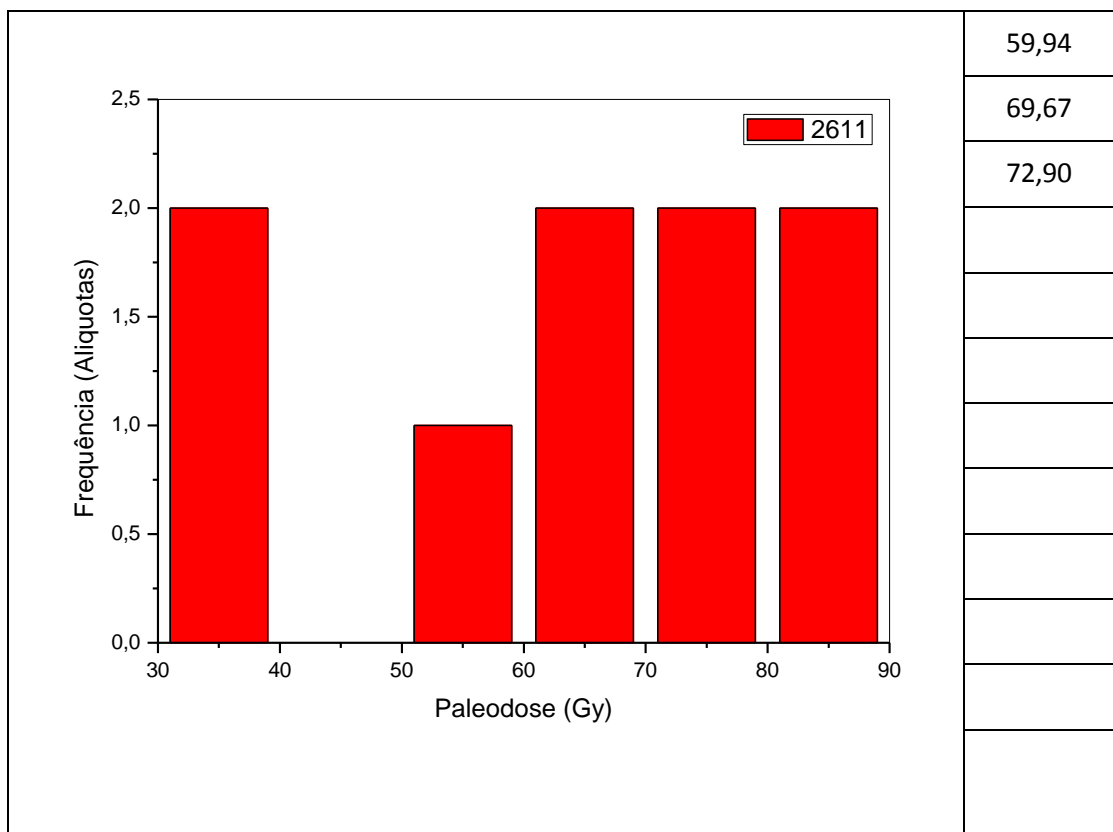




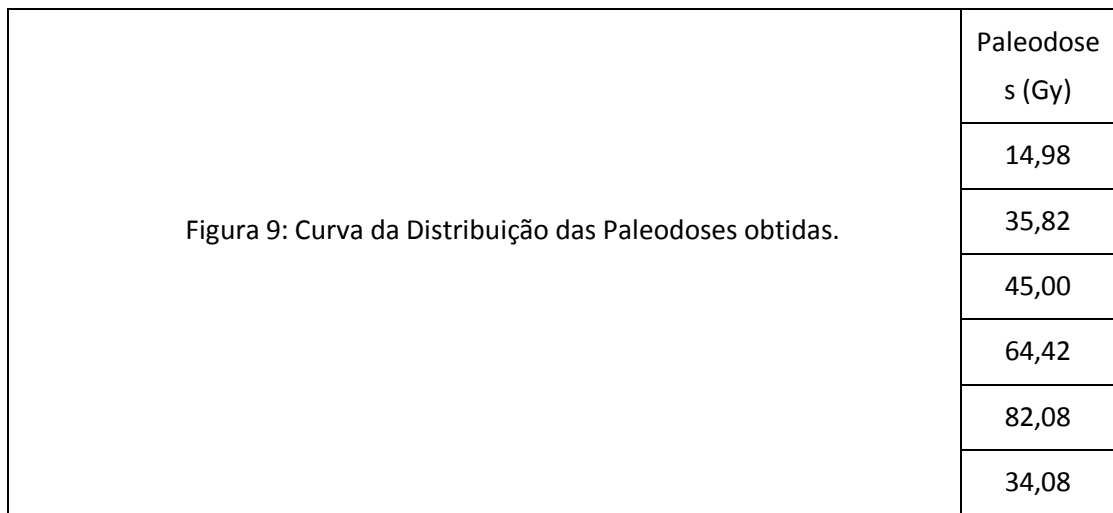
A figura 7 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2610.



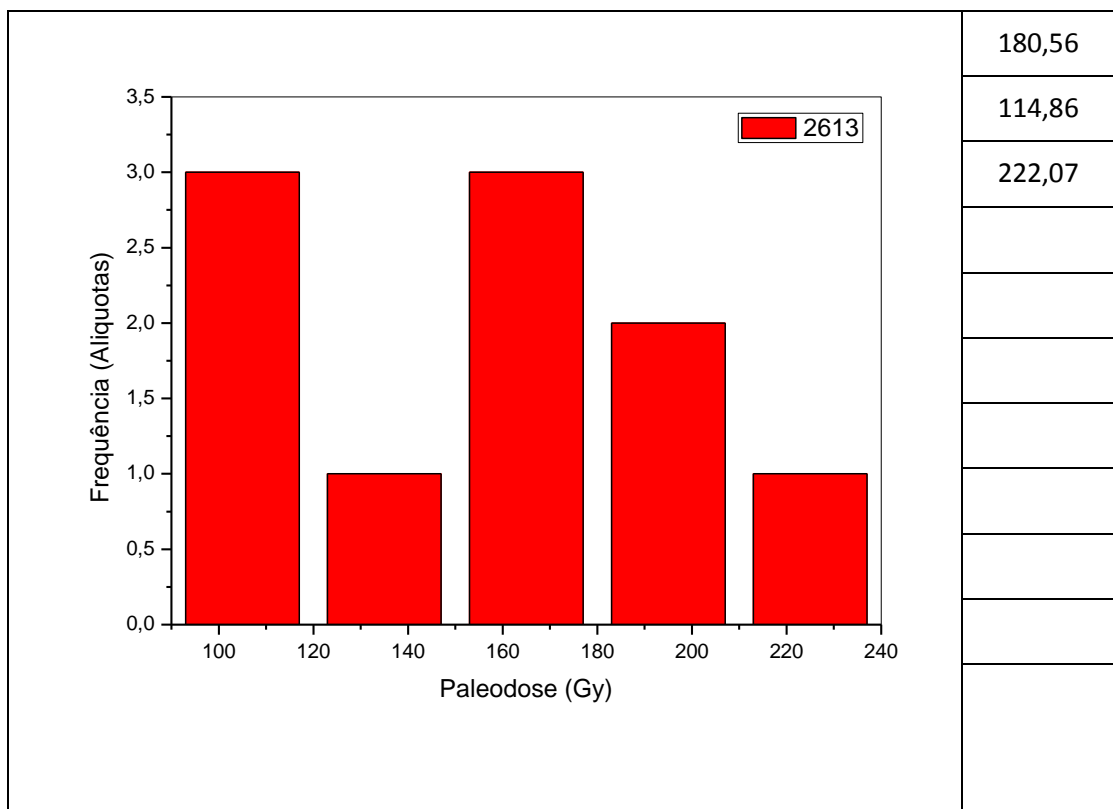




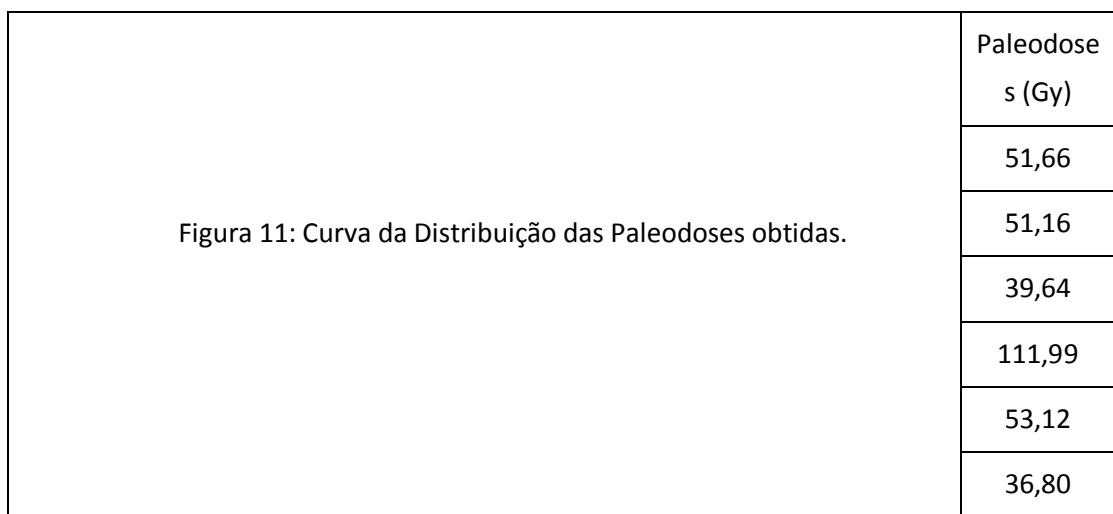
A figura 9 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2612.



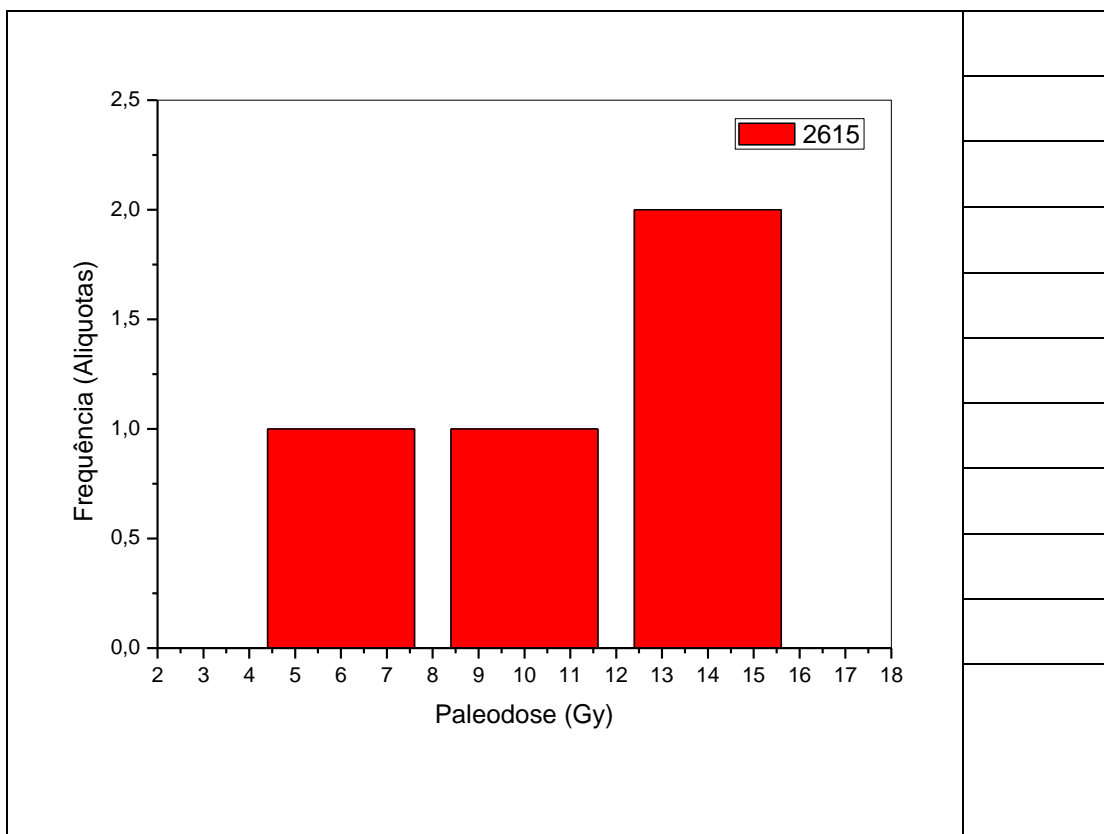




A figura 11 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2614.

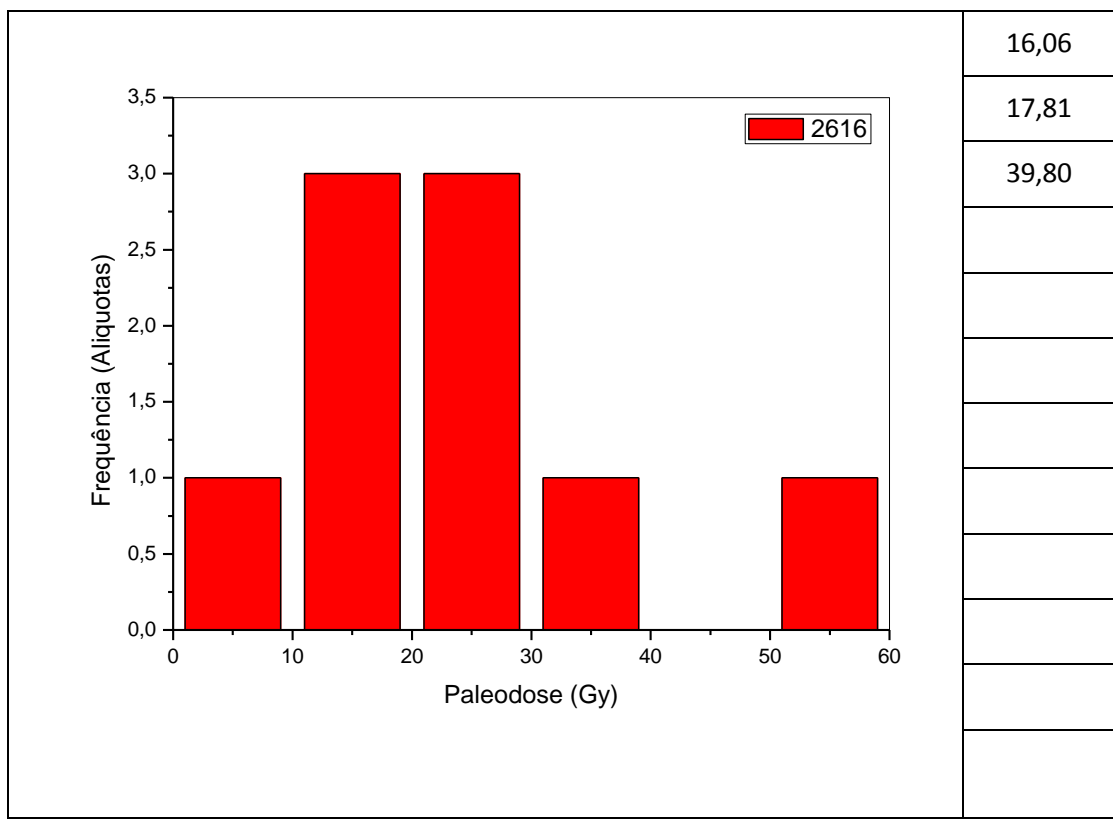






A figura 13 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2616.

Figura 13: Curva da Distribuição das Paleodoses obtidas.	Paleodoses (Gy)
	21,87
	8,30
	18,00
	54,09
	24,60
	20,99



São Paulo, 29 de Setembro de 2009.

**AMOSTRAS**

Foram fornecidas pelo cliente 12 (doze) amostras com as designações indicadas na Tabela 1, acondicionadas e devidamente embaladas de forma que não tomaram luz no envio. As amostras foram recebidas e identificadas no laboratório como 2105 até 2113 e 2141 até 2143.

**MÉTODO UTILIZADO**

Análise da dose acumulada – Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems,

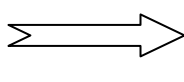
**2. RESULTADOS**

As amostras foram analisadas pelo método SARs a partir de várias alíquotas, ou seja, a amostra foi separada em várias porções para obter uma idade média.

**Tabela 1:** Código LVD, amostra, dose anual, paleodose média e idade média.

Código LVD	Amostra	Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	MÉTODO	Paleodose Média (Gy)	Idade Média (anos)
2105	EM – 128B	2.760 $\pm$ 230	SARs	<b>28,5</b>	<b>10.300 <math>\pm</math> 1.380</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	8,1	2.900
2106	EM – 134	1.760 $\pm$ 140	SARs	<b>107,5</b>	<b>61.000 <math>\pm</math> 8.000</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	15,0	8.500
2107	EM – 136	1.370 $\pm$ 105	SARs	<b>156,0</b>	<b>114.000 <math>\pm</math> 14.400</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	15,0	11.000
2108	EM – 151A	1.650 $\pm$ 125	SARs	<b>121,5</b>	<b>73.570 <math>\pm</math> 9.100</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	20,5	12.400
2109	EM – 152	2.000 $\pm$ 100	SARs	<b>157,3</b>	<b>77.900 <math>\pm</math> 7.700</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	21,0	10.300
2110	EM – 155	1.670 $\pm$ 165	SARs	<b>44,3</b>	<b>26.500 <math>\pm</math> 3.900</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	8,0	4.700
2111	EM – 157	1.600 $\pm$ 190	SARs	<b>44,7</b>	<b>28.000 <math>\pm</math> 3.700</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	8,2	5.100
2112	EM – 158	2.000 $\pm$ 130	SARs	<b>67,6</b>	<b>33.900 <math>\pm</math> 3.850</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	13,9	6.900
2113	EM – 165	1.630 $\pm$ 75	SARs	<b>59,8</b>	<b>36.850 <math>\pm</math> 3.550</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	7,4	4.550
2141	RPM – 28	1.370 $\pm$ 130	SARs	<b>29,5</b>	<b>21.600 <math>\pm</math> 3.100</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	4,6	3.350
2142	RPM – 29	1.930 $\pm$ 105	SARs	<b>140,1</b>	<b>72.850 <math>\pm</math> 7.600</b>
DESVIO PADRÃO			$\Rightarrow$	29,8	15.500
2143	RPM - 31	3.000 $\pm$ 225	SARs	<b>131,6</b>	<b>43.700 <math>\pm</math> 5.400</b>

DESVIO PADRÃO



26,8

8.800

As concentrações medidas dos isótopos radioativos  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}+^{235}\text{U}$ ,  $^{40}\text{K}$  utilizados para calcular a dose anual são apresentados na Tabela 2, a seguir:

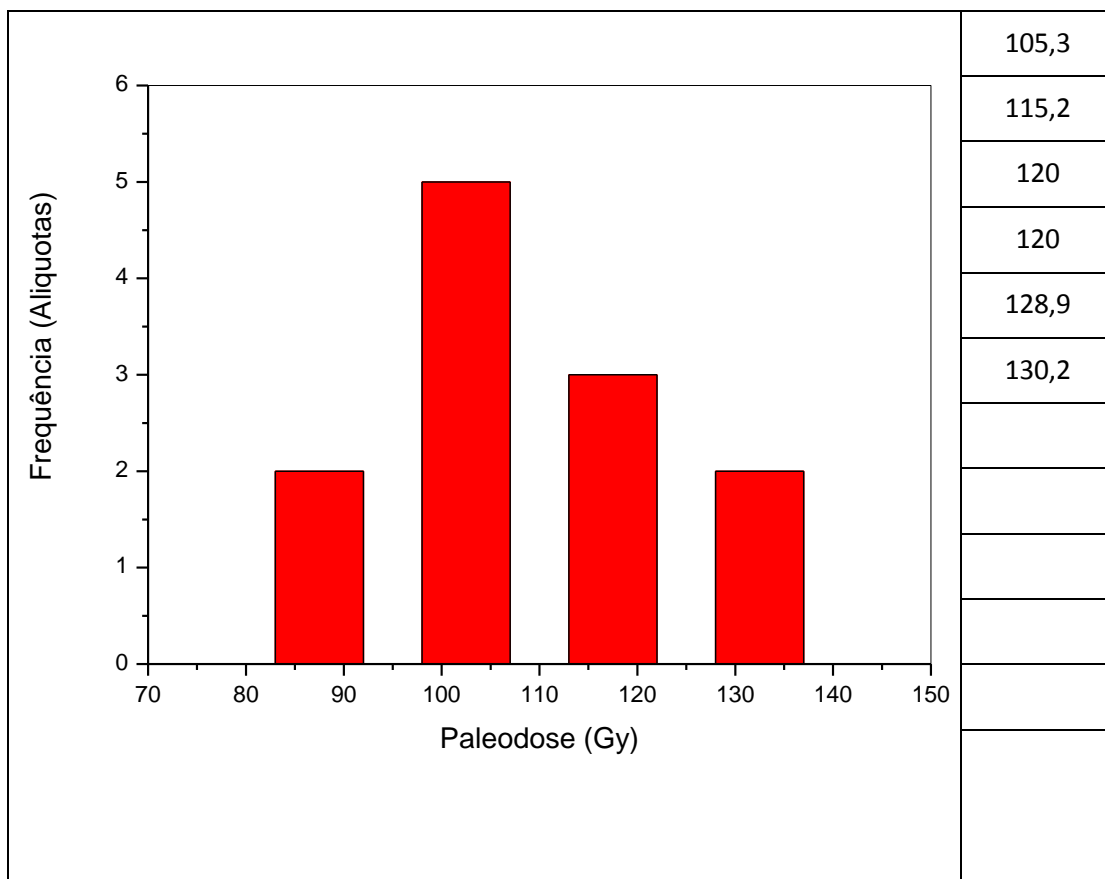
**Tabela 2:** Amostra, Th (Tório), U (Urânio), K (Potássio).

Amostra Cod. LVD	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
2105	7,405 ± 0,267	2,158 ± 0,002	1,415 ± 0,205
2106	10,424 ± 0,375	2,498 ± 0,371	0,132 ± 0,019
2107	3,899 ± 0,140	1,209 ± 0,048	0,552 ± 0,080
2108	5,386 ± 0,194	1,380 ± 0,029	0,675 ± 0,098
2109	10,331 ± 0,372	2,437 ± 0,043	0,407 ± 0,059
2110	5,609 ± 0,202	1,641 ± 0,226	0,611 ± 0,089
2111	2,776 ± 0,100	0,924 ± 0,169	0,924 ± 0,134
2112	7,260 ± 0,261	2,328 ± 0,052	0,633 ± 0,092
2113	7,432 ± 0,268	1,985 ± 0,014	0,345 ± 0,050
2141	2,877 ± 0,104	1,205 ± 0,107	0,623 ± 0,090
2142	9,586 ± 0,345	2,130 ± 0,049	0,443 ± 0,064
2143	12,847 ± 0,462	2,923 ± 0,115	1,069 ± 0,155

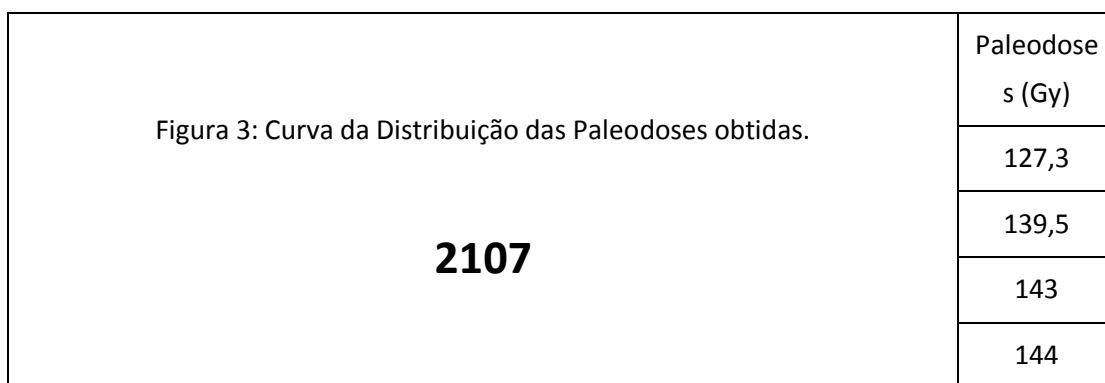
A figura 1 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2105.

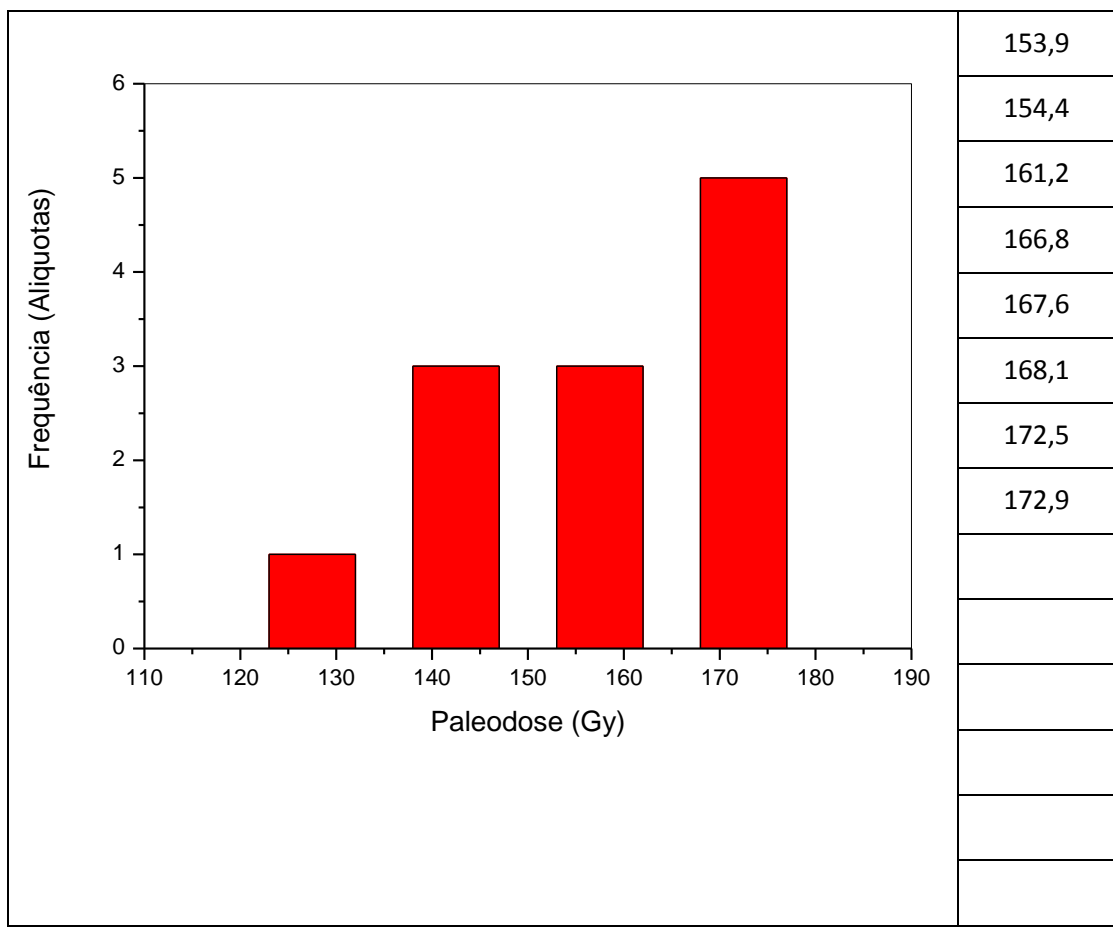
Figura 1: Curva da Distribuição das Paleodoses obtidas.	Paleodoses (Gy)
---	--------------------



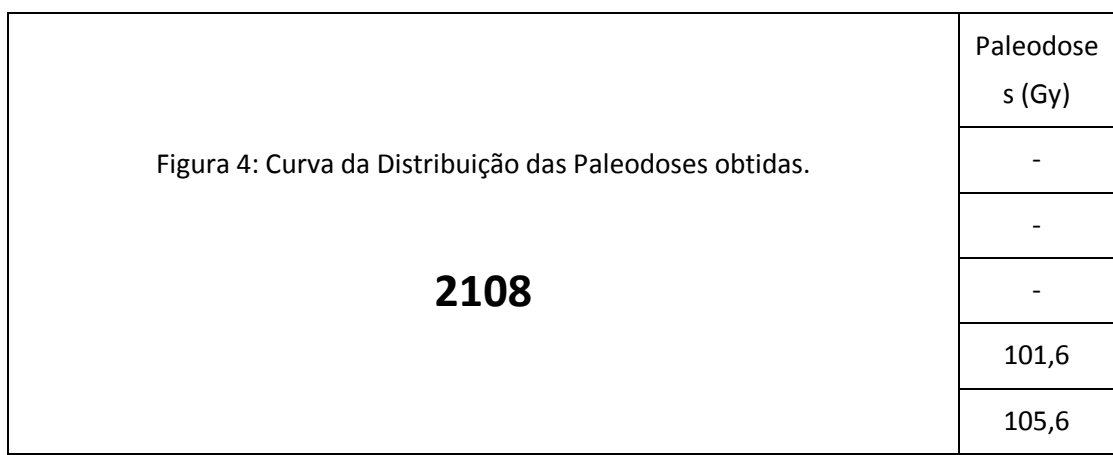


A figura 3 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2107.

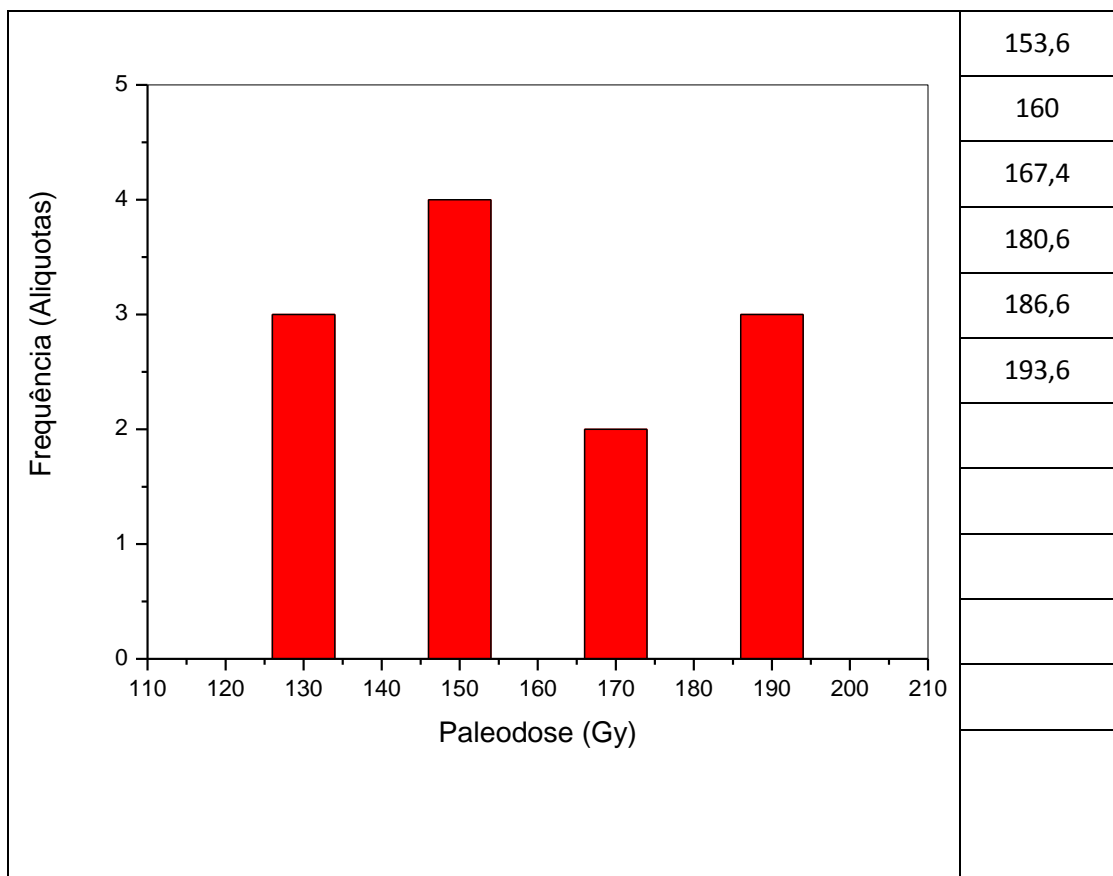




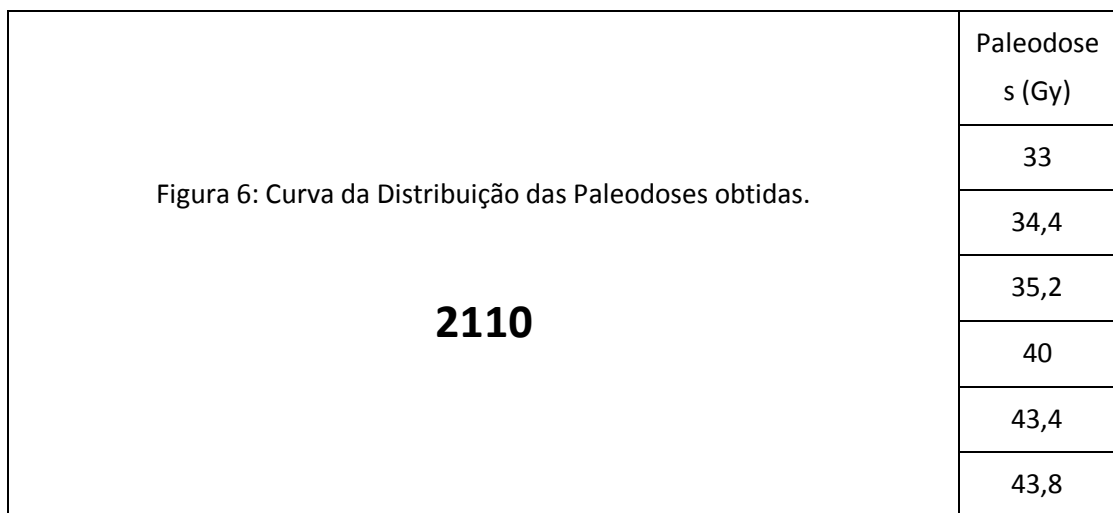
A figura 4 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2108.



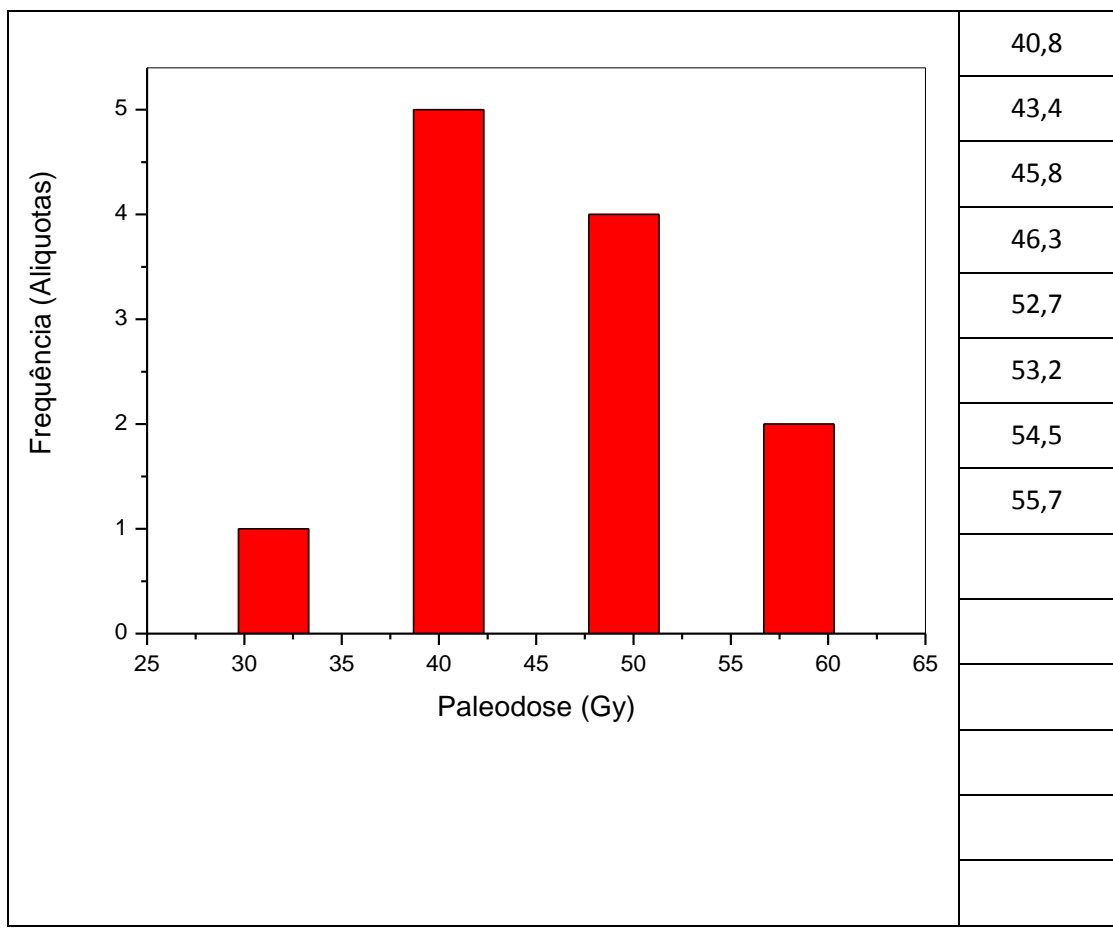




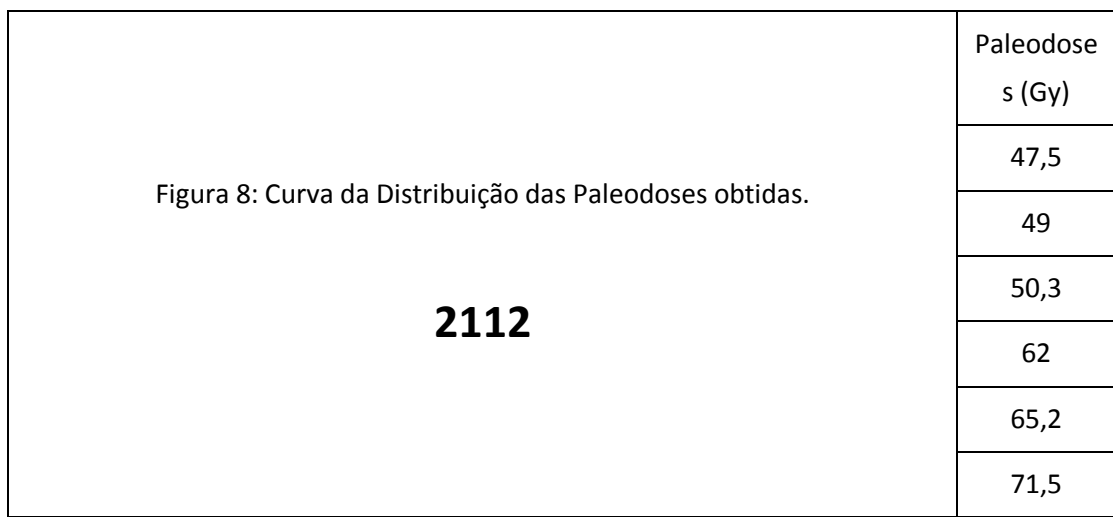
A figura 6 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2110.

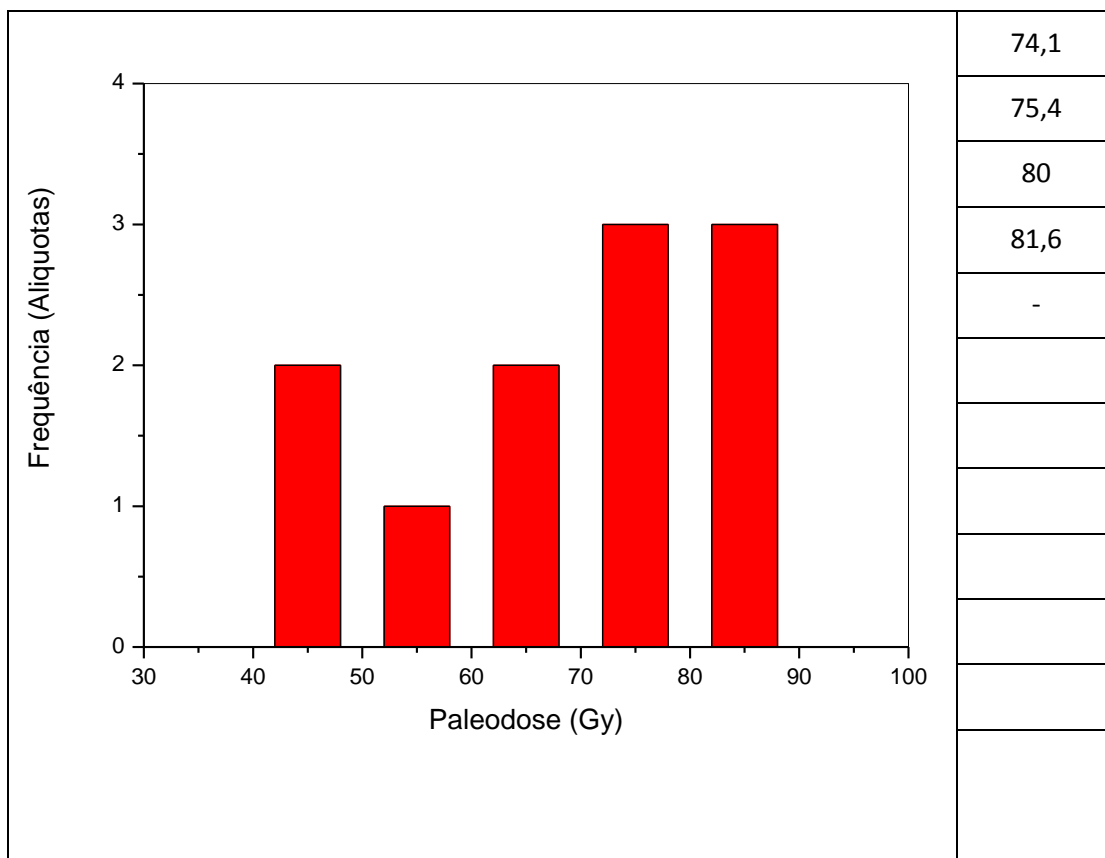




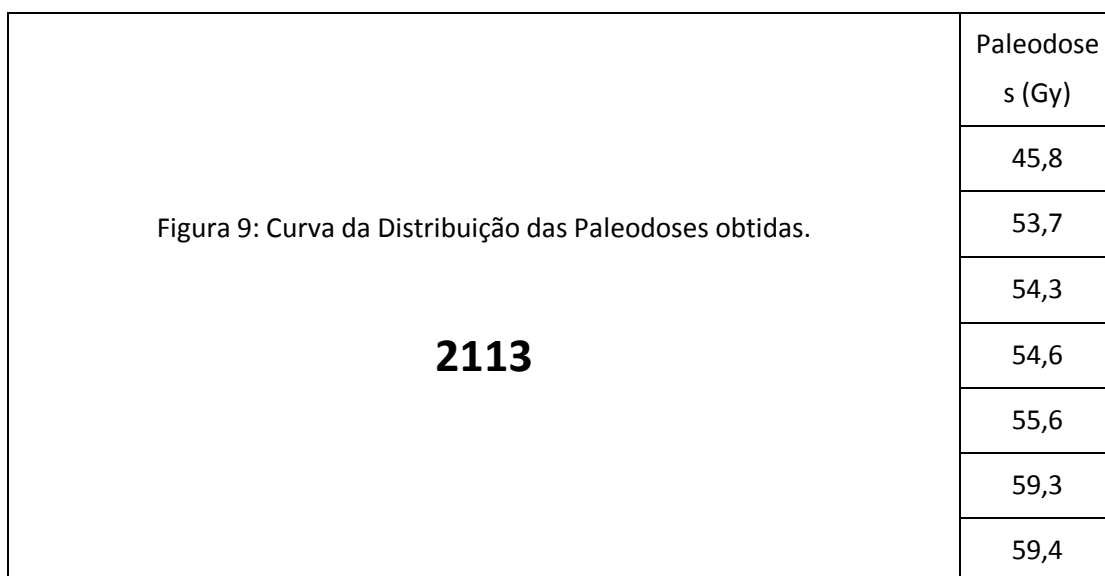


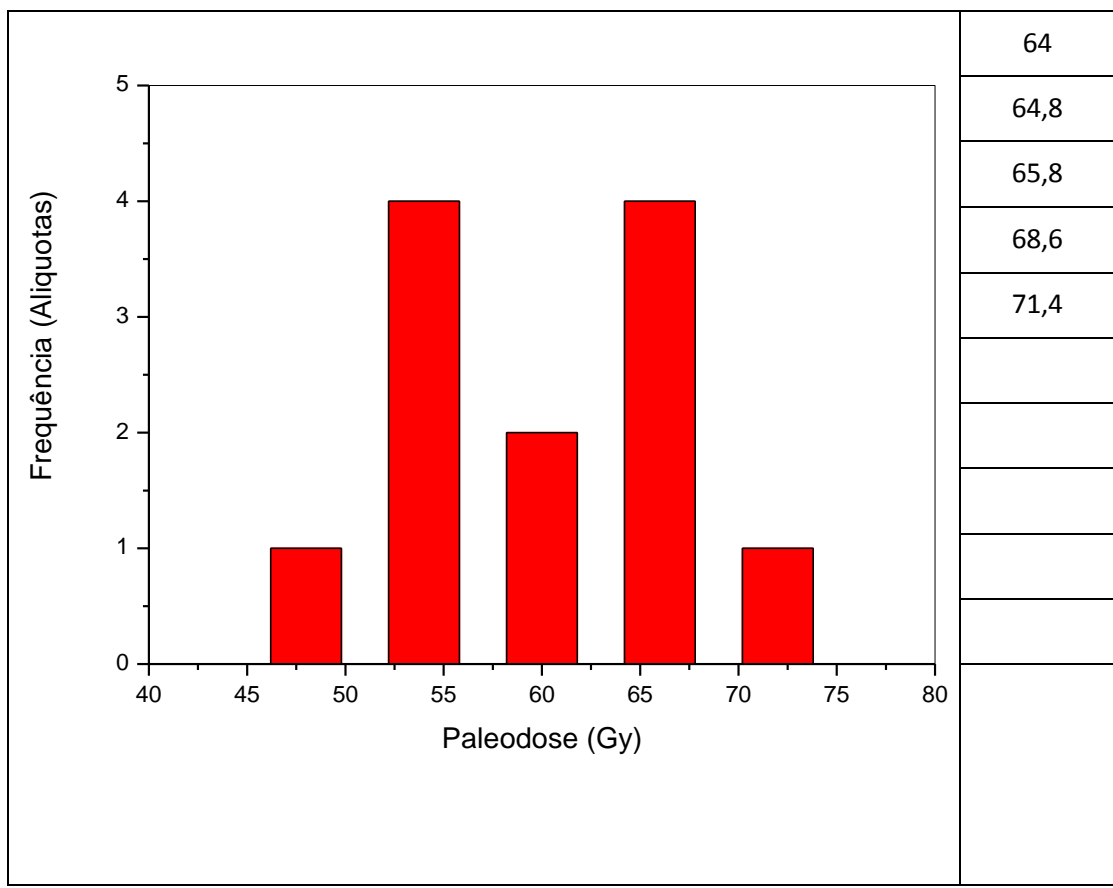
A figura 8 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2112.



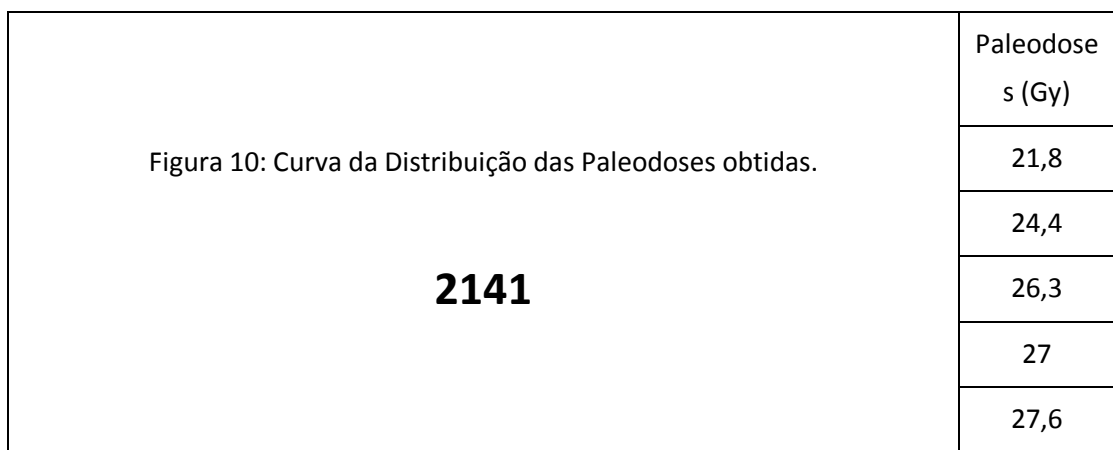


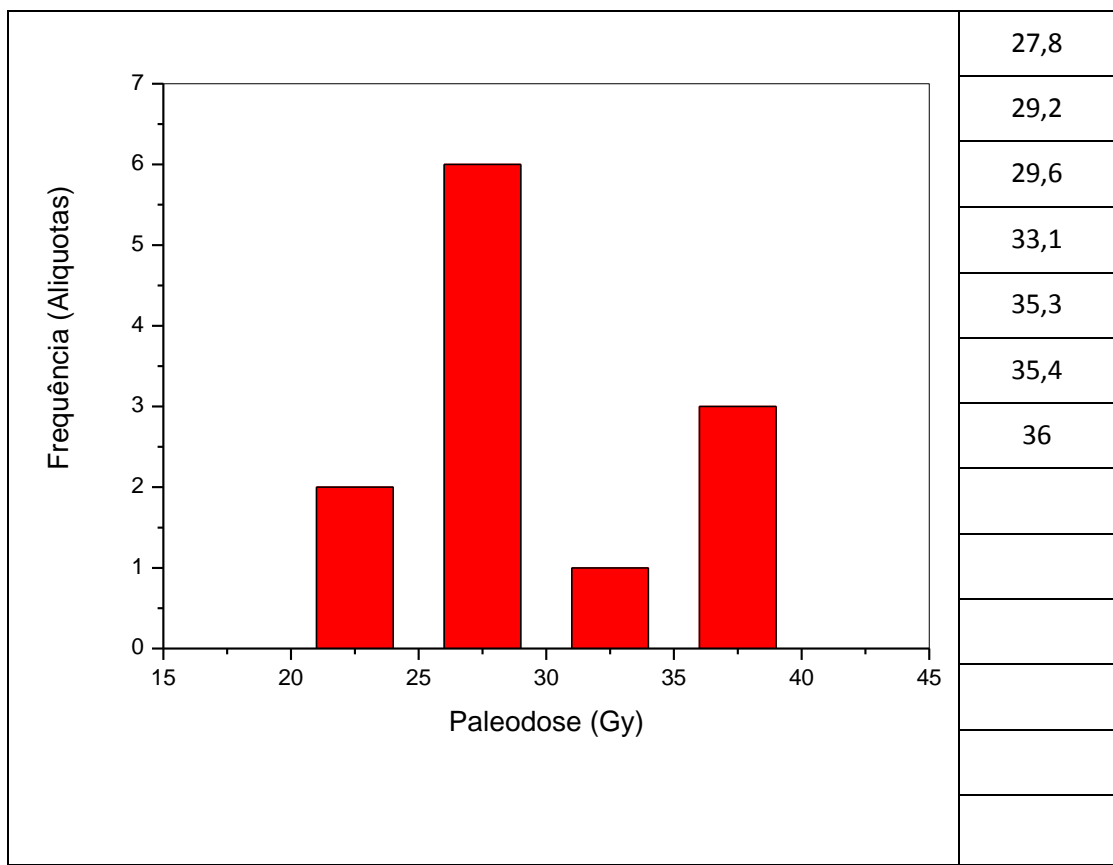
A figura 9 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2113.



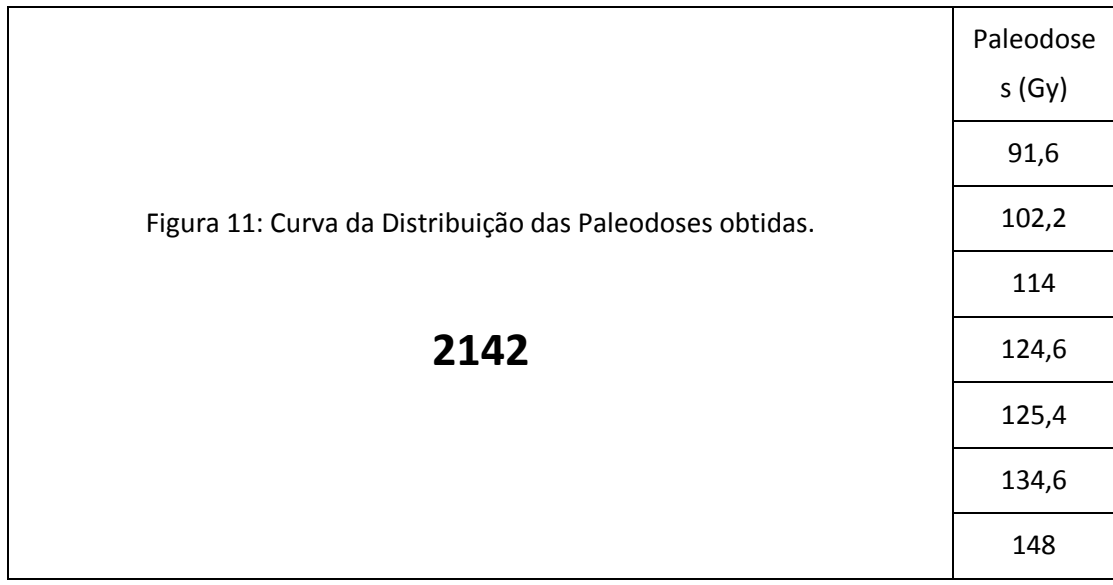


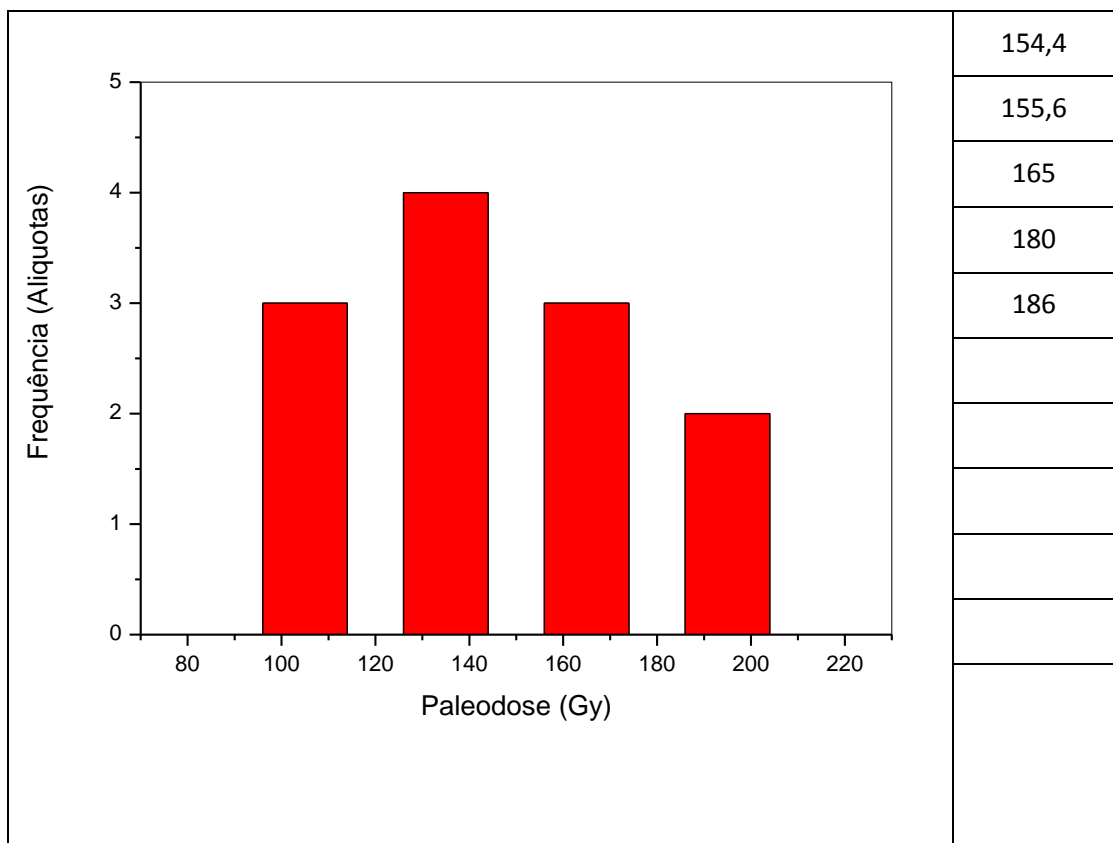
A figura 10 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2141.



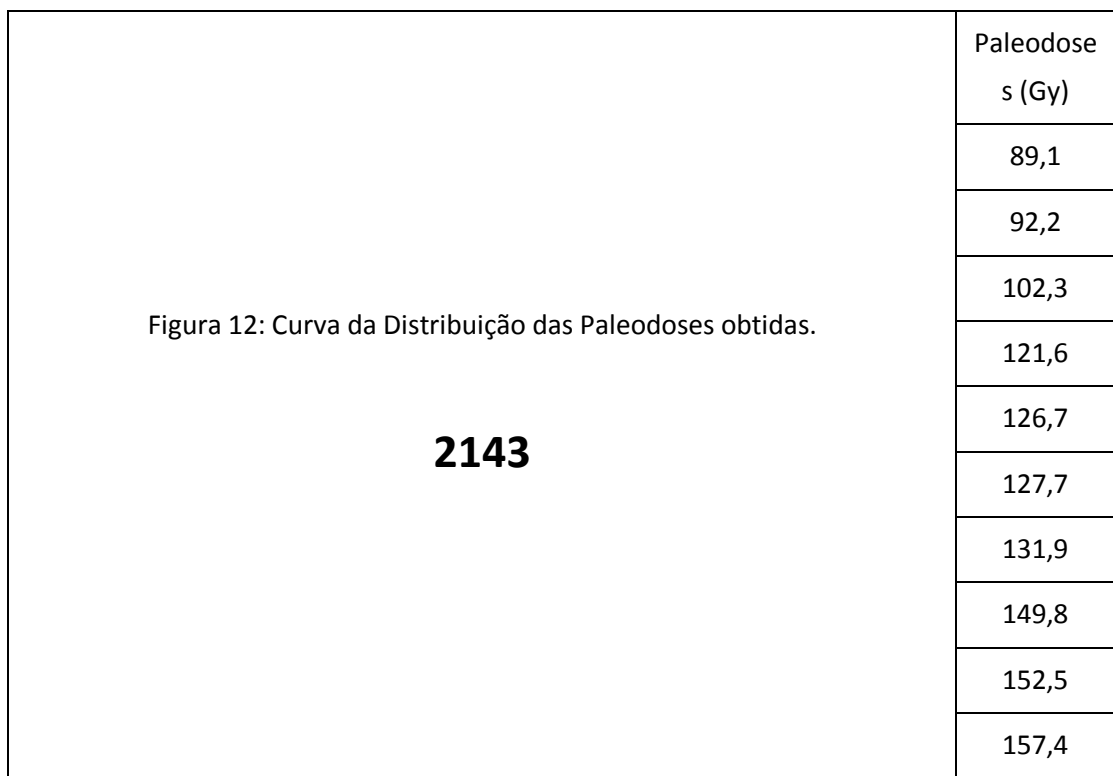


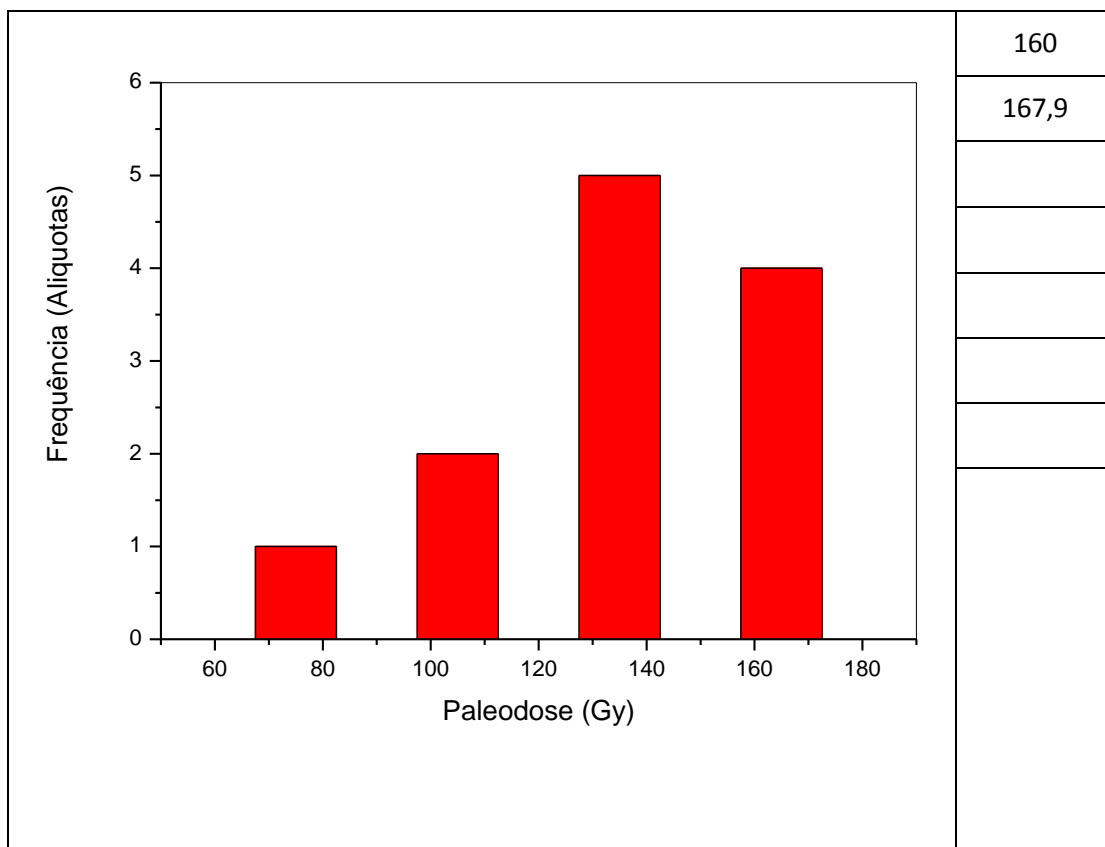
A figura 11 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2142.





A figura 12 abaixo mostra o histograma de paleodoses obtido a partir da análise dessas alíquotas da amostra 2143.





São Paulo, 14 de Agosto de 2009.