

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

GUSTAVO GARCIA

MODELAGEM ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO CENOMANIANO-
TURONIANO, FORMAÇÕES AÇU E JANDAÍRA, NA BORDA
SUDOESTE DA BACIA POTIGUAR

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Mário Luís Assine

Rio Claro - SP

Ano 2014

551.7 Garcia, Gustavo
G216m Modelagem estratigráfica do intervalo
cenomaniano-turoniano, formações Açú e Jandaíra, na borda
sudoeste da Bacia Potiguar / Gustavo Garcia. - Rio Claro,
2014
89 f. : il., figs., gráfs., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Mário Luis Assine

1. Geologia estratigráfica. 2. Simulação. 3. Numérica. 4.
Determinística. 5. Siliciclástico. 6. Carbonato. I. Título.

GUSTAVO GARCIA

MODELAGEM ESTRATIGRÁFICA DO INTERVALO CENOMANIANO-TURONIANO,
FORMAÇÕES AÇU E JANDAÍRA, NA BORDA SUDOESTE DA BACIA
POTIGUAR

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Mário Luís Assine – UNESP-SP

Prof. Dr. Alexandre Campana Vidal – UNICAMP-SP

Dr. Olinto Gomes de Souza Júnior – PETROBRAS-RJ

CONCEITO: *Aprovado*

Rio Claro, SP 03 de outubro de 2014

Este trabalho é dedicado a Ingrid por iluminar todos os dias as nossas vidas com a pureza de seu sorriso e a Angélica por todo amor, carinho e, sobretudo, paciência.



Povoado de Olho D'água da Bica, Estado do Ceará – Vista da Chapada do Apodi

“We usually find oil in new places with old ideas. Sometimes, also, we find oil in an old place with a new idea, but we seldom find much oil in an old place with an old idea.”

Parke A. Dickey

AGRADECIMENTOS

Durante o período de realização do presente trabalho, a orientação, a crítica, o auxílio, a cobrança, a discussão, o estímulo, a hospitalidade, a amizade e o carinho tiveram papéis de extrema importância na motivação, dedicação e empenho necessário para que a dissertação pudesse ser realizada, embora desanimador quando o tempo era escasso e o trabalho árduo, a realização foi repleta de valiosos aprendizados;

Inicialmente gostaria de agradecer ao meu orientador Prof. Dr. Mário Luís Assine e ao Co-Orientador Consultor Ubiraci Manoel Soares pelas valiosas discussões, pelos ensinamentos, companheirismo durante os trabalhos de campo e dedicação durante as correções da dissertação;

Outros agradecimentos são dedicados aos gerentes da Petrobras que acreditaram no meu potencial e forneceram total apoio para que o trabalho pudesse ser realizado da melhor forma possível, são eles: Sylvia M. Couto dos Anjos, Augusto Franklin F. Dantas Caldas, Luiz Antônio Freitas Trindade e, por último, um especial agradecimento ao meu gerente imediato Henrique Luiz Penteado por todo o apoio, pela paciência com as adversidades e por sempre instigar o alento e a determinação em busca da excelência dos trabalhos que realizamos;

Aos colegas da Petrobras que contribuíram para a confecção deste trabalho com valiosas sugestões e correções, como os geólogos consultores: José Gédson Fernandes da Silva, Laury Medeiros de Araújo, Sávio Francis de Mello Garcia, Rogério Loureiro Antunes, Olinto Gomes de Souza Junior e Jorge C. Della Fávera. E aos colegas, desenvolvedores do SIGEO, Luiz Eduardo S. Varella e Antônio de Pádua C. Pires Filho por auxiliarem no desenvolvimento e automatização das representações de litofácies.

As geólogas Cecília Lana, Consultora da Petrobras, e Valéria Centurión Córdoba, Prof^a. da UFRN, pelas orientações, sugestões, gentileza em fornecer valiosas informações de seus trabalhos e por me auxiliarem desde de a criação da proposta inicial do mestrado até interpretação dos resultados;

Aos consultores da Beicip-Franlab, geólogos Stéphanie Vedrine e Paul Jermannaud, e do IFPEN, geólogo Didier Granjeon por serem meus professores em modelagem estratigráfica e na utilização do software Dionisos®;

Aos meus pais Odair e Elisabeth que sempre me incentivaram e lutaram para que eu pudesse alcançar meus objetivos;

E como não poderia faltar o meu maior agradecimento vai a minha esposa Angélica, pelo companheirismo, carinho, dedicação e paciência durante todos os percalços e conquistas das nossas vidas.

RESUMO

A modelagem estratigráfica de sistemas deposicionais, baseada nas equações físicas de criação de espaço de acomodação e taxa de sedimentação, pode reproduzir no tempo, com razoável aproximação, as arquiteturas estratigráficas das sequências deposicionais. Empregando-se esta metodologia, esta pesquisa teve como principal meta a elaboração de um modelo numérico de preenchimento sedimentar entre o Mesocenomaniano e o Neoturoniano da borda sudoeste da Bacia Potiguar emersa. Este intervalo estratigráfico é caracterizado pela passagem gradual da sucessão siliciclástica da Formação Açú para o sistema carbonático da Formação Jandaíra. Para alcançar o objetivo proposto, foram identificadas cinco superfícies estratigráficas-chave, sendo três limites de sequências (LS1, LS2 e LS3) e duas superfícies de inundações máximas (SIM1 e SIM2), constituindo duas sequências deposicionais de 3ª ordem: Sequência 1 (inferior) e Sequência 2 (superior), representadas por tratos de sistemas deposicionais transgressivo e de mar alto. As simulações, utilizando-se o *software* Dionisos®, foram calibradas com excelente correspondência aos perfis litológicos e Raios Gama de 9 poços bem distribuídos na área estudada. Os resultados das litofácies simuladas do trato de sistemas transgressivos da Sequência 1, depositadas entre 95 (LS1) e 93,6 Ma (SIM1), são constituídas por siliciclásticos, com perfil de granodecrescência ascendente. No trato de sistemas de mar alto da Sequência 1, acomodados entre 93,6 (SIM1) e 92,8 Ma (LS2), as litofácies simuladas se caracterizam por um perfil de granocrescência ascendente durante a sedimentação siliciclástica. A partir de 93 Ma, inicia-se a sedimentação carbonática favorecida por uma conspícua redução do aporte siliciclástico (da ordem de 60%) relacionada a uma variação climática ou supostamente a uma interação entre tectônica e clima. Nos tratos de sistemas transgressivos da Sequência 2, depositados entre 92,8 (LS2) e 92 Ma (SIM2), as litofácies modeladas são oriundas de uma sedimentação mista, com predomínio de carbonatos em um padrão de granocrescência ascendente. O trato de sistemas de mar alto, acomodados entre 92 (SIM2) e 91 Ma (LS3), são constituídos por carbonatos em um perfil granodecrescente ascendente, com aporte intermitente de sedimentos siliciclásticos. Pelo resultado da modelagem das Sequências 1 e 2, a proveniência dos sedimentos siliciclásticos se concentrou na borda sul da bacia, com 90% do volume total, e o restante oriundo da borda oeste. Este aporte terrígeno foi depositado em baixa taxa de sedimentação, da ordem de 40 m/Ma, até 93 Ma. Após este período, a taxa de deposição siliciclástica variou entre 0 e 10 m/Ma, enquanto que a sedimentação carbonática depositou-se, a partir de 93 Ma, a uma taxa média de 38 m/Ma. As descargas fluviais na modelagem da Sequência 1 correspondem a um fluxo constante, da ordem de 520 m³/s, enquanto na Sequência 2 alterna-se entre 150 e 1100 m³/s. As descargas elevadas seriam decorrentes da precipitação de chuvas torrenciais, esporádicas, que normalmente ocorrem em climas áridos, condição climática interpretada na deposição dessa sequência. Estes resultados corroboram as interpretações do modelo deposicional para este período da Bacia Potiguar, concluindo-se que esta metodologia vem a ser uma importante ferramenta para construir um modelo dinâmico de fácies e geometrias deposicionais em áreas de fronteira exploratória.

Palavras chave: Modelagem estratigráfica, Formação Açú, Formação Jandaíra, carbonato, siliciclástico, sequência deposicional, Bacia Potiguar.

ABSTRACT

Stratigraphic modeling of depositional systems, based on the physical equations for creation of accommodation space and sedimentation rate, can simulate with reasonable approximation the stratigraphic architecture of depositional sequences through time. Applying this methodology, this study aimed at the development of a numerical model of sedimentation filling between the Middle Cenomanian and the Upper Turonian in the southwestern edge of the onshore Potiguar Basin in northeastern Brazil. This stratigraphic level is characterized by a gradual transition from the siliciclastic succession of the Açu Formation to the carbonate system of the Jandaíra Formation. To achieve the proposed objectives, five key stratigraphic surfaces were identified, three of which were sequence limits (LS1, LS2 and LS3) and two maximum flooding surfaces (SIM1 and SIM2), constituting two 3rd order depositional sequences. Sequence 1 (bottom) and Sequence 2 (top) are represented by transgressive and highstand depositional systems tracts. The simulations using the Dionisos® software had an excellent calibration with the lithological and Gamma Rays profiles in 9 wells evenly distributed in the study area. The simulated results of the transgressive systems tracts of Sequence 1, deposited between 95 (LS1) and 93.6 Ma (SIM1), consist of siliciclastics with a fining upward profile. In the highstand depositional systems tracts of Sequence 1 (between 93.6 - SIM1- and 92.8 Ma - LS2), the simulated lithofacies featured a coarsening upward profile during the siliciclastic sedimentation. Carbonate sedimentation favored by a conspicuous reduction in siliciclastic input (around 60%) started at 93 Ma, due to a climatic change or supposedly an interaction between tectonics and climate. The modeled lithofacies of the transgressive systems tracts of Sequence 2, deposited between 92.8 (LS2) and 92 Ma (SIM2), are made up of a mixed sedimentation, with a predominance of carbonates in a coarsening upward profile. The highstand systems tract, (between 92 - SIM2 - and 91 Ma - LS3), are constituted by carbonates in a fining upward profile with an intermittent supply of siliciclastic sediments. The results of modeling sequences 1 and 2 show that the provenance of siliciclastic sediments was mostly from the southern edge, with 90% of the total volume, and the remaining volume coming from the western edge. This terrigenous input was deposited in a low sedimentation rate (around of 40 m/Ma) up to 93 Ma. After this period, the siliciclastic depositional rate ranged between 0 and 10 m/Ma. The carbonate sedimentation was deposited started at 93 Ma at an average rate of 38 m/Ma. The modeled fluvial discharges of Sequence 1 (m^3/s) correspond to a constant flow around 520 m^3/s , while those in Sequence 2 ranged between 150 and 1100 m^3/s . The high discharges would be the result of sporadic storms which normally occur in arid climates, the weather condition interpreted to prevail during the deposition of this sequence. These results corroborate the interpretations of the depositional model for this period of Potiguar Basin, demonstrating that this methodology has become an important tool to build a dynamic facies model and depositional geometries in frontier exploration areas.

Key-words: Stratigraphic Modeling, Açu Formation, Jandaíra Formation, carbonates, siliciclastics, depositional sequence, Potiguar Basin.

ÍNDICE

1- INTRODUÇÃO	1
1.1 - Objetivos	2
1.2 – Área estudada	2
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO	4
2.1 – Arcabouço tectono-estratigráfico da Bacia Potiguar	5
2.2 – Formação Açu	8
2.3 – Formação Jandaíra	10
2.4 – Soerguimento da porção emersa e configuração do relevo atual	13
3 – MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1 – Levantamentos de campo	17
3.2 – Definição das superfícies estratigráficas e do intervalo de tempo	17
3.3 – Correlação de poços	18
3.4 – Caracterização das sequências deposicionais	19
3.5 – Modelagem dos horizontes	21
3.6 – Modelagem dos mapas de proporção litológica	22
3.7 - Modelagem estratigráfica	22
3.7.1 – Malha de simulação	24
3.7.2 – Poços de controle e litologias	25
3.7.3 – Espaço de acomodação	27
3.7.4 – Parâmetros de onda	27
3.7.5 - Coeficiente de difusão	28
4 – RESULTADOS	29
4.1 – Delimitação das sequências deposicionais	29
4.1.1 – Sequência Depositional 1	29
4.1.2 – Sequência Depositional 2	31
4.1.3 – Seções estratigráficas	33
4.2 – Arcabouço litológico	33
4.3 - Análise das Sequências	37
4.3.1 - Sequência Depositional 1	37
4.3.1.1 – Trato de Sistema Transgressivo (TST)	37

4.3.1.2 – Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)	38
4.3.2 – Sequência Depositional 2	40
4.3.2.1 – Trato de Sistema Transgressivo (TST)	40
4.3.2.2 – Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)	42
4.4 - Simulações	44
4.4.1 – Batimetria e subsidência	44
4.4.2 – Energia, frequência e direção das ondas	49
4.4.3 – Coeficiente de difusão	49
4.4.4 – Área fonte, fluxo sedimentar e taxa de sedimentação	50
4.4.5 – Calibração de poços	58
4.4.6 – Modelo tridimensional de fácies	62
5 – DISCUSSÕES DOS RESULTADOS	67
5.1 – Integração entre os modelos deposicionais e as simulações numéricas	67
5.1.1 – Sequência Depositional 1	70
5.1.1.1 – Trato de sistema transgressivo	71
5.1.1.2 – Trato de sistema de mar alto	74
5.1.2 – Sequência deposicional 2	78
5.1.2.1 – Trato de sistema transgressivo	80
5.1.2.2 – Trato de sistema de mar alto	81
6 – CONCLUSÕES	83
7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa geológico de parte da Bacia Potiguar, destacando a área de trabalho que esta delimitada pelo retângulo vermelho _____	1
Figura 2.1 – Mapa Geológico da Bacia Potiguar _____	4
Figura 2.2 – Seção litoestratigráfica esquemática A – A' da porção centro-leste da Bacia Potiguar. As fases estão representadas pelos números: 1 – Sin-Rifte II e III; 2 – Drifte, Sequência Marinha Transgressiva; e 3 – Drifte, Sequência Marinha Regressiva _____	6
Figura 2.3 – Carta estratigráfica da Bacia Potiguar _____	7
Figura 2.4: Mapa de isópacas da Formação Açú _____	9
Figura 2.5: Mapa de isópacas da Formação Jandaíra _____	11
Figura 2.6: Seções geológicas representando o relevo atual da Bacia Potiguar emersa _____	14
Figura 3.1 – Síntese das principais etapas de trabalho e da metodologia empregada _____	16
Figura 3.2 – Localização das seções de correlação _____	19
Figura 3.3: Malha de interpolação dos pontos com tamanho de cela de 0,1 km x 0,1 km _____	21
Figura 3.4: Escala aproximada do potencial de trabalho dos programas de modelagem estratigráfica _____	23
Figura 3.5 – Exemplos de modelos geométricos, princípios físicos e distribuição de fácies em <i>SFM</i> _____	24
Figura 3.6: Malha de interpolação reamostrada de 0,1 km x 0,1 km para 1 km x 1 km _____	25
Figura 3.7: Poços utilizados para auxiliar a calibração das simulações numéricas _____	26
Figura 4.1: Delimitação das sequências deposicionais, contendo as superfícies chave, e curva eustática para o intervalo mesocenomaniano-neoturoniano da Bacia Potiguar emersa _____	30
Figura 4.2: Seção estratigráfica regional <i>dip</i> do intervalo mesocenomaniano-neoturoniano da Bacia Potiguar _____	34
Figura 4.3: Seção estratigráfica <i>strike</i> do intervalo mesocenomaniano-neoturoniano da Bacia Potiguar _____	35
Figura 4.4: Poço 3 com o posicionamento das superfícies em 3ª ordem e as subdivisões propostas para detalhar os mapas de litofácies. À direita estão posicionados os mapas de litofácies que representam todo o trato transgressivo da Sequência 1 (mapa superior) e o resultado da subdivisão deste trato em superfícies de 4ª ordem (mapas intermediário e inferior) _____	36
Figura 4.5: Mapa de espessuras do trato transgressivo da Sequência 1 _____	37
Figura 4.6: Mapas de distribuição de proporções litológicas do trato de sistemas transgressivo da Sequência 1 _____	38

Figura 4.7: Mapa de espessuras do trato de mar alto da Sequência 1 _____	39
Figura 4.8: Mapas de proporção litológica da porção inferior, intermediária e superior do trato de sistemas de mar alto da Sequência 1 _____	40
Figura 4.9: Mapa de espessuras do trato transgressivo da Sequência 2 _____	41
Figura 4.10: Mapa de proporção litológica da porção inferior e superior do trato de sistemas transgressivo da Sequência 2 _____	42
Figura 4.11: Mapa de espessuras do trato de mar alto da Sequência 2 _____	43
Figura 4.12: Mapas de proporção litológica da porção inferior e superior do trato de sistemas de mar alto da Sequência 2 _____	43
Figura 4.13: Seção estratigráfica <i>dip</i> horizontalizada na superfície SIM1 _____	45
Figura 4.14: Poços P1 e P2 de Lana (1997) localizados próximos à linha de costa, na região da cidade de Macau _____	45
Figura 4.15: Mapas de subsidência para cada intervalo estratigráfico _____	47
Figura 4.16: Mapas paleobatimétricos considerados para cada superfície estratigráfica _____	48
Figura 4.17: Análise comparativa entre o mapa litológico do presente e aqueles relacionados ao Mesocenomaniano-Neoturoniano da borda sudoeste da Bacia Potiguar emersa _____	51
Figura 4.18: Mapa do evento 94,6 Ma utilizado para ilustrar o posicionamento das áreas fonte _____	51
Figura 4.19: Estimativa da concentração, em g/l, dos paleo-canaís fluviais _____	53
Figura 4.20A: Produção carbonática por tempo, em m/Ma _____	54
Figura 4.20B: Produção carbonática por batimetria, em porcentagem de produção _____	54
Figura 4.20C: Produção carbonática por energia de onda em relação à batimetria _____	55
Figura 4.21A: Mapas comparativos entre as espessuras simuladas e medidas dos intervalos estratigráficos da Sequência 1 _____	56
Figura 4.21B: Mapas comparativos entre as espessuras simuladas e medidas dos intervalos estratigráficos da Sequência 2 _____	56
Figura 4.22A: Comparação entre os parâmetros simulados, como: batimetria, <i>grainstone</i> , <i>mudstone</i> , arenito e folhelho, e os medidos, como: RG e litologia dos poços 12, 03 e 10 em função da oscilação eustática calibrada para a área estudada _____	59
Figura 4.22B: Comparação entre os parâmetros simulados, como: batimetria, <i>grainstone</i> , <i>mudstone</i> , arenito e folhelho, e os medidos, como: RG e litologia dos poços 15, 13 e 09 em função da oscilação eustática calibrada para a área estudada _____	60
Figura 4.22C: Comparação entre os parâmetros simulados, como: batimetria, <i>grainstone</i> , <i>mudstone</i> , arenito e folhelho, e os medidos, como: RG e litologia dos poços 14, 02 e 11 em função da oscilação eustática calibrada para a área estudada _____	61
Figura 4.23: Diagramas ternários utilizados para representar as 50 classes de litológicas _____	63

- Figura 4.24A:** Litofácies simuladas dos horizontes LS1 e SIM1 ao tempo da deposição dos tratos de sistemas. Para a reconstituição geométrica dos horizontes, ao tempo da deposição de cada camada, o programa empregou as equações 1 e 2, apresentada no capítulo 3 _____64
- Figura 4.24B:** Litofácies dos horizontes LS2, SIM2 e LS3 ao tempo da deposição dos tratos de sistemas. Para a reconstituição geométrica dos horizontes, ao tempo da deposição de cada camada, o programa empregou as equações 1 e 2, apresentada no capítulo 3 _____65
- Figura 4.25:** Bloco diagrama do modelo 3D de litofácies e seções estratigráficas *dip* (A - A') e *strike* (B - B') preenchidas pelas litofácies simuladas _____66
- Figura 5.1:** Representação esquemática de um estuário (A) e sua distribuição dos processos físicos atuantes (B) _____68
- Figura 5.2:** Representação esquemática de estuários dominados por maré _____69
- Figura 5.3:** Foz do Rio Parnaíba, análogo ao paleoambiente deposicional do topo da Formação Açu _____70
- Figura 5.4:** Mapas de litofácies simulados para o TST da Sequência 1 _____72
- Figura 5.5:** Descrição do afloramento 8 referente à base do trato transgressivo _____72
- Figura 5.6:** Caracterização da base do afloramento 7 referente ao topo do trato transgressivo _____73
- Figura 5.7:** Caracterização do afloramento 4 referente ao topo do trato transgressivo _____73
- Figura 5.8:** Mapas de litofácies simulados para a porção inferior e intermediária do TSMA da Sequência 1 _____75
- Figura 5.9:** Caracterização do topo afloramento 7 referente a parte inferior do TSMA _____75
- Figura 5.10:** Caracterização do topo do afloramento 7 referente a parte intermediária do TSMA _____76
- Figura 5.11:** Mapas de litofácies simulados e gráfico de taxa de acomodação para o topo do TSMA da Sequência 1 _____77
- Figura 5.12:** Representação esquemática da porção oeste da rampa carbonática Jandaíra _____78
- Figura 5.13:** Descrição dos padrões de empilhamento e associações de fácies dos testemunhos dos poços 2, 3 e 11 _____79
- Figura 5.14:** Mapas de litofácies simulados para o TST da Sequência 2 _____80
- Figura 5.15:** Mapas de litofácies simuladas do TSMA da Sequência 2 _____82

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 – Coordenadas e localização dos afloramentos visitados _____	17
Tabela 3.2: Biozoneamento de Lana (1997) complementado com as idades geocronológicas de Gradstein (2004) _____	18
Tabela 4.1: Tabela com os parâmetros de ondas considerados nesta pesquisa _____	49
Tabela 4.2: Tabela com os coeficientes de difusão considerados para os ambientes continental e marinho proximal para cada agente de transporte (gravidade, fluxo de água e ondas) _____	50

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 4.1: Gráfico de proporções de sedimentos siliciclásticos por tempo e tamanho de grãos considerados para as simulações _____	52
Gráfico 4.2: Gráfico de taxa de acumulação sedimentar para cada intervalo de tempo simulado _____	57

1- INTRODUÇÃO

A contínua busca do conhecimento, pela mitigação dos riscos de exploração e produção de petróleo, agrega a modelagem estratigráfica como uma importante ferramenta para parametrizar e prever o arcabouço litológico de bacias sedimentares. Esta metodologia foi desenvolvida para buscar um melhor entendimento da arquitetura das sequências deposicionais, controladas pela atuação interativa entre a acomodação (eustasia e tectonismo) e o suprimento sedimentar (Jervy, 1988; Posamentier 1988; Posamentier & Allen, 1994; Van Wagoner *et alii*, 1988).

O *software* de modelagem estratigráfica Dionisos®, desenvolvido para simular numericamente as complexas interações de processos sedimentares que ocorrem em ambientes marinhos, lacustres e continentais, é um dos programas mais utilizados na indústria do petróleo para avaliar, em três dimensões e em escala regional, a arquitetura sedimentar, a distribuição de fácies e a paleobatimetria no espaço e no tempo.

A Bacia Potiguar, situada na porção setentrional do Nordeste brasileiro, abrange parcialmente a região costeira e a plataforma continental dos estados do Rio Grande do Norte e do Ceará. É uma importante província petrolífera, sendo o principal produtor terrestre do país, ainda que a maior parte da plataforma continental permaneça como uma fronteira exploratória. Diversos trabalhos publicados sobre esta bacia notabilizaram-se por delimitar com boa precisão as superfícies estratigráficas e o preenchimento sedimentar das sequências que compõem o seu arcabouço, mas poucos estudos foram realizados relacionados a simulações numéricas de processos sedimentares. Os modelos de fácies de subsuperfície, elaborados atualmente, em três dimensões e escala regional, são estáticos e dependentes da integração do conjunto de informações de poços e diferenças de atributos sísmicos.

Partindo-se do pressuposto de que modelos com arcabouços litológicos bem calibrados são essenciais em modelagens de bacias, tanto para a análise estrutural quanto para o entendimento dos processos dos sistemas petrolíferos. A dissertação tem como principal meta a elaboração de um modelo numérico de preenchimento sedimentar entre o Mesocenomaniano e o Neoturoniano da Bacia Potiguar, por meio da metodologia de modelagem estratigráfica no tempo (*Stratigraphic Forward Modeling – SFM*), utilizando-se o *software* Dionisos® (Beicip-Franlab) para as simulações numéricas. Este intervalo é caracterizado pela passagem gradual da sucessão siliciclástica da Formação Açú para o sistema carbonático da Formação Jandaíra (Sampaio & Schaller, 1968). Desta forma, esta pesquisa tem como principal motivação a elaboração de um modelo

tridimensional de litofácies e o detalhamento, no tempo geológico, das causas que deram início a sedimentação carbonática.

O reconhecimento das sequências que compõem o intervalo estratigráfico supracitado foi baseado, principalmente, em um conjunto de 104 poços, com informações de perfis geofísicos e descrições de amostras de calha. Dentre estes poços foram escolhidos doze para a correlação de duas seções estratigráficas regionais, uma paralela (*strike*) e outra perpendicular (*dip*) ao mergulho da bacia. Posteriormente, a partir destas seções estratigráficas, todos os poços na área estudada foram correlacionados e utilizados para a construção dos parâmetros de entrada das simulações numéricas.

Além dos poços, o conjunto de informações de levantamentos de campo e o acervo bibliográfico sobre as Formações Açu e Jandaíra também contribuíram para o entendimento e quantificação das relações entre as mudanças tectono-climáticas e as variações litoestratigráficas das sequências deposicionais mapeadas.

1.1 - Objetivos

Sendo a premissa investigar o intervalo mesocenomaniano-neoturoniano, a partir dos dados da borda sudoeste da Bacia Potiguar, caracterizado pela a passagem dos sedimentos siliciclásticos para os carbonáticos, esta dissertação de mestrado tem como objetivos:

- 1-) definição dos ambientes sedimentares que integram as sequências deposicionais do intervalo estudado;
- 2-) determinação de um modelo paleobatimétrico e de subsidência que possa ser utilizado para inferir a abrangência destes ambientes;
- 3-) parametrização, no tempo geológico, das causas que deram início à deposição carbonática na passagem do Cenomaniano-Turoniano;
- 4-) Construção de um modelo evolutivo, tridimensional, de distribuição de litofácies.

1.2 – Área estudada

A área estudada compreende a borda sudoeste da Bacia Potiguar emersa, onde afloram as Formações Açu e Jandaíra. Devido à limitação de dados por se tratar de área de concessão exploratória para hidrocarbonetos, a área selecionada para o desenvolvimento desta pesquisa limitou-se ao sul pelo contato aflorante entre as formações Açu e Jandaíra, e a norte na porção limítrofe de ocorrência dos campos de óleo e gás da Formação Açu, perfazendo um total de, aproximadamente, 2.250 km², conforme ilustrado na figura 1.1.

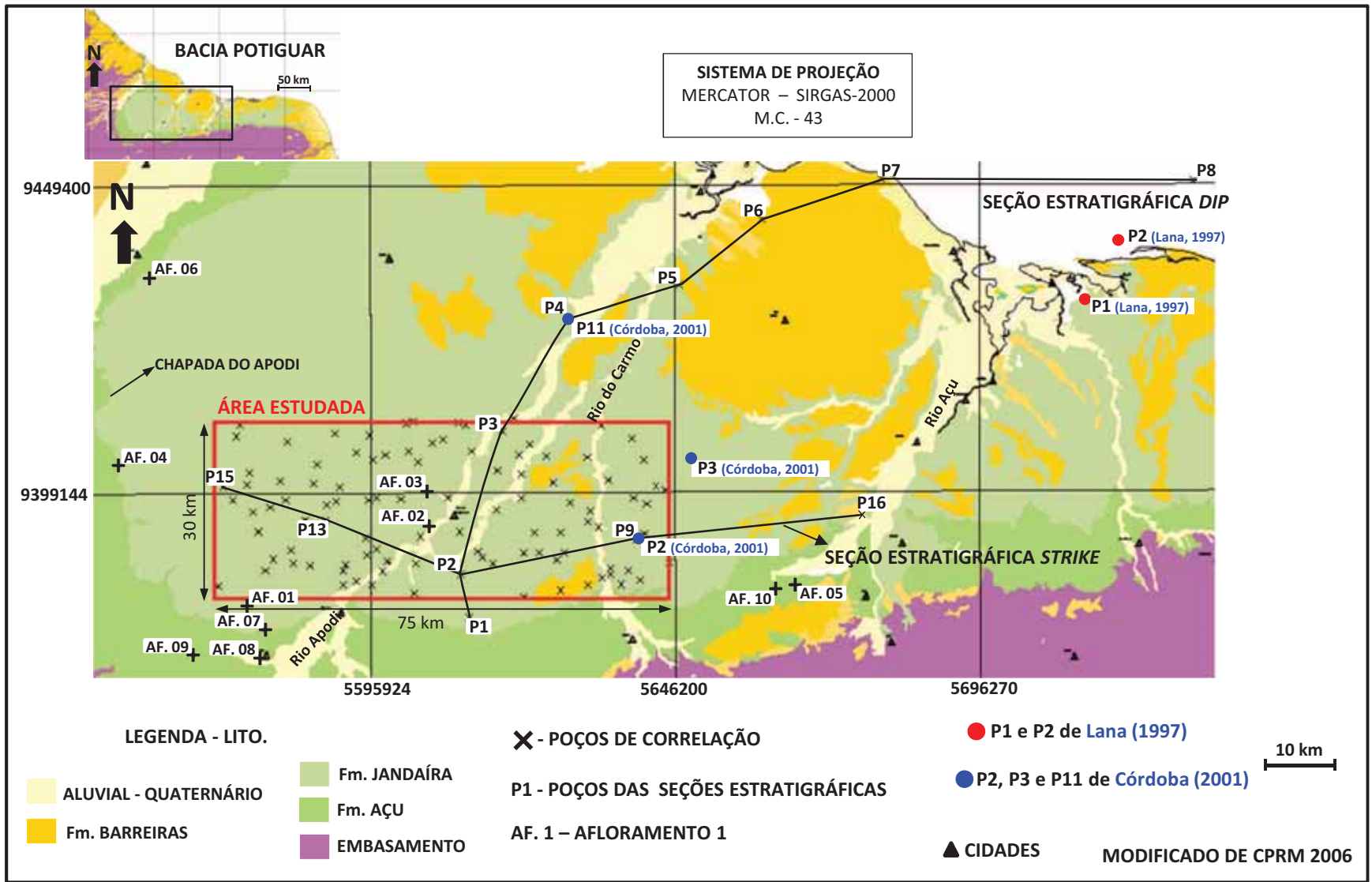


Figura 1.1: Mapa geológico de parte da Bacia Potiguar, destacando a área de trabalho que esta delimitada pelo retângulo vermelho. Neste mapa também estão plotados os afloramentos, os poços utilizados nesta pesquisa e aqueles que foram citados como referência bibliográfica.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Potiguar localiza-se no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira, compreendendo um segmento emerso e outro submerso. Distribui-se em sua maior parte no Estado do Rio Grande do Norte e, parcialmente, no Estado do Ceará. Geologicamente é limitada, a noroeste com a Bacia do Ceará pelo Alto de Fortaleza, a leste com a Bacia de Pernambuco-Paraíba pelo Alto de Touros, a sul e oeste, com as rochas do embasamento cristalino (Pessoa Neto *et al.* 2007). Abrange uma área total de 119.295 km², sendo que 33.200 km² (30%) correspondem à parte emersa e 86.095 km² (70%) à plataforma e talude continentais, até a cota batimétrica de 3000m (ANP, 2000). As formações Açu e Jandaíra afloram em grande parte da porção emersa da bacia, conforme a figura 2.1.

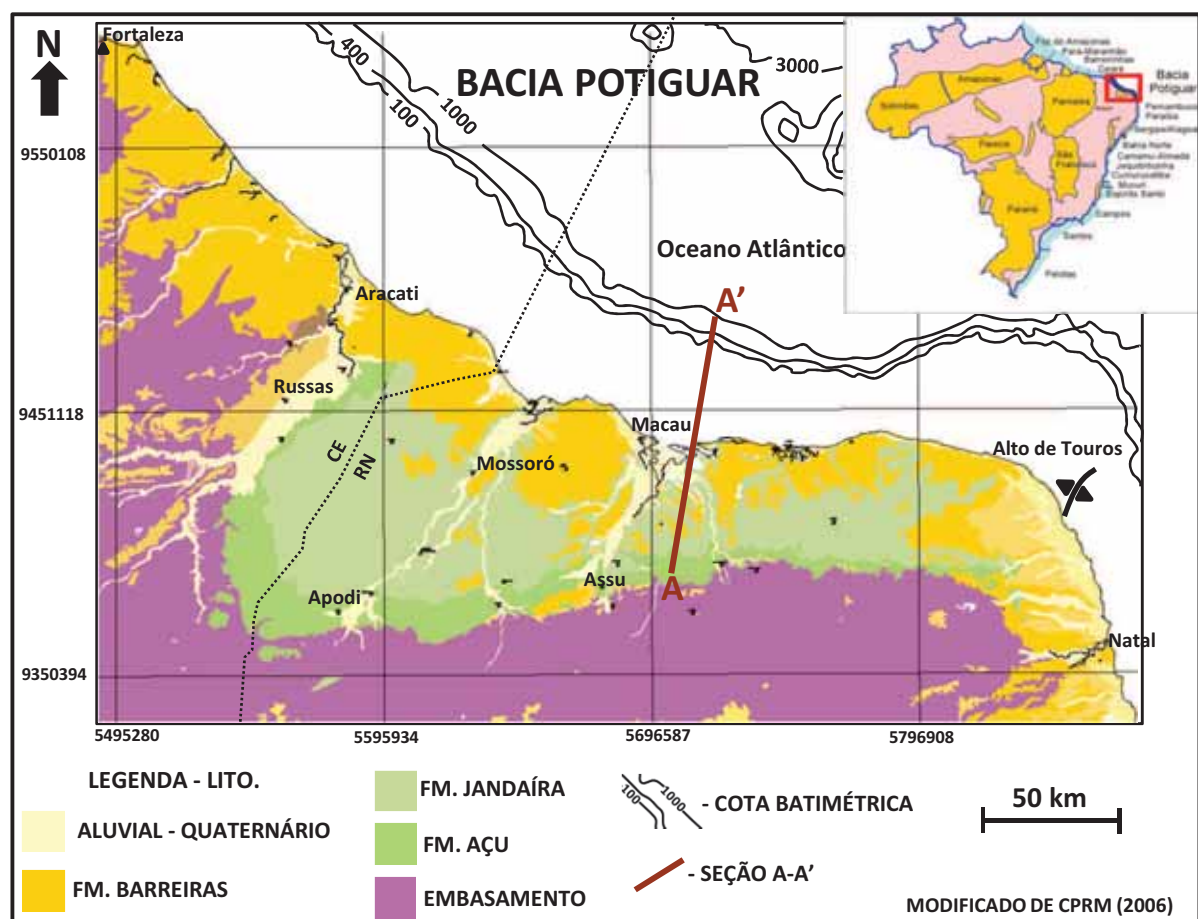


Figura 2.1 – Mapa Geológico da Bacia Potiguar

2.1 – Arcabouço tectono-estratigráfico da Bacia Potiguar

A origem da Bacia Potiguar está associada ao processo de abertura da porção equatorial da margem brasileira, iniciada no Eo-Jurássico. A rotação diferencial dextral entre a América do Sul e a África provocou, na Província Borborema, um regime de esforços com distensão norte-sul e compressão leste-oeste, gerando diversas bacias rifte. As falhas de direção NE-SW existentes na citada província, foram reativadas a partir do Eocretáceo e são caracterizadas por movimentos transpressionais na porção sudoeste e transtensionais em seu extremo nordeste, onde está situada a Bacia Potiguar. A partir do Neo-Barremiano, a movimentação transcorrente das falhas NE-SW cessou, interrompendo-se a sedimentação deste período na parte emersa. O rifteamento prosseguiu na parte submersa da Bacia Potiguar, por meio de falhamentos E-W. Após o Campaniano, um evento compressivo de direção N-S, possivelmente ligado à Orogenia Caribenha, provocou o soergimento da plataforma carbonática Jandaíra e a reativação de numerosas falhas da bacia (Françolin & Szatmari, 1987).

Matos (1987; 1992) e Chang *et al.* (1988) reconhecem pelo menos três importantes estágios tectônicos para explicar a sucessão de eventos responsáveis pela geração do Rifte Potiguar. Os estágios denominados de Sin-Rifte I, II e III, são relacionados, com: (I) início da deformação distensional, sem registro sedimentar na bacia; (II) desenvolvimento da bacia rifte, controlada por falhas de rejeito normal, definindo meio-grábens assimétricos, a exemplo do rifte neocomiano da Bacia Potiguar emersa e dos demais riftes intracontinentais do Nordeste Brasileiro; e (III) deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa da bacia, ao mesmo tempo em que causa soergimento e erosão na porção emersa, que se comporta como ombreira do novo rifte.

A deposição da primeira sequência pós-rifte ocorreu durante o Neo-Aptiano, sobre uma forte discordância angular, mais evidente na parte emersa, em resposta ao início da subsidência termal, sendo dessa época os primeiros registros de uma incursão marinha (Arai *et al.*, 1994).

Durante o estágio drifte, duas sequências sedimentares foram depositadas em um estágio de deriva continental e sob influência de mar aberto (Bertani *et al.*, 1990). O período é marcado por grande ciclo transgressivo-regressivo que diferencia as duas sequências em: Marinha Transgressiva, de idade Eo-Albiano - Eocampaniano e Marinha Regressiva, de idade Neocampaniano - Holoceno (Bertani *et al.*, *op. cit.*; Pessoa Neto, 2003), sumariadas na seção A - A' (figura 2.2).

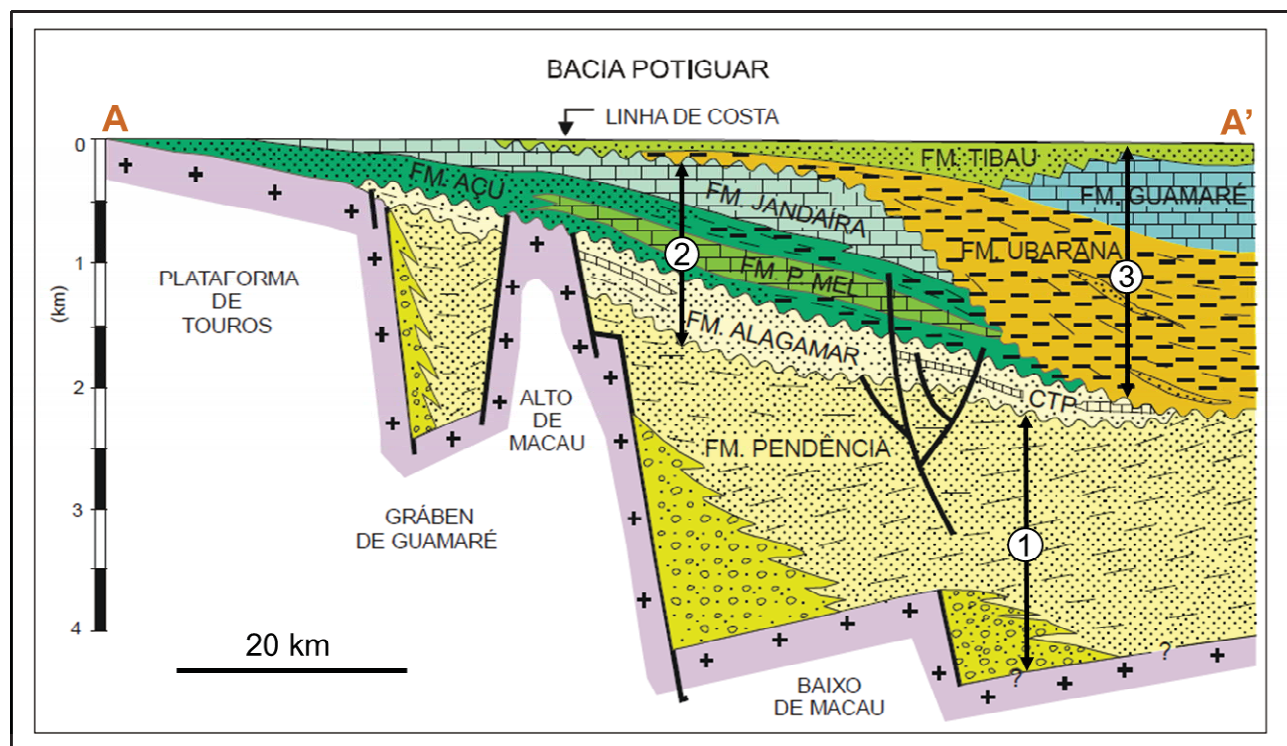


Figura 2.2: Seção litoestratigráfica esquemática A – A' da porção centro-leste da Bacia Potiguar (localização da seção na figura 2.1). As fases estão representadas pelos números: 1 – Sin-Rifte II e III; 2 – Drifte, Sequência Marinha Transgressiva; e 3 – Drifte, Sequência Marinha Regressiva (Modificado de Bertani *et al.*, 1990).

O preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar ocorreu a partir do Cretáceo Inferior (Neocomiano) e seus litotipos, que ultrapassam 8 km de espessura, distribuem-se litoestratigraficamente por três grupos: Areia Branca, basal, Apodi, intermediário, e Agulha, superior. (Pessoa Neto *et al.* 2007) (figura 2.3).

O Grupo Areia Branca reúne as Formações Pendência, Pescada e Alagamar, depositadas desde o Eovalanginiano até o Eoalbio, englobando a fase rifte e o início da fase drifte. O Grupo Apodi compõe as Formações Açú, Ponta do Mel, Jandaíra e Quebradas, depositadas desde o Eo-Albiano até o Eocampaniano, engloba o ciclo transgressivo da fase drifte. Este grupo exibe um aumento considerável na ocorrência de rochas carbonáticas (Araripe & Feijó, 1994). O Grupo Agulha é composto pelas Formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras, caracterizadas por rochas clásticas e carbonáticas de alta e baixa energia (Araripe & Feijó, *op. cit.*). Engloba o ciclo regressivo da fase drifte.

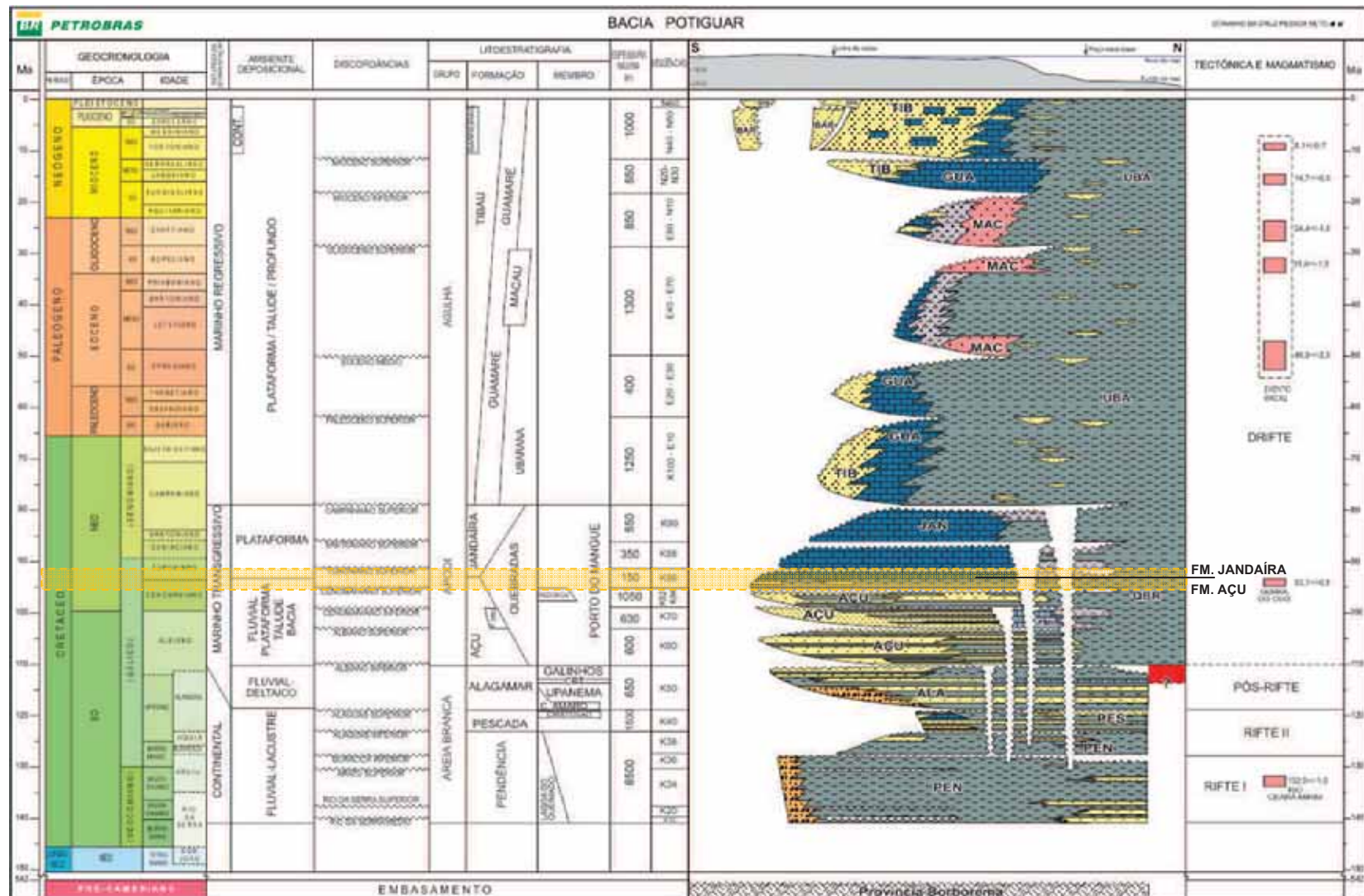


Figura 2.3: Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto *et al.* 2007). Em destaque, na cor amarela, a passagem da Formação Açú para a Formação Jandaíra que é o objetivo de estudo desta pesquisa.

2.2 – Formação Açú

A Formação Açú foi formalizada por [Sampaio & Schaller \(1968\)](#) para congregar espessas camadas de arenitos finos, intercalados com folhelhos, as quais se sobrepõem discordantemente à Formação Alagamar ([Araripe & Feijó, 1994](#)). Tais litotipos interdigitam-se lateralmente com rochas das formações Ponta do Mel e Quebradas, sotopostos concordantemente às rochas da Formação Jandaíra.

Os depósitos da Formação Açú, de idade Albiano - Turoniano, são constituídos por sedimentos essencialmente arenosos depositados em ambiente continental. Estes depósitos afloram nas bordas da bacia e estendem-se por toda a área emersa, atingindo a Plataforma Continental, formando uma sequência estratigráfica com padrão de granodecrescência ascendente. Esta deposição está relacionada ao evento transgressivo que culmina com os carbonatos da Formação Jandaíra.

Litologicamente a Formação Açú é composta por arenitos grossos a muito finos, conglomerados, siltitos, argilitos e folhelhos avermelhados e esverdeados ([Vasconcelos et al., 1990](#)). Estes sedimentos correspondem a depósitos de leques aluviais na base, seguindo-se sistemas fluviais entrelaçados a meandranes, que constituem a maior parte da formação, e de complexos estuarinos e litorâneos no seu topo ([Castro & Barrocas, 1981](#)).

[Santos \(2009\)](#), identificou três sequências deposicionais na Formação Açú, a partir da correlação de três seções estratigráficas regionais, da parte emersa, construída pela análise de um conjunto de 18 poços e descrição de 209 m de testemunhos. As sequências 1 e 2, basal e intermediária respectivamente, foram interpretadas como formadas por sistemas de canais fluviais controlados pela variação do nível relativo do mar. A sequência 3, justaposta à sequência 2, marca a passagem dos sedimentos siliciclásticos da Formação Açú para os carbonáticos da Formação Jandaíra. Em contraposição aos outros autores, [Santos \(op. cit.\)](#) propõem esta passagem de forma discordante.

As isópacas da Formação Açú alcançam 1000 m na porção submersa, próximo à costa. Na porção emersa as maiores isópacas, com mais de 650 m, ocorrem na área de Boa Vista. Este depocentro coincide com o eixo sinclinal NE-SW, delineado no contorno estrutural do topo da unidade ([Vasconcelos et al., op. cit.](#)) (figura 2.4).

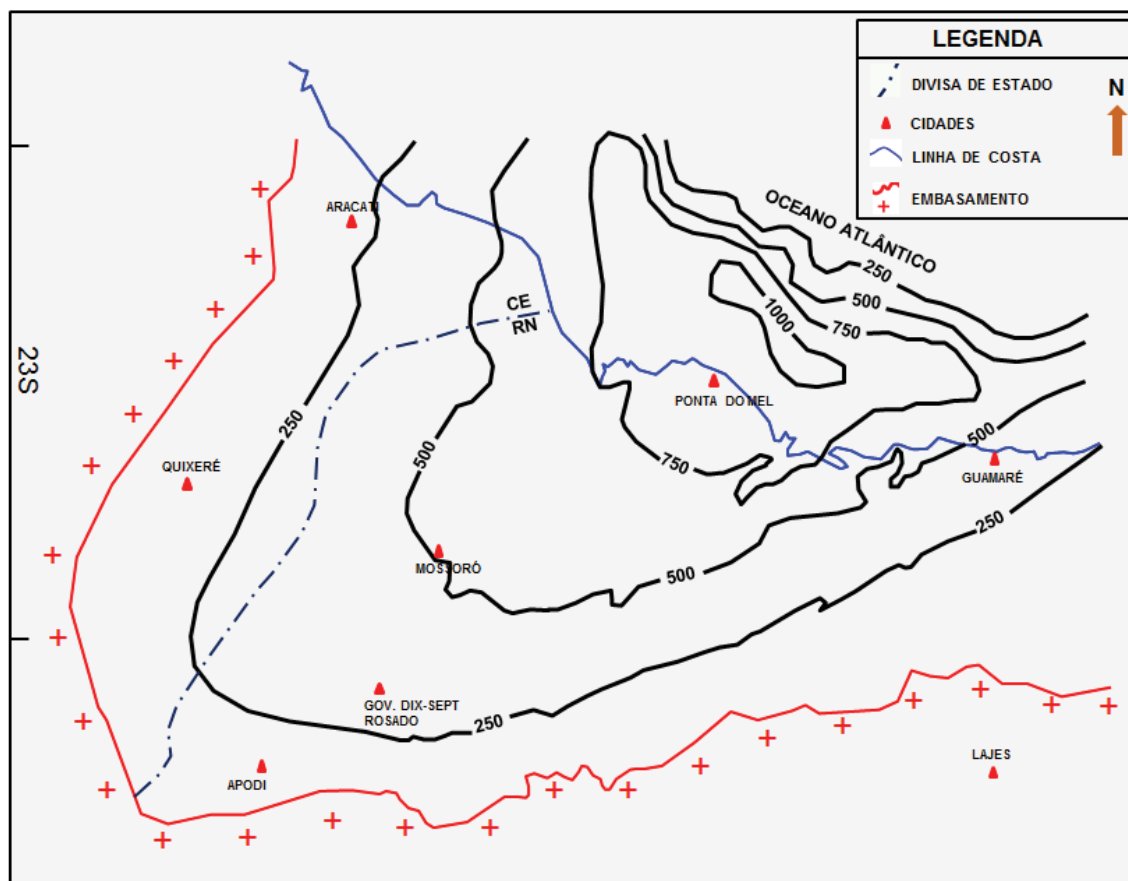


Figura 2.4: Mapa de isópacas da Formação Açú (modificado de Vasconcelos *et al.*, 1990).

Vasconcelos *et al.*, (1990) compartimentaram a Formação Açú em quatro unidades de correlação, denominadas da base para o topo de Açú-1, Açú-2, Açú-3 e Açú-4, identificáveis em perfis de poços e rastreáveis ao longo de toda a porção emersa até a Plataforma Continental.

A unidade Açú-1 representa uma fase de exposição e erosão da Formação Alagamar, originada por evento tectônico de provável idade Albiana que promoveu a reativação das áreas fontes e deposição de sistema aluvial franco e fluvial incipiente. A implantação de rios entrelaçados recobrimdo os depósitos aluviais marca a passagem para a unidade Açú-2, cujos sedimentos possuem granodecrescência ascendente, representando gradual afogamento do sistema fluvial. A retomada do nível de energia, ao final do primeiro ciclo deposicional, como resposta a uma nova atividade tectônica ou a um rebaixamento do nível do mar, marca a base da unidade Açú-3. A continuação do processo deposicional provoca recorrência dos ambientes da unidade subjacente. O topo desta unidade é marcado por novo afogamento, conspícuo que culmina com a implantação do sistema litorâneo-estuarino recobrimdo toda a bacia, cujos sedimentos estão incluídos na unidade Açú-4. Este processo transgressivo evolui até a implantação

de uma plataforma carbonática no Turoniano, marcando o limite superior da Formação Açu.

A unidade Açu-4, é um dos objetivos deste trabalho, se caracteriza por arenitos médios a muito finos, argilitos, folhelhos, siltitos, e eventualmente, calcilutitos e margas dolomitizadas. O ambiente deposicional desta unidade representa a implantação de um sistema litorâneo estuarino com desenvolvimento de ilhas barreiras, cortadas por canais de maré com laguna na retaguarda (Vasconcelos *et al.*, 1990 e Córdoba, 2001). Uma seção de arenitos posicionada na base da Unidade Açu-4, conhecida informalmente como membro Mossoró, foi estudada em detalhe por Castro (1992), que propõe quatro sistemas deposicionais: fluvial meandrante, planície deltaica, planície de maré e marinho raso. Bagnoli (1992), estudando os arenitos do mesmo membro, localizados no Campo de Canto do Amaro, identificou também canais de maré, planície de maré, laguna, delta e pântanos desenvolvidos durante um período de subida do nível relativo do mar.

2.3 – Formação Jandaíra

A seção turoniana-campaniana da Bacia Potiguar coincide aproximadamente com os limites da Formação Jandaíra. Os sedimentos relacionados a esta formação sobrepõem-se concordantemente aos da Formação Açu e afloram em grande parte da área emersa da bacia, apresentando suaves mergulhos em direção à plataforma continental. O contato superior com as formações Tibau, Guamaré e Ubarana dá-se através de discordância regional, denominada Pré-Ubarana, cuja idade aproximada encontra-se na passagem do eocampaniano para o mesocampaniano.

As isópacas indicam maiores valores de espessura na direção NE-SW, porém na porção central da bacia, os maiores valores localizam-se na direção E-W na borda leste e NW-SE na borda oeste da parte submersa, com máximos de 600 m (figura 2.5). A plataforma carbonática Jandaíra possui comprimento, desde a parte emersa até a submersa, de cerca de 130 km na borda oeste da bacia, e de 50 km na parte centro-leste.

Seus litotipos fazem parte da sequência marinha transgressiva da fase drifte estudada por Bertani *et al.* (1990) e registram o final de um pulso de subida do nível do mar, de ocorrência regional, que imprimiu à sedimentação condições de deposição em águas cada vez mais profundas.

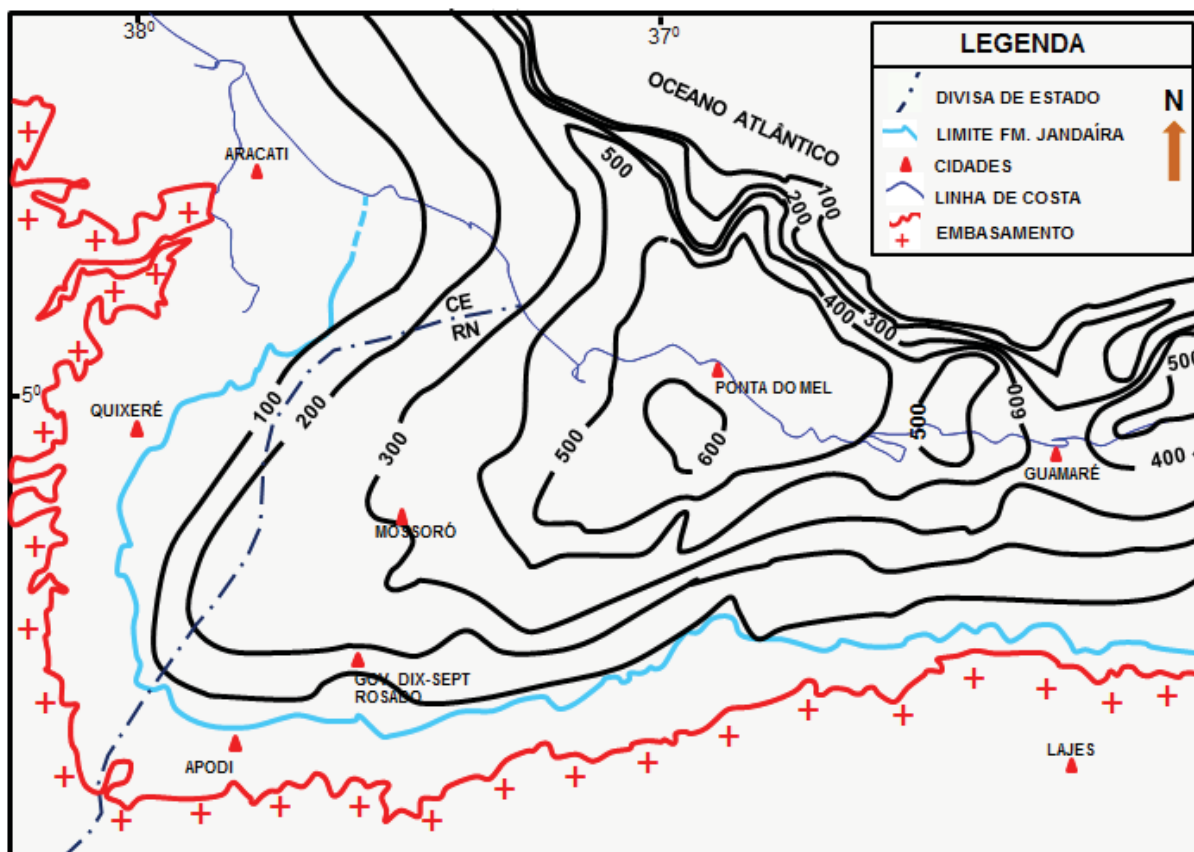


Figura 2.5: Mapa de isópacas da Formação Jandaíra (modificado de Matsuda, 1988).

Segundo Lana (1997), a significativa mudança do padrão de sedimentação, de siliciclástico para carbonático na Bacia Potiguar, não pode ser plenamente explicada apenas pela ampla transgressão marinha do Neocenomaniano, mas por uma marcante modificação do sistema alimentador de sedimentos para a bacia. De acordo com a autora, caso as taxas de sedimentação siliciclásticas permanecessem tão intensas como as do período Albo-Cenomaniano, a diminuição do espaço de acomodação, promovida pela diminuição das taxas de subida relativa do nível do mar, pós superfície de inundação máxima, teria como resposta sedimentar uma generalizada retomada da progradação terrígena para a bacia. Lana (*op. cit.*) e Córdoba (2001) sugeriram que a redução no aporte de siliciclásticos seria atribuída à modificação climática, em decorrência de maior aridez, registrada pelo enriquecimento dos valores isotópicos de carbono e oxigênio. Esta variação climática, ao final do Cenomaniano, seria decorrência das condições paleoceanográficas que propiciaram a comunicação de águas superficiais entre os oceanos Atlântico Sul e Norte, ocasionando uma mistura de águas subtropicais frias em zonas tropicais, contribuindo para as condições de maior aridez na região equatorial (Lana, *op. cit.*).

Ramos (1993) subdividiu a seção Neocenomaniana a Eocampaniana, da porção centro-leste da Bacia Potiguar, em três sequências deposicionais de 3ª ordem, onde o trato de sistema de mar alto da sequência basal (A) é constituído por frequente intercalação de siliciclásticos e carbonatos, marcando o início do desenvolvimento da plataforma carbonática Jandaíra. Gil (1997), analisando o intervalo do Turoniano ao Campaniano na porção centro-oeste da Bacia Potiguar submersa, identificou em linhas sísmicas um refletor de alta amplitude na transição das rochas siliciclásticas da Formação Açú para as rochas carbonáticas da Formação Jandaíra, sobre o qual ocorrem refletores em terminações em *downlap*, sugerindo tratar-se de uma superfície de inundação máxima. Segundo o autor, este horizonte coincide com as unidades bioestratigráficas P-380, F-120.2 e OP-3, que indicam à passagem entre o Cenomaniano e o Turoniano.

Autores como Monteiro & Faria (1988, 1990) identificaram dois modelos de sedimentação para a Formação Jandaíra: o primeiro, predominante na porção oeste, caracteriza-se por plataforma sem influxo de terrígenos, com borda pouco definida, constituída por barras bioclásticas na frente de uma laguna restrita; o segundo, presente na porção leste da bacia, caracteriza-se por uma rampa carbonática associada a influxo de terrígenos carregados por sistemas fluviais, onde as fácies de águas mais rasas gradam para fácies de águas profundas. A fisiografia da parte centro-oeste é definida, a partir de dados sísmicos e análise faciológica, como uma rampa com suave quebra de talude distal, pois nos máximos transgressivos observa-se ocorrência de sedimentos de águas relativamente profundas, sobre extensas áreas dos trechos de *topset*, que não alcançam os sítios próximos à borda da bacia, caracterizados por ambientes lagunares e de planície de maré (Gil, *op. cit.*). Estas distribuições são comparáveis às rampas carbonáticas atuais, como a do Golfo Pérsico Córdoba (2001). Segundo a autora, a plataforma Jandaíra teria sido implantada sobre uma paleomorfologia em forma de rampa, onde na porção interna desenvolveu-se sistema estuarino, que marcou o início da sedimentação carbonática, evoluindo para um sistema de praia mista, na porção leste da rampa, e para sistemas de planície de maré, laguna, manchas recifais e barras de maré, na porção oeste. Este comportamento distinto permitiu separar a rampa interna em rampa interna mista e dominada por ondas, na parte leste, e rampa interna carbonática e dominada por marés, na porção oeste da bacia. Na porção intermediária da rampa desenvolveram-se tempestitos e, na porção externa, turbiditos finamente acamadados Córdoba (*op. cit.*).

2.4 – Soerguimento da porção emersa e configuração do relevo atual

Atualmente as rochas da Formação Jandaíra afloram em grande parte da Bacia Potiguar, sob a forma de um extenso platô, intensamente erodido e carstificado, que mergulha suavemente para nordeste no sentido do Oceano Atlântico. O seu limite inferior, em contato com a Formação Açu, aflora em uma feição geomorfológica de grande expressão em todo o Estado do Rio Grande do Norte e leste do Estado do Ceará, representada pela *cuesta* da Chapada do Apodi.

Morais Neto (2009), a partir da análise integrada de dados termocronológicos e informações geológicas da Província Borborema, descreveu uma evolução polifásica para a topografia da Bacia Potiguar emersa que culminou na exposição da parte proximal dos arenitos da Formação Açu e de quase toda rampa carbonática Jandaíra. Um evento de soerguimento, pós-ruptura dos continentes Sul-Americano e Africano, iniciado entre 100 e 90 Ma, é sugerido por traço de fissão em apatitas e correlações geológicas. Seguido deste evento ocorre um período de relativa estabilidade. Outro evento de soerguimento é interpretado, entre 77 e 52 Ma, que forneceu sedimentos para a Formação Serra do Martins e para as unidades basais da sequência drifte regressiva. A partir do Eoceno um soerguimento contínuo posicionou a Formação Serra do Martins na topografia atual. Este último evento de soerguimento pode ter sido acelerado por reativações tectônicas relacionadas às diversas intrusões vulcânicas durante o Oligo-Mioceno, o que condicionou a erosão desta formação, fornecendo os sedimentos clásticos, durante o Neomioceno, para a deposição da Formação Barreiras ao longo da costa do nordeste brasileiro.

Na borda sul da bacia Potiguar, afloramentos de soleiras de diabásio, com tendência alcalina e idade radiométrica da ordem de 94 a 92 Ma, caracterizam o evento magmático conhecido como Formação Serra do Cuó. O efeito termal deste evento está possivelmente associado à amplificação da erosão do topo da seção turoniana, única sequência intra-Jandaíra com discordância do tipo 1. Este episódio provocou, além da exposição da rampa interna, um expressivo deslocamento da paleolinha de costa em direção à bacia (Soares *et al.*, 2003).

Menezes (1999) elaborou duas seções regionais, nas direções NE-SW e NW-SE, por levantamentos de campo, que ilustram o relevo atual da porção emersa da Bacia Potiguar (figura 2.6). Através dessas seções infere-se que houve uma denudação total de, aproximadamente, 600 m a partir do Neo-albiano.

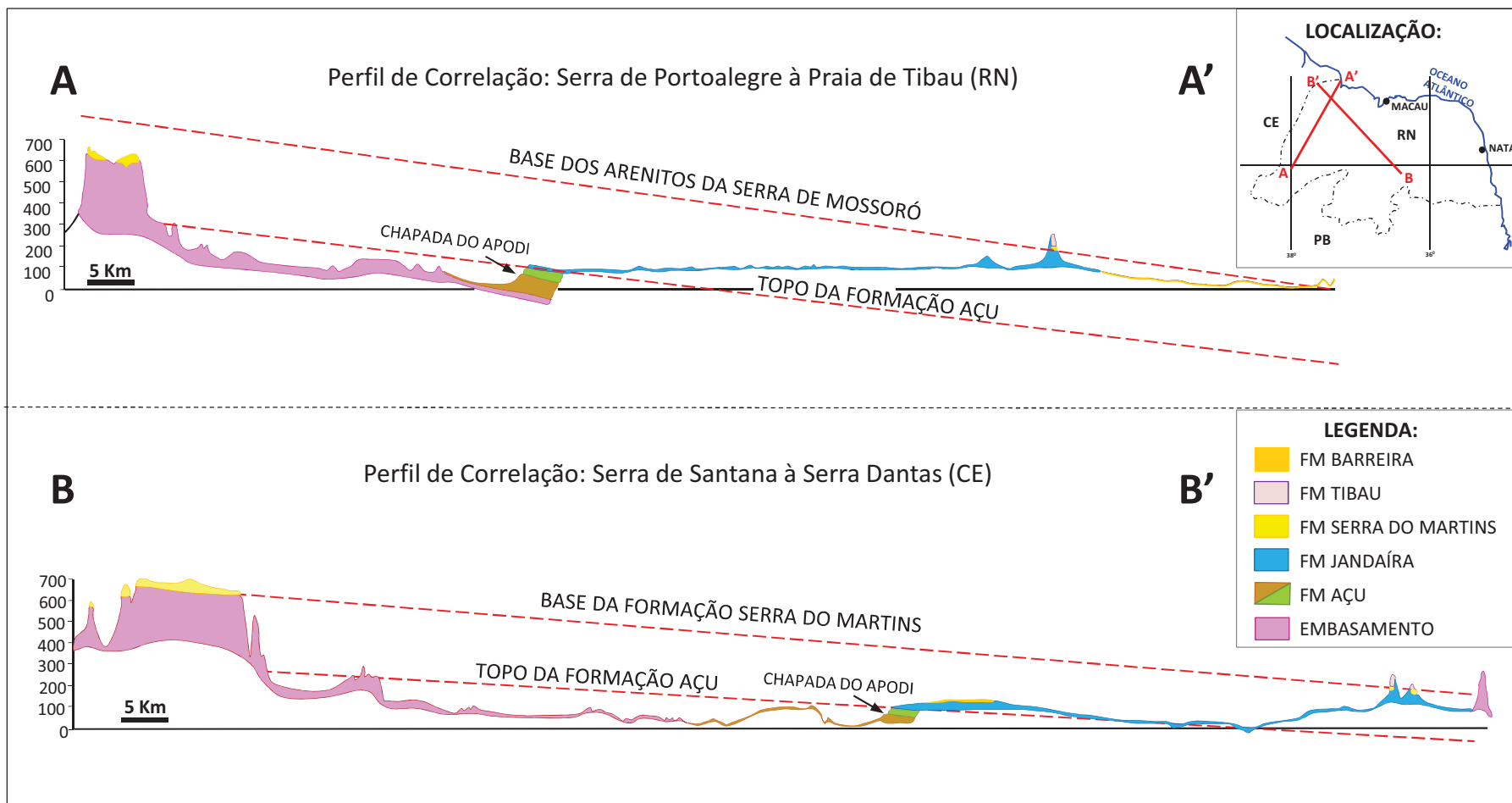


Figura 2.6: Seções geológicas do relevo atual da Bacia Potiguar emersa (modificado de Menezes, 1999). Notar que a Formação Serra do Martins não é citada na carta estratigráfica de Pessoa Neto *et al.* 2007. Nesta versão a formação foi retirada, talvez por estar fora das delimitações da área da Bacia Potiguar emersa. Entretanto, a Formação Serra do Martins se correlaciona perfeitamente com as unidades basais da Formação Tibau, conforme ilustra a seção B - B' e de acordo com as datações de Morais Neto (2008).

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

Para se proceder uma simulação estratigráfica é necessário definir algumas condições de contorno essenciais, como as geometrias internas do modelo, a escala de tempo, os tipos litológicos, o posicionamento das áreas fontes e os paleoambientes de sedimentação que atuaram durante o tempo das simulações, de acordo com os dados medidos a serem utilizados na calibração. De posse destas informações pode-se selecionar o programa de modelagem estratigráfica que melhor se adapta a aplicação desejada.

Adicionalmente, faz-se necessária a definição, a partir dos cenários simulados e das interpretações do modelo deposicional, de alguns parâmetros para a formulação completa do modelo estratigráfico. Os parâmetros críticos são a paleobatimetria, o espaço de acomodação; as taxas de aporte sedimentar e de produtividade carbonática; a energia e direção das ondas; e no caso da utilização de programas que consideram o algoritmo da difusão no controle do transporte de sedimentos, a estimação do coeficiente de difusão.

Assim, para o sucesso da simulação, os dados de entrada são essenciais nas modelagens estratigráficas e podem ser oriundos dos afloramentos, de trabalhos publicados, das interpretações integradas e de experimentos físicos.

Os materiais e métodos utilizados para a construção e interpretação destes dados compreenderam, basicamente, o conjunto de dados dos poços, o acervo bibliográfico disponível e os levantamentos de campo. Para o tratamento das informações e simulações numéricas utilizou-se alguns programas destinados à interpretação geológica, edição de mapas e modelagem estratigráfica, como: Sigeo® (Petrobras); PetroMod® (Schlumberger); e Dionisos® (Beicip), respectivamente. Uma síntese sobre as etapas de composição e tratamento dos dados de entrada, desenvolvimento das simulações e calibração do modelo é apresentada na figura 3.1. Estas etapas serão descritas, em maiores detalhes, nos itens a seguir deste capítulo.

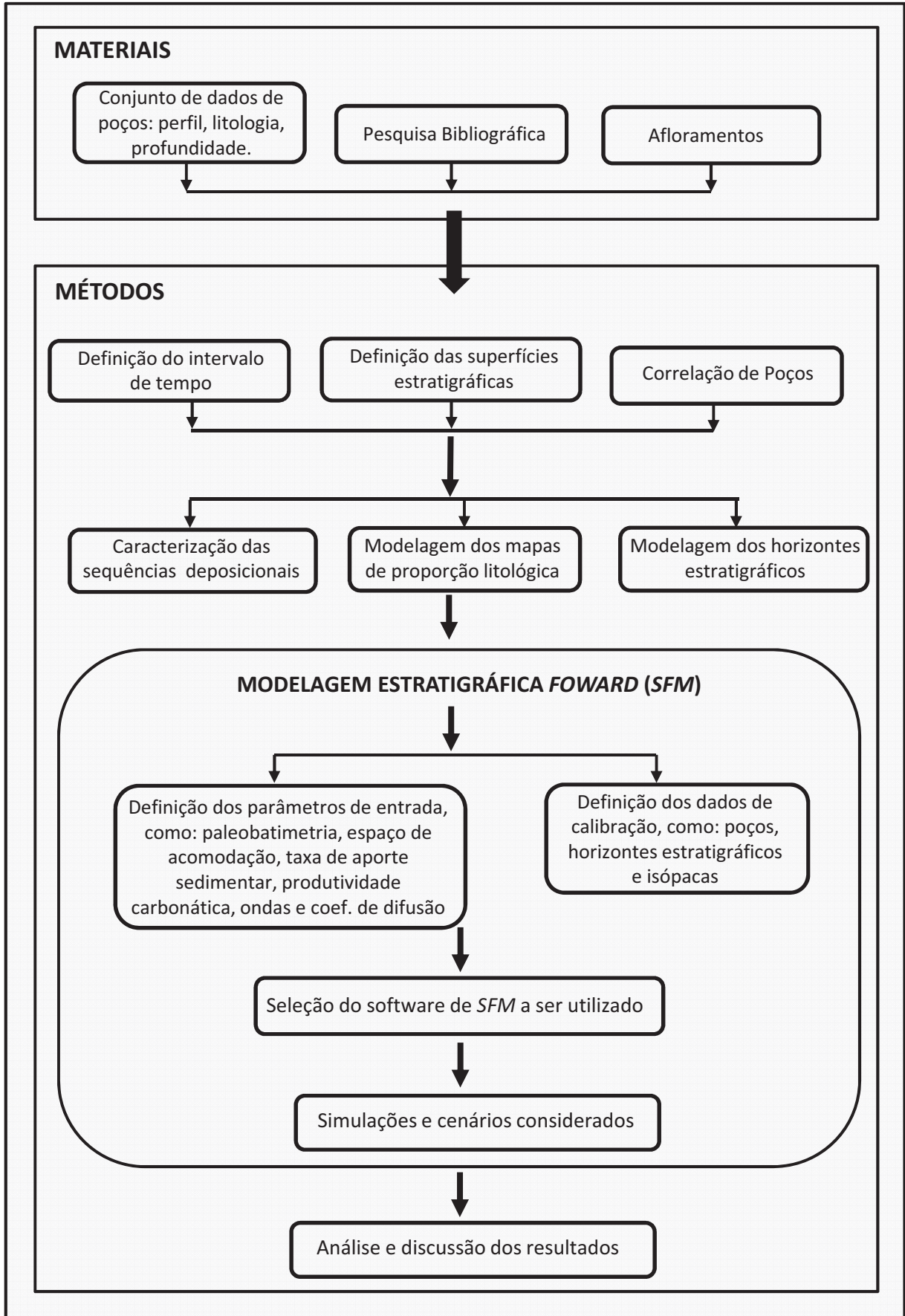


Figura 3.1 – Síntese das principais etapas de trabalho e da metodologia empregada

3.1 – Levantamentos de campo

Os levantamentos de campo compreenderam informações de 10 afloramentos, conforme o mapa da figura 1.1 e a tabela 3.1 de localização. As descrições destes afloramentos objetivaram a validação de campo do modelo de fácies proposto pela modelagem estratigráfica. Para isso, buscou-se analisar os principais registros sedimentares das Formações Açú e Jandaíra na borda sudoeste da Bacia Potiguar. As áreas de investigação se concentraram nas proximidades da encosta da Chapada do Apodi, onde é possível acompanhar o contato entre as formações.

Nº DO AFLORAMENTO (AF.)	LOCALIZAÇÃO	UTM - SIRGAS 2000 M.C. =43		FORMAÇÃO
		X	Y	
1	Lajedo Soledade	5575451	9380868	JANDAÍRA
2	Margem do Rio Apodi	5605521	9393985	
3	Mina de gipsita Baixa da água, cidade Gov. Dix-Sept Rosado	5605180	9399588	
4	Ravina povoado de Olho D'água da Bica	5554405	9403936	AÇÚ
5	Ravina da antiga barragem, próxima à rodovia BR 304	5665411	9384507	
6	Chapada do Apodi - Ladeira da Santa Cruz de Quixeré	5559381	9434702	
7	Chapada do Apodi - próximo à cidade de Apodi	5578263	9376981	
8	Balneário - Lagoa de Apodi	5577676	9372446	
9	Ravina a sudoeste do balneário de Apodi	5566798	9372909	
10	Rodovia BR 304, próximo à lagoa de Piató	5662475	9383829	

Tabela 3.1 – Coordenadas e localização dos afloramentos visitados. O posicionamento em mapa pode ser visualizado na figura 1.1.

3.2 – Definição das superfícies estratigráficas e do intervalo de tempo

O intervalo estratigráfico selecionado corresponde a Sequência K86 de [Pessoa Neto et al. \(2007\)](#). De idade Mesocenomaniano-Neoturoniano, esta sequência apresenta um arcabouço estratigráfico descrito em diversos trabalhos acadêmicos, com destaque para os de [Lana \(1997\)](#) e [Córdoba \(2001\)](#). Com base nas sequências deposicionais definidas pelas referidas autoras, nesta pesquisa buscou-se identificar feições, nos perfis

geofísicos dos poços, que representassem superfícies estratigráficas em 3ª ordem (Vail *et al.*, 1977).

Lana (1997) propôs um arcabouço de biozonas estratigráficas, a partir de modificações da proposta de Viviers *et al.* (1994), para todo o intervalo cenomaniano-turoniano da Bacia Potiguar, sumariado na tabela 3.2. Este arcabouço foi atualizado acrescentando-se as idades geocronológicas para o posicionamento numérico das superfícies de trabalho, dado imprescindível em simulações de processos sedimentares.

Ma GRADSTEIN (2004)	IDADE	FORAMINÍFEROS PLANCTÔNICOS biozonas de Viviers <i>et al.</i> (1992)	PALINOMORFOS biozonas de Regali <i>et al.</i> (1985); Viviers <i>et al.</i> (1992)	OSTRACODES MARINHOS biozonas de Viviers <i>et al.</i> (1994)		
89,3	TURONIANO SUPERIOR	<i>Helbergella delrioensis</i>	<i>Tricolpites</i> sp S.427	<i>Cophinia apiformis</i> OP-5		
91,5	TURONIANO MÉDIO				<i>Dicarinella hagni</i> F-120.5	Cypridopsis ? P66 OP-4.2
	TURONIANO INFERIOR				<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> F-120.4	
93,5	CENOMANIANO SUPERIOR				<i>Whiteinella baltica</i> F-120.3	P-405
	CENOMANIANO MÉDIO				<i>Globigerinelloides bentonensis</i> F-120.2	<i>Gnetaceaepollenites similis</i> P-380
94,7				<i>Rotalipora appenninica</i> F-120.1	<i>Gnetaceaepollenites diversus</i> P-375	OP-3.1
99,6	CENOMANIANO INFERIOR	<i>Favusella (H.) washitensis</i> F-110	<i>Psilatricolpites papilioniformis</i> P-370	<i>Amphicytherura P1</i> OP-2		
	ALBIANO					

(obs.1: o posicionamento do topo da subzona OP-3.1 permanece em aberto).

Tabela 3.2 – Biozoneamento de Lana (1997) complementado com as idades geocronológicas de Gradstein (2004).

3.3 – Correlação de poços

Para propiciar uma amarração temporal mais precisa das superfícies estratigráficas foram selecionados doze poços, dentre as centenas de poços perfurados para a exploração e produção de petróleo da Bacia Potiguar, para a correlação de duas seções estratigráficas regionais, uma paralela ao mergulho da bacia (dip) e outra perpendicular (strike), que melhor representasse os tratos de sistemas nas porções proximais e distais da bacia. Dentro da área estudada foram utilizados todos os poços do Banco de Dados de Geologia da Petrobras (BDGEOL) que continham informações do intervalo analisado, totalizando 104 poços.

Utilizando o programa SIGEO® (Petrobras), módulo Interage®, baseado no conjunto de perfis geofísicos, como Raios Gama (GR), Sônico (ΔT) e Resistividade (LD), que indiretamente possibilitam a interpretação dos tipos litológicos, das fácies e do ambiente deposicional, nas descrições litológicas de amostras de calhas e nos padrões de empilhamento das parassequências todas as superfícies de interesse foram correlacionadas, totalizando 40 segmentos de seção que somados recobrem todo o polígono da área estudada (figura 3.2).

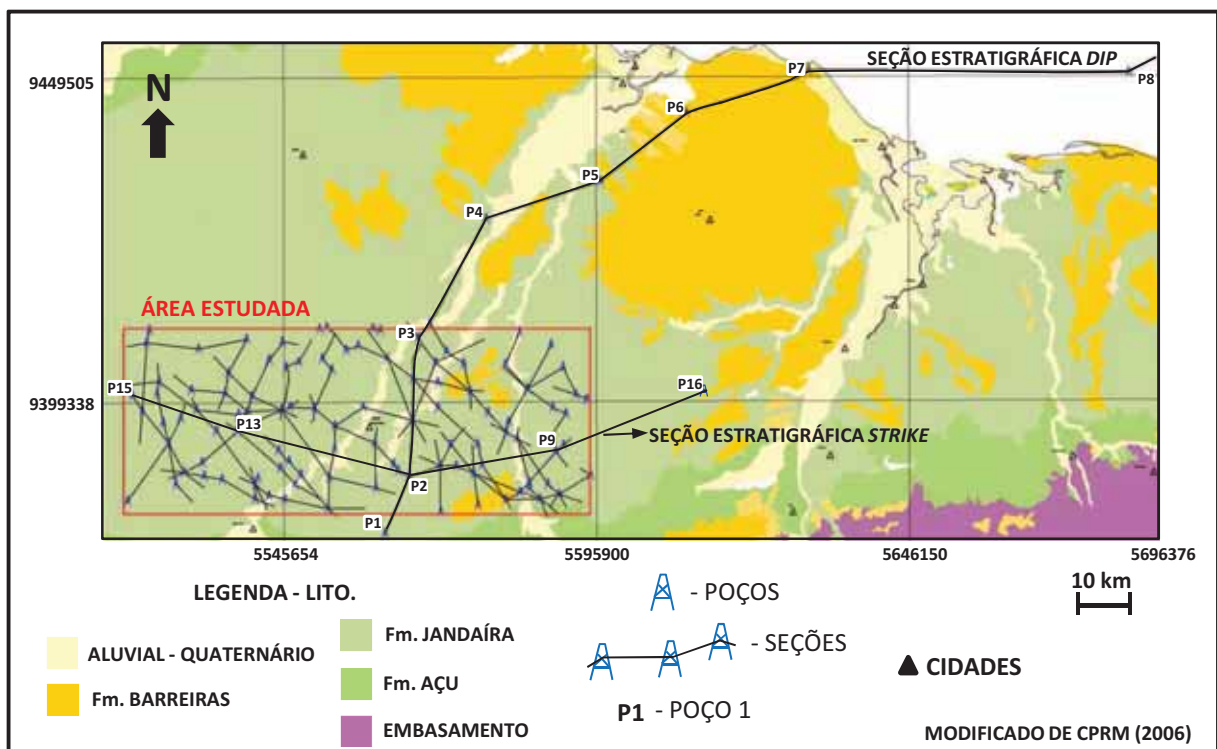


Figura 3.2 – Localização das seções de correlação.

3.4 – Caracterização das sequências deposicionais

No intervalo de tempo que constitui o objeto de estudo dessa dissertação, os ambientes deposicionais evoluíram gradativamente de um sistema litorâneo-estuarino à implantação de uma plataforma carbonática (Vasconcelos *et al.*, 1990). Esta constatação levou a escolha dos preceitos da Estratigrafia de Sequências como uma metodologia a ser aplicada para o reconhecimento das sequências deposicionais. A metodologia caracteriza o registro deposicional em unidades que podem ser hierarquizadas de parassequência à sequência (Van Wagoner, 1985; Posamentier *et al.*, 1988; Jervey, 1988), contendo superfícies cronocorrelatas e padrões de empilhamentos estratais, geneticamente relacionadas no tempo e espaço, correspondentes ao produto da interação entre a variação relativa do nível do mar e o suprimento sedimentar.

A caracterização das sequências baseou-se no reconhecimento e correlação das superfícies estratigráficas chave (superfície de inundação máxima e limite de sequência) e no agrupamento hierárquico das unidades estratais, que constituem a essência do método de análise estratigráfica de sequências deposicionais. A superfície de inundação máxima corresponde ao tempo de máxima transgressão (Loutit *et al.*, 1988) e o limite de sequência se materializa na discordância e na concordância relativa geneticamente relacionada, separando estratos mais jovens de mais antigos, ao longo dos quais pode haver evidências de exposição ou truncamento subaéreo, com indicação de significativo hiato de tempo (Posamentier *et al.*, *op. cit.*). Estas superfícies estratigráficas chave, desenvolvidas em resposta à variação relativa do nível do mar, embora ligeiramente diácronas (Ito & O'Hara, 1994; Ito, 1995), para propósitos práticos, são consideradas linhas de tempo, separando rochas mais antigas sotopostas de rochas mais novas sobrepostas (Posamentier *et al.*, *op. cit.*; Plint, 1996).

O agrupamento hierárquico das unidades estratais é fundamentado na organização vertical e lateral da parassequência, menor componente geométrico mapeável de uma sequência (Plint, 1996), constituído por sucessões de camadas progradantes, concordantes e geneticamente relacionadas, limitada por superfícies de inundações (Van Wagoner, 1985). A sequência, unidade básica da estratigrafia de sequência, por sua vez, pode ser subdividida pelo reconhecimento das superfícies estratigráficas chave, em tratos de sistemas: associação de sistemas deposicionais contemporâneos (Brown & Fisher, 1977), constituída por associações tridimensionais de litofácies, empilhadas em conjuntos de parassequências.

A resposta estratigráfica idealizada, a um único ciclo de variação relativa do nível do mar, prevê a formação de uma sequência deposicional completa, a partir do limite de sequência. Constituída por um ciclo de fácies regressiva-transgressiva-regressiva, pode-se subdividir a sequência em trato de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivo (TST) e de mar alto (TSMA), representados por sucessões de fácies características, em função do sítio paleogeográfico (Posamentier & Allen, 1994).

3.5 – Modelagem dos horizontes

A resolução precária do dado sísmico implicou na utilização do método de interpolação para transformação das superfícies correlacionadas em horizontes estruturais. Para isso foi preparada uma tabela contendo as coordenadas e profundidades das superfícies, em cota topográfica, de cada poço. A partir desta tabela foi realizado o cálculo da interpolação, no módulo GRID do SIGEO®, para estimar os valores desconhecidos e construir uma malha de pontos (nós) regularmente espaçada.

Diversos métodos foram testados para a estimação dos nós da malha, como: krigagem, triangulação Akima e mínimos quadrados (MMQ). O que apresentou melhores resultados foi o método dos MMQ. Visto que os horizontes não foram demasiadamente suavizados, os valores medidos foram honrados e os estimados não apresentaram variações anômalas.

O tamanho da cela, que é a distância entre as linhas e colunas da malha de interpolação, foi de 0,1 km x 0,1 km. Esta dimensão, considerada como escala de detalhe, foi possível devido à grande quantidade e boa distribuição espacial dos poços, o que permitiu uma interpolação bastante precisa (Figura 3.3).

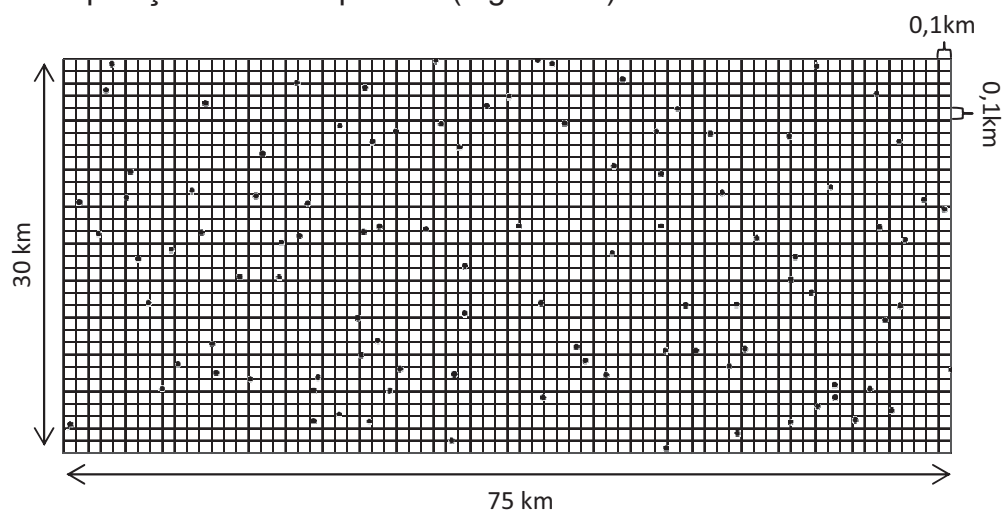


Figura 3.3: Malha de interpolação dos pontos com tamanho de cela de 0,1 km x 0,1 km. Os pontos pretos referem-se ao posicionamento espacial de cada poço

A partir da sobreposição dos horizontes foram gerados mapas de isópacas, dos tratos de sistemas mapeados, para auxiliar na interpretação das geometrias deposicionais dos intervalos estratigráficos.

3.6 – Modelagem dos mapas de proporção litológica

Dispondo das informações de descrições de calha de cada um dos 104 poços utilizados, optou-se pela construção de mapas de porcentagem litológica entre as superfícies correlacionadas. Estes mapas são relevantes, pois auxiliam na interpretação das distribuições litológicas e na identificação das áreas fontes.

A metodologia aplicada para a construção destes mapas foi baseada no trabalho de [Varella \(2007\)](#). O autor propôs o desenvolvimento de um sistema computacional dedicado à modelagem e visualização tridimensional de distribuições de litofácies. A metodologia consiste na busca dos perfis litológicos dos poços, cálculo das razões das litologias amostradas entre limites de topo e base pré-determinados e geração de uma malha de pontos para visualização da distribuição espacial das propriedades medidas. Este sistema foi implementado no programa SIGEO[®], módulo Litofácies[®], para que os resultados pudessem ser estatisticamente avaliados, e as saídas geradas exportadas como mapas para a interpretação geológica posterior.

Para as estimações das celas da malha de pontos dos mapas de razões litológicas também foram utilizadas distâncias de 0,1 km x 0,1 km da mesma forma que o cálculo de interpolação dos horizontes, uma vez que o conjunto de poços foi o mesmo. Novamente o método de interpolação utilizado foi o MMQ.

3.7 - Modelagem estratigráfica

De uma forma geral, a modelagem estratigráfica é utilizada principalmente na indústria do petróleo para construir um modelo de fácies e geometrias deposicionais em áreas de fronteira exploratória. Também pode ser aplicada como uma ferramenta para testar hipóteses na compreensão e quantificação dos parâmetros e processos envolvidos na formação de ambientes deposicionais conhecidos.

A construção de modelos numéricos sedimentares é dividida em dois tipos principais: estocástico e determinístico. O modelo estocástico utiliza métodos probabilísticos para regionalizar a informação de um ponto amostrado para a área estudada, porém não permite o entendimento da evolução dos processos envolvidos na formação do ambiente deposicional. O modelo determinístico, baseado em equações

físicas, pode simular os processos que agiram por um determinado intervalo de tempo na formação das camadas estratigráficas.

O aspecto diferencial de modelagens determinísticas de sistemas deposicionais é de que, baseado nas relações entre criação de espaço de acomodação e taxa de sedimentação pode-se reproduzir no tempo, com razoável aproximação, as arquiteturas estratigráficas das sequências deposicionais. Além disto, proporciona um melhor entendimento dos fatores fundamentais que governam as mesmas. Porém, para que o resultado da simulação estratigráfica tenha significado geológico é necessário que todos os processos importantes na formação das fácies sejam conceitualmente entendidos, adequadamente quantificados e simulados (Warrlich, *et al.*, 2008).

Durante as últimas décadas diversos programas de modelagem estratigráfica foram desenvolvidos para reproduzir as complexas interações espaciais e temporais que controlam os processos de sedimentação. Estes programas foram direcionados para determinadas escalas de espaço/tempo visando discretizar os efeitos da variação de parâmetros em sistemas deposicionais específicos. A comparação entre alguns deles pode ser visualizada na figura 3.4.

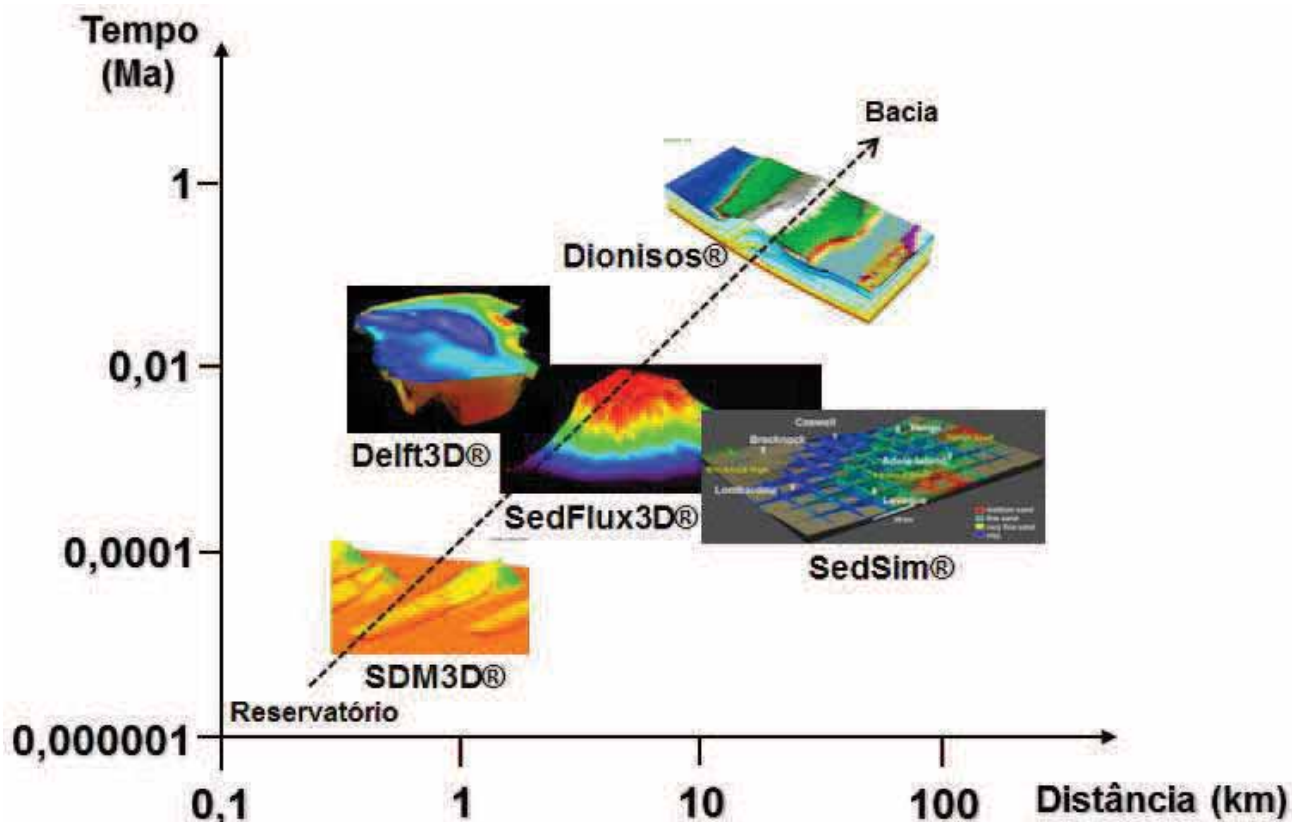


Figura 3.4: Escala aproximada do potencial de trabalho dos programas de modelagem estratigráfica (Beicip-Franlab 2010)

O Dionisos® (Diffusion Oriented – Normal and Inverse – Simulation of Sedimentation), desenvolvido pelo Instituto Francês do Petróleo em 1992 para ser utilizado na modelagem estratigráfica tridimensional de unidades sedimentares em escala de bacia, propõem a simulação de modelos siliciclásticos e carbonáticos, tendo como principal resultado um modelo com detalhada distribuição de fácies e sua consequente geometria tridimensional, além da quantificação dos parâmetros físicos, como subsidência e eustasia (Figura 3.5). Os aspectos inovadores deste programa são: o uso das equações de transporte de sedimentos através do modelo de difusão e das leis de transporte físico, e a quantificação das taxas de erosão e sedimentação de diferentes litologias (Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999). Por estas razões, esse programa foi escolhido para testar a simulação do modelo estratigráfico proposto para a área estudada neste trabalho.

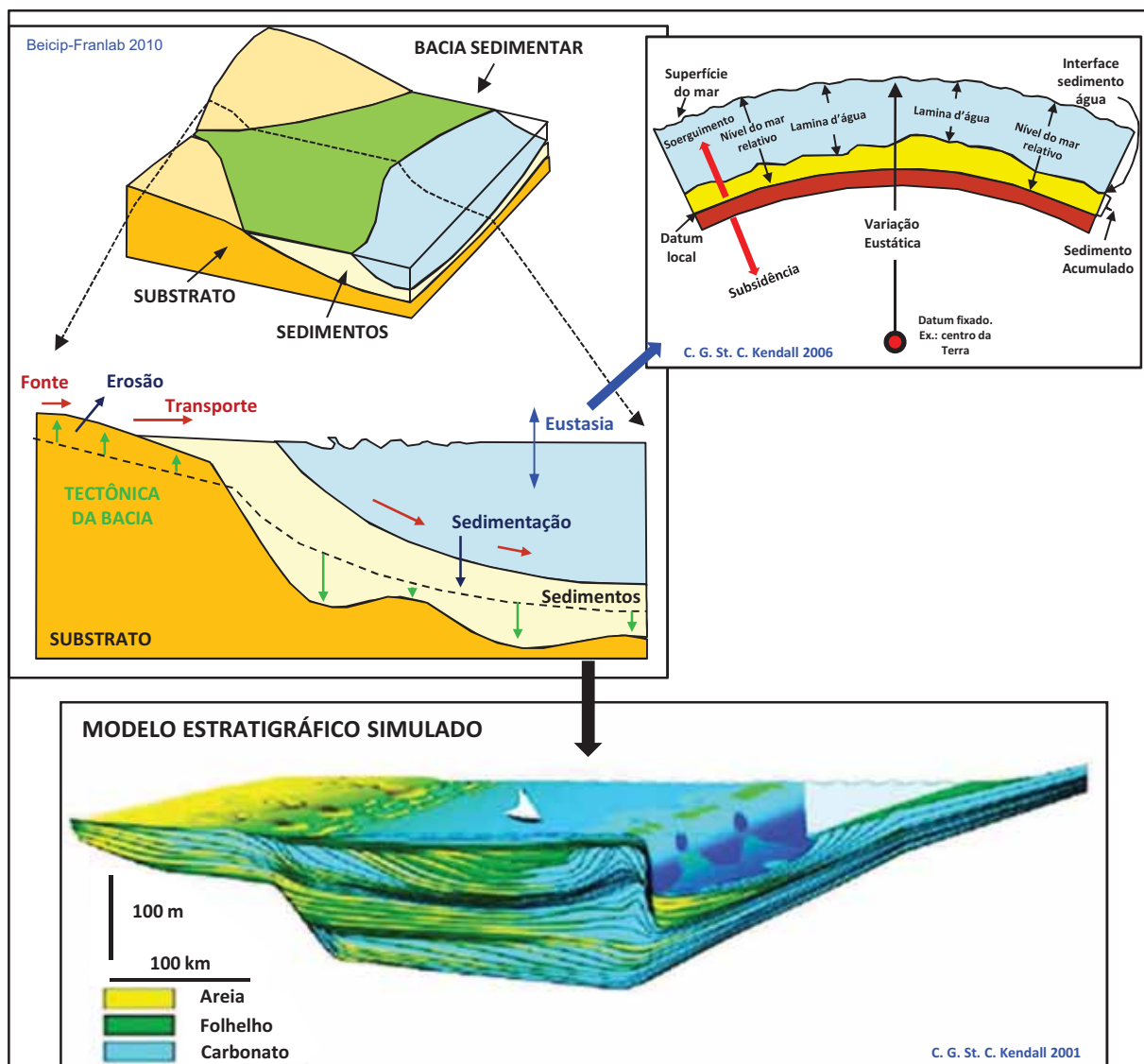


Figura 3.5 – Exemplos de modelos geométricos, princípios físicos e distribuição de fácies em SFM.

3.7.1 – Malha de simulação

Para resolução das equações diferenciais que simulam modelagem estratigráfica, a área a ser investigada deve possuir uma geometria com dois pares de lados paralelos, ou seja, paralelogramos com lados opostos congruentes e uma malha regular com celas quadradas ou retangulares. Para contemplar este princípio foi definido como área de trabalho um retângulo de 30 km de largura por 75 km de comprimento.

Em virtude das centenas de simulações a serem realizadas, da dimensão da área de trabalho e das limitações do algoritmo de difusão, a dimensão das celas da malha de interpolação para as simulações numéricas foi reamostrada de 0,1 km x 0,1 km para 1 km x 1 km (Figura 3.6).

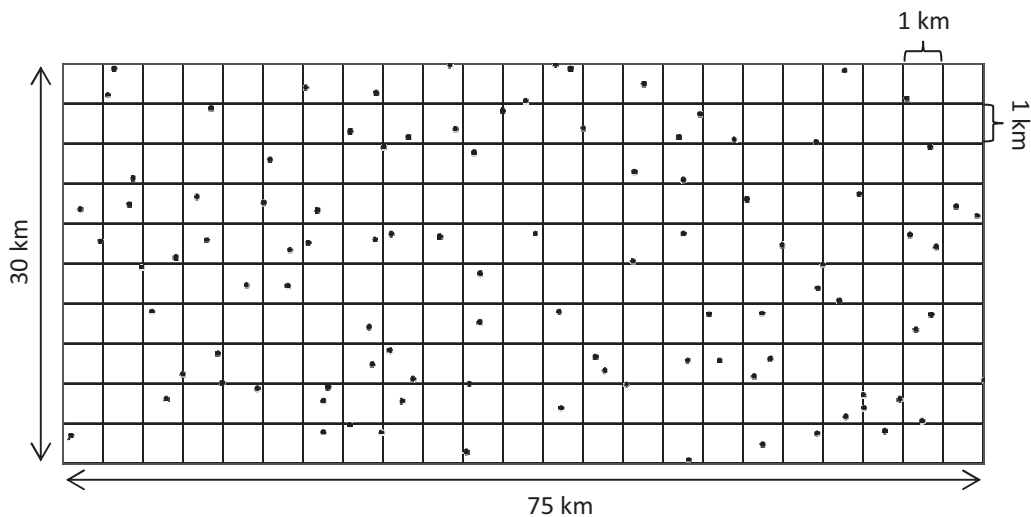


Figura 3.6: Malha de interpolação reamostrada de 0,1 km x 0,1 km para 1 km x 1 km. Os pontos pretos referem-se ao posicionamento espacial de cada poço.

3.7.2 – Poços de controle e litologias

Dentre os 104 poços utilizados para a correlação estratigráfica nove foram selecionados, com informações de Raios Gama (RG) e litologia (LITO) para auxiliar na calibração das simulações e na quantificação de alguns parâmetros necessários à definição das condições de contorno do modelo. As litologias consideradas nas simulações foram aquelas que mais ocorrem nos perfis litológicos dos poços, são elas: arenito, folhelho, *grainstone* e *mudstone* (conforme classificação de [Dunham, 1962](#)). Notar que a numeração destes poços está em continuidade com os poços das seções estratigráficas, de acordo com a figura 3.7.

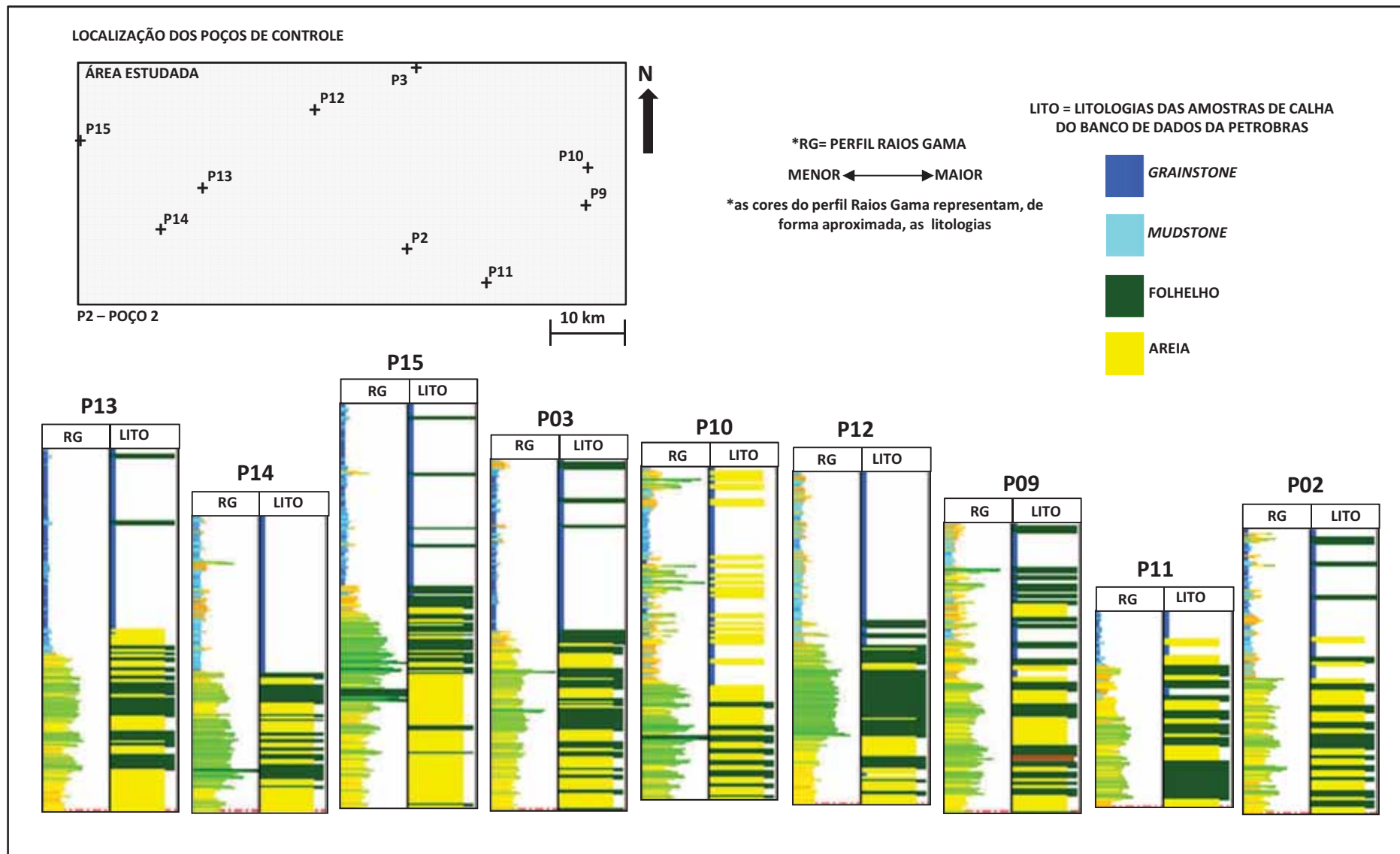


Figura 3.7: Poços utilizados para auxiliar a calibração das simulações numéricas

3.7.3 – Espaço de acomodação

A criação do espaço de acomodação pode ser controlada pela variação eustática, subsidência tectônica, taxa de sedimentação ou ainda por compactação diferencial entre as litologias. Para fins práticos, no programa Dionisos®, o espaço de acomodação é equivalente à subsidência tectônica. O cálculo desta subsidência pode ser realizado considerando apenas a paleobatimetria e as espessuras sedimentares, embora, na natureza seja possível ocorrer a compactação diferencial. O método de estimativa da subsidência contempla o cálculo do delta de subsidência e a subsidência total, conforme as equações (1) e (2).

Cálculo do delta de subsidência para um intervalo de tempo (t):

$$(1) \text{ Delta de subsidência } (t) = \text{Espessura } (t) + \text{Batimetria } (t) - \text{Batimetria } (t-1)$$

Cálculo de subsidência total:

$$(2) \text{ Subsidência total } (t) = \text{Subsidência } (t-1) + \text{Delta subsidência } (t)$$

Os mapas paleobatimétricos utilizados foram estimados a partir dos mapas de litofácies, da interpretação do ambiente deposicional, da análise da seção estratigráfica *dip*, por informações de referências bibliográficas e por simulações que comparam se as variações batimétricas são compatíveis às taxas de sedimentação e aos tipos litológicos observados nos poços. Para calibrar as espessuras sedimentares foram considerados os mapas de isópacas sem a descompactação, uma vez que o Dionisos® não considera a variação de porosidade no cálculo das simulações.

A curva de variação eustática em simulações estratigráficas é uma variação relativa do nível do mar, em metros, que determina a alteração do espaço de acomodação entre um tempo T_0 (inicial) e T_1 (final), dentro do intervalo a ser simulado. A eustasia é utilizada para auxiliar na calibração das interpolações batimétricas e nas distribuições litológicas. Esta curva é definida por uma composição entre a curva proposta pelo usuário e as curvas de variações eustáticas globais de alta e baixa frequência de [Haq et al. \(1988\)](#).

3.7.4 – Parâmetros de onda

Em sistemas deposicionais costeiros a ação das ondas pode influenciar no transporte e retrabalhamento dos sedimentos, condicionando a formação das estruturas sedimentares. Para controlar o grau de influência de atuação das ondas é necessário

definir, pelo menos, três parâmetros. O primeiro é a energia das ondas, determinada pela profundidade de referência de sua ação. Esta profundidade é uma medida a partir do qual as ondas não influenciam mais na remobilização dos sedimentos de fundo. O segundo é o ângulo de propagação das ondas, determinado a partir de interpretações dos dados geológicos disponíveis, como: paleocorrentes, afloramentos, análogos recentes, etc. O terceiro é a frequência de atuação das ondas, caso sejam diárias ou esporádicas (tempestade).

3.7.5 - Coeficiente de difusão

A equação clássica de difusão é utilizada para descrever processos que relacionam a taxa de variação de uma determinada propriedade, com os diferentes gradientes desta propriedade ao longo de uma determinada dimensão espacial. Portanto, a constante de proporcionalidade entre o fluxo de massa e os referidos gradientes é denominada difusividade ou coeficiente de difusão (Caldas, 2000). O programa Dionisos® calcula, a partir da equação da difusão, dos parâmetros de declividade e fluxo de água a eficiência do transporte de partículas em um determinado ambiente sedimentar, onde o sedimento mobilizado Q_s (m^2/s) é proporcional à declividade S (m/km) do substrato e ao fluxo Q_w (m^2/s) de água e evolui de acordo com o coeficiente de difusão K do ambiente deposicional, que pode ser continental, costeiro ou de águas profundas, de acordo com a equação (3):

$$(3) Q_s = K * Q_w * S$$

Esta equação é resolvida para cada litologia, independentemente, e no caso de áreas emersas, a equação seria resolvida envolvendo um K continental (fluvial) que está associado ao gradiente potencial do rio, mesmo antes de atingir um corpo aquoso, como mares e lagos (Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999).

Após determinar os tipos litológicos, os parâmetros Q_w e S , além do paleoambiente deposicional, o cálculo do coeficiente de difusão pode ser estimado de forma automática no Dionisos®.

4 – RESULTADOS

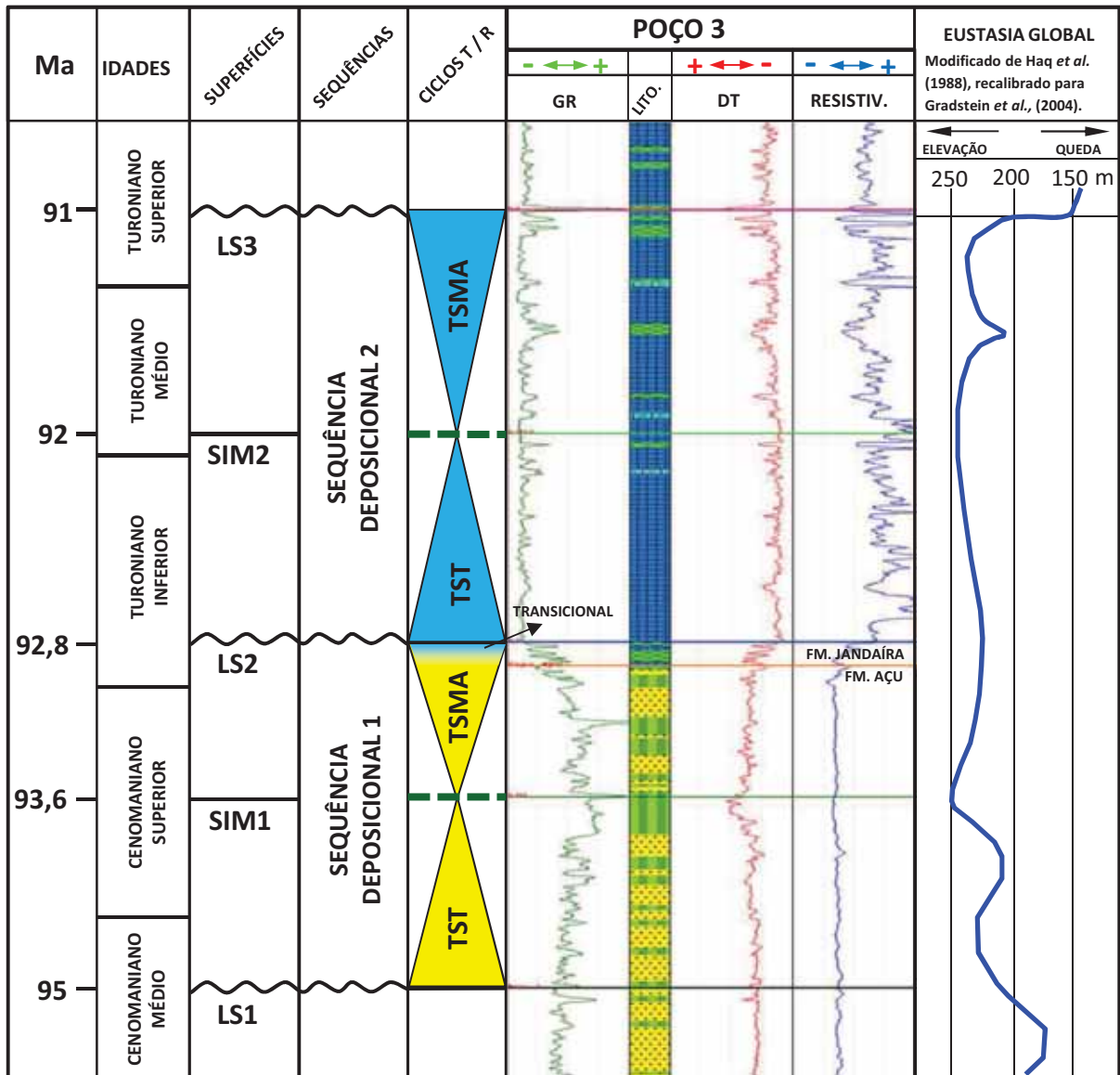
Os resultados apresentados neste capítulo são referentes à aquisição e interpretação dos dados de entrada, a calibração do modelo e ao desenvolvimento das simulações numéricas. Os itens que organizam a apresentação dos resultados estão em conformidade às etapas descritas na definição da metodologia, conforme figura 3.1 do capítulo anterior.

4.1 – Delimitação das sequências deposicionais

A partir dos conceitos e métodos de reconhecimento de sequências deposicionais abordado no item 3.3, utilizou-se o conjunto de dados de poços para a caracterização de duas sequências deposicionais de 3^a ordem, a Sequência Depositional 1 e a Sequência Depositional 2, ilustradas na figura 4.1. A arquitetura estratal das duas sequências é constituída por trato de sistemas deposicionais transgressivo (TST) e por trato de sistemas deposicionais de mar alto (TSMA). Na mesma figura 4.1, a curva de variação eustática global proposta por [Haq et al. \(1988\)](#), recalibrada para [Gradstein et al. \(2004\)](#), foi posicionada em conjunto com às duas sequências mapeadas para auxiliar na calibração geocronológica das superfícies, conforme descrição a seguir.

4.1.1 – Sequência Depositional 1

A base da Sequência Depositional 1 corresponde à superfície limite de sequência LS1 e está posicionada na parte superior da Formação Açú. É demarcada nos perfis geofísicos por uma queda nos valores de raios gama (RG), início de tendência de queda nos valores de tempo de trânsito (ΔT) e de resistividade como resposta à entrada de um espesso pacote de areia. A superfície LS1 coincide com o topo da Sequência A de [Lana \(1997\)](#), no entanto, não há correspondência com o topo da unidade Açú 3 de [Vasconcelos et al. \(1990\)](#), pois o autor correlacionou unidades litológicas operacionais, que não necessariamente representam superfícies estratigráficas.



LEGENDA

- CARBONATOS - FM. JANDAÍRA
- SILICICLÁSTICOS - FM. AÇU

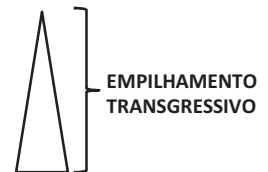


TABELA DE LITOLÓGIAS DOS PERFIS DOS POÇOS

SILICICLÁSTICOS		CARBONATOS	
	Areia, arenito		Calcarenito
	Siltito		Calsissiltito
	Folhelho		Calsilutito
	Argila, argilito		Marga

PADRÃO DE REPRESENTAÇÃO LITOLÓGICA DA PETROBRÁS

Figura 4.1: Delimitação das sequências deposicionais contendo as superfícies chave e curva eustática para o intervalo mesocenomaniano-neoturoniano da Bacia Potiguar emersa (escala de tempo esta ajustada às espessuras sedimentares).

Na porção intermediária da Sequência 1 esta posicionada a superfície de inundação máxima (SIM1), caracterizando um trato de sistemas transgressivo (TST) no intervalo entre as superfícies LS1 e SIM1. A superfície SIM1 foi identificada pelos picos de máximos valores de RG e ΔT e mínimos de resistividade. Lana (1997) posiciona esta superfície de inundação máxima dentro do Neocenomaniano, muito próximo ao limite Cenomaniano-Turoniano, entre a porção mais superior da biozona P-380 e a porção basal da biozona F-120.3. Ramos (1993) relaciona a superfície SIM1 ao evento anóxico oceânico global, do intervalo neocenomaniano-eoturoniano, reconhecido por Schlanger & Jenkys (1976).

Sobreposto à superfície de inundação máxima (SIM1) desenvolveu-se o trato de sistemas deposicionais de mar alto (TSMA). Durante a deposição deste trato ocorreu à transição e interdigitação dos sedimentos siliciclásticos da Formação Açú, com os carbonáticos da Formação Jandaíra, de forma concordante (Sampaio & Schaller, 1968; Araripe & Feijó, 1994; Gil, 1997; Lana, *op. cit.*; Córdoba, 2001; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Esta transição é extremamente marcante, em todos os perfis geofísicos, por apresentar queda nos valores de RG e ΔT e tendência de aumento nos valores de resistividade.

A porção inferior da Formação Jandaíra esta inserida no limite superior do trato de sistemas de mar alto da Sequência 1. É representado pela superfície limite de sequência LS2, identificada por intervalos de diminuição dos valores de RG e ΔT e aumento da resistividade. Coincidente à superfície 1A de Córdoba (*op. cit.*), representa uma diminuição nas assinaturas dos perfis geofísicos referente às rochas siliciclásticas e, segundo a autora, o limite superior deste trato de sistemas estaria relacionado a uma discordância do tipo 2. Este tipo de discordância caracteriza-se como uma superfície de exposição, sem a ocorrência de vales incisos. É recoberta, normalmente, por trato de sistemas de margem de plataforma (Assine & Perinotto, 2001).

O fim da biozona P-380, que representa a passagem Cenomaniano-Turoniano, é posicionada antes da instalação definitiva das fácies carbonáticas. O limite superior da Sequência 1, correspondente a superfície LS2, estaria relacionado, segundo Lana (*op. cit.*), às biozonas P-405/F-120.3 parte superior/OP-4.2.

4.1.2 – Sequência Depositional 2

Durante o reconhecimento dos tratos de sistemas da Sequência 2, constatou-se que os perfis geofísicos e as descrições de calha não apresentavam parâmetros consistentes para o rastreamento das superfícies chave, pois os ambientes deposicionais

carbonáticos são complexos em relação a sua expressão no perfil raios gama. Uma superfície transgressiva pode ser representada por um aumento ou diminuição do grau API a depender do posicionamento batimétrico do sítio deposicional. A partir desta percepção optou-se por utilizar as interpretações de [Córdoba \(2001\)](#) do poço 11 (correspondente ao poço 4 desta pesquisa) como uma referência ao rastreamento das superfícies. A autora reconheceu, por descrições de testemunhos, utilização do Gráfico de *Fisher*, análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio e caracterização da diagênese que os espessamentos de ciclos para o topo, em águas rasas, representavam a superfície de inundação máxima e seriam constituídos por fácies de alta energia. Em contrapartida, reconheceu que os conjuntos de ciclos com adelgaçamento para o topo representavam o limite de sequência, sendo constituídos por fácies siliciclásticas, carbonática de baixa energia e ou dolomitizadas.

Com base nestes critérios, a Sequência 2 caracteriza-se pelo empilhamento estratal de tratos de sistemas deposicionais transgressivo e mar alto, que se revelaram de forma inversa, nos perfis RG e ΔT , em relação aos eventos transgressivos e regressivos da sequência anterior. Os picos de mínimos relativos de RG e ΔT e máximo de resistividade caracterizam a superfície de inundação máxima (SIM2) do trato transgressivo desta sequência. Isto se deve ao fato de que a área estudada é uma porção muito proximal da rampa carbonática Jandaíra. Assim, as maiores batimetrias, relacionadas aos ambientes deposicionais de intermaré e inframaré, favoreceram a deposição de carbonatos com mais alta energia, enquanto as menores batimetrias, relacionadas aos ambientes de supramaré, condicionaram a deposição de carbonatos de baixa energia [Córdoba \(op. cit.\)](#).

No limite superior da Sequência 2 esta posicionada a superfície LS3, que delimita o empilhamento estratal do TSMA desta sequência. Esta superfície corresponde à superfície 1C de [Córdoba \(op. cit.\)](#) e foi correlacionada por feições de expressivo aumento dos valores de RG e ΔT , e diminuição nos valores de resistividade, correspondendo à acomodação de siliciclásticos e carbonatos de baixa energia.

Com base na análise bioestratigráfica proposta por [Viviers et al. \(1992\)](#), em consonância com as cartas globais de variação relativa do *onlap* costeiro e da variação eustática propostas por [Haq et al. \(1988\)](#), [Córdoba \(op. cit.\)](#), posicionou a superfície SIM2 nas biozonas P-405/F-120.4/OP-4.2, e o limite superior da Sequência 2 nas biozonas P-405/F-120.5/OP-5.1. Segundo a autora, a superfície LS3 corresponde a uma discordância do tipo 1. Este tipo de superfície caracteriza-se como uma superfície de exposição, onde ocorrem vales incisos e cânions no talude ([Assine & Perinotto, 2001](#)).

4.1.3 – Seções estratigráficas

A partir das características descritas nos itens 4.1.1 e 4.1.2, que determinam o posicionamento das superfícies estratigráficas, inicialmente, foram correlacionados os poços das seções estratigráficas e, posteriormente, todos aqueles que recobrem o polígono da área estudada. As figuras 4.2 e 4.3 ilustram, respectivamente, as correlações das seções no sentido do mergulho da camada (*dip*) e perpendicular ao mesmo (*strike*).

4.2 – Arcabouço litológico

Com o objetivo de auxiliar na construção do arcabouço litológico, na interpretação das distribuições litofaciológicas e posicionamento das áreas fonte das sequências deposicionais foram construídos mapas de porcentagem litológica entre as superfícies correlacionadas, de acordo com a metodologia exposta no item 3.6.

As propriedades selecionadas para a construção destes mapas foram calculadas em cada intervalo a partir das características inerentes aos tipos sedimentares de cada formação. Para a porção siliciclástica, limitada na base pela superfície LS1 e no topo pela superfície contato Açú/Jandaíra, foi utilizada a relação arenito/total de siliciclásticos, expressa em porcentagem de arenito (ARN %) e para a porção carbonática, limitada na base pela superfície contato Açú/Jandaíra e no topo pela superfície LS3, a relação carbonatos/siliciclásticos + carbonatos, expressa em porcentagem de carbonato (CARB %).

Após analisar os resultados dos mapas de proporção litológica de cada trato de sistema constatou-se a necessidade de uma subdivisão destes tratos para possibilitar uma interpretação mais precisa das áreas fonte. Devido a sua identificação mais fácil, foram utilizadas as inundações máximas, em 4^a ordem, para subdividir os tratos de sistemas de 3^a ordem. Estas novas superfícies, utilizadas apenas para a construção dos mapas litofaciológicos, foram nomeadas, respectivamente, da base para o topo, de marco 1, 2, 3 e 4. Além disso, contabilizou-se também a superfície contato Açú/Jandaíra para esta subdivisão, pois, apesar de corresponder a uma superfície litológica, foi demarcada para auxiliar na interpretação da relação siliciclástico/carbonato nas condições iniciais de deposição carbonática. O posicionamento das superfícies de subdivisão dos tratos de sistemas e a comparação dos resultados, com e sem considerar a subdivisão proposta esta ilustrada na figura 4.4.

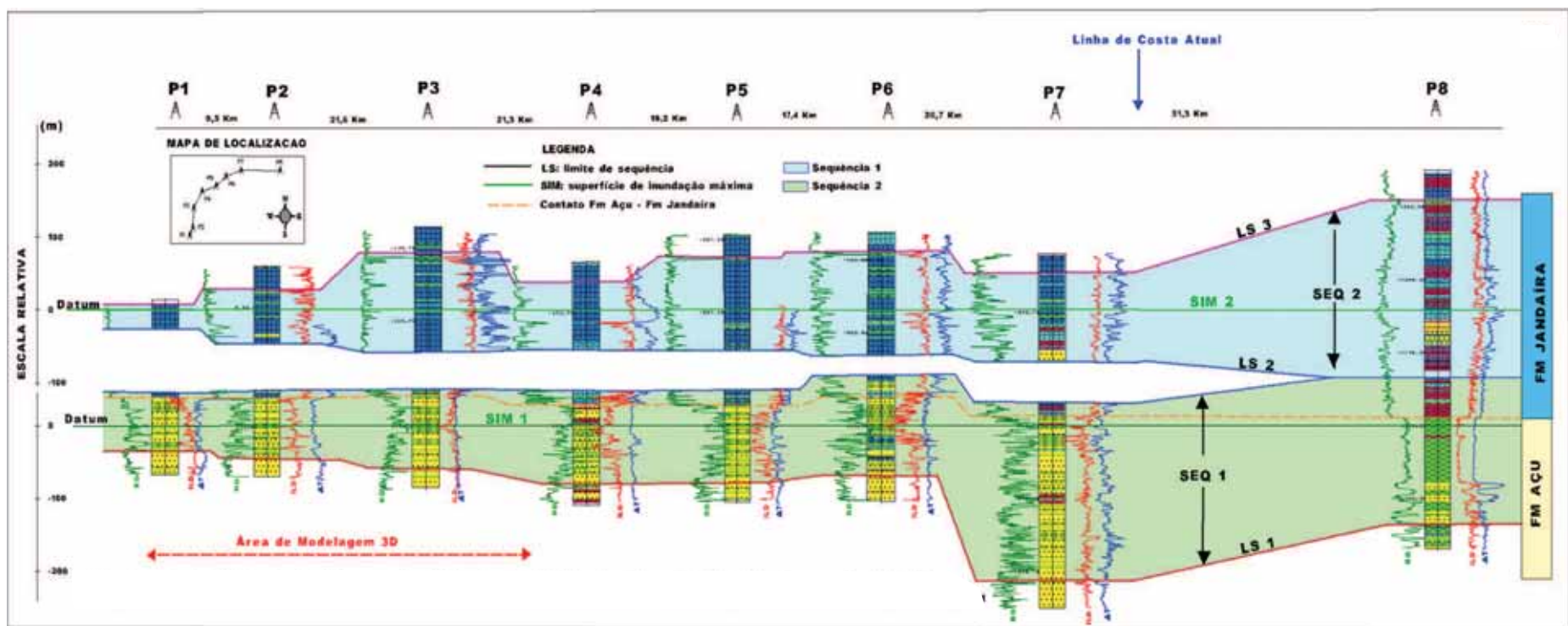


Figura 4.2: Seção estratigráfica regional *dip* do intervalo mesocenomaniano-neoturoniano da Bacia Potiguar. Para ilustrar este período de tempo foram considerados dois datums: a superfície SIM1 e a superfície SIM2. Estas superfícies foram escolhidas por serem consideradas superfícies cronológicas preservadas.

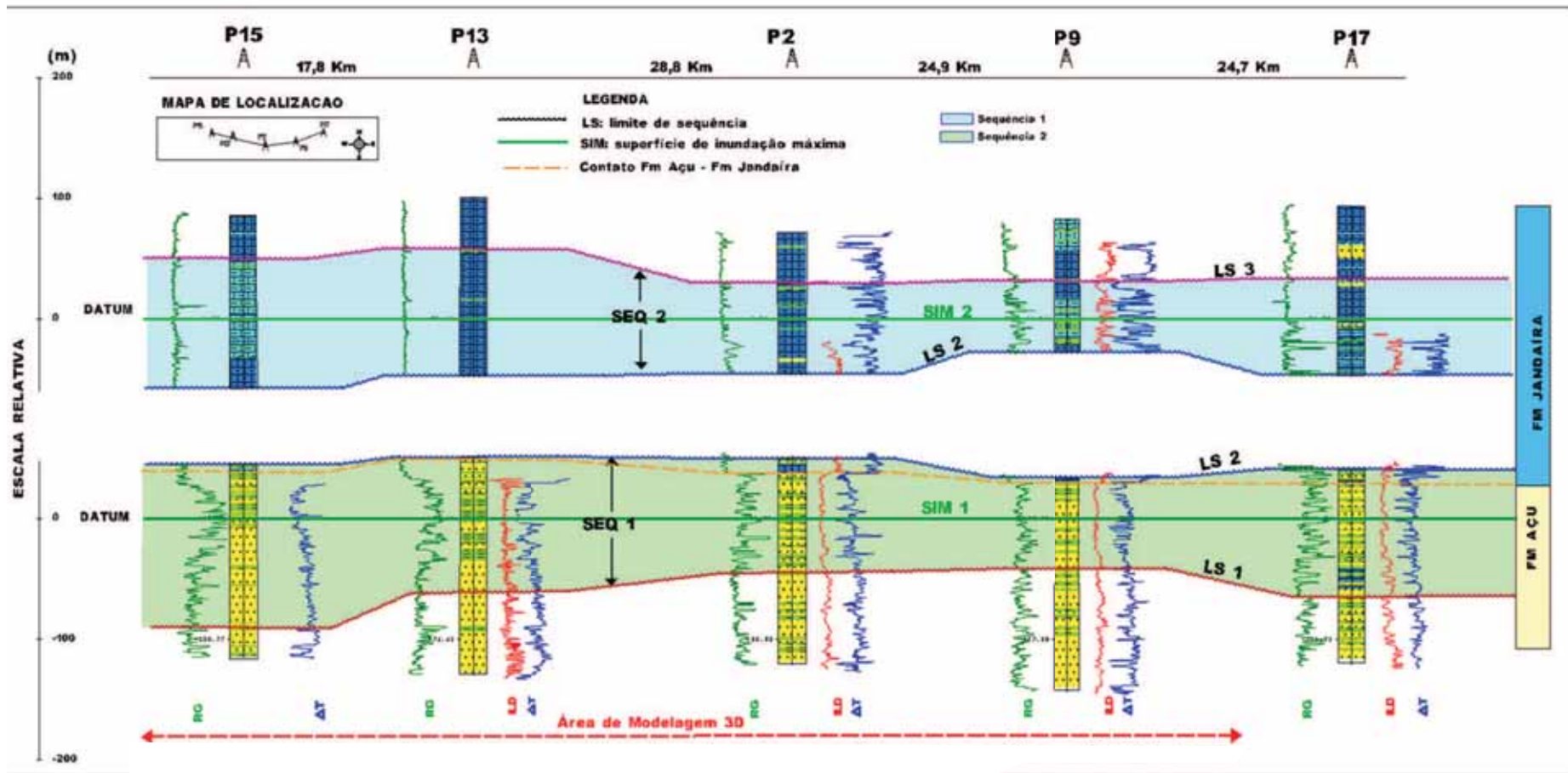


Figura 4.3: Seção estratigráfica *strike* do intervalo mesocenomaniano-neoturoniano da Bacia Potiguar. Para estimar a espessura erodida na superfície LS2 desta seção foi atribuído o valor da espessura erodida no poço 2, mensurada na seção *dip*.

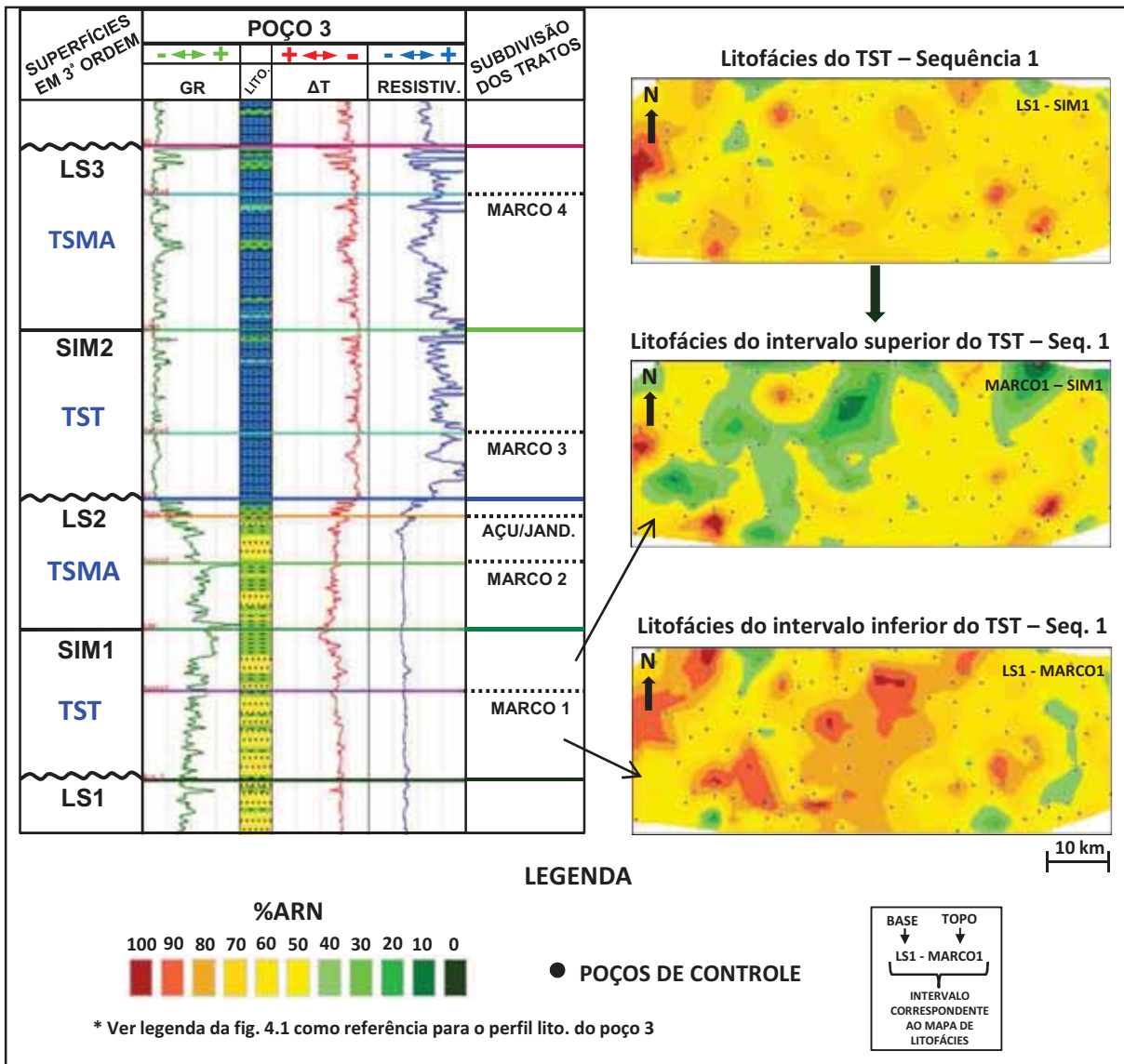


Figura 4.4: Poço 3 com o posicionamento das superfícies em 3ª ordem e as subdivisões propostas para detalhar os mapas de litofácies. À esquerda estão posicionados os mapas de litofácies que representam todo o trato transgressivo da Sequência 1 (mapa superior) e o resultado da subdivisão deste trato em superfícies de 4ª ordem (mapas intermediário e inferior).

Adicionalmente aos mapas de proporção litológica utilizaram-se mapas de isópacas dos tratos de sistemas e das sequências deposicionais, a partir da sobreposição dos horizontes, para auxiliar na interpretação das geometrias deposicionais dos intervalos estratigráficos.

4.3 - Análise das Sequências

4.3.1 - Sequência Depositional 1

4.3.1.1 – Trato de Sistema Transgressivo (TST)

O trato de sistemas transgressivo (TST) da Sequência 1 foram constatados na porção proximal da seção estratigráfica *dip* (figura 4.2), sotoposto diretamente ao limite de sequência LS1, no entanto, a partir do poço 6, ocorre um espessamento de seção na base da Sequência 1, sugerindo a existência de trato de sistemas de mar baixo (TSMB) em regiões mais distais da bacia, fora da área de estudo.

As isópacas do trato de sistemas transgressivo da Sequência 1 denotam um preenchimento de um depocentro orientado na direção E-W e, secundariamente, observa-se outras duas orientações de sedimentação nas direções NE-SW e NW-SE (figura 4.5).

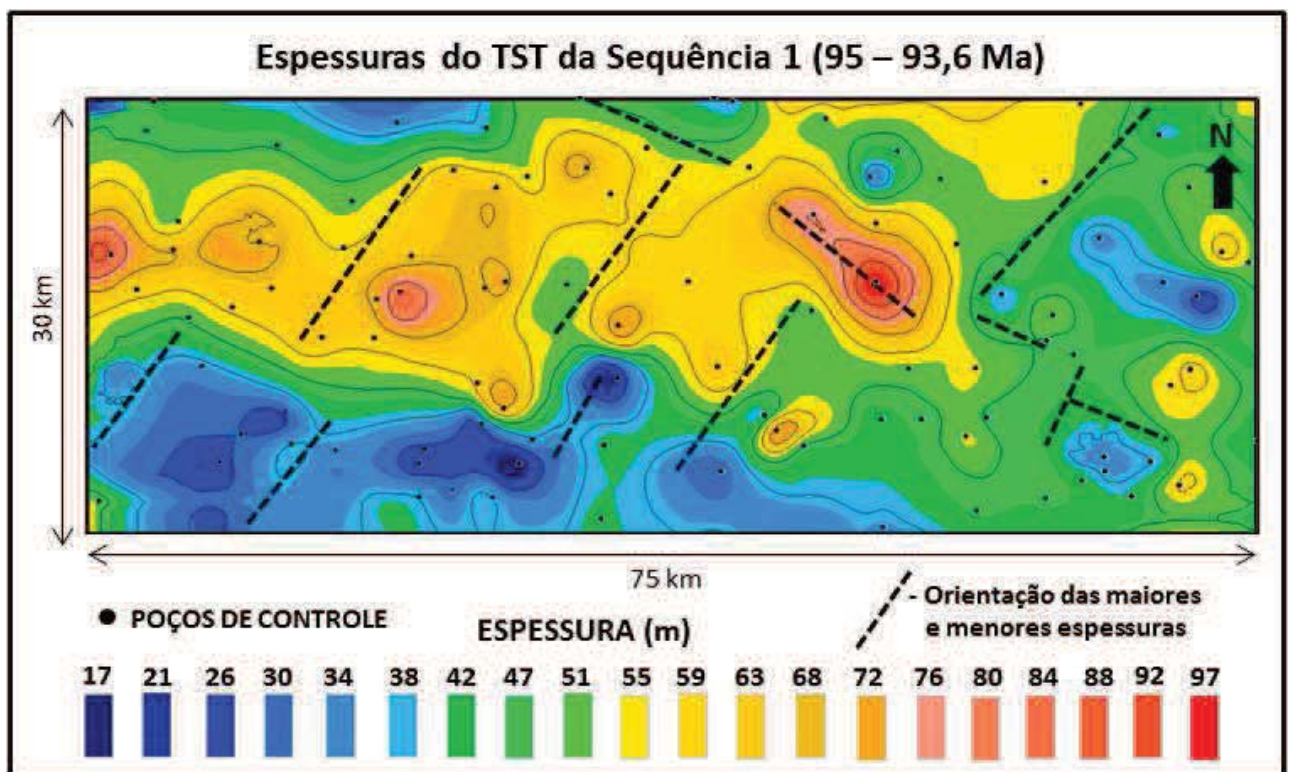


Figura 4.5: Mapa de espessuras do trato transgressivo da Sequência 1. Para fins práticos, não esta sendo considerado o efeito da compactação diferenciada por litologias no cálculo das isópacas.

Nos mapas de proporções litológicas do trato transgressivo são verificados decréscimos nas proporções de arenito, da base para o topo, sugerindo uma

transgressão do sistema em direção ao continente (figura 4.6). As orientações dos litotipos, nas direções NW-SE e NE-SW, são similares às aquelas observadas no mapa de isópacas ilustradas na figura 4.5.

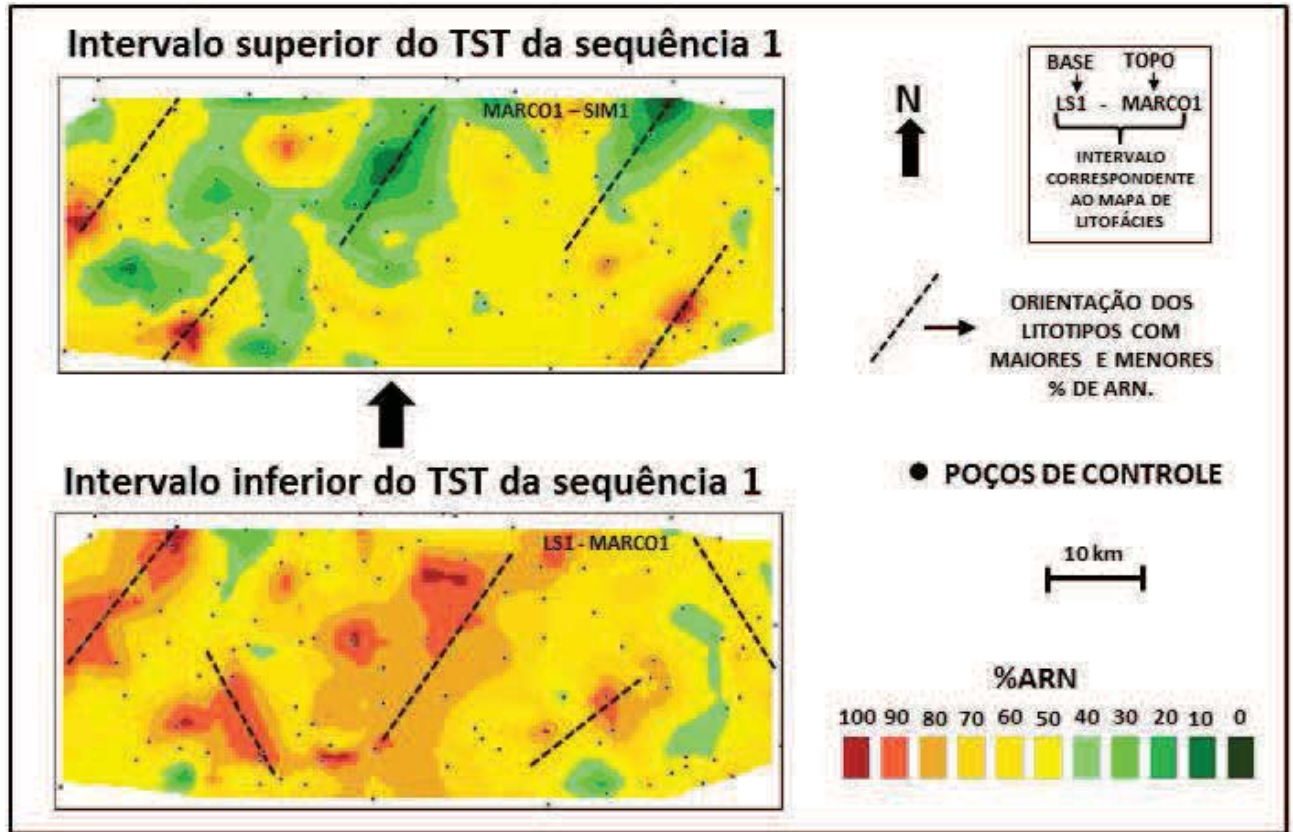


Figura 4.6: Mapas de distribuição de proporções litológicas do trato de sistemas transgressivo da Sequência 1.

4.3.1.2 – Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)

O trato de sistema de mar alto é caracterizado por uma retomada da sedimentação siliciclástica na porção proximal, com arenitos intercalados com folhelhos, enquanto que nas porções mais distais depositavam-se folhelhos e *mudstones* em baixas taxas de sedimentação conforme os poços 7 e 8 da seção estratigráfica *dip* (figura 4.2).

As isópacas deste trato não expressam uma continuidade na direção de preenchimento E-W, mas preservam as orientações secundárias NE-SW e NW-SE (figura 4.7). Esta modificação pode estar relacionada a fatores paleoambientais, como a significativa mudança no padrão de sedimentação, de siliciclástica para carbonática, e exposição da plataforma, restringindo a sedimentação siliciclástica no topo do trato de mar alto.

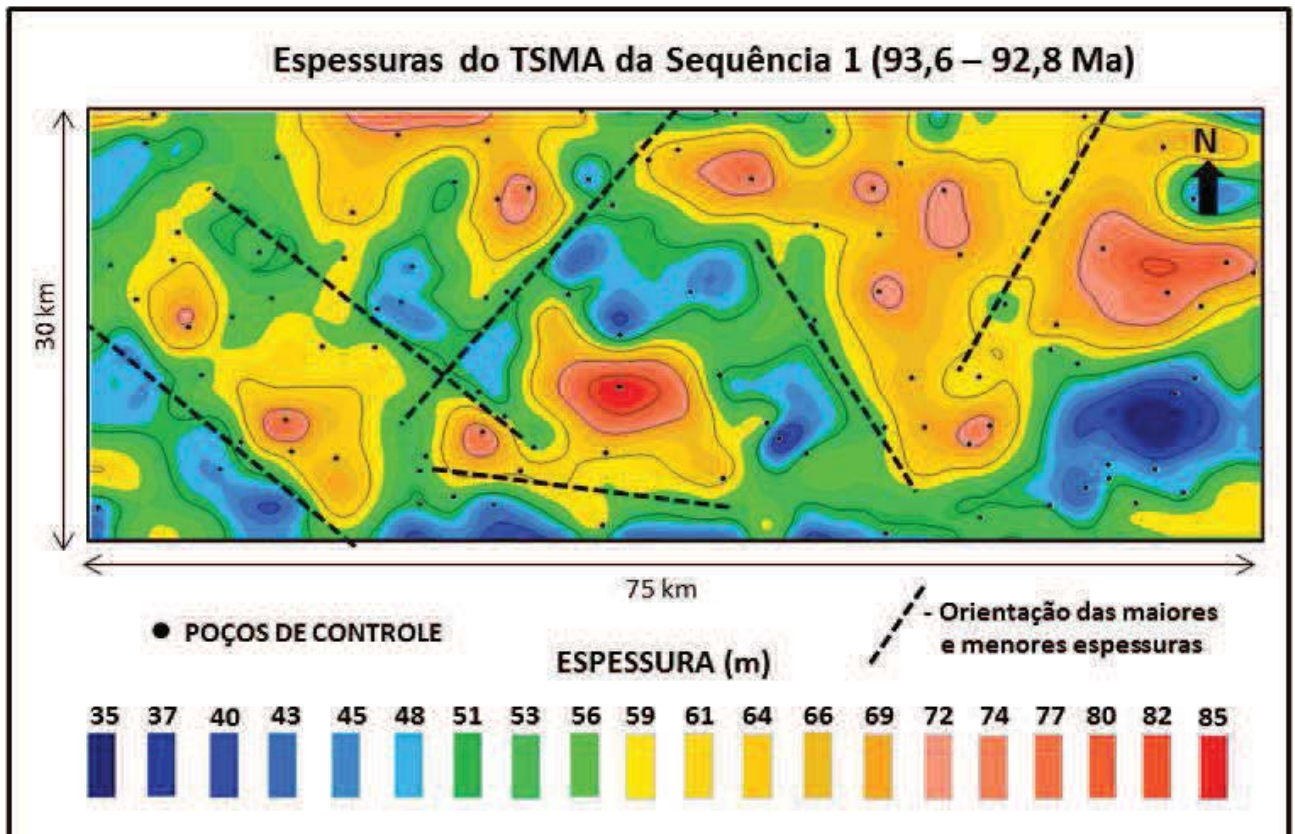


Figura 4.7: Mapa de espessuras do trato de mar alto da Sequência 1.

Os mapas de proporções litológicas indicam um aumento das proporções de arenito, da base para o topo, sugerindo uma regressão do sistema deposicional. Contudo, próximo ao topo do trato de mar alto ocorre um decréscimo da sedimentação siliciclástica e implantação de uma sedimentação mista (carbonato + siliciclástico). Similarmente aos mapas de isópacas, ocorrem duas orientações principais nos litotipos, nas direções NW-SE e NE-SW (figura 4.8).

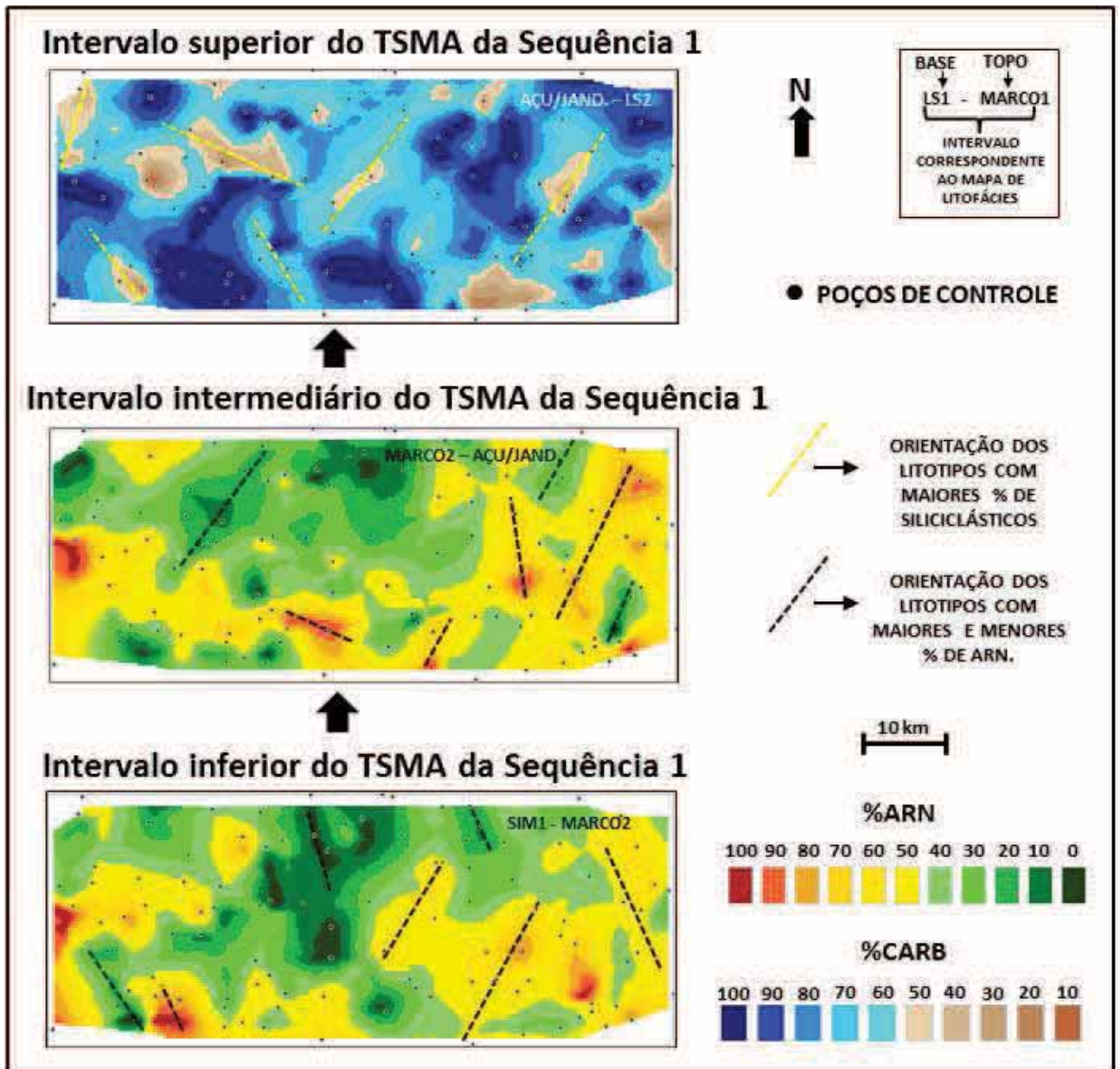


Figura 4.8: Mapas de proporção litológica da porção inferior, intermediária e superior dos tratos de sistemas de mar alto da Sequência 1.

4.3.2 – Sequência Depositional 2

4.3.2.1 – Trato de Sistema Transgressivo (TST)

Observa-se nas seções estratigráficas *dip* e *strike* (figura 4.2 e 4.3) que a passagem do trato de sistemas de mar alto da Sequência 1 para o trato transgressivo da Sequência 2 ocorre de forma discordante e que, somente, próximo ao poço 8, o final do TSMA e o início do TST estariam em conformidade correlata. Mesmo sem o cálculo da descompactação (*backstripping*) verifica-se que a erosão, que caracteriza o contato discordante entre os tratos de sistemas, é maior na porção proximal em relação à porção

mais distal da seção. Conforme citado no ítem 4.1.1, este limite de sequência estaria relacionado a uma discordância do tipo 2.

O mapa de isópacas do TST da Sequência 2 ilustra a predominância de duas orientações principais de preenchimento, nas direções NE-SW e NW-SE. As condições paleoambientais durante a sua sedimentação correspondem a um ambiente carbonático dominado por maré de alta energia (Córdoba, 2001), o que pode ter condicionado a orientação das isópacas deste trato (figura 4.9).

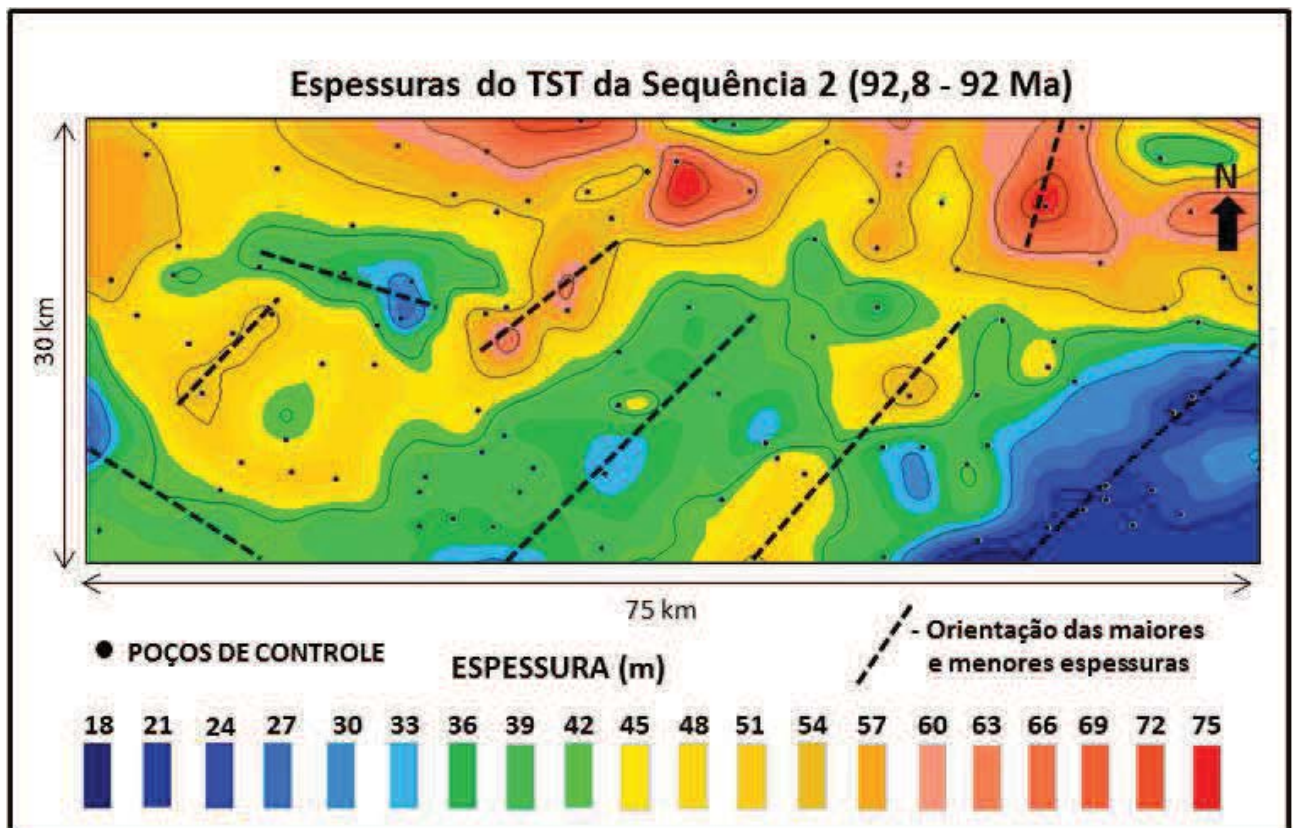


Figura 4.9: Mapa de espessuras do trato transgressivo da Sequência 2.

A partir dos mapas de proporção litológica do TST da Sequência 2 constata-se uma expressiva atenuação no aporte siliciclástico da base para o topo. A borda oeste registra uma sedimentação predominantemente carbonática, enquanto que, na borda leste, a sedimentação é mista. Assim como nos mapas de isópacas, são observadas as mesmas orientações de preenchimento sedimentar, nas direções NW-SE e NE-SW (figura 4.10).

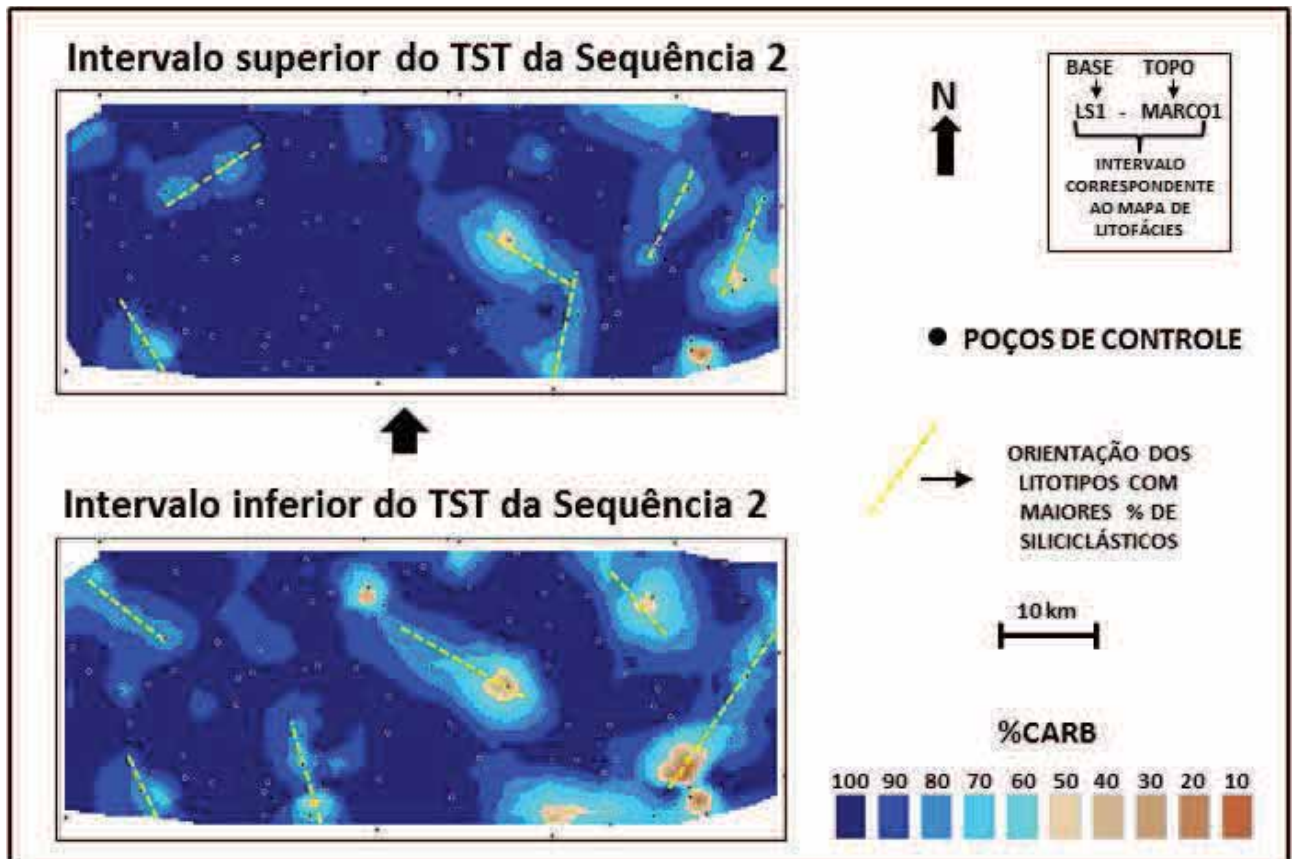


Figura 4.10: Mapa de proporção litológica da porção inferior e superior dos tratos de sistemas transgressivo da Sequência 2.

4.3.2.2 – Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)

Durante a deposição do trato de mar alto da Sequência 2 sucederam-se as maiores espessuras registradas entre os tratos de sistemas mapeados. Os sedimentos que compõem o arcabouço deste trato apresentam duas orientações principais, nas direções NE-SW e NW-SE, preservando as orientações do substrato formado pelo TST, de acordo com o mapa de isópacas ilustrado na figura 4.11.

Nos mapas de proporção litológica, as orientações nas direções NW-SE e NE-SW também são observadas. O aporte siliciclástico diminui na base do trato, mas é retomado com pouca intensidade no topo. A borda leste é a porção com maior aporte siliciclástico, porém, em todo o trato de mar alto da Sequência 2 predomina a sedimentação carbonática (figura 4.12).

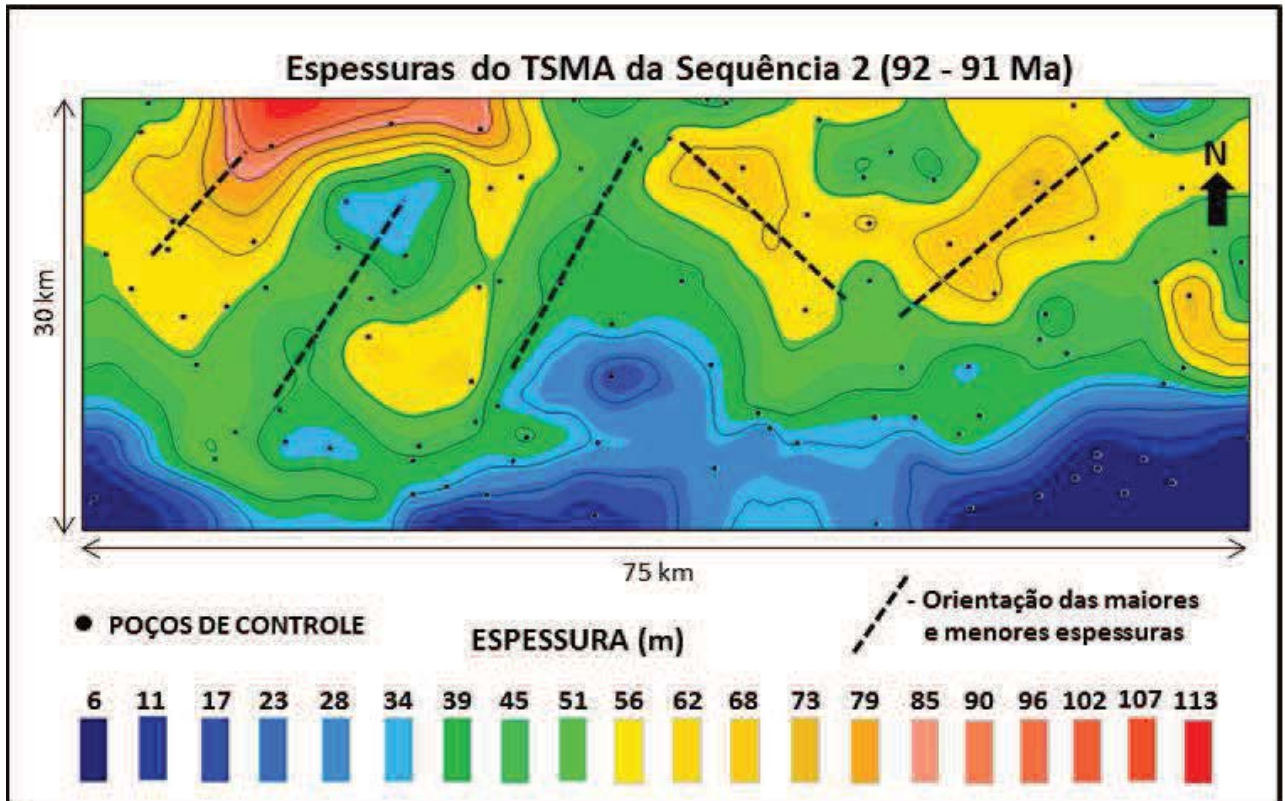


Figura 4.11: Mapa de espessuras do trato de mar alto da Sequência 2.

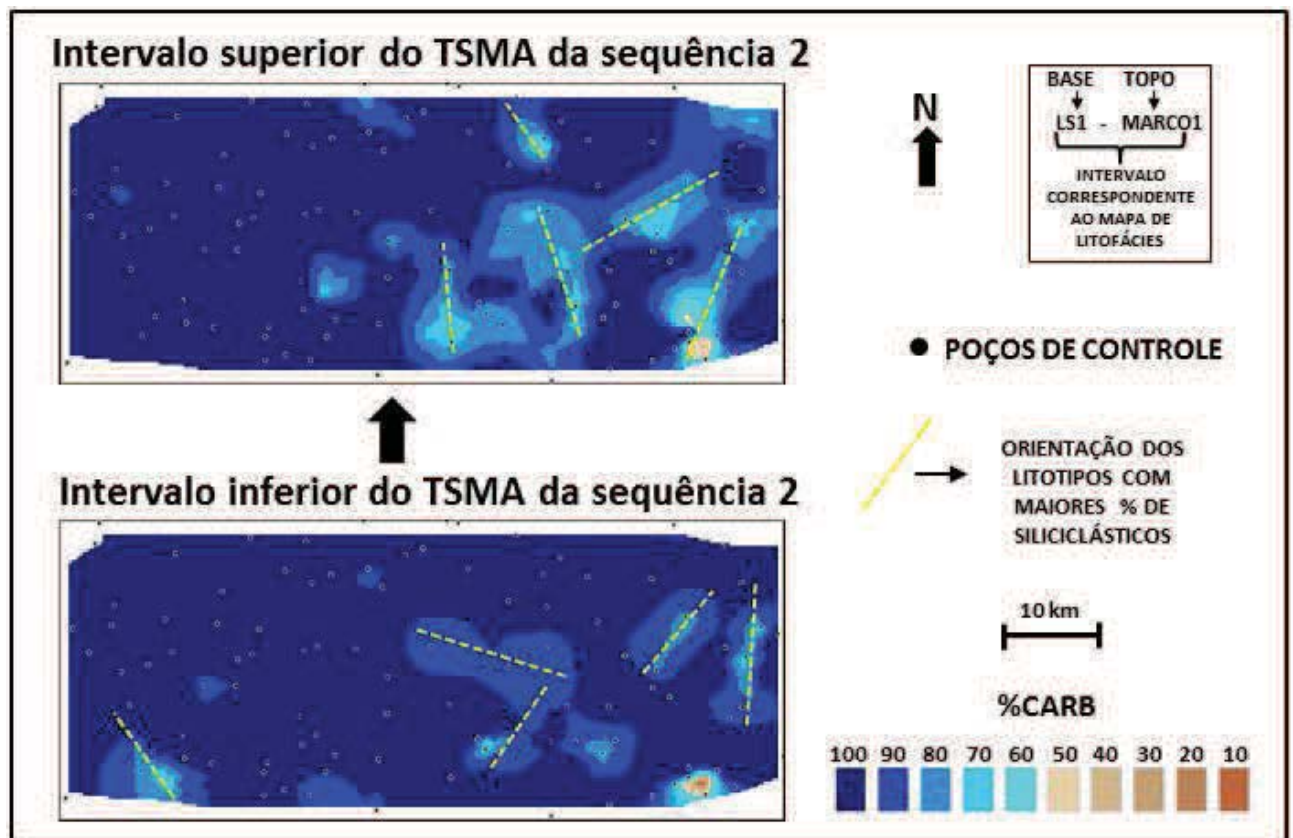


Figura 4.12: Mapas de proporção litológica da porção inferior e superior do trato de sistemas de mar alto da Sequência 2.

4.4 - Simulações

Conforme exposto, as simulações estratigráficas objetivaram o conhecimento das interações entre os processos sedimentares que atuaram durante a deposição das duas sequências deposicionais mapeadas.

Para uma calibração mais precisa e refinada dos cenários simulados, o intervalo de tempo considerado para o cálculo dos processos de sedimentação no tempo, foi de 0,1 Ma, por evento. O “passo de tempo” uniforme para cada evento é uma condição imposta pelo algoritmo do programa. O valor de 0,1 Ma é inferior ao de uma escala de 3ª ordem, mas foi assinalado por ser o intervalo de tempo que melhor se ajustou as variações de espessuras dos tipos litológicos constatados nos poços de controle.

Os resultados das simulações apresentados neste item referem-se ao melhor ajuste encontrado em comparação aos parâmetros medidos de calibração. O controle de qualidade dos cenários simulados com os valores de referência foi feito de forma visual, no caso dos poços, e por mapas de porcentagem de erro, no caso da análise comparativa entre as espessuras simuladas e medidas. As discussões e comentários pertinentes aos resultados serão apresentados no capítulo 5.

4.4.1 – Batimetria e subsidência

A paleobatimetria inicial, equivalente à base do trato transgressivo da Sequência 1, foi estimada pela reconstituição aproximada da geometria da superfície LS1 a partir da projeção da superfície SIM1 à um *datum* horizontal na seção estratigráfica *dip*, sem considerar a descompactação das camadas. A linha de costa no tempo da superfície LS1 foi posicionada de forma interpretativa para mensurar a batimetria em cada um dos pontos posicionados na seção (figura 4.13). Esta abordagem justifica-se, uma vez que os depósitos siliciclásticos são estéreis em fósseis na área de estudo e os dados sísmicos apresentam precária resolução nas profundidades proximais das sequências 1 e 2.

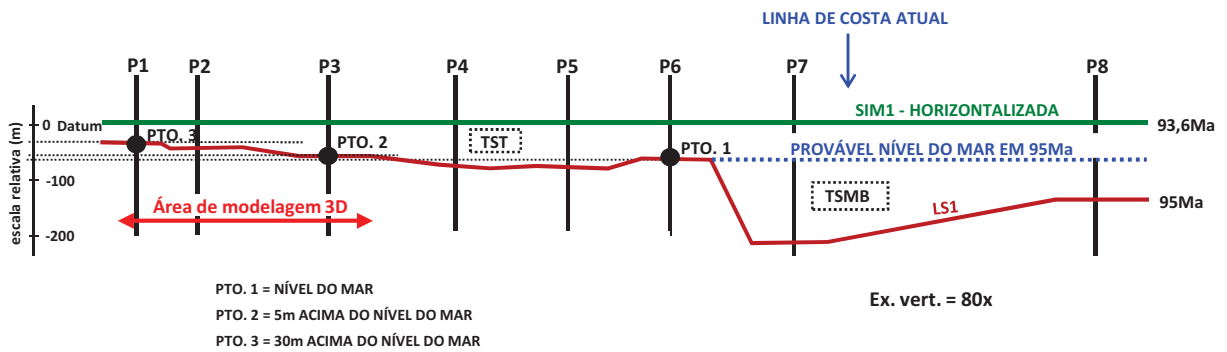


Figura 4.13: Seção estratigráfica *dip* horizontalizada na superfície SIM1.

A paleobatimetria do topo do trato transgressivo foi estimada pelas interpretações de Lana (1997), que propõem profundidades de até 10 m para deposição da porção proximal do trato transgressivo da Sequência 1 (figura 4.14).

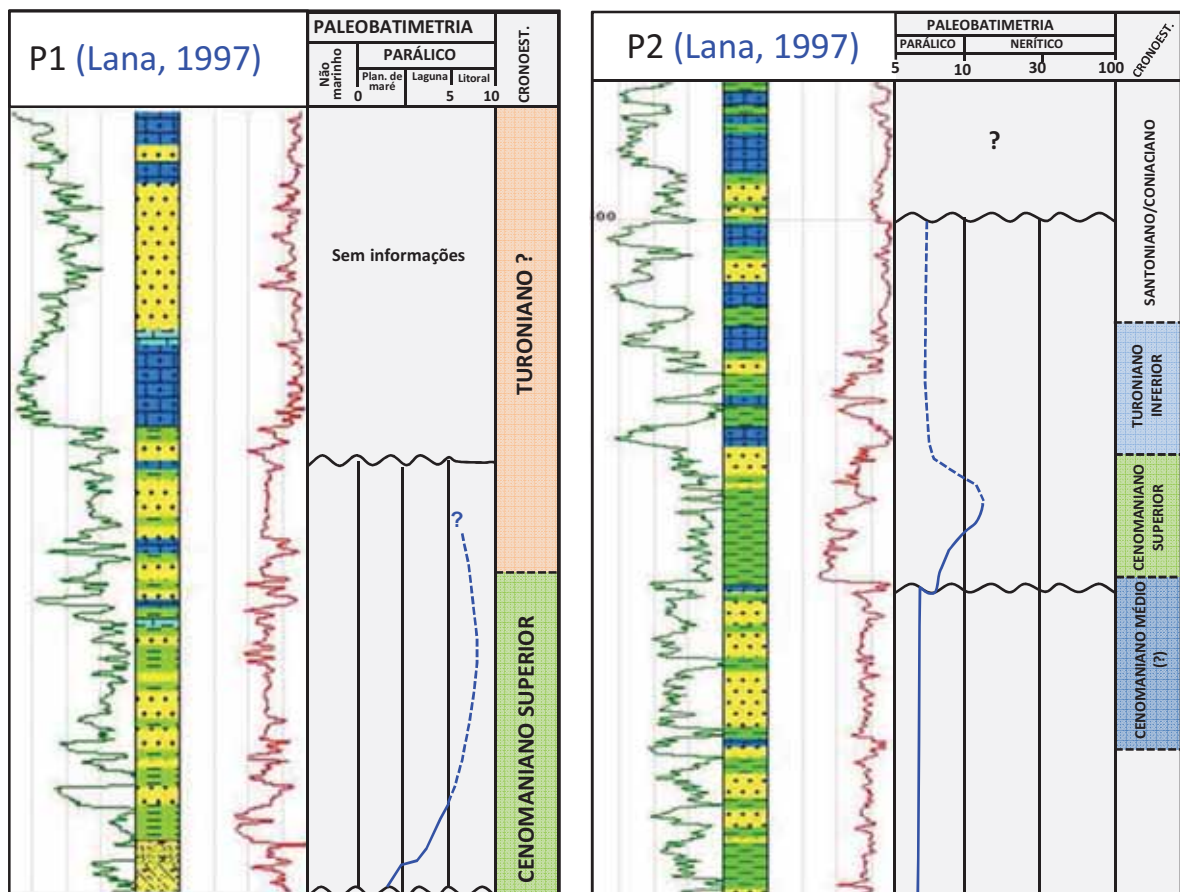


Figura 4.14: Poços P1 e P2 de Lana (1997) localizados próximos à linha de costa, na região da cidade de Macau. Ver localização dos poços no mapa da figura 1.1.

Para o topo do trato de mar alto da Sequência 1, correspondente à superfície LS2, a batimetria foi elaborada a partir de modelos conceituais e pela observação das litofácies. Neste caso, por se tratar de um limite de sequência, haveria exposição da plataforma, mas ao mesmo tempo faz-se necessário uma profundidade mínima para o aparecimento das fácies carbonáticas de baixa energia. Estas condições resultaram em batimetrias extremamente rasas, estimadas entre -2 e 2 m de profundidade, considerando-se os valores positivos abaixo do nível do mar.

Tomando por referência o modelo deposicional e paleobatimétrico proposto por [Córdoba \(2001\)](#), o posicionamento do poço 3 na escala da referida autora (ver discussões da Sequência 2 no capítulo 5), permite estimar que a batimetria para o topo do trato transgressivo da Sequência 2, teria alcançado um valor máximo de 25 m, profundidade limite para o ambiente de rampa interna, e um mínimo de 10 m, maior batimetria de ambientes parálicos. Desta forma, o sítio deposicional carbonático estaria constantemente posicionado em ambientes de alta energia.

Para estimar a paleobatimetria do limite superior da Sequência 2 foi admitido o mesmo conceito utilizado para se estimar a batimetria do topo do trato de mar alto da Sequência 1. Assim, os valores considerados foram de profundidades variando entre -2 e 2 m.

Após estimar as profundidades batimétricas, foram construídos os mapas de paleobatimetria conceituais para cada superfície estratigráfica. Estes mapas constaram de uma composição entre os horizontes estratigráficos e as cotas batimétricas relativas a cada idade de referência, onde os valores das profundidades foram substituídos, proporcionalmente, pelos valores batimétricos interpretados para cada superfície estratigráfica. Os mapas paleobatimétricos decorrentes foram “carregados” no Dionisos® e testados para observar se os valores atribuídos apresentariam coerência com as taxas de sedimentação e as distribuições litológicas constatadas nos poços. Após os pequenos ajustes, estes mapas foram utilizados para constar no cálculo de reconstituição geométrica, a partir das equações 1 e 2, de cada superfície estratigráfica ao tempo da deposição dos tratos de sistemas.

Os valores de subsidência calculados, considerando-se os mapas de isópacas e paleobatimétricos, para cada trato de sistema das sequências 1 e 2 podem ser visualizados na figura 4.15.

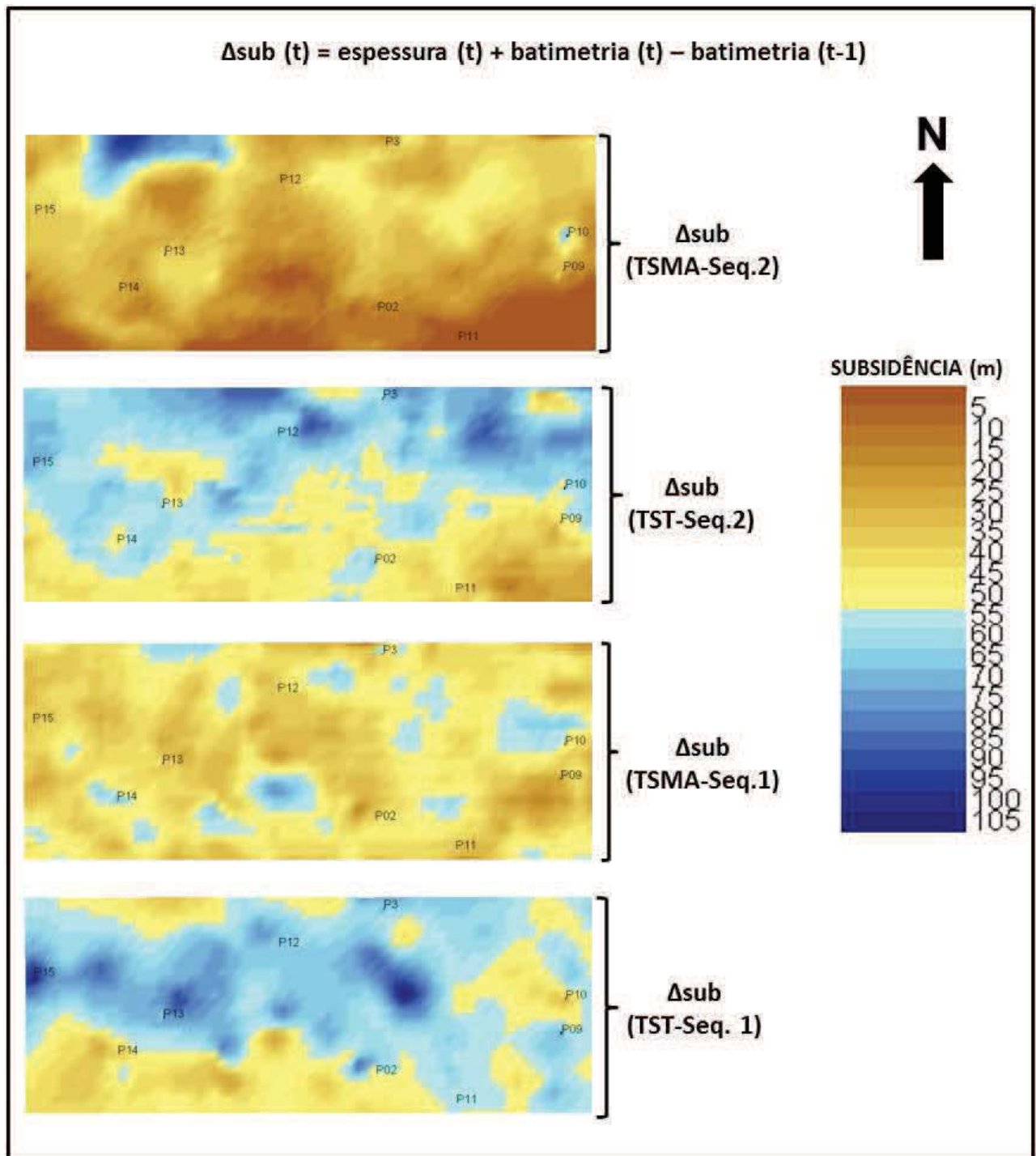


Figura 4.15: Mapas de subsidência para cada intervalo estratigráfico.

Após o cálculo da subsidência, calibração dos poços, da eustasia e dos coeficientes de difusão, comumente, as geometrias das paleobatimetrias conceituais podem ser modificadas em consequência da acomodação de sedimentos e das oscilações eustáticas simuladas. Nestes casos, o melhor cenário calibrado deve se aproximar ao máximo do modelo batimétrico conceitual. A figura 4.16 ilustra a melhor aproximação encontrada para batimetrias simuladas em relação ao modelo batimétrico conceitual.

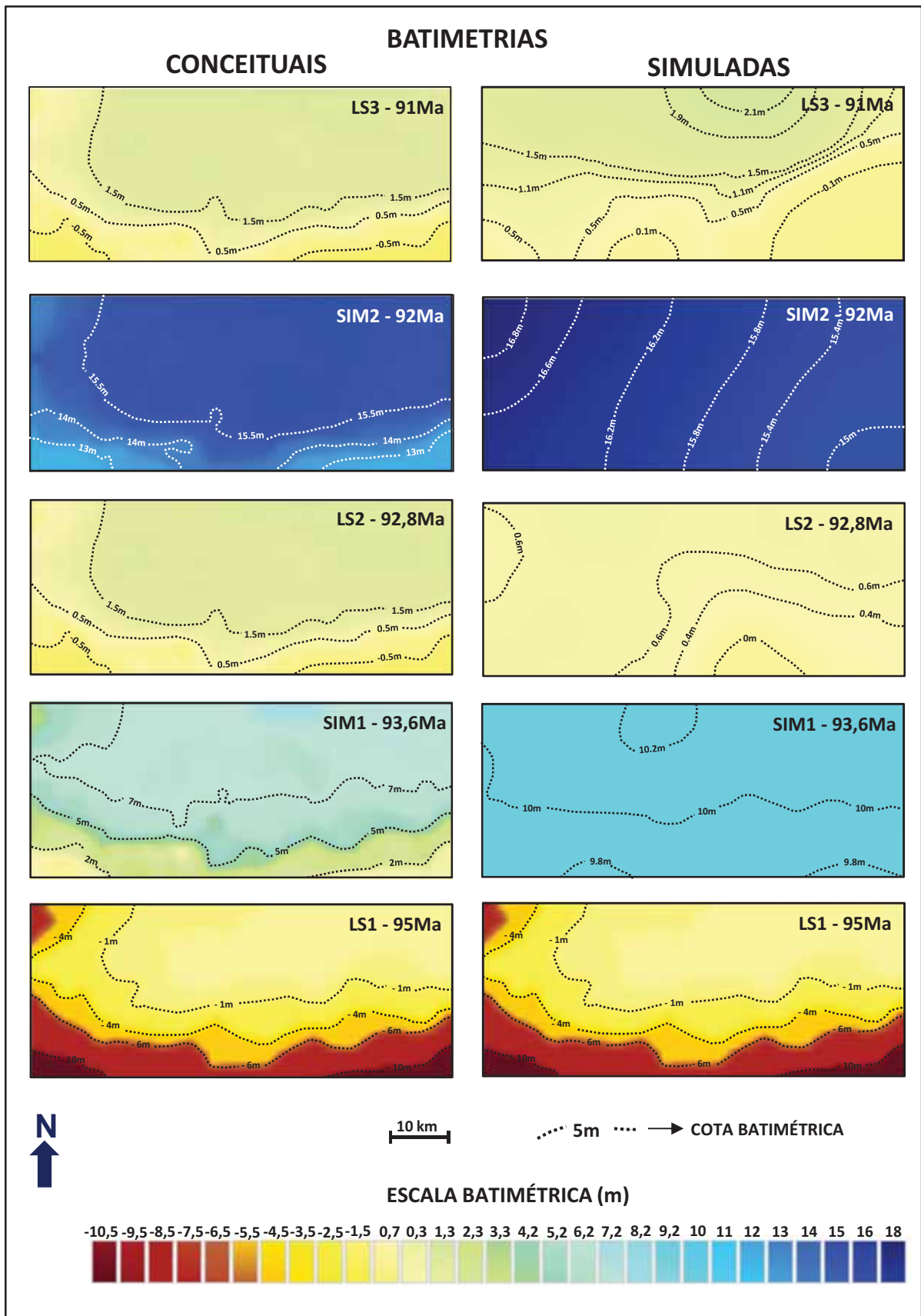


Figura 4.16: Mapas paleobatimétricos conceituais e simulados para cada superfície estratigráfica.

4.4.2 – Energia, frequência e direção das ondas

O retrabalhamento por onda foi utilizado para mimetizar a ação das correntes de maré. Para determinar a energia de ação destas ondas foi considerado o valor máximo alcançado pelas estimativas de paleobatimetrias, no caso 16 m. O ângulo de propagação foi determinado por medidas de paleocorrentes e a frequência ajustada para ambientes dominados por maré, com 100% de atuação nas direções de maré enchente e vazante (tabela 4.1). Os outros parâmetros referentes a tabela 4.1, como: energia, velocidade do vento, período de oscilação e altura das ondas (linhas preenchidas com a cor cinza), são calculados de forma automática pelo Dionisos®.

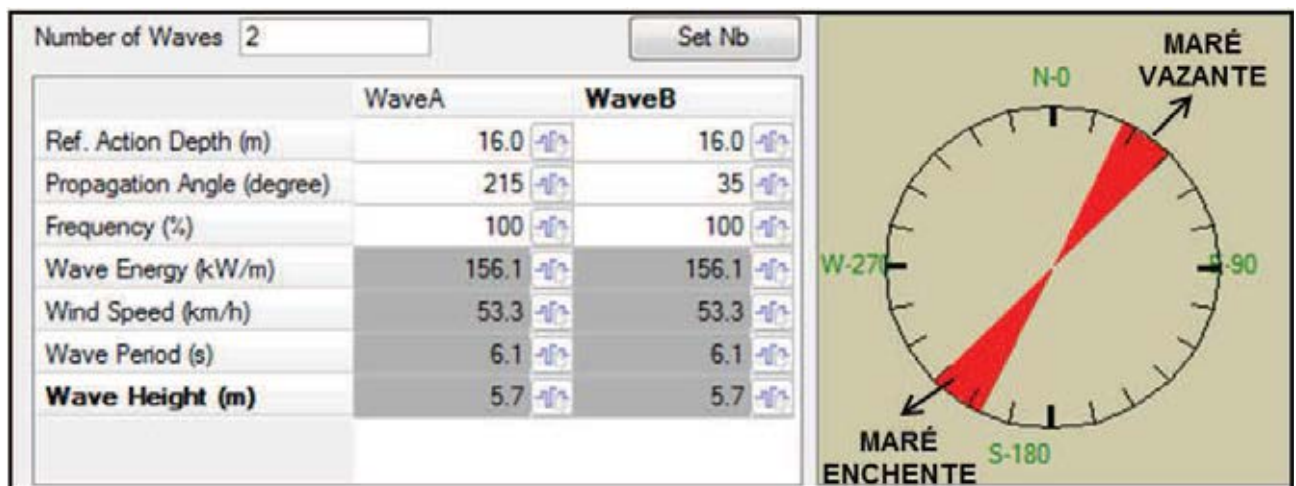


Tabela 4.1: Tabela com os parâmetros de ondas considerados nesta pesquisa.

4.4.3 – Coeficiente de difusão

Conforme as referências bibliográficas e as observações de afloramentos levantadas nesta pesquisa, os ambientes sedimentares que predominaram durante o intervalo estratigráfico estudado são: fluvial e maré, ou seja, continental e marinho proximal.

O valor do coeficiente de difusão (K) utilizado para cada ambiente sedimentar e tipo litológico foi estimado, inicialmente, de forma automática pelo Dionisos®. A partir deste valor obtido observou-se a necessidade de um ajuste mais preciso do K até a melhor calibração da distribuição da carga sedimentar e litologias de acordo com as informações dos poços e das isópacas de cada trato de sistema. Os valores de K que melhor se ajustaram aos cenários simulados podem ser visualizados na tabela 4.2.

Gravity-Driven Transport (km²/kyr) $Q_{sed} = K_{gravity} \cdot Slope$				
	Sand	Shale	Carbo_Grainy	Carbo_Muddy
Continental (km ² /kyr)	30.2	67.6	30.2	42.7
Marine (km²/kyr)	0.564	2.82	0.564	1.12

Water-Driven Transport (km²/kyr) $Q_{sed} = K_{water} \cdot Q_{water} \cdot Slope$				
<input type="checkbox"/> Water Flow defined in m ³ /s		<input checked="" type="checkbox"/> Water Flow defined in (m ³ /s)/km		
	Sand	Shale	Carbo_Grainy	Carbo_Muddy
Continental (km ² /kyr)	90.7	202	90.7	128
Marine (km²/kyr)	3.2	17	3.2	6.7

Wave influence on Transport (km²/kyr) $Q_{sed} = K_{wave} \cdot WaveEnergy \cdot Slope$				
Ref. Swells Depth (m)	<input type="checkbox"/> No Wave Modelling <input type="checkbox"/> 1D Simple = Constant <input type="checkbox"/> 1D Model = f(bathymetry)			
<input type="text" value="16"/>				
	Sand	Shale	Carbo_Grainy	Carbo_Muddy
K Wave (km²/kyr)	120	270	120	171

Tabela 4.2: Tabela com os coeficientes de difusão considerados para os ambientes: continental e marinho proximal para cada agente de transporte (gravidade, fluxo de água e ondas).

4.4.4 – Área fonte, fluxo sedimentar e taxa de sedimentação

A partir dos mapas de litofácies, em analogia ao mapa litológico do presente, puderam ser interpretadas as principais áreas fonte que contribuíram para a sedimentação siliciclástica durante o Mesocenomaniano-Neoturoniano na área estudada. De acordo com estes mapas, a área fonte da borda sul perdurou, pelo menos, desde o Mesocenomaniano até o tempo presente. Em contrapartida, a área fonte da borda oeste se dissipa a partir do Mesoturoniano até se extinguir totalmente no Neoturoniano (figura 4.17).

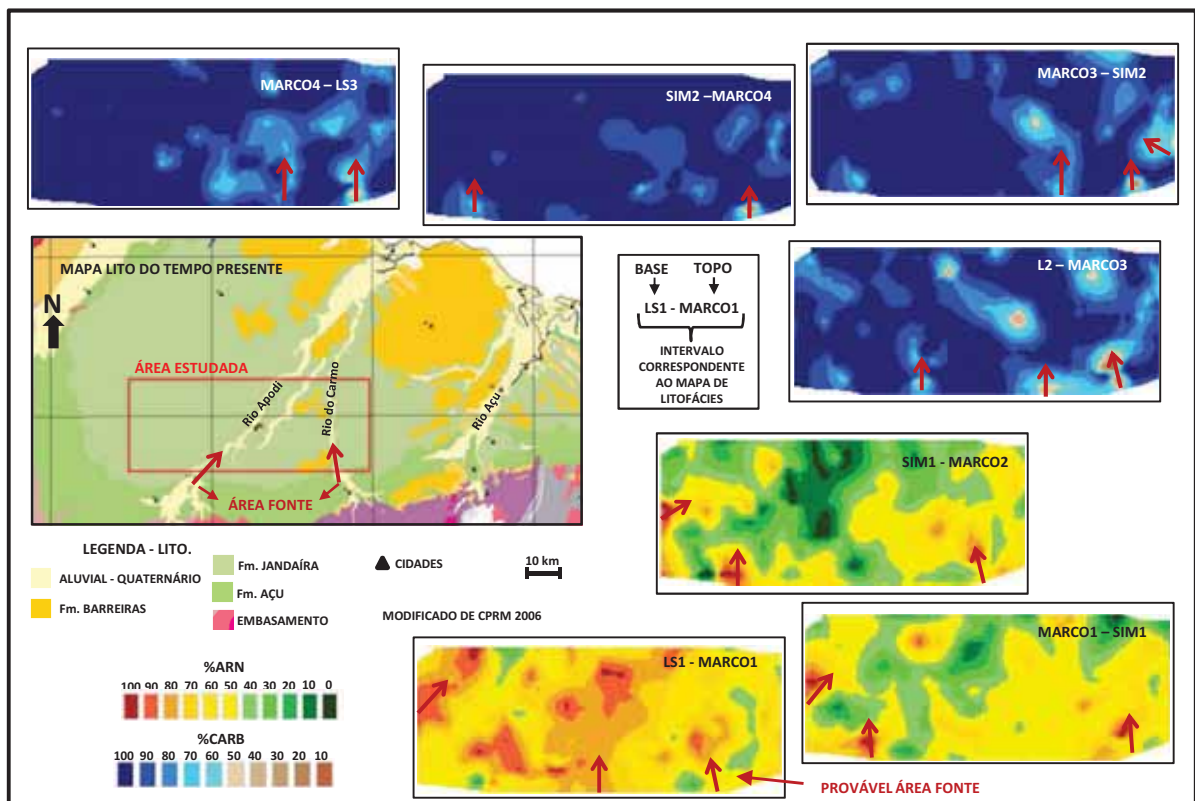


Figura 4.17: Análise comparativa entre o mapa litológico do presente e aqueles relacionados ao Mesocenomaniano-Neoturoniano da borda sudoeste da Bacia Potiguar emersa.

O volume de sedimentos siliciclásticos proveniente das fontes identificadas pôde ser quantificado a partir da calibração dos poços e das espessuras. A proporção calculada foi de 90% provenientes da borda sul, enquanto que, somente 10% proveem da borda oeste (figura 4.18).

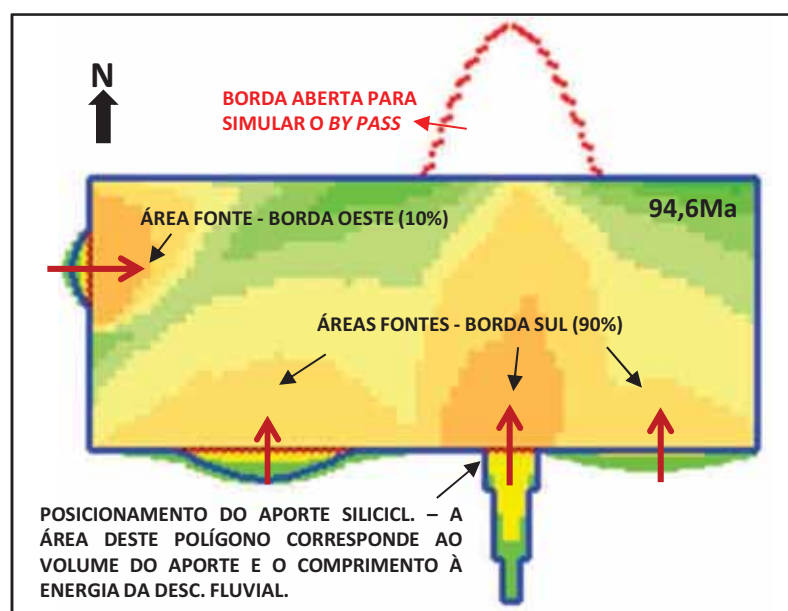


Figura 4.18: Mapa de 94,6 Ma utilizado para ilustrar o posicionamento das áreas fonte.

Os valores de aporte, proporções litológicas e descargas fluviais siliciclásticas que melhor se ajustaram as informações dos poços de calibração e aos mapas de isópacas estão sintetizados no gráfico 4.1.

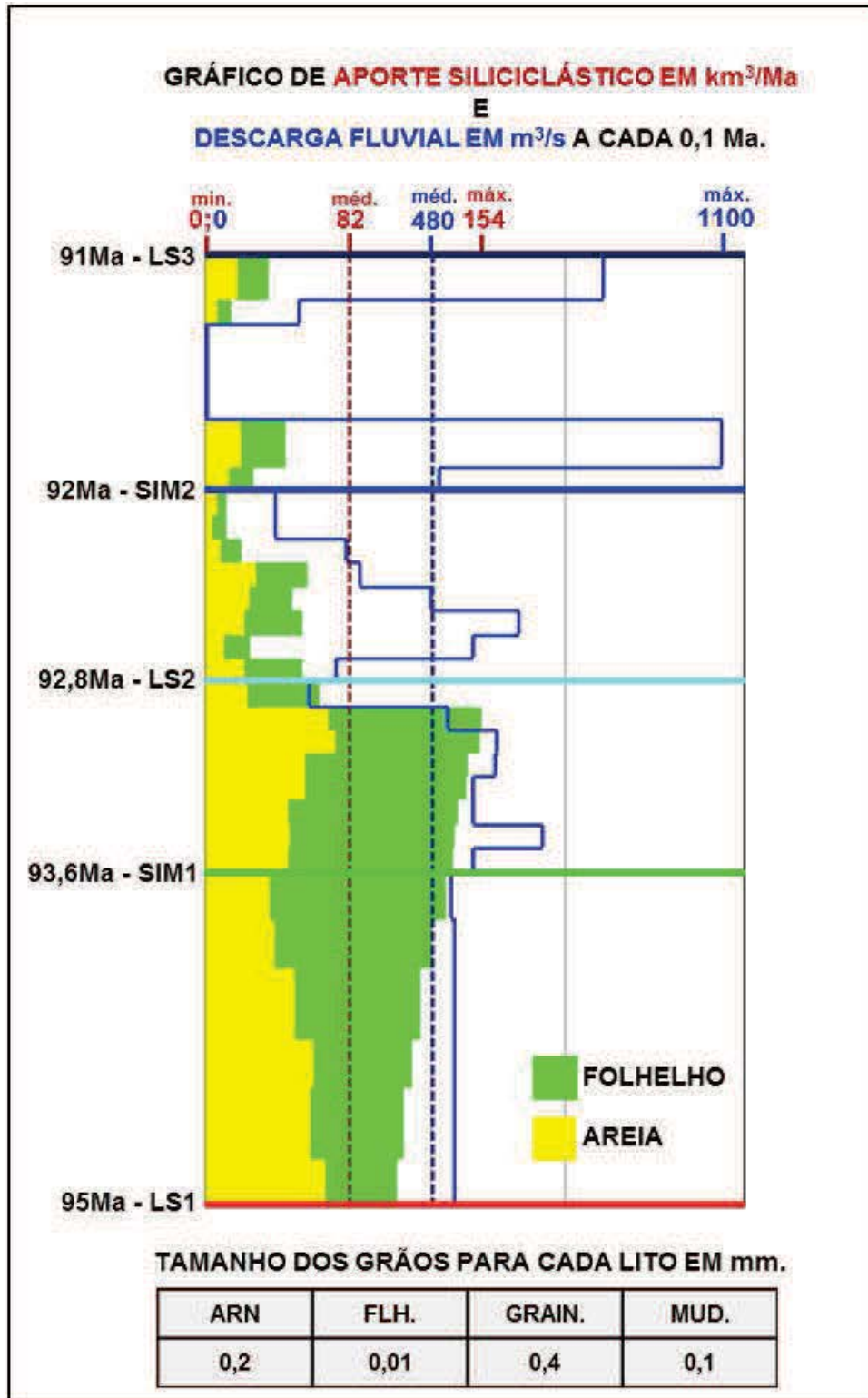


Gráfico 4.1: Gráfico de proporções de sedimentos siliciclásticos por tempo e tamanho de grãos considerados para as simulações.

De acordo com a descarga fluvial e a taxa de sedimentação média calculadas para o todo intervalo siliciclástico da Sequência 1 pôde-se estimar a concentração de sedimentos, em g/l, dos fluxos fluviais que ocorreram durante este período (figura 4.19).

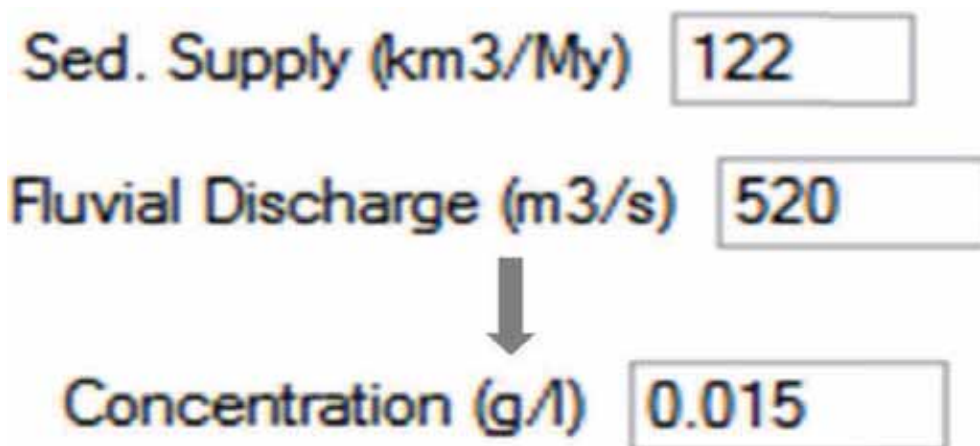


Figura 4.19: Estimativa da concentração, em g/l, dos paleo-canais fluviais.

A produção carbonática é estimada no Dionisos® em função do tempo, da batimetria, da energia de onda, das condições ecológicas ou mesmo pela atribuição de um mapa de valores de produção carbonática. Deste modo, para a calibração da taxa de produção em função tempo buscou-se uma equivalência entre os valores de isópacas e as espessuras dos ciclos de alta e baixa energia, no intervalo de 0,1 Ma. As taxas de produção carbonáticas por batimetria e energia de onda foram ajustadas pela interação entre os modelos conceituais e os resultados das simulações numéricas (figuras 4.20A, B e C). O parâmetro ecologia e o mapa de produção não foram considerados.

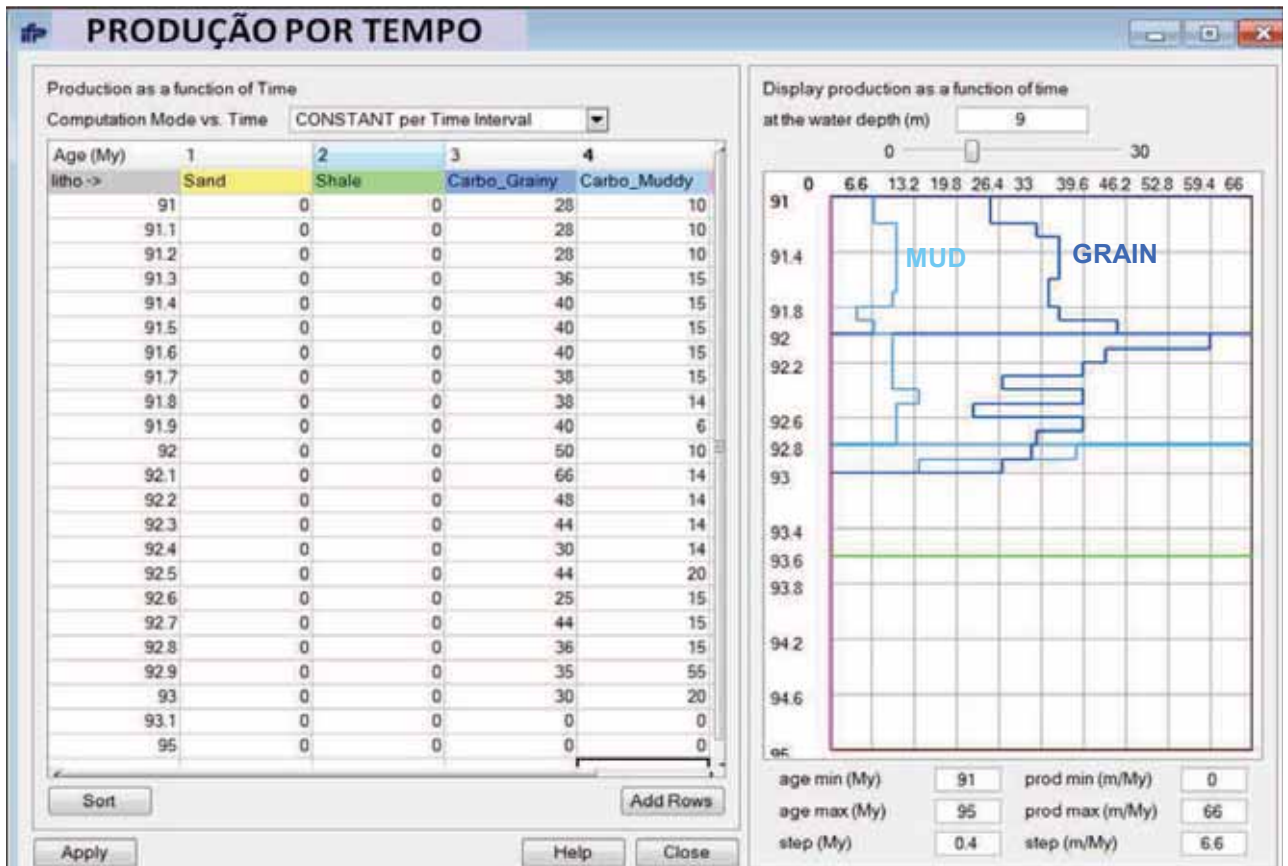


Figura 4.20A: Produção carbonática por tempo, em m/Ma.

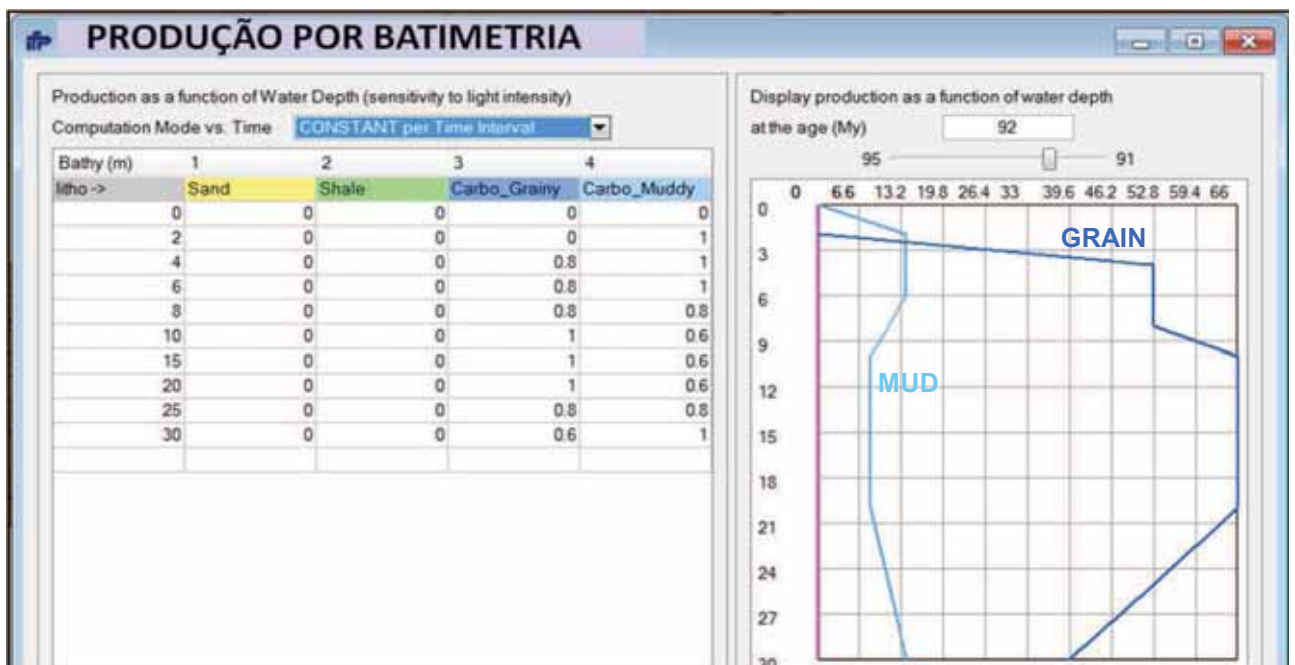


Figura 4.20B: Produção carbonática por batimetria, em porcentagem de produção.

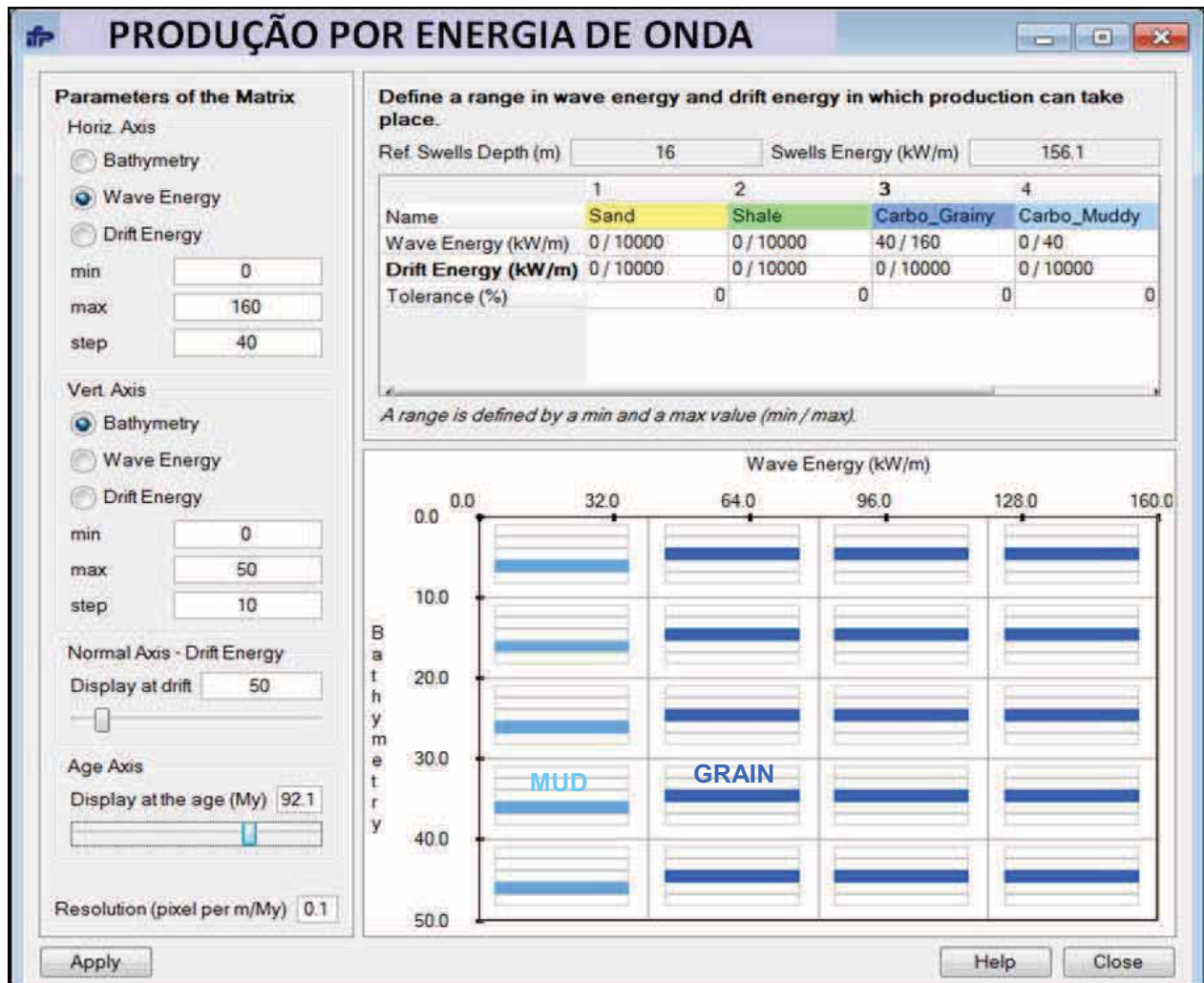


Figura 4.20C: Produção carbonática por energia de onda em relação à batimetria.

A calibração das espessuras em cada intervalo estratigráfico foi realizada variando-se os valores de aporte siliciclástico e produção carbonática. Para a melhor visualização dos cenários testados foram utilizados mapas de porcentagem de erro, que representam a diferença entre as espessuras simuladas e as espessuras medidas de cada trato de sistema. O cálculo do mapa de erro foi realizado a partir da equação 4:

$$(4) \text{ Diferença de espessura (\%)} = \left\{ \left[\text{Prof.}_{(simulada)}(t) - \text{Prof.}_{(simulada)}(t-1) \right] - \left[\text{Prof.}_{(medida)}(t-1) - \text{Prof.}_{(medida)}(t) \right] \right\} / \text{Espessura}_{(medida)}(t-1) * 100$$

O ajuste com 100% de precisão, ou seja, 0% de diferença entre os mapas medidos e os simulados é até possível de ser alcançado, mas devido à escala de tempo geológico, área do modelo e tamanho de cada cela esta exatidão demandaria muito tempo de cálculo e fugiria da escala de modelagem de bacia. Desta forma, a porcentagem de erro considerada como uma boa precisão foi de até $\pm 10\%$ de diferença, de acordo com os mapas das figuras 4.21A e B.

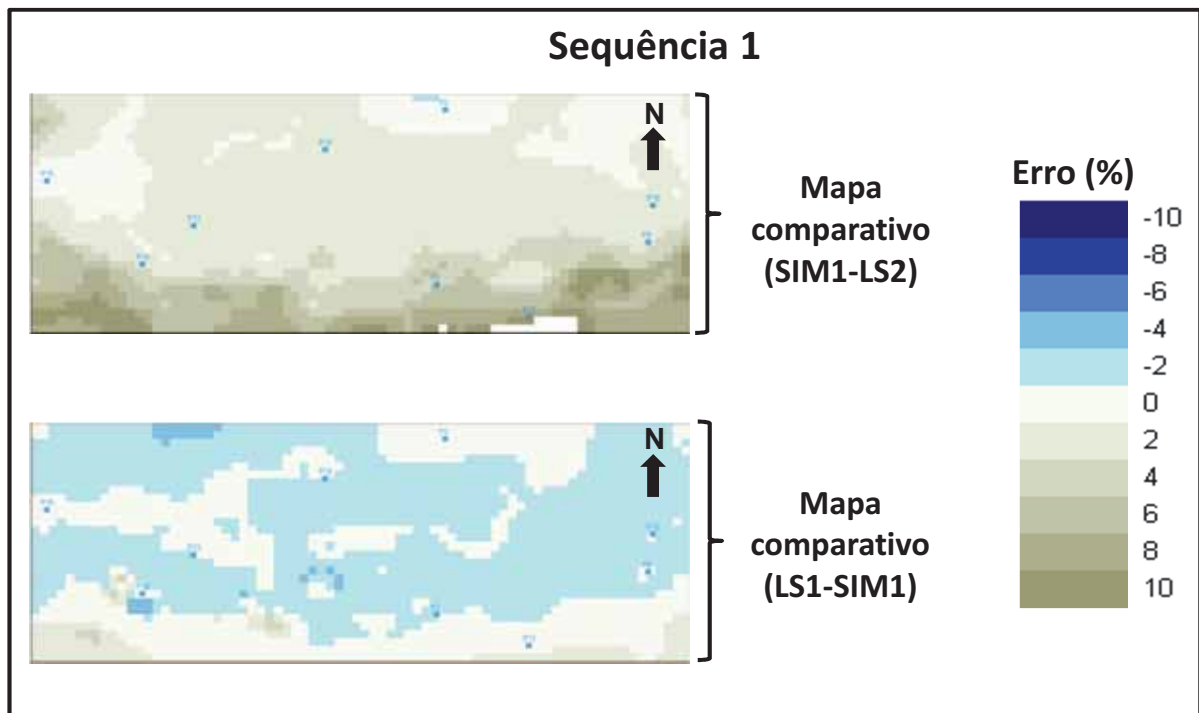


Figura 4.21A: : Mapas comparativos entre as espessuras simuladas e medidas dos intervalos estratigráficos da Sequência 1.

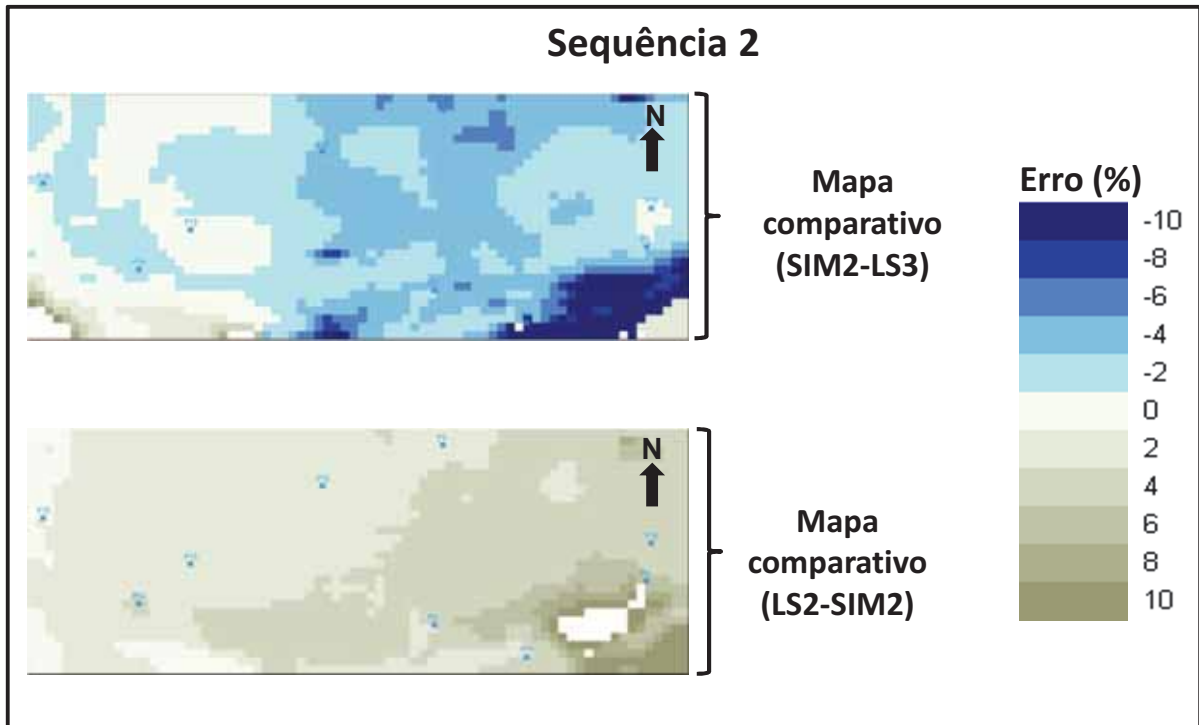


Figura 4.21B: : Mapas comparativos entre as espessuras simuladas e medidas dos intervalos estratigráficos da Sequência 2.

Para mensurar e comparar, em uma mesma escala, as taxas de sedimentação das seqüências deposicionais 1 e 2, onde predominaram as sedimentações siliciclástica e carbonática, respectivamente, foi construído um gráfico, a partir das equações 5A e 5B, onde calcula-se os valores de sedimentação para cada tipo litológico, em m/0,1Ma, a cada passo de tempo calculado (gráfico 4.2).

(5A) $Espessura\ acumulada_{(siliciclásticos)} = Espessura\ da\ camada\ (t\ à\ t-1) * \% \text{ Siliciclástico};$

(5B) $Espessura\ acumulada_{(carbonatos)} = Espessura\ da\ camada\ (t\ à\ t-1) * \% \text{ Carbonatos}.$

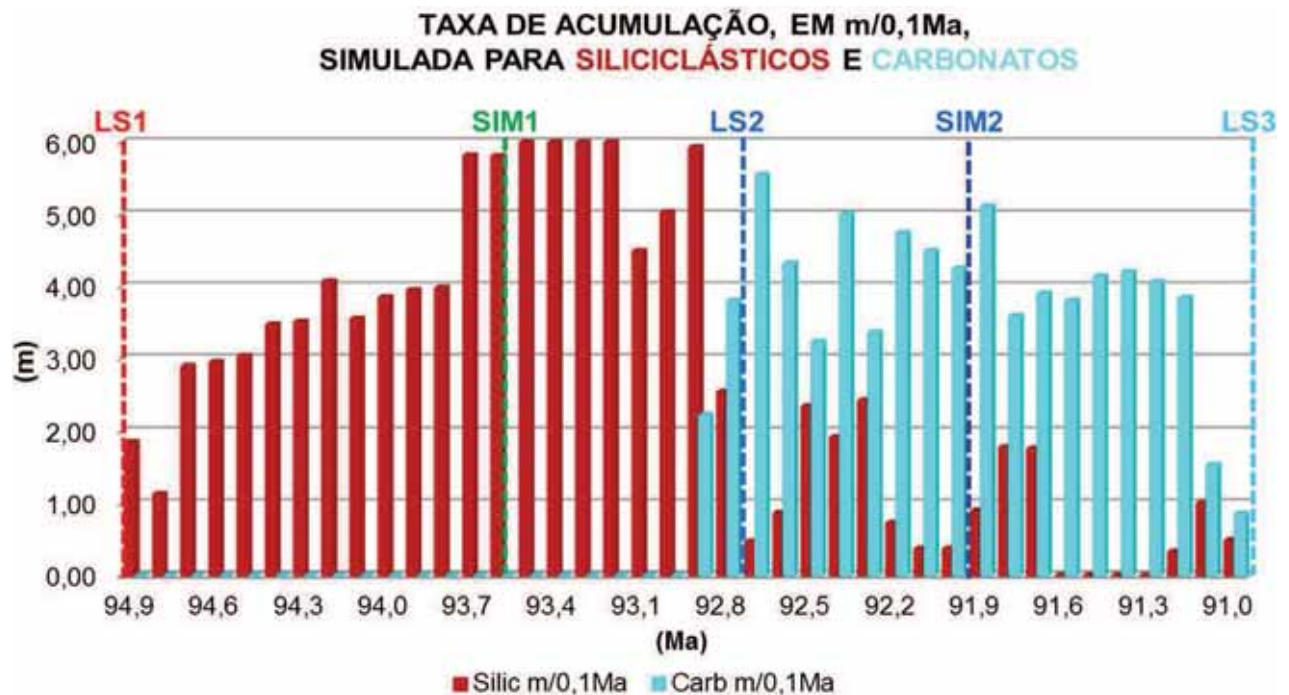


Gráfico 4.2: Gráfico de taxa de acumulação sedimentar para cada intervalo de tempo simulado. Para representar um único valor de referência para cada camada foi considerada a mediana da distribuição dos valores da malha de pontos, uma vez que a distribuição destes valores é assimétrica.

Este gráfico representa o valor da taxa de acumulação sedimentar considerando-se apenas a espessura atual de cada intervalo de tempo simulado, ou seja, o cálculo da descompactação não foi realizado devido à impossibilidade de se estimar com exatidão a sobrecarga sedimentar erodida. Além disso, a quantificação do volume de poros não teria aplicação prática no Dionisos®, pois o software não considera para efeito de cálculo o espaço poroso e preenche todo o volume da camada com sedimentos. Para se obter o valor apropriado das taxas de acumulação seria necessário subtrair de cada passo de tempo as variações da porosidade.

Entretanto, mesmo com os valores de taxas de acumulação sobrestimados, o que se pode observar no gráfico é que estas taxas são de fato pequenas. A sedimentação siliciclástica, durante a deposição da Sequência 1, foi na ordem de 42 m/Ma, enquanto que, a sedimentação carbonática, durante a Sequência 2, foi na ordem de 38 m/Ma. Esta proximidade nos valores faz com que estas taxas de sedimentação entre as sequências 1 e 2 sejam interpretadas como equivalentes, ou seja, a taxa de acumulação siliciclástica na Sequência 1 equivale às taxas de acumulação carbonática na Sequência 2. Provavelmente esta equivalência se deve ao fato de que não houve grandes variações na criação de espaço de acomodação durante a deposição das sequências. Caso houvesse espaço para a sedimentação, as rochas carbonáticas de águas rasas poderiam alcançar taxas de acumulação na ordem de 200 a até 2000 m/Ma (Rao, 1996).

4.4.5 – Calibração de poços

A partir da formulação completa do modelo estratigráfico foram realizadas dezenas de simulações para calibrar as distribuições litológicas, espessuras sedimentares e as profundidades batimétricas aos poços de controle. Foram necessárias algumas variações na eustasia para se controlar, a cada passo de tempo, a variação no espaço de acomodação, a batimetria e a distribuição dos litotipos considerados.

A representação da calibração refinada dos resultados é ilustrada a partir das variações de eustasia, proporções litológicas, batimetrias e espessuras das superfícies em função dos dados medidos, como: as descrições de calha, o perfil de raios gama e os marcadores estratigráficos, conforme as figuras 4.22A, B e C.

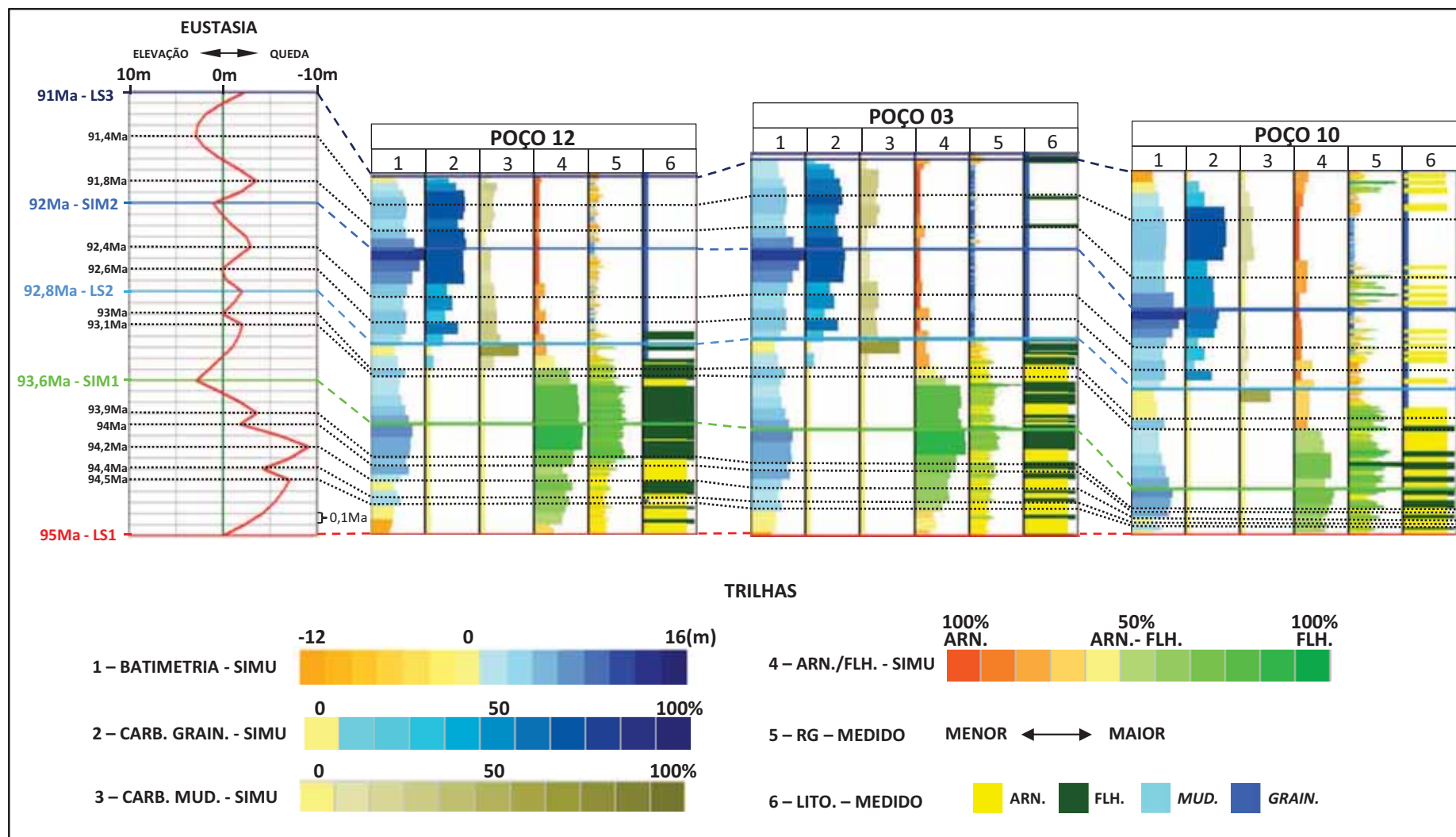


Figura 4.22A: Comparação entre os parâmetros simulados, como: batimetria, *grainstone*, *mudstone*, arenito e folhelho, e os medidos, como: RG e litologia dos poços 12, 03 e 10 em função da oscilação eustática calibrada para a área estudada.

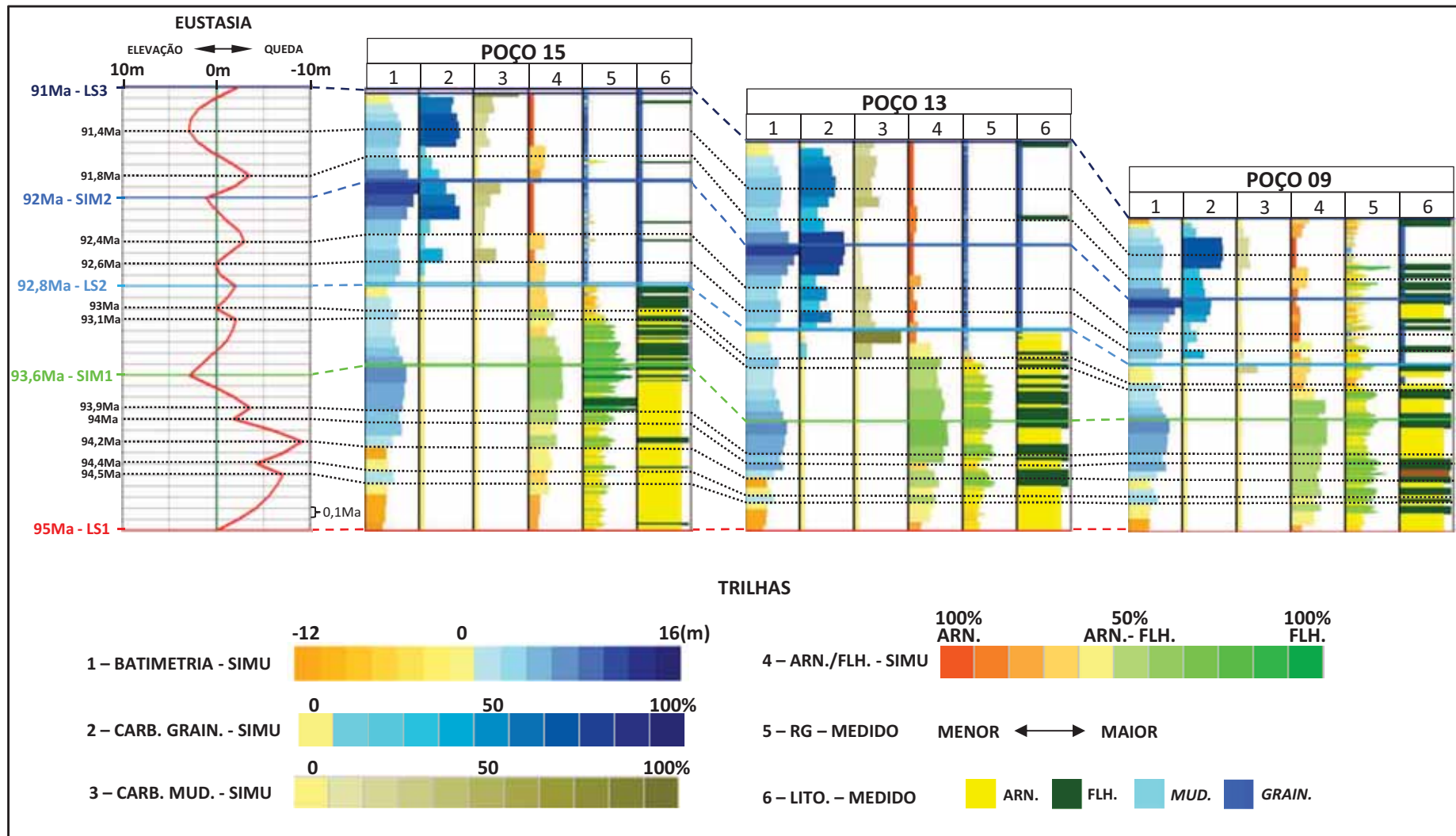


Figura 4.22B: Comparação entre os parâmetros simulados, como: batimetria, *grainstone*, *mudstone*, arenito e folhelho, e os medidos, como: RG e litologia dos poços 15, 13 e 09 em função da oscilação eustática calibrada para a área estudada.

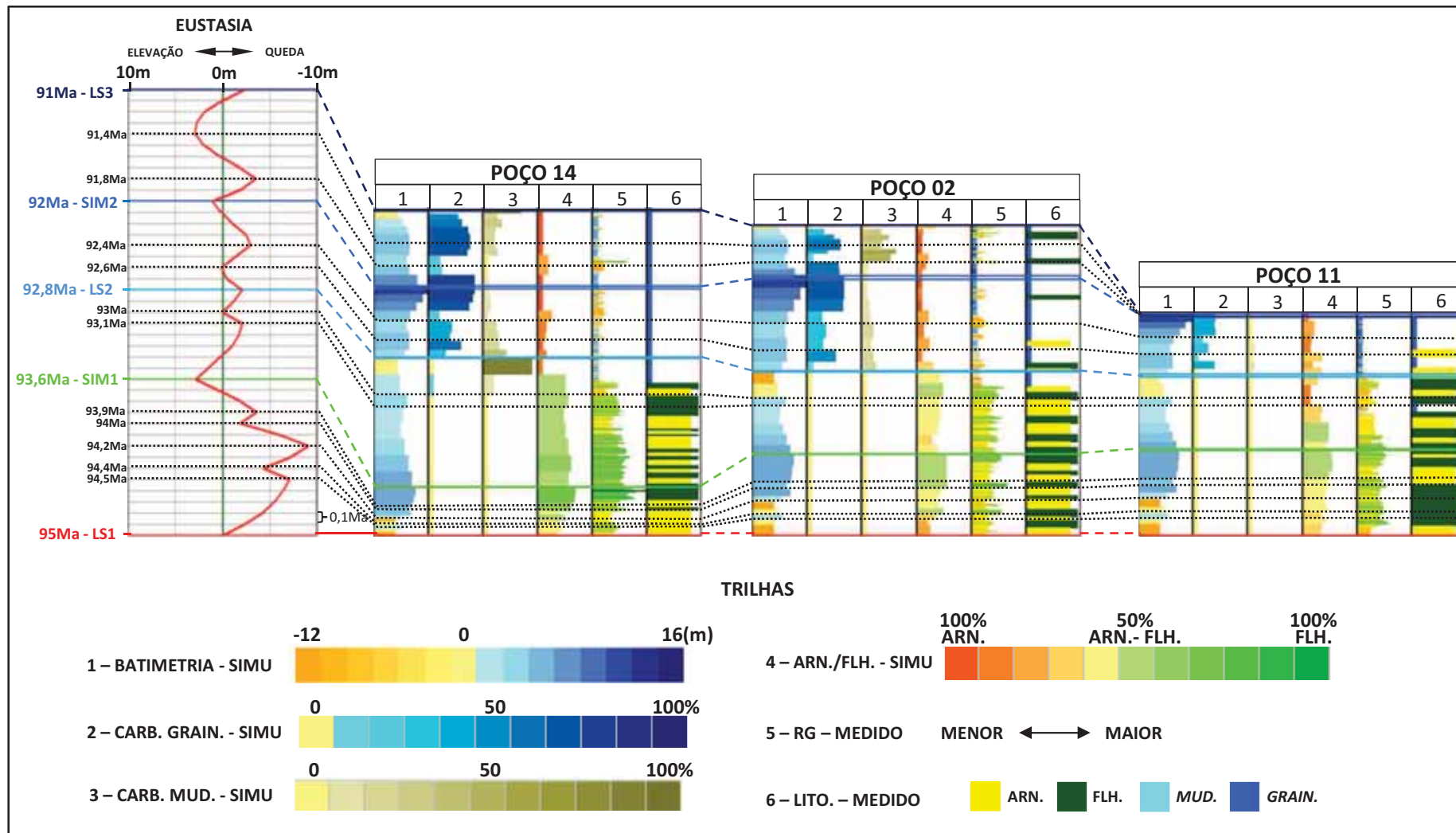


Figura 4.22C: Comparação entre os parâmetros simulados, como: batimetria, *grainstone*, *mudstone*, arenito e folhelho, e os medidos, como: RG e litologia dos poços 14, 02 e 11 em função da oscilação eustática calibrada para a área estudada.

4.4.6 – Modelo tridimensional de fácies

Uma das grandes vantagens de modelagens estratigráficas *forward* é a possibilidade da integração das propriedades simuladas em um modelo tridimensional de fácies e visualização no tempo. Para este trabalho optou-se pela representação, em três dimensões, das superfícies chave e das seções estratigráficas principais (*dip* e *strike*) em relação às proporções de cada litologia simulada (arenito, folhelho, *grainstone* e *mudstone*).

Como em algumas situações coexistem proporções das quatro litologias simuladas em uma determinada cela da malha de pontos foi necessário desenvolver uma metodologia para representar estas quatro propriedades ao mesmo tempo. Esta metodologia constou de um aprimoramento da representação litológica de [Krumbein \(1948\)](#). Desta forma foram construídos dois diagramas ternários agrupando siliciclásticos e carbonatos com subdivisões de 20% cada, onde cada um dos diagramas decompõe um grupo e agrupa o outro grupo litológico, reproduzindo três dentre as quatro litologias ao mesmo tempo. Em outras palavras, o diagrama 1 representa a decomposição dos siliciclásticos, posicionando arenito (ARN) e folhelho (FLH) em cada aresta e na outra extremidade agrupa os carbonatos (CARB) e o diagrama 2 representa a decomposição dos carbonatos, posicionando *grainstone* (GRAIN) e *mudstone* (MUD) em cada aresta e na outra extremidade agrupa os siliciclásticos (SILIC). A utilização de cada diagrama para reproduzir as proporções litológicas foi delimitada da seguinte forma: quando há predominância de siliciclásticos (>50%) plota-se as proporções no ternário que representa a decomposição dos siliciclásticos (diagrama 1) e quando há predominância de carbonatos (>50%) plota-se as proporções no ternário que representa a decomposição dos carbonatos (diagrama 2). O resultado final constitui uma somatória das combinações litológicas dos dois diagramas. Esta somatória pode caracterizar até cinquenta possibilidades de combinações de classes litológicas, simbolizadas por diferentes cores, conforme ilustrado na figura 4.23.

Os mapas de proporção litológica calculados a cada 0,1 Ma são em referência ao intervalo de tempo t à $t-1$. Por exemplo, o mapa de idade 93 Ma representa as proporções que ocorreram entre 93,1 e 93 Ma. Para expor em detalhe as variações de litofácies que ocorrem entre as sequências deposicionais, todos os intervalos simulados foram considerados na representação do modelo tridimensional de litofácies, podendo ser visualizado nas figuras 4.24A e B e 4.25.

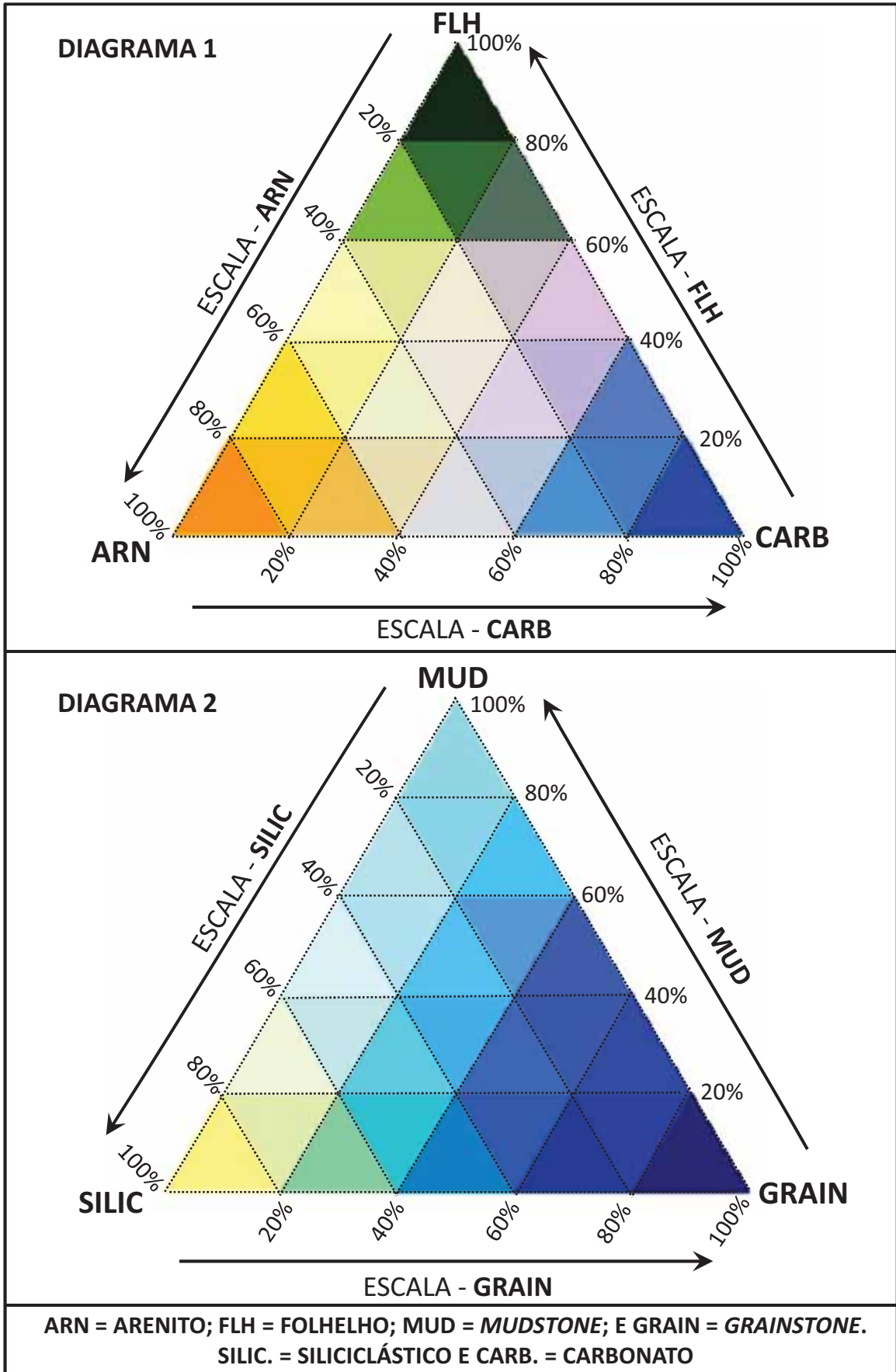


Figura 4.23: Diagramas ternários representando as 50 classes de litofácies.

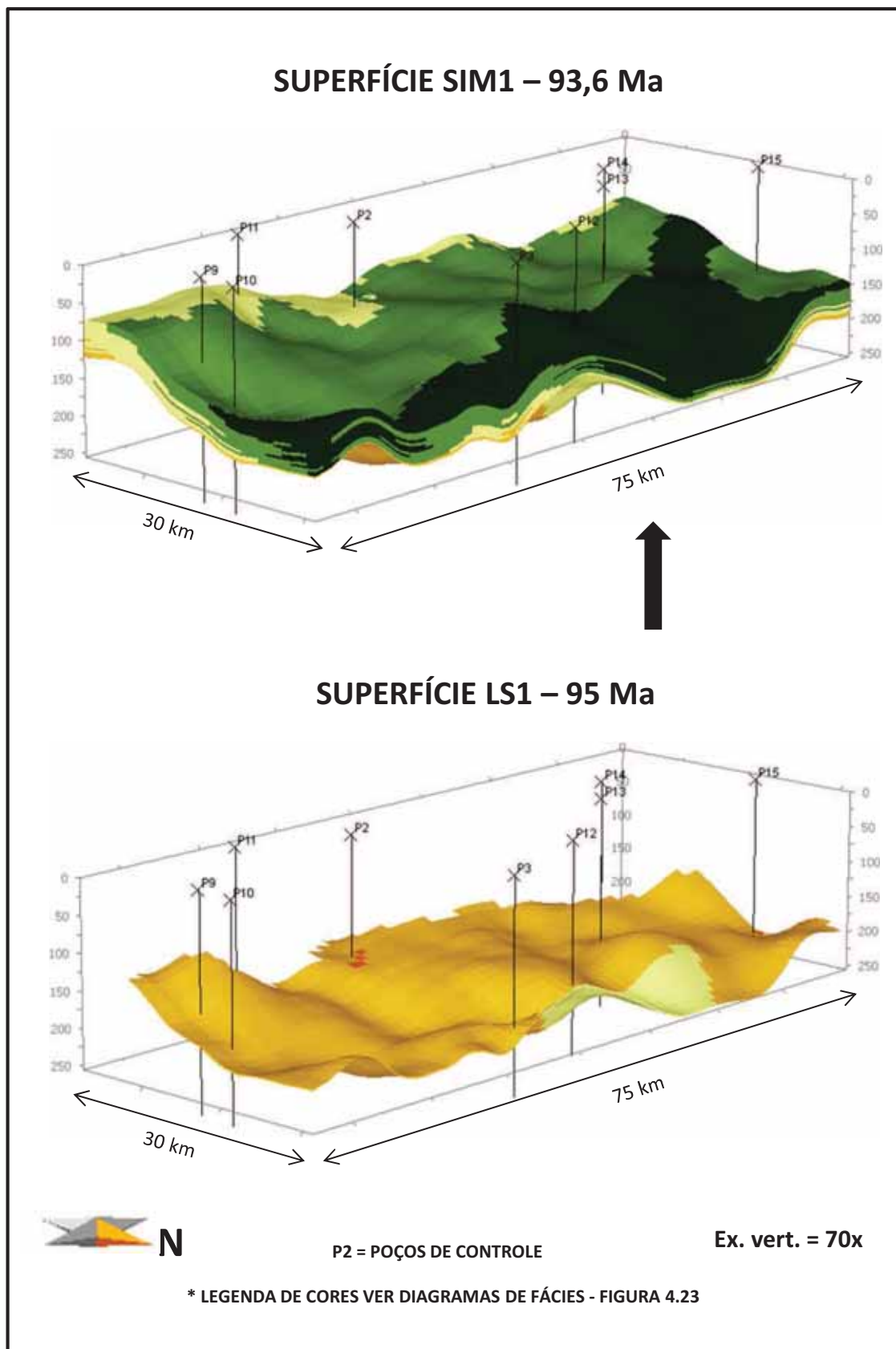


Figura 4.24A: Litofácies simuladas dos horizontes LS1 e SIM1 ao tempo da deposição dos tratos de sistemas. Para a reconstituição geométrica dos horizontes, ao tempo da deposição de cada camada, o programa empregou as equações 1 e 2, apresentada no capítulo 4.

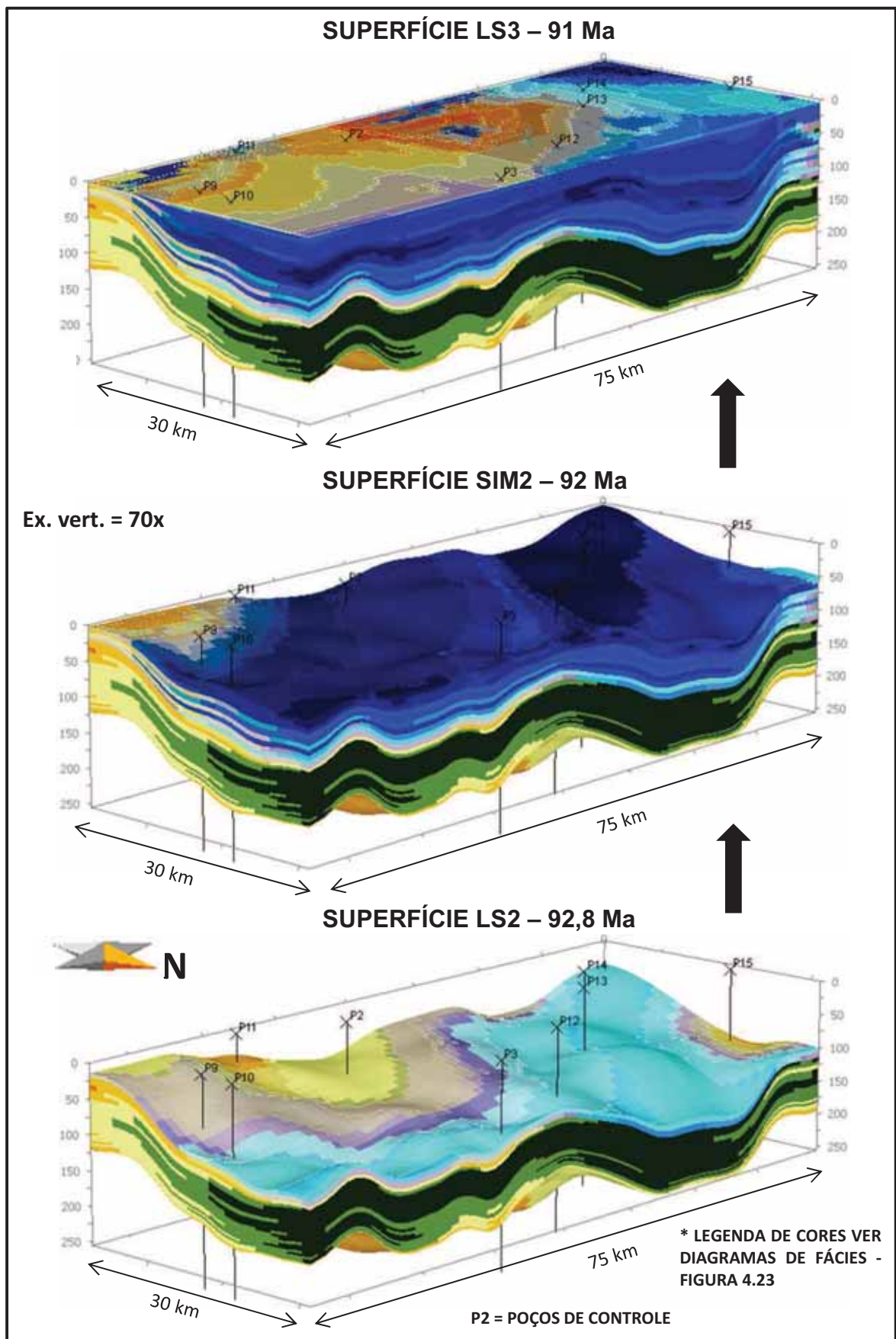


Figura 4.24B: Litofácies dos horizontes LS2, SIM2 e LS3 ao tempo da deposição dos tratos de sistemas. Para a reconstituição geométrica dos horizontes, ao tempo da deposição de cada camada, o programa empregou as equações 1 e 2, apresentada no capítulo 3.

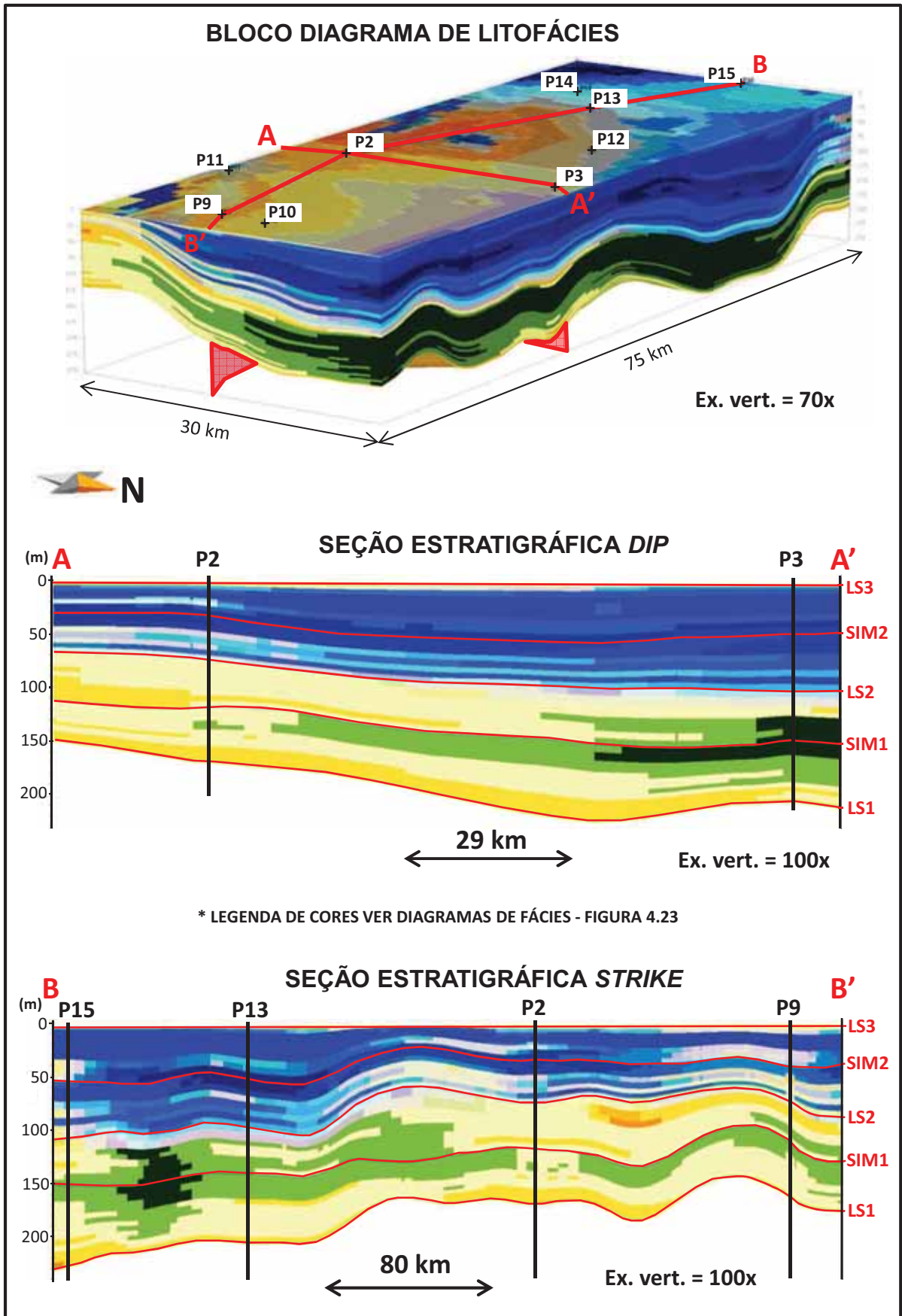


Figura 4.25: Bloco diagrama do modelo 3D de litofácies e seções estratigráficas *dip* (A - A') e *strike* (B - B') preenchidas pelas litofácies simuladas.

5 – DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

O intervalo mesocenomaniano-neoturoniano da Bacia Potiguar, composto pelas Formações Açu e Jandaíra nas porções proximais, foi subdividido em duas sequências deposicionais de 3ª ordem. Estas sequências são compostas por tratos de sistemas transgressivos (TST) e de mar alto (TSMA). O perfil granulométrico resultante da Sequência 1 é composto por um padrão de empilhamento com granodecrescência ascendente no trato transgressivo e granocrescência ascendente no trato de mar alto. Em contraposição na Sequência 2, o perfil granulométrico se inverte devido às condições de deposição carbonática em águas rasas. O trato transgressivo, da base da Sequência 2, apresenta tendência de granocrescência ascendente, enquanto que, o trato de mar alto, do topo da sequência, apresenta tendência de granodecrescência ascendente.

A curva de variação eustática global proposta por [Haq *et al.* \(1988\)](#), recalibrada para [Gradstein *et al.* \(2004\)](#), foi correlacionada com as sequências deposicionais 1 e 2 do intervalo cronoestratigráfico estudado. Apesar dos ambientes deposicionais reconhecidos serem muito proximais e, de certa forma, restritos em relação às porções intermediárias e externas da Bacia Potiguar, a tendência eustática global pôde ser perfeitamente ajustada aos tratos de sistemas das sequências, conforme a figura 4.1 do capítulo anterior. Esta boa correlação sugere que a variação batimétrica local pode ter sido influenciada também pela variação eustática global na área estudada.

5.1 – Integração entre os modelos deposicionais e as simulações numéricas

Tendo em vista os diversos trabalhos que descrevem a transição entre as formações Açu e Jandaíra, na Bacia Potiguar, como uma sucessão de fácies estuarinas dominadas por correntes de maré ([Córdoba, 2001](#); [Lana, 1997](#); [Silva, 1991](#); [Castro, 1993](#); [Reyes-Pérez, 2008](#)), esse modelo de fácies é brevemente discutido a seguir de forma a subsidiar a interpretação dos resultados.

O termo estuário tem sido usado para designar vales fluviais incisos, onde interagem processos fluviais e marinhos (onda e maré), resultando em sistemas deposicionais marinhos e continentais ([Reinson 1992](#), [Dalrymple 1992](#), [Dalrymple *et al.* 1992](#), [Allen & Posamentier 1993](#)). Os vales formam-se, em ambientes costeiros, durante épocas de queda relativa do nível do mar, sendo preenchidos na elevação relativa do nível do mar ([Reinson 1992](#), [Dalrymple *op. cit.*](#), [Dalrymple *et al. op. cit.*](#), [Allen & Posamentier 1993](#)), em quaisquer condições de clima e maré ([Reinson 1992](#)).

Os sistemas deposicionais estuarinos são usualmente subdivididos em três zonas morfológicas e faciologicamente distintas (figura 5.1): 1) a externa (desembocadura), dominada por processos marinhos (ondas e/ou marés); 2) a central, de baixa energia, no qual há mistura de correntes fluviais e marinhas predominando sedimentos finos; e 3) a interna (cabeceira), dominada por processos fluviais, mas ainda com influência marinha, sendo o transporte de sedimento do continente para o mar (Dalrymple *et al.*, 1992).

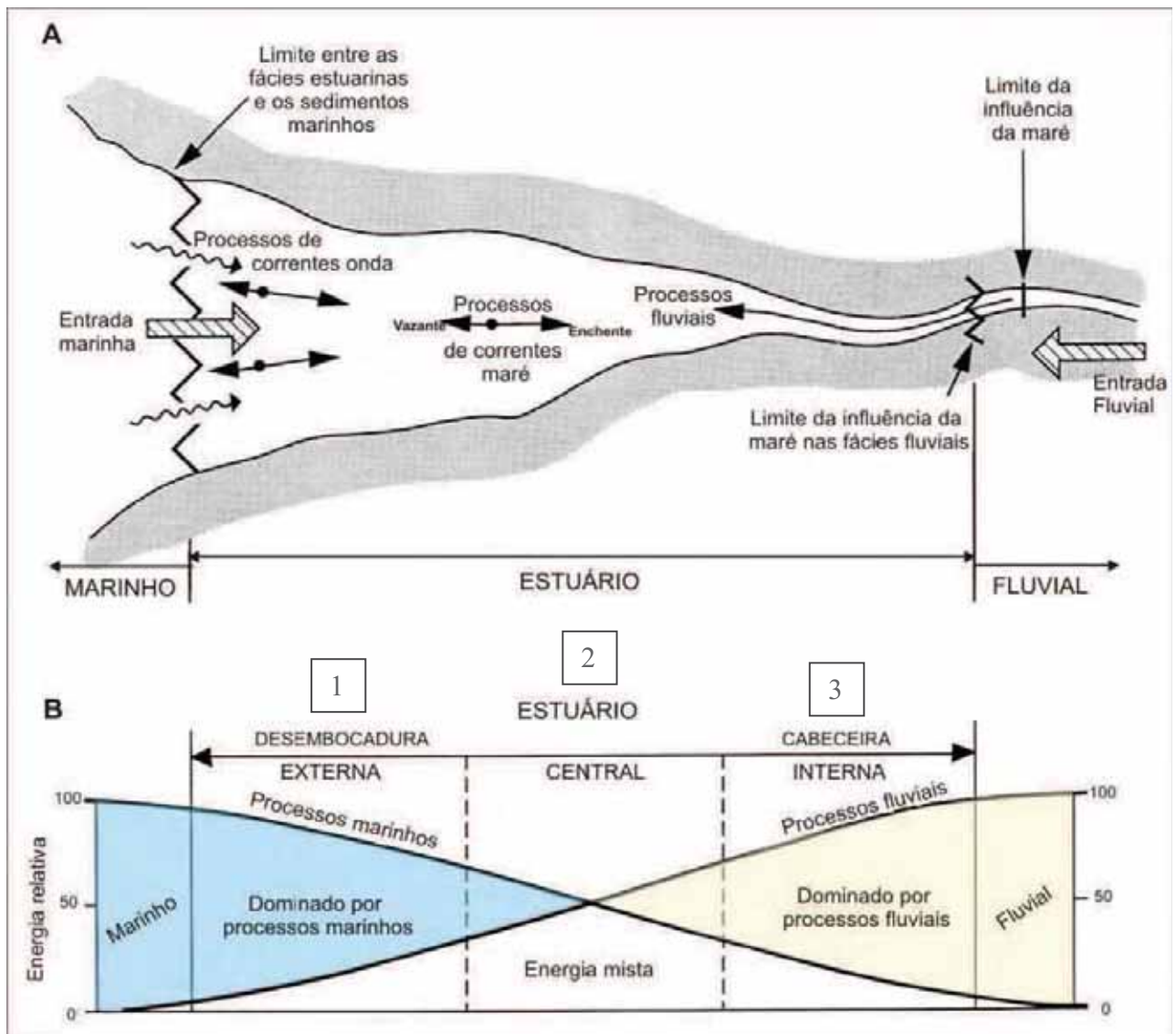


Figura 5.1: Representação esquemática de um estuário (A) e sua distribuição dos processos físicos atuantes (B) (modificado de Dalrymple *et al.* 1992). Os números 1, 2 e 3 são em referência às subdivisões das zonas morfológicas.

Ambientes costeiros que se encontram em áreas de macro e meso-maré, desenvolvem estuários dominados por maré (figura 5.2). Nestas regiões, a energia da onda é pequena e a influência da maré é ampla. A energia da maré penetra mais para o interior do vale inciso e, diferentemente dos estuários dominados por onda, ocorrem

barras alongadas, com estratificação cruzada, na desembocadura ao invés das ilhas-barreira como nos modelos dominados por onda (Dalrymple *et al.* 1992).

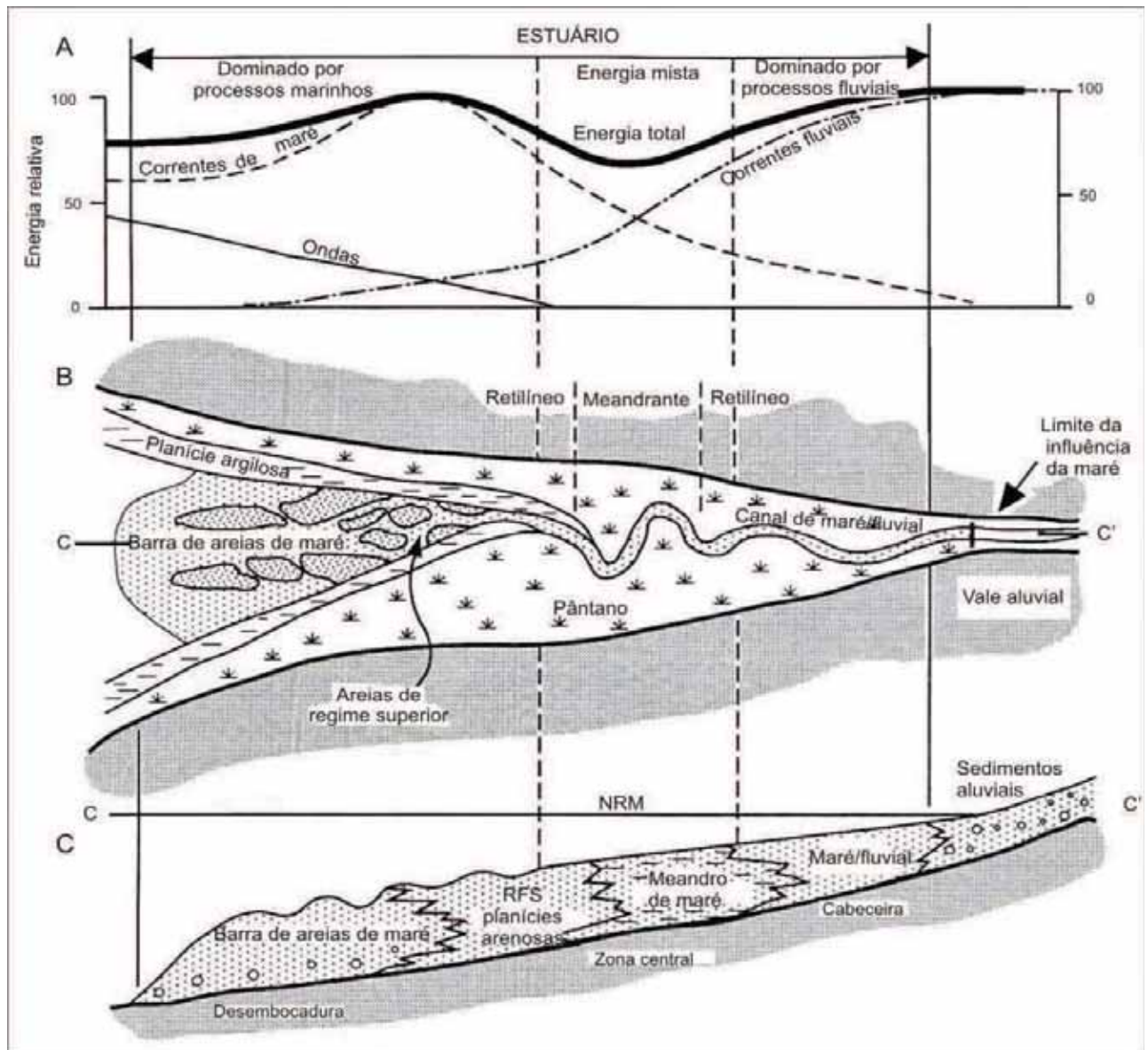


Figura 5.2: Representação esquemática de estuários dominados por maré (modificado de Dalrymple *et al.* 1992): (A) distribuição dos processos físicos, (B) subambientes, (C) geometria de associações de fácies (RFS = regime de fluxo superior).

Atualmente, a porção setentrional do litoral do nordeste brasileiro, com predomínio da ação de meso e macro-marés, tem sido empregada como análogo das rochas reservatórios originadas em ambientes dominados por maré da Bacia Potiguar. Na Foz do Rio Parnaíba, situado no limite dos estados do Piauí e Maranhão, são encontrados inúmeros canais de maré com características semelhantes aos depósitos do topo da Formação Açú, principalmente nos aspectos relacionados à geometria das formas de leito e dos canais superimpostos (Reyes-Pérez *et al.*, 2003 e Reyes-Pérez, 2008) (figura 5.3).

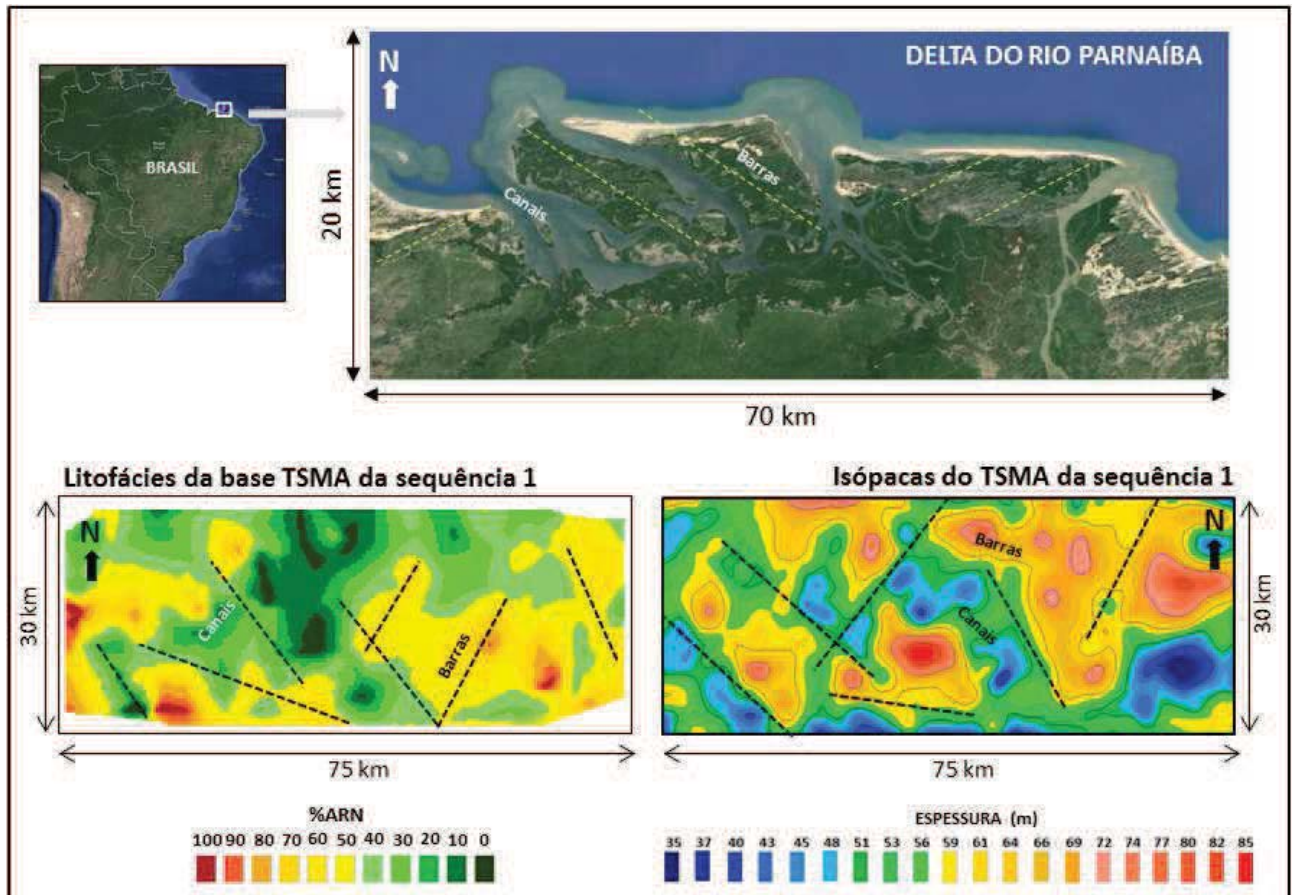


Figura 5.3: Foz do Rio Parnaíba, análogo ao paleoambiente deposicional do topo da Formação Açú.

A partir das definições dos modelos de fácies estuarinas, em conjunto com os mapas paleobatimétricos simulados para cada idade e por analogia ao modelo deposicional da Foz do Rio Parnaíba, com predomínio da ação de meso-marés, variando entre 2 e 4 m, e macro-marés com amplitude superior a 4 m, pode-se inferir uma possível distinção das zonas morfológicas do sistema estuarino Açú/Jandaíra. Esta separação foi inferida da seguinte forma: em cotas batimétricas mais elevadas que -4 m posicionou-se a zona interna (cabeceira); em cotas batimétricas entre -4 e 4 m posicionou-se a zona central; e em cotas batimétricas mais profundas que 4 m posicionou-se a zona externa (desembocadura). Desta forma puderam ser interpretadas as sequências de litofácies que predominaram em cada zona morfológica que subdividem os sistemas deposicionais estuarinos na área estudada.

5.1.1 – Sequência Depositional 1

Os ambientes deposicionais relacionados ao preenchimento sedimentar da Sequência 1 são amplamente discutidos em diversos trabalhos, como o de [Castro \(1992\)](#), que descreve quatro sistemas deposicionais para o topo da Formação Açú: fluvial

meandrante, planície deltaica, planície de maré e marinho raso. [Silva \(1991\)](#) e [Castro \(1993\)](#) interpretaram o mesmo intervalo, através da descrição de testemunhos, como preenchimento de canal estuarino com sedimentação marinha estuarina durante a transgressão.

[Reyes-Pérez \(2003\)](#), descreve o afloramento Olho D'água da Bica, correspondente ao afloramento 4 e posicionado na porção intermediária do TST da Sequência 1, como migração de barras de maré, com mergulho dos *bundles* controlado pela ação de marés de sizígia e quadratura. Predomínio de corrente de maré vazante, embora as estratificações tipo espinha de peixe (*herringbone*) mostrem que em um determinado momento as marés enchentes e vazantes tiveram a mesma capacidade de transporte.

[Lana \(1997\)](#) propõem que durante a sedimentação da porção proximal do trato transgressivo da Sequência 1 ocorreu a transição de um ambiente fluvial meandrante para uma sucessão de fácies estuarinas à planície de maré e laguna, preenchendo um suave vale inciso. Segundo a autora, após a superfície de inundação máxima da Sequência 1, houve uma retomada da sedimentação siliciclástica de granulometria grossa, no entanto, a continuação da deposição relacionada ao trato de mar alto passa a ser predominantemente carbonática.

5.1.1.1 – Trato de sistema transgressivo

As litofácies simuladas para o trato transgressivo da Sequência 1, no intervalo entre 95 e 93,6Ma, denotam uma predominância de sedimentos siliciclásticos, com tendência de granodecrescência ascendente. A predominância da deposição de finos ocorre somente próxima ao topo deste trato, a partir de 94 Ma, devido não somente a variação batimétrica, que se elevou de -10 para 8 m, mas também ao arrefecimento da sedimentação arenosa (figura 5.4).

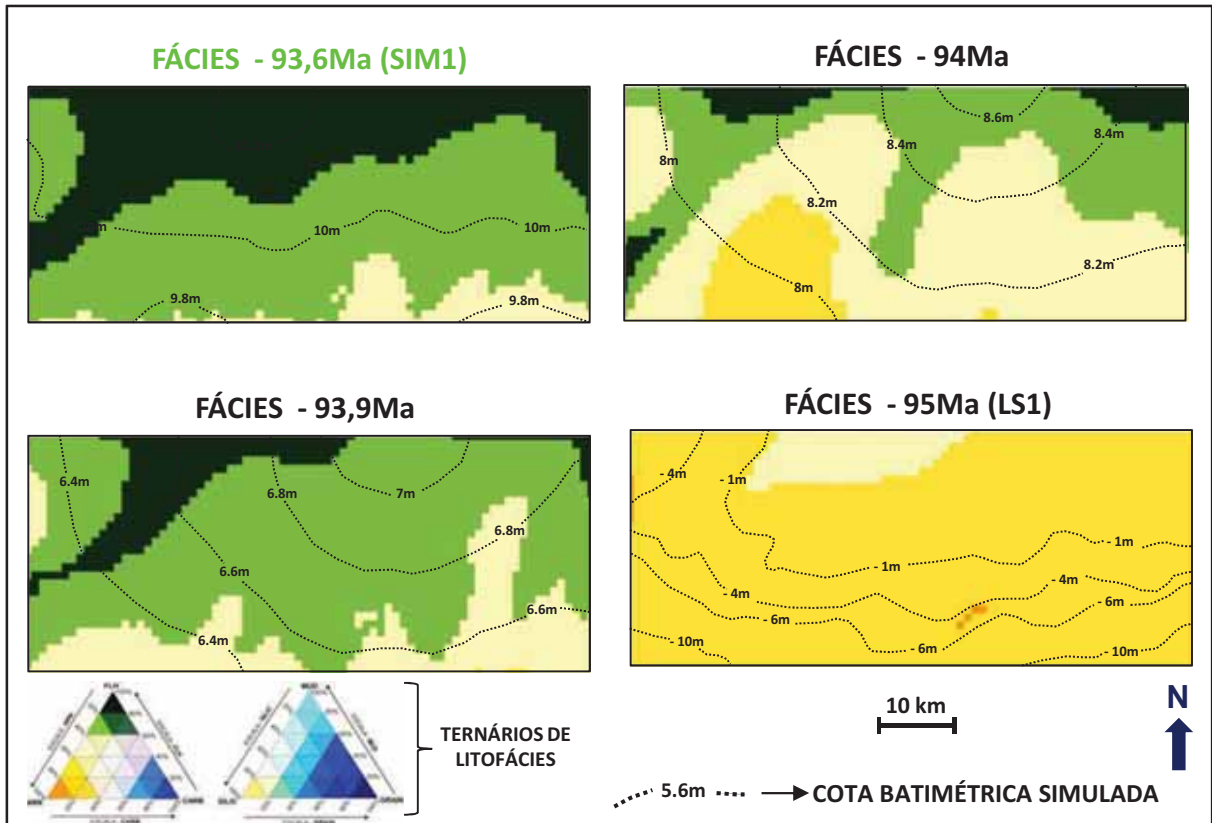


Figura 5.4: Mapas de litofácies simulados para o TST da Sequência 1.

Os afloramentos referentes à porção inferior do trato transgressivo são caracterizados por arenitos amarelos a avermelhados, granulometria grossa à média, estratos com seixos imbricados, milimétricos à centimétricos e estratificações cruzadas acanaladas de médio à grande porte. As paleocorrentes apontam duas direções principais para NE e SE (figura 5.5).

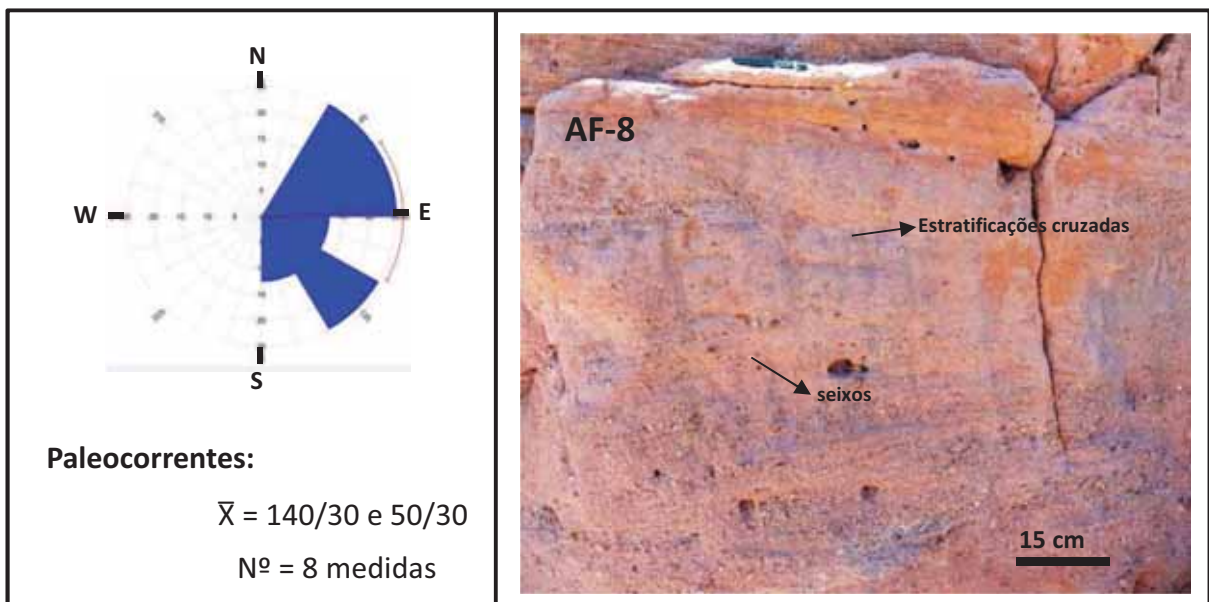


Figura 5.5: Descrição do afloramento 8 referente à base do trato transgressivo.

Na porção superior do trato transgressivo os afloramentos são descritos como: arenitos médios a finos, avermelhados, com intraclastos de argilas, bioturbações, pares de argila (*mud couplets*), sequência de *tidal bundles* e cruzadas do tipo espinha de peixe (*herringbone*). As paleocorrentes apontam duas direções, uma principal, variando entre NE, N-NE e N-NW, e outra secundária para SW (figuras 5.6 e 5.7).

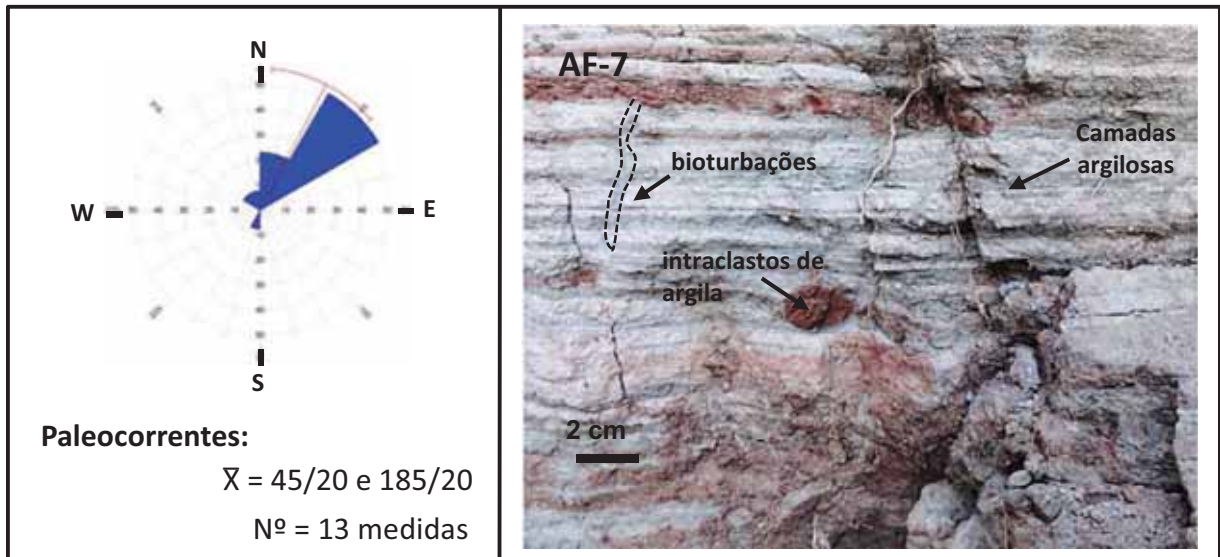


Figura 5.6: Descrição da base do afloramento 7 referente ao topo do trato transgressivo.

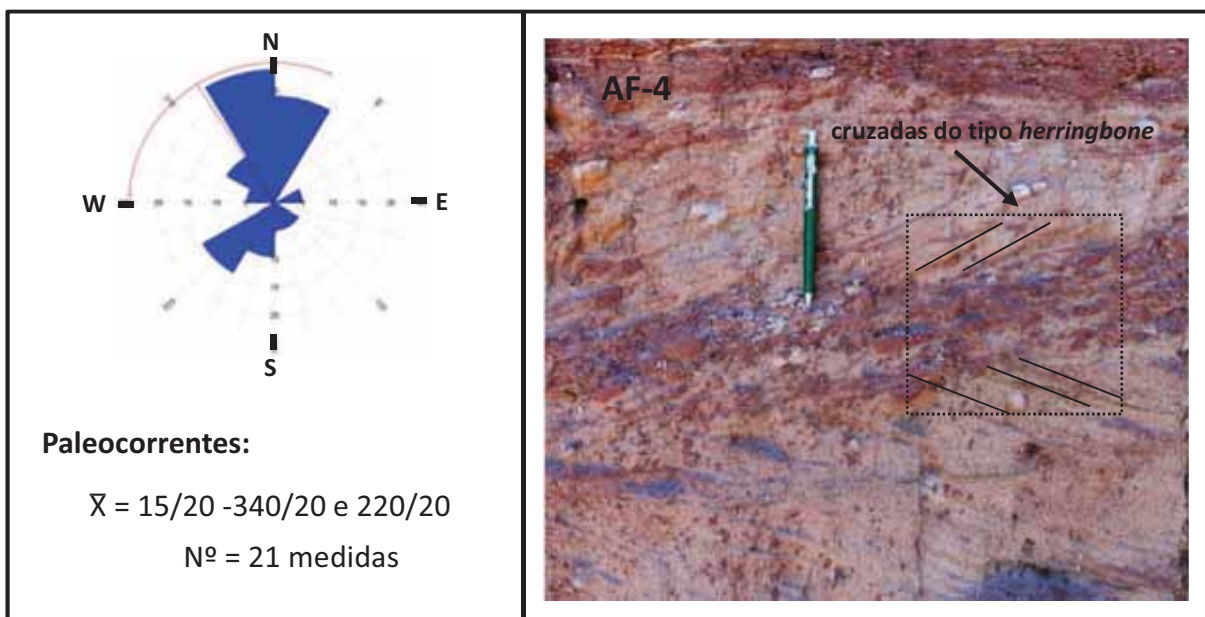


Figura 5.7: Descrição do afloramento 4 referente ao topo do trato transgressivo.

Os afloramentos observados, em conjunto com os mapas de litofácies simulados e as medidas de paleocorrentes, sugerem para a porção inferior do trato transgressivo um ambiente fluvial, posicionado na zona estuarina interna, com transporte nas direções NE e SE. Para a porção superior do trato, a partir de 94 Ma, foi interpretada uma sedimentação dominada por correntes de maré, orientada nas direções NE-SW e posicionada nas zonas estuarinas central a externa. Durante este período atuaram as correntes de maré enchente e vazante, com predomínio de maré vazante na direção NE, uma vez que a paleolinha de costa, durante o Cretáceo, deveria possuir a mesma configuração da linha de costa atual (Córdoba, 2001; Reyes-Pérez, 2003). Além do retrabalhamento por maré, a deriva litorânea, provavelmente, também influenciou na distribuição dos sedimentos, resultando nas orientações NW-SE. Estas orientações foram constantemente observadas nos mapas de isópacas e proporções litológicas, conforme figuras 4.5 e 4.6 do capítulo anterior, contudo não foram representadas nos mapas de litofácies simulados porque o Dionisos® não simula correntes de deriva.

5.1.1.2 – Trato de sistema de mar alto

Os resultados referentes ao trato de mar alto da Sequência 1, intervalo entre 93,6 e 92,8 Ma, sugerem uma granocrescência ascendente durante a sedimentação siliciclástica. No intervalo entre 93,6 (SIM1) e 93 Ma ocorreram as maiores taxas de sedimentação da Sequência 1, como resposta a uma retomada da sedimentação arenosa, com decréscimo das batimetrias de 10 para 6 m de profundidade. Contudo a zona estuarina permaneceu como externa, dominada por processos marinhos (figura 5.8).

O ambiente deposicional é uma continuidade do sistema dominado por maré, conforme os registros do afloramento 7. Este afloramento, posicionado na base do TSMA, é caracterizado por arenitos brancos a amarelados, cimentados, com granulometria média a fina, estratificações cruzadas acanaladas de médio porte. Internamente nos estratos, podem ocorrer *ripples* e pares conjugados de argilas (*mud couplets*) (figura 5.9).

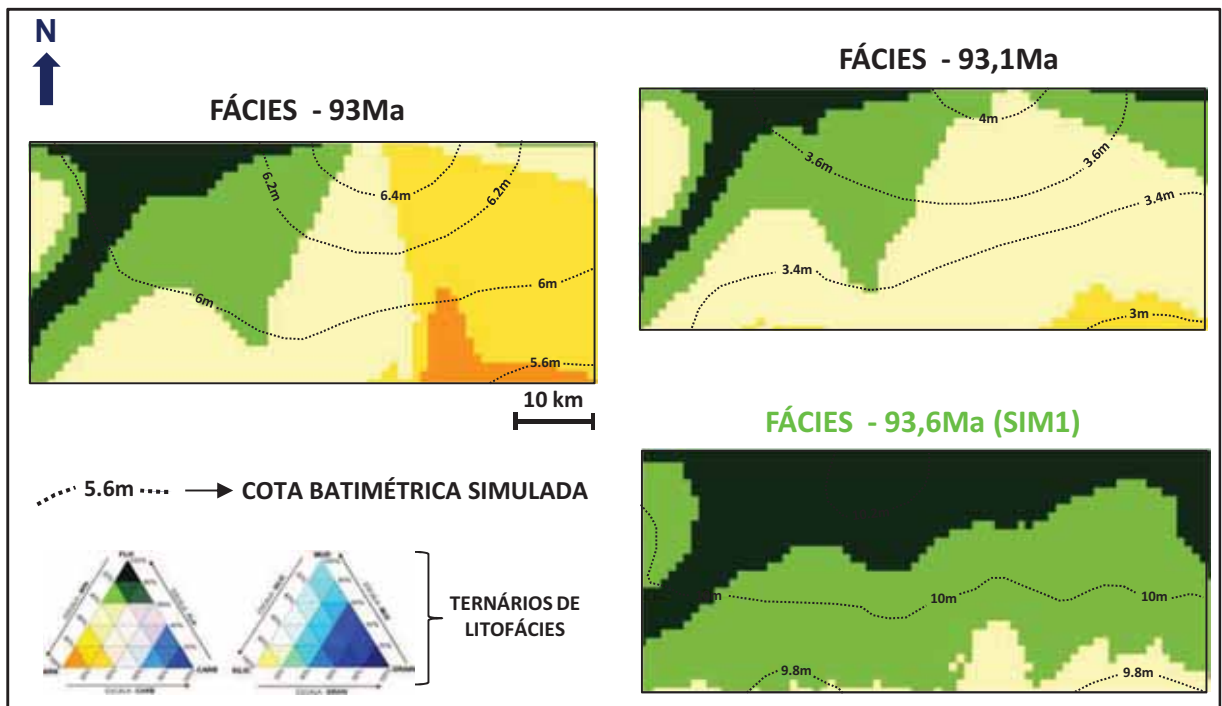


Figura 5.8: Mapas de litofácies simulados para a porção inferior e intermediária do TSMA da Sequência 1.

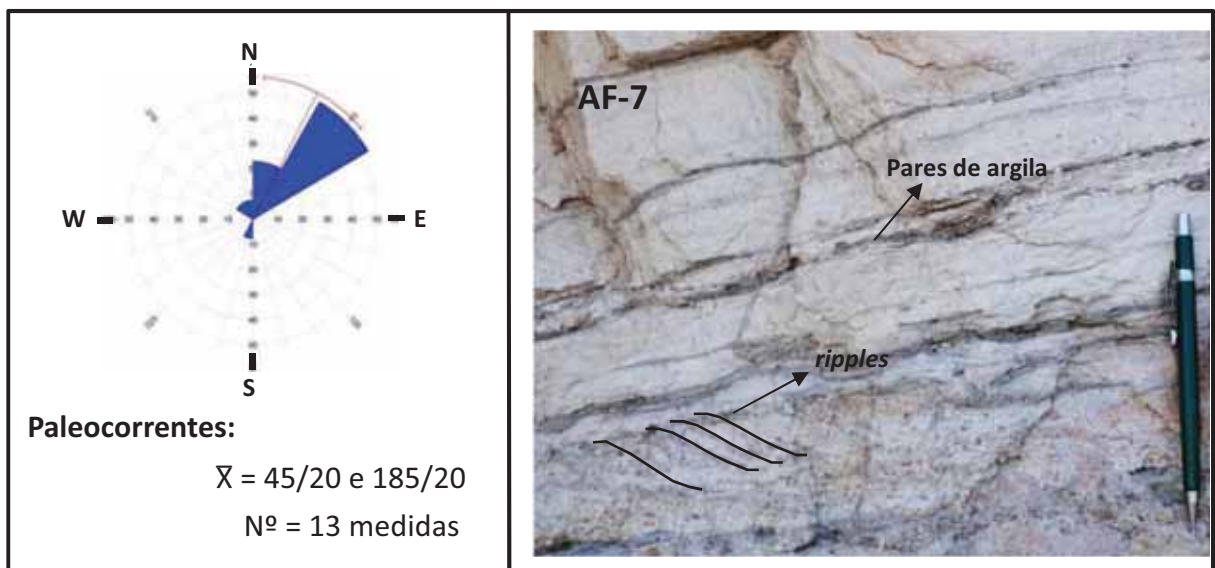


Figura 5.9: Descrição do topo afloramento 7 referente a parte inferior do TSMA.

Na parte intermediária do TSMA foram observados arenitos amarelados a avermelhados, cimentados, com granulometria média, ocorrência de grãos carbonáticos, estratificações métricas e cimentação carbonática diferencial nos estratos em função das diferenças de porosidade, assinalando a proximidade do contato siliciclástico/carbonático das formações Açu/Jandaíra (figura 5.10). As paleocorrentes mensuradas nestes afloramentos indicam duas direções, uma principal para N-NE e outra muito subordinada para S-SW.

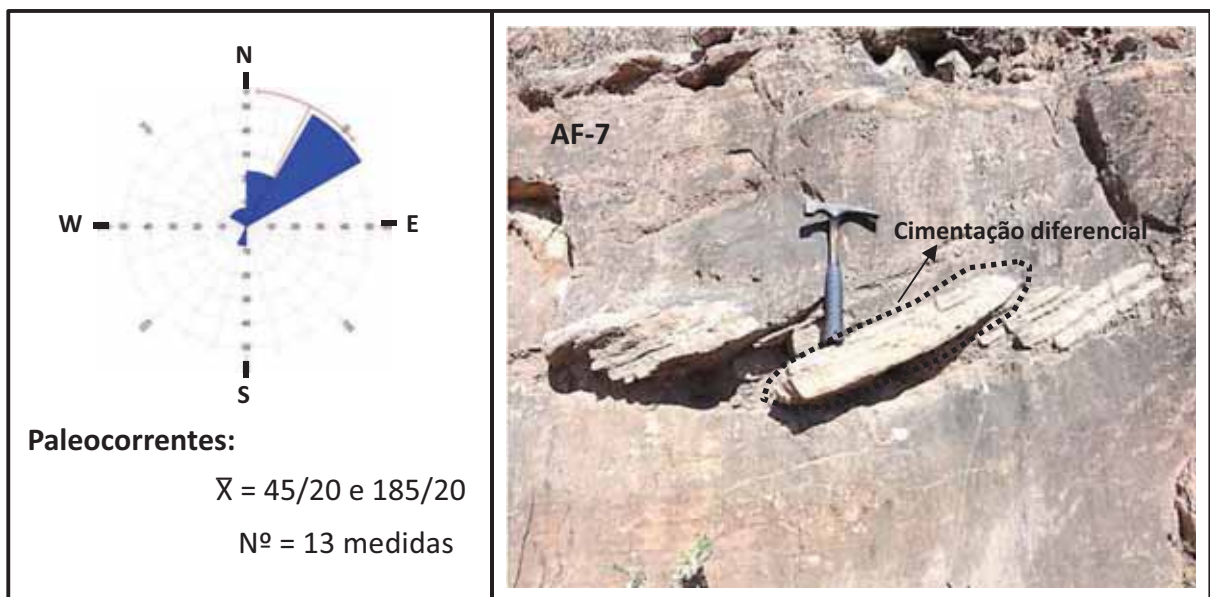


Figura 5.10: Descrição do topo do afloramento 7 referente a parte intermediária do TSMA.

A partir de 93 Ma inicia-se a sedimentação carbonática, condicionada por uma extrema atenuação, na ordem de 60%, do aporte siliciclástico que se manteve neste patamar até o último evento simulado. As litofácies simuladas, no intervalo entre 93 e 92,8 Ma, são do tipo mista, predominando arenitos nas porções sul e leste e mudstones nas outras áreas do mapa (figura 5.11). Neste intervalo as batimetrias decrescem de 6 para 0 m de profundidade e a zona estuarina migra de externa para central.

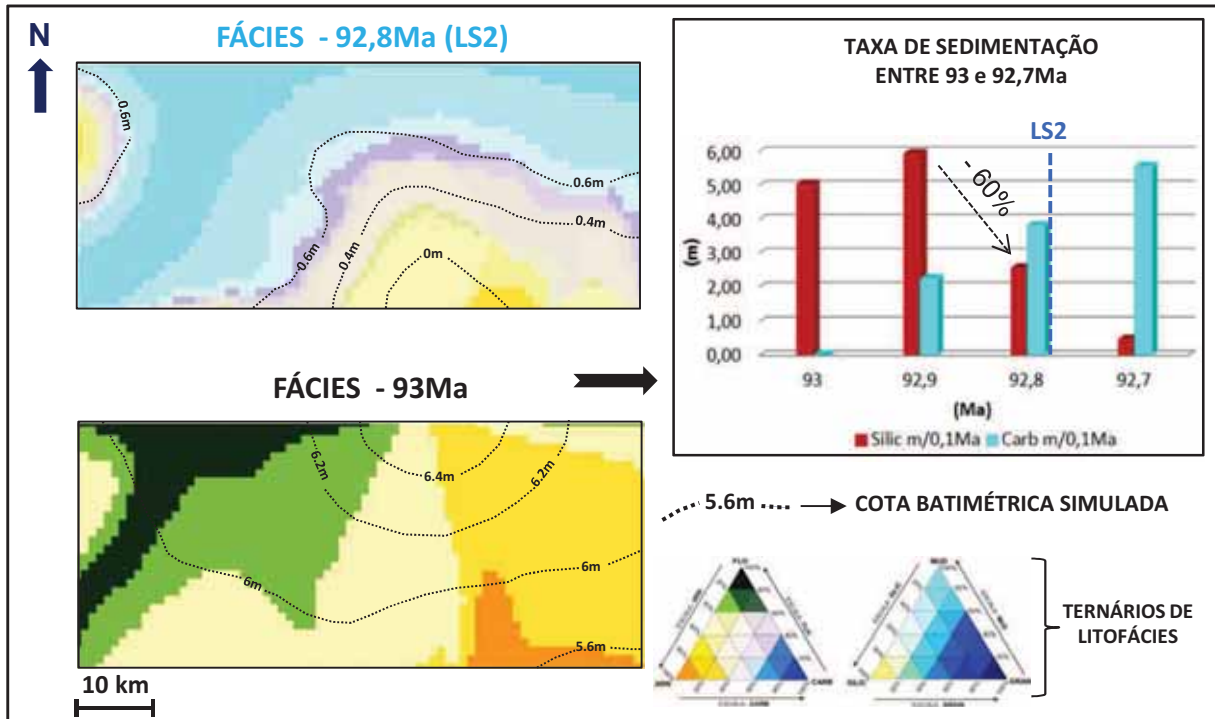


Figura 5.11: Mapas de litofácies simulados e gráfico de taxa de sedimentação para o topo do TSMA da Sequência 1, destacando a redução no aporte siliciclástico.

De acordo com Lana (1997) a redução no aporte siliciclástico decorre de mudanças climáticas oriundas do resfriamento das águas oceânicas equatoriais, causando aridez registrada nos isótopos de carbono e oxigênio. Por sua vez, Morais Neto (2009) e (Soares et al., 2007) identificaram, no intervalo cenomaniano-turoniano, um evento de soerguimento regional causado por anomalias térmicas associadas à passagem de um centro de espalhamento da cadeia meso-oceânica em frente à bacia. Partindo do princípio de que para a calibração do modelo faz-se necessário um decréscimo abrupto na sedimentação siliciclástica, ao contrário do que seria esperado para este período com os soerguimentos regionais e, em decorrência, o rejuvenescimento das áreas fontes. Interpretam-se duas possibilidades para explicar a restrição do aporte siliciclástico: a primeira considerando-se apenas a variação climática, com diminuição da umidade e pluviosidade, como o agente causador da restrição e a segunda, uma interação entre a variação climática e a tectônica, alterando as orientações das rotas de drenagem a sul da área estudada. A maior presença de arenitos intercalados aos carbonatos da seção turoniana da Formação Jandaíra na porção leste da bacia, em comparação com a quase ausência na porção oeste (Córdoba, 2001), onde se situa a área estudada, pode ser um indicativo que o tectonismo tenha alterado essas rotas de drenagem.

Um fator interessante é a diferença de tempo entre o início da sedimentação carbonática, na parte distal em relação à porção proximal da Bacia Potiguar. A partir da seção estratigráfica dip é possível verificar que na porção distal os carbonatos da Formação Jandaíra ocorrem muito próximos à superfície SIM1, aproximadamente, há 93,6 Ma. Na porção proximal estes carbonatos aparecem apenas a partir de 93 Ma, deduzindo-se, portanto, que o sistema carbonático demandou 0,6 Ma para alcançar o limite sul da bacia, representando um avanço do sistema carbonático sobre o continente de, aproximadamente, 92 km.

5.1.2 – Sequência deposicional 2

Os ambientes deposicionais que compõem a Sequência 2 são descritos em detalhe por Córdoba (2001). A autora classifica a área de estudo como uma rampa carbonática interna, que representa a região mais proximal da Formação Jandaíra, e abrange desde a paleolinha de costa até o nível de base de ondas normais, conformação que submeteu os sedimentos à ação de ondas e/ou marés. Nesta região desenvolveram-se os seguintes sistemas deposicionais: um sistema estuarino, que marcou o início da sedimentação Jandaíra, evoluindo para sistemas de planície de maré, laguna, manchas recifais e barras de maré carbonática (figura 5.12).

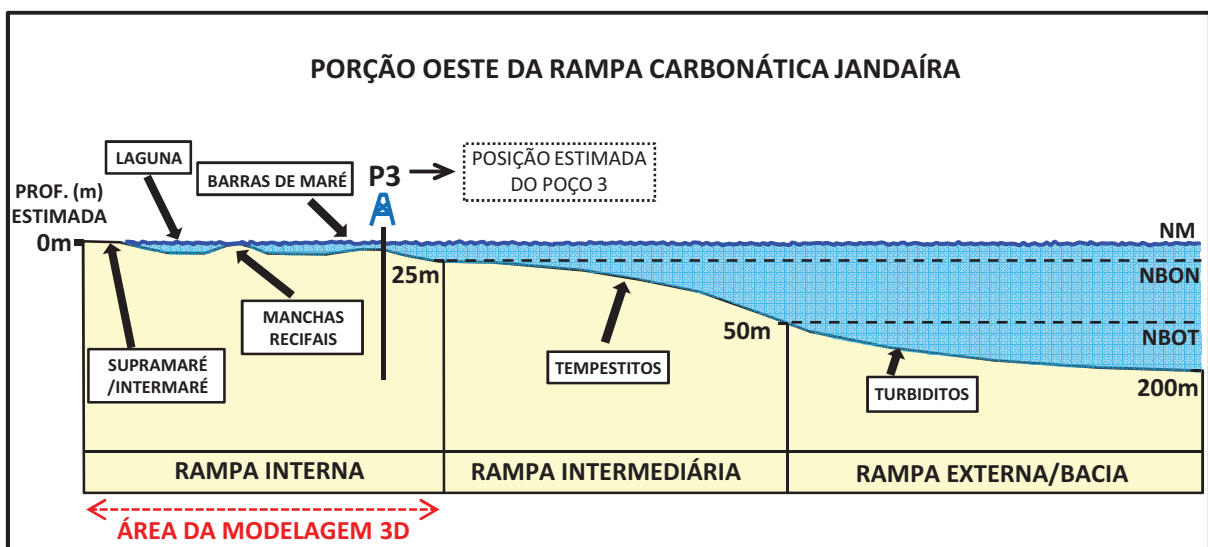


Figura 5.12: Representação esquemática da porção oeste da rampa carbonática Jandaíra. NBON – nível de base de ondas normais e NBOT – nível de base de ondas de tempestade. (modificado de Córdoba, 2001).

Em virtude da correspondência em área e do intervalo cronoestratigráfico e, em consequência das raras exposições de afloramentos relacionados ao intervalo da Sequência 2 na Bacia Potiguar foram utilizadas as descrições de testemunhos dos

poços 2, 3 e 11 do trabalho de Córdoba (*op. cit.*), localizados na porção proximal da borda oeste da Formação Jandaíra, como base para a interpretação dos paleoambientes deposicionais desta sequência. A autora definiu 10 associações de fácies para esta posição da bacia, no entanto, para corresponder à escala de trabalho desta pesquisa estas fácies foram agrupadas por energia do ambiente deposicional e tipo litológico, de acordo com a figura 5.13.

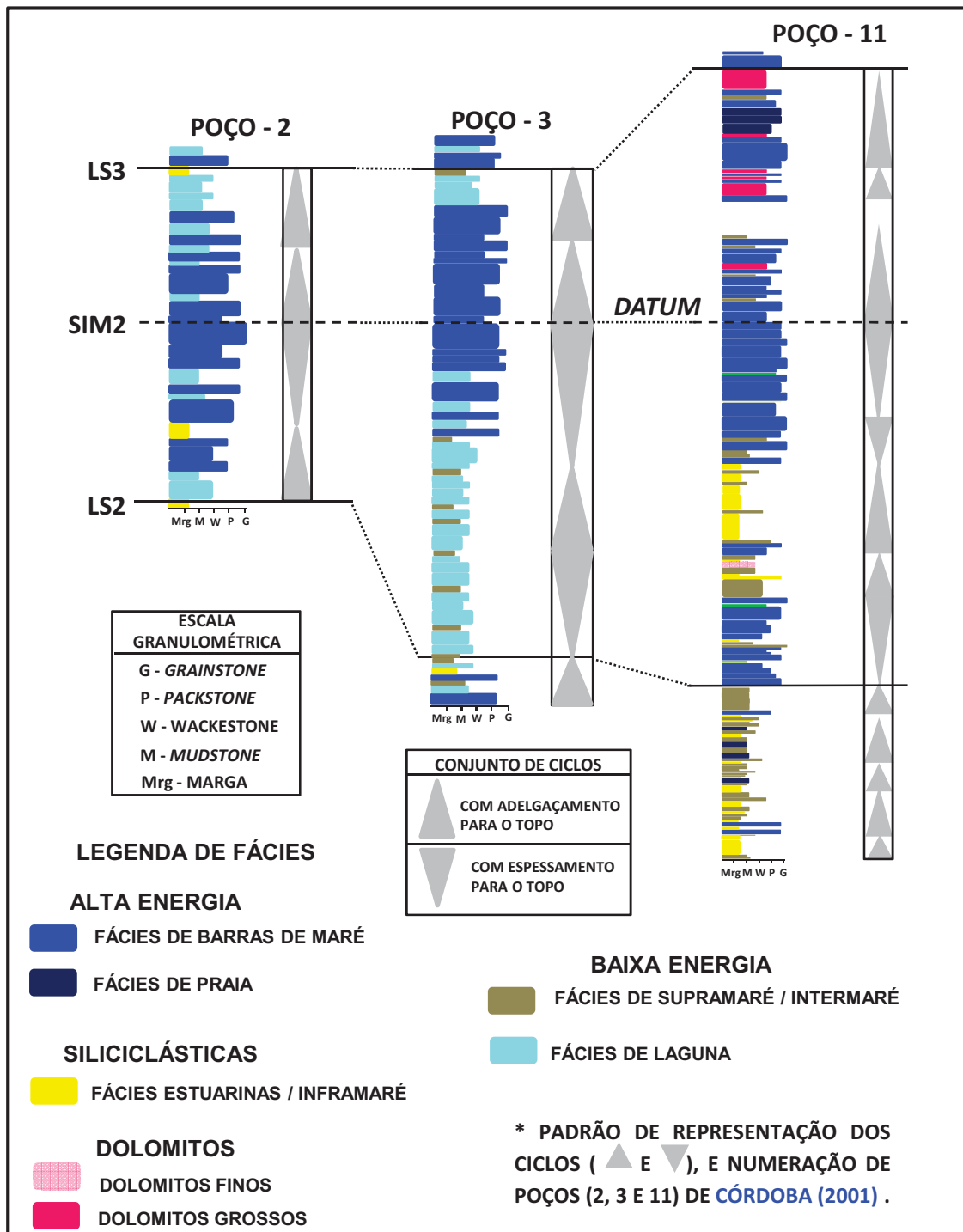


Figura 5.13: Descrição dos padrões de empilhamento e associações de fácies dos testemunhos dos poços 2, 3 e 11 (modificado de Córdoba, 2001). Ver localização dos poços na figura 1.1.

5.1.2.1 – Trato de sistema transgressivo

O trato transgressivo da Sequência 2, no intervalo entre 92,8 e 92 Ma, é uma extensão da sedimentação mista, mas com o predomínio de carbonatos e tendência de granocrescência ascendente. As litofácies simuladas, entre 92,8 e 92,4 Ma indicam uma sedimentação carbonática nas porções norte e oeste, já na porção sul observam-se alguns aportes siliciclásticos constituídos por arenitos. A partir de 92,4 Ma, as batimetrias se elevam de 6 para 16 m e a sedimentação torna-se, predominantemente, formada por grainstones (figura 5.14).

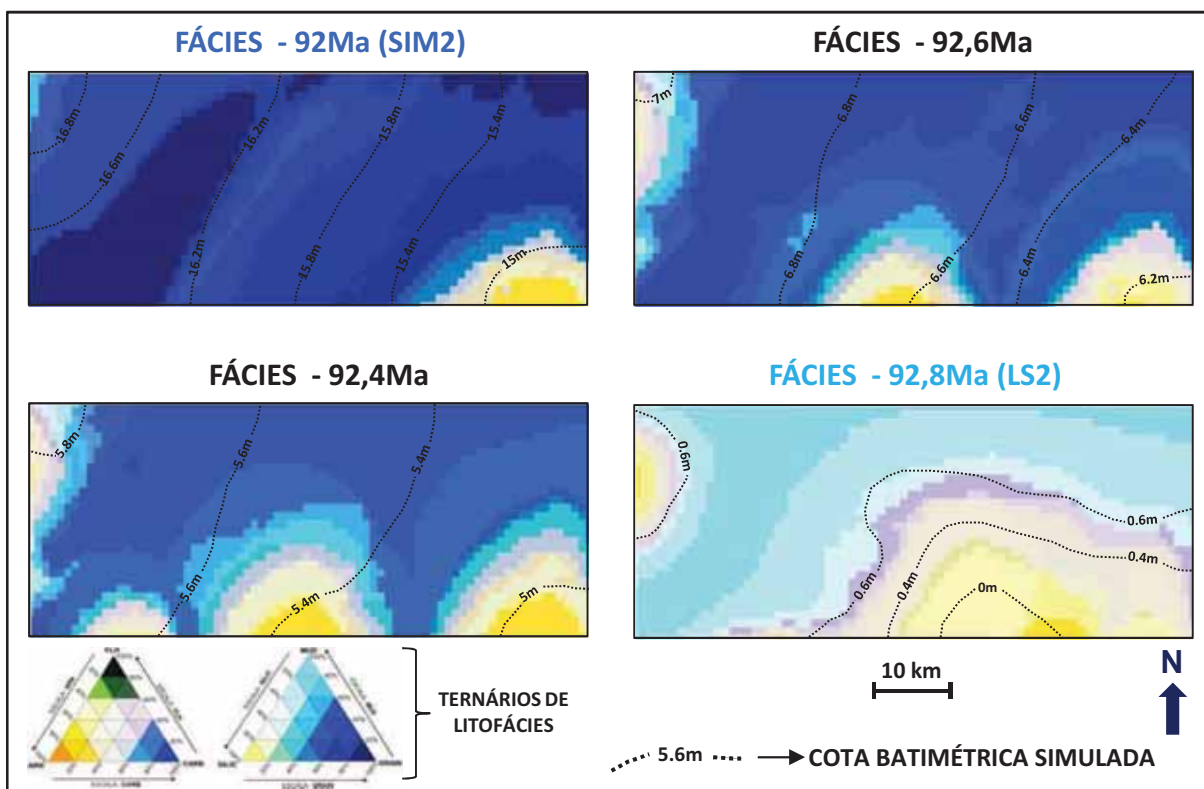


Figura 5.14: Mapas de litofácies simulados para o TST da Sequência 2.

Tanto nos mapas de litofácies simulados quanto os de isópacas do trato transgressivo da Sequência 2 é notória a predominância dos trends deposicionais na direção NE-SW. Neste período, de transgressão da linha de costa, a zona estuarina migra de central para externa e o sistema deposicional carbonático, inicialmente de baixa energia, formado por ambientes estuarinos de supramaré/intermaré e laguna, evolui para ambientes de barras de maré, com alta energia de transporte e retrabalhamento por ondas, na direção NE-SW, enquanto que as direções de sedimentação NW-SE, observadas também nos mapas de isópacas e proporções litológicas (figuras 4.9 e 4.10 do capítulo anterior), estariam relacionadas às correntes de deriva litorânea da mesma forma que a sequência anterior.

Córdoba (2001) infere que durante a deposição do trato de sistema transgressivo da Sequência 2 (correspondente a Sequência 1B da autora) o episódio de transgressão se revelou menos pronunciado do que o ocorrido durante a deposição da Sequência 1. Em outras palavras, as taxas de subida relativa do nível do mar diminuíram consideravelmente em relação as taxas vigentes durante o desenvolvimento do TST da Sequência 1, o que permitiu condições de deposição em águas rasas em grande parte da rampa carbonática Jandaíra.

5.1.2.2 – Trato de sistema de mar alto

O trato de mar alto da Sequência 2, no intervalo entre 92 e 91 Ma, apresenta uma tendência geral de granodecrescência ascendente e é caracterizado por uma retomada da sedimentação siliciclástica na base. No entanto, a sedimentação passa a ser exclusivamente carbonática no intervalo entre 91,8 e 91,4 Ma. No topo do trato, após 91,4 Ma, a sedimentação siliciclástica torna a ocorrer, porém com baixas taxas de sedimentação. A porção leste é constituída por uma sedimentação mista e a porção oeste, predominantemente, por carbonatos (figura 5.15).

A superfície LS3, que delimita o topo do TSMA da Sequência 2 é caracterizada por Córdoba (2001) como um limite de sequência do tipo 1 e é coincidente a um evento de expressiva queda eustática global, de acordo com a curva de variação eustática de Haq *et al.* (1988), e também a um episódio de soerguimento e erosão, associado ao evento magmático da Formação Serra do Cuó, que provocou a exposição da rampa interna e expressivo deslocamento da paleolinha de costa em direção à bacia (Soares *et al.*, 2003). Este evento de soerguimento, associado à queda eustática global provavelmente influenciaram a diminuição da batimetria local, com decréscimo de 16 para 1 m de profundidade. Esta condição resultou na migração da zona estuarina externa para central e possibilitou a formação de ambientes de intermaré e supramaré, com baixa energia de sedimentação. As duas orientações principais de sedimentação, nas direções NE-SW e NW-SE, são preservadas, de acordo com o mapa de isópacas deste trato (figura 4.11 do capítulo anterior).

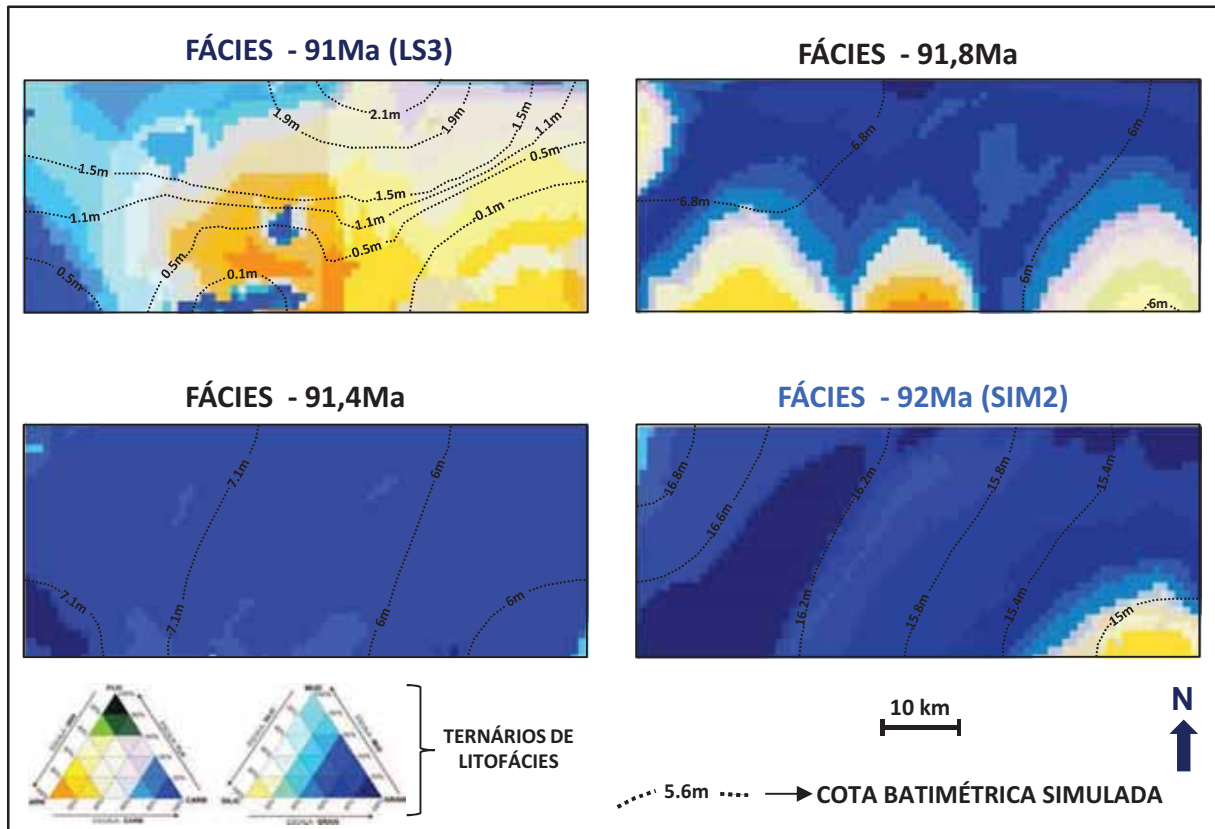


Figura 5.15: Mapas de litofácies simuladas do TSMA da Sequência 2.

Durante a deposição do trato de mar alto da Sequência 2, prevaleceram condições de maior aridez, comprovada pela diminuição do aporte de sedimentos siliciclásticos, pelo enriquecimento dos valores isotópicos de carbono e oxigênio e pela ampla extensão lateral e vertical da atuação do processo de dolomitização, que seguiu o modelo de refluxo por infiltração (Córdoba, 2001).

Partindo-se do pressuposto que os parâmetros de difusividade conservaram-se constantes, a descarga fluvial (m^3/s), proposta para transportar os sedimentos siliciclásticos em direção à bacia, foi até duas vezes superior no trato de mar alto da Sequência 2 em relação as descargas dos tratos de sistemas anteriores. Estas descargas fluviais anômalas, posicionadas na base e no topo do trato de mar alto (ver gráfico da figura 4.19 do capítulo anterior), podem ser interpretadas como eventos episódicos de fortes tempestades durante os períodos de maior aridez, em analogia aos registros atuais de precipitação do deserto do Saara (Barry & Chorley, 2010).

6 – CONCLUSÕES

A Sequência K86 descrita por [Pessoa Neto *et al.* \(2007\)](#), posicionada no intervalo mesocenomaniano-neoturoniano, representa uma grande mudança no padrão de sedimentação da Bacia Potiguar. Os sedimentos siliciclásticos, de ambientes fluviais e costeiros, que constituem a base da sequência, são substituídos por uma sedimentação carbonática em uma paleofisiografia em forma de rampa. Este intervalo estratigráfico é caracterizado por trato de sistemas deposicionais transgressivos (TST) e de mar alto (TSMA) que compõem duas sequências estratigráficas de 3ª ordem e de sedimentação mista, uma predominantemente siliciclástica, Sequência 1 (inferior), e outra predominantemente carbonática, Sequência 2 (superior).

A Sequência 1, compreende o intervalo entre 95 e 92,8 Ma. O seu início foi posicionado na parte superior da Formação Açú e identificado na superfície limite de sequência LS1. O trato de sistemas deposicionais transgressivos foi caracterizado a partir desta superfície e limitado, há 93,6 Ma, pela superfície de inundação máxima SIM1. As litofácies simuladas, para representar este período, apresentaram predominância de sedimentação siliciclástica, com granodecrescência para o topo. Inicialmente regida por ambiente fluvial, localizado na zona estuarina interna, com transporte sedimentar nas direções NE e SE. Na porção superior, há 94 Ma, o ambiente deposicional migrou para uma sedimentação dominada por correntes de maré, com predomínio de maré vazante de direção NE, e a zona estuarina para a fisiografia central e externa. O trato de sistemas de mar alto, acomodados no intervalo entre 93,6 e 92,8 Ma, estão posicionados entre a superfície de inundação máxima (SIM1) a superfície limite de sequência LS2. Constituem continuidade do sistema dominado por maré e predomínio da maré vazante de direção NE, porém com granocrescência para o topo. As litofácies simuladas, para o intervalo entre 93,6 e 93 Ma, representam uma retomada da sedimentação arenosa, com altas taxas de sedimentação, em um contexto paleofisiográfico estuarino externo. A partir de 93 Ma, teve início uma sedimentação carbonática, favorecida por uma extrema atenuação, na ordem de 60%, do aporte siliciclástico. No intervalo entre 93 e 92,8 Ma, as litofácies mistas carbonática-siliciclástica foram acomodadas na zona estuarina central.

A Sequência 2 compreende o intervalo entre 92,8 e 91 Ma. Foi caracterizada, na base, pelo empilhamento de trato de sistemas deposicionais transgressivos acomodados em perfil granulométrico inverso ao da Sequência 1, com granocrescência ascendente até a superfície de inundação máxima SIM2, há 92 Ma. As litofácies simuladas, entre 92,8 e 92,4 Ma, correspondem a uma sedimentação carbonática nas porções norte e oeste da

área estudada, enquanto que, na porção sul verifica-se um aporte siliciclástico constituído por areia. Entre 92,4 e 92 Ma a sedimentação tornou-se predominantemente composta por *grainstones*. Neste período, a linha de costa transgride, a zona estuarina migra de uma paleofisiografia central para externa e o sistema deposicional carbonático modifica-se. Inicialmente caracterizado por ambientes estuarinos de supramaré/intermaré e laguna de baixa energia, o sistema passa para um ambiente de barras de maré de alta energia, com transporte e retrabalhamento por ondas na direção NE-SW. Após a superfície de máxima inundação da Sequência 2 ocorre o estaqueamento do trato de sistemas de mar alto, delimitados pela superfície limite de sequência LS3, há 91 Ma. O perfil granulométrico desse trato de sistemas é de granodecrescência para o topo, sendo que as litofácies simuladas, entre 92 e 91,8 Ma, caracterizam uma sedimentação mista na porção sul, com baixas taxas de sedimentação siliciclástica e um predomínio da sedimentação carbonática nas outras porções da área estudada. No período entre 91,8 e 91,4 Ma, a sedimentação passou a ser exclusivamente carbonática em toda a área. Após 91,4 Ma, no topo do TSMA, a sedimentação siliciclástica tornou-se recorrente. Durante a deposição deste trato prevaleceram condições de extrema aridez e de expressiva queda eustática global, que provavelmente influenciaram no rebaixamento da batimetria local. Com o decréscimo da profundidade, a zona estuarina migrou de uma fisiografia externa para central, e possibilitou a formação de ambientes de intermaré e supramaré, com baixa energia de sedimentação e orientação das correntes de maré na direção NE.

Durante a acumulação das Sequências 1 e 2, o desenvolvimento da sedimentação mista foi regulado pela interveniência dos sistemas deposicionais carbonáticos e siliciclásticos. Esta relação torna-se evidente quando observa-se o aumento da proporção de sedimentos carbonáticos concomitante ao decréscimo do aporte de sedimentos siliciclásticos nos mapas de litofácies simulados. Pela modelagem estratigráfica, o decréscimo na sedimentação siliciclástica foi abrupto, na ordem de 60%, simulado em um passo de tempo de 0,1 Ma após 93 Ma. Ponderam-se duas possibilidades para explicar a restrição do suprimento siliciclástico: a primeira decorre de mudanças climáticas associadas ao resfriamento das águas oceânicas equatoriais, causando aridez registrada nos isótopos de carbono e oxigênio. A segunda, uma interação entre variação climática e tectônica, registrada por anomalias térmicas, alterando as orientações das rotas de drenagem a sul da área estudada.

A porção leste da área estudada registra as maiores proporções de areia durante o empilhamento estratigráfico da Sequência 1 e sedimentação mista durante quase toda a Sequência 2. Em contraposição, a porção oeste foi preenchida por uma sedimentação

mais argilosa durante a Sequência 1 e, predominantemente, carbonática, por vezes de alta energia, durante a Sequência 2.

Segundo os resultados da modelagem, a proveniência dos sedimentos siliciclásticos se concentrou na borda sul, com 90% do volume total, os outros 10% foram oriundos da borda oeste. Este aporte terrígeno, foi depositado em uma baixa taxa de sedimentação, da ordem de 40 m/Ma, até 93 Ma. Após este período, a taxa de deposição siliciclástica variou entre 0 e 10 m/Ma, devido a restrição no aporte, enquanto que a sedimentação carbonática depositou-se, a partir de 93 Ma, a uma taxa média de 38 m/Ma.

Na modelagem estratigráfica da Sequência 1, as descargas fluviais (m^3/s) que melhor ajustaram o transporte dos sedimentos siliciclásticos em direção à bacia, correspondem a um fluxo constante, da ordem de $520 \text{ m}^3/\text{s}$, porém, na Sequência 2, este valor se alternou entre 150 e $1100 \text{ m}^3/\text{s}$. Os altos valores, em torno de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$, foram interpretados como decorrente da precipitação de chuvas torrenciais, esporádicas, que normalmente ocorrem em climas áridos, condição climática interpretada na deposição dessa sequência.

As paleobatimetrias simuladas, calibradas a partir das taxas de sedimentação e por interpretações conceituais e empíricas a partir da geometria dos horizontes estratigráficos, apresentaram pouca variação na área estudada durante o intervalo mesocenomaniano-eoturoniano. Baseando-se nas profundidades da escala de [Ingle \(1980\)](#), a alternância de ambientes intercorreu desde o continental, pouco acima do nível do mar, incluindo ambientes parálicos, até nerítico muito raso.

Apesar da área de trabalho desta pesquisa ser muito restrita em relação à escala ideal para utilização do *software* Dionisos®, de magnitude regional, abrangendo ambientes de plataforma, talude e bacia, o avanço na memória de cálculo e a grande quantidade de dados permitiram que os principais eventos de acumulação sedimentar relacionados ao intervalo mesocenomaniano-neoturoniano fossem reproduzidos de forma coerente, em consonância com as interpretações do modelo deposicional para este período na Bacia Potiguar.

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, G. P. & Posamentier, H. W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 378-391
- ANP 2000.“Bacia Potiguar”.Segunda Rodada de Licitações, disponível em: <http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round2/Pdocs/Pbacias/PBframe07.htm>. Acesso em: 23 fev. 2013.
- Arai, M.; Lana, C. C. e Pedrão, E., 1994. Ecozona subtilisphaera: registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do oceano Atlântico primitivo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13, São Leopoldo, Rio Grande do Sul, 1993. *Acta Geológica Leopoldensia*, 39 (2): 521-538.
- Araripe, P. T. & Feijó, F. J. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8: 127-141.
- Assine & Perinotto, 2001 in Severiano Ribeiro, H.J.P. *Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo, EDUSINOS, 428p.
- Bagnoli, E. & Farias, P.R.C., 1992 – Uma Sequência de *Tidal Bundles* no Topo da Formação Açú, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992, Anais. SBG., v.2, p.479.
- Beicip, 2010. Insight on Dionisos - Theory and workflow. p.37.
- Barry, R.G., and Chorley, R.J., 2010. *Atmosphere, Weather and Climate. 9th edition, Routledge, London. 516 pp.*
- Bertani, R. T.; Araripe, P. T.; Beltrami, C. V. 1990. Evolução Tectono-Sedimentar, Estilo Estrutural e o Habitat do Petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (ed.) *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás, 291-310.
- Brown JR., L.F. & Fisger W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 213-248. (AAPG Memoir, 26).
- Caldas, J. N., 2000. *Difusividade*. Manual de Normas Técnicas, PETROBRÁS/CENSUD. Recuperado em julho de 2000, disponível na Internet: http://www.mantec.sensud.petrobras.com.br/mdt1/textos/005_000_000_000.htm.
- Castro, J. C. & Barrocas, S. L. S. 1981. *Roteiro de Campo- fácies da Formação Açú, Bacia Potiguar*. Rio de Janeiro. Petrobrás/CENPES. 32p.
- Castro, J. C., 1992. Facies, reservoirs and stratigraphic framework of the Mossoró Member (Latest Cenomanian-Earliest Turonian) in Potiguar Basin, NE Brazil: an example of a Tidel and Wave dominated Delta. In: E. G. Rhodes & T. F. Moslow (eds.), *Marine clastic reservoirs: example and analogues*, 161-182.
- Castro, J. C., 1993. Facies, reservoirs and stratigraphic framework of the Mossoró Member (Latest Cenomanian-Earliest Turonian) in Potiguar Basin, NE Brazil: an example of a Tidel and Wave dominated Delta. In: E. G. Rhodes & T. F. Moslow (eds.), *Frontiers in sedimentary geology marine clastic reservoirs*. New York: Springer Verlag, p.161-182.
- Chang, H. K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F. 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes*, 11: 194-202.
- Córdoba, V. C. 2001. *A Evolução da Plataforma Carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica*. Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Doutorado, 282p.
- CPRM, 2006. Mapa Geológico do Rio Grande do Norte. Escala: 1:500.000 – CPRM/FAPERN.

- Dalrymple, R. W. 1992. Tidal depositional systems. In: James, N. P. (ed.) *Facies models: response to sea level change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 195-218.
- Dalrymple, R. W.; Zaitlin, B. A.; Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 1130-1146.
- Dunham, R. J. 1962 Classification of carbonate rocks according to depositional texture. AAPG Memoir n.1, p.108-121.
- Françolin, J. B. L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 196-207.
- Gil, J. A. 1997. Estratigrafia e análise paleoambiental da plataforma carbonática Jandaíra; turoniano-campaniano da porção centro-oeste da Bacia Potiguar. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, unpublished Master, 146p.
- Gradstein, F.; Ogg, J.; Smith, A. (ed.). 2004. *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, 589p.
- Granjeon, D. 1997 Mode´lisation stratigraphique de´terministe: conception et applications d'un mode`le diffusif 3D multilithologique, 78. Memoires de Geosciences Rennes, Rennes. 189 pp.
- Granjeon, D., Joseph, P., 1999. Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations: SEPM Special Publication 62*, pp. 197–210.
- Haq, B. U.; Vail, P. R.; Hardenbol, J. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Ross, C. A.; Posamentier, H.; Van Wagoner, J.; Hendall, C. G. S. C. (ed.) *Sea level changes - an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Special Publication), **42**, 71-108.
- Ito, M. 1995. Volcanic-ash layers facilitate high-resolution sequence stratigraphy at convergent plate margins: an exemple from the Plio-Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, v. 95, p. 187-206.
- Ingle, J. C., Jr., 1980. Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the southern California continental borderland. In W. V. Sliter. (ed.): *Studies in Marine Micropaleontology and Paleoecology. A Memorial Volume to Orville L. Bandy: Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication 19*, p. 163–195.
- Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.ST.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.). *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 109-124 (Special Publication, 42).
- Csato, I., and C. G. St.C. Kendall, 2001, Modeling of stratigraphic architectural patterns in extensional settings – Toward a conceptual model: *Computers and Geosciences*, v. 28/3, p. 351-356.
- Krumbein, W. C., 1948. *Lithofacies Maps and Regional Sedimentary-Strathigraphic analysis*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. Vol. 32, No. 10. Pp. 1909-1923.
- Lana, C. C. 1997. Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio-Turoniano inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, *NE do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 197p.

- Loutit, T.S.; Hardenbol, J.; Vail, P.R.; Baum, G.R. 1988. Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.ST.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.). *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 183-216 (SEPM Special Publication, 42).
- Matos, R. M. D. 1987. Sistema de Riftes Cretáceos do Nordeste Brasileiro. In: Petrobras, Tectos 1, Rio de Janeiro, v.Relatório Interno 106-06332, p.126-159.
- Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11: 766-791.
- Matsuda, N. S., 1988. Caracterização Petrográfica, Mineralógica e Paleoambiental da Anomalia Radioativa Associada a Rochas Fosfáticas do Cretáceo Superior da Bacia Potiguar – Rio Grande do norte. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, p.131.
- Menezes, M.R.F., 1999. Estudos sedimentológicos e caracterização estrutural da Formação Serra do Martins nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana, RN. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 165p.
- Monteiro, M. & T, F. R. 1990. *Análise ambiental das plataformas carbonáticas albo-maastrichtianas da Bacia Potiguar*. Natal. PETROBRAS/CENPES-DEBAR/DIRNOE. 82p.
- Monteiro, M. C. & Faria, R. T. 1988. Planície de maré no poço 9-MO-13-RN, Formação Jandaíra – um exemplo do passado. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, p.809-823.
- Morais Neto, J.M., 2009. Thermochronology, Landscape evolution and denudational history of the Borborema Province, northeastern Brazil. The University of Queensland, PhD Thesis p.237.
- Pessoa Neto, O. C. 2003. Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 263-278.
- Pessoa Neto, O. C.; Soares, U. M.; Silva, J. G. F.; Roesner, E. H.; Florencio, C. P.; Souza, C. A. V. 2007. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 357-369.
- Plint, A.G. 1996. Sequence Stratigraphy. London: Department of Earth Sciences, 104 p. (Notes for a course in Sequence Stratigraphy).
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T.; Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.ST.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.). *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 109-124 (SEPM Special Publication, 42).
- Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1994. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. Texas: ARCO Exploration and Production Technology, 89 p. (Short Course Notes).
- Ramos, M. A. 1993. *Análise Estratigráfica da Seção Neocenomaniana/ Eocampaniana da Porção Centro-Leste da Bacia Potiguar*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 116p.
- Rao, P.C. 1996. *Modern Carbonates: tropical, temperate, polar-introduction to sedimentology and geochemistry*. Arts of Tasmani, Tasmania. 206p.
- Regali, M.S.P., Gonzaga, S. 1985. Palinoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 8, Rio de Janeiro, 1983. Paleont. Estrat. 2, Fortaleza, DNPM, Geol. 27, p. 443-460.
- Reinson, G. E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: James, N. P. (ed.) *Facies models: response to sea level change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 179-194.

- Reyes-Pérez, Y. A. 2003. *Caracterização da geometria de depósitos sedimentares na borda sudoeste da Bacia Potiguar*. Universidade do Rio Grande do Norte, 81p.
- Reyes-Pérez, Y. A. 2008. *Caracterização da geometria de depósitos transicionais recentes e sua aplicação na modelagem de reservatórios petrolíferos*. Universidade do Rio Grande do Norte, 126p.
- Sampaio, A. V. & Schaller, H. 1968. Introdução à estratigrafia da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, 11: 19-44.
- Santos, S. C. N., 2009. *Análise Estratigráfica e Caracterização Faciológica de Depósitos Sedimentares Neocretácicos Pertencentes À Formação Açú, Bacia Potiguar Emersa – RN*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, p.60.
- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, v. 55, p. 179-184.
- Silva, O. S., 1991. *Fácies, Paleoambientes e Análise Estratigráfica do Membro Mossoró (Meso-Cenomaniano/Eo-Turoniano) da Formação Açú na Área do Campo de Redonda, Bacia Potiguar Emersa, Rio Grande do Norte*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 177p.
- Soares, U.M.; Rossetti, E.L.; Cassab, R.C.T, 2003. *Bacias Sedimentares Brasileiras – Bacia Potiguar*. Fundação Paleontológica Phonenix. Ano 5, número 56.
- Vail, P. R.; Mitchum, J. R.; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson III, S.; Sangree, J. B.; Bubb, J. N.; Hatlelid, W. G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C. E. (ed.) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, AAPG, (Memoir 26), 49-212.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S.; Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.ST.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (eds.). *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 39-46 (SEPM Special Publication, 42).
- Varella, L. E. S., 2007. *Modelagem e Visualização de Distribuições Litofaciológicas Tridimensionais*. COOPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Doutorado, 126p.
- Vasconcelos, E. P.; Lima Neto, F. F.; Ross, S. 1990. Unidades de correlação da Formação Açú. In: SBG, 36o Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, v.Anais, p.227-240.
- Viviers, M. C.; Richter, A. J.; Silva-Telles, A.; Moura, J.; Nascimento, N. L.; Dino, R.; Shimabukuru, S. 1992. *Bacia Potiguar*. PETROBRÁS/CENPES/SEBIPE.
- Viviers, M.C., Koutsoukos, E.A.M., Silva-Telles, A., 1994. *Ostracodes marinhos das Bacias Potiguar e Sergipe*.PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/ SEBIPE.
- Warrlich, G. M. D.; Bosence, D. W. J.; Waltham, D. A.; Wood, C.; Boylan, A.; Badenas, B. 2008. 3D stratigraphic forward modelling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production *Marine and Petroleum Geology* 25: 35–58.