

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

JOÃO PAULO PICOLINI

ESTUDO DAS PRESSÕES DE POROS
NUMA ÁREA CENTRAL DA BACIA DE SANTOS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio-Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang

Rio Claro - SP
2017

551.48 Picolini, João Paulo
P598 Estudo das pressões de poros numa área central da Bacia de Santos / João Paulo Picolini. - Rio Claro, 2017
162 f. : il., figs., tabs.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang

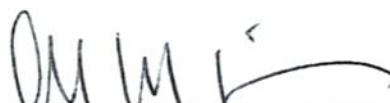
1. Hidrologia. 2. Pressão de poros. 3. Sobrepressão. 4. Tectonossedimentação. 5. Bacia de Santos. 6. Petróleo. I. Título.

JOÃO PAULO PICOLINI

ESTUDO DAS PRESSÕES DE POROS
NUMA ÁREA CENTRAL DA BACIA DE SANTOS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio-Ambiente.

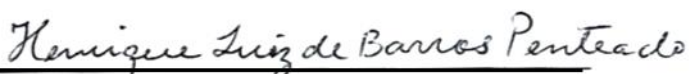
Comissão Examinadora



Prof. Dr. Chang Hung Kiang



Dr. Antônio Celso Guirro



Dr. Henrique Luiz de Barros Penteado

Rio Claro – SP, 10 de abril de 2017

Dedico este trabalho a minha família.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela da vida e a oportunidade de evoluir. Aos bons espíritos que nos guiam, emissários do Pai, agradeço pela proteção e orientação fraternal em todos os momentos dessa caminhada.

Aos meus pais, Humberto e Dileta, agradeço pelos ensinamentos, pela proteção e o amor a mim dedicado, que moldaram o homem que sou e, especialmente, pela ajuda durante a realização do mestrado. Ao Rodrigo, Ana e meus queridos sobrinhos, Pedro, Lucas e Helena, agradeço por toda vibração positiva e por serem tão importantes, diria fundamentais.

Sou especialmente grato à minha esposa, Franciany, por tudo que construímos juntos e por me apoiar incondicionalmente na realização deste trabalho. Agradeço por todos os momentos de lágrimas e sorrisos que compartilhamos ao longo deste projeto, obrigado por sua lealdade. Aos meus filhos, Maria Clara e Antônio, eu agradeço por serem a essência dos meus tesouros, fonte maior de inspiração e amor. Por todas as gargalhadas e momentos de descontração, tão importantes para finalizar este projeto, sou eternamente grato. Agradeço, de coração, aos meus sogros, Luiz e Olinda pela ajuda na reta final.

Sou muito grato ao meu orientador Chang e à sua esposa, Maria Rita, pela oportunidade oferecida, pelas inúmeras orientações e sugestões para a melhoria do trabalho. Agradeço a todos os colegas do LEBAC, Laboratório de Estudos de Bacias da Unesp de Rio Claro – SP, pela ajuda em momentos necessários. Agradeço ao pesquisador Miguel Angel Alfaro Souto pelas importantes correções realizadas. Especialmente, agradeço ao geólogo Iata Anderson de Souza, por toda a ajuda e orientação ao longo deste trabalho.

À Petrobras, empresa pela qual tenho o orgulho de trabalhar e gratidão por tudo que vivi nesses 11 anos, agradeço pela oportunidade de realizar o mestrado. Muito obrigado por liberar os recursos e dados essenciais a esta pesquisa. Agradeço a todos os colegas da empresa com quem tive a chance de algo aprender durante a convivência diária. Dedico especiais agradecimentos aos geólogos Flávio Giotto Gonzaga, Antônio Celso Guirro, Carlos Augusto Valentin de Souza, Carlos Roberto Becker, Luiz Manoel Alves Marçal, Marcos Domingues e Henrique Luiz de Barros Penteadó, além dos geofísicos Roman Hotzel Escardó, Hugo Ferreira Saar, Georges

Waisman e Marcelo Brasil Silka pelas discussões técnicas relevantes, ajuda na obtenção dos resultados, confecção de figuras, participação na banca e demais auxílios essenciais a esta pesquisa. Agradecimento especial reservo ao analista de sistemas Bruno Aurélio Lopes, pela enorme ajuda com os problemas relacionados aos *softwares*. Agradeço à bibliotecária Alda Oliveira Silva por fornecer todas as fontes bibliográficas solicitadas, sempre de forma eficiente. A todos vocês, meu muito obrigado, pois esta pesquisa não teria sido realizada sem suas contribuições.

Finalmente, sou grato a todas as pessoas que, de alguma forma, me ajudaram a realizar este projeto e chegar até aqui, muito cansado, mas em paz. A você leitor, agradeço por prestigiar essas singelas linhas e, antecipadamente, peço desculpas pelas falhas cometidas. Como disse Charles Chaplin: “não sois máquinas, homens é que sois”.

“Embora ninguém possa voltar atrás e fazer um novo começo, qualquer um pode recomeçar agora e fazer um novo final”.

(Francisco Cândido Xavier).

RESUMO

Foram estudadas as pressões de poros em poços localizados numa área central da Bacia de Santos, onde ocorrem Zonas de Pressão de Poros Anormal (ZPA), intervalos estratigráficos caracterizados por pressões de poros anormalmente elevadas (sobrepessão). Atenção especial foi dedicada à Sequência Depositional K90, Santoniano ao Campaniano, constituída pelas formações Juréia e Itajaí-Açu, por sua vez composta por pelitos do Folhelho-Selo e arenitos do Reservatório Principal (Membro Ilha-Bela). A área de estudos possui cerca de 1900 km² e localiza-se a cerca de 120km do litoral do Estado de São Paulo, apresentando acumulações de gás no Reservatório Principal, seladas pelo Folhelho-Selo, entre as quais destaca a Acumulação Principal, com cerca de 800 m de espessura de zona de gás. Os estudos envolveram modelagem petrofísica 1D das pressões e modelagem histórica 1D de parâmetros tectonossedimentares. Objetivou-se, assim, quantificar as pressões de poros; verificar se elas estão relacionadas à evolução tectonossedimentar e sugerir as causas prováveis da sobrepressão. A modelagem petrofísica forneceu curvas de pressões de sobrecarga (PS), pressão hidrostática (PH) e pressão de poros (PP) a partir de perfis elétricos de poços. A modelagem histórica forneceu curvas de subsidência, taxas de sedimentação, fluxo térmico, temperatura e pressões de poros ao longo do tempo. Análises complementares foram realizadas a partir de dados geoquímicos e de mineralogia do Folhelho-Selo. Foi possível caracterizar as pressões anormais nos perfis e, com razoável confiabilidade, estabelecer a distribuição estratigráfica e espacial das ZPAs existentes na área. Na Sequência K90 foi constatada uma ZPA Principal e uma ZPA Secundária, enquanto nas sequências mais antigas (K70, K82-86 e K88) identificaram-se zonas de menor importância e ocorrência localizada (ZPA-2 e ZPA-3). A ZPA Principal engloba a Acumulação Principal e apresenta gradiente de pressão de poros (GPP) de até 12,6 ppg na zona de gás e 11,7 ppg na zona de água, superiores ao gradiente de pressão hidrostática (GPH), cujos valores variam entre 8,5 ppg e 9,5 ppg. A deposição da K90 ocorreu durante importante período de atividade tectônica e taxas de sedimentação de até 300 m/Ma, sendo submetida a fluxos térmicos de até 100 mW/m² e temperaturas superiores a 140 °C ao longo do tempo. Não foi identificada uma relação entre a sobrepressão da ZPA Principal e a evolução tectonossedimentar da área ou com as características geoquímicas e minerais do Folhelho-Selo. A ocorrência de gás acumulado é o principal elemento que resultou na ZPA Principal, pois o gás elevou GPP da zona de gás em relação ao GPP do aquífero. Além disso, a coexistência de gás e água deve ter reduzido a condutividade hidráulica do Folhelho-Selo e retardado a equalização das pressões com o meio hidrostático, contribuindo com a elevação do GPP no aquífero. Camadas menos permeáveis internas ao Folhelho-Selo e ao Reservatório Principal, além de falhas selantes, reduziram ainda mais o fluxo de fluidos, contribuindo com a elevação das pressões de poros. A migração de fluidos pressurizados, a partir de níveis inferiores, também pode ter contribuído com o aumento das pressões de poros na ZPA Principal.

Palavras-chave: Pressão de poros. Sobrepressão. Tectonossedimentação. Bacia de Santos. Petróleo.

ABSTRACT

Pore pressures have been studied through wells located in a central area of the Santos Basin, Brazil, where Overpressured Zones (ZPA) are characterized by abnormally high PP. Special attention was given to the K90 Depositional Sequence, Santonian to Campanian age, constituted by the Juréia and Itajaí-Açu formations, which is composed by pelitic rocks (Shale-Seal) and sandstones (Main Reservoir). The study area is about 1900km² large, located about 120km far from the São Paulo State coast, and has gas accumulations in the Main Reservoir sealed by Shale-Seal, among which the Main Accumulation stands out, with about 800 m of gas zone thickness. The studies were carried out by 1D petrophysical pressure modeling and 1D historical modeling, aiming to quantify pore pressures and verify whether they are related to tectonosedimentary evolution and to suggest probable causes for overpressure in the area. The petrophysical pressure modeling provided overburden pressure (PS), hydrostatic pressure (PH) and pore pressure (PP) curves from electric well profiles. Historical modeling provided total and tectonic subsidence, sedimentation rates, heat flow curves, temperature and pore pressures over the geological time. Further analyses were carried out from geochemical and mineralogy data from the Shale-Seal. It was possible to characterize the abnormal pressures in log profiles and, with reasonable reliability, to establish the stratigraphic and spatial distribution of the ZPAs in the area. A Main ZPA and a Secondary ZPA were detected in the K90 Sequence, whereas zones of minor importance and localized occurrence were identified, named ZPA-2 and ZPA-3, were detected in the older sequences (K70, K82-86 and K88). The Main ZPA encompass the Main Accumulation and presents a pore pressure gradient (GPP) up to 12,6 ppg in the gas zone and up to 11,7 ppg in the water zone, too much larger than hydrostatic pressure gradient (GPH), whose values range from 8,5 ppg and 9,5 ppg. The K90 was deposited during a period of huge tectonic activity, with sedimentation rates up to 300 m/My and has been submitted up to 100 mW/m² of heat flow and temperatures above 140 °C through the time. It was not realized a relation between the occurrence of overpressure and the tectonosedimentary evolution of the area or with the geochemical and mineral characteristics of the Shale-Seal. The occurrence of accumulated gas is the main element that resulted in the Main ZPA, because the gas raised GPP of the gas zone in relation to the GPP of the aquifer, which raised the GPP of the gas zone in relation to the aquifer's GPP. Besides that, the coexistence of gas and water must have reduced the hydraulic conductivity of the Shale-Seal and retarded the equalization of the pressures with the hydrostatic medium, contributing to raising the aquifer's GPP. Less permeable layers, internal to Shale-Seal, and sealing faults further reduced the flow of fluids, contributing to the elevation of pore pressures. The migration of pressurized fluids, from lower levels, may also have contributed to increased pore pressures in the Main ZPA.

Keywords: Pore pression. Overpression. Tectonosedimentation. Santos Basin. Petroleum.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização da área de estudo	22
Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da Bacia de Santos e áreas adjacentes ..	24
Figura 2.2 – Representação esquemática da separação entre as placas Sul-americana e Africana	25
Figura 2.3 – Seção geológica cruzando a Bacia de Santos e área emersa	25
Figura 2.4 – Mapa hipsométrico da área circunvizinha à Bacia de Santos	27
Figura 2.5 – Carta estratigráfica da Bacia de Santos	29
Figura 2.6 – Mapa estrutural e tectônico das bacias de Santos e Campos	31
Figura 2.7 – Seção geológica esquemática da Bacia de Santos (NW-SE)	31
Figura 2.8 – Seção geológica esquemática da Bacia de Santos (N-S e NW-SE)	32
Figura 2.9 – Mapa de isópaca do sal (m)	35
Figura 2.10 – Mapa paleoambiental do Campaniano ao Maastrichtiano	36
Figura 2.11 – Mapa estrutural da base da Sequência K44 na área de estudo	37
Figura 2.12 – Seção sísmica em tempo entre os poços P15, P2 e P1	38
Figura 2.13 – Seção sísmica em tempo entre os poços P13 e P9	39
Figura 2.14 – Mapa estrutural do topo do sal na área de estudo	40
Figura 2.15 – Mapa estrutural do topo do Reservatório Principal na área de estudo	43
Figura 2.16 – Seção sísmica em profundidade entre os poços P2, P1 e P3	44
Figura 2.17 – Suíte de perfis do poço P1	45
Figura 3.1 – Gráfico esquemático da pressão de poros (PP) x profundidade	47
Figura 3.2 – Áreas com ocorrência de sobrepressão ao redor do mundo	48
Figura 3.3 – Representação esquemática da ocorrência de água, óleo e gás nos poros de uma rocha	51
Figura 3.4 – Seção geológica ao longo do Alto Principal	52
Figura 3.5 – Saturação de água (S_a) x permeabilidade relativa da fase molhante (kr_w) e não molhante (kr_{nw})	53
Figura 3.6 – Porosidade x soterramento para diferentes tipos de rocha	54
Figura 3.7 – Representação esquemática do desenvolvimento da subcompactação	55
Figura 3.8 – Representação esquemática da atuação da tensão cisalhante	56

Figura 3.9 – Permeabilidade x excesso de PP ($PP - PH$)	57
Figura 3.10 – Fração do volume da rocha ocupado por líquido e matriz sólida	58
Figura 3.11 – Efeito da geração de petróleo para sobrepressurização	59
Figura 3.12 – Representação esquemática do mecanismo da altura piezométrica	62
Figura 3.13 – Efeito da fluabilidade do fluido para sobrepressurização	63
Figura 4.1 – Tempo de trânsito x profundidade	68
Figura 4.2 – Resposta dos perfis frente a sobrepressão por subcompactação	68
Figura 4.3 – Tipos de poros de uma rocha	69
Figura 4.4 – Resposta dos perfis frente a uma zona hidrostática e uma zona com sobrepressão não originada por subcompactação	69
Figura 4.5 – Velocidade do perfil sônico x perfil de densidade para o P1	71
Figura 4.6 – Comparação entre perfil de densidade original e a densidade sintética obtida com a fórmula de Gardner	72
Figura 4.7 – Cota x salinidade	73
Figura 4.8 – Soterramento x temperatura	73
Figura 4.9 – Curvas de pressão hidrostática (PH) e gradiente de pressão hidrostática (GPH) obtidas a partir do ajuste de salinidade e temperatura	74
Figura 4.10 – Suíte de perfis do poço P1	76
Figura 4.11 – Exemplo de curva de subsidência total (poço P1)	79
Figura 4.12 – Exemplo de curva de <i>backstripping</i> e subsidência teórica (poço P1) ..	80
Figura 4.13 – Curvas de porosidade x soterramento para os folhelhos e arenitos ...	90
Figura 4.14 – Porosidade x permeabilidade de amostras do Folhelho-Selo	92
Figura 5.1 – Suíte de perfis do poço P1	99
Figura 5.2 – Suíte de perfis do poço P1 a partir de 3200 m	99
Figura 5.3 – Suíte de perfis do poço P2	100
Figura 5.4 – Suíte de perfis do poço P2 a partir de 3300 m	100
Figura 5.5 – Suíte de perfis do poço P3	101
Figura 5.6 – Suíte de perfis do poço P3 a partir de 3300 m	101
Figura 5.7 – Suíte de perfis do poço P4	102
Figura 5.8 – Suíte de perfis do poço P4 a partir de 3300 m	102
Figura 5.9 – Suíte de perfis do poço P6	103
Figura 5.10 – Suíte de perfis do poço P6 a partir de 3400 m	103
Figura 5.11 – Suíte de perfis do poço P9	104

Figura 5.12 – Suíte de perfis do poço P9 a partir de 3200 m	104
Figura 5.13 – Suíte de perfis do poço P13	105
Figura 5.14 – Suíte de perfis do poço P13 a partir de 3000 m	105
Figura 5.15 – Suíte de perfis do poço P15	106
Figura 5.16 – Suíte de perfis do poço P15 a partir de 3000 m	106
Figura 5.17 – Pressão poros x cota com os valores de PT e TFR da K90 (exceto P3, Ilha-Bela-2)	108
Figura 5.18 – Mapa estrutural do topo do Reservatório Principal com compartimentos de pressão	109
Figura 5.19 - Mapa estrutural do topo do Reservatório Principal (contorno de 100 m) sobreposto ao mapa de amplitude máxima RMS	110
Figura 5.20 – Linha sísmica em profundidade entre o P3, P1 e P16	111
Figura 5.21 – Linha sísmica em profundidade entre o P3, P1, P4, P6 e P7	111
Figura 6.1 – Curva de subsidência total do poço P1	114
Figura 6.2 – Curva de subsidência total do poço P3	114
Figura 6.3 – Curva de subsidência total do poço P8	115
Figura 6.4 – Curva de subsidência total do poço P9	115
Figura 6.5 – Curva de subsidência total do poço P13	116
Figura 6.6 – Curva de subsidência total do poço P15	116
Figura 6.7 – Taxas de sedimentação calculadas para os poços modelados	117
Figura 6.8 – Curvas de subsidência tectônica por <i>backstripping</i> e teórica do poço P1	119
Figura 6.9 – Curvas de subsidência tectônica por <i>backstripping</i> e teórica do poço P3	120
Figura 6.10 – Curvas de subsidência tectônica por <i>backstripping</i> e teórica do poço P8	120
Figura 6.11 – Curvas de subsidência tectônica por <i>backstripping</i> e teórica do poço P9	121
Figura 6.12 – Curvas de subsidência tectônica por <i>backstripping</i> e teórica do poço P13	121
Figura 6.13 – Curvas de subsidência tectônica por <i>backstripping</i> e teórica do poço P15	122
Figura 6.14 – Modelos termiais do poço P1	123
Figura 6.15 – Modelos termiais do poço P3	124

Figura 6.16 – Modelos termais do poço P8	124
Figura 6.17 – Modelos termais do poço P9	124
Figura 6.18 – Modelos termais do poço P13	125
Figura 6.19 – Modelos termais do poço P15	125
Figura 6.20 – Modelo termal do poço P1 obtido a partir do gradiente geotermal constante (29 °C/km)	125
Figura 6.21 – Evolução das temperaturas da base da Sequência K90	126
Figura 6.22 – Evolução do gradiente geotermal da base da Sequência K90	127
Figura 6.23 – Variação da porosidade total e permeabilidade (<i>k</i>) dos modelos históricos	128
Figura 6.24 – Modelos históricos de pressões dos poços P1 e P9	129
Figura 6.25 – Evolução do GPP modelado para os poços P1 e P9	130
Figura 7.1 – Valores de COT do Folhelho-Selo x profundidade	131
Figura 7.2 – Valores de S1 do Folhelho-Selo x profundidade	132
Figura 7.3 – Valores de S2 do Folhelho-Selo x profundidade	133
Figura 7.4 – Valores de IH x IO do Folhelho-Selo	134
Figura 7.5 – Valores de TMax e S2 do Folhelho-Selo	134
Figura 7.6 – Valores do índice de refletância de vitrinita do Folhelho-Selo (Ro %) x profundidade	135
Figura 7.7 – Composição mineralógica total e de argilominerais do Folhelho-Selo ..	136
Figura 7.8 – Porcentagem de ilita (Ita) na fração argilominerais do Folhelho-selo ..	137
Figura 8.1 – Mapa estrutural do topo do Reservatório Principal com a síntese dos resultados obtidos	138
Figura 8.2 – Curvas de porosidade x soterramento de argilitos e folhelhos	139
Figura 8.3 – Seção sísmica em profundidade cruzando o Alto Principal	142
Figura 8.4 – Valores de porosidade e permeabilidade do Folhelho-Selo em poços da área de estudo	145
Figura 8.5 – Seção geológica entre os poços P5, P6 e P7	148
Figura 8.6 – Possível sequência de eventos para formar a ZPA Principal	149

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Equivalência entre unidades do SI e as empregadas neste trabalho ...	46
Tabela 4.1 – Relação de perfis empregados	66
Tabela 4.2 – Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P1	87
Tabela 4.3 – Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P3	87
Tabela 4.4 – Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P8	88
Tabela 4.5 – Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P9	88
Tabela 4.6 – Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P13	89
Tabela 4.7 – Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P15	89
Tabela 4.8 – Propriedades litológicas empregadas na modelagem histórica	90
Tabela 4.9 – Parâmetros da bacia empregados na modelagem histórica	91
Tabela 5.1 – Parâmetros empregados e resultados obtidos na modelagem petrofísica de pressões na Sequência K90 e entre a Sequência K100 e o fundo do mar	94
Tabela 5.2 – Parâmetros empregados e resultados obtidos na modelagem petrofísica de pressões no intervalo entre as sequências K70 e K88	94
Tabela 6.1 – Parâmetros empregados e resultados obtidos na modelagem histórica de pressões	128
Tabela 8.1 – Contribuição dos mecanismos geradores de sobrepressão nas pressões de poros da Sequência K90	140

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AP – Alto estrutural principal.

API – Unidades de radioatividade medida pelo perfil raio-gama.

BBI – Barris (*blue barrel*).

COT – Carbono orgânico total.

Ef – Tensão efetiva.

E&P – Exploração e produção de petróleo.

FP – Falha principal.

FS – Falha secundária.

ft – Pés (*feet*)

G/A – Contato gás-água.

GPH – Gradiente de pressão hidrostática.

GPL – Gradiente de pressão de lama.

GPP – Gradiente de pressão de poros (plural GPPs).

GPS – Gradiente de pressão de sobrecarga.

IMA – Intervalo menos argiloso.

in – Polegadas (unidade de medida do perfil *caliper*).

IP – *Interact Petrophysics* – software para avaliação de perfis geofísicos (*Senergy*).

LWD – *Logging while drilling*.

MR – Mesa rotativa.

Ma – Milhões de anos.

NM – Nível do mar.

ohm – Unidade de resistividade.

PH – Pressão hidrostática.

PL – Pressão ou “peso” de lama (fluido de perfuração).

PM – Profundidade medida.

PP – Pressão de poros (plural PPs).

ppg – Libras por galão (*pounds per gallon*).

PT – Pré-teste (plural PTs).

PS – Pressão de sobrecarga.

PU – unidade de medida do perfil neutrão.

RFT – *Repeat formation test*.

RTa - Reta de tendência GPP x profundidade para água.

RTg – Reta de tendência GPP x profundidade para gás.

SI – Sistema métrico internacional.

SIMOD – Simulador de bacias em 1D (Petrobras).

Smc-Ita – Reação de transformação de esmectita em illita.

TFC – Teste de formação a cabo.

TFR – Teste de formação a poço revestido.

TNC – Tendência normal de compactação.

UGT – Unidade de gás total.

ZAP – Zona de pressão de poros anormal (plural ZPAs).

ZT – Zona de transição da ZPA.

ZF – Zona franca de pressão da ZPA.

μ s – Milissegundos.

LISTA DE SÍMBOLOS

- A – Área.
- a – Parâmetro da equação linear entre permeabilidade e porosidade.
- B – Parâmetro de estiramento da sub-crosta.
- Bat – Batimetria da bacia em cada período de tempo.
- b – Parâmetro da equação linear entre permeabilidade e porosidade.
- C – Constante da fórmula de Gardner.
- c – Constante de decaimento da porosidade com a profundidade.
- D – Parâmetro de estiramento da crosta.
- Dt – Difusividade térmica.
- dy – Altura do elemento unitário de rocha.
- E – Parâmetro de Eaton.
- F – Força.
- G – Gradiente de Pressão.
- g – Aceleração da gravidade.
- h_s – Espessura da camada sedimentar descompactada.
- K – Condutividade hidráulica.
- k – Permeabilidade intrínseca ou permeabilidade.
- k_a – Permeabilidade efetiva da água.
- k_g – Permeabilidade efetiva do gás.
- kr_a – Permeabilidade relativa da água.
- kr_g – Permeabilidade efetiva do gás.
- L – Comprimento da seção considerada para o fluxo de fluido.
- j – Calor específico da rocha.
- m – Termo inteiro considerado na série de Fourier.
- N – Constante da fórmula de Gardner.
- n – Termo inteiro considerado na série de Fourier.
- $\emptyset(Z)$ – Porosidade total em uma profundidade de interesse (Z).
- $\emptyset(i)$ – Porosidade total inicial na superfície.
- P – Pressão.
- P_o – Pressão em superfície.
- Q – Vazão do fluido.
- q – Fluxo de calor.

R – Calor devido ao decaimento radiogênico.

S – Subsidiência da fase termal.

S_a – Saturação de água.

S_g – Saturação de gás.

S_i – Subsidiência mecânica.

SL – Salinidade da água de formação.

S_o – Saturação de óleo.

T – Temperatura.

T_m – Temperatura na base da litosfera (topo da astenosfera).

t – Tempo.

V – Velocidade obtida a partir do perfil sônico.

VNM – Variação do nível do mar em determinado período de tempo.

V_n – Velocidade sônica da TNC

V_o – Velocidade sônica medida no ponto analisado.

Vol_a – Volume de água nos poros.

Vol_g – Volume de gás nos poros.

Vol_o – Volume de óleo nos poros.

Vol_p – Volume de poros.

Vol_t – Volume total da rocha.

Y_L – Espessura inicial da litosfera (pré-deformação mecânica).

Y_c – Espessura inicial da crosta (pré-deformação mecânica).

$Y_{c'}$ – Espessura nova da crosta (após a deformação mecânica).

Y_{sc} – Espessura inicial da sub-crosta (pré-deformação mecânica).

$Y_{sc'}$ – Espessura nova da sub-crosta (após a deformação mecânica).

Z – Profundidade.

z – Espaço gerado pela subsidiência mecânica.

α – Coeficiente de expansão termal.

λ – Condutividade térmica.

μ – Viscosidade do fluido.

ρ – Densidade.

ρ_b – Densidade total da rocha (grãos minerais e água dos poros) em uma profundidade (Z).

ρ_c – Densidade média da crosta.

ρ_h – Densidade do fluido dos poros em uma profundidade de interesse (Z).

ρ_m – Densidade média do manto astenosférico.

ρ_s – Densidade média da coluna sedimentar.

ρ_w – Densidade da água no *backstripping*.

ϕ – Constante termal do tempo.

Ψ – Constante relacionada à compressibilidade do poro.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	21
1.1. Objetivos	21
1.2. Localização da área de estudo	22
2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA	23
2.1. Bacia de Santos	23
2.1.1. Área emersa circunvizinha	25
2.1.2. Área interna	27
2.2. Área de estudo	37
3. PRESSÃO DE POROS	46
3.1. Influência da permeabilidade e do tempo	49
3.2. Influência do tipo de fluido	50
3.3. Mecanismos de sobrepressurização	53
3.3.1. Subcompactação	54
3.3.2. Compressão tectônica	55
3.3.3. Anomalias de temperatura (<i>aquathermal</i>)	56
3.3.4. Transformação mineral esmectita - illita	58
3.3.5. Geração de petróleo	59
3.3.6. Osmose	60
3.3.7. Altura piezométrica	61
3.3.8. Flutuabilidade do fluido	62
4. MATERIAIS E MÉTODOS	64
4.1. Poços e perfilagens geofísicas	64
4.2. Modelagem petrofísica de pressões	67
4.2.1. Obtenção da pressão de sobrecarga	70
4.2.2. Obtenção da pressão hidrostática	72
4.2.3. Obtenção de V_o , V_n e E	74
4.3. Modelagem histórica	77
4.3.1. Modelagem de subsidência total e taxa de sedimentação	77
4.3.2. <i>Backstripping</i> e modelagem de subsidência teórica	79

4.3.3. Modelagem termal	83
4.3.4. Modelagem histórica de pressão de poros	84
4.3.5. Parâmetros da modelagem histórica	86
4.4. Ferramentas complementares	92
5. RESULTADOS DA MODELAGEM PETROFÍSICA DE PRESSÕES	94
5.1. Pressões de poros entre a Sequência K100 e o fundo do mar	95
5.2. Pressões de poros na Sequência K90	95
5.3. Pressões de poros entre as sequências K70 e K88	97
5.4. Análise gráfica e espacial das pressões de poros	107
6. RESULTADOS DA MODELAGEM HISTÓRICA	113
6.1. Subsidiência total e taxa de sedimentação	113
6.2. <i>Backstripping</i> e modelagem de subsidiência teórica	118
6.3. Modelos termais	122
6.4. Modelos históricos de pressões	127
7. ANÁLISES COMPLEMENTARES	131
7.1. Caracterização geoquímica do Folhelho-Selo	131
7.2. Composição mineralógica do Folhelho-Selo	135
8. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS	138
8.1. Contribuição da subcompactação	140
8.2. Contribuição dos esforços decorrentes da halocinese	141
8.3. Contribuição do mecanismo <i>aquathermal</i>	143
8.4. Contribuição da reação esmectita – Ilita	144
8.5. Contribuição da geração de petróleo	145
8.6. Contribuição da ocorrência de gás	146
8.7. Contribuição do movimento de fluido (em falhas) e da osmose	150
9. CONCLUSÕES	151
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	155

1. INTRODUÇÃO

Atualmente, a *Exploração e Produção de Petróleo* (E&P) direciona-se para áreas com maior complexidade geológica e risco operacional, uma vez que a demanda por petróleo é crescente e as jazidas tradicionais são progressivamente exploradas. Ao mesmo tempo, os projetos de E&P enfrentam o desafio crescente de conciliar economicidade, segurança operacional, respeito à sociedade e ao meio-ambiente. Anualmente, as companhias petrolíferas empregam considerável recurso humano e financeiro para viabilizar seus projetos frente a este cenário desafiador (Rocha e Azevedo, 2009).

Neste contexto, diversos métodos de estudo são empregados para atingir os objetivos do E&P, sendo crescente a importância atribuída à **análise geomecânica** para a perfuração de poços com segurança e economicidade. O interesse desses estudos é diversificado e, entre outros aspectos, visa determinar o campo de esforços tectônicos, as propriedades mecânicas das rochas a serem perfuradas e quantificar as pressões existentes nas rochas. Os diferentes tipos de pressões de subsuperfície são denominadas de **geopressões**, entre as quais estão a **pressão de sobrecarga (PS)** (ou **litostática**) e a **pressão de poros (PP)**, também chamada de **pressão de formação** ou **estática** (Zoback, 2008).

Existem muitas ocorrências de pressões de poros com valores anormais nas diferentes bacias sedimentares ao redor do mundo e no Brasil, inclusive na Bacia de Santos (Pecten-Marathon-Shell, 1979; Belanzani Junior, 1993; Law e Spencer, 1998; Granitoff, 2004; Domingues, 2008; Coelho e Picolini, 2013). O correto entendimento e quantificação dessas pressões é fundamental para a análise evolutiva de uma bacia, modelagem de sistemas petrolíferos e perfuração segura de poços (Zoback, 2008).

1.1. Objetivos

O presente trabalho dedicou-se a estudar as pressões de poros (PP) numa área localizada no centro da Bacia de Santos (Figura 1.1), através de modelagem 1D das PPs e parâmetros tectonossedimentares, para avaliar a distribuição dos valores existentes e a origem das pressões anormalmente elevadas. Na área de estudos, ocorrem Zonas de Pressão Anormal (ZPA), caracterizadas por PPs anormalmente

elevadas com baixa a média intensidade, o que significa que há um excesso de pressão em relação aos valores normais, ou seja, as rochas apresentam **sobrepessão** (Burrus, 1998; Swarbrick *et al.*, 2002; Marçal *et al.*, 2012).

Neste sentido, o primeiro objetivo desta pesquisa foi quantificar as ZPAs constatadas nos poços, denominadas de **ZPA Principal**, **ZPA Secundária**, **ZPA-2** e **ZPA-3**. Atenção especial foi dedicada à definição dos valores de PP, comportamento dos perfis de poços, abrangência espacial e estratigráfica. A ZPA Principal e ZPA Secundária ocorrem na Sequência Depositional K90 (Santoniano ao Campaniano, Moreira *et al.*, 2007), associadas a acumulações de gás em arenitos do Membro Ilha-Bela da Formação Itajaí-Açu (**Reservatório Principal**). Essas acumulações são seladas por espessa camada de rochas pelíticas da Formação Itajaí-Açu, aqui denominada de **Folhelho-Selo**.

O segundo objetivo do trabalho foi efetuar a modelagem de parâmetros tectonossedimentares e observar se houve diferenças evolutivas entre os poços que apresentam a ZPA Principal e aqueles onde ela não ocorre. A partir dos resultados obtidos, foi atingido o terceiro objetivo da pesquisa, sugerir as possíveis causas para o desenvolvimento das pressões de poros anormais na ZPA Principal.

1.2. Localização da área de estudo

A área de estudos possui aproximadamente 1900 km² e localiza-se a cerca de 120 km da costa do Estado de São Paulo, em águas rasas a intermediárias, com isóbatas que variam entre 150 m e 1000 m (Figura 1.1).

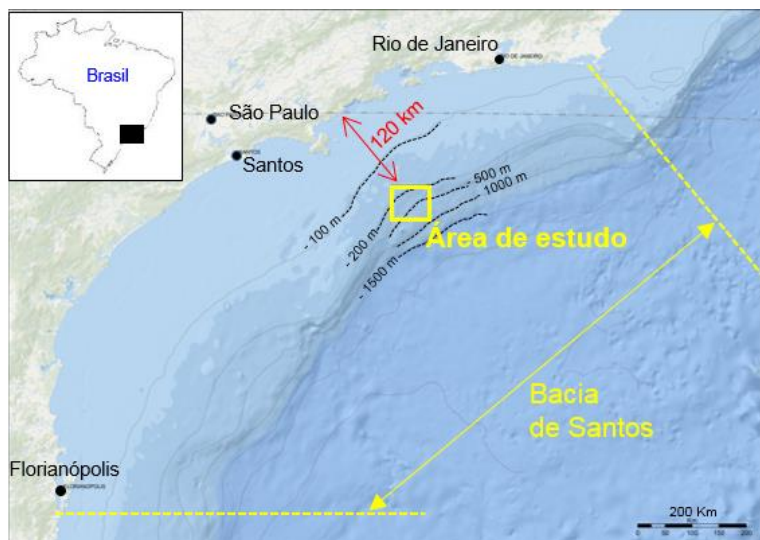


Figura 1.1. Localização da área de estudo.

2. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

Neste capítulo são relacionados os principais aspectos geológicos da Bacia de Santos e da área de estudo que são relevantes ao trabalho realizado.

2.1. Bacia de Santos

A Bacia de Santos localiza-se em águas territoriais dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, atingindo lâmina d'água máxima próxima de 3000 m e área de 350.000 km² (Figura 2.1). É limitada a norte pelo Alto de Cabo Frio, a sul pelo Alto de Florianópolis, a oeste pela Serra do Mar e a leste pelo acunhamento dos sedimentos em direção à planície abissal oceânica (Milani e Thomaz-Filho 2000; Garcia, 2012).

A exploração petrolífera iniciou-se na década de 1970 com os primeiros poços e levantamentos sísmicos, que resultaram nas primeiras descobertas ao longo das décadas de 1970 e 1980, seguidas de um período de relativa estagnação exploratória nos anos 90. Neste período, destacou-se a descoberta de gás em arenitos do Santoniano nos campos de Merluza e Lagosta, localizados em água rasa no centro da bacia. Também ocorreram as descobertas em carbonatos do Albiano dos campos de Estrela-do-mar, Caravelas, Cavalo Marinho na porção meridional. Nova fase de sucesso exploratório ocorreu a partir dos anos 2000, com a descoberta de gás e óleo em arenitos do Albiano ao Campaniano, que resultaram nos campos de Tambaú, Mexilhão, Uruguá, Tambuatá e Oliva, além de arenitos do Oligoceno do campo de Baúna, localizados em água rasa a profunda desde o sul até o norte da bacia. Expressivas reservas foram comprovadas em carbonatos do Aptiano, na Seção Pré-Sal, que resultaram nos campos de Lula, Cernambi, Búzios, Lapa em águas profundas da área central da bacia, elevando-a ao patamar de grande produtora de petróleo no Brasil com bilhões de barris (BBI) de óleo *in place* (Aranha e Figueiredo, 1986; Contreras, 2010; Papaterra, 2010).

A Bacia de Santos localiza-se em margem continental passiva associada a limite divergente de placas e se desenvolveu juntamente com as bacias de Campos, Espírito Santo, Pelotas e demais bacias da costa leste do Brasil, em consequência da fragmentação do paleocontinente Gondwana Ocidental (Figura 2.2). Neste contexto,

ocorreu a separação entre os atuais continentes da América do Sul e África e formação do Oceano Atlântico Sul, processo iniciado por volta de 132 Ma na área da Bacia de Santos. Sua geometria crustal é característica de bacias similares e apresenta afinamento crustal contínuo desde a borda emersa até o limite com crosta oceânica. A espessura crustal estimada atinge valores próximos a 35 km na área emersa e pouco estirada (Figura 2.3), chegando a menos de 10 km no limite com a crosta oceânica (Almeida, 1976; Chang e Kowsmann 1984; Aranha e Figueiredo, 1986; Chang *et al.*, 1992; Cobbold *et al.*, 2001; Almeida e Carneiro, 2004; Mizusaki e Thomaz-Filho, 2004; Mohriak, 2004; Gonzaga, 2012; Neves, 2004; Zalán *et al.*, 2009; Mohriak, 2012; Garcia *et al.*, 2012).

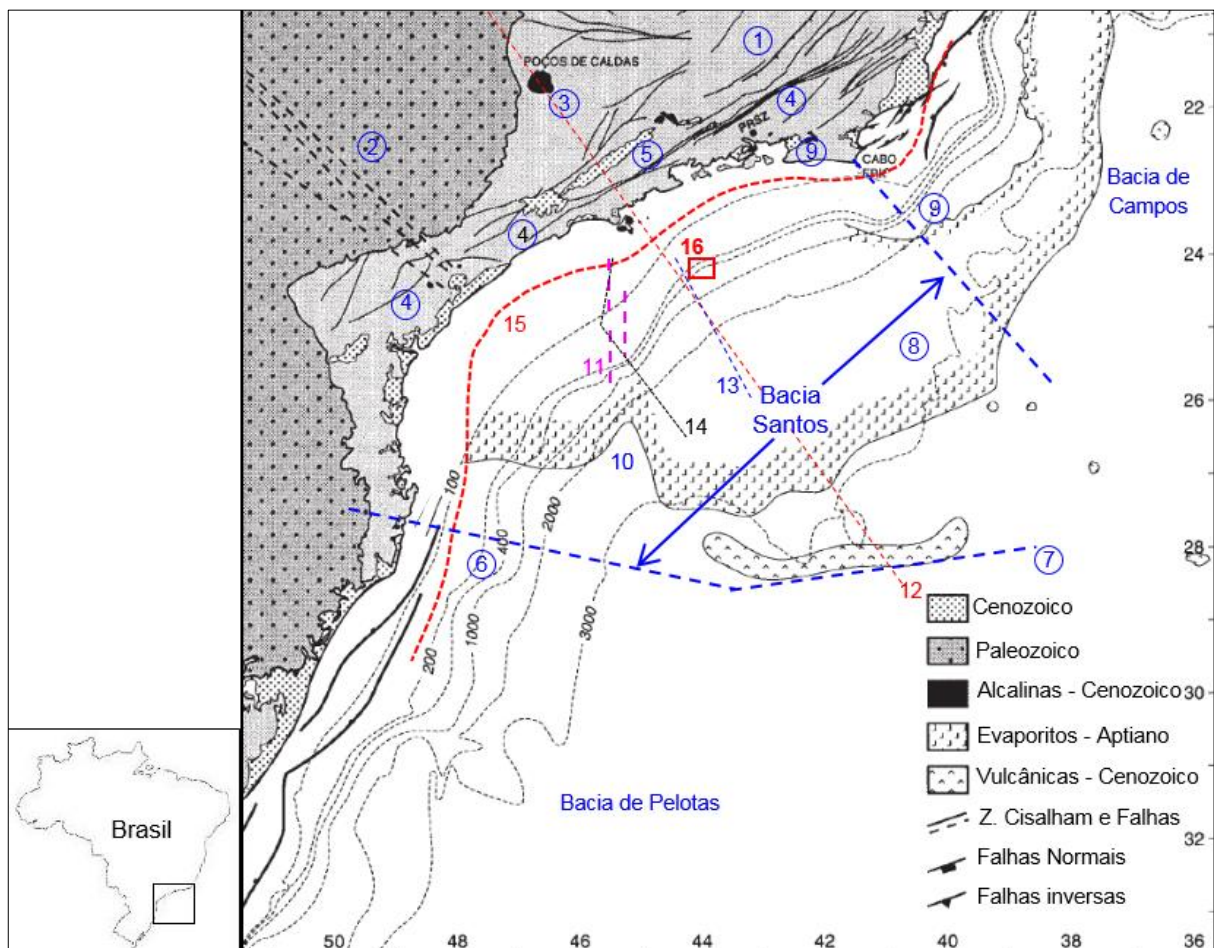


Figura 2.1. Mapa geológico simplificado da Bacia de Santos e áreas adjacentes. São exibidas a batimetria (linha tracejada) e importantes estruturas da área externa e interna da bacia. (1) Principais estruturas do Cinturão Ribeira ao sul da Serra da Mantiqueira; (2) Alinhamento Guapiara e Bacia do Paraná; (3) Maciço alcalino de Poços de Caldas; (4) Serra-do-Mar; (5) bacias do Rife Continental do Sudeste do Brasil; (6) Alto de Florianópolis e Zona de Fratura de Florianópolis; (7) Dorsal de São Paulo; (8) Platô de São Paulo; (9) Alto de Cabo Frio; (10) Cadeia de Avedis; (11) Gráben de Merluza; (12) seção da Figura 2.3; (13) seção da Figura 2.7; (14) seção da Figura 2.8, (15) Charneira Cretácica e (16) área de estudo. (Modificado de Mohriak *et al.*, 1995).

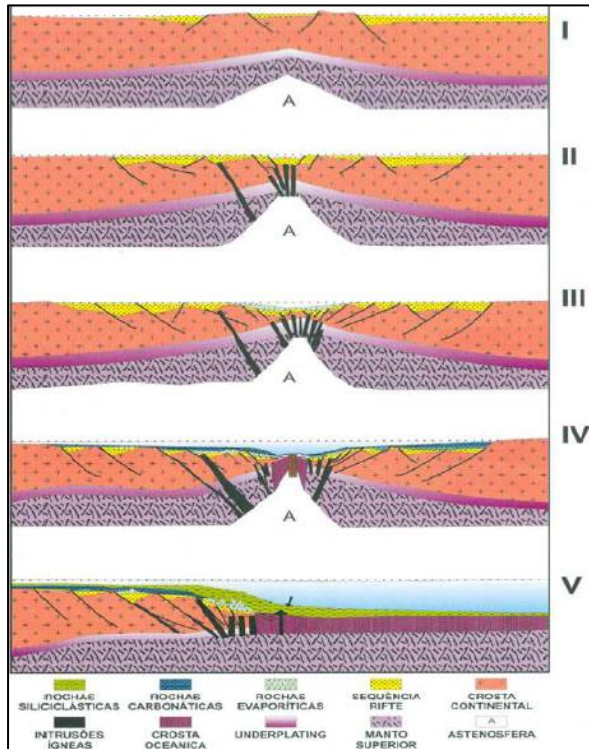


Figura 2.2. Representação esquemática da separação entre as placas Sul-Americana e Africana. **I:** Fase inicial de soergimento da astenosfera, afinamento da crosta e aparecimento de pequenas falhas, com depocentros localizados. **II e III:** Intensificação dos processos da fase I, acompanhada de magmatismo e formação de baixos e altos estruturais proeminentes, grandes falhamentos normais e zonas de acomodação e rotação de blocos que resultou em blocos escalonados. Nos maiores depocentros depositaram-se rochas finas, ricas em matéria orgânica correspondentes a importantes geradores de petróleo na Bacia de Santos (Chang *et al.*, 2008). As fases I, II e III compõem a **Fase Rife** (Moreira *et al.*, 2007) com subsidência mecânica (Mckenzie, 1978). **IV (Fase Transicional):** Ruptura continental estabelecida, acompanhada de vulcanismo continental, erosão e aplainamento topográfico, implantação de crosta oceânica, início de formação do Atlântico Sul e transição entre sedimentos continentais e marinhos, incluindo carbonatos microbiais e evaporitos. Nos depocentros depositaram-se geradores de petróleo. **V (Fase Drifte):** Prossegue a separação continental, inicia-se a subsidência termal da litosfera continental e aumento contínuo da batimetria. Sedimentação de seqüências carbonáticas seguidas de siliciclásticas, que predominam até hoje. (Retirado de Mohriak, 2004).

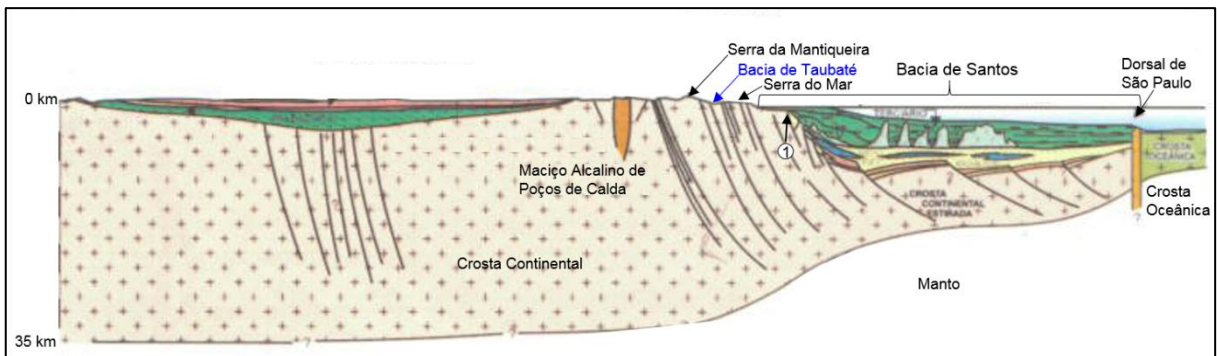


Figura 2.3. Seção geológica cruzando a Bacia de Santos e área emersa. Ver traçado na Figura 2.1. Na área emersa destacam-se as elevações associadas à Serra da Mantiqueira e Serra do Mar, além de depressões, a exemplo da Bacia de Taubaté. Algumas das estruturas da área aflorante correspondem a zonas de cisalhamento profundas, originadas no Pré-Cambriano, que foram reativadas durante a fragmentação continental do Cretáceo Inferior e eventos tectônicos posteriores à ruptura continental. Outras estruturas correspondem a zonas de falhas, originadas durante a ruptura continental, também reativadas posteriormente. Estruturação semelhante caracteriza o embasamento na parte interna da Bacia de Santos (Almeida, 1976; Chang *et al.*, 1992; Meisling *et al.*, 2001). O estiramento associado à ruptura continental resultou em afinamento da crosta, que atinge cerca de 35 km na área proximal, atingindo menos de 10 km junto à crosta oceânica, sendo marcada por blocos escalonados com abatimento progressivo bacia adentro. Na área interna da bacia destacam-se importantes feições, a exemplo da Charneira de Santos (1) e Dorsal de São Paulo, que bordeja o Platô de São Paulo. (Modificado de Mohriak, 2004).

2.1.1. Área emersa circunvizinha

Na área emersa, situam-se importantes feições morfológicas do sudeste brasileiro, a exemplo da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, onde existem

altitudes superiores a 2500 m, sustentadas por rochas pré-cambrianas das faixas Ribeira e Brasília, que integram o Sistema Orogênico Mantiqueira. Também ocorrem vales e depressões relacionados à Bacia do Paraná e as bacias cenozoicas do **Rifte Continental do Sudeste do Brasil** – Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda, Gráben de São João, entre outras menores (Heilbron *et al.*, 2004; Riccomini *et al.*, 2004), além de planícies fluviais e litorâneas compostas por sedimentos recentes (Figuras 2.1, 2.3 e 2.4)

A disposição dessas formas de relevo foi condicionada por grandes estruturas com direção preferencial NE-SW, por vezes N-S e E-W, que se estendem por dezenas a centenas de quilômetros (Figuras 2.1 e 2.4). Algumas estruturas desenvolveram-se em eventos tectônicos do Pré-Cambriano, especialmente no Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico), que resultou na aglutinação do Gondwana Ocidental. Outras estruturas foram formadas durante a separação das placas Sul-Americana e Africana, ocorrida a partir do Jurássico, acompanhada da formação e expansão do Atlântico Sul (Chang *et al.*, 1992). Muitas dessas estruturas foram reativadas por eventos tectono-magmáticos do final do Cretáceo e do Cenozóico. As maiores estruturas correspondem a grandes falhas e zonas de cisalhamento profundas, subverticais em superfície, que delimitam blocos crustais com características petrológicas e estruturais particulares (Figura 2.3). Também ocorrem estruturas NW-SE com bastante frequência, podendo ser predominantes localmente. Em geral, apresentam geometria retilínea e coincidem com juntas e zonas de fraturas de pequena extensão, mas podem estar associados a falhas expressivas que afetaram a orientação das estruturas principais NE-SW, a exemplo do alinhamento Guapiara (Figura 2.1), associado aos diques do Arco de Ponta Grossa na Bacia do Paraná (Heilbron *et al.*, 2004; Riccomini *et al.*, 2004; Garcia, 2012).

O embasamento da Bacia de Santos em área emersa corresponde à Faixa Ribeira, que é composta por rochas do Arqueano ao Neoproterozoico, derivadas de diferentes ciclos orogênicos, especialmente o Ciclo Brasileiro (Heilbron *et al.*, 2004). Ocorrem corpos de rochas alongados segundo as principais estruturas, com geometria anastomosada, por vezes retilínea e mesmo curvilínea. Predominam granitos, granodioritos, charnokitos, granulitos, anfíbolitos, gnaisses, migmatitos e metassedimentos diversos, além de outros litotipos de menor expressão (Chang *et al.*, 1992; Riccomini *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2004; Moreira *et al.*, 2007; Hasui, 2012).

Além das rochas pré-cambrianas, ocorrem rochas ígneas intrusivas e extrusivas de composição diversa, que são relacionadas a eventos vulcânicos ocorridos no Cretáceo Inferior e Superior, Paleoceno e Eoceno, a exemplo do que ocorre em Poços de Caldas – MG (Figuras 2.1 e 2.3). Ocorrem, ainda, os diversos tipos de rochas sedimentares e vulcânicas, paleozoicas a mesozoicas, da Bacia do Paraná, além das rochas cenozoicas das bacias sedimentares pertencentes ao Rifte Continental do Sudeste do Brasil, (Misuzaki e Thomaz-Filho, 2004; Riccomini, 2004; Zalán e Oliveira, 2005).

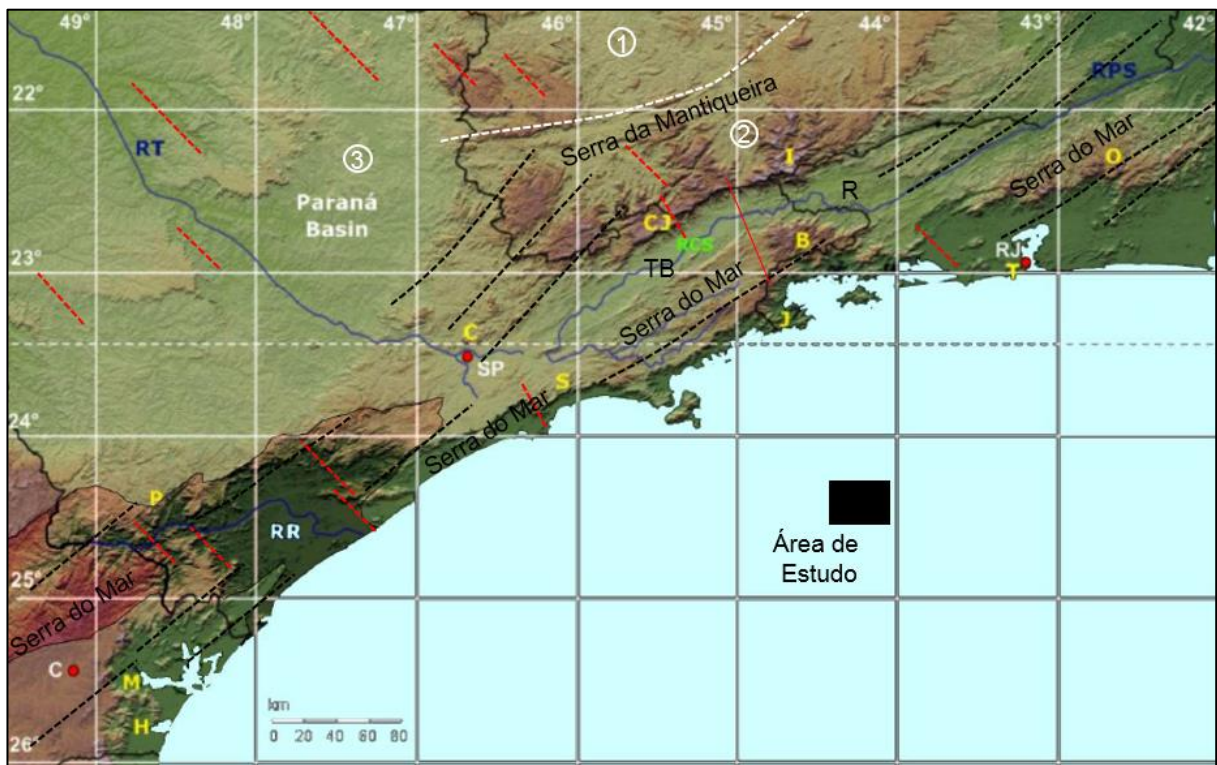


Figura 2.4. Mapa hipsométrico da área circunvizinha à Bacia de Santos. Podem ser observadas a parte sul da Faixa Brasília (1), a Faixa Ribeira (2), que corresponde ao embasamento da Bacia de Santos em área emergida (Almeida, 1976; Moreira *et al.*, 2007) e a Bacia do Paraná (3). As zonas de cisalhamento, falhas e fraturas são bem marcadas por vales e cristas com direção preferencial NE-SW a NW-SE, como exemplificado pelas linhas tracejadas pretas e vermelhas. As cores quentes do mapa representam as maiores altitudes, a exemplo da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, que podem chegar a mais de 2500 m, enquanto os tons de verde indicam áreas mais baixas, como os vales e depressões associados às bacias do Paraná, Curitiba (C), São Paulo (SP) Taubaté (TB), Resende (R), entre outras. Também são visíveis as planícies associadas a desembocaduras de rios, a exemplo do Ribeira do Iguape (RR) e planícies litorâneas. (Modificado de Garcia, 2012).

2.1.2. Área interna

O registro sedimentar e magmático da bacia data desde o Hauteriviano até os dias atuais, podendo atingir mais de 9 km de espessura nos principais depocentros

(Mohriak, 2004; Contreras *et al.*, 2010). Esse acervo estratigráfico derivou de três fases tectonossedimentares principais – **Rifte, Pós-Rifte** ou **Transicional** e **Margem Passiva**, também denominada de **Marinha Franca** ou **Drifte** (Figuras 2.2 e 2.5). As fases Rifte e Transicional correspondem à **Seção Pré-Sal**, quando ocorreu a subsidência mecânica da bacia, enquanto a fase Drifte corresponde à **Seção Pós-Sal**, marcada por **subsidência termal** (Mckenzie, 1978; Royden e Keen, 1980; Aranha e Figueiredo, 1986; Chang *et al.*, 1992; Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2007; Garcia *et al.*, 2012; Guerra e Underhill, 2012).

O arcabouço estrutural do embasamento na área interna da bacia assemelha-se ao da área externa, tanto nos aspectos estruturais quanto litológicos (Chang *et al.*, 1992; Meisling *et al.*, 2001; Mohriak, 2004; Moreira *et al.*, 2007). O arcabouço do embasamento influenciou diretamente o desenvolvimento da Seção Pré-Sal, nucleando seus principais elementos estruturais (Figuras 2.6 e 2.7). Destacam-se falhas normais antitéticas e sintéticas, falhas transcorrentes e zonas de acomodação que delimitam *horsts*, *grabens* e componentes de um sistema de rifteamento crustal (Meisling *et al.*, 2001; Pluijm e Marshak, 2004; Zalán e Oliveira, 2005; Fossen, 2010). Esses elementos condicionaram baixos deposicionais e altos estruturais durante a sedimentação das Fases Rifte e Transicional, influenciando, também, a estruturação da Fase Drifte. Essa estruturação é bem marcante na área de estudo, que se localiza sobre os **Altos Estruturais Proximais** na borda do **Baixo Estrutural Central**, denominações informais adotadas aqui (Figura 2.7).

Regionalmente, importantes feições da bacia originaram-se por consequência da estruturação da Seção Pré-Sal, entre as quais destacam-se a **Charneira de Santos**, o **Platô de São Paulo**, **Dorsal de São Paulo**, **Cadeia de Avedis** e o **Gráben de Merluza** (Figuras 2.1, 2.3, 2.7 e 2.8)

A **Linha de Charneira de Santos**, ou **Charneira Cretácica**, é uma feição que acompanha aproximadamente a linha de costa, caracterizando-se por zonas de flexura e falhamentos que separam blocos do embasamento com mergulho suave a noroeste e mergulhos acentuados a sudeste. Atuou como limitante à deposição dos sedimentos até o final do Cretáceo, sendo transposta apenas no Cenozóico, cujos sedimentos frequentemente repousam sobre o embasamento (Guerra e Underhill, 2012).

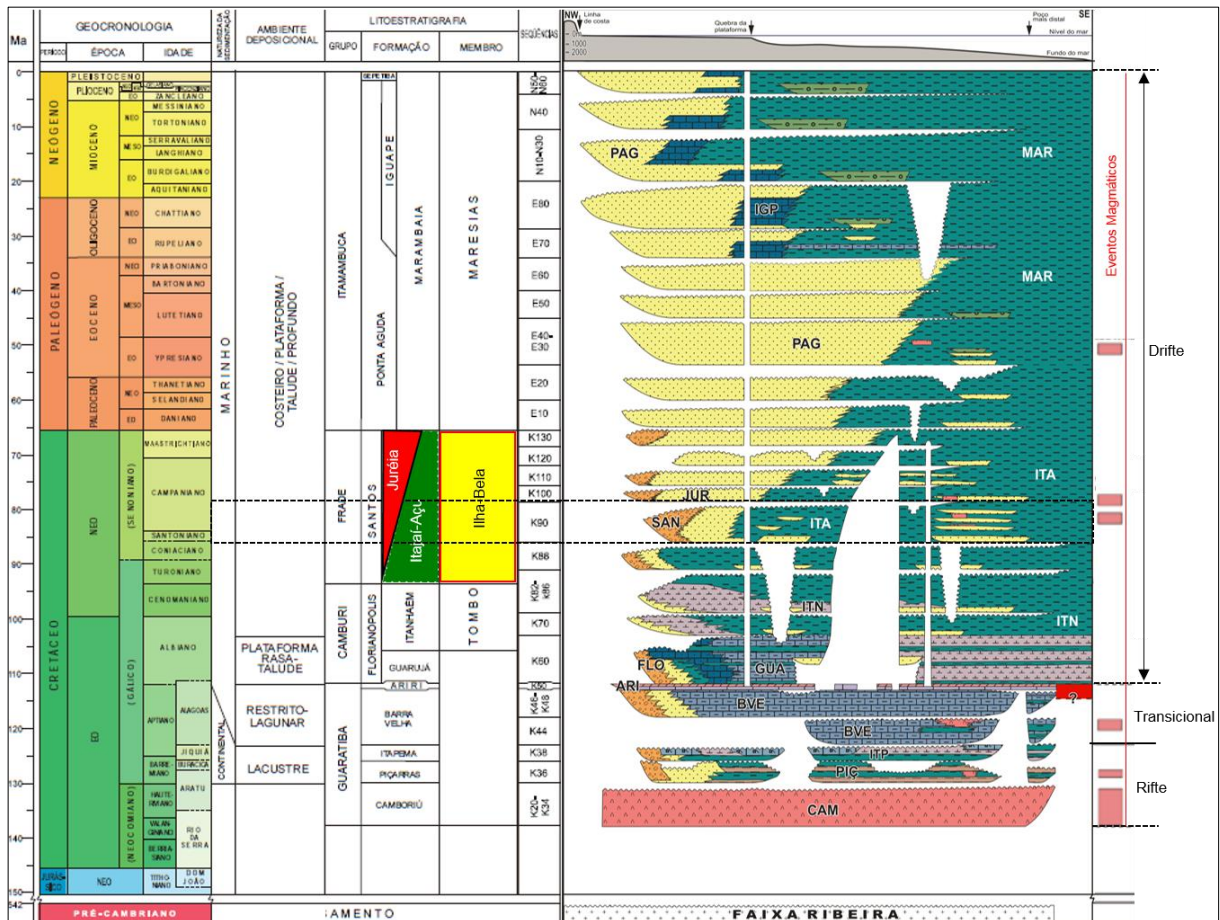


Figura 2.5. Carta estratigráfica da Bacia de Santos. Observar a duração das fases Rifting, Transicional e Drifte e principais eventos magmáticos. A Formação Itajaí-Açu (destacada em verde) ocorre entre as Sequências K82-88 e K130 (Turoniano ao Maastrichtiano), englobando pelitos e os arenitos do Membro Ilha-Bela (destacados em amarelo). A Sequência K90 (Santoniano ao Campaniano) está destacada com o polígono preto. Neste trabalho, denominou-se de **Folhelho-Selo** os pelitos da Formação Itajaí-Açu que ocorrem na K90 e de **Reservatório Principal** os arenitos do Membro Ilha-Bela da K90. Modificado de Moreira *et al.*, 2007.

O **Platô de São Paulo** é uma elevação no assoalho oceânico que se estende para a Bacia de Campos, ao norte da Bacia de Santos, correspondendo a uma região de grande estiramento crustal controlada por estruturas do embasamento (Kowsmann *et al.*, 1982; Cobbold *et al.*, 2001; Modica e Brush, 2004; Mohriak, 2012). Seu limite sul coincide com o limite da Bacia de Santos, sendo marcado pelo alinhamento entre o Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo, representando seu entorno o provável limite entre a Crosta Oceânica e Continental (Zalán *et al.*, 2011). A **Dorsal de São Paulo** caracteriza-se por um alinhamento estrutural de montes submarinos com ocorrência de rochas vulcânicas; está alinhada ao **Alto de Florianópolis**, que se caracteriza por uma elevação no embasamento e que separa as bacias de Santos e Pelotas (Cobbold *et al.*, 2001). Entre essas duas feições, ocorre uma saliência na batimetria associada à **Cadeia Vulcânica de Avedis** (Modica e Brush, 2001; Mohriak,

2004; Garcia, 2012), formada durante o vulcanismo do Cretáceo Inferior, mais precisamente no Aptiano. Ortogonal ao alinhamento entre a Dorsal de São Paulo e Alto de Florianópolis aloja-se o **Gráben de Merluza**, um alinhamento de *grabens* ligados ao embasamento e que condicionou a sedimentação local de considerável parte da coluna sedimentar da bacia. A Cadeia de Avedis e o Gráben de Merluza seriam evidências de tentativa de ruptura crustal abortada que acompanhou a fragmentação continental do Cretáceo Inferior, associada à grande taxa de estiramento crustal (Gonzaga, 2012).

Em termos estratigráficos e litológicos, a **Fase Rifte** iniciou-se no Hauteriviano e durou até o início do Aptiano (~ 123 Ma), sendo composta por rochas vulcânicas da Formação Camboriú em sua base (Figura 2.5), com idades estimadas entre 136 Ma e 130 Ma, que constituem a Sequência K20-34 (Chang *et al.*, 1992; Misuzaki e Thomaz-Filho, 2004; Moreira *et al.*, 2007). Sobrepostos às vulcânicas ocorrem conglomerados e arenitos grossos associados às escarpas de falhas, além de arenitos finos, siltitos e folhelhos, formados em ambiente lacustre, que ocorrem nos baixos estruturais (Formação Piçarras – Sequência K36). O final da Fase Rifte é representado por coquinas posicionadas nos altos estruturais e rochas pelíticas, de composição carbonática e siliciclástica, nos baixos estruturais, formadas em ambiente lacustre (Formação Itapema – Sequência K38). Rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ocorrem intercaladas às formações Piçarras e Itapema, sendo o registro de eventos magmáticos ainda associados com a fragmentação continental, porém mais tardios que os derrames da Formação Camboriú.

Rochas pelíticas ricas em matéria orgânica da Seção Pré-Sal são consideradas importantes geradores de petróleo na bacia, incluindo o gás dos arenitos estudados neste projeto (Barros e Bassetto, 2006). São rochas pouco conhecidas na Bacia de Santos, mas é possível que apresentem características geoquímicas semelhantes às dos geradores cronoequivalentes do Grupo Lagoa Feia na Bacia de Campos, que apresentam até 6% de Carbono Orgânico Total (COT) e 900 mgHC/g rocha (Gonzaga, 2005; Chang *et al.*, 2008).

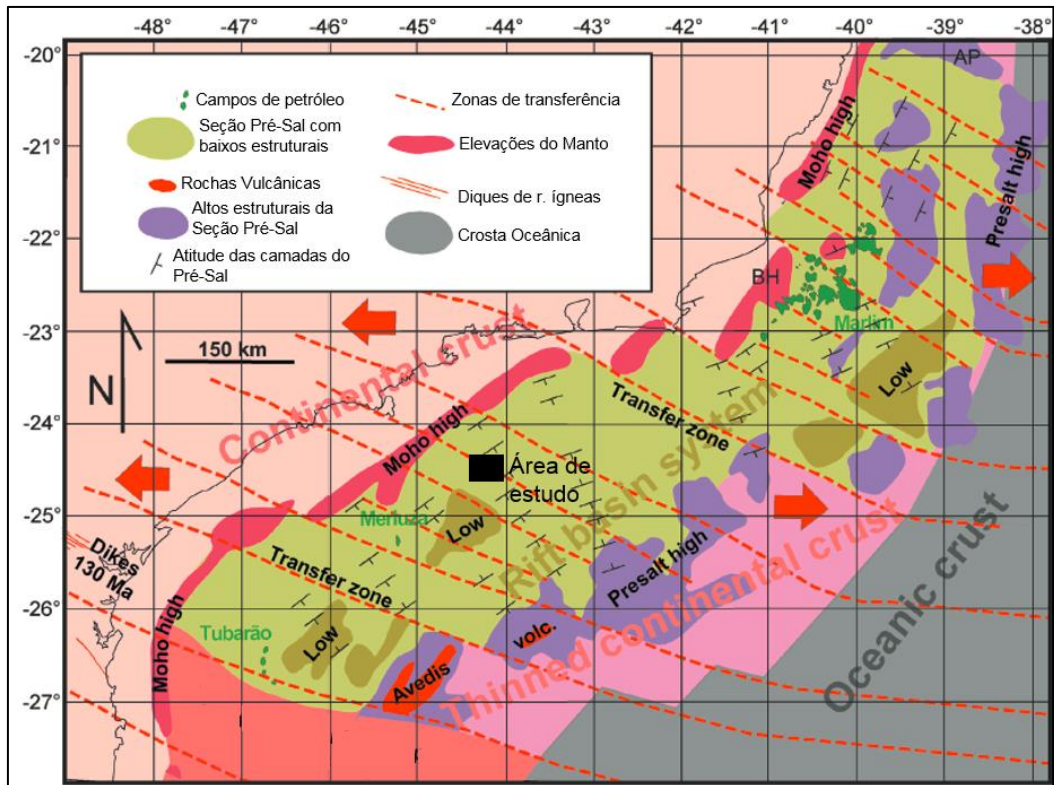


Figura 2.6. Mapa estrutural e tectônico das bacias de Santos e Campos. A fragmentação continental ocorrida durante o Cretáceo Inferior, condicionada por esforços representados pelas setas em vermelho, foi acompanhada de ascensão mantélica (*Moho High*) e estiramento da litosfera continental (Figuras 2.2 e 2.3), que foi menor junto ao continente e maior na área denominada de *Thinned continental crust*. O Arcabouço estrutural da Seção Pré-Sal formou-se neste contexto, condicionado pelo embasamento (Chang *et al.*, 1992). Formaram-se falhas e zonas de transferência (NE-SW a NW-SE), que delimitaram altos e baixos estruturais, onde se depositaram rochas geradoras de petróleo. As zonas de transferência atuaram como importantes rotas de migração de petróleo para a Seção Pós-Sal, gerando campos de óleo e gás, a exemplo de Tubarão, Marlim, Merluza, entre outros. A área de estudo está destacada pelo retângulo preto. (Modificada de Meisling *et al.*, 2001).

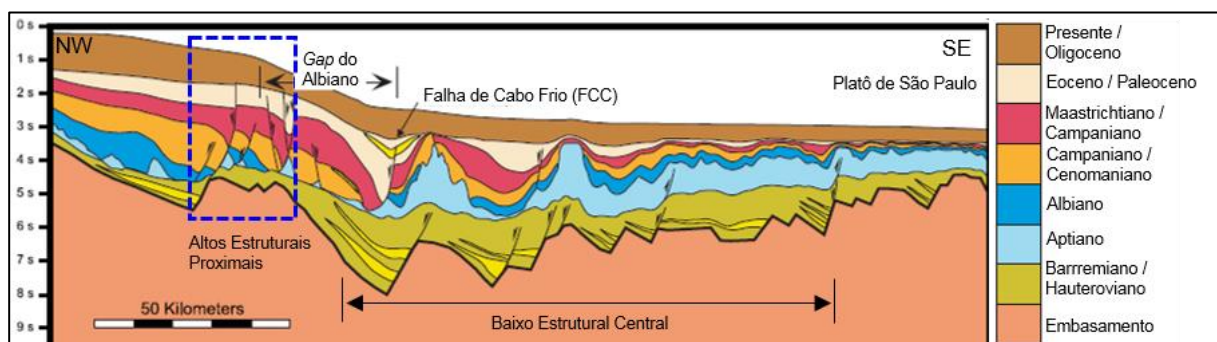


Figura 2.7 – Seção geológica esquemática da Bacia de Santos (NW-SE). Ver traçado na Figura 2.1. A seção foi obtida a partir de sísmica em tempo (escala à esquerda). Área de estudo (quadrado azul) localiza-se sobre os **Altos Estruturais Proximais** e na borda do **Baixo Estrutural Central**, designações informais adotadas aqui. As falhas originadas no embasamento, que se propagam para a Seção Pré-Sal (Barremiano ao Aptiano), delimitaram baixos deposicionais e altos estruturais, a exemplo do Platô de São Paulo e dos Altos Proximais. Na seção Pós-Sal (Aptiano ao recente), são frequentes as falhas lítricas ligadas ao topo do sal. Destaca-se a Falha de Cabo Frio (FCC), cuja dinâmica resultou no *Gap do Albiano*, acompanhada por notável progradação de sedimentos proximais (formações Juréia e Ponta Aguda) entre o Santoniano e o Eoceno. Observar os domos de sal de pequeno porte na área proximal e grandes domos e muralhas de sal a leste (camada “Aptiano”) formados neste contexto. A partir do Oligoceno, a sedimentação na área central da bacia tornou-se menos expressiva, sendo marcada por sedimentos finos da Formação Marambaia. A Sequência K90 (Figura 2.5), foco principal deste trabalho, está inserida no intervalo Cenomaniano ao Campaniano (camada laranja). (Modificado de Modica e Brush, 2004).

A **Fase Transicional** iniciou-se no Aptiano (~ 123 Ma), após a Sequência K38, perdurando até o início do Albiano (~112 Ma), sendo caracterizada pela transição de subsidência mecânica para termal, num contexto de menor atividade tectônica (Chang *et al.* 1992; Dias, 2005; Garcia, 2012; Guerra e Underhill, 2012).

Esta fase é composta por conglomerados e arenitos associados a escarpas de falhas, arenitos finos a médios e carbonatos microbiais nos altos estruturais, além de rochas pelíticas carbonáticas e siliciclásticas nos baixos estruturais (Formação Barra Velha, sequências K44 e K46, Figura 2.5), havendo rochas vulcânicas intercaladas. Neste período, teria se desenvolvido a **Cadeia de Avedis**, indicando que ainda era considerável o magmatismo associado à fragmentação continental (Modica e Brush, 2004). No final do Aptiano, depositou-se a Formação Ariri, sequência K50, composta de rochas evaporíticas, informalmente conhecidas por **camada de sal** ou simplesmente sal, depositadas em ambiente transicional continental/marinho de extrema aridez, com restrição oceânica exercida pela Dorsal de São Paulo (Mohriak, 2004; Dias, 2005; Moreira *et al.*, 2007). Os carbonatos microbiais da Formação Barra Velha são os reservatórios de grandes acumulações de petróleo descobertas recentemente, e os evaporitos da Formação Ariri constituem seu selo principal (Chang *et al.*; 2008; Papaterra, 2010).

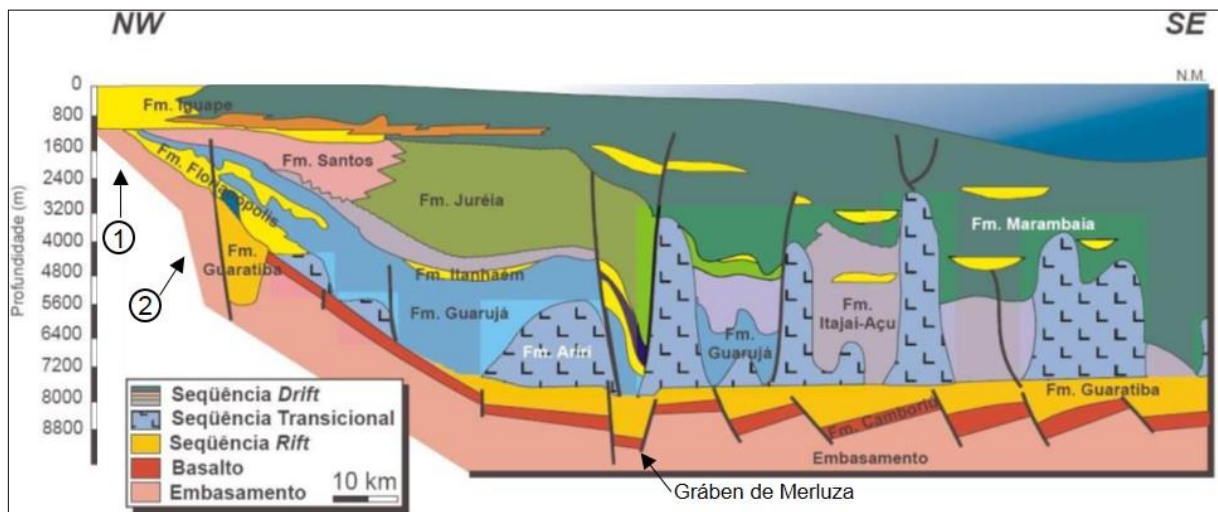


Figura 2.8. Seção geológica esquemática da Bacia de Santos (N-S e NW-SE). Ver traçado na Figura 2.1. A **Charneira de Santos** (1) é definida por alinhamentos de zonas de flexura (1) e zonas de falha (2) com abatimentos de blocos mais suaves a noroeste e mais acentuados a sudeste, sendo comum ocorrer sedimentos do Cenozóico diretamente sobre o embasamento (1). O **Gráben de Merluza** é um alinhamento de *grabens*, com orientação geral N-S, nucleado no embasamento, que condicionou a dinâmica de falhas no Pós-Sal, as quais estão associadas a crescimento sedimentar, desenvolvido principalmente durante a progradação das formações Santos, Juréia e Ponta Aguda. Observar a ocorrência de pequenas almofadas e domos de sal na área proximal, ocorrendo grandes domos e muralhas na área distal. Modificada de Pinto, 2008.

Na evolução da Bacia de Santos, o final da Fase Rífte é, em geral, admitido após a Sequência K38 (~123 Ma) (Aranha e Figueiredo, 1986; Chang *et al.*, 1992;

Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2007; Mohriak, 2012). Porém, a partir de modelos de estiramento litosférico e evidências tectonossedimentares, Gonzaga (2011 e 2012) defende que, do ponto de vista tectonofísico, o final da Fase Rifte teria ocorrido no Albiano (~ 106 Ma). Assim, a Fase Transicional ainda estaria associada ao rifteamento gerador da bacia, com predomínio de subsidência mecânica, enquanto a subsidência termal teria se estabelecido a partir da deposição da Sequência K70 (Figura 2.5).

A **Fase Drifte**, ou **Marinha Franca**, iniciou-se no Albiano e perdura até os dias atuais (Figura 2.5), sendo caracterizada por subsidência termal e importantes eventos tectonossedimentares e magmáticos de expressão regional, que envolveram a bacia e a área emersa (Aranha e Figueiredo, 1986; Chang *et al.*, 1992; Cobbold *et al.*, 2001; Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2007; Garcia, 2012; Mohriak, 2012).

Durante esta fase, ocorreu o desenvolvimento de falhas normais, antitéticas e sintéticas, que definiram altos e baixos estruturais e controlaram a deposição dos sedimentos. Muitas dessas falhas apresentam geometria lítrica associada a crescimento sedimentar, com raiz no topo do sal (Mohriak *et al.*, 1995; Guerra e Underhill, 2012). Por vezes, as falhas apresentam padrão radial em torno dos domos de sal ou acima deles, como resultado de abatimento halocinético. São frequentes, também, falhas normais e transcorrentes não relacionadas diretamente à halocinese, mas sim à dinâmica entre sedimentação e esforços tectônicos extensionais (Figuras 2.7 e 2.8).

A complexa interação entre halocinese e sedimentação, influenciada pela morfologia de estruturas da Seção Pré-Sal, levou ao desenvolvimento de tectônica gravitacional e formação de compartimentos halotectônicos (Aranha e Figueiredo, 1986; Cobbold e Szatmari, 1991; Mohriak, *et al.*, 1995; Cobbold *et al.*, 2001; Meisling *et al.*, 2001; Modica e Brush, 2004; Guerra e Underhill, 2012; Garcia *et al.*, 2012). Em área proximal, existem pequenas falhas e domos de sal, os quais podem atingir centenas de metros de espessura. Essas feições passam a ser expressivas em direção a água profunda, onde ocorrem grandes falhas e estruturas halocinéticas, incluindo muralhas e domos de sal com mais de 2 km de espessura, especialmente sobre o Platô de São Paulo, além de estruturas compressivas (Figuras 2.7 e 2.9). Neste contexto, destaca-se a **Falha de Cabo Frio**, um importante sistema de falhas normais, em geral antitética, com raiz originada no topo do sal e que controlou a sedimentação entre o Cretáceo Superior ao Eoceno e, na parte centro e norte da bacia, coincide com o limite entre os compartimentos com domos de sal pequenos e

aquele com estruturas maiores. Sua dinâmica levou ao deslocamento, por dezenas de quilômetros, do intervalo entre o Albiano ao Eoceno (Figuras 2.7 e 2.10), formando a feição conhecida por **Gap do Albiano** (Mohriak *et al.*, 1995; Guerra e Underhill, 2012).

Em termos estratigráficos, a Fase Drifte inclui os sedimentos das sequências K60 a N50-60, sendo a mais espessa das três fases em que se divide a história da bacia, abrangendo desde o Albiano ao presente.

A Sequência K60 (Albiano) é constituída de conglomerados, arenitos e pelitos depositados por leques aluviais em área proximal (Formação Florianópolis, Figura 2.5), além de calcarenitos, calcirruditos e rochas pelíticas, de composição carbonática da Formação Guarujá, depositadas em plataforma carbonática (Figuras 2.5 e 2.10). No topo desta sequência, aparecem folhelhos, margas e calcilutitos originados em ambiente marinho mais profundo (Formação Itanhaém). Os calcarenitos e calcirruditos da Formação Guarujá são importantes reservatórios de petróleo na área sul da bacia (Chang *et al.*, 2008) e podem ter recebido petróleo de rochas finas geradoras da mesma formação.

O intervalo entre o final do Albiano e o Coniaciano é ocupado pelas sequências K70, K82-86 e K88, caracterizado por avanço do Nível do Mar e aprofundamento das batimetrias (Modica e Brush, 2004). Esse intervalo é composto por conglomerados, arenitos e pelitos de ambiente proximal (Formações Florianópolis e Santos). Ocorrem também, argilitos, siltitos, folhelhos e margas formados em ambiente mais profundo, associado a retrogradação e afogamento da plataforma carbonática (Formações Itanhaém e Itajaí-Açu). Nesta fase, iniciou-se uma movimentação mais intensa do sal, com formação dos primeiros domos e baixos deposicionais, os quais canalizaram e atuaram como depocentros dos arenitos do Membro Tombo.

Folhelhos, argilitos, margas e outras rochas das formações Itanhaém e Itajaí-Açu, ricas em matéria orgânica, que foram formadas em ambiente distal sob condições de baixa oxigenação, podem ser potenciais geradores de petróleo, pois possuem COT de até 5% (Viviers *et al.*, 2005). Neste contexto, destacam-se os folhelhos distais do Turoniano da Formação Itajaí-Açu, com altos teores de matéria orgânica, formadas durante evento de anoxia global, como importantes geradores de petróleo, com COT médio que varia entre 1% e 6% (Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2007; Chang *et al.*, 2008).

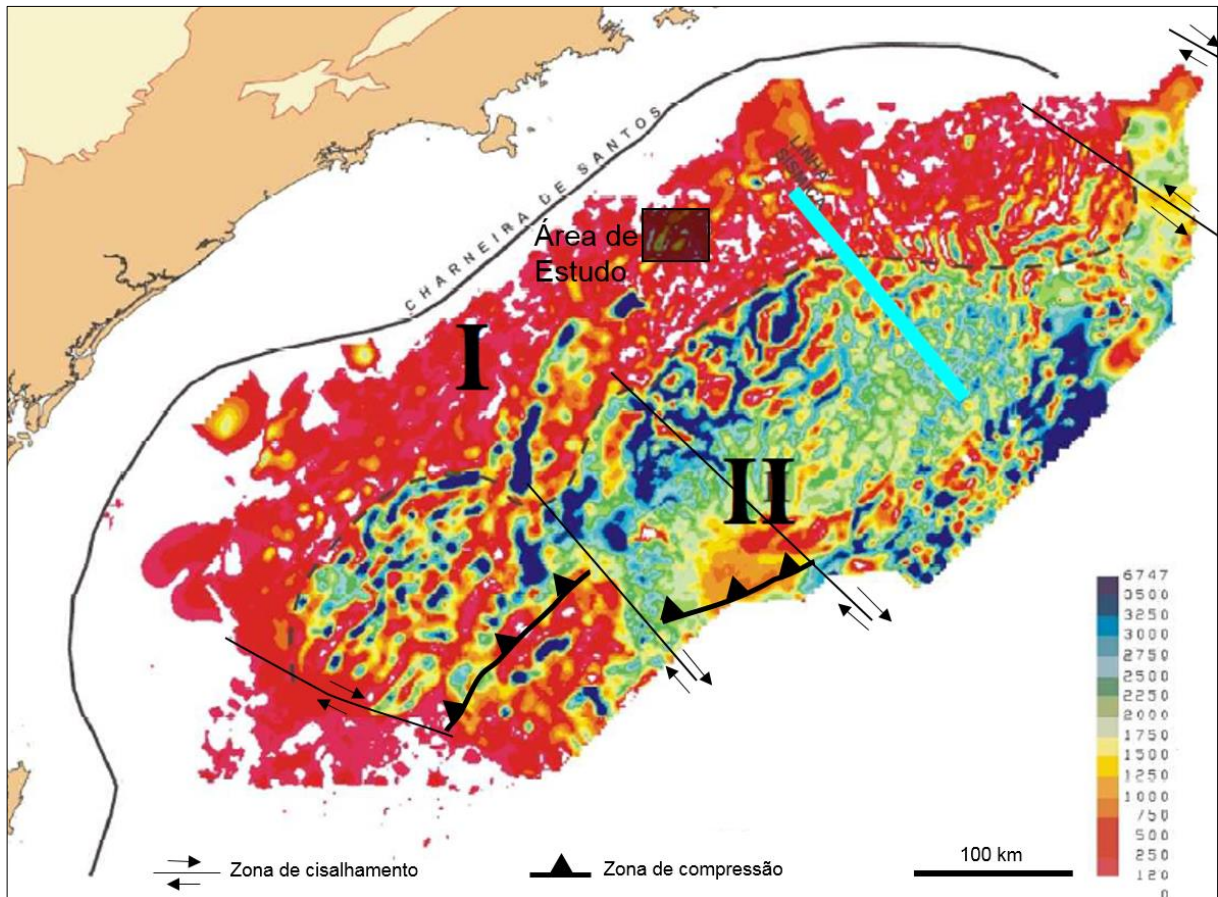


Figura 2.9. Mapa de isópacos do sal (m). Observar os compartimentos formados pela halocinese. I – Caracterizado por almofadas e domos de pequeno porte. II – Caracterizado por maiores espessuras, grandes domos, muralhas e algumas estruturas compressivas (Mohriak *et al.*, 1995; Guerra, 2008). Estão representadas as zonas de cisalhamento e as zonas de compressão associadas à movimentação do sal (Meisling *et al.*, 2001). A área de estudos localiza-se sobre domos de pequeno a médio porte, com espessuras máximas inferiores a 1000 m. (Modificada de Pinto, 2008).

Entre o Santoniano e o Oligoceno ocorreram movimentações tectônicas expressivas na bacia, acompanhadas do soerguimento da Serra do Mar na área fonte (Figuras 2.1, 2.3, 2.4), bem como expressivo vulcanismo no Santoniano, Campaniano e Eoceno, sobretudo na região do **Alto de Cabo Frio**, além de reativações da Charneira de Santos e deposição das sequências K90 a E60 (Cobbold *et al.*, 2001; Modica e Brush, 2004; Mizusaki e Thomaz-Filho, 2004; Zalán e Oliveira, 2005; Moreira *et al.*, 2007). Em consequência, estabeleceu-se uma grande tendência progradacional, caracterizada por arenitos e conglomerados, desde a área proximal até o limite plataforma/talude, representados pelas Formações Santos, Juréia e Ponta Aguda (Figuras 2.5, 2.7, 2.8 e 2.10). Entre o talude e a planície abissal, foram depositados siltitos, argilitos e margas (Formações Itajaí-Açu e Marambaia), além de arenitos finos a grossos sob a forma de turbiditos dos membros Ilha-Bela (Formação Itajaí-Açu) e Maresias (Formação Marambaia).

Os arenitos do Membro Ilha-Bela são importantes reservatórios de petróleo em toda a bacia, incluindo os arenitos com sobrepressão que são o objeto principal de estudo desta pesquisa (Moreira *et al.*, 2007; Chang *et al.*, 2008). Existem, também, importantes acumulações de óleo em arenitos do Oligoceno (Membro Maresias) na área sul da bacia e, embora ainda sejam descobertas isoladas, constituem promissor *play* na Seção Pós-Sal.

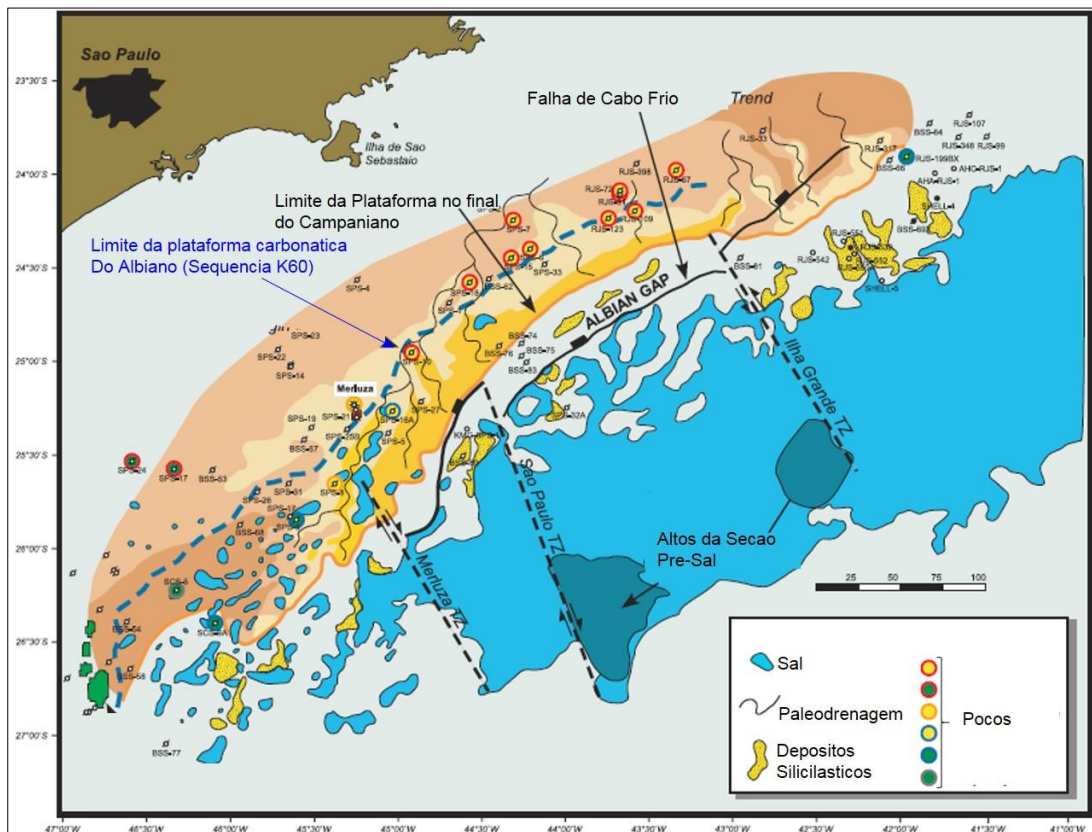


Figura 2.10. Mapa paleoambiental do Campaniano ao Maastrichtiano. A progradação dos sedimentos proximais (formações Juréia e Santos), na área central da bacia, ocorreu entre o Santoniano e o Eoceno em resposta os eventos tectônicos que afetaram a bacia e área-fonte. Esse contexto é representado pela posição do limite da plataforma continental no Campaniano, que se localiza a leste do limite da plataforma carbonática do Albiano. Em área distal, os sedimentos foram canalizados para depocentros condicionados pela halocinese, resultando nos depósitos do Membro Ilha-Bela intercalados aos sedimentos finos da Formação Itajaí-Açu. Observar a extensão areal do Gap do Albiano. (Modificado de Modica e Brush, 2004).

Entre o Oligoceno e o Mioceno, ocorreram mudanças estruturais e de drenagem na área fonte que conduziram ao maior aporte de sedimentos para a Bacia de Campos, em detrimento da Bacia de Santos (Modica e Brush, 2004), que em sua área central, ficou com sedimentação reduzida e predominantemente pelítica (sequências E70 a N50-60). Assim, o registro litológico da bacia, desde o Mioceno, é composto por argilitos, siltitos e margas na área central e distal (Formação Marambaia, Figuras 2.5, 2.7 e 2.8), com arenitos e conglomerados restritos a área proximal

(Formação Ponta Aguda), além de rochas carbonáticas com ocorrência localizada (Formação Iguaçu).

2.2. Área de estudo

Todos os mapas apresentados neste capítulo e nos seguintes são referenciados em coordenadas UTM, a partir do *Datum* Geodésico SIRGAS 2000, MC:45, valores de cota estrutural referenciados ao fundo do mar e coordenadas nos vértices das imagens. Existem diversos poços exploratórios e de produção de petróleo na área, e 18 deles foram selecionados para esta pesquisa (Figura 2.11).

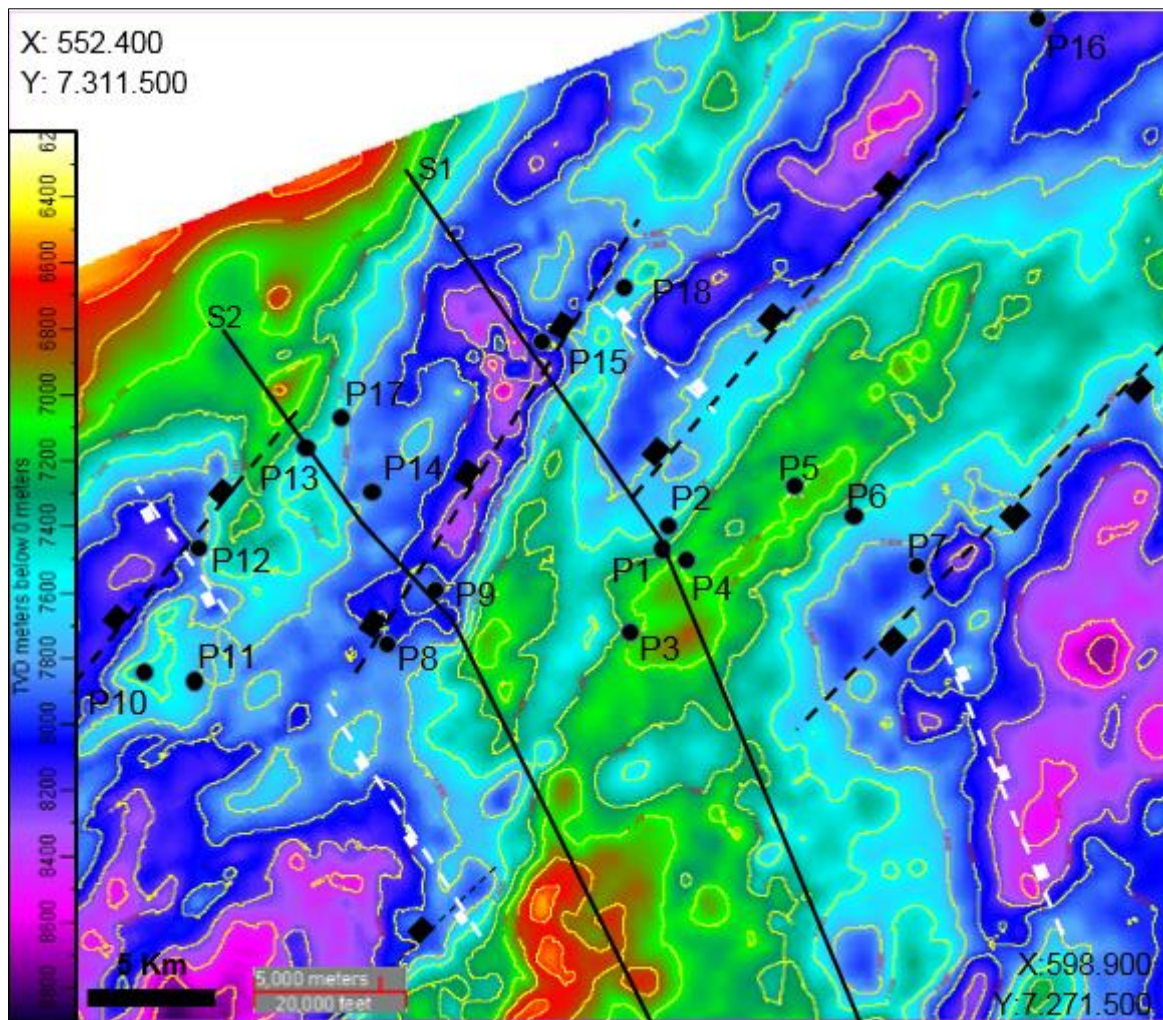


Figura 2.11. Mapa estrutural da base da sequência K44 na área de estudo. Contorno estrutural de 200 m. Equivale à base da Formação Barra Velha (Aptiano). Escala de cores mostra profundidade (m). As seções das Figuras 2.12 (S1) e 2.13 (S2) estão destacadas. Altos e baixos são condicionados por falhas normais e zonas de flexura com orientação geral NE-SW (linhas tracejadas pretas) e NW-SE (linhas tracejadas brancas). Os poços empregados nesta pesquisa são numerados de P1 a P18.

A área de estudo localiza-se a leste da Charneira de Santos, sobre os Altos Estruturais Proximais, na borda oeste do *Gap* do Albiano e do Baixo Estrutural Central, a oeste do sistema de Falha de Cabo Frio (Figuras 2.1, 2.7, 2.12 e 2.13). A estruturação da Seção Pré-Sal é caracterizada por altos estruturais alongados na direção NE-SW a NW-SE, delimitados por falhas normais e zonas de flexuras associadas, entre os quais ocorrem baixos estruturais com espessamento sedimentar. Essas relações são destacadas pelos horizontes sísmicos que subdividem a seção nas seqüências K36, K38 e K44-46, que, em termos litoestratigráficos, correspondem às formações Itapema, Piçarras e Barra Velha respectivamente (Figura 2.5).

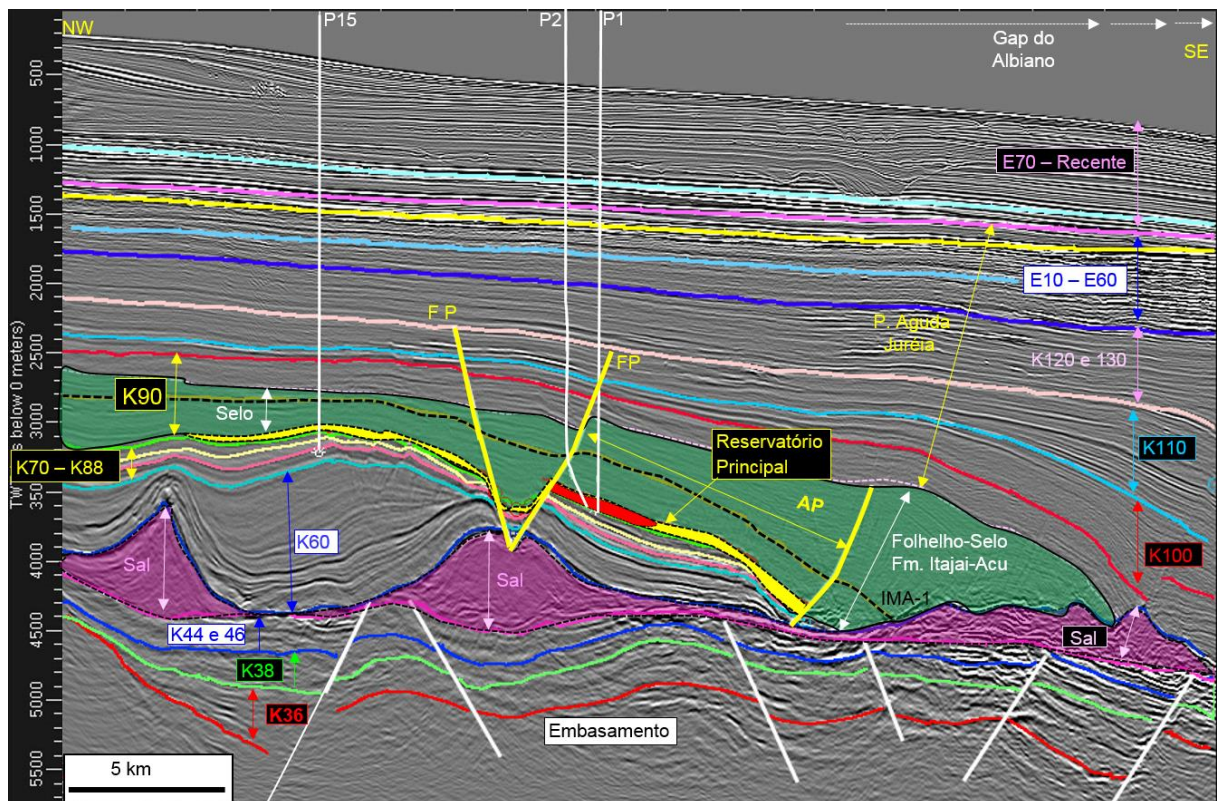


Figura 2.12. Seção sísmica em tempo entre os poços P15, P2 e P1. Escala vertical em tempo duplo (ms). Ver traçado nas Figuras 2.11, 2.14 e 2.15. A equivalência de idade entre seqüências deposicionais, intervalos geológicos e unidades litoestratigráficas pode ser consultada na Figura 2.5. O limite proximal do *Gap* do Albiano inicia-se à direita da imagem. A seção Pré-Sal (seqüências K36, K38 e K44) apresenta altos e baixos delimitados por falhas normais nucleadas no embasamento. Observar grande espessamento da Sequência K60, a NW da **Falha Principal** (FP), em comparação com as espessuras delgadas das seqüências K70 a K88. A Sequência K90 inclui o Membro Ilha-Bela (**R. Principal**), pelitos da Formação Itajai-Açu (Folhelho-Selo, denominado de **Selo** na imagem) e a Formação Juréia. O **Alto Principal** (AP) é uma elevação estrutural local que afeta a K60 até a K100, delimitado pela Falha Principal (FP) e por discordância angular dos horizontes sobre o sal. Na imagem está destacada o AP ao nível da base da K90, foco principal do presente trabalho (Figura 2.15). O horizonte **IMA-1** será detalhado no capítulo 5, mas adianta-se que entre ele e a base da K90, no AP, ocorre a **ZPA Principal**. Entre a K100 e E60 (Campaniano ao Eoceno) é discreta a estruturação na área de estudo, porém no *Gap* do Albiano há forte mergulho e grande espessamento sedimentar associado à progradação das formações Juréia e Ponta Aguda (Figura 2.7).

Os baixos deposicionais podem estar preenchidos por rochas geradoras das formações Piçarras e Itapema e representaram potenciais cozinhas locais de geração

Sobre as rochas da seção Pré-Sal aloja-se a camada de sal, cuja geometria atual resultou da interação entre halocinese, morfologia do substrato e carga sedimentar sobrejacente (Garcia, 2012). A base do sal acompanha a geometria do substrato, realçando os altos e baixos estruturais que marcam a seção sotoposta. O topo do sal é apresenta altos estruturais que possuem desnível topográfico com centenas de metros (Figura 2.14), cujas isópacas atingem mais de 500m nos maiores domos, a exemplo do que ocorre abaixo dos poços P1, P2, P9, P13 e P15.

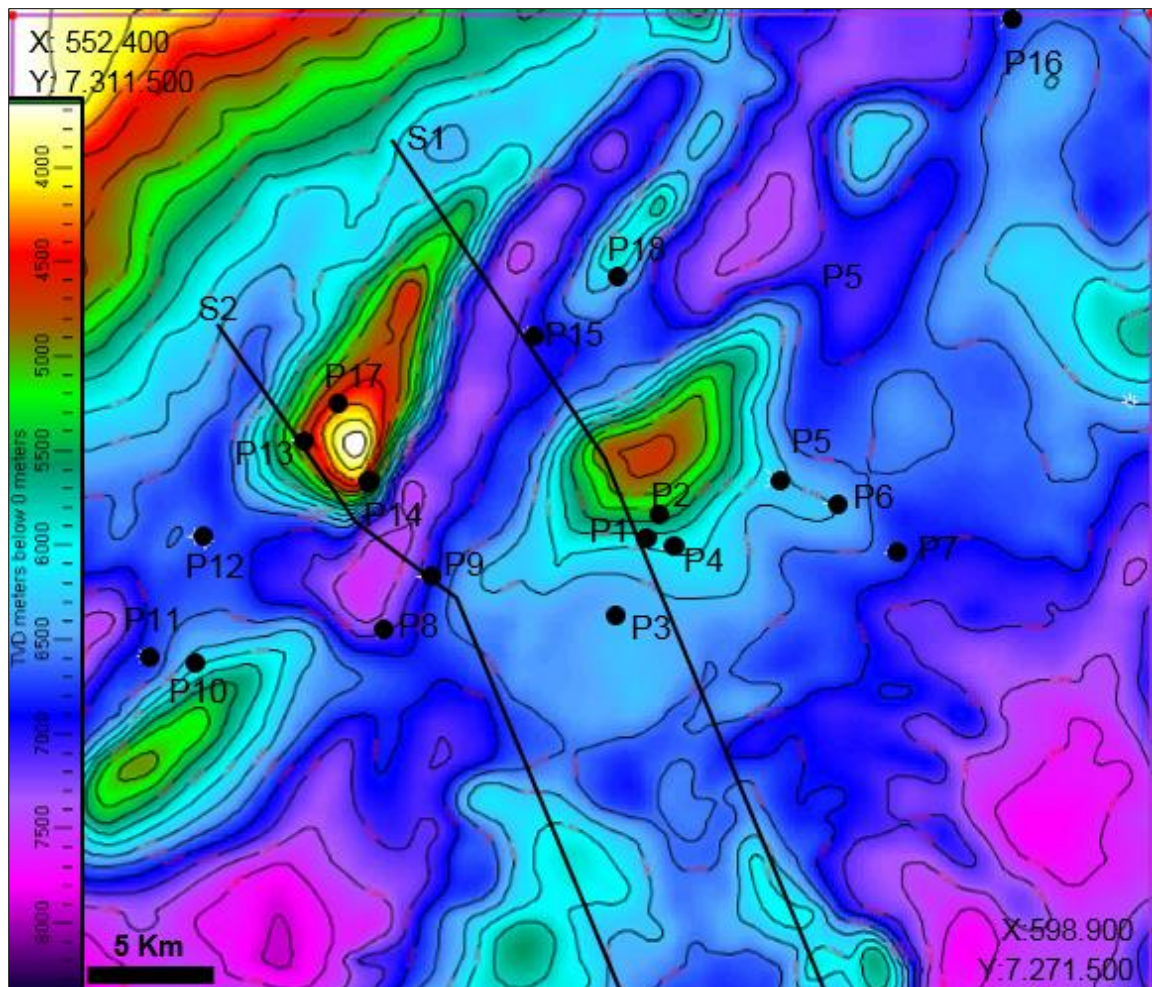


Figura 2.14. Mapa estrutural do topo do sal na área de estudo. Contorno estrutural de 200 m. Equivale à base da Sequência K60, limite Aptiano - Albiano. Escala de cores mostra profundidade (m). As seções das Figuras 2.12 (S1) e 2.13 (S2) estão destacadas. Observar os domos de sal presentes na área. Os poços desta pesquisa são numerados de P1 a P18.

Oliveira (2006), Guerra (2008) e Guerra e Underhill (2012) realizaram restaurações estruturais de seções regionais que abrangem a área da presente pesquisa. Segundo esses autores, a elevação desses domos de sal ocorreu principalmente no Albiano, continuando entre o Cenomaniano e o Coniaciano de forma menos intensa, estagnando no Santoniano, após o que experimentaram

abatimentos locais. Isso é evidenciado pelo espessamento da Sequência K60, formações Guarujá e Itanhaém, em relação às espessuras mais delgadas das sequências K70, K82-86 e K88, Albiano ao Coniaciano, formações Itanhém e Itajaí-Açu (Figuras 2.12 e 2.13). Ressalta-se que essas relações temporais se referem à halocinese na área de estudo, sendo que a leste da área, dentro do *Gap* do Albiano, a movimentação do sal foi proeminente até o Eoceno e, no Platô de São Paulo, ocorre até o presente (Figura 2.7 e 2.9).

O topo do sal aloja a raiz de algumas falhas importantes da área de estudo, com destaque para **Falha Principal (FP)**, um alinhamento de falhas conjugadas com orientação NE-SW, que infletem para N-S na parte sul da área (Figuras 2.12, 2.13, 2.15 e 2.16). A FP iniciou seu desenvolvimento associada a fase ativa de elevação do domo de sal sotoposto (Albiano ao Coniaciano). Entre o Santoniano e o Campaniano, sua dinâmica continuou intensa, porém associada a abatimento do sal, tal qual ocorreu com outras falhas da área, que estão alojadas sobre domos de sal. Após o Campaniano, a movimentação da FP atenuou-se, estabilizando entre o Maastrichtiano e o Paleoceno (Oliveira, 2006; Guerra, 2008; Guerra e Underhill; 2012). Falhas menores ocorrem isoladamente ou estão subordinadas às maiores, sendo consequência da acomodação local da deformação ao longo do tempo.

Os baixos deposicionais associados às sequências K60 até a K88, Albiano ao Coniaciano, podem ter atuado como cozinhas geradoras de petróleo. Rochas finas pertencentes às fácies distais das formações Guarujá, Itanhaém e Itajaí-Açu, depositadas neste período, podem ter contribuído com parte do gás acumulado nos arenitos do Membro Ilha-Bela. Em área análoga, Barros e Bassetto (2006), afirmam que os reservatórios do Membro Ilha-Bela receberam um pouco de condensado originado desses geradores marinhos, entre os quais se destacam os folhelhos do Turoniano, parte base da Formação Itajaí-Açu, associado a um período de anoxia marinha de proporções globais (Modica e Brush, 2004; Viviers *et al.*, 2005). A migração até os reservatórios deve ter ocorrido por meio de falhas e camadas carreadoras, que também conduziram o gás proveniente do Pré-Sal (Figuras 2.12 e 2.13), conforme apontam Chang *et al.* (2008) e Pinto *et al.* (2008).

A Sequência K90, que engloba o Santoniano e parte do Campaniano (86 Ma - 79 Ma), é de fundamental importância para o presente trabalho e, por isso, sua estruturação e composição serão detalhadas.

Apresenta-se cortada por falhas com orientação geral NE-SW, por vezes N-S, entre as quais se destaca a FP, que separa dois compartimentos da área ao nível do Reservatório Principal, aqui denominados **Norte e Sul** (Figura 2.15).

No Compartimento Norte, destacam-se três altos estruturais dispostos de forma escalonada entre si, bordejados ao sul por uma rampa homoclinal com caimento para sudeste e que termina no extremo meridional da área, assentada diretamente sobre o sal, geralmente em discordância angular (Figuras 2.12, 2.13 e 2.15).

No Compartimento Sul destaca-se o **Alto Estrutural Principal (AP)**, ou somente Alto Principal, um elemento de grande importância à presente pesquisa (Figuras 2.12, 2.15 e 2.16). Essa estrutura resultou da interação entre halocinese e a FP, entre o Albiano e o Campaniano, sendo bem visível nas sequências K60 até a K100, suavizando-se acima desta. Ao nível do Reservatório Principal, o AP caracteriza-se como uma espécie de *graben* orientado segundo NE-SW, que altera a morfologia central da rampa homoclinal. É delimitado a norte e leste pela FP e ao sul por discordância angular formada entre a K90 e topo do sal, podendo haver falhas associadas, a exemplo da Falha Secundária (FS). A NE, o Alto Principal é atenuado até integrar-se à rampa estrutural, mantendo a orientação geral NE-SW.

Em termos litoestratigráficos, a sequência K90 é composta por arenitos do Membro Ilha-Bela na base, sobrepostos por pelitos da Formação Itajaí-Açu, sobre os quais ocorrem os sedimentos proximais da Formação Juréia (Figuras 2.5, 2.12, 2.13, 2.16 e 2.17). Os arenitos do Membro Ilha-Bela apresentam características semelhantes aos de outras áreas da bacia, sendo compostos por corpos em formato de canais e leques (Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2007) com granulometria fina a média, por vezes grossa e conglomerática, predominando arenitos arcoseanos com fragmentos de rocha vulcânicas e de pelitos, além de micas, granada, bioclastos e minerais acessórios. Fácies não reservatório ocorrem intercaladas e lateralmente dispostas aos reservatórios, sendo compostas por rochas pelíticas, em geral argilitos, siltitos e mais raramente folhelhos (Figuras 2.10 e 2.17). Os pelitos da Formação Itajaí-Açu incluem diferentes tipos de rochas finas, com destaque para argilitos, siltitos, folhelhos e podem apresentar delgados corpos de arenitos muito finos (Barros e Bassetto, 2006).

Os arenitos do Membro Ilha-Bela, pertencentes a K90, foram denominados aqui de **Reservatório Principal**, sendo algumas vezes referidos apenas por **reservatório**, enquanto os pelitos da Formação Itajaí-Açu foram denominados de **Folhelho-Selo**,

ou simplesmente por **selo** (Figura 2.17). Essas denominações informais foram adotadas porque, em algumas estruturas (trapas) da K90, há gás armazenado no Reservatório Principal, selado pelo Folhelho-Selo (Figura 2.15), com destaque para a Acumulação Principal, com cerca de 800 m de espessura de zona de gás. As pressões de poros do Reservatório Principal e do Folhelho-Selo são o foco principal do presente estudo (capítulo 1), especialmente nos poços localizados no Alto Principal, onde ocorre a ZPA Principal (Figura 2.17), conforme será detalhado no capítulo 5.

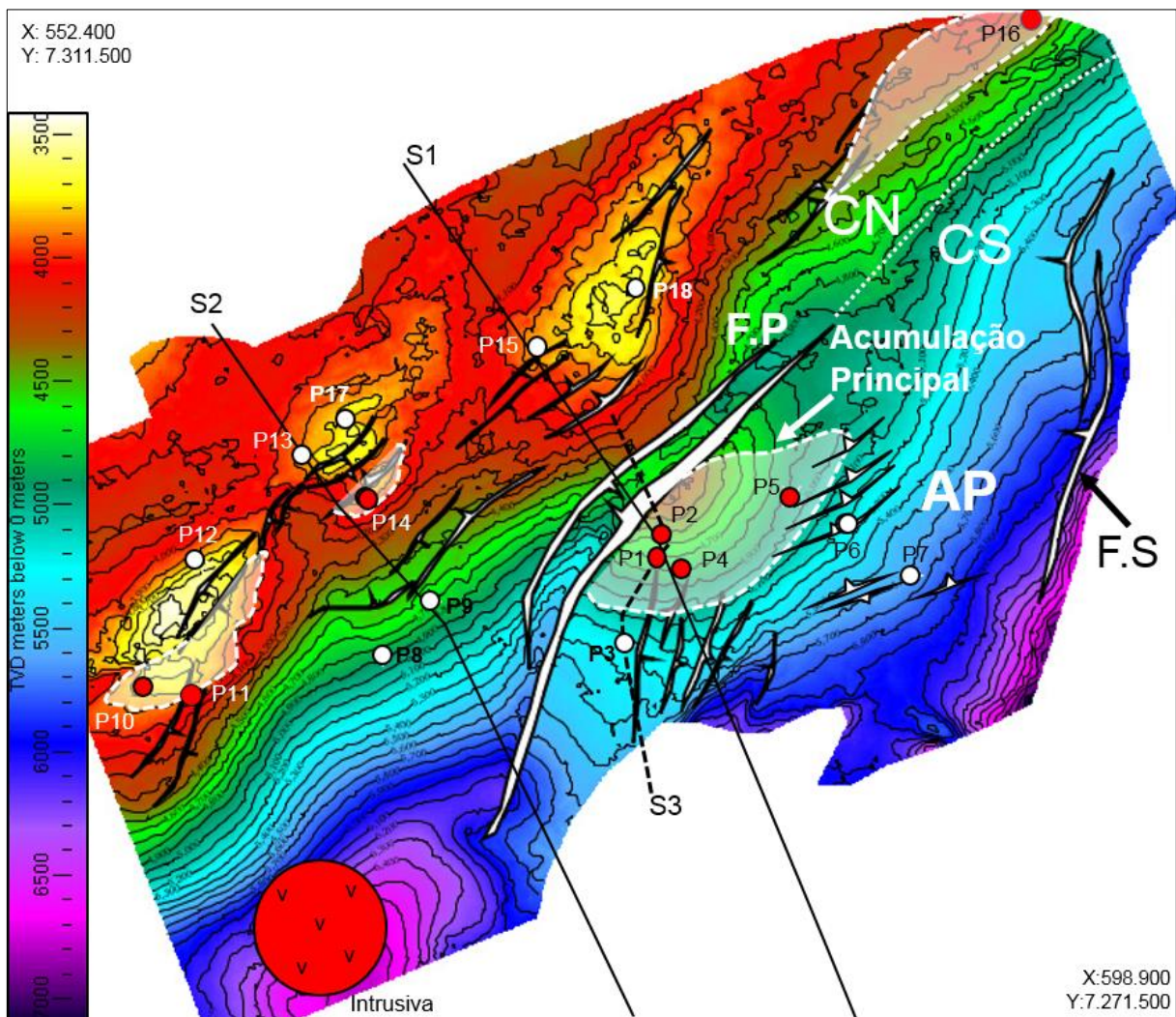


Figura 2.15. Mapa estrutural do topo do **Reservatório Principal** na área de estudo. Contorno de 100 m. Escala de cores mostra profundidade (m). Este horizonte sísmico inclui os arenitos do Reservatório Principal (Membro Ilha-Bela) e as fácies não-reservatório, que ocorrem intercaladas e lateralmente dispostas aos arenitos. As seções sísmicas das Figuras 2.12 (S1), 2.13 (S2) e 2.16 (S3) estão destacadas. A **Falha Principal (FP)** é um alinhamento de falhas conjugadas que separa o **Compartimentos Norte (CN)** e o **Compartimento Sul (CS)**. No CS localiza-se o **Alto Principal (AP)**, que é delimitado pela FP e pela terminação do horizonte em discordância angular sobre o sal, podendo ocorrer falhas associadas, a exemplo da **Falha Secundária (FS)**. As acumulações de gás no Reservatório Principal estão hachuradas em branco. Os poços que contêm gás como fluido predominante estão destacados em vermelho (P1, P2, P4, P5 no AP e P10, P11, P14 e P16 no CN), enquanto os poços com predomínio de água estão demarcados em branco (P6 e P7 no AP e P12, P15, P17 e P18 no CN). Conforme detalhado no capítulo 3, poços com gás possuem saturação de gás (S_g – proporção volumétrica) maior que 50%, enquanto aqueles com água possuem S_g menor que esse valor. No AP ocorre a **Acumulação Principal**, com cerca de 800 m de espessura de zona de gás, que é fechada contra a FP a norte e leste, porém com fechamento estratigráfico a oeste (seta branca). A ZPA Principal ocorre em todos os poços do AP e o P16 apresenta uma ZPA Secundária, enquanto os demais poços apresentam pressão de poros normais, conforme detalhado no capítulo 5.

O topo da Sequência K90 e as sequências K100 a E60, Campaniano ao Eoceno, são compostas pelas fácies proximais das formações Juréia e Ponta-Aguda depositadas em resposta à grande progradação ocorrida na área central da bacia (Cobbold *et al.*, 2001; Modica e Brush, 2004; Mizusaki e Thomaz Filho, 2004; Zalán e Oliveira, 2005; Moreira *et al.*, 2007). Acompanhando o grande aporte sedimentar, desenvolveu-se, à leste da área de estudo, forte halocinese e intensificação da atividade da Falha de Cabo Frio, com estabelecimento do *Gap* do Albiano (Figura 2.7). Isso resultou em caimento geral para SW das sequências K100 a E60 na área de estudo, com forte mergulho no limite leste. Porém, como a movimentação das principais falhas da área de estudo atenuou-se a partir do Campaniano, formou-se um relevo suave e altos estruturais pouco destacados nessas sequências (Figuras 2.12 e 2.13).

A seção superior da área de estudo é caracterizada pelas rochas finas da Formação Marambaia (Figura 2.5), depositada entre o Oligoceno e o Recente, composta por horizontes com caimento suave e discreta estruturação das sequências E70 a N50-60 (Figuras 2.12, 2.13 e 2.16). Em geral, ocorrem argilitos, siltitos, folhelhos e margas, com ocorrência local de calcilutitos (Figura 2.17).

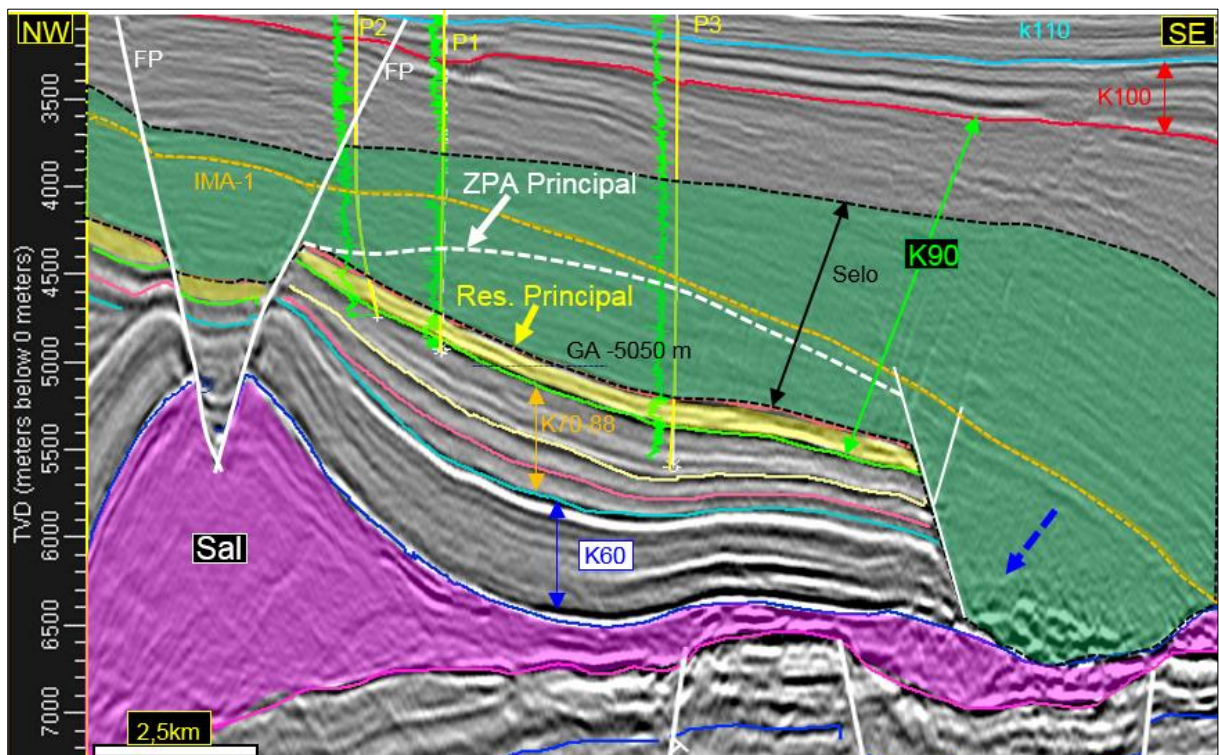


Figura 2.16. Seção sísmica em profundidade entre os poços P2, P1 e P3. Escala vertical em metros. Ver traçado na Figura 2.15. A equivalência entre as idades das Sequências, períodos geológicos e formações podem ser consultados na Figura 2.5. O AP, ao nível da Sequência K90, está delimitado pela (FP) e o assentamento sobre o sal, que ocorre a SE da seção, na área com baixa resolução sísmica (seta azul). O AP inclui a **Acumulação Principal** de gás da área, cujo contato gás-água (G/A) ocorre próximo a -5050 m, conforme detalhado no capítulo 5. A ZPA Principal ocorre entre o IMA-1 e a base da K90.

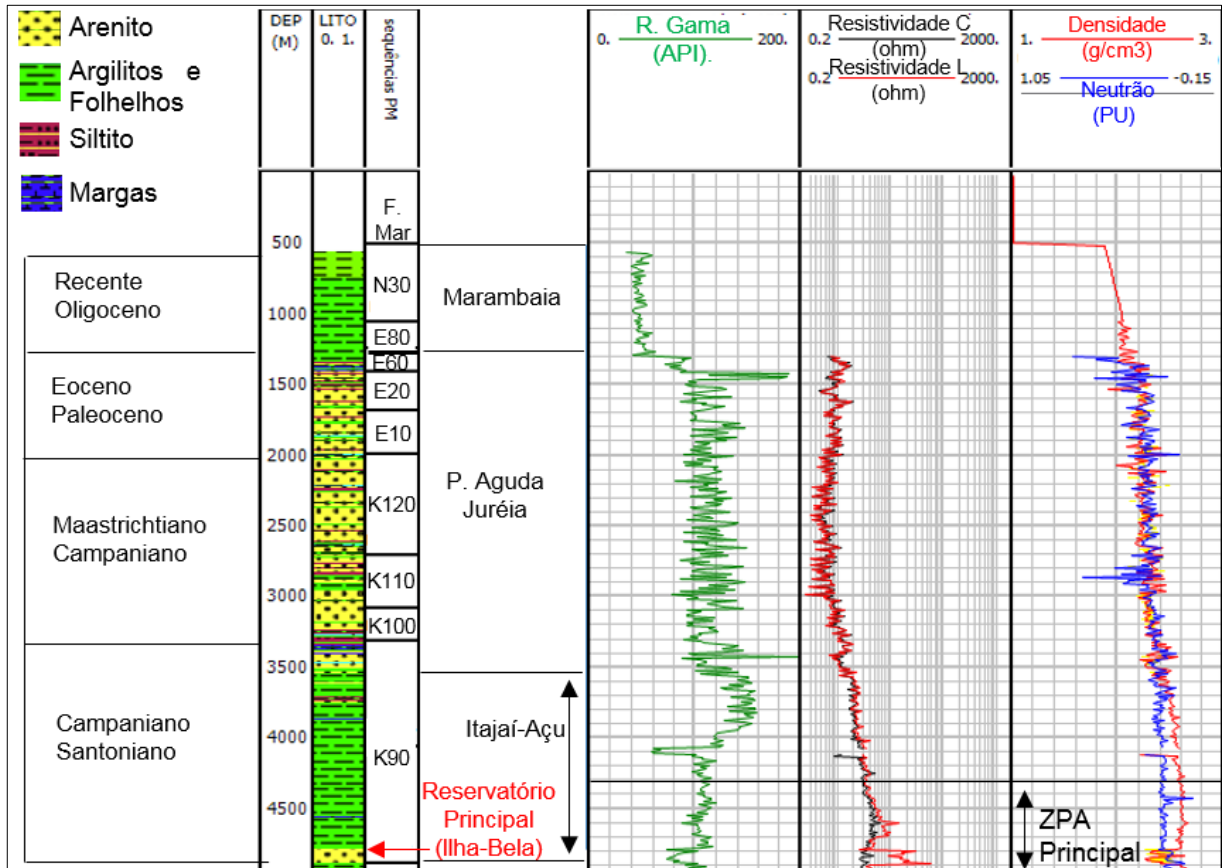


Figura 2.17. Suíte de perfis do poço P1. A origem das informações e o significado dos perfis serão explicados no capítulo 4. Observar a relação entre as idades geológicas, as formações e as sequências deposicionais. Observar o padrão serrilhado das formações Juréia e Ponta Aguda associadas à alternância de pelitos e arenitos, típico de sistemas proximais. Já o Folhelho-Selo da Formação Itajaí-Açu apresenta um padrão mais homogêneo nos perfis, com predomínio de argilitos e folhelhos, embora finas intercalações de arenitos, siltitos e carbonatos possam ocorrer. Reparar na posição dos Arenitos Ilha-Bela (Reservatório Principal), bem marcado nos perfis de Raio Gama e Densidade-Neutrão, a partir de 4790 m. A ZPA Principal começa em 4320 m, conforme detalhado no capítulo 4, englobando a base do Folhelho-Selo e o Reservatório Principal, neste caso com gás, indicado pelos elevados valores de resistividade longa (curva em vermelho).

3. PRESSÃO DE POROS

Define-se **pressão (P)** como o resultado da divisão de uma **força (F)** pela **área (A)** em que ela atua, enquanto o gradiente de pressão (G) é a divisão dessa pressão pela **profundidade (Z)** de ocorrência (Zoback, 2008):

$$P = F \div A \text{ (equação 3.1)}$$

$$G = P \div Z \text{ (equação 3.2)}$$

Em unidades do Sistema Métrico Internacional (SI), **F** em N (Newton), **P** em Pa (Pascal), **Z** em m e **G** em (Pa)/m. É prática comum na indústria do petróleo expressar os valores de **P** em **psi (pounds per inch)** e **G** em **psi/m**, unidades do Sistema Norte-Americano. É comum, também, expressar G pela densidade do fluido que gera o referido gradiente, normalmente se escolhendo **ppg (pounds per gallon)**. Neste trabalho, os valores de P são expressos em psi, G em ppg e a densidade em g/cm³. O leitor pode consultar a equivalência entre essas unidades com as unidades do SI na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Equivalência entre unidades do SI e as empregadas neste trabalho para expressar as grandezas físicas.

Propriedade	Unidade do SI	Unidade empregadas
Pressão	1 Pa	1,45 x 10 ⁻⁴ psi
Gradiente de Pressão	1 (Pa)/m	1,45 x 10 ⁻⁴ psi/m
Densidade	1 g/cm ³	1,42 psi/m
Densidade	1 g/cm ³	8,35 ppg

A **pressão de sobrecarga (PS)**, ou **tensão litostática**, é aquela exercida pelo peso de uma coluna de sedimentos e rochas acima de uma certa profundidade, sendo obtida pela equação:

$$PS = \rho \cdot g \cdot Z \text{ (equação 3.3)}$$

onde **PS** é a pressão de sobrecarga no ponto de interesse, gerada pela fração sólida das rochas e pelo fluido presente nos poros, **ρ** é a densidade média da coluna

litológica acima do ponto de interesse (kg/m^3), g é a aceleração da gravidade (m/s^2) e Z é a profundidade do ponto de interesse (m) (Rocha e Azevedo, 2009). O **gradiente de pressão de sobrecarga (GPS)** é a razão entre PS e Z (equação 3.2)

A **pressão de poros (PP)** é aquela exercida na parede dos poros pelos fluidos neles contidos, que geralmente é a água da formação. Por meio da equação 3.3 pode-se calcular a PP, bastando substituir a densidade média das rochas pela densidade média da água de formação acima do ponto de interesse. O **gradiente de pressão de pressão de poros (GPP)** é a razão entre PP e Z (equação 3.2)

A relação entre a PS e PP foi estudada por Terzagui e Peck (1948) para solos compactados, e pode ser aplicada ao estudo das rochas em subsuperfície, sendo expressa pela seguinte equação:

$$E_f = PS - PP \text{ (equação 3.4)}$$

onde E_f representa a tensão efetiva, que é transmitida aos grãos da rocha.

A PP é considerada normal quando é igual àquela exercida por uma coluna de água com a mesma altura da profundidade de interesse. Nesta situação, a PP é denominada de **pressão hidrostática (PH)** (Figura 3.1).

Quando a PP está abaixo do valor esperado, há **subpressão** e as rochas são consideradas subpressurizadas, já quando a pressão está acima deste valor, há **sobrepessão** e as rochas estão sobrepessurizadas. Pode-se dizer, também, que há sobrepessão quando GPP for maior que GPH (Rocha e Azevedo, 2009). Neste trabalho, vamos nos referir principalmente ao GPP, pois ele permite comparar as PP obtidas em profundidades diferentes, facilitando a comparação dos valores de pressão de poros entre os diferentes poços.

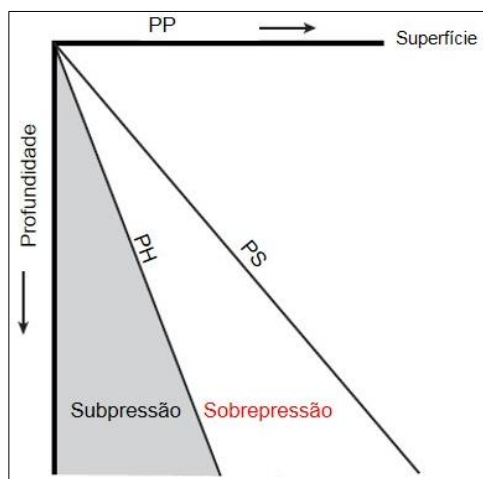


Figura 3.1. Gráfico esquemático de pressão de poros (PP) x profundidade. Observar a variação de pressão hidrostática (PH) e pressão de sobrecarga (PS). A reta de PH representa a pressão de uma coluna de água de formação até a profundidade de interesse, sendo seu coeficiente angular o gradiente de pressão hidrostática (GPH). Já a reta de PS representa a tensão de sobrecarga, cuja inclinação é o gradiente de pressão de sobrecarga (GPS). As rochas que apresentam **subpressão** (campo cinza) possuem PP menor que o esperado para certa profundidade ($GPP < GPH$), e aquelas com **sobrepessão** (campo branco), possuem PP maior que o esperado para certa profundidade, ($GPH < GPP < GPS$). (Modificado Swarbrick e Osborne, 1998).

O conceito de pressão hidrostática baseia-se no princípio de que os fluidos contidos nos poros das rochas e sedimentos estão interligados desde a superfície, ou seja, que os poros estão conectados, de forma semelhante a um **sistema de vasos comunicantes**. Neste caso, há equilíbrio de pressões de fluido ao longo da coluna sedimentar e eventuais aumentos do GPP são aliviados pela expulsão de fluidos para o meio adjacente, mantendo as pressões de poros em condição hidrostática e o GPP igual ao GPH (Domingues, 2008).

Aumentos anômalos de GPP podem ocorrer por diversas razões, conforme abordado posteriormente. Se o fluxo de fluidos de uma rocha ao meio adjacente é ineficiente para aliviar esses aumentos de GPP, sua a pressão de poros torna-se maior que o normal, levando à sobrepressão, sempre acompanhada de diminuição da tensão efetiva (equação 3.4). Neste caso, haverá um desequilíbrio do GPP em relação ao GPH regional, como se a rocha constituísse um compartimento isolado do resto da bacia, ou seja, uma **célula de pressão** (Osborne e Swarbrick, 1997; Rocha e Azevedo, 2009). Neste trabalho, o intervalo estratigráfico com GPP maior que o GPH foi informalmente designado de **zona de pressão anormal (ZPA)**, que possui área de ocorrência controlada por elementos estruturais e litológicos (capítulo 5).

Existem ZPAs em diferentes bacias sedimentares ao redor do mundo e no Brasil (Figura 3.2), incluindo na Bacia de Santos, muitas vezes associadas a acumulações de petróleo (Pecten-Marathon-Shell, 1979; Belanzani Junior., 1993; Law e Spencer, 1998; Granitoff, 2004; Coelho e Picolini). Diferentes fatores levam à sobrepressurização, principalmente a **permeabilidade das rochas, tempo geológico, tipo de fluido e processo atuante** (Bowers, 1995; Luo e Vasseur, 1996; Swarbrick e Osborne, 1998; Domingues 2008; Rocha e Azevedo 2009; Marçal *et al.*, 2012).

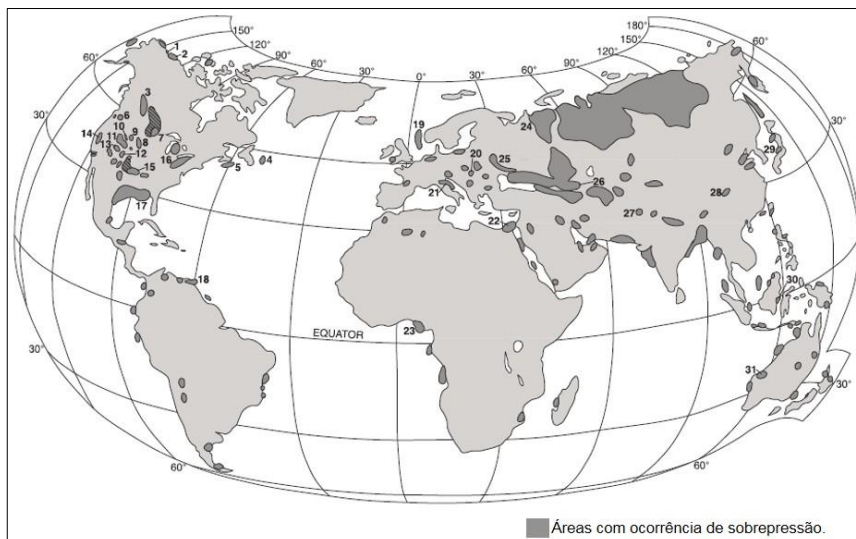


Figura 3.2. Áreas com ocorrência de sobrepressão ao redor do mundo. (Modificado de Law e Spencer, 1998).

3.1. Influência da permeabilidade e do tempo

A importância da permeabilidade da rocha na sobrepressão pode ser compreendida pela lei de Darcy:

$$Q = \frac{k \cdot A}{\mu} \cdot \left[\frac{\Delta P}{L} \right] \text{ (equação 3.5)}$$

onde **Q** é a **vazão do fluido** (m³/s), **k** é a **permeabilidade intrínseca**, também denominada de **permeabilidade absoluta**, ou somente **permeabilidade** (m²). Ela traduz a facilidade com que uma rocha permite o fluxo de fluidos, dependendo exclusivamente das propriedades litológicas, sendo expressa em mD neste trabalho. **A** é a área aberta ao fluxo (m²), **ρ** é a densidade do fluido (kg/m³), **g** a constante gravitacional (m/s²) (equação 3.3), enquanto **μ** é a viscosidade do fluido (Pa.s). **ΔP** é o diferencial de pressão entre os dois pontos considerados para o fluxo e **L** é comprimento da seção que é considerada para o fluxo (m) (Thomas, 2004; Rosa *et al.*, 2011). A partir da equação 3.5, pode-se escrever:

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \text{ (equação 3.6)}$$

onde **K** é a condutividade hidráulica (m/s), que mede a facilidade do fluxo de fluidos de fluidos entre a rocha e o meio adjacente, sendo diretamente proporcional a permeabilidade, se mantida as demais variáveis constantes. Assim, para o desenvolvimento de sobrepressão e sua manutenção ao longo do tempo, é necessário que a permeabilidade seja baixa o suficiente para retardar as trocas de fluidos com o meio adjacente, o que exige a ocorrência de selos com alta capacidade de retenção de fluidos (Burrus, 1998; Converse *et al.*, 2000). A título de informação, Domingues (2008) considera que, se **μ** = 10⁻³ Pa.s e **ρ** = 1,0 g/cm³, uma rocha com 1 mD apresentará K = 10⁻⁸ m/s.

Em geral, rochas selantes que permitem o desenvolvimento de zonas de sobrepressão, assim como sua manutenção ao longo do tempo, apresentam permeabilidades inferiores a 10⁻⁶ mD (Osborne e Swarbrick, 1997). Na área de estudo desta pesquisa, foram medidas permeabilidades com valores mínimos de 10⁻³ mD no Folhelho-Selo. Santos *et al.* (2007), analisando folhelhos cronocorrelatos, encontraram valores mínimos de até 10⁻⁵ mD. Além da baixa permeabilidade, é

necessário que as falhas e fraturas existentes no selo estejam estabilizadas, caso contrário haverá dissipação de fluidos e redução de pressões de poros.

Apenas ZPAs de considerável extensão espacial e bem seladas tendem a ser mantidas ao longo do tempo, pois havendo maior diferencial de pressão entre a rocha e o meio adjacente, maior tenderá a ser a vazão de fluido (equação 3.5). Portanto, o tempo assume caráter fundamental, pois influencia diretamente a magnitude e distribuição das pressões de poros dentro de uma bacia sedimentar.

3.2. Influência do tipo de fluido

Para compreender a influência do tipo de fluido na ocorrência de sobrepressão, é importante abordar a distribuição dos fluidos num reservatório.

Os poros das rochas sedimentares geralmente são preenchidos por água, sendo que nas acumulações de petróleo também ocorrem óleo e/ou gás (Figura 3.3). A **saturação de água (S_a)**, **óleo (S_o)** e **gás (S_g)** são as proporções volumétricas dessas fases nos poros, que obtidas são pelas seguintes equações (Thomas, 2004):

$$S_a = Vol_a \div Vol_p \text{ (equação 3.7)}$$

$$S_o = Vol_o \div Vol_p \text{ (equação 3.8)}$$

$$S_g = Vol_g \div Vol_p \text{ (equação 3.9)}$$

onde **Vol_a**, **Vol_o** e **Vol_g** são os volumes ocupados, respectivamente, por água, óleo e gás nos poros de uma rocha, cujo volume total é **Vol_p**. Essas proporções são expressas em número fracionário ou porcentagem, com a somatória $S_a + S_o + S_g = 1$ ou 100%.

Na área de estudo, as acumulações do Reservatório Principal apresentam amplo predomínio de gás sobre óleo e, para efeitos práticos, pode-se considerar $S_g + S_a = 100\%$. As saturações de cada camada de arenito, ponderadas pelas suas espessuras, definem S_a e S_g média do Reservatório Principal como um todo. Os poços **com água** possuem S_g média $< 50\%$, embora o gás possa predominar em alguma camada de arenito. Da mesma forma, os poços com **gás** possuem S_g média $> 50\%$, embora alguma camada possa ter predomínio de água. Na área de estudo, o gás corresponde à fase **não-molhante**, que possui menor afinidade elétrica com a

matriz mineral e concentra-se na porção central dos poros, já a água corresponde à fase **molhante**, que possui maior afinidade elétrica com a matriz mineral e concentra-se na periferia dos poros (Figura 3.3).

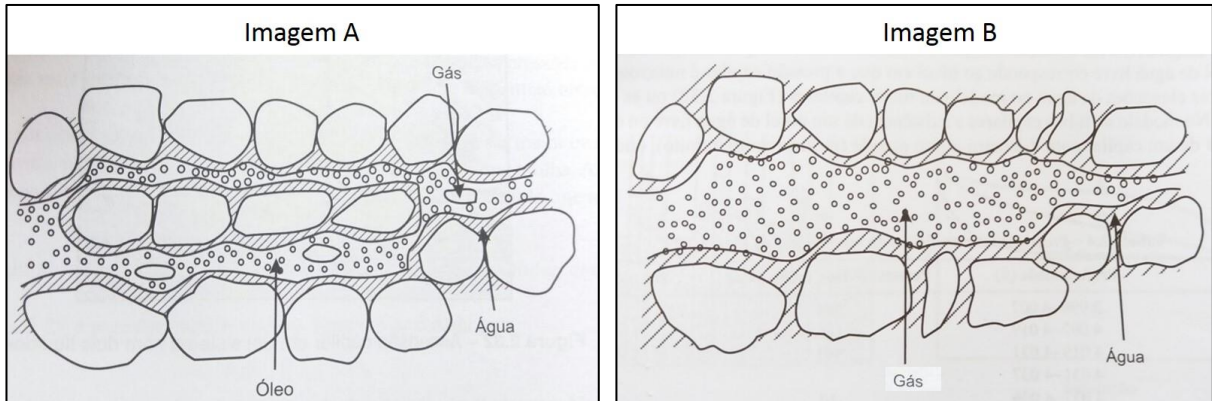


Figura 3.3. Representação esquemática da ocorrência de água, óleo e gás nos poros de uma rocha. Na **Imagem A** as três fases podem coexistir nos poros. A fase molhante, neste caso a água, concentra-se na periferia do poro, junto à matriz mineral, pois possui maior afinidade elétrica com os grãos da rocha e forma uma fase contínua (sem interrupções), cujo diâmetro é muito pequeno (~ capilar). Já a fase não-molhante concentra-se na área central dos poros, podendo formar uma fase contínua (óleo) ou não-contínua (gás). A **imagem B** é a situação considerada para a área de estudo (gás e água somente). Na imagem acima predomina gás ($S_g > 50\%$), assim, os “capilares” destinados ao fluxo de gás possuem maior diâmetro do que os “capilares” destinados ao fluxo de água, assim, o gás fluirá mais facilmente do que a água. Caso S_g diminua, ou seja, S_a aumente, aconteceria o inverso. No caso de saturações intermediárias (por exemplo, S_a entre 40 % e 80 %) haveria maior restrição ao fluxo das duas fases. (Modificado de Rosa *et al.*, 2011).

Espacialmente, a **zona de gás** (S_g média $> 50\%$) ocorre acima da **zona de água**, ou aquífero (S_g média $< 50\%$), sendo o **contato gás-água** (G/A) definido na cota estrutural que separa essas duas zonas (Figuras 2.15 e 3.4). Isso se deve ao empuxo, que leva o gás a se concentrar no ápice das trapas, alterando a densidade média dos fluidos, elevando o GPP da zona de gás em relação ao aquífero, resultando em sobrepressão. Ressalta-se que, embora se trace um limite para a separar a zona de gás e o aquífero, é comum que essa separação não seja abrupta, havendo um aumento progressivo de S_g rumo ao ápice da estrutura (Figura 3.4).

Baixa magnitude de S_a implica maior resistência a ser vencida pela água (Thomas, 2004; Rosa *et al.*, 2011), pois seu fluxo ocorre em capilares de pequenos diâmetros (Figura 3.3), o que resulta em **baixa permeabilidade efetiva** da água (k_a), propriedade que mede a capacidade água fluir pela rocha. Por consequência, haverá baixa **permeabilidade relativa da água** (kr_a), definida pelo quociente ka/k , que varia entre 0 e 1 (Figura 3.5). Em contrapartida, o aumento gradual de S_a resultará em aumento de k_a e kr_a , pois seu transporte se dará em capilares de tamanhos cada vez maiores até um valor máximo possível ($S_a = 100\%$). Neste caso, k_a seria igual a k (permeabilidade absoluta ou intrínseca da rocha, equações 3.5 e 3.6) e $kr_a = 1$,

resultando no maior fluxo possível de água. O mesmo raciocínio pode ser estabelecido em relação ao gás, ou seja, haverá k_g e kr_g baixos diante de S_g reduzidas, enquanto k_g e kr_g serão maiores se S_g aumentar.

A redução desde saturações elevadas (S_g ou $S_a \sim 100\%$) até saturações intermediárias (exemplo: S_a entre 40% e 80%) implica em redução da vazão para as duas fases (Rosa *et al.*, 2011), pois há redução da permeabilidade relativa de ambas as fases. Luo e Vasseur (1996) concluíram que valores de $S_a \sim 75\%$ no selo podem resultar em kr_a e kr_g próximas a 0,20, ou seja, quase uma ordem de grandeza menor do que o valor máximo, que seria obtido com apenas uma fase (kr_a ou $kr_g = 1$), aumentando a retenção de fluidos e contribuindo para elevar o GPP.

Assim, a coexistência de fases em proporções semelhantes pode contribuir para a manutenção de ZPAs que, porventura, ocorram na trapa, já que reduz a troca de fluidos com o meio externo (Swarbrick e Osborne, 1998).

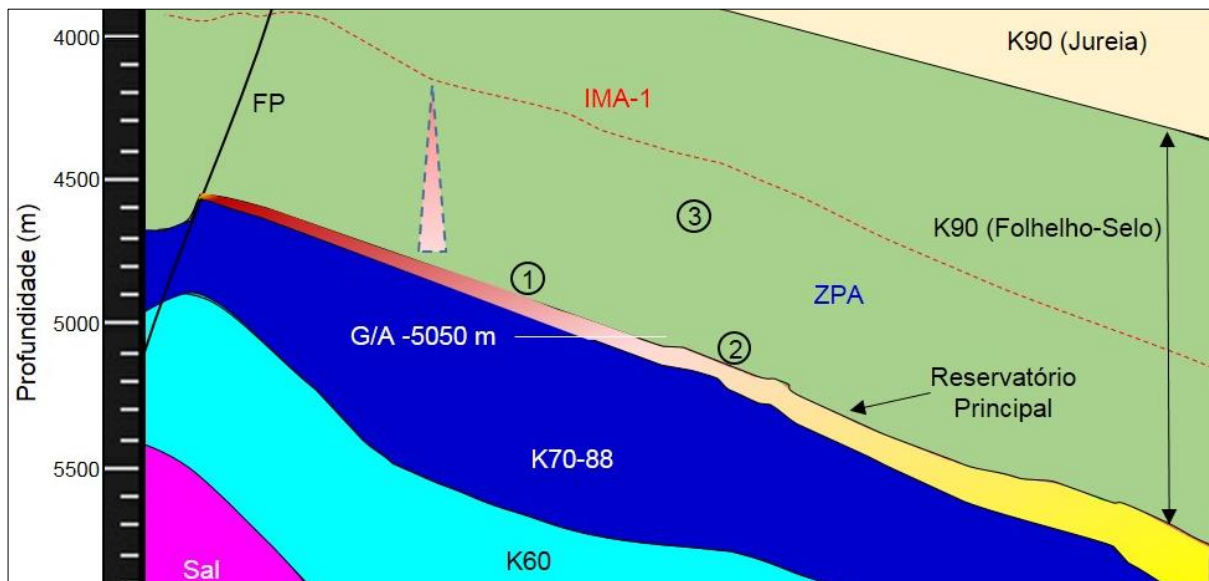


Figura 3.4. Seção geológica ao longo do Alto Principal. Foi confeccionada a partir da seção sísmica da Figura 2.16. A zona de gás (1) da Acumulação Principal (S_g média $> 50\%$) ocorre acima da zona de água (2), ou aquífero ($S_g < 50\%$). A coloração variando de amarela a vermelha representa a variação de S_g ao longo do reservatório, sendo o contato (-5050 m) definido na cota onde a S_g média passa a ser maior que S_a média. No caso do Folhelho-Selo, o fluxo de fluidos em seu interior é mais lento do que nos arenitos e, provavelmente, o tempo transcorrido, desde a chegada do gás, não permitiu que o gás ascendesse por todo o selo. Assim, S_g próxima ao Reservatório Principal é semelhante à do arenito e diminui no meio (IMA-1) e topo, conforme representado pelo triângulo (1 a 3). Em razão disso, espera-se que saturações intermediárias (S_a entre 40% e 80%) devam ocorrer no interior do selo. Essa hipótese é justificada pelo fato da Formação Jureia possuir apenas água nos arenitos e os indícios de gás do Folhelho-Selo serem expressivos na base e escassos, ou mesmo ausentes, entre o meio e o topo. S_a intermediárias podem ter reduzido o fluxo de fluidos para o meio adjacente, contribuindo para manter a sobrepressão ao longo do tempo.

O gás tende a fluir nos poros do Folhelho-Selo pelos mesmo princípios que regem o fluxo no reservatório. Porém, devido às permeabilidades ainda menores que as dos arenitos do Reservatório Principal, que podem atingir 10^{-5} mD (Santos *et al.*,

2007), isso não deve ter se processado no tempo geológico, resultando em maior S_g na base, próxima aos arenitos com gás, maior que no meio e topo do selo (Figura 3.4), como evidenciado pelos fortes indícios de gás do selo, sempre próximos ao Reservatório Principal (capítulo 5). Essa hipótese também é fortalecida pelo fato de haver gás no Reservatório Principal e água nos arenitos da Formação Juréia, sobreposta ao Folhelho-Selo, que implica na existência de saturações intermediárias ao longo do selo.

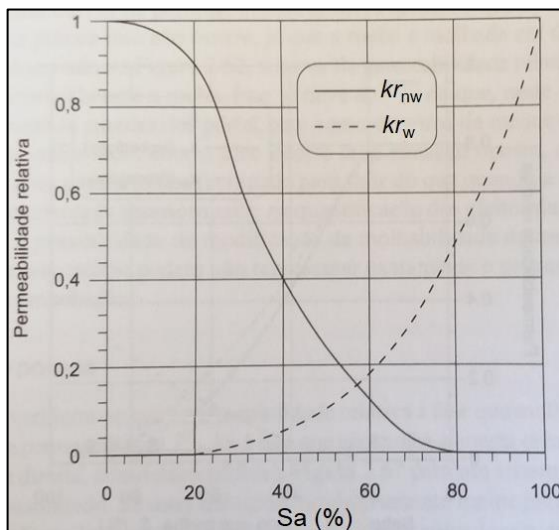


Figura 3.5. Saturação de água (S_a) x permeabilidade da fase molhante (kr_w) e não-molhante (kr_{nw}). No presente projeto, pode-se considerar $kr_w = kr_a$ e $kr_{nw} = kr_g$. O aumento da S_a implica em maior kr_a e menor kr_g . O inverso acontece se houver diminuição de S_a e aumento de S_g . Em saturações intermediárias, (S_a 40 % e 80 %), kr_a e kr_g são reduzidas e podem chegar a $\frac{1}{4}$ do valor (S_a próximo a 60 %). Modificado de Rosa *et al.*, (2011).

3.3. Mecanismos de sobrepressurização

O quarto fator determinante para o surgimento e manutenção do GPP anormal é que haja um mecanismo geológico que altere sua evolução normal. Os processos de sobrepressurização mais importantes são reunidos em três grupos – **Esforço Compressivo, Expansão Volumétrica do Fluido e Flutuabilidade e Movimento do Fluido**. Entre os mecanismos de Esforço Compressivo, encontram-se os processos de **Subcompactação e Compressão Lateral**; a Expansão Volumétrica reúne os mecanismos **Aquathermal, Transformação de Argilas e Geração de Petróleo**; enquanto o Movimento do Fluido congrega a sobrepressurização por **Osmose, Altura Piezométrica e Flutuabilidade do Fluido** (Osborne e Swarbrick, 1997; Burrus, 1998; Swarbrick e Osborne, 1998; Bowers e Katsube, 2002; Swarbrick *et al.*, 2002; Granitoff, 2004; Domingues, 2008; Rocha e Azevedo, 2009; Marçal *et al.*, 2012).

3.3.1. Subcompactação

Este é o mecanismo mais comum de sobrepressurização existente em bacias sedimentares ao redor do mundo (Burrus, 1998; Rocha e Azevedo, 2009). À medida que a subsidência e soterramento das camadas se processa em uma bacia, os sedimentos são compactados e submetidos a maiores pressões de sobrecarga (PS) por parte das camadas subjacentes. Em decorrência disso, o fluido presente nos poros é expulso para o meio adjacente, mantendo o GPP em equilíbrio hidrostático. Este processo é acompanhado por aumento da compactação das rochas em resposta à PS (Figura 3.6), o que resulta em desenvolvimento de uma **Tendência Normal de Compactação (TNC)** e redução da porosidade ao longo da profundidade (Angevine *et al.*, 1993; Allen e Allen, 2005).

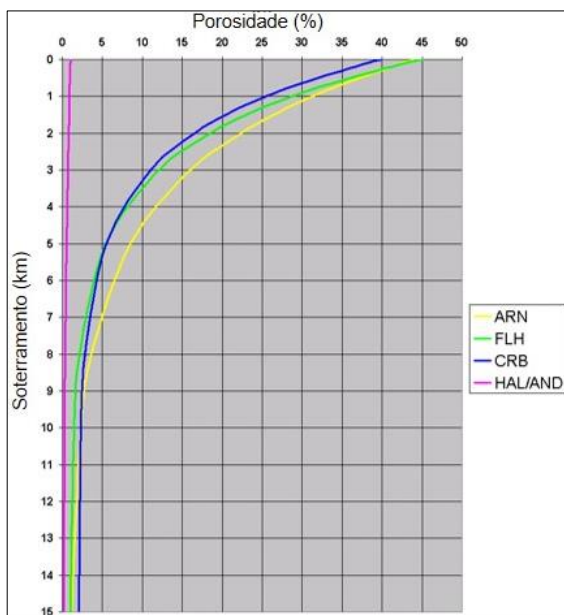


Figura 3.6. **Porosidade x soterramento** para diferentes tipos de rocha. Abreviações: arenitos (ARN), folhelhos (FLH), carbonatos (CRB) e evaporitos (HAL/AND). Essa variação define uma **Tendência Normal de Compactação (TNC)**. Neste gráfico é exibida apenas uma curva por tipo de rocha, mas o mesmo tipo de litologia pode apresentar variações ao longo da profundidade (Angevine *et al.*, 1993; Allen e Allen 2005). Em estudos de geopressão, a TNC é definida a partir dos perfis elétricos sônico ou resistividade, conforme abordado no capítulo 4. (Modificado de Gonzaga, 2011).

Se a compactação transcorrer em uma taxa maior do que a expulsão do fluido dos poros pode acompanhar, inicia-se a **retenção do excesso de fluido** nos poros. O fluido passa a suportar parte da PS e exercer maior PP na rocha, o que resulta em GPP maior que o GPH e consequente sobrepressão (Figura 3.7). O GPP tende, então, a acompanhar a evolução do GPS, pois qualquer aumento de esforço mecânico é acompanhado por resposta do fluido, retardando a compactação da rocha, que será anormalmente menor do que previsto pela TNC. Isso resultará em porosidades maiores que o esperado, feição conhecida por **Desequilíbrio de Compactação** ou **Subcompactação** (Bowers, 1995; Osborne e Swarbrick, 1997; Converse, 2000; Granitoff, 2004; Domingues, 2008; Rocha e Azevedo 2009). Modelagens de GPP

estabelecem a TNC a partir de perfis de poços e avaliações petrofísicas, sendo os valores anormalmente elevados associados à sobrepressão.

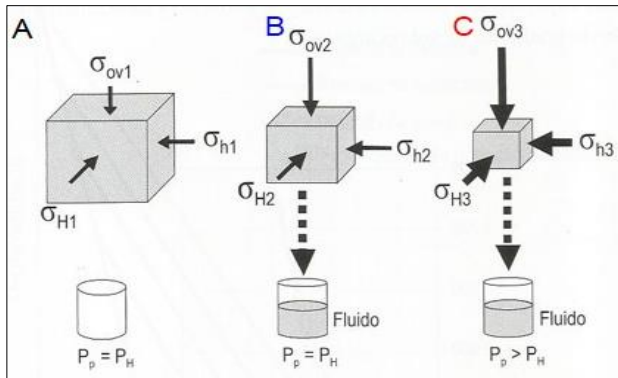


Figura 3.7. Representação esquemática do desenvolvimento da subcompactação. Os poros da rocha são representados pelos cubos. **A** - Os esforços atuantes decorrem da PS e atuam no sentido vertical (σ_{ov}) e horizontal (σ_{oh}). **B** - Os esforços levam à redução do poro e expulsão de fluido em taxas iguais, mantendo PP igual a PH. O fluido expulso é armazenado no recipiente localizado na parte inferior. **C** - O aumento do esforço vertical leva a redução de poros em taxa maior do que a expulsão de fluido pode acompanhar, resultando em PP maior que PH (Modificado de Rocha e Azevedo, 2009).

É comum que este mecanismo se desenvolva diante de elevadas taxas de acumulação de sedimentos, comumente acima de 600m/Ma, em rochas com baixas permeabilidades, em geral entre 10^{-6} mD e 10^{-8} mD (Burrus, 1998, Swarbrick e Osborne, 1998). Os sedimentos de granulação fina, em geral na fração argila, como materiais argilosos ou ricos em lama carbonática, são propícios a apresentar baixas permeabilidades e resultar na retenção de fluido. Ao mesmo tempo, corpos mais permeáveis, como arenitos e conglomerados, imersos em rochas de granulação fina, tendem a adquirir o mesmo GPP pela equalização das pressões (Converse *et al.*, 2000). Os deltas de grandes rios, atuais ou do passado, são ambientes favoráveis para desenvolver a subcompactação, pois apresentam altas taxas de sedimentação de material fino. Isso é exemplificado no Mar do Norte, Golfo do México, Indonésia, Delta do Nilo e Foz do Amazonas (Burrus, 1998).

3.3.2. Compressão tectônica

Este mecanismo estabelece-se sob princípios semelhantes aos da subcompactação, ou seja, escape ineficiente de fluidos frente a esforços mecânicos por causa da permeabilidade baixa da rocha, o que eleva o GPP do fluido dos poros. Porém, o esforço mecânico não tem como origem a pressão de sobrecarga, mas deve-se à tensão cisalhante, geralmente exercida horizontalmente em ambientes de tectônica compressiva (Figura 3.8).

Pode ser acompanhada de escape repentino de fluido, em razão dos esforços cisalhantes, resultando em equalizações de pressão relativamente rápidas no tempo

geológico. Assim, é possível que não haja aumento de porosidade em relação a TNC, podendo, inclusive, haver redução dessa propriedade (Yasser e Addis, 2002). Assim, é um mecanismo com dinâmica mais complexa ao longo do tempo do que a subcompactação, sendo difícil estabelecer uma relação com a resposta de perfis, dificultando sua modelagem em 1D. Em geral, são necessários estudos geomecânicos em 2D ou 3D para estabelecer esforços atuais e pretéritos, aliados a análises de eventos ocorridos durante a perfuração de poços, como desmoronamentos e prisões de colunas, (Zoback, 2008; Rocha e Azevedo, 2009).

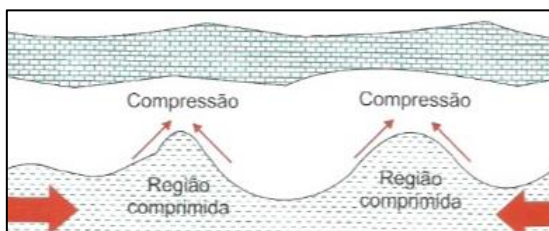


Figura 3.8. Representação esquemática da ação da tensão cisalhante. O esforço lateral, maior que o vertical, leva ao aumento de esforço na estrutura da rocha, de forma análoga ao excesso de compactação, o que pode gerar sobrepressão. (Modificado de Rocha e Azevedo, 2009).

Este mecanismo geralmente se processa em regiões submetidas a deformações tectônicas expressivas, características de bacias em ambiente de colisão de placas tectônicas, a exemplo das bacias submetidas a orogenia na Argentina, Bolívia, ou do oeste dos EUA, onde são conhecidas zonas de sobrepressão com 600-800 km de comprimento e 40-140 km de largura (Osborne e Swarbrick, 1997). Bacias localizadas em ambiente de placas divergentes são menos favoráveis a este tipo de processo, pois as tensões cisalhantes são menos expressivas, porém pode ser localmente importante, ao se associar a movimentos de falhas e halocinese, como pode ter ocorrido na área de estudos (capítulo 2).

3.3.3. Anomalias de temperatura (efeito *aquathermal*)

Este mecanismo apresenta um princípio significativamente diferente dos dois anteriores, pois não decorre da atuação de esforço mecânico, mas sim da expansão volumétrica que acompanha aquecimento das rochas e do fluido intersticial em subsuperfície. Se a expansão volumétrica do fluido for maior do que a expansão experimentada pelo arcabouço da rocha, haverá um excesso de fluido e incremento da PP que se, não aliviada por meio do fluxo ao meio adjacente, pode resultar em sobrepressão (Domingues, 2008).

A expansão volumétrica do fluido dos poros, frente ao aquecimento, geralmente é maior do que das rochas, o que torna viável a atuação desse mecanismo (Osborne e Swarbrick, 1998). Porém, sua importância é considerada pequena frente aos demais mecanismos de sobrepressão, sobretudo a subcompactação (Figura 3.9). Segundo Luo e Vasseur (1992); Swarbrick e Osborne (1998), este mecanismo exige a existência de um selo praticamente “perfeito”, com permeabilidades que variam entre 10^{-9} mD e 10^{-12} mD, menores do que os valores mais baixos comumente apresentados por folhelhos, próximos de 10^{-8} mD (Neuzil, 1994).

A necessidade de haver um selo “perfeito” se deve ao pequeno aumento de volume de fluido decorrente dos aquecimentos anômalos, que seria dissipado pela mínima troca de fluido com o meio externo. Segundo Osborne e Swarbrick (1997), um aumento de temperatura próximo a $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ resulta em menos de 2% de aumento de volume, mesmo se considerado um selo “perfeito”. Bethke (1986) afirma que a importância desse tipo de mecanismo é pequena para sobrepressurização, mesmo sob gradientes geotérmicos de $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. A existência de um selo “perfeito” implicaria, ainda, num contraste muito grande de permeabilidade e retenção de fluido com o meio externo, levando a limites abruptos de GPP com o meio hidrostático. Isso contrasta com o que é observado em grande parte das ZPAs mundo afora, que apresentam uma zona de transição com o meio externo (Converse, 2000).

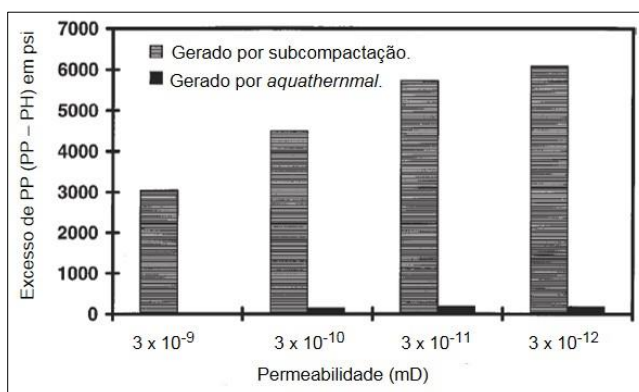


Figura 3.9. Permeabilidade x excesso de PP (PP – PH). O histograma mostra a contribuição da subcompactação e do mecanismo *aquathermal*. Mesmo sob permeabilidades extremamente baixas (selo “perfeito”) a contribuição do aquecimento anômalo para a sobrepressurização não é significativa. (Modificado de Osborne e Swarbrick, 1997).

Este mecanismo pode ocorrer em áreas com elevado fluxo térmico, a exemplo região dos Riftes Africanos ou sobre a dorsal Atlântica na Islândia (Hall, 1996). Eventos vulcânicos pretéritos poderiam ter desencadeado este mecanismo, a exemplo do que ocorreu no Cretáceo Superior na Bacia de Santos (capítulo 2).

3.3.4. Transformação mineral esmectita - ilita

Este é outro mecanismo que pode levar à sobrepressurização por expansão volumétrica, desta vez causada pela liberação de íons e água em reações diagenéticas, que pode elevar em até 4% volume de água nos poros da rocha (Figura 3.10). Outra contribuição dessa reação relaciona-se à modificação da estrutura cristalina da rocha, pois a ilita (Ita) é mais compressível do que a esmectita (Smc), favorecendo a transmissão de PS para os fluidos. A formação de cristais de Ita em meio a Smc diminui a permeabilidade das rochas, retardando o fluxo de fluido (Osborne e Swarbrick, 1997).

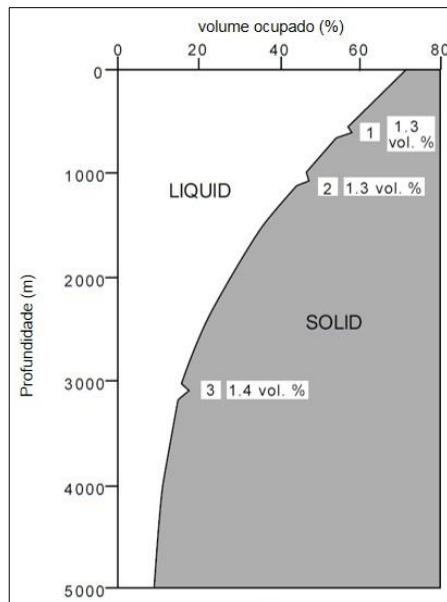


Figura 3.10. Fração do volume da rocha ocupado por líquido e matriz sólida. A diminuição do volume de fluido deve-se à compactação associada ao soterramento. Essa modelagem considerou uma rocha hipotética, originalmente com, 100% de esmectita, que se transformou somente em ilita durante o soterramento. A reação esmectita-ilita (Smc-Ita) se concentra em pulsos associados a temperaturas mais adequadas (pontos 1, 2 e 3). Esses pulsos geram aumentos de volume de fluido, que somados, podem chegar a quase 4% do total (1,3 % + 1,3 % + 1,4%). (Modificado de Osborne e Swarbrick, 1997).

Alnes e Liburn (1998), estudando sobrepressurização no Golfo do México, argumentam que este mecanismo, aliado ao *aquathermal*, pode ser significativo em faixas de temperatura acima de 95°C. Afirmando, também, que é comum a ocorrência de sobrepressões em profundidades em que as temperaturas são condizentes com a desidratação da esmectita, o que geralmente ocorre entre 60°C e 190°C, concentrada em “pulsos principais” (Figura 3.10). A diminuição da salinidade, observada nas rochas com sobrepressurização, é apontada por Alnes e Liburn (1998) como resultado de adição de água aos poros das rochas, por decorrência da transformação mineral.

Por outro lado, Osborne e Swarbrick (1998), estudando rochas do Golfo do México, Mar do Norte e Mar Cáspio, argumentam que há casos onde essa coincidência de profundidade entre sobrepressão e a reação Ita-Smc não se verifica. Além disso, o volume de fluido adicionado resultaria em pequeno aumento da pressão,

mesmo se houver um selo com 10^{-8} mD de permeabilidade, composto originalmente por 100 % de esmectita, submetido a gradiente geotérmico de até 40 °C/km. Ainda segundo esses autores, o aumento da PP tenderia retardar ou mesmo inibir a reação Smc-lta. Os autores consideram que a sobrepressão associada a essa reação se daria, principalmente, pelas modificações petrofísicas que ocorrem na rocha – aumento da compressibilidade e diminuição da permeabilidade, levando, na prática, à subcompactação.

A despeito das contraposições mencionadas, este mecanismo poderia ser importante em seções ricas em argila e com grande capacidade selante, tal qual o Folhelho-Selo na área de estudo.

3.3.5. Geração de petróleo

Este mecanismo pode levar ao aumento do GPP porque a transformação do querogênio em petróleo é acompanhada por expansão volumétrica (Figura 3.11), que pode chegar a 25% do volume original de querogênio (Osborne e Swarbrick, 1997).

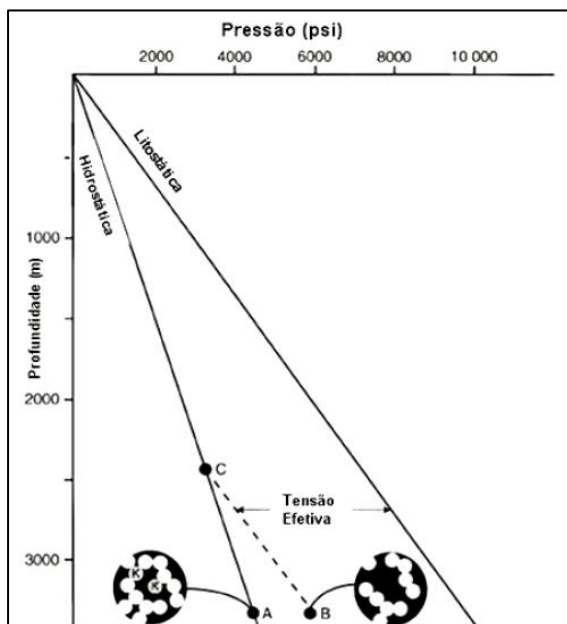


Figura 3.11. Efeito da geração de petróleo para sobrepressurização. O ponto A representa uma rocha geradora imatura, com querogênio (k) não transformado para óleo ou gás. O GPP mantém-se normal e segue a reta hidrostática. O ponto B representa uma geradora madura, em que parte do querogênio se transformou em petróleo, aumentando o GPP, representado pela reta tracejada. Neste caso, a tensão efetiva será igual a de uma profundidade superior (ponto C). Esse aumento de GPP não ocorrerá se o aumento de fluido for compensado pelo aumento da porosidade decorrente da transformação do querogênio em petróleo. (Modificado de Swarbrick e Osborne, 1998).

O aumento de GPP, por geração de óleo, necessitaria de uma rocha com valores superiores a 5% de COT, enquanto para sobrepressurização por geração de gás podem ser necessários valores pouco superior a 0,6% (Luo e Vasseur, 1996). Além do COT, é importante que o intervalo gerador tenha espessura e distribuição

areal considerável e, preferencialmente, que seja submetido à maturação termal em curto espaço de tempo (Osborne e Swarbrick, 1997).

É comum a ocorrência de sobrepressão e acumulações de petróleo nas bacias do mundo (Law e Spencer, 1998). A migração primária e secundária de petróleo pode resultar em fraturamento hidráulico na rocha geradora, feição identificada em algumas seções geradoras. A transformação do querogênio aumenta a porosidade do meio e diminui a resistência da estrutura sólida da rocha, que pode resultar em transferência da PS ao fluido intersticial, elevando o GPP, de forma semelhante ao que ocorre na reação Ita-Smc (Swarbrick e Osborne, 1998). Ao mesmo tempo, a coexistência de água e petróleo tende a reduzir a permeabilidade relativa da rocha, conforme discutido anteriormente (Rosa *et al.*; 2011). A geração de gás representa um fator adicional, pois a sua expansibilidade resulta em aumento considerável da relação força/área do poro, contribuindo com o aumento de GPP.

Luo e Vasseur (1996) e Osborne e Swarbrick (1997) argumentam, porém, que as reações associadas à maturação do querogênio são complexas e ainda não totalmente quantificadas. Dependendo dos reagentes e produtos envolvidos, a expansão volumétrica do fluido pode ser compensada por redução de volume da fração sólida da rocha, devido ao consumo do querogênio, impedindo o aumento do GPP por geração de fluido, sendo este um tema a ser melhor quantificado (Figura 3.11). Além disso, a reação de transformação do querogênio pode ser limitada pelo aumento do GPP, de forma semelhante ao discutido na reação Ita-Smc.

Este mecanismo pode estar relacionado aos intervalos geradores das bacias marginais brasileiras, a exemplo das bacias de Santos (capítulo 2), Campos e Espírito Santo (Mohriak, 2004). Isso é especialmente válido para os geradores mais ricos em COT, pertencentes a Seção Pré-Sal.

3.3.6. Osiose

Este mecanismo levaria à sobrepressurização em função da diferença de salinidade entre compartimentos da bacia, havendo fluxo da região com soluções menos salinas para aquelas mais salinas por meio de um selo (~membrana) de permeabilidade muito baixa (Osborne e Swarbrick, 1997).

Swarbrick e Osborne (1998) atribuem pouca importância a este mecanismo, pois consideram pequena sua contribuição ao aumento de pressão, mesmo com

grandes diferenças de salinidade. Consideram pouco provável que os folhelhos possam permitir o desenvolvimento do mecanismo, pois são permissivos à passagem de certos íons, o que reduziria a diferença de salinidade entre os compartimentos da bacia. Os autores também argumentam que o mecanismo exige um selo quase perfeito, visto que o mínimo fluxo de fluido menos salino poderia equalizar as pressões. Por outro lado, é necessário que haja recargas contínuas de fluido mais salino para manter o contraste de pressão osmótica. Por fim, os fluidos sobrepressurizados das ZPAs geralmente são menos salinos que os fluidos em condição hidrostática, o que contraria o princípio básico do mecanismo.

Embora haja consideráveis ressalvas ao mecanismo, ele poderia, hipoteticamente, contribuir com a sobrepressão em ambientes próximos a domos de sal, onde circulam fluidos com anomalias de salinidade. Coelho e Picolini (2013), analisando o potencial exploratório do Campo de Piracucá, descrevem salinidades de até 330.000 ppm equivalente de NaCl, aproximadamente 90.000 ppm maior do que o esperado para a profundidade em questão. Essas amostras ocorrem em arenitos do Membro Ilha-Bela, selados por folhelhos da Formação Itajaí-Açu sobrepostos a domos de sal com expressivas falhas em seu ápice; contexto semelhante ao de ocorrência da ZPA Principal (capítulo 2).

3.3.7. Altura Piezométrica

Este mecanismo, também conhecido por **carga hidráulica** (*hydraulic head*), pode se desenvolver em regiões onde parte do aquífero localiza-se acima do *datum* potenciométrico regional, que define o marco zero do GPH (Figura 3.12). Através de uma camada permeável, pode ser transmitida uma PP adicional aos reservatórios localizados abaixo do *datum*, resultando em GPP maior do que o GPH. É necessário que haja um selo isolando o reservatório do *datum* regional, além de haver comunicação hidráulica entre a área de recarga e os reservatórios posicionados abaixo dela (Domingues, 2008).

Segundo Swarbrick e Osborne (1998), isso é muito comum em áreas emersas em diversas partes do mundo, a exemplo da província *Basin and Range* no oeste dos EUA, porém apresenta importância secundária em bacias submersas como a Bacia de Santos.

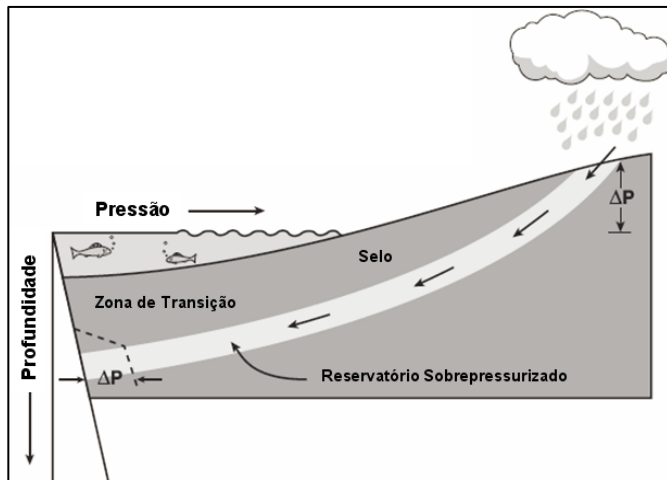


Figura 3.12. Representação esquemática do mecanismo da altura piezométrica. É necessário que haja recarga do aquífero acima do *datum* potenciométrico, neste exemplo o nível da água superficial. O excesso de PP gerado pela altura ΔP será transmitido através do reservatório, resultando num GPP adicionado de ΔP (linha pontilhada) (Modificado de Swarbrick e Osborne, 1998).

3.3.8. Flutuabilidade do Fluido

A Flutuabilidade do Fluido (*fluid boyance*) é o mecanismo de sobrepressurização derivado da existência de um fluido menos denso sobre um mais denso, a exemplo de óleo sobre água, ou gás sobre água e/ou óleo. Em razão da força de empuxo, o fluido menos denso tende a se acumular acima do mais denso, podendo preencher o ápice de trapas estruturais que apresentem bom selo (Converse *et al.*, 2000), conforme discutido anteriormente.

A diferença de densidade entre os fluidos gera diferenças de PP a partir do contato entre as fases, resultando em contrastes de GPP e sobrepressão (Figura 3.13). Se o GPP da água for igual ao GPH, a sobrepressão na zona do óleo ou gás será referenciada ao GPH, porém se o GPP da água for maior que o GPH, a sobrepressão na zona do petróleo será maior ainda.

Por ser dependente da ocorrência de acumulações de petróleo, este mecanismo só se torna relevante em trapas que consigam reter expressivos volumes de petróleo, especialmente aquelas com grande relevo estrutural e com ocorrência de gás. Isto ocorre em inúmeras acumulações de gás ao redor do mundo, como na Acumulação Principal da área de estudos, bem como em campos de gás da Bacia de Santos, como Uruguá, Mexilhão e Merluza.

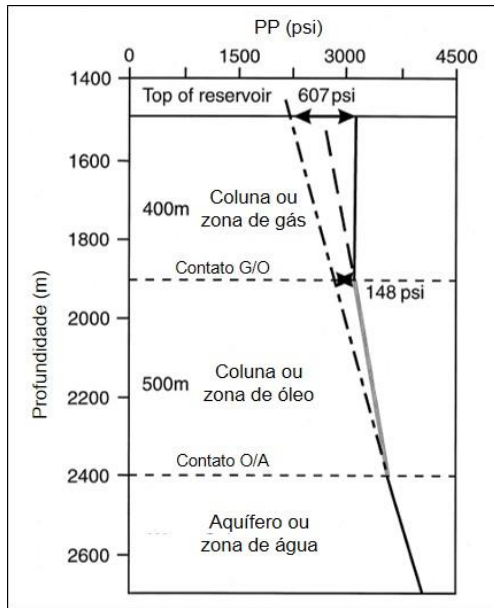


Figura 3.13. Efeito da **flutuabilidade do fluido** para sobrepresurização. A força de empuxo leva à concentração do petróleo acima da água. O GPP do aquífero, da zona de óleo e da zona de gás é denominado, respectivamente, de GPPágua, GPPóleo e GPPgás. No aquífero a PP segue o **GPPágua**, na zona de óleo o **GPPóleo** e, na zona de gás, o **GPPgás**. A diferenças de pressão entre a zona de óleo e gás com o aquífero é a sobrepresão. Neste exemplo, o GPPágua equivale ao GPH regional, porém se a água já estiver sobrepresurizada, o valor de PP na zona de óleo e gás será maior ainda, resultando em GPPs maiores do que os representados ao lado. (Modificado de Swarbrick e Osborne, 1998).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo, são apresentados os materiais e métodos empregados para realizar o presente trabalho, com destaque para as etapas e insumos da modelagem petrofísica de pressões e histórica.

A modelagem petrofísica forneceu curvas de pressão de poros e de sobrecarga a partir de perfis de poços (capítulo 5), enquanto a modelagem histórica forneceu curvas de taxa de sedimentação, soterramento, porosidades, temperatura e pressões de poros ao longo do tempo (capítulo 6). Dados complementares sobre parâmetros geoquímicos e de composição mineralógica do Folhelho-Selo foram incluídos durante a pesquisa (capítulo 7). A integração dos resultados permitiu comparar poços com sobrepressão na K90 e aqueles onde ela ocorre em condições hidrostáticas, indicando os processos mais importantes para desenvolver e manter as pressões de poros anormais (capítulo 8).

4.1. Poços e perfilagens geofísicas

Os conceitos empregados neste trabalho sobre poços de petróleo são amplamente conhecidos nas atividades de E&P, porém consideramos importante definir alguns termos técnicos que serão empregados nos próximos tópicos.

Uma plataforma, ou sonda, empregada para perfurar um poço possui uma superfície de referência, cuja distância até o nível do mar (NM) é denominada de Mesa Rotativa (MR). A **profundidade medida (PM)** é a metragem total perfurada entre a MR e um ponto de interesse, já a **cota** é a distância vertical desse ponto até o NM, comumente exibida com um sinal negativo antes do número (-). Neste trabalho, quando não for diferenciado PM e cota, deve-se entender que “**profundidade**” é sinônimo de cota.

Um poço convencional é perfurado em etapas, ou fases, com redução progressiva do diâmetro, sendo que anormalidades podem ocorrer durante a perfuração, gerando diâmetros maiores (arrombamentos) ou menores (estrangulamentos) do que o planejado. O conjunto de tubulações, brocas, conectores e sensores elétricos que permitem a execução da perfuração constitui a **coluna de perfuração**. Denomina-se de **poço aberto** o estágio após a perfuração, quando a

unidade litológica, ou **formação**, está exposta e **poço revestido** ao estágio final da fase, quando a formação é revestida por cimento e tubulação específica que garantem a integridade física do poço (Thomas, 2004).

O **fluido de perfuração**, ou “**lama**”, é empregado para refrigerar e lubrificar a broca, dar estabilidade ao poço e evitar o seu desabamento, transportar fragmentos do material perfurado até a superfície, transmitir os pulsos elétricos entre a rocha e os sensores da coluna de perfuração, entre outras funções. O fluido de perfuração exerce uma pressão na parede do poço que é tradicionalmente conhecida por “**peso**” do **fluido** ou “**peso**” da **lama (PL)**, que define um gradiente de pressão de lama (GPL), de forma análoga ao GPP e GPS. Em geral, as perfurações são efetuadas com GPL maior que o GPP, pois assim a pressão exercida pelo fluido de perfuração é maior do que a pressão exercida pelo fluido da formação para dentro do poço (Domingues, 2008). Em decorrência disso, é comum ocorrer infiltração do fluido de perfuração nos poros da rocha perfurada, processo conhecido por invasão. Caso isso não ocorra, o poço estará recebendo fluido da formação, processo denominado de **ganho** ou **influxo** de fluido, ou simplesmente de **kick**. Durante a perfuração é realizado o monitoramento da quantidade de gás proveniente da formação em perfuração, definindo **unidades de gás total (UGT)**, sendo um indicativo importante da presença de zonas ricas em gás (Rocha e Azevedo, 2009).

As modelagens deste trabalho foram realizadas a partir de **perfis elétricos de poços** e dados de **testes de formação** disponíveis no banco de dados da Petrobras. Embora sejam ferramentas amplamente conhecidas na indústria do petróleo, é conveniente abordar sucintamente algumas de suas características, pois estas são ferramentas fundamentais ao desenvolvimento desta pesquisa.

Perfil elétrico de poço, ou **perfil geofísico**, ou simplesmente **perfil de poço**, é uma curva com valores de uma propriedade física das rochas em relação à profundidade, que pode ser expressa na forma de imagem gráfica. Esses valores são obtidos a partir de um conjunto de sensores de perfilagem que são deslocados por dentro do poço durante ou após sua perfuração. Perfis obtidos durante a perfuração são conhecidos por **LWD** (*Logging While Drilling*), sendo os **perfis a cabo** aqueles obtidos com o poço aberto ou após o revestimento da fase (Darling, 2005). A ocorrência de arrombamentos, estrangulamentos e invasão podem prejudicar a leitura dos perfis, por isso intervalos com essas anomalias foram desconsiderados para as modelagens de pressão.

Inúmeras propriedades podem ser medidas pelos perfis hoje disponíveis, a exemplo da resistividade elétrica da rocha, sua densidade, a velocidade de propagação de ondas sonoras, entre outras. Também podem ser medidas propriedades que não são relativas exatamente à rocha perfurada, a exemplo do calibre do poço e qualidade da cimentação. A Tabela 4.1 elenca os tipos de perfis que foram empregados e as características mais relevantes ao trabalho proposto.

As medidas diretas de pressão utilizadas para a calibração dos modelos de PP são denominadas de **Testes de Formação**, ou simplesmente **teste**. Foram obtidas de **Pré-Testes** (PT), também conhecidos por RFT (*Repeat Formation Test*), **Testes de Formação a Cabo** (TFC), ambos obtidos a poço aberto, bem como **Testes de Formação a Poço Revestido** (TFR). As medidas realizadas por PT, TFC e TFR são executadas em intervalos porosos e com permeabilidades que estabelecem uma condição mínima de fluxo de fluidos entre a rocha e a ferramenta de medição, permitindo a leitura de PP e coleta de amostras de fluidos (Domingues, 2008).

Tabela 4.1: Relação de perfis empregados. (Baseado em Darling, 2005; Ellis e Singer, 2008).

Perfil	Propriedade medida	Importância ao trabalho
Calibre ou <i>caliper</i>	Diâmetro do poço. Expressa em polegadas (<i>in</i>).	Identificar zonas com diâmetro anormal que influenciaram a leitura dos demais perfis.
Raio-gama	Radioatividade natural das rochas, expressa em unidades API .	Identificação litológica e teor de argilosidade.
Resistividade	Resistividade elétrica da rocha, expressa em ohm.m	Identificação litológica, tipo de fluido nos poros e zonas com sobrepressão.
Densidade	Densidade total da rocha, expressa em g/cm³	Identificação litológica, determinação de porosidade, tipo de fluido nos poros e indicativo de zona com sobrepressão.
Neutrão	Quantidade de átomos de hidrogênio por volume de rocha, expressa em (PU – porosity unit)	Identificação litológica, determinação de porosidade, tipo de fluido nos poros e indicativo de zona com sobrepressão.
Sônico	Tempo para onda sonora percorrer uma unidade de rocha. Expresso em µs/ft .	Identificação litológica e indicativo de zona com sobrepressão.
Ressonância magnética	Tempo de retorno dos elétrons à condição original após a excitação do campo magnético, expressa em µs .	Determinação mais adequada da porosidade dos arenitos ao nível do Reservatório Principal. Este perfil foi usado apenas para calibrar as curvas de decaimento de porosidade dos arenitos.

Os PTs são testes realizados pontualmente e que fornecem várias medidas de pressão num tempo de operação relativamente curto, razão pela qual são frequentemente disponíveis. Por outro lado, algumas de suas medidas devem ser desprezadas por não representarem a pressão estática do intervalo amostrado, pois seus valores podem ser menores ou maiores do que a real pressão da formação.

Valores menores, em geral, correspondem a pontos com baixa permeabilidade, enquanto valores maiores podem estar com **sobrecarga**, ou seja, superestimados pela pressão do fluido de perfuração que invadiu os poros da rocha. Os TFCs são bem semelhantes aos PTs, diferenciando-se pelo fato de serem operações mais longas, que permitem medidas de permeabilidade mais confiáveis e coleta de fluidos contidos nos poros das formações (Rocha e Azevedo, 2009).

Os TFRs são realizados em intervalos do poço e não apenas em pontos como os PTs e TFCs. Suas medidas têm maior representatividade para as propriedades dos intervalos de interesse e maior confiabilidade do que PT e TFC, pois são menos influenciadas por variações pontuais de permeabilidade e sobrecarga (Thomas, 2004). Por outro lado, sua realização demanda maiores custos financeiros, por isso são dados mais escassos do que os de PT e TFC. Os modelos de GPP e PP foram calibrados com dados de testes representativos da formação, sem valores subestimados ou com sobrecarga.

4.2. Modelagem petrofísica de pressões

A modelagem petrofísica foi realizada com o *software Interact Petrophysics*, de propriedade da *Senergy*, destinado à avaliação quantitativa de perfis de poços.

Os modelos de pressão de poros (PP) foram obtidos com o **Método de Eaton (1975)**, que se baseia na relação empírica entre a resposta dos perfis e as de poros ao longo da profundidade. Os valores dos perfis seguem uma reta de tendência ao longo da profundidade, ao mesmo tempo em que a compactação das rochas aumenta e sua porosidade diminui segundo a TNC (figura 4.1). Desvios em relação à TNC são identificados nos perfis e podem estar associados a zonas com sobrepressão, sendo possível calcular a pressão de poros através da Equação de Eaton:

$$PP = PS - [(PS - PH) \cdot (Vo \div Vn)^E] \text{ (equação 4.1)}$$

onde **PP** é a pressão de poros, **PS** é a pressão litostática, **PH** é a pressão hidrostática, **Vo** é a velocidade sônica medida no ponto analisado, **Vn** é o valor da velocidade sônica normal, que seria obtido ao longo da TNC, **E** é uma constante de calibração em função da área estudada, doravante denominada de **Parâmetro de Eaton** (Marçal

et al. 2012). Quanto menor o valor da velocidade sônica medida (V_o) em relação à velocidade normal (V_n), menor será sua tensão efetiva ($PS - PH$, equação 3.4) e maior será a pressão de poros (PP). O método também pode ser empregado a partir do perfil de resistividade, mas essa opção não foi empregada neste trabalho.

Segundo Hottmann e Johnson (1965), Eaton (1975), Burrus (1998), Swarbrick *et al.* (2002) e Rocha e Azevedo (2009), as zonas com desvio da resposta dos perfis estão associadas à menor compactação e maior porosidade do que aquela preconizada pela TNC (Figura 4.2), o que deriva da subcompactação (capítulo 3).

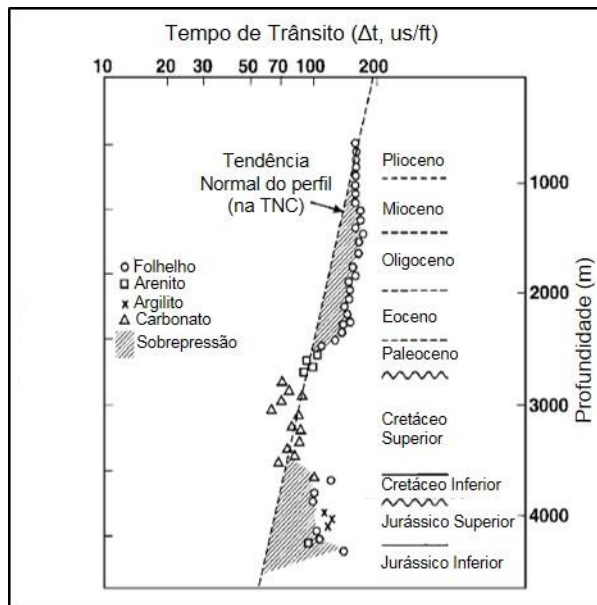


Figura 4.1. Tempo de trânsito x profundidade. A variação do tempo de trânsito diante da TNC é representada pela reta tracejada. Onde a pressão de poros é normal, o valor dos perfis ajusta-se à reta de tendência normal do perfil. Em zonas com sobrepressão (áreas hachuradas) o tempo de trânsito é maior e os valores se afastam da tendência normal. Desta forma é possível relacionar a resposta dos perfis com a pressão de poros, que é o princípio da modelagem petrofísica. Segundo Eaton (1975), este fenômeno está associado ao desequilíbrio de compactação. Segundo Bowers (1995), outros processos podem gerar as zonas sobrepressurizadas e resultar na mesma resposta dos perfis. Exemplo do Gráben Central do Mar do Norte (Modificado de Swarbrick e Osborne, 1998).

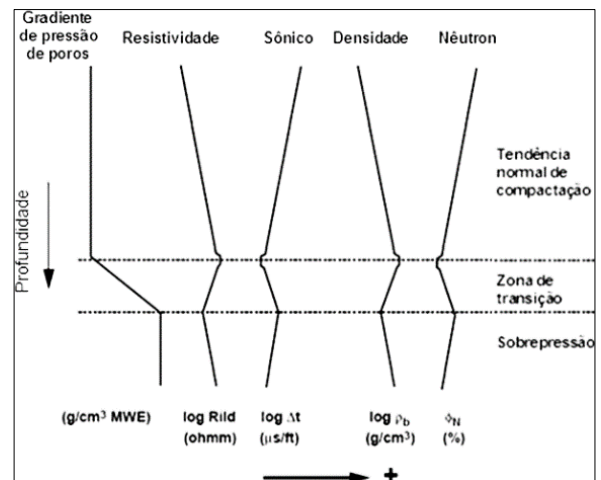


Figura 4.2. Resposta dos perfis frente a sobrepressão por subcompactação. A análise conjunta da resposta dos perfis é fundamental ao entendimento dos processos de sobrepressurização. Observar a existência da zona de transição (ZT) entre a zona hidrostática e a zona com sobrepressão (ZF - zona franca de pressão de poros) (Modificado de Hermanrud *et al.*, 1998).

No entanto, a mudança da resposta dos perfis quantificada pela equação 4.1 decorre da redução da tensão efetiva, a qual, por sua vez, resulta do maior gradiente da pressão de poros, podendo ou não estar associado ao desequilíbrio de compactação (Bowers, 1995; Bowers e Katsube, 2002; Domingues, 2008; Marçal *et al.*, 2012). Segundo esses autores, a alteração da resposta dos perfis pode ocorrer

em zonas sobrepressurizadas, porém sem alterar significativamente a porosidade das rochas, que ainda estaria ajustada à TNC.

Bowers e Katsube (2002) estudaram a resposta de perfis, a variação das propriedades petrofísicas e a distribuição das PPs em diferentes ambientes geológicos. Estabeleceram que o espaço poroso de uma rocha é constituído por **poros de estocagem e poros de conexão** (Figura 4.3).

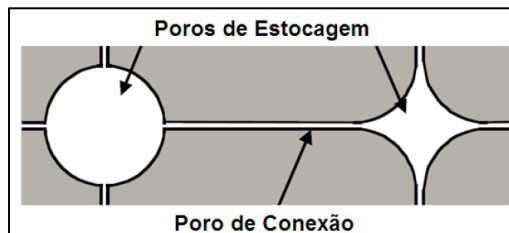


Figura 4.3. Tipos de poros de uma rocha. (Modificado de Bowers e Katsube, 2002).

A subcompactação afeta ambos os tipos de poros, interferindo na resposta dos perfis que medem propriedade de **rocha total** (densidade e neutrão) e, também, na resposta dos perfis que medem propriedades de **transporte acústico** (sônico) e **transporte elétrico** (resistividade). Por outro lado, a sobrepressurização decorrente de expansão de fluidos não causa aumento do volume de poros de estocagem, que são mecanicamente mais rígidos, mas pode levar ao aumento do volume dos poros de conexão, mais flexíveis (Bowers e Katsube, 2002; Domingues, 2008). Os perfis de rocha total refletiriam menos essas modificações na estrutura da rocha, pois são pouco sensíveis às variações dos poros de estocagem, enquanto os perfis de transporte, são sensíveis à alteração dos poros de conexão (Figura 4.4). A abertura de conexões entre os poros permite a passagem de mais corrente elétrica através da água de formação, diminuindo os valores de resistividade. Da mesma forma, essas aberturas diminuem o contato entre grãos para a transmissão da onda sonora, aumentando o tempo que ela leva para percorrer a rocha.

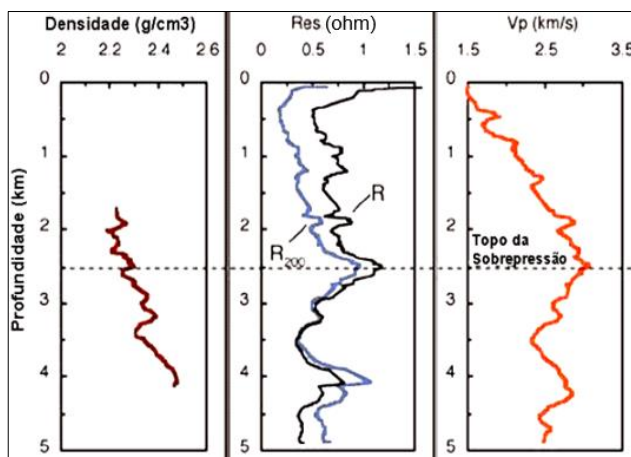


Figura 4.4. Resposta dos perfis frente a uma zona hidrostática e uma zona com sobrepressão não originada por subcompactação. Os poros de estocagem estão preservados, mas os poros de conexão estão alterados pela sobrepressão. O perfil de densidade não mostra alteração por ser pouco sensível aos poros de estocagem. Os perfis de resistividade (Res) e sônico (Vp) são influenciados pela alteração dos poros de estocagem. (Modificado de Bowers e Katsube, 2002).

Comportamentos diferenciados entre os perfis de transporte e de rocha total frente à zona de sobrepressão, por exemplo, com queda da resistividade e manutenção da densidade, podem indicar a atuação de mecanismos de expansão de fluidos, ou mesmo, flutuabilidade de gás (capítulo 3).

A partir do que foi abordado, PP pode ser calculada pelo método de Eaton, porém a sobrepressão não resulta necessariamente de esforços compressivos, podendo ser consequência de outros mecanismos de sobrepressão que não afetam a porosidade da rocha, tais como **expansão volumétrica** ou **movimento e flutuabilidade do fluido**. Assim, a correta modelagem de pressões deve ser feita a partir da análise conjunta da resposta dos diferentes perfis de poços e de parâmetros evolutivos que mensurem taxa de sedimentação, compactação, temperaturas, empuxo do petróleo, entre outros (Bowers, 1995; Hermanrud *et al.*, 1998, Bowers e Katsube, 2002; Granitoff, 2004; Domingues, 2008).

4.2.1. Obtenção da pressão de sobrecarga

A pressão de sobrecarga para a fórmula de Eaton (equação 4.1) foi calculada pela equação:

$$PS(Z) = \int_{z_0}^Z \rho_b(Z) \cdot g \cdot dZ + P_o \text{ (equação 4.2)}$$

onde **PS** é a pressão de sobrecarga em um ponto de interesse na profundidade **Z**, **g** é a constante gravitacional, **pb** é a densidade total da rocha, **Po** é a pressão em superfície, que em terra é pressão atmosférica e no mar é pressão da lâmina d'água, **Zo** é a profundidade inicial e **Z** é a profundidade de interesse (Swarbrick e Osborne, 1998).

A densidade da LA empregada foi de 1,02 g/cm³, gradiente de 8,5 ppg, valor condizente com a densidade média da água do mar encontrado na literatura (Rocha e Azevedo, 2009).

A densidade total das rochas (**pb**) foi obtida diretamente da leitura do perfil de densidade, que fornece os valores médios de densidade total das rochas em cada ponto analisado, incluindo a parcela de matriz mineral e fluido presente nos poros (Tabela 4.1). O perfil de densidade geralmente não está disponível no poço todo, seja

porque o intervalo foi perfurado sem sua aquisição ou porque houve problema na leitura dos valores. Para calcular a PS nos trechos sem perfil de densidade, foi obtida uma **curva de densidade sintética** a partir da fórmula de Gardner (Gardner *et al.*, 1974), da mesma forma que o realizado por Granitoff (2004):

$$\rho_b = C \times (V)^N \quad (\text{equação 4.3})$$

onde ρ_b é a densidade total da rocha no ponto de interesse, C e N são constantes empíricas e V é a velocidade sônica (m/s), obtida da inversão da leitura do perfil sônico, que originalmente é fornecido em $\mu\text{s}/\text{ft}$. Nos intervalos em que os poços estavam desprovidos do perfil sônico, a obtenção de V foi realizada a partir de um volume sísmico de velocidade intervalar que já existia no banco de dados da Petrobras.

As variáveis N e C (equação 4.3) foram definidas por meio de correlação potencial entre V e ρ_b (Figura 4.5), resultando em bom ajuste da curva sintética de densidade em relação à curva do perfil de densidade (Figura 4.6). A partir da emenda da curva de densidade sintética com a curva de densidade original, obteve-se a curva de densidade para o poço inteiro.

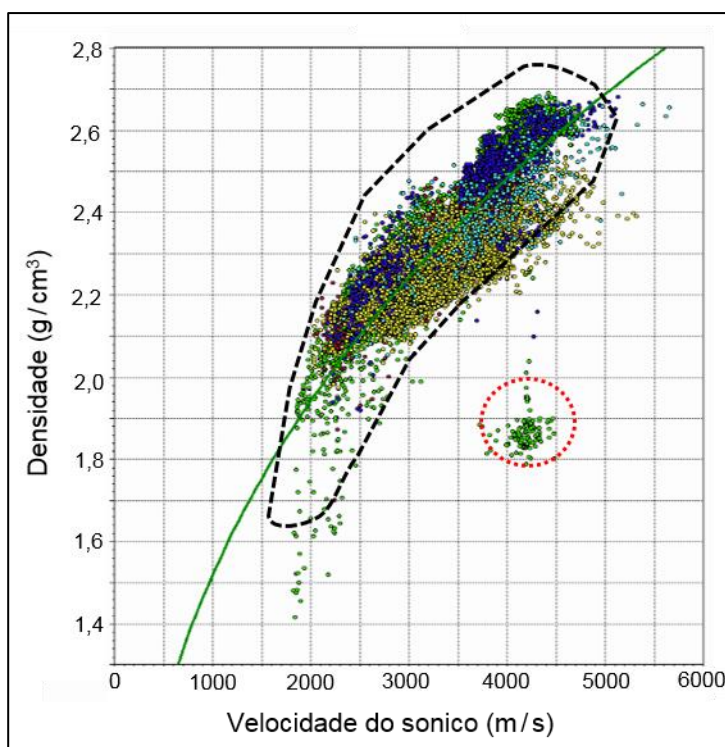


Figura 4.5. Velocidade do perfil sônico x perfil densidade. Este gráfico refere-se ao poço P1. A curva de correlação potencial (verde) foi ajustada com base nos valores centrais do polígono preto. Valores anômalos foram desconsiderados, a exemplo do círculo vermelho. Para este poço, a melhor correlação foi obtida com as variáveis $C = 0,257$ e $N = 0,270$. Os pontos amarelos foram obtidos em arenito, verdes em argilitos e folhelhos, marrons em siltitos, azuis em carbonatos.

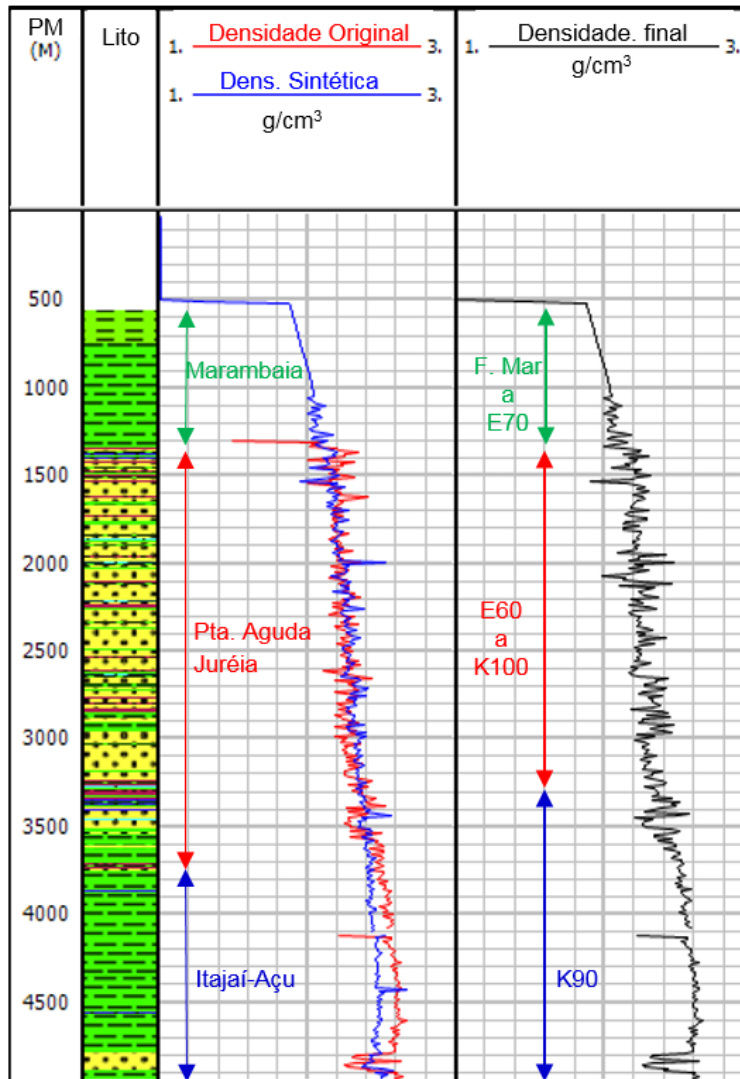


Figura 4.6. Comparação entre perfil de densidade original e a densidade sintética obtida com a fórmula de Gardner. Observar que a curva original não está disponível entre as profundidades 500m (fundo do mar) e 1300 m. O ajuste no trecho superficial entre 500 m e 3500 m ficou muito bom. O ajuste a partir de 3500 m não ficou satisfatório, e foi desconsiderado. A curva final de densidade é o resultado da emenda da curva sintética, correspondente ao intervalo entre 0 m e 1300 m, com a densidade original a partir de 1300 m até o final do poço. Exemplo para o poço P1. A coluna PM é a profundidade medida e a "Lito" é o perfil de litologia.

4.2.2. Obtenção da pressão hidrostática

A pressão hidrostática para a fórmula de Eaton (equação 4.1) foi calculada pela equação:

$$PH(Z) = \int_{z_0}^Z \rho_h(Z) \cdot g \cdot dZ + P_0 \quad (\text{equação 4.4})$$

onde **PH** é a pressão hidrostática em um ponto de interesse na profundidade **Z**, **g** é a constante gravitacional, **ρ_h** é a densidade do fluido dos poros no ponto de interesse, **P_0** é a pressão em superfície, **z_0** é a profundidade inicial e **Z** é a profundidade de interesse (Swarbrick e Osborne, 1998).

Na equação 4.4, **ph** depende da densidade média da água de formação acima do ponto de interesse. É prática comum definir um valor médio fixo para a densidade da água de formação, o que resulta num valor fixo para o gradiente de pressão hidrostática (GPH) (Domingues, 2008). Porém, a densidade da água e o GPH variam ao longo da profundidade em razão da variação de salinidade (**SL**) e temperatura (**T**) da água de formação (Marçal *et al.*, 2012). Por isso, foram obtidas curvas de GPH x profundidade, a partir da variação empírica de SL e T com a profundidade. A variação de **SL** foi definida com base nas análises de água de formação de poços de correlação (Figura 4.7), enquanto a variação de **T** foi definida por valores de temperatura medidas nos poços (Figura 4.8).

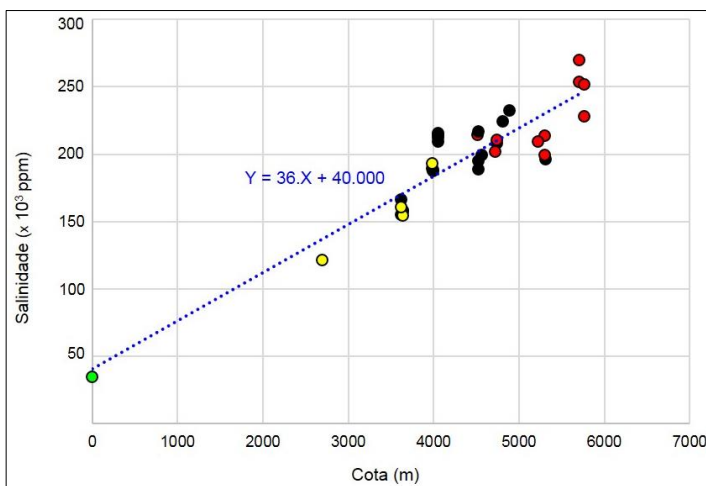


Figura 4.7. Cota x salinidade. Os valores de salinidade estão em ppm equivalente de NaCl. O ponto inicial, com 0m (ponto verde), é a água do mar média, com salinidade de 35.000ppm (Darling, 2005). Os pontos pretos foram obtidos em água sob condição hidrostática e os pontos vermelhos onde há sobrepessão. Poços em amarelo são poços externos à área de estudo empregados para melhor ajuste da reta de correlação (linha azul).

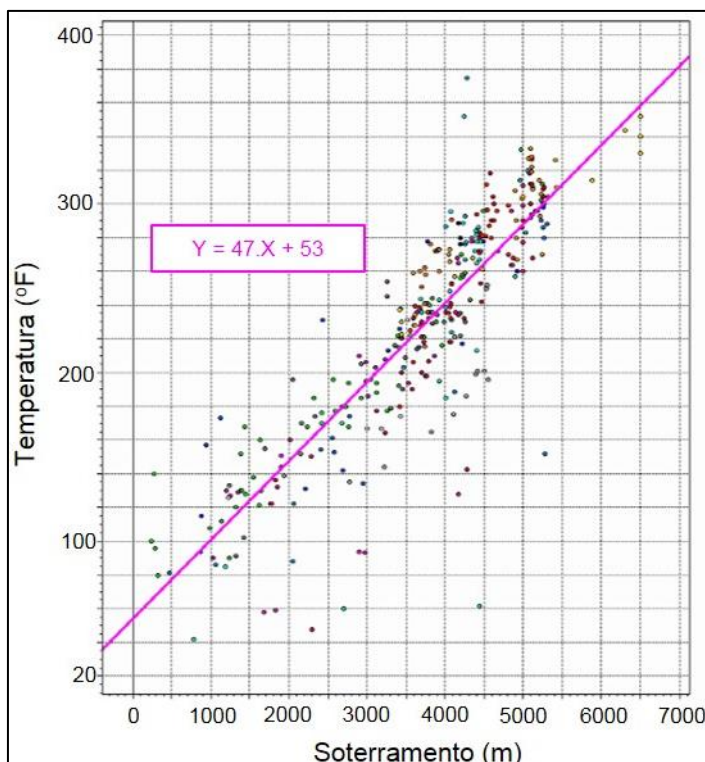


Figura 4.8. Soterramento x temperatura. Os valores de temperatura estão em graus Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$), como se encontram no banco de dados da Petrobras. Os valores foram obtidos durante a perfuração em poços da área de estudos e outros poços da Bacia de Santos. O ajuste de temperatura resultou numa reta com gradiente de $48^{\circ}\text{F}/\text{km}$, o que equivale a $26^{\circ}\text{C}/\text{km}$, condizente com a média mundial (Allen e Allen, 2005).

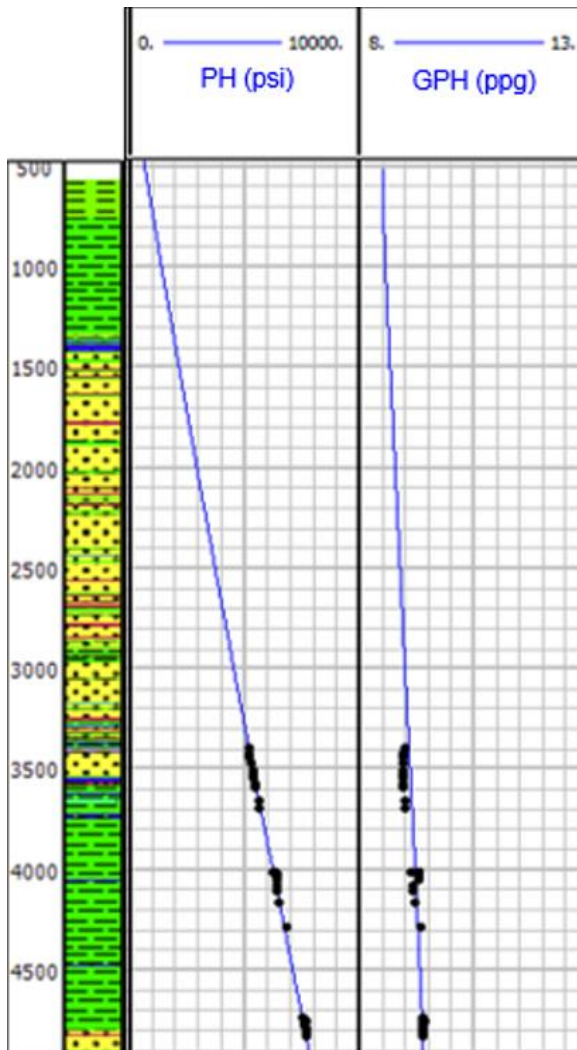


Figura 4.9. Curvas de pressão hidrostática (PH) e gradiente de pressão hidrostática (GPH) obtidas a partir do ajuste de salinidade e temperatura. Os pontos de calibração são os valores de testes de formação realizados em condição hidrostática. Os valores de GPH variam entre 8,5ppg e 9,5ppg. O valor inicial foi o GPH da água do mar (8,4 ppg).

A curva de GPH preliminar, obtida a partir das variações de SL e T, foi calibrada com as medidas de PTs obtidas em condição hidrostática, resultando na curva definitiva de GPH para a área de estudos (GPH regional). Os valores variaram entre 8,5 ppg e 9,5 ppg (Figura 4.9), equivalentes a densidades de $1,02 \text{ g/cm}^3$ e $1,10 \text{ g/cm}^3$, dentro do intervalo de valores encontrados em bacias sedimentares (Rocha e Azevedo, 2009). A rigor, valores de GPP maiores que 9,5 ppg podem ser considerados anormais, porém, na prática, admite-se que há sobrepressão quando GPP está acima de 10 ppg (Swarbrick e Osborne, 1998; Granitoff, 2004; Domingues, 2008).

4.2.3. Obtenção de V_o , V_n e E

O valor de V_o (equação 4.1) foi definido em cada ponto de leitura do perfil sônico, enquanto V_n foi definida a partir da linha de tendência do mesmo perfil,

admitida como a TNC de cada poço (Figura 4.10). Optou-se por utilizar o perfil sônico, em vez do perfil de resistividade, pois ele cobre um intervalo maior dos poços e suas medidas são mais confiáveis para definir a TNC, já que o perfil de resistividade sofre maior influência da composição mineralógica das rochas, presença de petróleo, invasão do fluido de perfuração, variações de temperatura e salinidade, arrombamentos do poço, entre outros (Domingues, 2008; Rocha e Azevedo, 2009).

A definição da TNC foi feita a partir de rochas pelíticas (folhelhos, argilitos, calcilutitos) por serem rochas mais adequadas à aplicação do método de Eaton e, também, apresentarem maiores probabilidades de estarem sobrepressurizadas. As rochas mais porosas, como arenitos, apresentam maior influência da composição mineralógica e da presença de petróleo nos perfis, sendo aconselhável que sejam excluídas na definição da TNC (Domingues, 2008; Marçal *et al.*, 2012).

A discriminação das rochas argilosas foi efetuada a partir da curva de litologias de cada poço e, para aumentar a confiabilidade da discriminação, os resultados foram comparados com perfis de densidade-neutrão e de raio-gama. Foram escolhidas empregadas rochas com um valor mínimo de 70% de argilidade. A separação com base nos perfis de litologia, em geral, ficou bem satisfatória (Figura 4.10).

Embora as rochas mais porosas e menos argilosas sejam excluídas da definição da TNC, é exatamente nessas rochas que ocorre a medida direta de pressão de poros nos testes de formação, fundamentais para a calibração dos modelos de pressão de poros. Admite-se que as pressões de poros dos pelitos sejam calibradas com os dados de PT das rochas mais grossas porque, ao longo do tempo geológico, suas PPs tendem a se equalizar com as PPs dos pelitos encaixantes (Converse, 2000).

Como apenas zonas de pressão com expressão regional são mantidas ao longo do tempo (capítulo 3), apenas zonas de pressão definidas por tendência nos perfis podem ser estudadas e modeladas. Variações pontuais de litologia, conteúdo de fluidos nas rochas, invasão do filtrado, anomalias de leitura dos perfis podem gerar picos anômalos nos modelos de pressão, que foram atenuados por filtros disponíveis no *Interact Petrophysics* (IP). Assim, foram ressaltadas as tendências mais consistentes do perfil sônico, o que permitiu definir a TNC e as zonas com sobrepressão (Figura 4.10). A curva de pressão de lama é indicativa da condição em que o poço foi perfurado, pois ela é mantida sempre maior do que a pressão de poros, sendo um importante indicativo de zonas com sobrepressão (Figura 4.10).

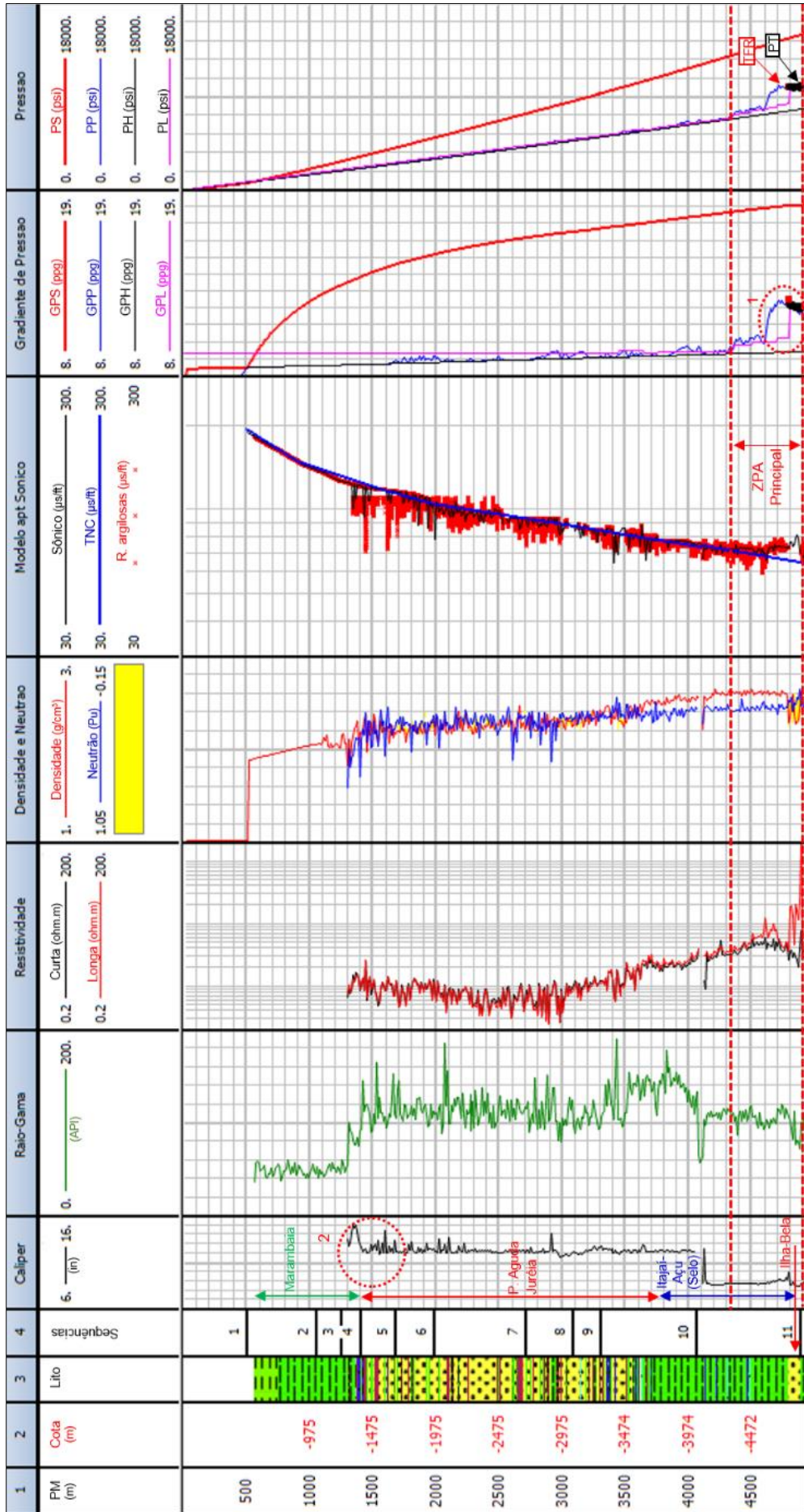


Figura 4.10. Suíte de perfis do poço P1. Escala de valores está no topo de cada coluna. A profundidade está expressa em PM, pois os perfis são tradicionalmente referenciados a ela. A cota está presente para se correlacionar com as seções sísmicas, mapas e gráficos com profundidade igual a cota. A simbologia de litologia é a mesma da Figura 2.17. Os intervalos destacados em amarelo na curva “densidade e neutro” identificam os arenitos. A TNC foi traçada a partir do perfil sônico e os pontos escolhidos são destacados em vermelho (“R. argilosa” na coluna “modelo apt do sônico”). Observar que arenitos, a exemplo do Membro Iha-Bela, são desprezados, sendo selecionados apenas rochas pelíticas. Onde os valores do sônico são iguais ou maiores que a TNC, o GPP fica próximo do GPH (coluna “Gradiente de Pressão”), assim como PP coincide com PH (coluna “Pressão”). A partir de 4300m, ocorre o desvio dos valores de sônico em relação TNC, o que resulta em GPP acima do GPH (1) e PP maior que PH. Neste ponto houve aumento do GPL e PL. Os modelos de PP e GPP estão calibrados com os valores de PT e TFR. Os pontos com caliper irregular (2) ou com variação pontual do sônico, em função de litologia ou invasão de lama, foram descartados do modelo de GPP.

O parâmetro **E** (equação 4.1) é importante para determinar os valores de PP ao traduzir uma sensibilidade da velocidade sônica da rocha à existência de sobrepressão. Bowers (1995) e Marçal *et al.* (2012) afirmam que E próximo de 3 está associado à subcompactação, enquanto E entre 3 e 5 associa-se à expansão de fluidos. Neste trabalho, os valores do parâmetro E ficaram próximos de 3 para as zonas em condição hidrostática e entre 3 e 5 para as zonas sobrepressurizadas, conforme será detalhado no capítulo 5.

4.3. Modelagem histórica

A **modelagem histórica** foi realizada com o emprego do **SIMOD**, que é um simulador unidimensional de bacias desenvolvido pela Petrobras. Esse *software* recupera as informações de litologias diretamente do banco de dados da empresa e de uma biblioteca de propriedades físicas disponíveis na literatura especializada; permite a realização de diferentes cálculos inerentes à modelagem de bacias, alguns deles de interesse direto desta pesquisa.

A modelagem histórica simula a evolução de propriedades tectonossedimentares da bacia ao longo do tempo e profundidade (Angevine *et al.*, 1993). Neste trabalho, foram modeladas curvas de compactação, subsidência, taxa de sedimentação, temperatura e pressão de poros. Diferente da modelagem petrofísica, que se baseia em uma equação central (Eaton), a modelagem histórica utiliza diferentes equações, aqui abordadas de forma sucinta. O leitor pode obter maior detalhamento nos trabalhos de referência que serão mencionados.

4.3.1. Modelagem de subsidência total e taxa de sedimentação

A compactação das rochas foi obtida pela variação da porosidade total ao longo do soterramento, de acordo com método amplamente difundido na literatura (Perrier e Qublier, 1974; Steckler e Watts, 1978; Angevine *et al.*, 1978; Allen e Allen, 2005), que se originou da equação experimental de Athy (1930):

$$\varnothing(Z) = \varnothing(i) \cdot e^{-cZ} \quad (\text{equação 4.5})$$

onde $\varnothing(Z)$ é a porosidade na profundidade de interesse, $\varnothing(i)$ a porosidade inicial na deposição da camada, Z a profundidade de interesse e c uma constante de decaimento da porosidade (1/km), que varia segundo as rochas estudadas.

Esta relação é muito utilizada em *softwares* de modelagem de bacias em virtude de sua fácil implementação em algoritmos computacionais. Ressalta-se, porém, que é utilizada a porosidade total da rocha, admitindo que ela varia apenas segundo a compactação mecânica. Para discriminar porosidades geradas por diagênese, é necessário calibrar a equação 4.5 com dados de petrofísica e perfis que discriminem microporosidade, a exemplo do perfil de ressonância magnética. Mesmo assim, esta relação pode ser empregada para estudos de bacias, pois os efeitos das correções por diagênese variam entre 10% e 20% do total (Angevine *et al.*, 1993).

A partir das curvas de porosidade, pode-se estimar a evolução da espessura da camada ao longo do tempo:

$$hs(Z) = \int_{Z_0}^Z [(1-\varnothing(Z)) \cdot dZ + \varnothing(Z) \cdot dZ] \quad (\text{equação 4.6})$$

onde hs é a espessura total da camada da rocha em determinada profundidade Z , $1-\varnothing(z)$ é a espessura da matriz mineral da rocha na mesma profundidade, que é considerada constante ao longo do tempo, $\varnothing(Z)$ é sua porosidade em uma profundidade de interesse computada (equação 4.5), Z_0 é a profundidade da base de uma camada e Z a profundidade do topo dessa mesma camada (Angevine *et al.*, 1993).

Aplicando essa equação em intervalos de tempo pretéritos, o que é possível com a estimativa da porosidade no passado (equação 4.5), pode-se obter a espessura descompactada de uma camada em qualquer período de tempo (Figura 4.11). Por meio da interpolação entre os períodos computados, é obtida a variação da espessura da camada e de sua profundidade ao longo do tempo, gerando **curvas de subsidência total** ou apenas curvas de subsidência (Allen e Allen, 2005).

Ressalta-se que este método fornece a espessura das camadas a partir de suas espessuras atuais, sendo que perdas de material ocorridas ao longo do tempo, em função de erosão, não são computadas.

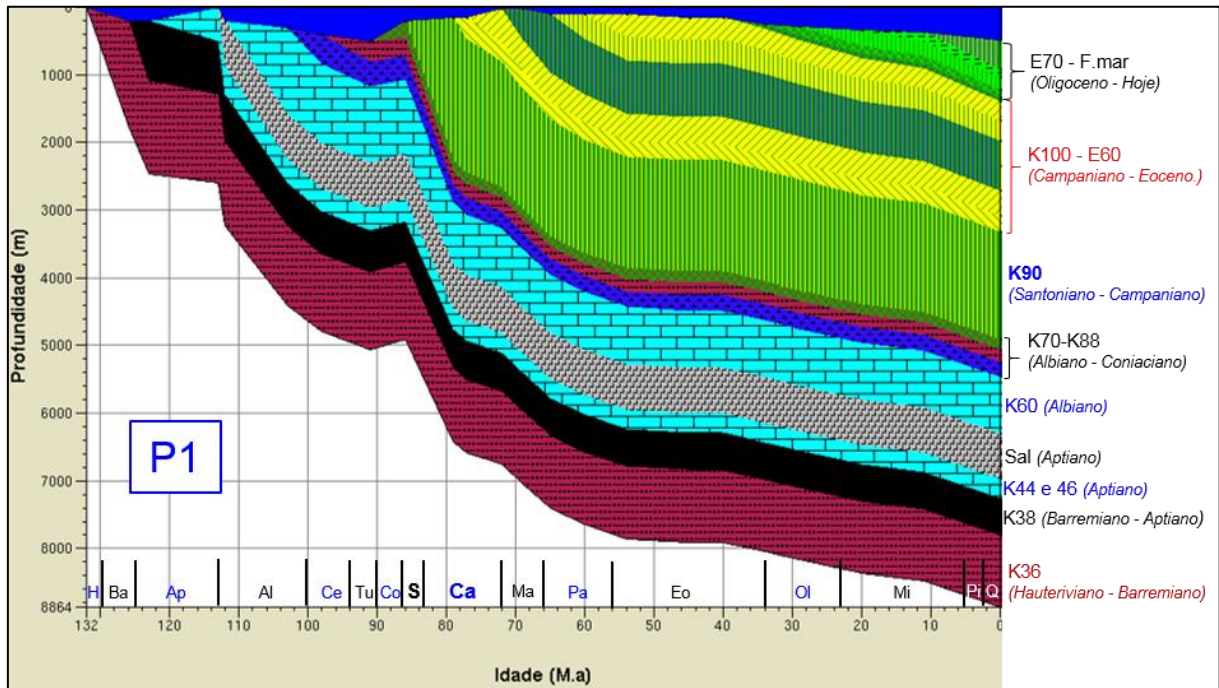


Figura 4.11. Exemplo de curva de subsidência total (poço P1). Atentar para a camada que representa a seqüência K90, que inclui o Folhelho-Selo (Formação Itajaí-Açu) e o Reservatório Principal (Membro Ilha-Bela, Formação Itajaí-Açu). Abreviações dos intervalos geológicos: H – Hauteriviano, Ba – Barremiano, Ap – Aptiano, Al – Albiano, Ce – Cenomaniano, Tu – Turoniano, S – Santoniano, Ca – Campaniano, Ma –Maastrichtiano, Pa – Paleoceno, Eo – Eoceno, Ol – Oligoceno, Mi – Mioceno, Pi – Plioceno e Q – Quaternário.

As espessuras descompactadas à superfície, calculadas para as camadas ao longo do tempo (equação 4.6), podem ser convertidas em **taxas de sedimentação**, bastando dividir seu valor pelo intervalo de tempo decorrido entre o início e o fim de deposição de cada camada, sendo os valores expressos em metros por milhões de anos (m/Ma) (Aranha e Figueiredo, 1986; Allen e Allen, 2005).

4.3.2. Backstripping e modelagem de subsidência teórica

As curvas de subsidência total podem ser utilizadas para o cálculo da subsidência gerada apenas pelo tectonismo (**subsidência tectônica**), sem a influência da carga sedimentar. Isto é possível através da técnica denominada de **Backstripping** ou **Retrodespimento** (Steckler e Watts, 1978; Angevine *et al.*, 1993; Allen e Allen, 2005). Este método foi empregado com sucesso na Bacia de Santos para estimativa de evolução tectonofísica e modelagem de sistemas petrolíferos por diferentes autores, tais como Chang e Kowsmann (1984), Aranha e Figueiredo (1986), Chang *et al.* (1992), Pinto (2008), Pinto *et al.* (2010), *Gonzaga* (2011, 2012).

A técnica consiste em “retirar” a coluna sedimentar, já descompactada, em cada período geológico, mantendo a espessura litosférica constante e fazendo a compensação isostática com o manto astenosférico, ou sub-litosférico, adicionado de fluido que preenche a bacia, em geral água. A equação fundamental do *backstripping*, que fornece a curva de subsidência tectônica, é a seguinte:

$$Z(t) = hs(Z) \cdot [(\rho_m - \rho_s) \div (\rho_m - \rho_w)] + Bat - \{ VNM \cdot [\rho_m \div (\rho_m - \rho_w)] \} \quad (\text{equação 4.7})$$

onde **Z(t)** é a profundidade basal da coluna sedimentar em determinado intervalo de tempo (**t**) (topo do embasamento) sem o efeito do peso sedimentar, o que é denominado de **embasamento descarregado** (Figura 4.12). A variável **hs(Z)** é a espessura da camada sedimentar descompactada (equação 4.6), **ρ_m** é a densidade média do manto astenosférico, assumido como uma constante, **ρ_s** é a densidade média da coluna sedimentar, **ρ_w** é a densidade média da água do mar, considerado, aqui, o fluido que preenche a bacia, **Bat** é a batimetria da bacia (m) e **VNM** é a variação do nível do mar computada no período (m).

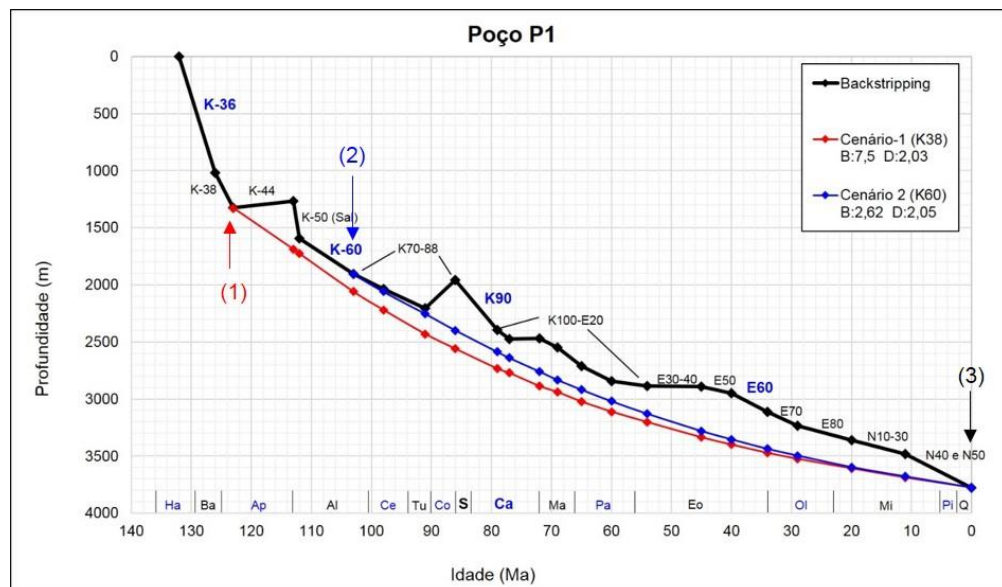


Figura 4.12. Exemplo de uma curva de *backstripping* e subsidência teórica (poço P1). A curva preta é o embasamento descarregado. As curvas vermelhas e azul são os modelos teóricos da **subsidência termal** segundo a deformação **não-uniforme** (Royden e Keen, 1980). A calibração dos modelos teóricos com o embasamento descarregado é feita na profundidade final do rifting da bacia (1 e 2) e a profundidade atual (3). Conforme explicado no capítulo 4.3.5, foram simulados o **cenário 1** (final no topo da Sequência K38) e **cenário 2** (final no topo da Sequência K60). B é o parâmetro de estiramento sub-crustal e D o crustal.

É possível comparar a curva de embasamento descarregado com a curva de **subsidência tectônica teórica** (figura 4,12), ou simplesmente **subsidência teórica**,

que também não considera o peso dos sedimentos (Mckenzie, 1978; Royden e Keen, 1980). Isso permite avaliar a diferença entre a curva calculada no poço e o que preconizam os modelos teóricos. Gonzaga (2005) empregou estes métodos para avaliar a influência do fluxo térmico na evolução da Bacia de Campos e do seu sistema petrolífero, de forma semelhante ao que fez Pinto (2008) na Bacia de Santos

Neste trabalho, foi adotada a **deformação não-uniforme** (Royden e Keen, 1980), que considera diferentes estiramentos na crosta e a sub-crosta, da mesma forma que empregado por Pinto *et al.* (2010), Gonzaga (2011 e 2012). Essa deformação se processa através de uma fase de **subsidiência mecânica** e uma fase de **subsidiência termal**.

A **subsidiência mecânica** é caracterizada por falhamentos da crosta, ascensão da sub-crosta, ou manto litosférico, e da astenosfera, acompanhado pela elevação do fluxo térmico e do gradiente termal litosférico. Pode haver ruptura continental e formação de crosta oceânica, tal qual ocorrido durante a deposição da **Seção Pré-Sal** da Bacia de Santos (capítulo 2). A subsidiência mecânica, segundo o cenário não-uniforme (Royden e Keen, 1980), pode ser calculada da seguinte forma:

$$S_i = \frac{(\rho_m - \rho_c)}{\rho_m (1 - \alpha T_m) - \rho_w} \left[Z \left(1 - \frac{1}{D} \right) \left(1 - \alpha \frac{T_m}{2} \frac{z}{Y_L} \right) + (Y_c - z) \left(1 - \frac{1}{B} \right) \left(1 - \alpha \frac{T_m}{2} \left(\frac{z + Y_c}{Y_L} \right) \right) \right] \quad (\text{equação 4.8})$$

onde **S_i** é a subsidiência mecânica, **ρ_m** é a densidade média do manto astenosférico, **ρ_c** é a densidade média da crosta, **ρ_w** é a densidade média da água do oceano (fluido que preenche a bacia), **α** o coeficiente de expansão termal, que indica variação da densidade em função da temperatura, **T_m** é a temperatura na base da litosfera, **z** é o espaço gerado pela subsidiência mecânica, que é preenchido por sedimento, **Y_L** a espessura original da litosfera original (pré-subsidiência mecânica) e **Y_c** é a espessura original da crosta. Os parâmetros, ou fatores, de estiramento crustal (**D**) e sub-crustal (**B**) são computados assim:

$$B = \frac{Y_{sc}}{Y_{sc'}} \quad (\text{equação 4.9})$$

$$D = \frac{Y_c}{Y_{c'}} \quad (\text{equação 4.10})$$

Onde Y_{sc} é a espessura original da sub-crosta, Y_{sc}' é a nova espessura da sub-crosta (após a deformação mecânica), Y_c é a espessura original da crosta e Y_c' é a nova espessura crustal (após a deformação mecânica).

A **subsidiência termal** inicia-se após a subsidiência mecânica e ocupa todo a história subsequente da bacia, como ocorreu durante a deposição da **Seção Pós-Sal** da Bacia de Santos. Caracteriza-se por manutenção da deformação crustal precedente, recuperação da deformação mantélica, diminuição progressiva do fluxo térmico e temperaturas da litosfera (Pinto, 2008). A subsidiência da fase mecânica, segundo o cenário não-uniforme (Royden e Keen, 1980), pode ser calculada pela seguinte forma:

$$S(t) = E_0 \sum_{m=0}^{\infty} \frac{X_{(2m+1)}}{(2m+1)^2} e^{-\frac{(2m+1)^2}{\phi}} \quad , \text{ onde} \quad E_0 = \frac{4Y_L \cdot \alpha \cdot T_m}{(\pi)^2} \frac{\rho_m}{(\rho_m - \rho_w)}$$

$$\text{sendo que, } x_n = \left[(D - B) \cdot \text{sen}(n \cdot \pi \cdot H) + \text{sen}(n \cdot \pi \cdot J) \right] \frac{(-1)^{(n+1)}}{n \cdot \pi}$$

$$\text{considerando que, } H = 1 - \frac{z}{Y_L^D} \quad \text{e} \quad J = 1 - \frac{z}{Y_L^D} - \frac{1 - (z / Y_L)}{B}$$

(equação 4.11)

onde $S(t)$ é a subsidiência termal em função do tempo (t), m e n são os termos inteiros considerados para a série de Fourier, ϕ é a constante termal do tempo, π é o número pi ($\sim 3,14$). As variáveis Y_L , α , T_m , ρ_m e ρ_w foram definidas na equação 4.8.

Nas equações 4.8 e 4.11 não foi incluído o fator derivado da **oceanização** (Royden e Keen, 1980), já que não se constataram diques de intrusivas em quantidade expressiva no embasamento na área estudada.

O ajuste da curva de embasamento descarregado, vinda do *Backstripping*, com a curva de subsidiência teórica é feito com dois pontos de "amarração": 1 - **final da subsidiência mecânica** (fase Rifte) e 2 - **idade atual**. Em geral, costuma-se exibir nesses ajustes somente a parte da curva derivada da subsidiência termal, por ser a fase mais longa e que controla a recuperação termal, processo que impacta diretamente a evolução dos sistemas petrolíferos (Mckenzie, 1978; Royden e Keen, 1980)

4.3.3. Modelagem termal

As temperaturas atuais em subsuperfície são obtidas por termômetros acoplados aos perfis elétricos, que definem o gradiente geotermal atual, conforme abordado na modelagem petrofísica de pressões.

A evolução térmica pretérita é estimada pela modelagem de fluxo térmico e temperatura (Pinto, 2008). Na crosta terrestre a distribuição de calor ocorre, principalmente, por condução de calor (Allen e Allen, 2005), sendo regida pela lei de Fourier:

$$q = -\lambda (dT/dy) \quad (\text{equação 4.12}).$$

onde q é o fluxo de calor num volume unitário de rocha, λ é a condutividade térmica da rocha e dT/dy o gradiente térmico numa altura (dy). Assim, pode-se obter a relação entre fluxo térmico e temperatura num estado permanente de equilíbrio térmico (Allen e Allen, 2005; Pinto, 2008). No caso de uma bacia sedimentar, a distribuição de calor varia ao longo do tempo e espaço, em função de diferentes processos inerentes à sua evolução, sendo necessário, então, considerar as variações do fluxo térmico:

$$\Delta q(y) = R.A.dy - A.dy \cdot \left(\frac{dq}{dy} \right) \quad (\text{equação 4.13}) \quad \Delta q(t) = j.p.A.dy \cdot \left(\frac{dT}{dy} \right) \quad (\text{equação 4.14})$$

onde $\Delta Q (y)$ é a variação do fluxo térmico no espaço, já considerando a perda ou ganho de calor entre o que entra (calor basal), o calor radiogênico e o calor que é gasto para aquecer a rocha. A é o calor radiogênico, dy a altura da unidade de rocha que possui área (a), densidade ρ e calor específico c . $\Delta Q (t)$ é a variação de fluxo térmico ao longo do tempo na mesma unidade de rocha. Considerando que a variação do calor no espaço é a mesma do tempo, então $\Delta Q (y) = \Delta Q (t)$, o que leva a equação unidimensional do fluxo térmico, que considera a variação no tempo e espaço para o elemento de rocha (Allen e Allen, 2005; Gonzaga, 2005; Pinto, 2008):

$$\frac{dT}{dt} = \frac{R}{j.p} + \frac{\lambda}{j.p} \left(\frac{d^2T}{dy^2} \right) \quad (\text{equação 4.15})$$

A integração do fluxo para todos elementos de rocha de uma camada fornece o fluxo e temperatura pretérita dessa camada. Ressalta-se que o SIMOD considera o

decaimento radiogênico da litosfera constante e que, na parte sedimentar, o *software* não considera essa variável.

O calor proveniente da litosfera para a camada sedimentar basal relaciona-se com a subsidência teórica da litosfera (equações 4.8 e 4.11). O fluxo térmico (q) e a temperatura (T) no topo da litosfera podem ser obtidos assim:

$$q = \lambda \cdot \frac{T_m}{Y_L} \cdot \left\{ 1 + \sum_{n=1}^{\infty} 2X_{(n)} e^{-\frac{n^2 t}{\Phi}} \right\} \quad (\text{equação 4.16})$$

$$T(y,t) = T_m \cdot \left(1 - \frac{1}{Y_L} \right) + \frac{2}{(\pi)} \cdot T_m \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} X_{(n)} \cdot \text{sen.} \left(\frac{n \cdot \pi \cdot y}{Y_L} \right) \exp \frac{-n^2 t}{\Phi} \quad (\text{equação 4.17})$$

As variáveis acima foram definidas nas equações 4.8 e 4.11. O calor residual que sai da camada basal servirá de entrada para a camada sobrejacente e, assim, sucessivamente até o topo da coluna sedimentar. Assim sendo, a condição de contorno inferior será o fluxo térmico proveniente da litosfera, derivado do modelo termomecânico. Já a condição superior será a paleotemperatura, em função da paleobatimetria, respeitando um gradiente termal na água do oceano semelhante ao atual, já carregado na biblioteca do SIMOD.

4.3.4. Modelagem histórica de pressão de poros

O SIMOD permite que se modelem as pressões de poros (PP) ao longo do tempo. Com base na redução de porosidade e a conseqüente expulsão de fluidos dos poros, regida pela lei de Darcy (capítulo 3), é feito o balanço de massa (Mello *et al.*, 2004; Domingues, 2008; Mello *et al.*, 2009):

$$\frac{d(\emptyset \cdot \rho_h)}{dt} + \nabla \cdot \frac{k_z}{\mu} \left(\frac{dPP}{dZ} - \rho_h \cdot g \right) = 0 \quad (\text{equação 4.18})$$

onde \emptyset é a porosidade de um ponto de interesse (equação 4.5), ρ_h e a densidade do fluido nos poros da rocha, t é o tempo transcorrido, k_z a permeabilidade no ponto em uma determinada profundidade (em m², sendo que 1 mD = 10⁻¹⁵ m²), μ a viscosidade do fluido (Pa.s), PP a pressão de poros na profundidade de interesse (Z) e g a constante gravitacional. O primeiro termo da equação se refere à diminuição de

espaço poroso ao longo do soterramento (estocagem) e o segundo termo se refere ao fluxo de fluidos com base na lei de Darcy. A permeabilidade da rocha (k_z) é obtida pela seguinte relação:

$$k = 10^{(a.\varnothing + b)} \text{ (equação 4.19)}$$

onde a e b são parâmetros de ajuste empírico. Embora aspectos diagenéticos possam alterar essa relação, ela é aceita para estudos em escala de bacia (Luo e Vasseur, 1996; Domingues, 2008, Mello *et al.*, 2009)

O valor inicial das variáveis ρ_h ($1,0 \text{ g/cm}^3$) e μ ($1,0 \times 10^{-3} \text{ Pa.s}$) foram definidos com base na água pura em superfície. A variação dessas propriedades com o soterramento segue uma relação empírica carregada na biblioteca do SIMOD. Maior detalhe sobre essa variação pode ser obtido em Domingues (2008) e Mello *et al.* (2009). A variação da temperatura vem da modelagem termal.

A porosidade necessária para manter o balanço de massa é relacionada à tensão efetiva:

$$\varnothing (E_f) = \varnothing^0 \exp(-\Psi.E_f) \text{ (equação 4.20)}$$

onde E_f é a tensão efetiva no ponto de interesse (equação 3.4) e b uma constante relacionada à compressibilidade do poro (Burrus, 1998). No entanto, o SIMOD não considera essa variável, pois admite que a matriz mineral não se altera ao longo do tempo (equação. 4.5). \varnothing^0 é a porosidade máxima, que teoricamente seria obtida diante de E_f mínima (PP máxima). A partir da densidade média das rochas, empregadas na modelagem de subsidência, pode-se obter a pressão de sobrecarga (equação 3.3) e, já que $E_f = PS - PP$ (equação 3.4), é possível obter a pressão de poros no ponto de interesse.

Ressalta-se que a equação 4.18 é aplicável no caso de fluxo 1D monofásico, sem considerar a geração de petróleo, para o que seria necessário empregar equações de bifásico (Rosa *et al.*, 2011). Não foi considerado o efeito do gás na geração de sobrepressão, pois o interesse era reproduzir apenas a sobrepressão do aquífero da Acumulação Principal. Além disso, como discutido no capítulo 7, o Folhelho-Selo não deve ter gerado quantidades significativas de gás que contribuíssem com a sobrepressão.

O fluxo 1D não considera variações laterais de permeabilidade decorrentes de litologia e presença de falhas. Ainda assim, esse método fornece resultados que são

bons indicativos sobre a relação entre soterramento e sobrepressão, sendo empregado por Domingues (2008) em poços da Bacia do Espírito Santo, onde há sobrepressão derivada de subcompactação.

4.3.5. Parâmetros da modelagem histórica

A profundidade das camadas foi obtida de mapas sísmicos já disponíveis no banco de dados da Petrobras, referenciados a *picos* dos perfis elétricos. A datação desses picos e a paleobatimetria de cada poço foi obtida de sumários bioestratigráficos. Na seção Pré-Sal, não havia dados de paleobatimetria, assim foram empregados valores obtidos no *backstripping* e poços análogos. Isso resultou num arcabouço estratigráfico composto por 23 horizontes de referência, que foi denominado de **modelo original** (Tabelas 4.2 a 4.7).

O Reservatório Principal não está diferenciado no modelo original, sendo agrupado ao Folhelho-Selo porque o tempo decorrido em sua deposição não é conhecido. Essa deposição resultou de diferentes episódios sedimentação siliciclástica, possivelmente retrabalhados por correntes de contorno oceânicas (Modica e Brush, 2004; Moreira *et al.*, 2007).

A evolução das porosidades (equações 4.5 e 4.6) foi obtida a partir das médias ponderadas de ϕ_i e c das diferentes litologias. Para os **folhelhos** e **arenitos**, essas variáveis foram definidas com base em curvas de porosidade x soterramento (Figura 4.13), cujo valor de porosidade foi obtido a partir do perfil de densidade:

$$\phi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_h} \quad (\text{equação 4.21})$$

onde ϕ é a porosidade da rocha no ponto de interesse, ρ_{ma} é a densidade da matriz mineral, estabelecida pelo usuário do SIMOD, ρ_b é a densidade total da rocha, vinda do perfil de densidade, enquanto ρ_h é a densidade do fluido nos poros, definidas na modelagem petrofísica de pressões (Thomas, 2004; Darling, 2005; Domingues, 2008). Não havia amostragem do perfil de densidade suficiente para gerar uma curva de porosidade para as demais litologias, por isso os valores de ϕ_i e c derivaram da biblioteca do SIMOD (Tabela 4.8), condizentes com os valores encontrados na literatura (Steckler e Watts, 1978; Allen e Allen 2005; Domingues, 2008).

Tabela 4.2. Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P1. As idades e profundidades referem-se à base das camadas. A litologia é recuperada diretamente do banco de dados pelo SIMOD. Abreviações: argilito (Arg), folhelho (Fih), siltito (Slt), calcilito (Clu), marga (Mrg), arenito (Arn). Nas Tabelas 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7 foram usadas as mesmas abreviações.

Idade (M.a.)	Profundidade (m)	Espessura (m)	Litologia	Batimetria (m)	Formacao	Var. N. Mar (m)
0	484	484	Agua	484	Agua	0
11	920	436	Arg94Ind6	360	N40 e N50	50
20	1033	113	Argila	330	N10-30	90
29	1223	190	Arg95F1h5	280	E80	100
34	1335	112	F1h46Arg41Slt10	250	E70	140
40	1384	49	F1h50Mrg26Slt10	150	E60	170
45	1385	1	Clu80Mrg20	150	E50	210
54	1386	1	Folhelho	100	E40-30	180
60	1661	275	Arn52F1h26Slt14	100	E20	160
65	1968	307	Arn77F1h12Slt9	100	E10	200
69	2327	359	Arn74Slt13F1h12	10	K130	190
72	2686	359	Arn76F1h12Slt10	10	K120	190
77	3063	377	Arn59F1h25Slt15	150	K110	220
79	3289	226	Arn65F1h17Slt10	150	K100	240
86	4860	1571	F1h76Arn13Mrg6	200	K90	215
91	5010	150	F1h36Slt36Arn20	500	K88	215
98	5194	184	Siltito	400	K82-86	225
103	5420	226	Mrg50F1h50	300	K70	160
112	6243	823	Rochas Carbonaticas	200	K60	0
113	6919	676	Halita	0	K50 sal	0
123	7200	281	Rochas Carbonaticas	200	K44 e K46	0
126	7750	550	26_80F1h_20Carb_T0C>4_Jiq	200	K38	0
132	8800	1050	Siltito	0	K36	0

Tabela 4.3. Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P3.

Idade (M.a.)	Profundidade (m)	Espessura (m)	Litologia	Batimetria (m)	Formacao	Var. N. Mar (m)
0	494	494	Agua	494	Agua	0
11	915	421	Arg94Ind6	370	N40 e N50	50
20	1056	141	Argila	330	N10-30	90
29	1240	184	Arg68Mrg32	280	E80	100
34	1345	105	Mrg84Arn7Arg7	250	E70	140
40	1394	49	Mrg86F1h10Arn4	150	E60	170
45	1395	1	Arenito	150	E50	210
54	1396	1	Arn90Mrg10	100	E30-40	180
60	1691	295	Arn66F1h12Slt12	100	E20	160
65	2000	309	Arn71Slt20F1h7	100	E10	200
69	2390	390	Arn58Slt35F1h5	20	K130	190
72	2692	302	Arn63Slt20F1h16	20	K120	190
77	3153	461	Arn43F1h31Slt21	150	K110	220
79	3369	216	Arn49F1h28Slt20	150	K100	240
86	5315	1946	F1h86Arn7Slt5	200	K90	215
91	5515	200	F1h40Arn32Slt28	500	K88	215
96	5693	178	Slt53Arn26F1h20	400	K82-86	225
103	5890	197	Mrg50F1h50	300	K70	160
112	6531	641	Rochas Carbonaticas	200	K60	0
113	6953	422	Halita	0	K50	0
123	7100	147	Rochas Carbonaticas	200	K44 e K46	0
126	7400	300	26_80F1h_20Carb_T0C>4_Jiq	200	K38	0
132	8500	1100	Siltito	0	K36	0

Tabela 4.4. Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P8.

Idade (M.a.)	Profundidade (m)	Espessura (m)	Litologia	Batimetria (m)	Formacao	Var. N. Mar (m)
0	425	425	Agua	425	Agua	0
11	865	440	Arg94Ind6	340	N40	50
20	1050	185	F1h47Agt37Arg14	305	N10-30	90
29	1238	188	F1h96Cre3S1t1	270	E80	100
34	1338	100	F1h88S1t9Cre3	250	E70	140
40	1431	93	F1h98S1t2	150	E60	170
45	1432	1	Folheiro	150	E50	210
54	1433	1	Folheiro	100	E40-30	180
60	1758	325	Arn85S1t10F1h5	100	E20	160
65	2031	273	Arn93F1h5S1t1	100	E10	200
69	2340	309	Arn91F1h6S1t4	20	K130	190
72	2851	311	Arn77S1t17Clu4	20	K120	190
77	3092	441	Arn78S1t9F1h7	100	K110	220
79	3313	221	Arn79Clu17S1t5	100	K100	240
86	5142	1829	S1t43F1h30Arn22	150	K90	215
91	5372	230	F1h68Arn14Mrg13	400	K88	215
98	5567	195	Mrg70F1h20S1t7	400	K82-86	225
103	5850	283	Mrg50F1h50	300	K70	160
112	7126	1276	Rochas Carbonaticas	200	K60	0
113	7589	463	Halita	0	K50 Sal	0
123	8150	561	Rochas Carbonaticas	250	K44-46	0
126	8500	350	26_80F1h_20Carb_TOC>4_Jiq	250	K38	0
132	10200	1700	Siltito	0	K36	0

Tabela 4.5. Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P9.

Idade (M.a.)	Profundidade (m)	Espessura (m)	Litologia	Batimetria (m)	Formacao	Var. N. Mar (m)
0	424	424	Agua	424	Agua	0
11	875	451	Agt95Ind5	340	N40 e N50	50
20	1032	157	Argilito	310	N10-30	90
29	1225	193	Argilito	270	E80	100
34	1330	105	Argilito	250	E70	140
40	1430	100	Argilito	150	E60	170
45	1431	1	Argilito	150	E50	210
54	1432	1	Argilito	100	E40-30	180
60	1790	358	Argilito	100	E20	160
65	1985	195	Argilito	100	E10	200
69	2310	325	F1h55Agt45	20	K130	190
72	2833	323	F1h59Are34Arn7	20	K120	190
77	3058	425	Arn81S1t14F1h5	100	K110	220
79	3241	183	Arn64F1h17Clu14	100	K100	240
86	4834	1593	F1h71Arn25S1t2	150	K90	215
91	5080	246	Ind68Arn14F1h13	400	K88	215
98	5344	264	Siltito	400	K82-86	225
103	5750	406	Mrg50F1h50	300	K70	160
112	6910	1160	Rochas Carbonaticas	200	K60	0
113	7586	676	Halita	0	K50 Sal	0
123	7900	314	Rochas Carbonaticas	250	K44 e K46	0
126	8234	334	26_80F1h_20Carb_TOC>4_Jiq	250	K38	0
132	9800	1566	Siltito	0	K36	0

Tabela 4.6. Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P13.

Idade (M.a.)	Profundidade (m)	Espessura (m)	Litologia	Batimetria (m)	Formacao	Var. N. Mar (m)
0	275	275	Água	275	Água	0
11	810	535	Agt65Slt30Ind5	265	N40 e N50	50
20	985	175	Siltito	260	N10-30	90
29	1207	222	Slt97F1h3	255	E80	100
34	1335	128	Slt96F1h4	250	E70	140
40	1347	12	Siltito	150	E60	170
45	1348	1	Siltito	150	E50	210
54	1349	1	Siltito	100	E40-30	180
60	1654	305	Slt67Arr18F1h15	100	E20	160
65	1884	230	Slt52Arr46Clu2	100	E10	200
69	2161	277	Slt52Arr40Clu4	0	K130	190
72	2435	274	Arr53Slt45Clu1	0	K120	190
77	2843	408	Arr49Slt44Det4	20	K110	220
79	3028	185	Slt37Arr35F1h24	40	K100	240
86	4041	1013	F1h39Slt33Arr24	70	K90	215
91	4144	103	Arr52F1h40Slt6	200	K88	215
98	4258	114	F1h54Slt46	250	K82-86	225
103	4419	161	F1h81Slt14Mrg5	150	K70	160
112	5503	1084	Ind96F1h3Mrg1	100	K60	0
113	6800	1297	Halita	0	K50 Sal	0
123	7100	300	Rochas Carbonáticas	250	K44 e K46	0
126	7500	400	26_80F1h_20Carb_TOC>4_Jiq	250	K38	0
132	8400	900	Siltito	0	K36	0

Tabela 4.7. Dados de entrada para a modelagem histórica do poço P15.

Idade (M.a.)	Profundidade (m)	Espessura (m)	Litologia	Batimetria (m)	Formacao	Var. N. Mar (m)
0	335	335	Água	335	Água	0
11	820	485	Argilito	290	N40 e N50	50
20	950	130	Argilito	280	N10-30	90
29	1190	240	Argilito	260	E80	100
34	1290	100	Argilito	250	E70	140
40	1335	45	Siltito	150	E60	170
45	1336	1	Siltito	150	E50	210
54	1337	1	Siltito	100	E40-30	180
60	1570	233	Indiscriminada	100	E20	160
65	1879	309	Arr69Slt31	100	E10	200
69	2169	290	Arr80Slt18Clu1	0	K130	190
72	2458	289	Arr73Slt25Clu2	0	K120	190
77	2841	383	Arr71Slt27F1h2	20	K110	220
79	2993	152	Arr55F1h29Slt14	20	K100	240
86	4012	1019	F1h62Arr31Slt6	100	K90	215
91	4048	36	Arr71F1h29	250	K88	215
98	4222	174	Rcb73F1h26Arr1	250	K82-86	225
103	4630	408	Mrg50F1h50	150	K70	160
112	7160	2530	Rochas Carbonáticas	100	K60	0
113	7400	240	Halita	0	K50 Sal	0
123	7850	450	Rochas Carbonáticas	200	K44 e K46	0
126	8469	619	26_80F1h_20Carb_TOC>4_Jiq	200	K38	0
132	9200	731	Siltito	0	K36	0

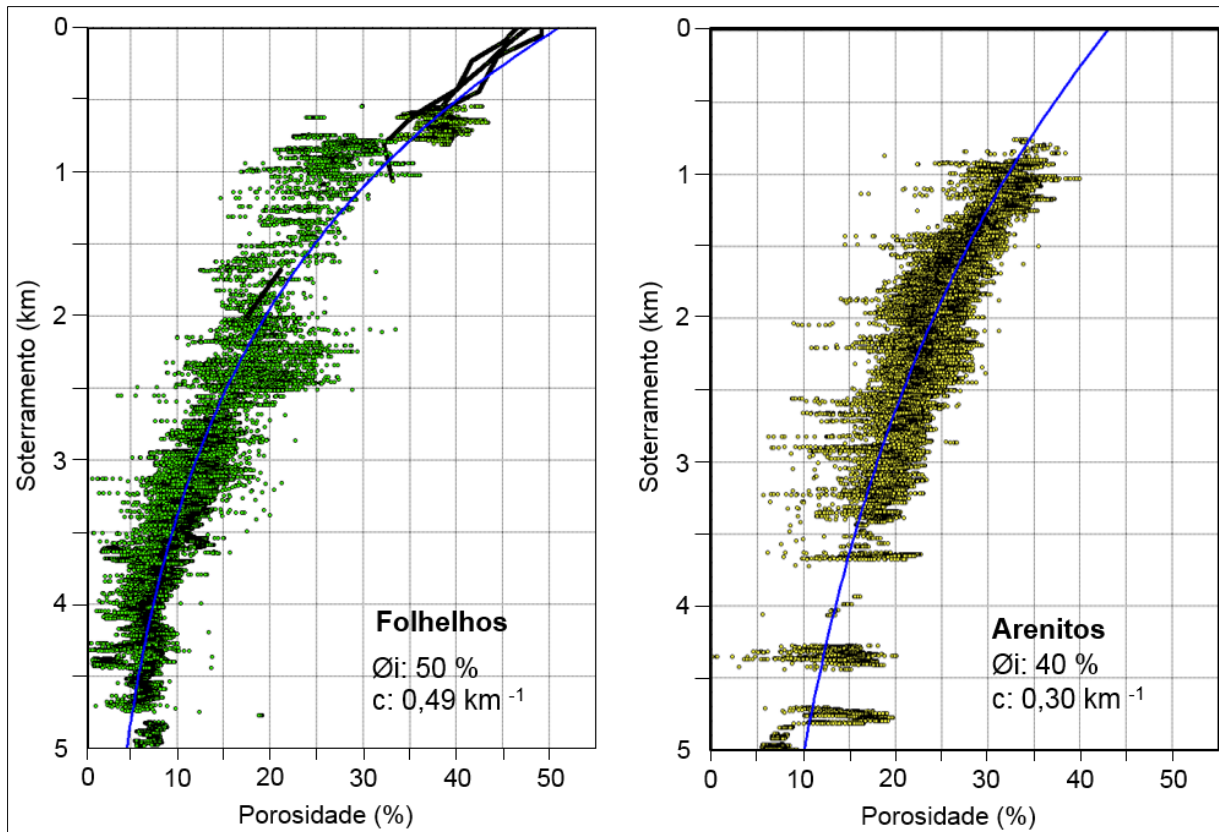


Figura 4.13. Curvas de porosidade x soterramento para folhelhos e arenitos. Nas imagens estão os dados de diferentes poços da área de estudo. Essas curvas foram obtidas a partir do perfil de densidade. Øi é a porosidade inicial média e "c" o decaimento de porosidade. A curva dos arenitos foi calibrada com a porosidade do perfil de ressonância magnética, disponível apenas no Reservatório Principal.

Tabela 4.8. Propriedades litológicas empregadas na modelagem histórica. Os símbolos e equações relacionadas são: Øi - porosidade inicial e c - decaimento de porosidade (equação 4.5), ρ_{ma} - densidade da matriz mineral (equação 4.21), λ - condutividade térmica e a capacidade térmica, transformada para calor específico do elemento unitário de rocha - equação 4.14), a e b (equação 4.19). Øi e λ possuem valores mínimo e máximo para ajuste nos diferentes poços modelados. **Folhelho-Selo 1 e 2** referem-se às simulações da modelagem histórica de pressão. **"R. Carbonática"** é uma litologia intermediária entre os diferentes tipos de carbonatos. **"R. Indiscriminada"** é uma rocha intermediária entre arenito e siltito.

Litologia	Øi min (%)	Øi max (%)	c (km^{-1})	ρ_{ma} (g/cm^3)	λ min ($\text{mcal/cm.s.}^\circ\text{C}$)	λ max ($\text{mcal/cm.s.}^\circ\text{C}$)	Cap. Termica ($\text{MJ/m}^3.\text{K}$)	a	b
Água	100	100	0,01	1,02	1,35	1,35	4,18	2,00	-15,00
Arenito	35	45	0,30	2,66	11,00	13,00	2,50	8,00	-17,00
Argilito	45	55	0,49	2,68	4,50	6,50	2,60	6,50	-19,50
Calcarenito	41	55	0,43	2,74	6,00	8,00	2,50	5,00	-16,00
Calclutito	45	60	0,44	2,70	7,00	10,00	2,34	5,00	-16,00
Folhelho-Selo 1	45	55	0,49	2,68	4,50	6,50	2,60	7,00	-20,50
Folhelho-Selo 2	45	55	0,49	2,68	4,50	6,50	2,60	11,00	-22,50
Folhelho	45	55	0,49	2,68	4,50	6,50	2,60	6,50	-19,50
Halita (Sal)	0	1	0,13	2,16	13,00	14,00	1,86	2,00	-15,00
Marga	50	62	0,44	2,69	6,00	9,00	2,34	5,00	-16,00
R. Carbonática	45	55	0,44	2,70	6,50	9,00	2,40	5,00	-16,00
R. Indiscriminada	40	50	0,39	2,70	8,00	10,00	2,60	7,00	-18,00
Siltito	40	50	0,39	2,67	8,00	10,00	2,71	7,00	-18,00

No **backstripping** (equação 4.7), foram utilizadas as espessuras descompactadas (equação 4.6), as densidades das rochas e da Água do mar (Tabela 4.8), os valores de paleobatimetria dos sumários bioestratigráficos (Tabelas 4.2 a 4.7) e a variação eustática de Haq *et al.* (1987). As demais propriedades, relativas à bacia, estão reunidas na Tabela 4.9. Não foi considerada a variação eustática global da curva

para o Pré-Sal, pois apenas a partir do Albiano a bacia estava em franca comunicação com as águas oceânicas mundiais (Modica e Brush, 2004; Mohriak, 2004; Viviers *et al.*, 2005; Moreira *et al.*, 2007). Foi realizada a compensação isostática local de Airy e não foram considerados os efeitos da resistência flexural da litosfera, fator que não deve ter influenciado significativamente a diferença entre os poços modelados. Segundo Steckler e Watts (1978) e Royden e Keen (1980), longe da zona de charneira das bacias marginais, a influência da flexura crustal modifica a profundidade do embasamento descarregado em apenas 10%.

Tabela 4.9. Parâmetros da bacia empregados na modelagem histórica. Referem-se às equações 4.7, 4.8, 4.11, 4.16 e 4.17. Valores extraídos dos trabalhos de referência citados no texto. A difusividade térmica é igual ao quociente entre condutividade térmica e calor específico (λ/c).

Parâmetro	simbolo	valor adotado
Espessura original da litosfera	YL	125 km
Espessura original da crosta	Yc	35 km
Densidade do manto astenosférico	ρ_m	3,3 g/cm ³
Densidade da crosta	ρ_c	2,8 g/cm ³
Densidade da água do oceano	ρ_w	1,02 g/cm ³
Coeficiente de expansão térmica da litosfera	α	3,4 x 10 ⁻⁵ °C ⁻¹
Temperatura na base da litosfera	Tm	1333 °C
Condutividade térmica da litosfera	λ	7,0 mcal/cm.s. °C
Difusividade térmica da litosfera ($\lambda \div$ calor específico)	Dt	0,008 cm ² /s
Produção radiogenica na superfície da litosfera	A	3,5x10 ⁻⁶ w/m ³

Para o **modelo tectonofísico** (equações 4.8 e 4.11), foram utilizadas as propriedades relacionadas na Tabela 4.9, obtidos de alguns trabalhos de referência (Steckler e Watts, 1978; Royden e Keen, 1980; Chang *et al.*, 1992; Allen e Allen 2005; Gonzaga, 2005, 2011 e 2012; Pinto, 2008). Foram adotados dois cenários para a idade final do rifteamento (Figura 4.12): **1 – 123 Ma** (Barremiano), topo da Formação Itapema, base da Sequência K44 (Moreira *et al.*, 2007) e **2 – 103 Ma** (Albiano), topo da Formação Guarujá, base da Sequência K70 (Gonzaga, 2012).

Os modelos de **fluxo térmico e paleotemperatura** (equações 4.12 a 4.17) foram obtidos a partir das propriedades das rochas e da bacia, listadas nas Tabelas 4.8 e 4.9, respectivamente.

A **modelagem histórica de pressão** (equação 4.18) foi realizada a partir do **modelo-diferenciado**, que subdivide a Sequência K90 em: **K90 – Juréia**, **K90 – Folhelho-Selo** e **K90 – Reservatório**. A idade desses subintervalos foi definida de forma hipotética, admitindo-se que suas taxas de sedimentação foram iguais à taxa média da K90. O modelo-diferenciado permitiu isolar o Folhelho-Selo e testar a

influência das taxas de sedimentação e diferentes permeabilidades na geração de sobrepressão. Os valores dos parâmetros a e b (equação 4.19) para o Folhelho-Selo foram determinados a partir da petrofísica de laboratório (Figura 4.14). Foram realizados dois testes com composições diferentes do selo: **Folhelho-Selo 1** e **Folhelho-Selo 2** (Tabela 4.8). Para as demais litologias, foram empregados os valores da biblioteca do SIMOD.

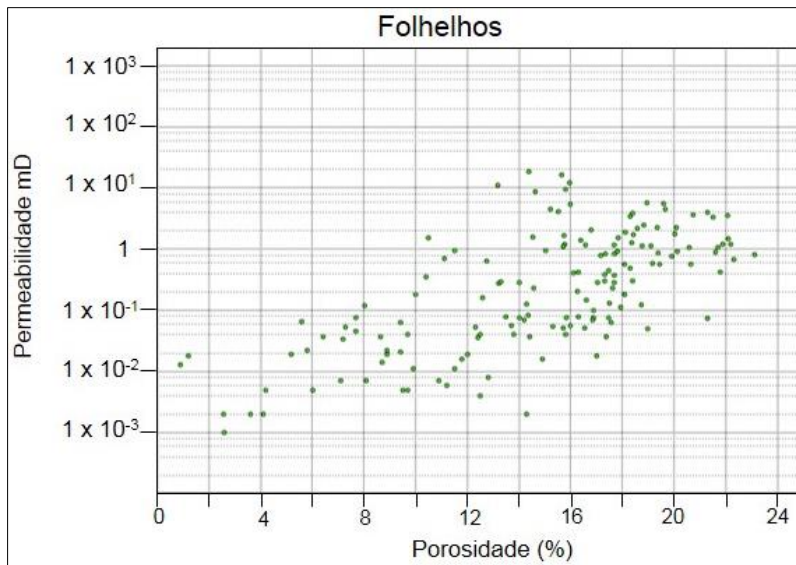


Figura 4.14. Porosidade x permeabilidade de amostras do Folhelho-Selo. Foram coletadas nas proximidades do Reservatório Principal. Esses dados foram empregados para calibrar os parâmetros a e b na equação 4.19. Os valores mais baixos são da ordem de 1×10^{-3} mD, porém Santos *et al.* (2007) reportaram até 10^{-5} mD para o mesmo intervalo.

4.4. Ferramentas complementares

Foram empregadas seções sísmicas para definir as profundidades dos horizontes da modelagem histórica e estabelecer a correlação estratigráfica dos poços. Essas seções também foram empregadas para avaliar distribuição das pressões de poros, permitindo estabelecer o limite da ZPA Principal e a separação dos compartimentos estruturais com diferentes valores de GPP.

As seções sísmicas foram obtidas de volumes 3D que já estavam no banco de dados da Petrobras, apresentando a polaridade do sinal sísmico tradicionalmente empregado na empresa. Os horizontes com tonalidade mais clara demarcam contraste negativo de impedância acústica (densidade x velocidade sônica), ou seja, o meio superior tem maior impedância do que o meio inferior. Os horizontes com tonalidade mais escura são relacionados à situação inversa (Thomas, 2004).

Os mapas da área de estudo foram confeccionados a partir de horizontes sísmicos disponíveis previamente a este trabalho. O mapa de máxima amplitude

negativa do capítulo 5 exibe a intensidade do contraste de impedância entre as rochas. Esse contraste é maior entre litologias com considerável diferença de impedância acústica, como ocorre entre folhelhos e arenitos, ou quando há falhamentos presentes que interferem no sinal sísmico (Thomas, 2004; Rocha e Azevedo, 2009). Barros e Bassetto (2006) empregaram mapas semelhantes para definir a ocorrência de arenitos-reservatório na K90, em área análoga à do presente estudo.

Outra ferramenta complementar empregada foram os dados de pirolise *Rock Eval* (Peters e Cassa, 1994), que fornece valores de volume de petróleo liberado ao longo do aquecimento das amostras durante a pirólise. Esses valores são obtidos em picos de maior liberação de petróleo (S1, S2 e S3). Os dados estavam disponíveis no banco de dados da Petrobras e foram utilizados para avaliar o potencial de geração de petróleo do Folhelho-Selo, que poderiam contribuir com as pressões de poros (capítulo 3).

Dados de carbono orgânico total (COT) foram empregados para avaliar a relação entre ocorrência de sobrepressão e o conteúdo de matéria orgânica do Folhelho-Selo. A quantidade de hidrocarboneto livre foi obtida dos valores de “S1”, enquanto o petróleo produzido, na janela de geração de óleo (Magoon e Dow, 1994), foi estimado a partir dos valores de “S2”. Os valores de TMax e de refletância de vitrinita foram empregados para fornecer um indicativo da maturação termal que o Folhelho-Selo atingiu (Allen e Allen, 2005).

Os estudos foram completados com os dados de análise por Difração de Raios-X (DRX) em amostras do Folhelho-Selo, que também são pertencentes ao banco de dados da Petrobras. A grande vantagem desses dados é que fornecem uma quantificação da ocorrência de **argilominerais** (granulometria < 2 μ m) na composição dos folhelhos (Klein e Hurlbult, 1999; Silva *et al.*, 2007), sendo possível quantificar as porcentagens individuais dos diferentes argilominerais.

Esses dados foram empregados para avaliar a correlação entre a sobrepressão na ZPA Principal e a distribuição de Ita e Smc, fornecendo pistas sobre a possível atuação dessa reação na sobrepressão da K90 (capítulo 3).

5. RESULTADOS DA MODELAGEM PETROFÍSICA DE PRESSÕES

Foram modeladas as curvas de pressões (PS, PH, PP e PL) e de gradiente de pressão (GPS, GPH, GPP e GPL) em oito poços - P1, P2, P3, P4, P6, P9, P13 e P15. Os resultados estão sintetizados nas Tabelas 5.1 e 5.2 e os modelos são exibidos nas Figuras 5.1 a 5.16. Adiante, os resultados são analisados e depois é discutida a distribuição espacial e estratigráfica das pressões.

Tabela 5.1. Parâmetros empregados e resultados obtidos na modelagem petrofísica de pressões na **Sequência K90** e entre a **Sequência K100 e o fundo do mar**. Estão relacionados os valores máximos de GPP, GPL, PT (ppg), fluido predominante no Membro Ilha-Bela (Reservatório Principal), expoente de Eaton (E) e máximas unidades de gás total (UGT). Os valores de GPL são semelhantes aos do GPP, pois o “peso de lama” é empregado para controle de PP (capítulo 3). “Baixo UGT” significa valores abaixo de 100 UGT. O intervalo **K100 – fundo do mar** não possui acumulação de petróleo e os valores de gás ficaram abaixo de 100 UGT. Os poços P1 ao P6 apresentam a ZPA Principal na K90 (vermelho) e o P9 ao P15 possuem a K90 em condições hidrostáticas.

Poço	K100 - fundo do mar				Sequência K90 (ZPA Principal – poços em vermelho)				
	GPP max. modelado	PT e TFR	GPL máx	E	GPP max. modelado	PT TFR	GPL máx	Mb. Ilha-Bela (fluido e max. UGT)	E
P1	9,5	----	9,5	3,0	12,5	12,5	12,1	Gás (máx. 539 UGT)	4,4
P2	9,6	----	10,4	3,0	12,6	12,4	12,9	Gás (máx. 700 UGT)	5,5
P3	9,4	----	9,7	3,0	11,7	11,5	11,8	Água (baixo UGT)	3,2
P4	9,6	----	9,5	3,0	12,2	12,2	12,5	Gás (máx 1021 UGT)	5,5
P6	9,8	----	9,7	3,0	10,9	10,7	9,9	Água (máx. 420 UGT)	3,5
P9	9,8	----	9,7	3,0	9,7	9,4	11,0	Água (máx. 240 UGT)	3,0
P13	9,5	9,0	10,0	3,0	9,7	9,3	10,2	Água (baixo UGT)	3,0
P15	9,5	----	10,2	3,0	9,6	9,3	10,3	Água (máx. 207 UGT)	3,0

Tabela 5.2. Parâmetros empregados e resultados obtidos na modelagem petrofísica de pressões entre as sequências **K70 e K88**. O significado dos parâmetros relacionados é o mesmo da Tabela 5.1. Os poços P1, P2, P9 e P15 não atingiram essas sequências e não estão relacionados. Os poços P6 e P13 apresentaram condições hidrostáticas na K88, P3 apresenta ZPA-2 (em vermelho). O P4 apresenta a ZPA-2 entre a base da K88 e quase toda a K82-86 (em vermelho) e a ZPA-3 na K70 (em azul). Conforme detalhado no texto, a ZPA-2 do P3 e P4 não são a mesma ZPA, sendo designadas pelo mesmo nome por ocorrerem abaixo da ZPA Principal.

Poço	GPP max. modelado	PT e TFR	Sequência K70 (ZPA-3 em azul)			Sequências K82-86 e K88 (ZPA-2 vermelho)				
			GPL max.	Mb. Tombo (Fluido e UGT)	E	GPP max. modelado	PTs TFR	GPL Máx.	Ilha-Bela (Fluido e UGT)	E
P3	Não perfurou	---	---	---	---	12,3	12,1	11,7	Gás (1260 UGT)	4,2
P4	11,5	---	12,4	Água (baixo UGT)	3,0	12,1	----	12,4	Água (baixo UGT)	3,0
P6	Não perfurou	---	---	---	---	10,0	---	11,00	Água (baixo UGT)	3,0
P13	Não perfurou	---	---	---	---	9,3	---	10,3	Água (baixo UGT)	3,0

5.1. Pressões de poros entre a Sequência K100 e o fundo do mar

O intervalo entre Sequência K100 e o fundo do mar (Campaniano até o presente), que inclui as Formações Juréia, Ponta Aguda e Marambaia, não apresentou sobrepressão, conforme evidenciado pela curva de GPP próxima de GPH e PP próxima de PH (Figuras 5.1 a 5.16). Os valores máximos modelados de GPP variaram entre 9,4 ppg (P3) e 9,8 ppg (P6 e P9), enquanto GPL máximo ficou entre 9,5 ppg (P1 e P4) e 10,4 ppg (P2) (Tabela 5.1). Anomalias pontuais na curva de GPP, a exemplo do que ocorre no poço P1 entre 1630 m (-1605 m) e 2050 m (-2025 m) (Figura 5.1), não possuem relevância e são decorrentes de aspectos litológicos locais ou de irregularidades nas leituras dos perfis.

As medidas de unidades de gás não apresentaram valores expressivos nestas formações e não foram registrados problemas operacionais durante as perfurações. Foi empregado expoente de Eaton (E) = 3,0 para ajuste dos modelos, sendo a calibração efetuada com base nos dados de PT da Formação Juréia disponíveis apenas no P13 (Tabela 5.1).

5.2. Pressões de poros na sequência K90

A sequência K90 (Santoniano ao Campaniano) é composta pela parte basal da Formação Juréia e pela Formação Itajaí-Açu, que inclui o Folhelho-Selo e os arenitos do Membro Ilha-Bela (Reservatório Principal) (capítulo 2). No Folhelho-Selo foram identificados dois **intervalos de menor argilidade (IMA-1 e IMA-2)**, cuja diminuição do conteúdo de argila é sugerido pela redução dos valores de raio-gama, aproximação pontual da densidade e neutrão e intercalações de calcilutitos, siltitos e arenitos (Figuras 5.2, 5.4, 5.6, 5.8, 5.10, 5.12, 5.14 e 5.16).

Os poços P9, P13 e P15 apresentam a sequência K90 em condições hidrostáticas, conforme evidenciado pela curva de GPP próxima de GPH, PP próxima de PH (Figuras 5.11 a 5.16), GPP modelado máximo de 9,7 ppg (P9 e P13) e GPL máximo igual a 11,0 ppg (P9) (Tabela 5.1). Os valores de contagem de gás não são expressivos no Folhelho-Selo, ficando abaixo de 100 UGT, enquanto no Membro Ilha-Bela atingiram até 234 UGT (poço P9), o que pode indicar que há um pouco de gás dissolvido na água, porém sem importância econômica. Não ocorreram problemas

operacionais relevantes na perfuração da K90 e os modelos foram calibrados com $E = 3,0$ (Tabela 5.1).

Os poços P1, P2, P3, P4 e P6 apresentam a **ZPA Principal** na sequência K90, abrangendo parte do Folhelho-Selo e todo o Reservatório Principal (Figuras 5.1 a 5.10). Os arenitos são portadores do gás da Acumulação Principal no P1, P2 e P4 e possuem a água da Acumulação Principal no P3 e P6 (capítulo 2).

A ZPA Principal inicia-se próximo ao IMA-1, o que sugere que este intervalo delimite o topo das pressões anormais, talvez porque os pelitos sejam menos permeáveis do que aqueles presentes em outras partes subjacentes do Folhelho-Selo. Camadas finas de calcilito, siltito e arenito, que ocorrem no IMA-1, associadas a picos de resistividade mais alta, podem estar bem cimentadas, contribuindo para a baixa permeabilidade do intervalo (Figuras 5.2, 5.6, 5.8 e 5.10). Assim, o IMA-1 poderia retardar a equalização das pressões anormais com as pressões hidrostáticas sobrepostas, correspondendo a uma barreira de permeabilidade dentro do Folhelho-Selo, porém esse assunto carece de investigação mais detalhada do que foi realizado nesta pesquisa. No caso do P2, essa limitação ao fluxo de fluidos seria exercida pelo IMA-2, onde se inicia a ZPA Principal (Figura 5.4).

A ZPA Principal apresenta uma **zona de transição (ZT)** no topo, caracterizada por elevação de GPP e GPL em relação ao intervalo hidrostático sobreposto. A ZT apresentou GPP máximo que variou entre 10,4 ppg (P1 e P2) e 11,5 (P4), enquanto os valores de GPL máximos variaram entre 9,6 ppg (P6) e 11,3 ppg (P4). Abaixo da ZT aparece uma **zona franca de pressão (ZF)**, que se inicia no **IMA-2**, ou próximo a ele, onde ocorrem os maiores valores de GPP e GPL (Figuras 5.2, 5.4, 5.6, 5.8 e 5.10). Isso pode indicar que o IMA-2 retarde a equalização das pressões entre ZT e ZF até os dias atuais, da mesma forma que o IMA-1 faz com o topo da ZPA Principal. A ZF apresentou GPP máximo que variou entre 10,9 ppg (P6) e 12,6 ppg (P2), enquanto os valores de GPL máximos variaram entre 9,9 ppg (P6) e 12,9 ppg (P2) (Figuras 5.2, 5.4, 5.6, 5.8 e 5.10 e Tabela 5.1).

Na ZPA Principal ocorreram anomalias de gás com valores máximos que variaram entre 420 UGT (P1) e 1021 UGT (P4), sempre na base do Folhelho-Selo, sendo escassos, ou mesmo ausentes, no meio e topo do selo. Os arenitos Ilha-Bela portadores de água apresentaram indícios mais baixos de gás, a exemplo do P3 (<100 UGT), porém no P6 ocorreram até 420 UGT, sugerindo a presença de gás dissolvido no aquífero (Tabela 5.1).

Problemas operacionais ocorreram na perfuração da ZPA Principal, o que pode, em parte, ser consequência da sobrepressão (Rocha e Azevedo, 2009). O P1 apresentou um *kick* com ganho de 20 BBI no topo do reservatório em 4800 m (-4770 m), quando foi parada a perfuração para testemunhagem, exigindo um aumento do GPL de 10,4 ppg para 12,1 ppg. Durante a perfuração da ZT no P2, houve obstruções para passagem de coluna de perfuração e perfilagem, enquanto o P3 apresentou ganho de ângulo próximo a 4800 m (-4774 m), ainda no Folhelho-Selo. O P4 apresentou prisão de coluna de perfuração e necessidade de reperfurar intervalo próximo a 5250 m (-4933 m). Já no P6 houve diferentes ganhos de fluido de perfuração que totalizaram 83 BBI, próximos a 5342 m (-5310 m), exigindo aumento do GPL.

Em relação ao comportamento dos perfis, a **ZT** é caracterizada por aumento dos valores do sônico em comparação à TNC, ora mais discreto (exemplo P1) e ora nítido (exemplo P3), comportamento variável da resistividade, que ora aumenta (exemplo P1) e ora diminui sutilmente (exemplo P4). A **ZF** é marcada por nítido aumento do sônico em relação à TNC e diminuição evidente da resistividade, que aumenta no Reservatório Principal com gás (P1, P2 e P4). Os perfis de densidade e neutrão não apresentam alteração significativa na ZT e ZF, só se alterando nos arenitos do Membro Ilha-Bela e localmente no Folhelho-Selo, a exemplo do que ocorre nos IMA-1 e IMA-2. O perfil de raio-gama varia de acordo com a litologia e de forma independente da ZPA, como exemplificado pela redução de valor que ocorre nos arenitos Ilha-Bela e nos intervalos IMA-1 e IMA-2 (Figuras 5.2, 5.4, 5.6, 5.8 e 5.10).

Foi utilizado E entre 3,2 (P3) e 5,5 (P2 e P4) para ajuste de GPP na ZPA Principal, resultando em ótima calibração entre a curva de GPP e os dados de teste formação (Tabela 5.1 e Figuras 5.1 a 5.10).

5.3. Pressões de poros entre as sequências K70 e K88

A sequência K88 (Turoniano ao Coniaciano) foi perfurada pelos poços P3, P4, P6 e P13, apresentando rochas da Formação Itajaí-Açu constituídas por pelitos e arenitos (Membro Ilha-Bela). O intervalo entre a K70 e K82-86 (Albiano ao Turoniano) foi perfurado apenas pelo P4, sendo composto por pelitos das formações Itajaí-Açu e Itanhaém, que contém intercalações de arenitos do Membro Tombo.

Os poços P6 e P13 apresentaram condições hidrostáticas na K88, conforme evidenciado pelas curvas de GPP próxima de GPH, PP próxima de PH (Figuras 5.10 e 5.14), GPP máximo de 10,0 ppg (P6) e GPL máximo de 11,0 ppg (P6) (Tabela 5.2). Foi utilizado $E=3,0$ nesses poços para a calibração do modelo de GPP.

No poço P3 foi identificada uma **ZPA-2** que abrange quase toda a sequência K88, incluindo os pelitos da Formação Itajaí-Açu e arenitos do Membro Ilha-Bela-2, portadores de gás. Apresentou GPP máximo de 12,3 ppg e GPL máximo de 11,7 ppg, com até 1260 UGT próximo ao Ilha-Bela-2. A separação entre ZPA Principal e ZPA-2 é garantida porque há uma zona de atenuação de GPP entre elas e porque os arenitos do Membro Ilha-Bela possuem água na ZPA Principal e gás na ZPA-2. Foi utilizado $E=4,2$ na ZPA-2, resultando em boa calibração entre a curva de GPP e os dados de teste de formação (Tabela 5.2 e Figuras 5.5 e 5.6).

No poço P4 foi identificada uma **ZPA-2** que abrange a base da sequência K88 e quase toda a sequência K82-86, incluindo os pelitos das Formações Itajaí-Açu e Itanhaém, bem como os arenitos do Membro Tombo portadores de água. Apresentou GPP que atingiram até 12,1 ppg e o GPL 12,4 ppg, sem anomalias significativas de gás (Tabela 5.2 e Figuras 5.7 e 5.8). A separação entre ZPA Principal e ZPA-2 é garantida porque entre elas há uma zona de atenuação de GPP, com valores próximos ao GPH. Foi utilizado $E=3$ para a ZPA-2.

Destaca-se que a ZPA-2 do P3 e P4 **não são a mesma ZPA**, uma vez que ocorrem em intervalos estratigráficos diferentes e os arenitos com gás do P3 estão isolados da zona de água do P4. Elas possuem o mesmo nome apenas por ocorrerem abaixo da ZPA Principal.

No P4 foi identificada a **ZPA-3** na Sequência K70, marcada por GPP máximo 11,5 ppg e GPL até 12,4 ppg. A separação entre ZPA-2 e ZPA-3 é garantida porque há uma zona de atenuação de GPP entre elas, cujos valores de GPP se aproximam de GPH (Tabela 5.2 e Figuras 5.7 e 5.8). Foi utilizado $E=3$ para a ZPA-3.

Não foram obtidos dados de PT e TFR na ZPA-2 e ZPA-3 do P4, o que impossibilitou a calibração do modelo de GPP, problema atenuado com utilização da mesma TNC da ZPA Principal e aplicação de filtros para excluir valores anômalos. Por isso, os valores de GPP mais elevados podem ser parcialmente influenciados por fatores litológicos e não corresponder somente à influência de PP da formação.

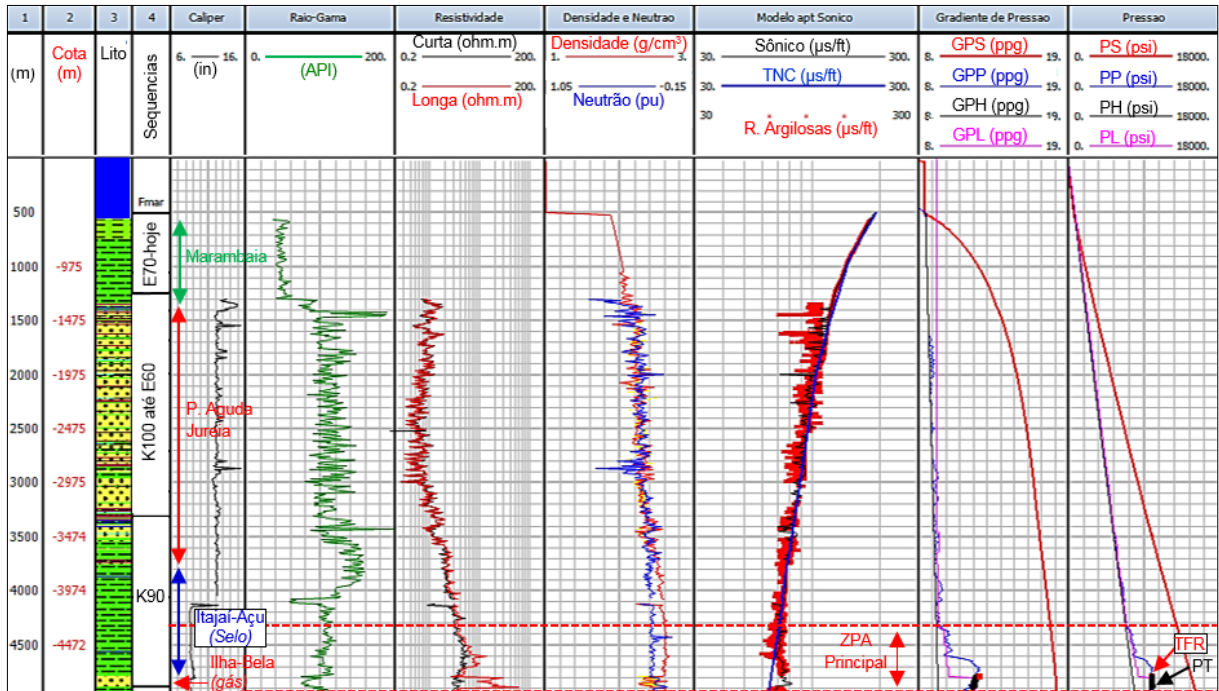


Figura 5.1. Suíte de perfis do P1. Sequência K100 ao fundo do mar está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,5 ppg e GPL máximo é 9,5 ppg. Na sequência K90 está a ZPA Principal (4320 m – 4920 m) que inclui parte do Folhelho-Selo da Formação Itajai-Açu e o arenito do Membro Ilha-Bela (Reservatório Principal).

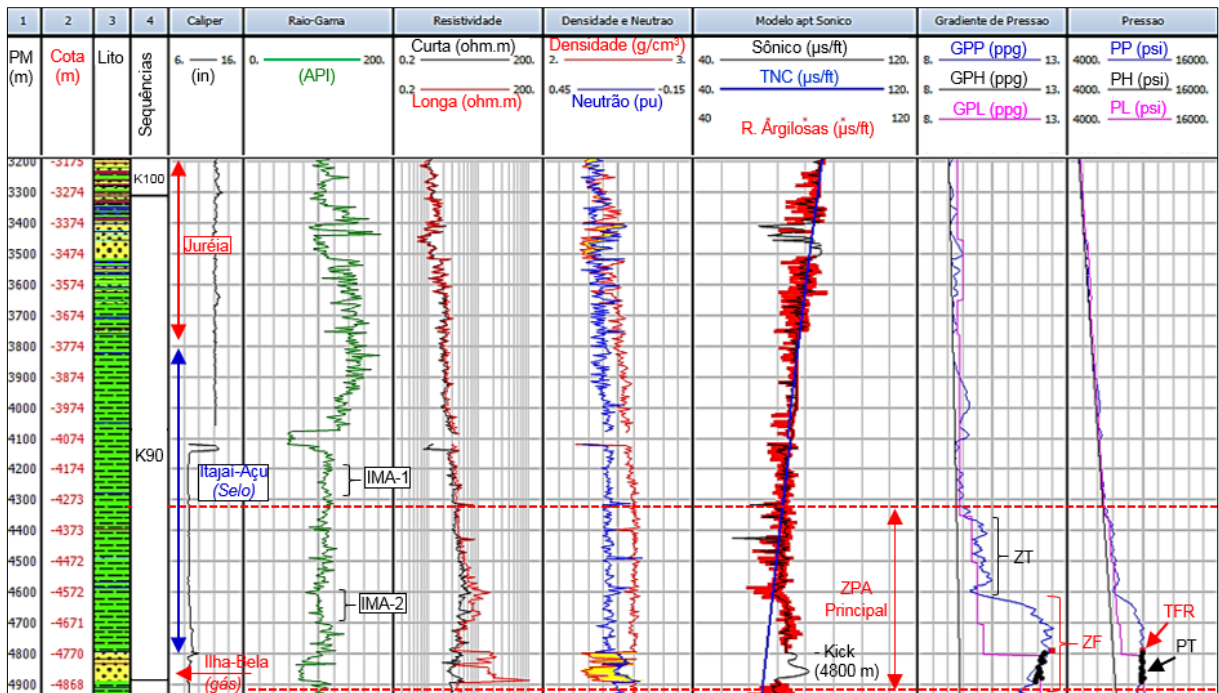


Figura 5.2. Suíte de perfis do poço P1 a partir de 3200 m. A ZPA Principal é composta por ZT (4320 m – 4600 m, GPP 9,4 ppg – 10,4 ppg e GPL máximo 10,0 ppg) e ZF (4600 m – 4920 m, GPP 9,8 ppg – 12,5 ppg, GPL máximo 12,1 ppg). A ZT e ZF apresentam aumento do sônico em relação à TNC, sem alteração significativa da densidade e do neutrão no Folhelho-Selo em relação à tendência acima da ZPA Principal. A resistividade aumenta na ZT, diminui na ZF e aumenta novamente no Membro Ilha-Bela (Reservatório Principal) em razão da litologia e presença de gás. O raio-gama varia de acordo com a litologia, como exemplificado pela redução que ocorre no IMA-1 e IMA-2, onde resistividade aumenta pontualmente, densidade e neutrão se aproximam localmente e há intercalações de calcilito e silito. O P1 apresentou um *kick* com ganho de 20 BBI no topo do reservatório, quando foi parada a perfuração para testemunhagem, obrigando um aumento do GPL de 10,4 ppg para 12,1 ppg. A ZF começa cerca de 140 m acima da profundidade do *kick* e foi perfurada com GPL menor que GPP, sugerindo que o Folhelho-Selo possui permeabilidade muito baixa, não permitindo a migração de fluidos para dentro do poço durante o tempo de perfuração, o que só ocorreu na rocha mais permeável do reservatório. Algumas escalas diferem da Figura 5.1 para ressaltar valores.

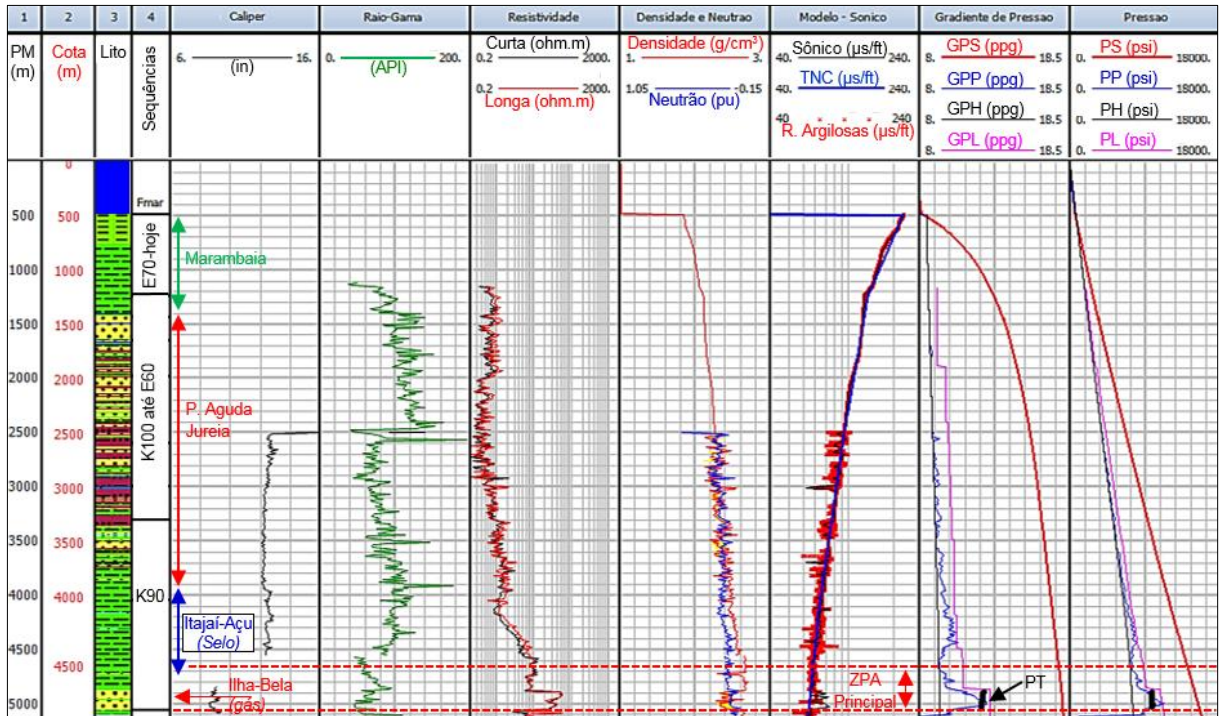


Figura 5.3. Suíte de perfis do poço P2. Sequência K100 ao fundo do mar está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,6 ppg e GPL máximo é 10,4 ppg. O intervalo entre 3550 m e 4590 m, embora apresente deslocamento significativo e consistente na curva GPP, não representa uma ZPA, sendo os valores de GPP decorrentes de variações litológicas. Na sequência K90 está a ZPA Principal (4700 m – 5080 m), que inclui parte do Folhelho-Selo da Formação Itajai e o arenito do Membro Ilha-Bela (Reservatório Principal). Este é um poço com intervalo direcional a partir de 4200 m.

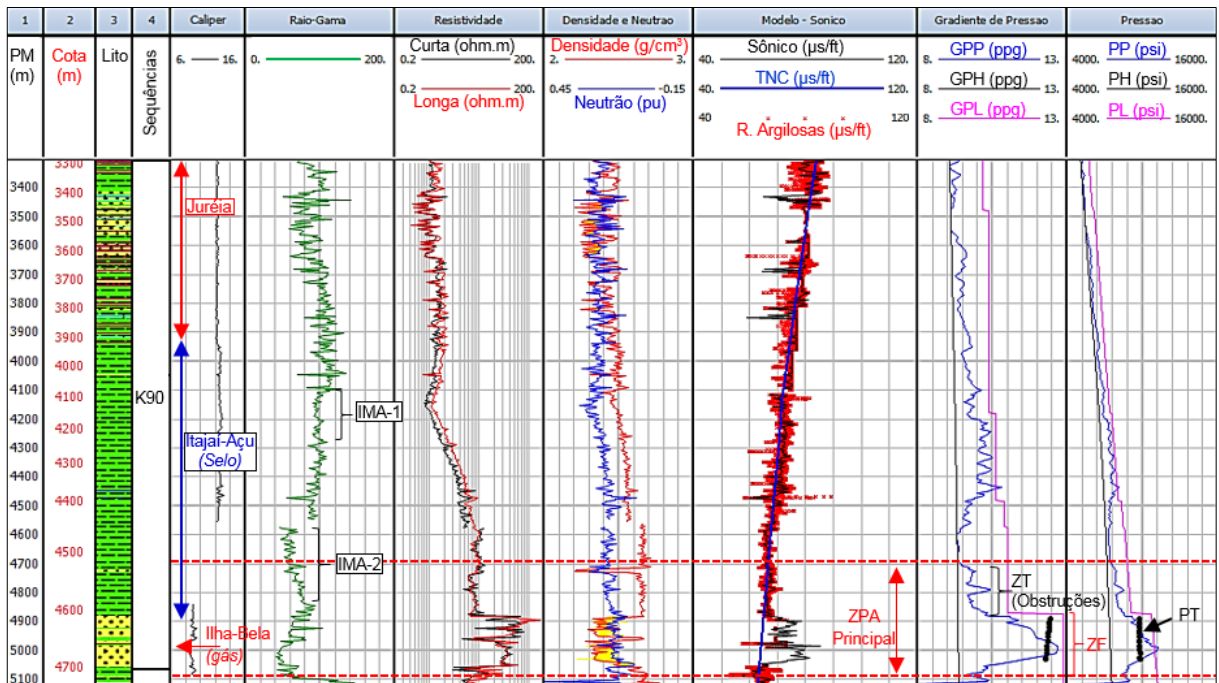


Figura 5.4. Suíte de perfis do poço P2 a partir de 3300 m. A ZPA Principal é composta por ZT (4700 m – 4850 m, GPP 9,4 ppg – 10,4 ppg, GPL máximo 11,0 ppg) e ZF (4850 m – 5080 m, GPP 10,3 ppg – 12,6 ppg, GPL máximo 12,9 ppg). A ZT e ZF apresentam aumento do sônico em relação à TNC, redução da resistividade, que aumenta novamente no Membro Ilha-Bela (Reservatório Principal) em razão da litologia e presença de gás. Não há alteração significativa da densidade e do neutrão no Folhelho-Selo em relação à tendência acima da ZPA. O raio-gama varia de acordo com a litologia, como exemplificado pela redução que ocorre no IMA-1 e IMA-2, onde resistividade aumenta pontualmente, densidade e neutrão se aproximam localmente e há intercalações delgadas de silito. Durante a perfuração da ZT houve obstruções para passagem de coluna de perfuração e perfilagem. Escala de alguns perfis está diferente da Figura 5.3 para ressaltar valores.

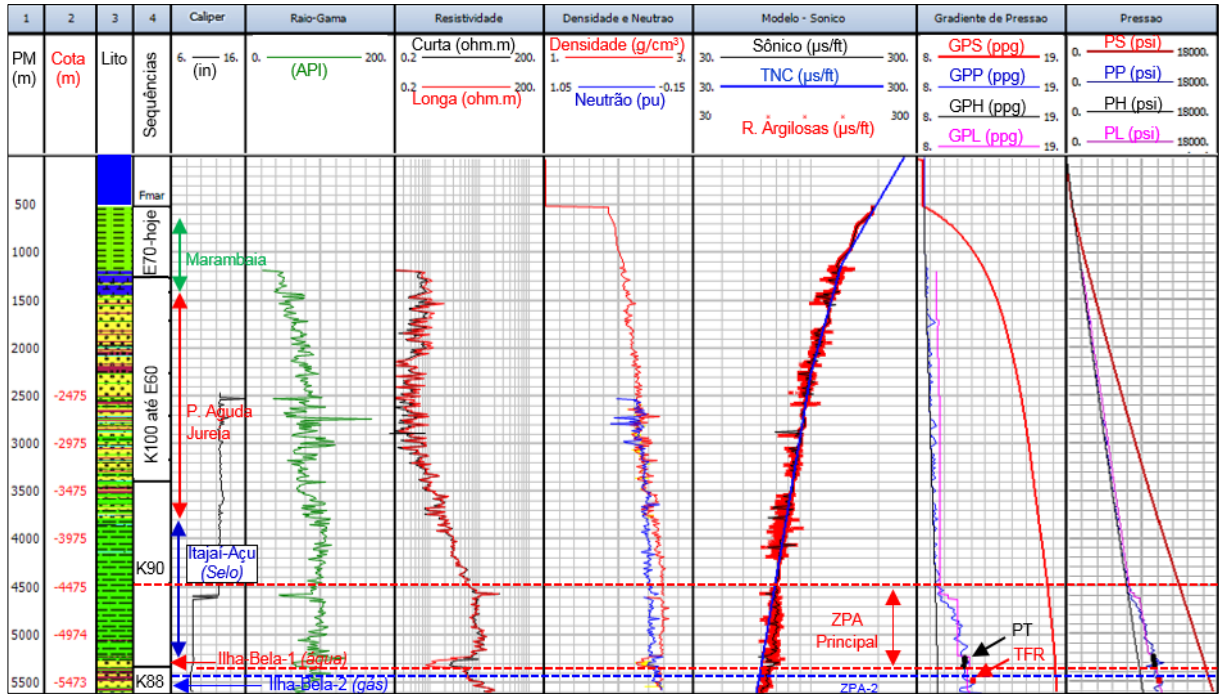


Figura 5.5. Suíte de perfis do poço P3. Sequência K100 ao fundo do mar está em condição hidroestática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,4 ppg e GPL máximo é 9,7 ppg. Na sequência K90 está a ZPA Principal (4500 m – 5370 m), que inclui parte do Folhelho-Selo da Formação Itajai-Açu e arenito Ilha-Bela-1 (Reservatório Principal). Na sequência K88 está a ZPA-2 (5440 m – 5550 m), que inclui pelitos da Formação Itajai-Açu e o Arenito Ilha-Bela-2.

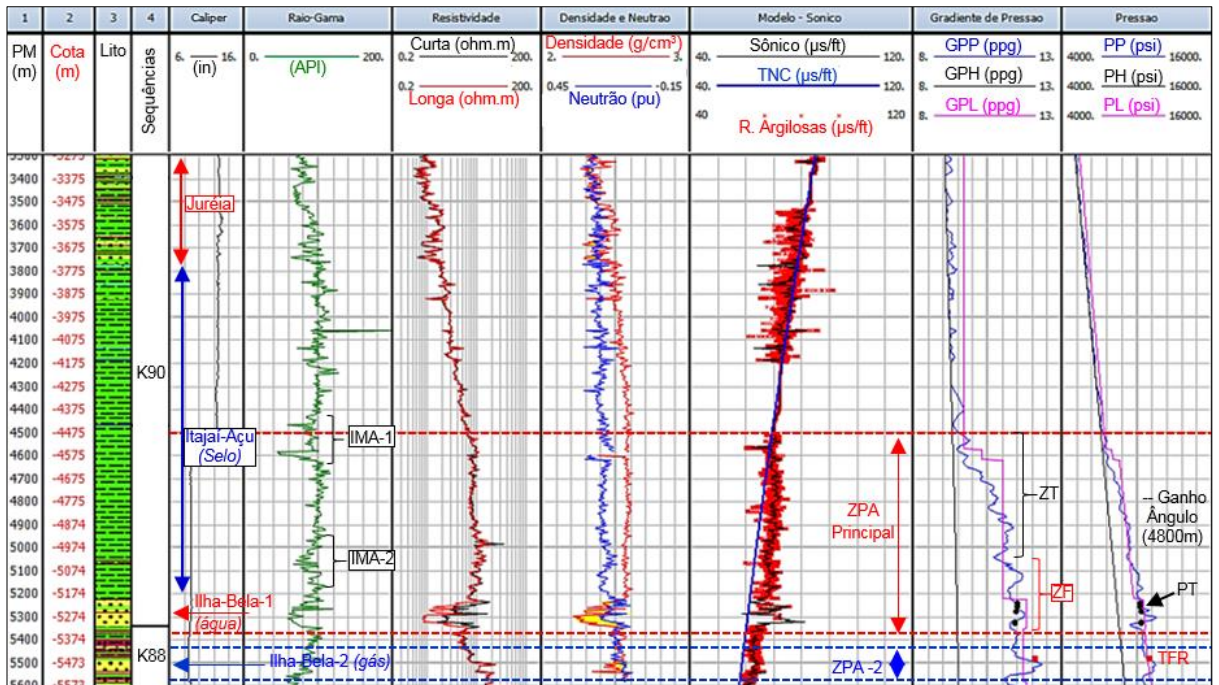


Figura 5.6. Suíte de perfis do poço P3 a partir de 3300 m. A ZPA Principal é composta por ZT (4500 m – 5050 m, GPP 9,7 ppg – 11,3 ppg, GPL máximo de 11 ppg) e ZF (5050 m – 5370 m, GPP 10,7 ppg – 11,7 ppg, GPL até 11,8 ppg). A ZT e ZF apresentam aumento do sônico em relação à TNC, diminuição da resistividade e não há alteração significativa da densidade e do neutrão no Folhelho-Selo em relação à tendência acima da ZPA Principal. O raio-gama varia de acordo com a litologia, como exemplificado pela redução que ocorre no IMA-1 e IMA-2, onde resistividade aumenta pontualmente, densidade e neutrão se aproximam localmente e ocorrem intercalações delgadas de calcilitos e silitos. Houve ganho de ângulo durante a perfuração próximo a 4800 m, ainda no Folhelho-Selo. A ZPA-2 ocorre na K88 (5440 m – 5550 m, GPP 11,2 ppg – 12,3 ppg, GPL até 11,7 ppg). Escala de alguns perfis está diferente da Figura 5.5 para ressaltar valores.

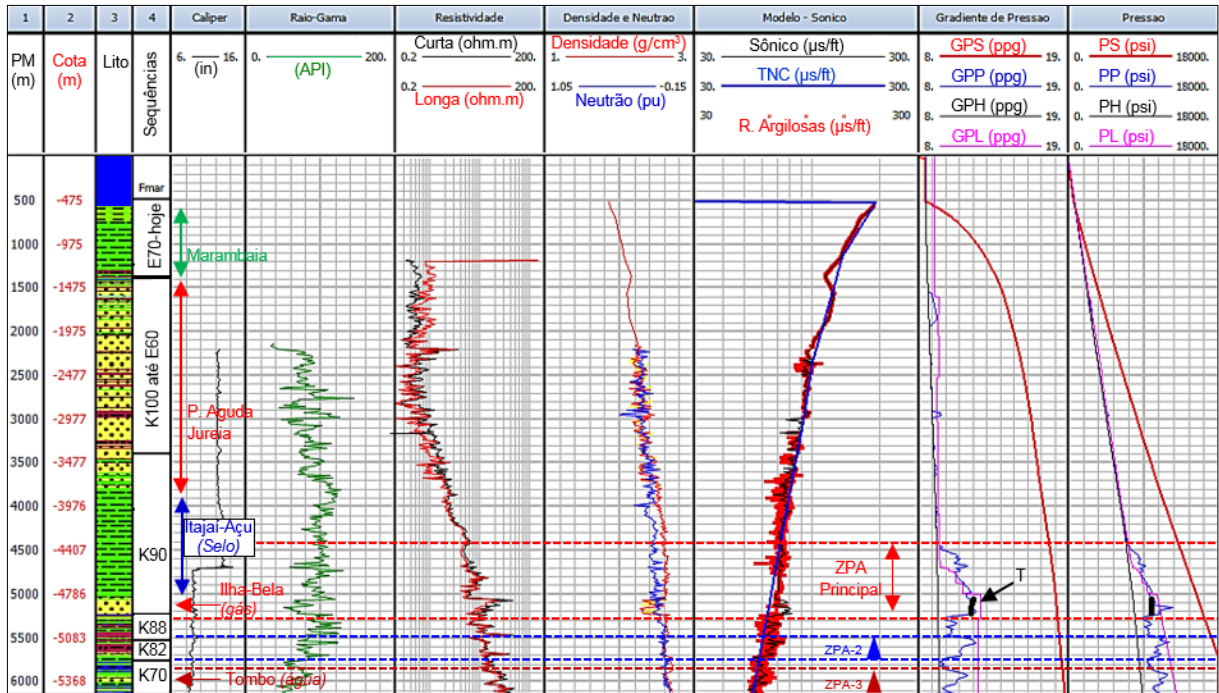


Figura 5.7. Suíte de perfis do poço P4. Sequência K100 ao fundo do mar está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,6 e GPL máximo é 9,5 ppg. Na sequência K90 está a ZPA Principal (4400 m – 5270 m), que inclui parte do Folhelho-Selo da Formação Itajai-Açu e arenito Ilha-Bela (Reservatório Principal). Entre a sequência K88 e K82-86 está a ZPA-2 (5470 m – 5730 m) e na K70 está a ZPA-3 (5830 m – 6050 m). Este é um poço com intervalo direcional a partir de 4200 m.

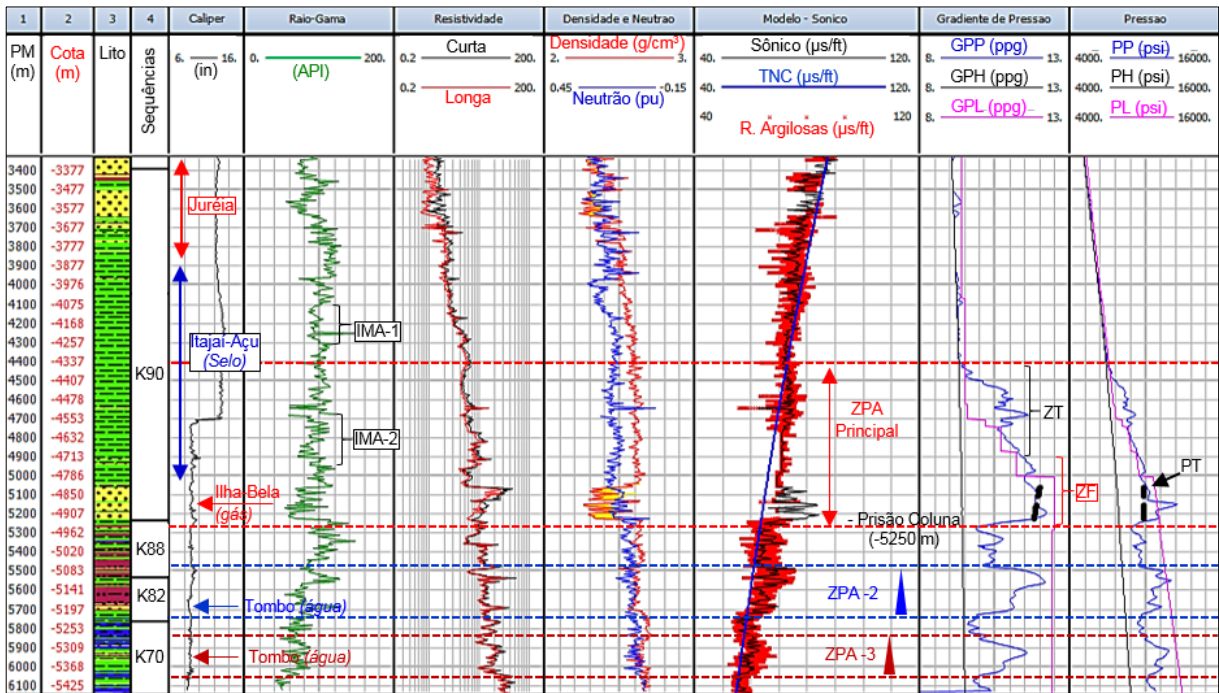


Figura 5.8. Suíte de perfis do poço P4 a partir de 3300 m. A ZPA Principal é composta por ZT (4400 m – 4970 m, GPP 9,4 ppg – 11,5 ppg, GPL máximo 11,2 ppg) e ZF (4970 m – 5270 m, GPP 11,5 ppg – 12,2 ppg, GPL máximo 12,5 ppg). A ZT e ZF apresentam aumento do sônico em relação à TNC, diminuição da resistividade, que aumenta novamente no Membro Ilha-Bela (Reservatório Principal) em razão da litologia e presença de gás. Não há alteração significativa da densidade e do neutrão no Folhelho-Selo em relação à tendência acima da ZPA Principal. O raio-gama é independente de GPP, variando de acordo com a litologia, a exemplo da redução que ocorre no IMA-1 e IMA-2, onde resistividade aumenta pontualmente, densidade e neutrão se aproximam localmente e ocorrem intercalações delgadas de silito e arenito. Houve prisão da coluna de perfuração e necessidade de reperfurar próximo a 5250 m. A ZPA-2 se estende entre a porção basal da K88 e quase toda a K82-86 (5470 m – 5730 m, GPP 10,1 ppg – 12,1 ppg, GPL máximo 12,4 ppg) e a ZPA-3 ocorre na K70 (5830 m – 6050 m, GPP 10,0 ppg – 11,5 ppg, GPL máximo 12,4 ppg). Escala de alguns perfis está diferente da Figura 5.7 para ressaltar valores.

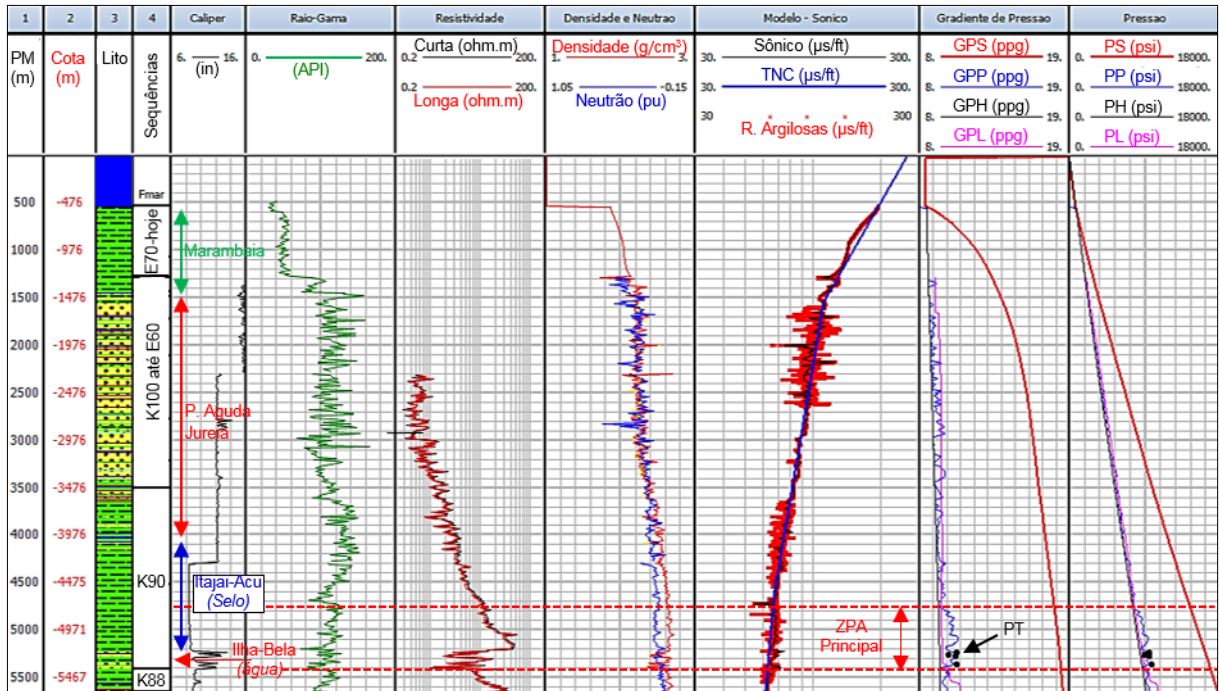


Figura 5.9. Suíte de perfis do poço P6. Sequência K100 ao fundo do mar está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,8 e GPL máximo é 9,7 ppg. Na sequência K90 está a ZPA Principal (4720 m – 5400 m) que inclui parte do Folhelho-Selo da Formação Itajai-Açu e o arenito Ilha-Bela (Reservatório Principal).

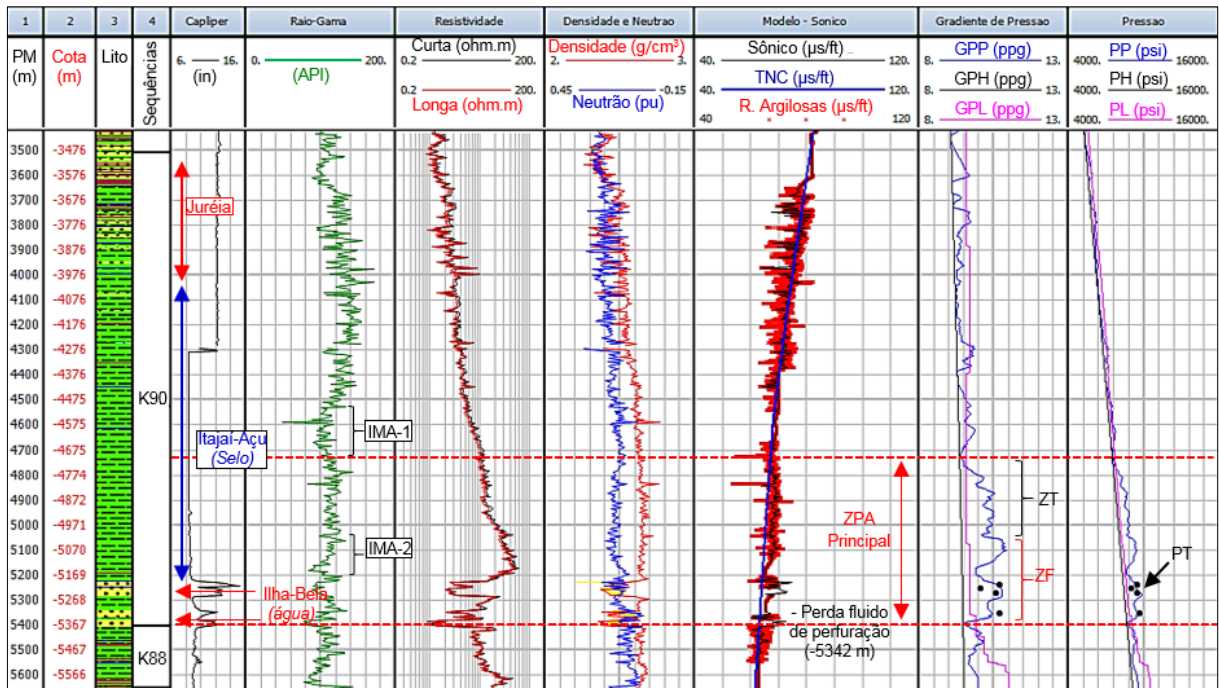


Figura 5.10. Suíte de perfis do poço P6 a partir de 3400 m. A ZPA Principal é composta por ZT (4720 m – 5050 m, GPP 9,4 ppg – 10,5 ppg, GPL máximo 9,6 ppg) e ZF (5050 m – 5400 m, GPP 10,1 ppg -10,9 ppg, GPL até 9,9 ppg). A ZT e ZF apresentam aumento do sônico em relação à TNC, a ZT tem aumento da resistividade e a ZF tem diminuição da resistividade e não há alteração significativa da densidade e do neutrão no Folhelho-Selo em relação à tendência acima da ZPA. O raio-gama é independente de GPP, variando de acordo com a litologia, como exemplificado pela redução que ocorre no IMA-1 e IMA-2, onde resistividade aumenta pontualmente, densidade e neutrão se aproximam localmente e ocorrem intercalações de calcilito. Próximo a 5342 m houve diferentes ganhos de fluido durante a perfuração que totalizaram 83 BBL. Escala de alguns perfis está diferente da Figura 5.9 para ressaltar valores.

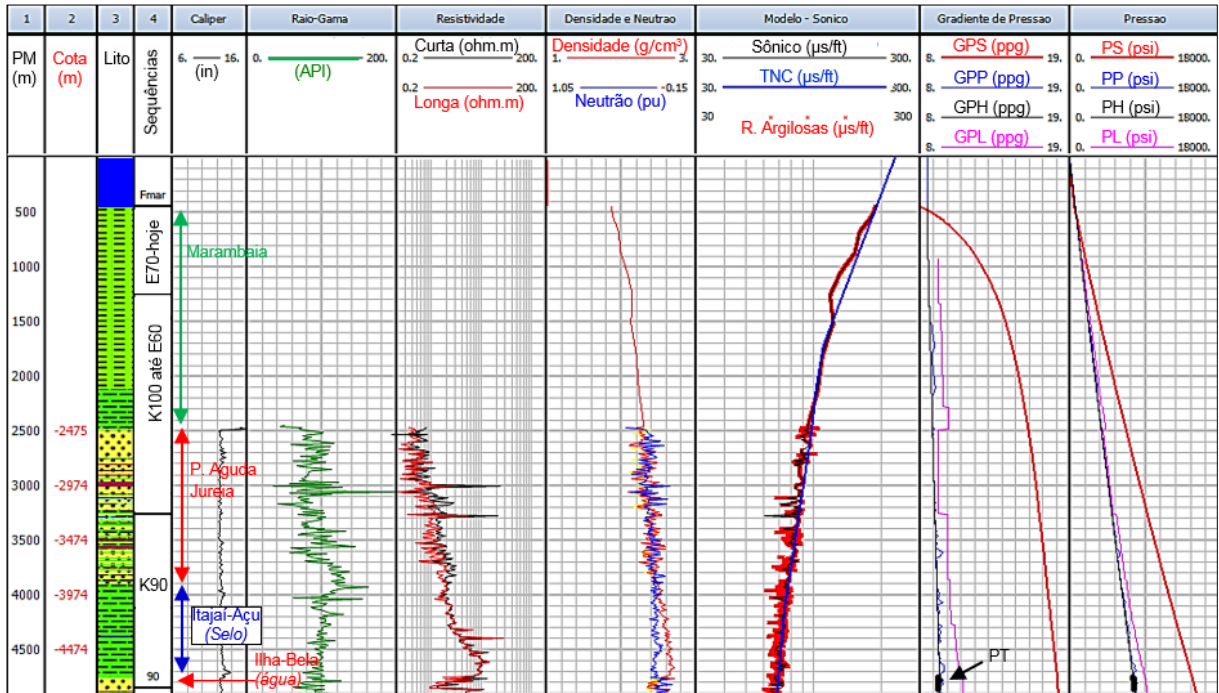


Figura 5.11. Suíte de perfis do poço P9. Sequência K100 ao fundo do mar está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,8 ppg e GPL máximo é 9,7 ppg. A sequência K90 também apresenta condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo foi 9,7 ppg e GPL máximo foi 10,2 ppg, exceto entre 4100 – 4250 m onde GPL ficou em 11,0 ppg para manter a segurança operacional.

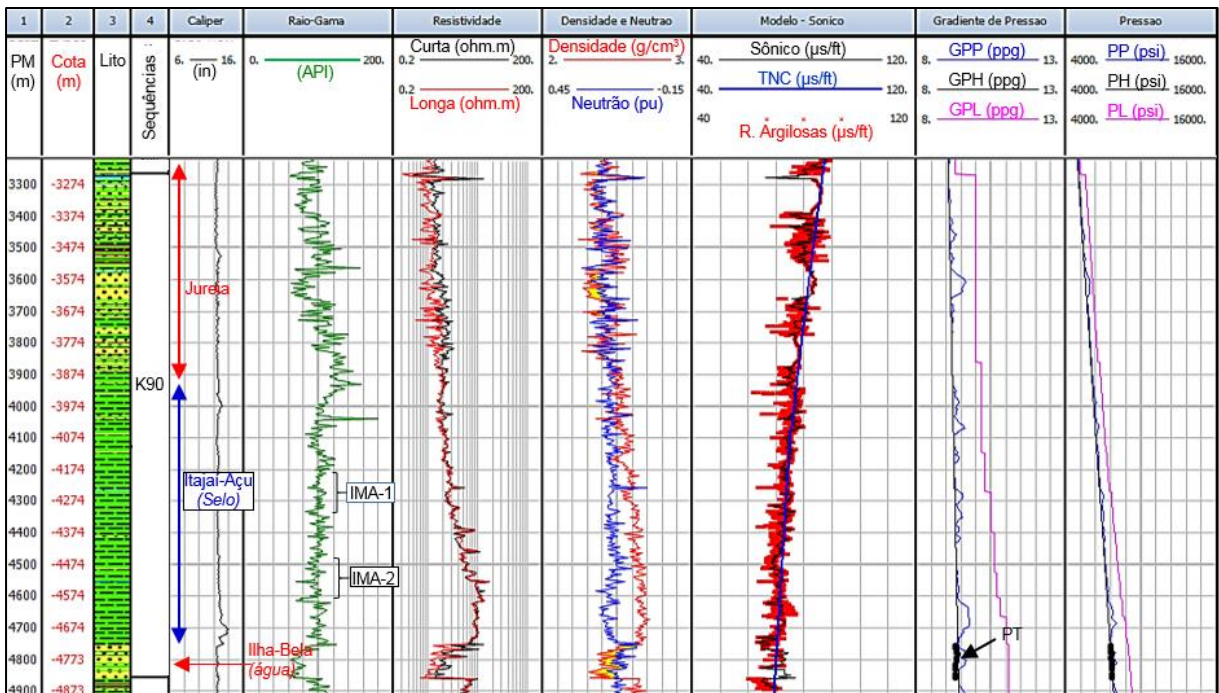


Figura 5.12. Suíte de perfis do poço P9 a partir de 3200 m. Não há ZPA em todo o poço, inclusive na sequência K90. Não há alteração significativa dos perfis sônico, resistividade, densidade e neutrão, mas apenas variações pontuais e decorrentes de litologia, a exemplo do que ocorre no IMA-1 e IMA-2. Nesses intervalos há redução de raio-gama, aumento pontual da resistividade, aproximação local da densidade e do neutrão e intercalações delgadas de calcilito e arenito. Escala de alguns perfis está diferente da Figura 5.11 para ressaltar valores.

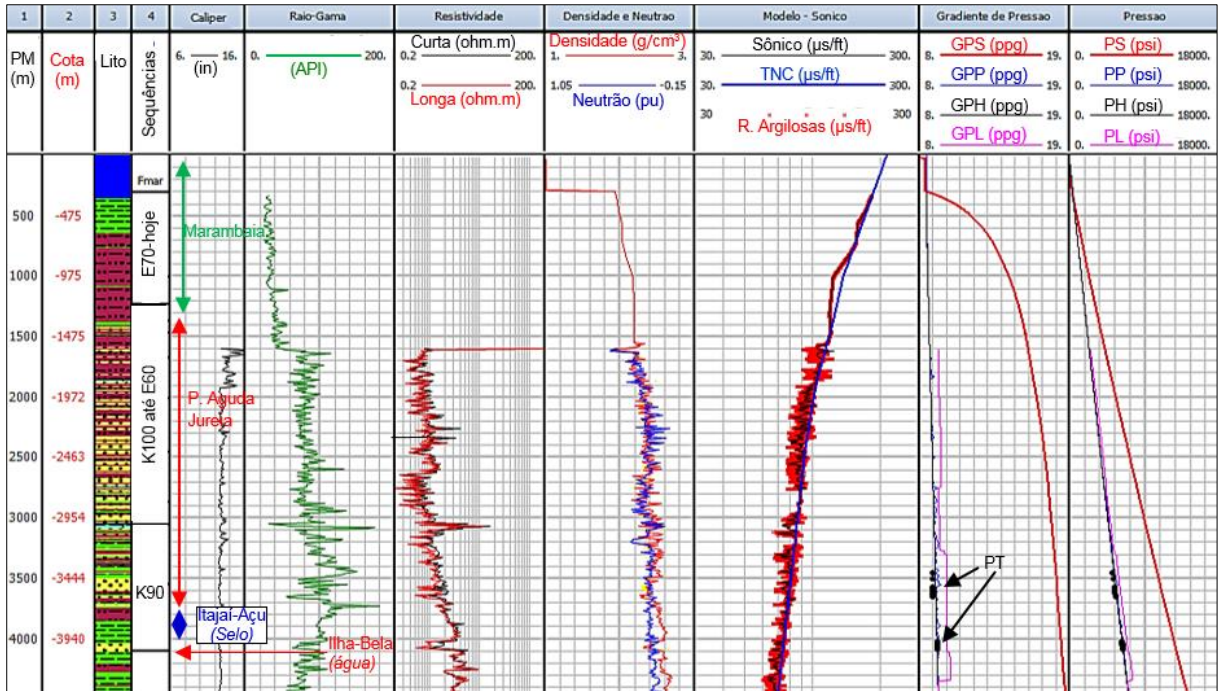


Figura 5.13. Suíte de perfis do poço P13. Sequência K100 ao fundo do mar está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,5 ppg e GPL máximo é 10,0 ppg. A sequência K90 também está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,4 e GPL máximo é 10,3 ppg. Este é um poço direcional a partir de 3500 m.

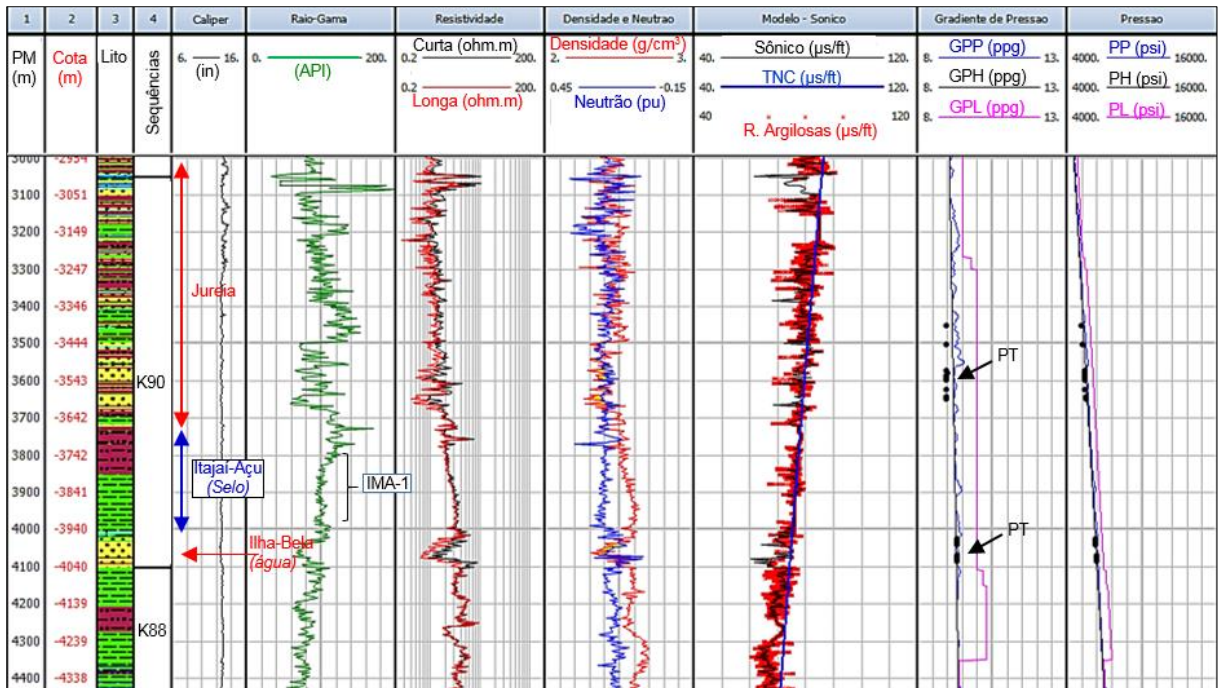


Figura 5.14. Suíte de perfis do poço P13 a partir de 3000 m. Não há ZPA em todo o poço, inclusive na sequência K90. Não há alteração significativa dos perfis sônico, resistividade, densidade e neutro, mas apenas variações pontuais e decorrentes de litologia, a exemplo do que ocorre no IMA-1. Nesse intervalo há redução de raio-gama, aumento pontual da resistividade, aproximação local da densidade e do neutro e há intercalações delgadas de calcilito. Escala de alguns perfis está diferente da Figura 5.13 para ressaltar valores.

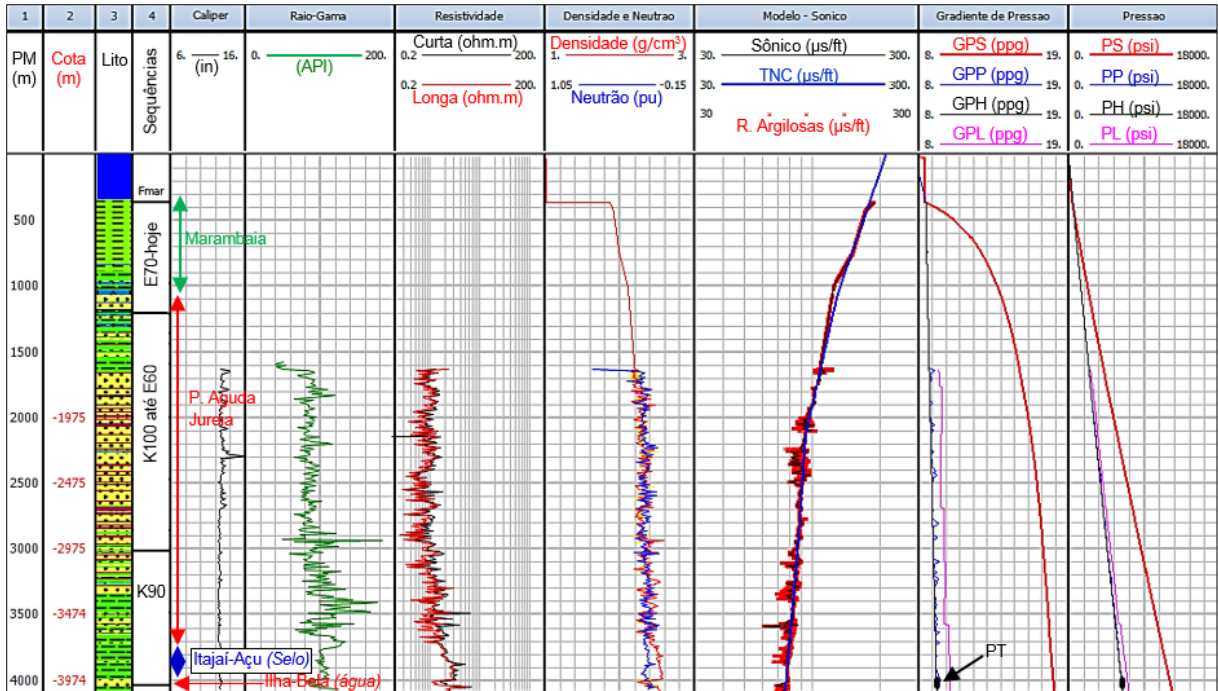


Figura 5.15. Suíte de perfis do poço P15. Sequência K100 ao fundo do mar está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,5 e GPL máximo é 10,2 ppg. A sequência K90 também está em condição hidrostática, pois PP está próxima de PH, GPP próximo de GPH, GPP máximo é 9,6 e GPL máximo é 10,3 ppg.

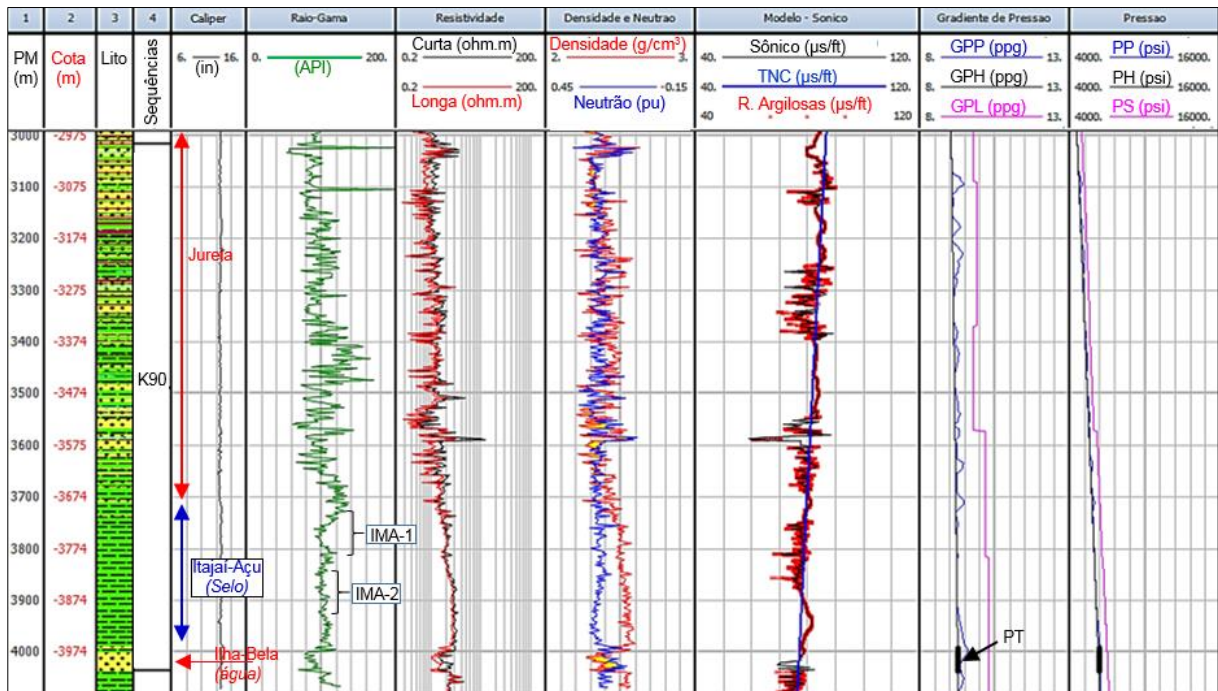


Figura 5.16. Suíte de perfis do poço P15 a partir de 3000 m. Não há ZPA em todo o poço, inclusive na sequência K90. Não há alteração significativa dos perfis sônico, resistividade, densidade e neutro, mas apenas variações pontuais e decorrentes de litologia, a exemplo do que ocorre no IMA-1 e IMA-2. Nesses intervalos há redução de raio-gama, aumento pontual da resistividade, aproximação local da densidade e do neutro e intercalações delgadas de arenito. Escala de alguns perfis está diferente da Figura 5.15 para ressaltar valores.

Reforça essa hipótese a constatação de baixos valores de gás na perfuração da ZPA-2 e ZPA-3 no P4, que englobam arenitos com água (Ilha-Bela-2 e Membro Tombo). Por outro lado, houve ganho da trajetória e prisões de coluna durante a perfuração desses intervalos, que podem ser decorrentes de PP elevadas. É possível, também, que a ZPA-2 do P4 englobe duas zonas de pressão, pois ela ultrapassa a base da sequência K88, porém não foi observada separação nos modelos.

A ZPA-2 e ZPA-3 não foram abordadas em detalhe, pois não são objetivos principais de estudo do presente trabalho, ocorrem de forma dispersa e há poucas medidas de PP.

5.4. Análise gráfica e espacial das pressões de poros

Foram definidas retas de tendência de **PP x profundidade** para o gás (**RTg**) e água (**RTa**) (Figura 5.17), cujas inclinações foram estimadas a partir das densidades dos fluidos amostrados (gás ~ 0,3 g/cm³ e a água ~ 1,10 g/cm³). Essas retas foram ajustadas às PPs medidas no Reservatório Principal por PT e TFR. Isso evidenciou a existência de compartimentos de pressão na K90 caracterizados por diferentes GPPs (Figura 5.18).

A **RTa-1** é a reta ajustada às PPs medidas nos poços P8, P9, P12, P13 e P15, onde o Reservatório Principal apresenta-se em condições hidrostáticas, cujos valores definiram o GPH regional (GPP entre 9,1 ppg e 9,5 ppg). A **RTa-2** é a reta ajustada à PP medida no P16, onde ocorre uma ZPA secundária na K90 (GPP igual a 10,9 ppg). Já a **RTa-3** é a reta de tendência ajustada aos dados do P3, que foram medidos no aquífero da **Acumulação Principal**, dentro da ZPA Principal (GPP igual a 11,5 ppg) (Figura 5.17).

A **RTg-1** é a reta ajustada às PPs medidas na zona de gás dos poços P10 e P11 (GPP entre 9,1 ppg e 9,4 ppg), cuja interseção com o RTa-1 estabeleceu um contato G/A próximo de -4100 m. Procedimento semelhante foi realizado para definir o contato G/A próximo a -4000 m, na acumulação do P14, cujos dados não constam na Figura 5.17 para não prejudicar a visualização dos dados, já que sobreporiam as medidas obtidas no P10 e P11. O contato do P16 (-4450 m) foi obtido do seu relatório final de avaliação, sendo definido através quantificação de perfis, uma vez que não foram obtidos dados de PT na zona de gás (Figuras 5.17 e 5.18).

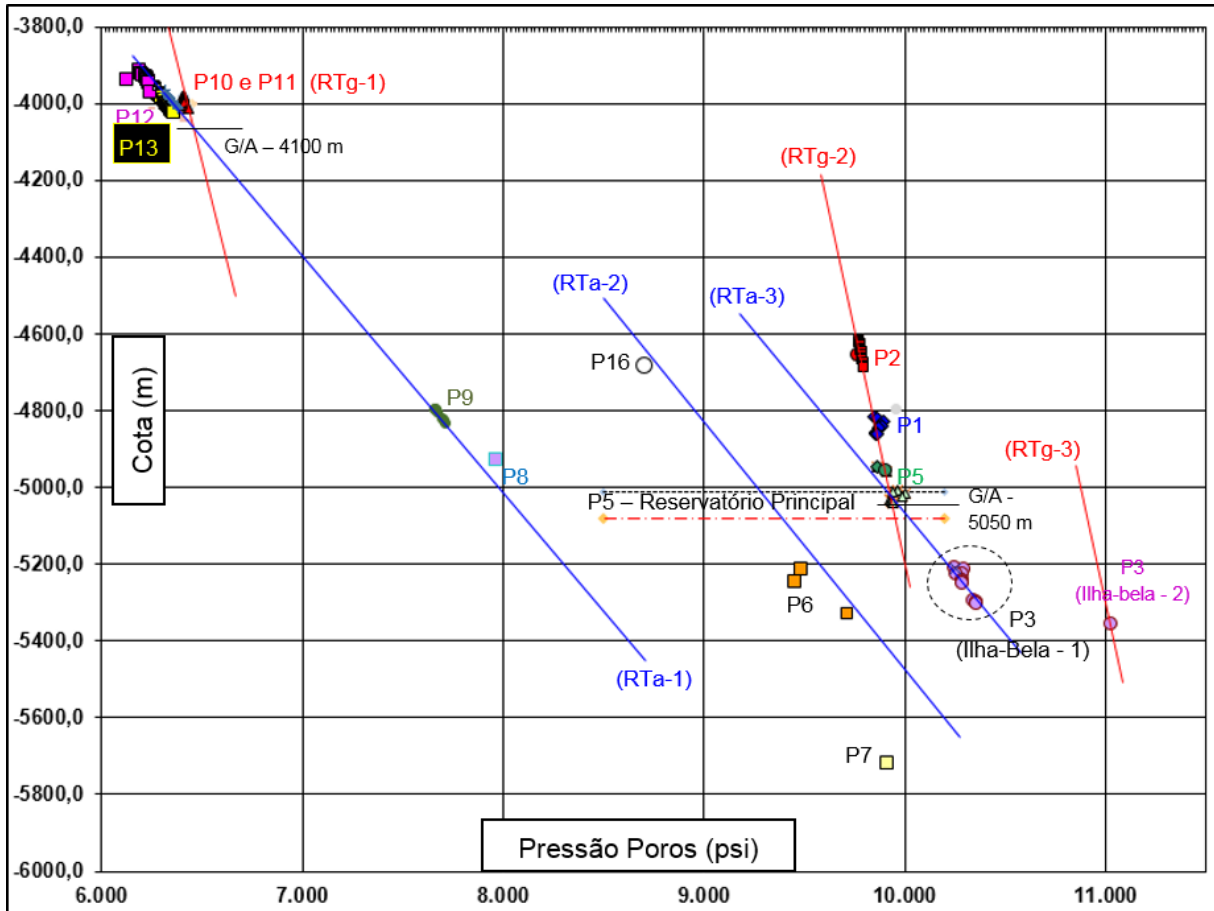


Figura 5.17. **Pressão poros x cota** com os valores de PT e TFR da K90 (exceto P3, Iha-Bela-2). A inclinação das retas de tendência foi definida a partir das densidades de amostras de água e gás. Por meio do ajuste dessas retas às medidas de pressão, foram estabelecidas as retas **RTa-1**, **RTa-2**, **RTa-3**, **RTg-1**, **RTg-2** e **RTg-3**. Contatos gás-água (G/A) no P10 e P11 (-4100 m) e P1, P2 e P5 (-5050 m). Reservatório Principal no P5 (-5000 m a -5080 m). A **RTa-1** está ajustada aos pontos do P8, P9, P12, P13 e P15 (GPP medido = 9,1 ppg a 9,5 ppg, GPH regional). A **RTa-2** está ajustada ao P16 (GPP medido = 10,9 ppg, ZPA secundária) e a **RTa-3** está ajustada ao P3, (GPP medido = 11,5 ppg, aquífero da Acumulação Principal, pertencente à ZPA Principal). A **RTg-1** é a reta ajustada ao P10 e P11 (GPP medido = 9,1 ppg a 9,4 ppg). A **RTg-2** é a reta ajustada ao P1, P2 e P5 no Ilha-Bela-1 (GPP medido = 12 ppg a 12,6 ppg, Acumulação Principal, na ZPA Principal). A **RTg-3** é a reta ajustada ao P3 (ZPA-2, K88, Ilha-Bela-2, GPP medido = 12,1 ppg.). Na zona de gás há aumento do GPP em relação ao GPP do aquífero. Na estrutura do P11, cuja zona de gás possui cerca de 300 m de espessura, o GPP medido foi de 9,1 ppg a 9,4 ppg (< 0,3 ppg maior que o aquífero), já na Acumulação Principal (P1 ao P5), que possui cerca de 800 m de espessura de zona de gás, o GPP medido ficou entre 12 ppg e 12,6 ppg (~até 1 ppg maior que o aquífero) .

A **RTg-2** é a reta ajustada aos dados de PP dos poços P1, P2, P4 e P5 (Acumulação Principal, GPP entre 12,0 ppg e 12,6 ppg). Sua intersecção com **RTa-3**, estabeleceu um contato próximo a -5050 m, abaixo da cota de -4950 m, que é a cota mais baixa com fechamento estrutural no topo do Reservatório Principal (Figuras 5.17 e 5.18), o que significa que a Acumulação Principal possui cerca de 800 m de espessura de zona de gás. Isso é condizente com o relatório de avaliação do poço P5, que considera que esse poço perfurou o Reservatório Principal (topo: -5010 m e base: -5080 m) na transição entre zona de gás e água, ou seja, onde S_g média passa a ser maior que S_a média (capítulo 3). Por fim, a **RTg-3** é a reta ajustada ao dado de TFR do P3 (GPP igual a 12,1 ppg), obtido no reservatório secundário Ilha-Bela-2, que

está em desequilíbrio com a RTg-2, o que já tinha sido evidenciado pelo modelo de pressão (Figuras 5.5 e 5.6).

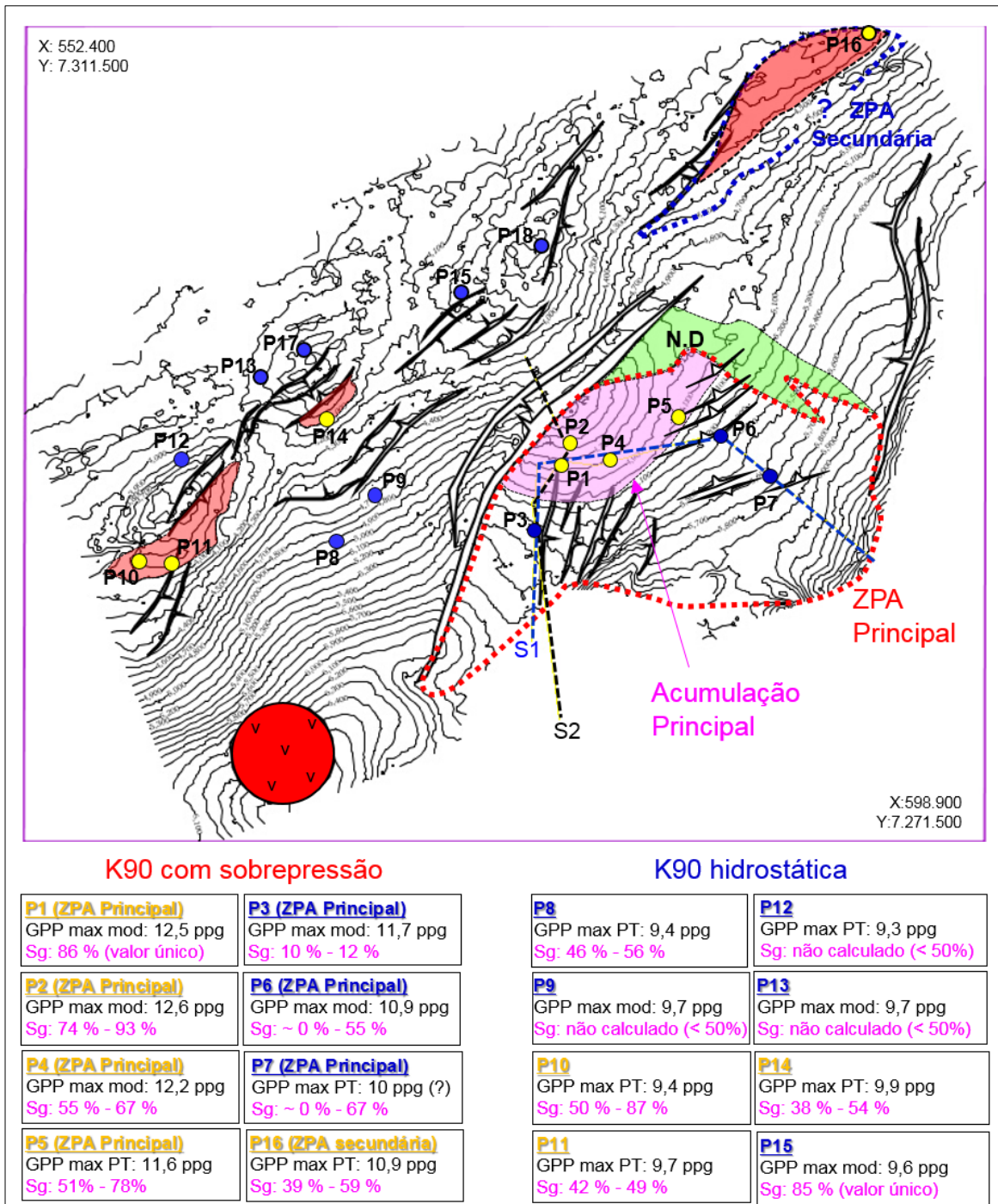


Figura 5.18. Mapa estrutural do topo do Reservatório Principal com compartimentos de pressão. Contorno de 100 m. Acumulações de gás em vermelho e lilás. Poços com gás estão em amarelo e poços com água em azul. Os valores de GPP máximos modelados (mod.), as medidas de PT e saturações de gás (Sg) estão relacionadas abaixo do mapa. O GPP do P7 não pôde ser determinado com exatidão, por isso está indicado com (?). Os poços da zona de gás apresentam valores de Sg média > 50 % e os poços do aquífero apresentam Sg média < 50 %. A quantificação foi feita nas camadas de arenito do Reservatório Principal, por isso há variação de valores. Alguns poços com água não tiveram esse parâmetro calculado, porém os relatórios técnicos afirmam que existe predomínio de água. Seções das Figuras 2.16 (S1) e 5.21 (S2) estão destacadas. ND é o limite estratigráfico da acumulação principal a NE, conforme detalhado nas Figuras 5.19 e 5.20. Os compartimentos do mapa foram definidos com apoio de dados de pressão obtidos em testes de formação (Figura 5.17). Contatos G/A - P10 e P11 (-4100 m), P14 (-4000 m), P16 (-4450 m) e P1 ao P5 (-5050 m, Acumulação Principal). A ZPA Principal e ZPA secundária estão delimitadas, conforme detalhado no texto. Observar que a Acumulação Principal tem cerca de 800 m de espessura de zona de gás.

A partir dos compartimentos com diferentes GPPs (Figuras 5.17 e 5.18), foi possível sugerir limites para ZPA Principal. Especialmente, ela deve ser restrita ao Alto Principal e inclui a Acumulação Principal, sendo delimitada a norte e oeste pela Falha Principal. A nordeste, deve estar limitada pelo fechamento estratigráfico que retém o gás no Alto Principal (Figuras 5.19 e 5.20), impedindo seu escape pela rampa homoclinal. Isso é comprovado porque o P16 está em outro compartimento estrutural onde há água, acima do gás da Acumulação Principal, com GPP (RTa-2) menor do que o GPP do aquífero da Acumulação Principal (RTa-3). Para sul e sudeste, a ZPA Principal termina entre o P7 e a extinção da K90 contra o sal (Figuras 5.18 e 5.21).

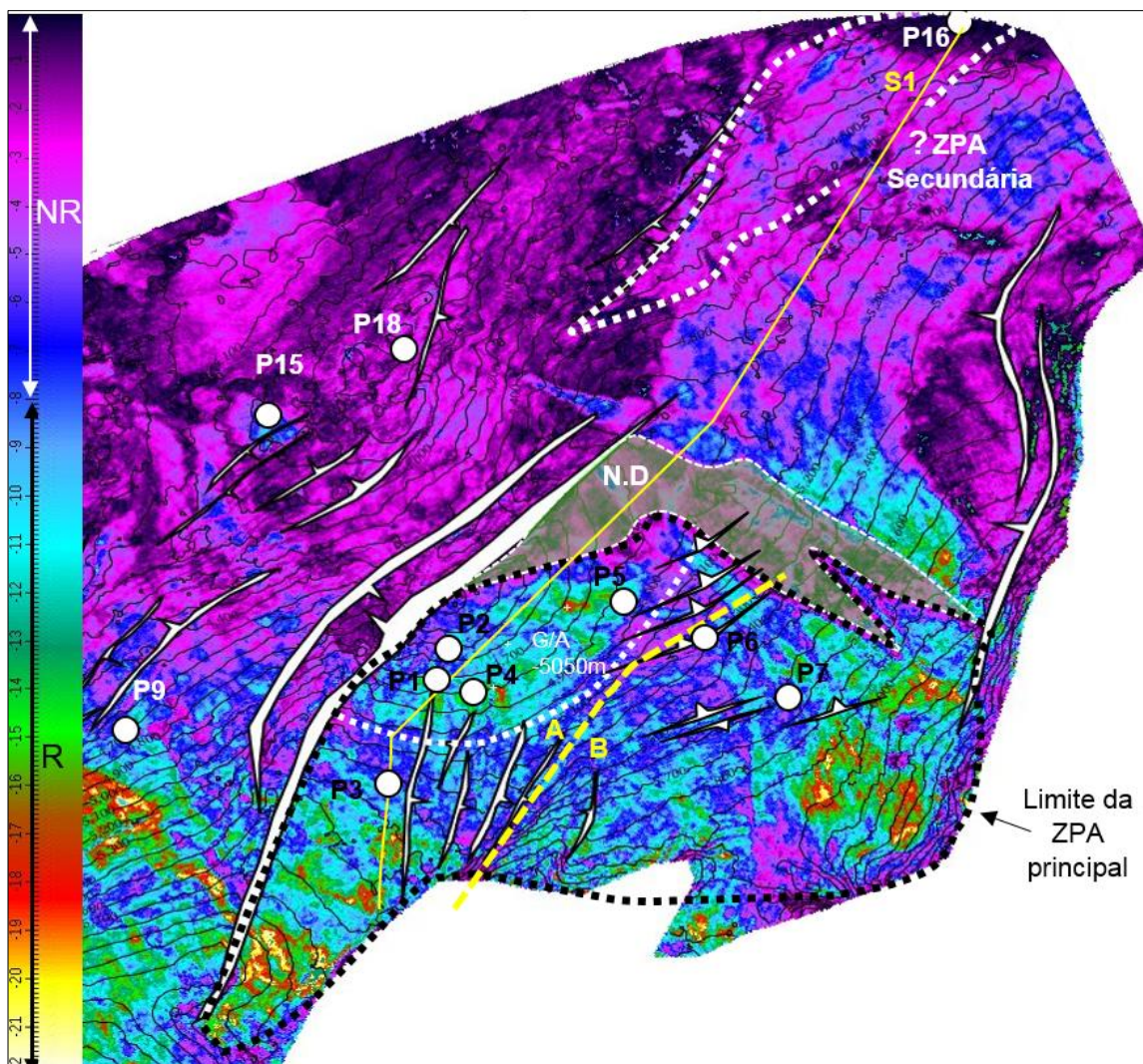


Figura 5.19. Mapa estrutural do topo do reservatório principal (contorno de 100 m) sobreposto ao mapa de amplitude máxima negativa. A seção da Figura 5.20 está destacada (S1). Este atributo sísmico foi extraído entre o topo do Reservatório Principal e 100 m abaixo. Ele permitiu identificar falhas e diferenciar rochas-reservatórios (R na escala), de rochas não-reservatórios (NR na escala) (Barros e Bassetto, 2006). Uma zona de não deposição de arenitos (ND) é responsável pelo fechamento estratigráfico da Acumulação Principal de gás a NE (contato G/A em -5050m, linha branca tracejada). Também pode ser o limite NE da ZPA Principal, que é limitada a norte e oeste pela FP, e a terminando a sul no limite da ocorrência do Folhelho-Selo e Reservatório Principal contra o sal (capítulo 2). A linha amarela tracejada indica uma possível separação entre os compartimentos A e B da ZPA Principal, que estaria associada à escassez de arenito combinada com ocorrência de falhas (Figura 5.21). O P16 apresenta uma ZPA secundária associada à acumulação de gás, sendo seus limites desconhecidos, por isso estão indicados com interrogação.

Uma vez que os GPPs dos poços P6 e P7, aos quais está ajustada a RTa-2, são menores do que o GPP da água no P3, ao qual está ajustada a RTa-3 (Figura 5.17), a ZPA Principal deve estar dividida em dois compartimentos – A e B, separados por uma combinação de falhas e escassez de reservatório (Figuras 5.19 e 5.21).

Do ponto de vista estratigráfico, a ZPA Principal ocorre na K90, englobando parte do Folhelho-Selo e o Reservatório Principal, conforme detalhado nos modelos de pressão (Figuras 5.1 a 5.16 e 5.21).

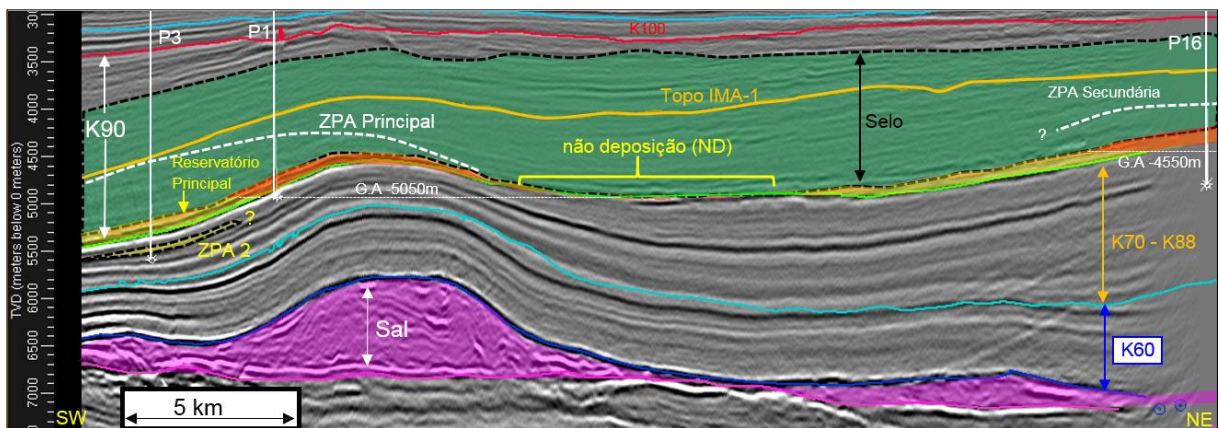


Figura 5.20. Linha sísmica em profundidade ligando os poços P3, P1 e P16. Escala vertical em metros. Ver traçado na Figura 5.19. Observar a zona de não-deposição dos Arenitos Ilha-Bela do Reservatório principal. A ZPA Principal foi delimitada pela zona de não-deposição, pois ela delimita a Acumulação Principal a NE (contato G/A - 5050 m). A ZPA-2 identificada no P3 está sinalizada, sendo seus limites espaciais desconhecidos representados por (?). O P16 apresenta uma ZPA secundária na K90, associada a acumulação de gás (G/A -4450 m), mas os limites espaciais não são conhecidos. É possível que, assim como a ZPA Principal, ela também seja delimitada pelo IMA-1, por isso seu topo foi marcado entre o IMA-1 e o topo do reservatório principal.

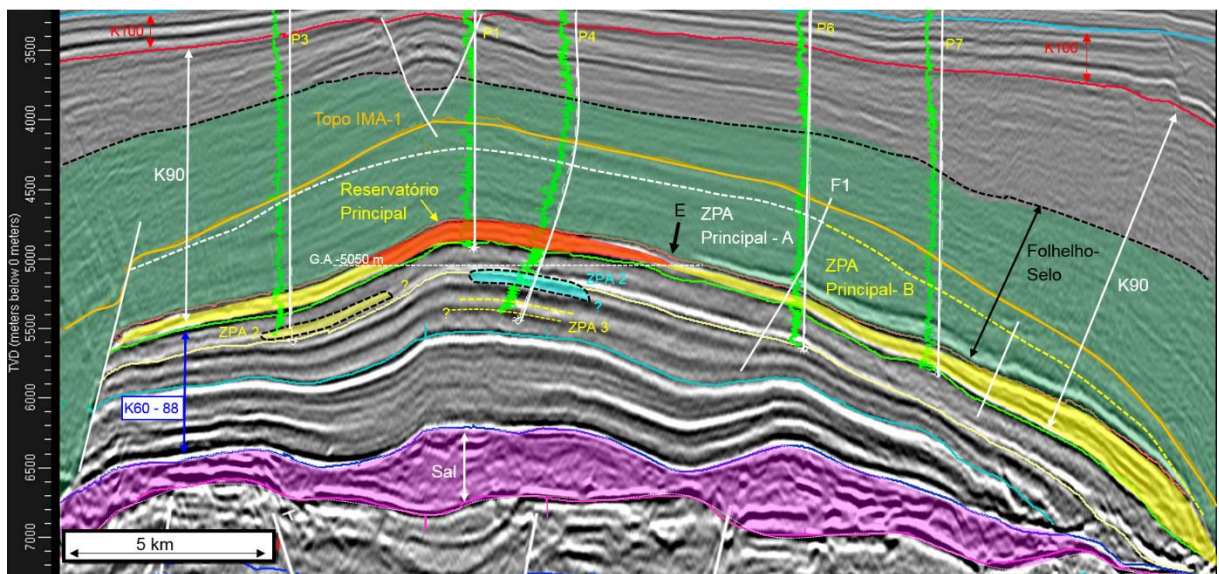


Figura 5.21. Linha sísmica em profundidade entre os poços P3, P1, P4, P6 e P7. Escala vertical em metros. Ver traçado na Figura 5.18. A ZPA Principal está delimitada pelo IMA-1 e pela base da sequência K90, englobando o Folhelho-Selo e o Reservatório Principal. A ZPA Principal divide-se em compartimentos A (topo - linha branca) e B (topo - linha amarela), cuja separação pode estar associada a falhas (exemplo F1) e escassez de arenito no Reservatório Principal (exemplo do local indicado pela letra E). A Figura 5.19 ilustra isso também. As ZPA-2 do P3, ZPA-2 e ZPA3 do P4, definidas nos modelos de pressão 1 D, estão representadas, sendo seus limites espaciais desconhecidos.

Embora os limites da ZPA Principal sejam baseados em mapas, modelos e dados de poços, os modelos de pressão foram efetuados em 1D e, assim, seus limites podem extrapolar os controles estruturais preconizados. A análise 3D das pressões de poros, com apoio de geoestatística e dos modelos 1D aqui gerados, poderia elucidar melhor esta questão. Porém, isso não foi realizado nesta pesquisa, pois requereria um tempo maior de estudos e ferramentas adicionais de trabalho, sobretudo um volume sísmico processado para modelagem de geopressões e um *software* específico para análise geoestatística.

6. RESULTADOS DA MODELAGEM HISTÓRICA

Foram modelados seis poços pelos métodos históricos (P1, P3, P8, P9, P13 e P15) para comparar a evolução da subsidência, taxa de sedimentação, temperatura e pressão de poros nos poços onde ocorre a ZPA Principal (P1 e P3) e aqueles onde ela não ocorre (P8, P9, P13 e P15).

6.1. Subsidência total e taxa de sedimentação

As curvas de subsidência total sugerem uma evolução tectonossedimentar semelhante para os poços estudados (Figuras 6.1 a 6.6). Isso é condizente com o fato da área de estudos localizar-se num mesmo compartimento da bacia - sobre os Altos Proximais, a leste da Charneira de Santos, na borda do Baixo Estrutural Central, onde o Folhelho-Selo é recoberto pelas Formações Juréia, Ponta Aguda e Marambaia (capítulo 2).

Proeminente subsidência ocorreu no início da Seção Pré-Sal, durante a deposição da Sequência K36 (Formação Piçarras), no Barremiano. Isso foi atenuado durante a deposição das sequências K38 (Formação Itapema), K44 e K46 (Formação Barra Velha), já no Aptiano. A subsidência da sequência K50 (Formação Ariri - sal) deve ser analisada com cautela, já que o cálculo é realizado a partir da espessura atual da camada (capítulo 4) e, assim, não há como incluir as variações de espessura decorrentes da halocinese.

Um segundo período de maior subsidência ocorreu no início da Seção Pós-Sal, durante a deposição da Sequência K60 (Formação Guarujá), no Albiano, acompanhada pela halocinese mais intensa ocorrida na área de estudo (capítulo 2). A subsidência foi atenuada entre o final do Albiano e o Coniaciano, durante a deposição das sequências K70 a K88, Formações Itanhaém e Itajaí-Açu, tal qual indicaram Oliveira (2006) e Guerra (2008).

Um terceiro momento de considerável subsidência total ocorreu entre o Santoniano e o Campaniano, durante a deposição da Sequência K90, foco de maior atenção neste trabalho. Este processo tornou-se progressivamente menos intenso entre o Maastrichtiano e o Eoceno, durante a deposição das sequências K100 a E60, sendo proeminente a leste da área, já no *Gap* do Albiano (capítulo 2). A subsidência

posterior ao Eoceno, seqüências E70 a N50-60 (Formação Marambaia), ocorreu de forma mais suave, sendo decorrente de menor atividade tectônica (capítulo 2).

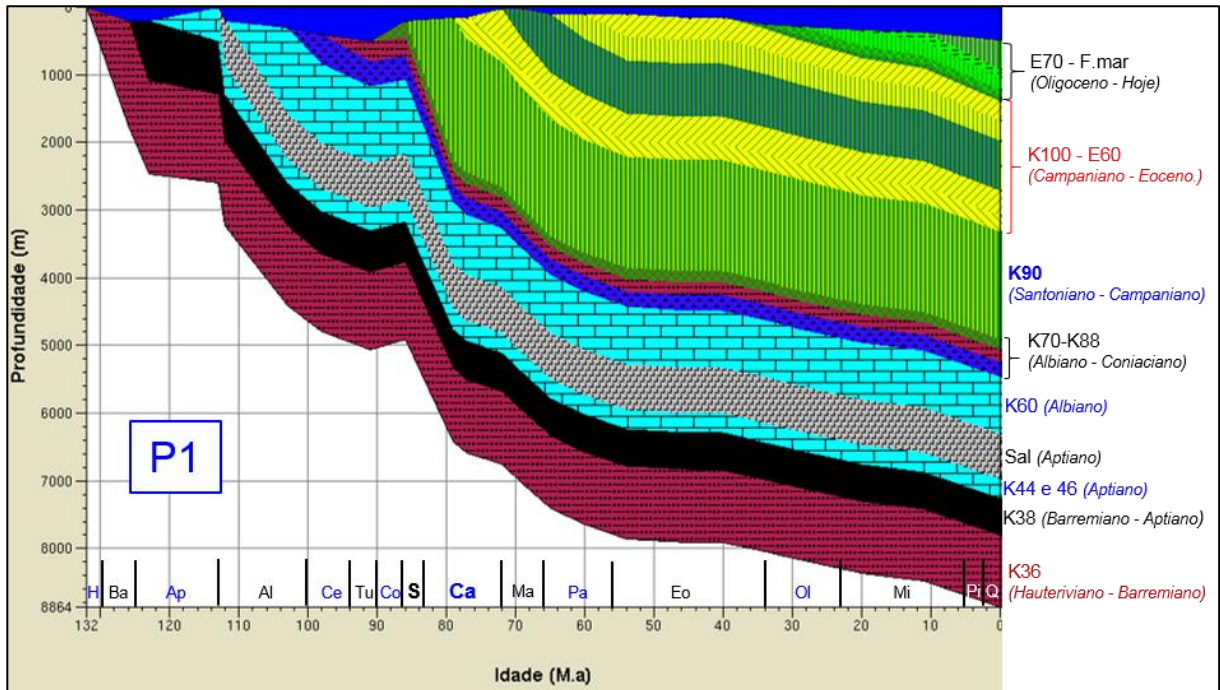


Figura 6.1. Curva de subsidência total do poço P1. Abreviações dos intervalos geológicos: H – Hauteriviano, Ba – Barremiano, Ap – Aptiano, Al – Albiano, Ce – Cenomaniano, Tu – Turoniano, Ca – Campaniano, Ma – Maastrichtiano, Pa – Paleoceno, Eo – Eoceno, Ol – Oligoceno, Mi – Mioceno, Pi – Plioceno e Q – Quaternário. Principais períodos de subsidência ocorreram na deposição das seqüências K36 (Barremiano), K60 (Albiano) e K90 (Santoniano ao Campaniano). A subsidência diminuiu progressivamente a partir da seqüência K100 (Campaniano) até o presente.

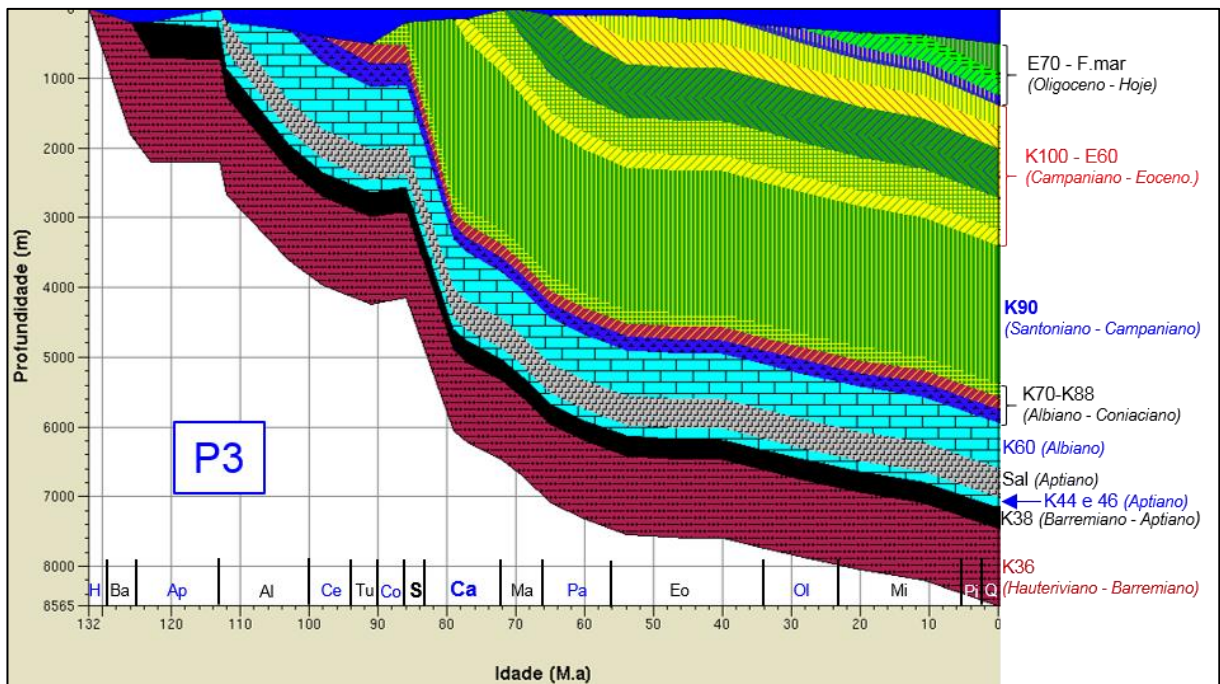


Figura 6.2. Curva de subsidência total do poço P3. Abreviações dos intervalos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Principais períodos de subsidência ocorreram na deposição das seqüências K36 (Barremiano), K60 (Albiano) e K90 (Santoniano ao Campaniano). A subsidência diminuiu progressivamente a partir da seqüência K100 (Campaniano) até o presente.

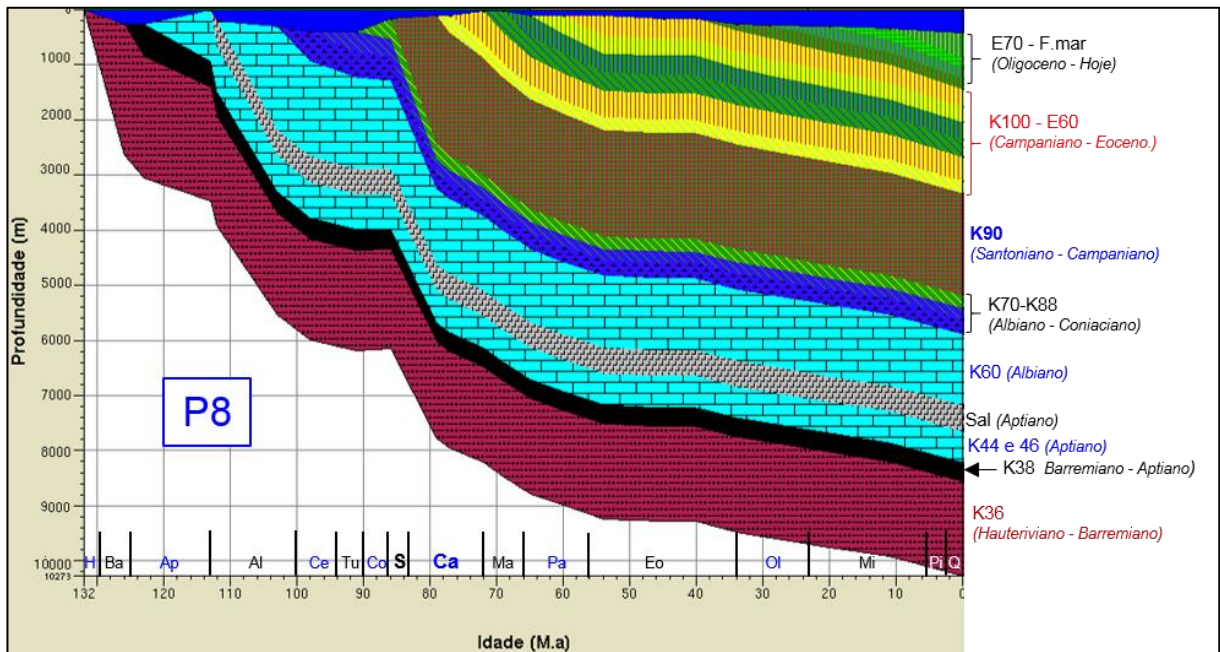


Figura 6.3. Curva de subsidência total do poço P8. Abreviações dos intervalos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Principais períodos de subsidência ocorreram na deposição das sequências K36 (Barremiano), K60 (Albiano) e K90 (Santoniano ao Campaniano). A subsidência diminuiu progressivamente a partir da sequência K100 (Campaniano) até o presente.

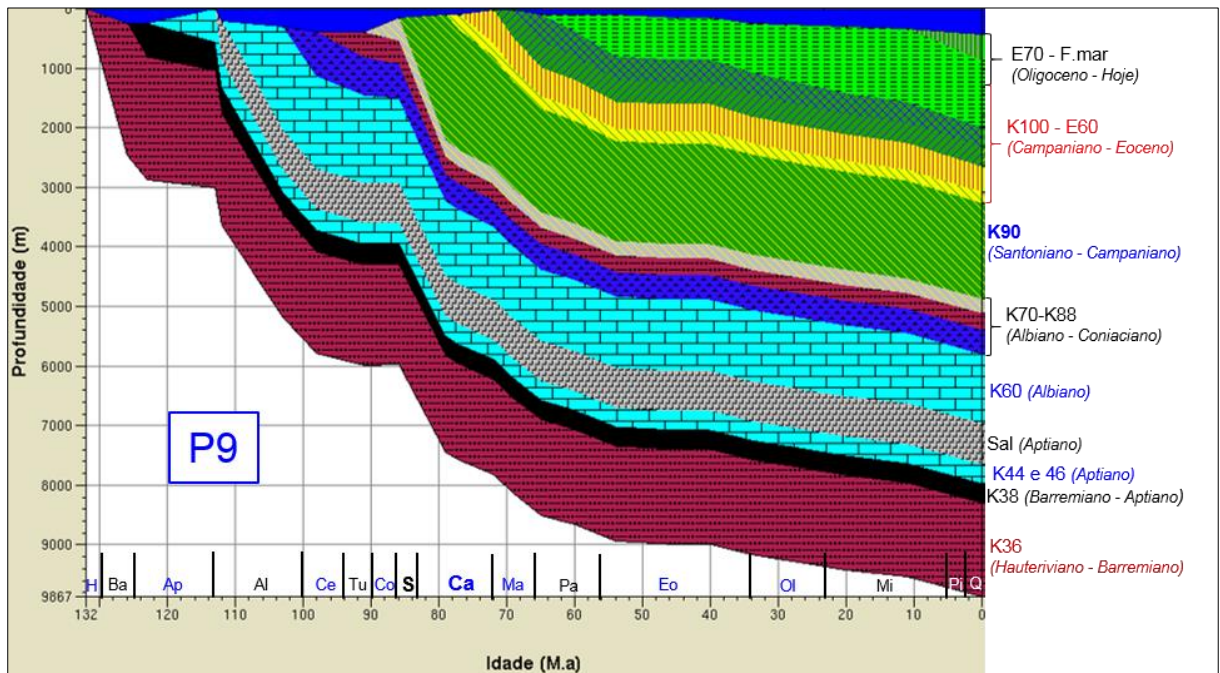


Figura 6.4. Curva de subsidência total do poço P9. Abreviações dos intervalos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Principais períodos de subsidência ocorreram na deposição das sequências K36 (Barremiano), K60 (Albiano) e K90 (Santoniano ao Campaniano). A subsidência diminuiu progressivamente a partir da sequência K100 (Campaniano) até o presente.

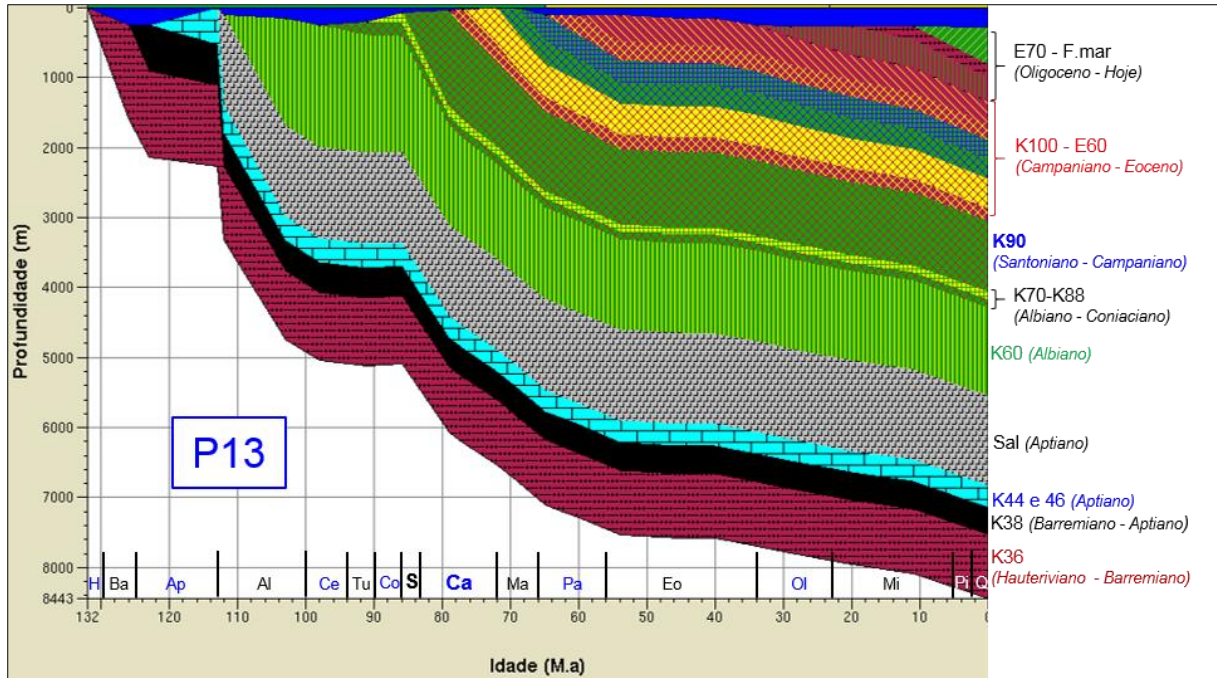


Figura 6.5. Curva de subsidência total do poço P13. Abreviações dos intervalos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Principais períodos de subsidência ocorreram na deposição das sequências K36 (Barremiano), K60 (Albiano) e K90 (Santoniano ao Campaniano). A subsidência diminuiu progressivamente a partir da sequência K100 (Campaniano) até o presente.

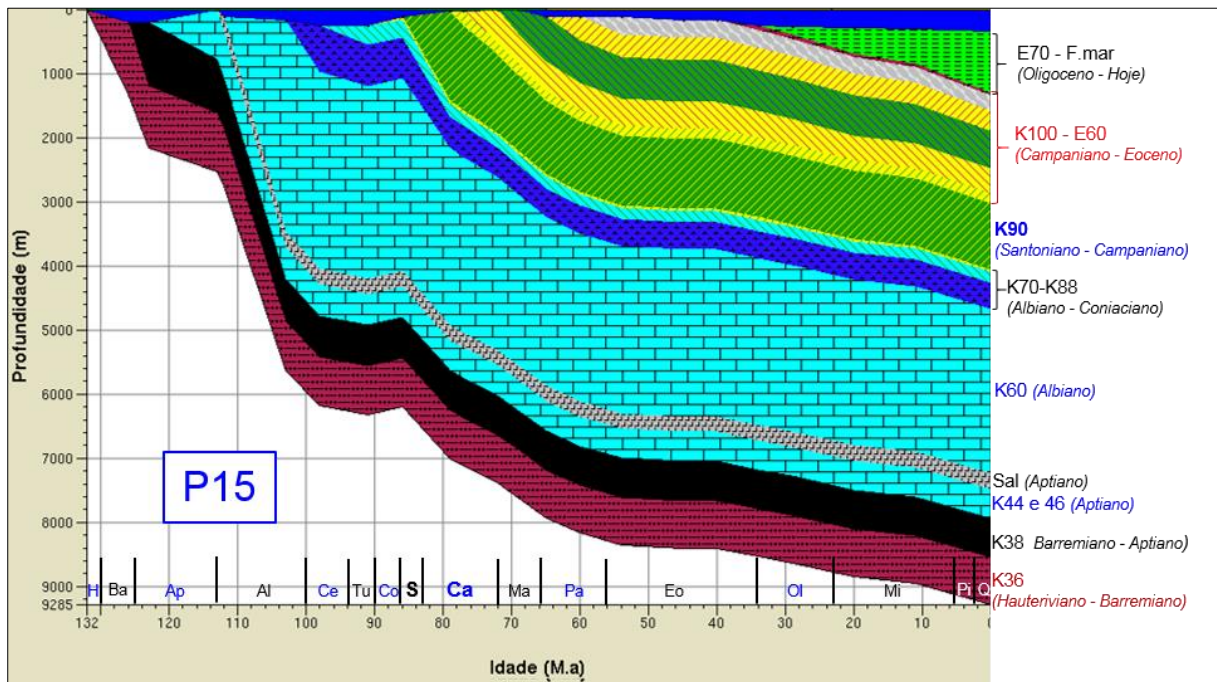


Figura 6.6. Curva de subsidência total do poço P15. Abreviações dos intervalos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Principais períodos de subsidência ocorreram na deposição das sequências K36 (Barremiano), K60 (Albiano) e K90 (Santoniano ao Campaniano). A subsidência diminuiu progressivamente a partir da sequência K100 (Campaniano) até o presente.

Os três maiores períodos de subsidência foram acompanhados pelas maiores taxas de sedimentação, conforme mostram os cálculos obtidos a partir das espessuras descompactadas (Figura 6.7).

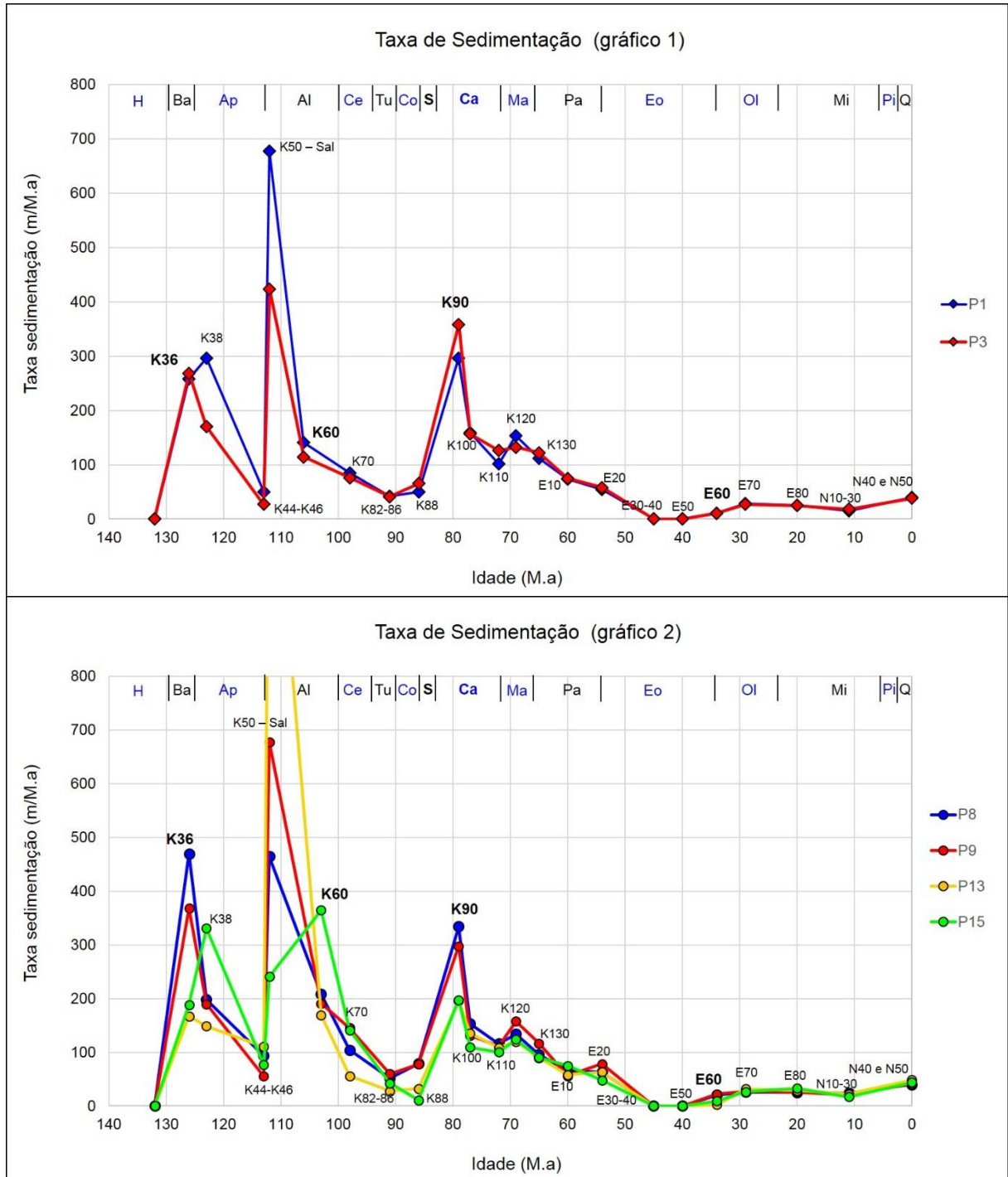


Figura 6.7. Taxas de sedimentação calculadas para os poços modelados. Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. “**Gráfico 1**” refere-se aos poços P1 e P3 (apresentam a ZPA Principal na K90) e “**Gráfico 2**” refere-se aos poços P8, P9, P13 e P15 (K90 sem sobrepressão). Os maiores valores estão associados às sequências K36 (Barremiano), K60 (Albiano) e K90 (Santoniano ao Campaniano). A taxa de sedimentação do sal, embora seja expressiva, deve ser observada com atenção, pois resulta da espessura original e das variações decorrentes da halocinese, que foi mais intensa durante a K60 (capítulo 2). As taxas calculadas para a sequência K90 (formações Itajaí-Açu e Juréia) são próximas no P1, P3, P8 e P9, sendo que P3 e P1 apresentam pressões semelhantes, se desconsiderado o efeito da presença de gás no P1. As taxas das sequências K100 a E60 (formações Juréia e Ponta Aguda) diminuem progressivamente, embora com picos, até um valor próximo de zero na E30-40 e E50, provavelmente por terem sido erodidas durante a deposição da E60. A partir do final do Eoceno, sequências E70 a N40-50, houve há um sutil crescimento das taxas de deposição.

As taxas de sedimentação calculadas para a sequência K90 são semelhantes nos poços P1 (296 m/Ma), P3 (358 m/Ma), P8 (334 m/Ma) e P9 (298 m/Ma),

independentemente de haver sobrepressão (P1 e P3) ou condição hidrostática (P8 e P9). Isso também é observado quando se comparam os dois poços com sobrepressão, já que P3 possui maiores taxas do que o P1, porém P1 apresenta um GPP maior. Mesmo que desconsiderado o efeito do gás, P1 e P3 apresentariam pressões semelhantes (GPP do aquífero).

As taxas de sedimentação calculadas para as sequências subsequentes são semelhantes nos seis poços. Diminuem progressivamente, embora com elevações pontuais, até a E30-40 e E50, que apresentam taxas próximas a zero, provavelmente porque foram erodidas durante a deposição da E60. Essas feições indicam considerável atividade tectônica afetando a área de estudos no período. Houve sutil aumento das taxas de sedimentação a partir da E70, indicando a ocorrência de alguma atividade tectônica mais recente.

Em suma, os resultados foram considerados satisfatórios e condizentes com a evolução da bacia (capítulo 2), não sendo observada alguma relação entre sobrepressão na K90 e a taxa de sedimentação e subsidência. Se fosse contabilizado o efeito da erosão, as taxas de sedimentação seriam maiores, mas essas informações não estavam disponíveis até o desenvolvimento dessa pesquisa.

6.2. Backstripping e modelagem de subsidência teórica

O *backstripping* forneceu resultados semelhantes à subsidência total (Figuras 6.8 a 6.13). As curvas de embasamento descarregado indicam que houve expressiva atividade tectônica durante a deposição da seção Pré-Sal, associada à fragmentação crustal e início de formação da bacia (capítulo 2). A subsidência foi intensa durante a deposição da sequência K36, atenuando-se na K38 e K44-46, quando alguns modelos sugerem sutil soerguimento.

A subsidência tectônica acelerou-se no Albiano, durante a deposição da K60, atenuando-se até o Coniaciano, durante a deposição das sequências K70 a K88. Entre o Coniaciano e o Santoniano, houve expressivo soerguimento na área, seguido de pronunciada subsidência (Santoniano e o Campaniano), que acompanhou a deposição das sequências K90 a E60. Esta subsidência ocorreu em “degraus”, que são cronocorrelatos aos picos com elevação da taxa de sedimentação. Esse período coincide com grande atividade tectônica na bacia e área-fonte, destacando-se a

elevação da Serra do Mar, vulcanismo expressivo, formação das bacias do Rifte do Sudeste e progradação das formações Juréia e Ponta-Aguda (Cobbold *et al.*, 2001; Riccomini, 2004; Zalán e Oliveira, 2005). Houve menor atividade tectônica a partir do Oligoceno, Sequência E70, associada ao sutil aumento das taxas de sedimentação a partir do Oligoceno (Figura 6.7).

O ajuste entre a curva descarregada e os modelos teóricos foram satisfatórios, obtendo-se um resultado melhor se adotado o cenário 2 de final de rifteamento (Figuras 6.8 a 6.13). Os dois cenários de rifteamento resultaram em fatores de estiramento crustal (D) semelhantes para o mesmo poço. Isso é exemplificado no P15 (D = 1,98, cenário 1, e 1,93, cenário 2) ou no P1 (D = 2,03, cenário 1, e 2,05, cenário 2). Os valores obtidos situam-se entre 1,7 e 3,5, números calculados por alguns autores nessa porção da bacia (Aranha e Figueiredo, 1986; Chang *et al.*, 1992; Pinto *et al.*, 2010; Gonzaga, 2011).

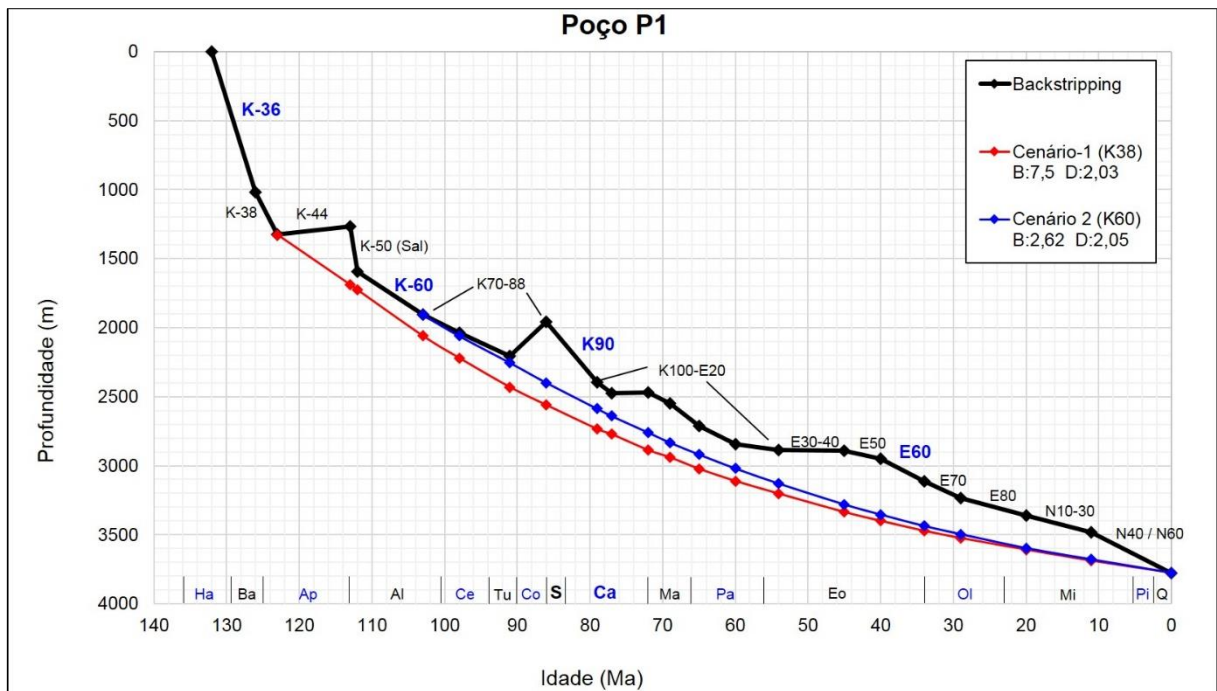


Figura 6.8. Curvas de subsidência por *backstripping* e teórica do poço P1. Abreviações dos intervalos geológicos iguais à Figura 6.1. Curva descarregada indica maiores subsidências durante deposição da K36, K60 e K90. Após um soerguimento inicial, houve considerável subsidência entre sequências K90 a E60, o que se processou em “degraus”. Posteriormente, a atividade tectônica foi suavizada até o momento atual. O melhor ajuste entre a curva calculada descarregada e teórica foi obtido no cenário 2 de final de rifteamento. B é o parâmetro de estiramento sub-crustal e D o crustal.

Os valores do estiramento sub-crustal (B) para o mesmo poço ficaram bem diferentes, de acordo com o cenário adotado. Isso é exemplificado no P3 (B = 7,5 no cenário 1, e 2,01 no cenário 2) ou no P9 (B = 8,00 no cenário 1 e 2,40 no cenário 2). Esses números são próximo aos valores de Gonzaga (2011 e 2012), que obteve B = 7 a 10 (cenário 1) e 2 a 4,5 (cenário 2). Os valores situam-se entre aqueles obtidos

por Royden e Keen (1980), que calcularam B entre 1,5 e 10, sendo o valor superior associado à formação de crosta oceânica.

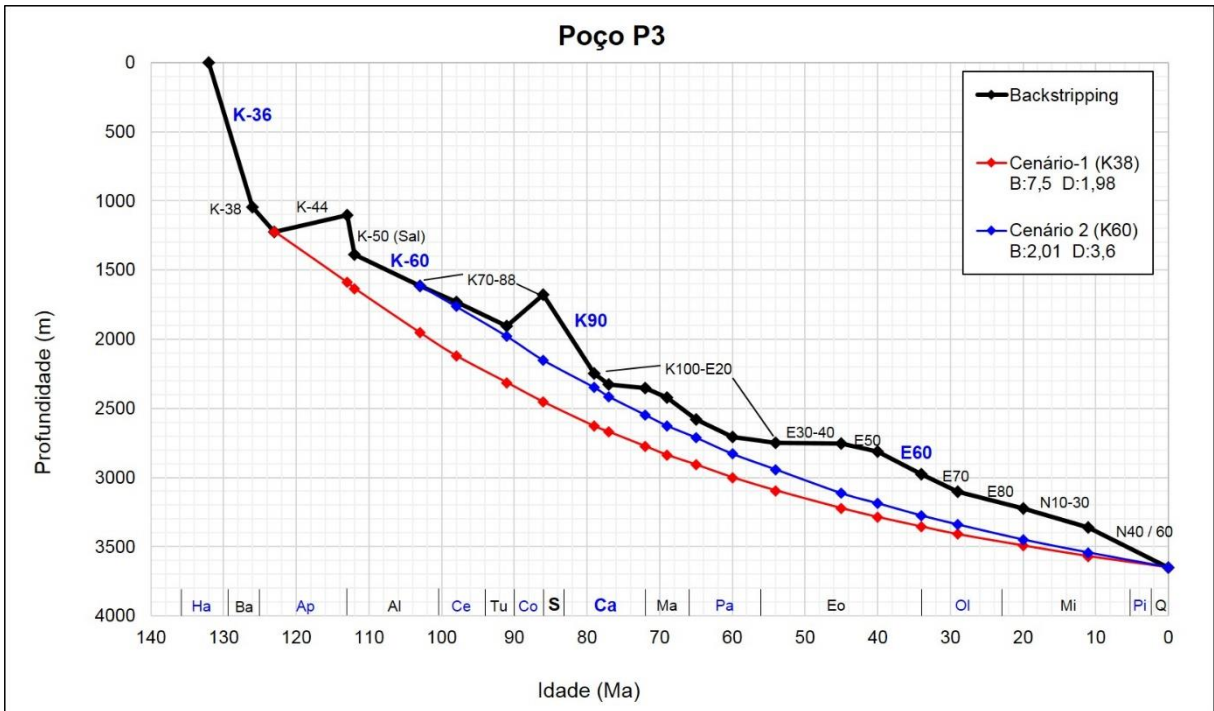


Figura 6.9. Curvas de subsidência tectônica por *backstripping* e teórica do poço P3. Abreviações dos intervalos geológicos iguais à Figura 6.1. Curva descarregada indica maiores subsidências durante deposição da K36, K60 e K90. Após um soerguimento inicial, houve considerável subsidência entre sequências K90 a E60, o que se processou em “degraus”. Posteriormente, a atividade tectônica foi suavizada até o momento atual. O melhor ajuste entre a curva calculada descarregada e teórica foi obtido no cenário 2 de final de rifteamento. B é o parâmetro de estiramento sub-crustal e D o crustal.

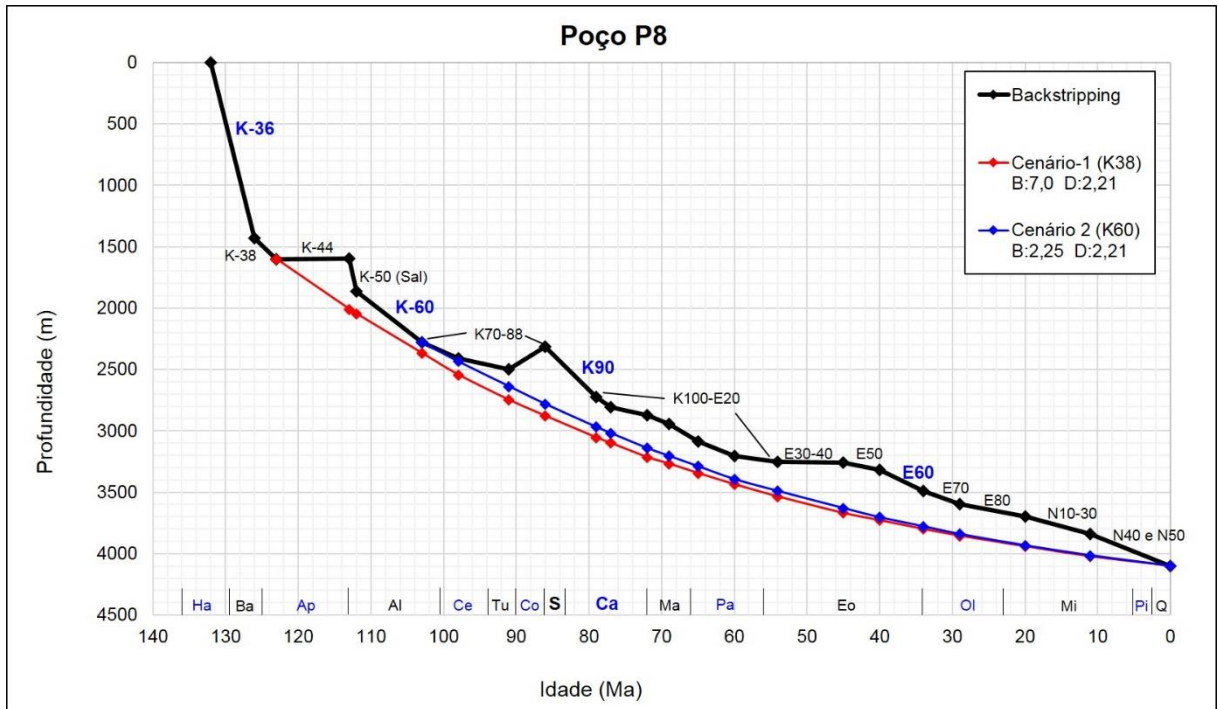


Figura 6.10. Curvas de subsidência tectônica por *backstripping* e teórica do poço P8. Abreviações dos intervalos geológicos iguais à Figura 6.1. Curva descarregada indica maiores subsidências durante deposição da K36, K60 e K90. Após um soerguimento inicial, houve considerável subsidência entre sequências K90 a E60, o que se processou em “degraus”. Posteriormente, a atividade tectônica foi suavizada até o momento atual. O melhor ajuste entre a curva calculada descarregada e teórica foi obtido no cenário 2 de final de rifteamento.

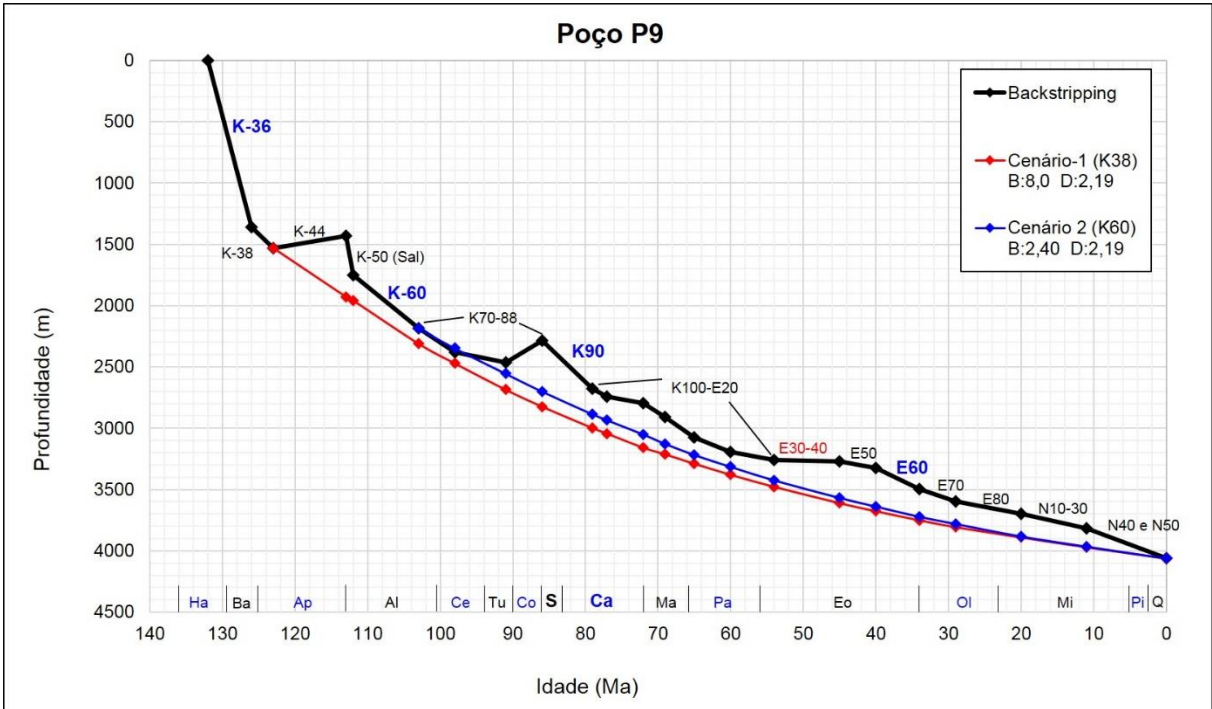


Figura 6.11. Curvas de subsidência tectônica por *backstripping* e teórica do poço P9. Abreviações dos intervalos geológicos iguais à Figura 6.1. Curva descarregada indica maiores subsidências durante deposição da K36, K60 e K90. Após um soerguimento inicial, houve considerável subsidência entre sequências K90 a E60, o que se processou em “degraus”. Posteriormente, a atividade tectônica foi suavizada até o momento atual. O melhor ajuste entre a curva calculada descarregada e teórica foi obtido no cenário 2 de final de rifteamento. B é o parâmetro de estiramento sub-crustal e D o crustal.

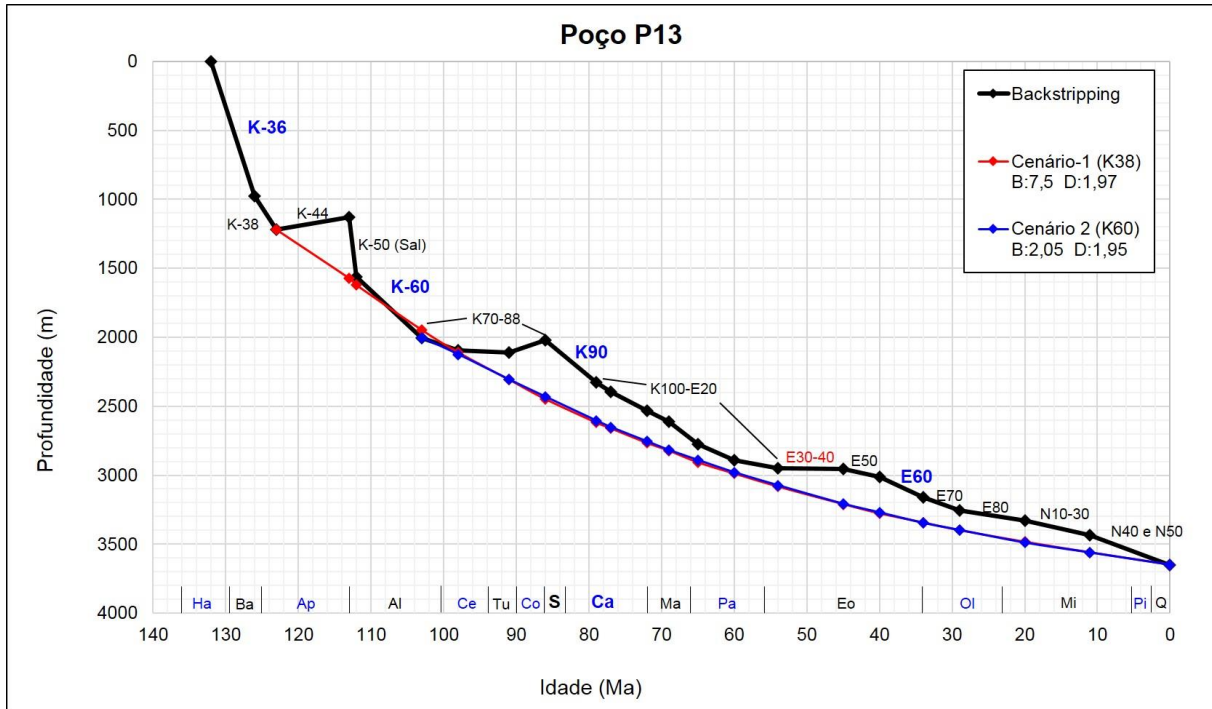


Figura 6.12. Curvas de subsidência tectônica por *backstripping* e teórica do poço P13. Abreviações dos intervalos geológicos iguais à Figura 6.1. Curva descarregada indica maiores subsidências durante deposição da K36, K60 e K90. Após um soerguimento inicial, houve considerável subsidência entre sequências K90 a E60, o que se processou em “degraus”. Posteriormente, a atividade tectônica foi suavizada até o momento atual. Apenas neste poço o ajuste entre a curva calculada descarregada e teórica ficou igual nos dois cenários de final de rifteamento.

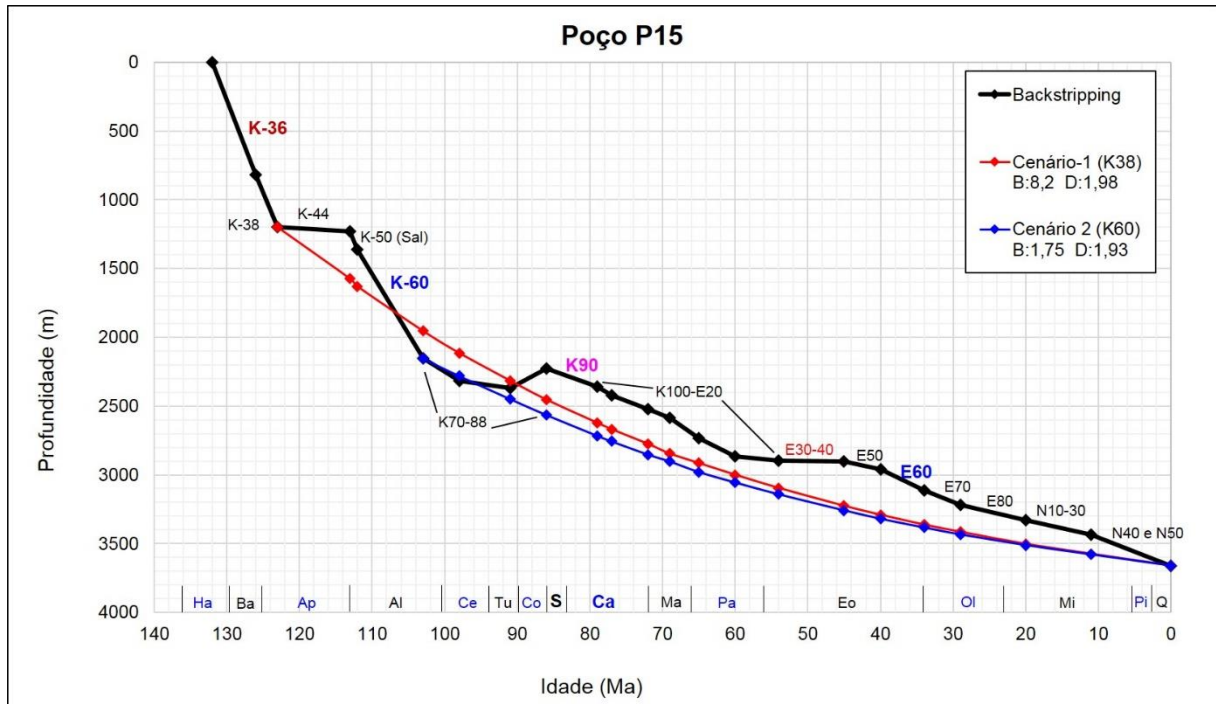


Figura 6.13. Curvas de subsidência tectônica por *backstripping* e teórica do poço P15. Abreviações dos intervalos geológicos iguais à Figura 6.1. Curva descarregada indica maiores subsidências durante deposição da K36, K60 e K90. Após um soerguimento inicial, houve subsidência entre sequências K90 a E60, que se processou em “degraus”. Posteriormente, a atividade tectônica foi suavizada até o momento atual. O melhor ajuste entre a curva calculada descarregada e teórica foi obtido no cenário 2 de final de rifteamento. B é o parâmetro de estiramento sub-crustal e D o crustal.

O cenário 2 apresenta um ajuste melhor entre curva teórica e descarregada, o que sugere ser mais coerente adotar o início da subsidência termal a partir do Albiano, conforme defende Gonzaga (2011, 2012) para toda a bacia.

6.3. Modelos Termiais

A partir do *backstripping* e subsidência teórica, foram obtidos os modelos termiais, incluindo o fluxo térmico pretérito e a temperatura atual (Figuras 6.14 a 6.19).

Os modelos apresentaram variação semelhante do fluxo térmico, com valores iniciais próximos a 62 mW/m^2 e, no tempo atual, entre 61 mW/m^2 e 64 mW/m^2 , semelhantes ao fluxo médio atual do Atlântico Sul ($\sim 60 \text{ mW/m}^2$, Allen e Allen, 2005).

Há uma homogeneidade térmica atual na área de estudo, como mostram as temperaturas x profundidade dos seis poços, independentemente do cenário de rifteamento adotado (Figuras 6.14 a 6.19). Isso é comprovado pelo ajuste da curva do

P1 aos dados dos demais poços (Figura 6.14). A ausência de anomalia térmica atual também é evidenciada pelas curvas de temperatura derivadas do gradiente geotérmico constante ($\sim 29 \text{ }^\circ\text{C/km}$), exibida na Figura 6.20. Portanto, não foi identificada uma relação entre temperaturas atuais e ocorrência de sobrepressão na K90.

Ao longo do tempo, houve diferenças significativas de fluxo térmico entre o Barremiano e Albiano, de acordo com o cenário de final de rifteamento adotado. Os valores dos dois cenários se aproximaram a partir do Turoniano e mantiveram-se assim até o presente. Isso pode ser observado nos fluxos estabelecidos durante a deposição da K90 no P1 (84 mW/m^2 – cenário 1 e 87 mW/m^2 – cenário 2) ou no P9 (83 mW/m^2 – cenário 1 e 85 mW/m^2 – cenário 2).

Em razão dessa proximidade de fluxos, foram obtidas temperaturas e gradientes geotermiais da K90 com evoluções semelhantes nos diferentes poços, independentemente da ocorrência de sobrepressão (Figuras 6.21 e 6.22). O poço P1, que possui sobrepressão, apresentou temperaturas menores que o P3, também com sobrepressão, e semelhantes ao P9, que não possui sobrepressão na K90. Já o P8 e P9 apresentaram temperaturas maiores que os poços P13 e P15, no entanto os quatro poços apresentam a K90 em condições hidrostáticas. Todos os poços apresentaram evolução semelhante do gradiente geotermal, o que indica que não devem ter surgido anomalias térmicas relevantes na área de estudos.

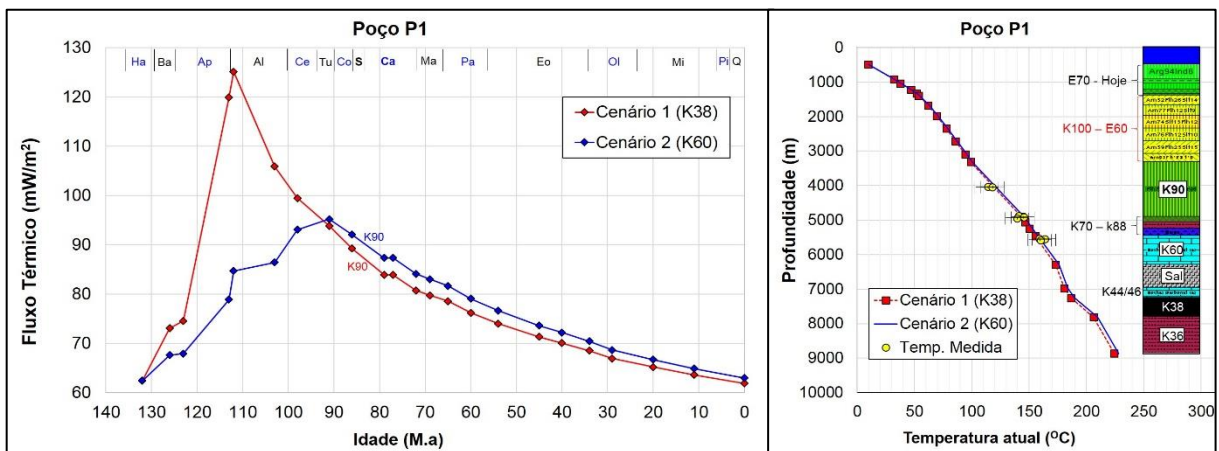


Figura 6.14. Modelos termais do poço P1. Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Os fluxos diferem entre Barremiano e Turoniano nos dois cenários de final de rifteamento, mas depois se mantêm próximos, incluindo a idade da K90. As curvas de temperatura modeladas nos dois cenários de rifteamento estão calibradas com medidas diretas (obtidas no poço). A curva do P1 se ajusta às medidas dos 6 poços.

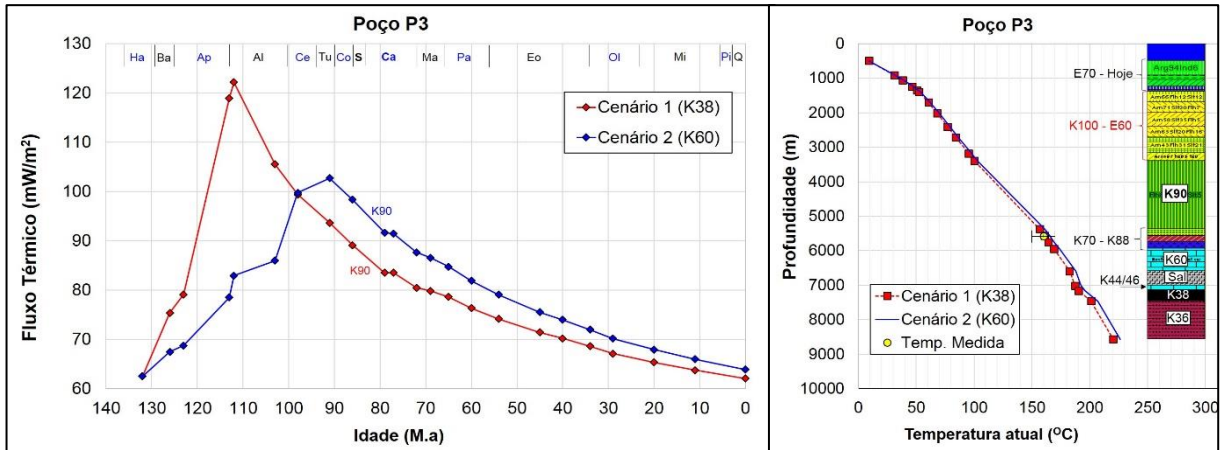


Figura 6.15. Modelos termiais do poço P3. Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Os fluxos diferem entre Barremiano e Turoniano nos dois cenários de final de rifteamento, mas depois se mantêm próximos, incluindo a idade da K90. As curvas de temperatura modeladas nos dois cenários de rifteamento estão calibradas com medidas diretas (obtidas no poço).

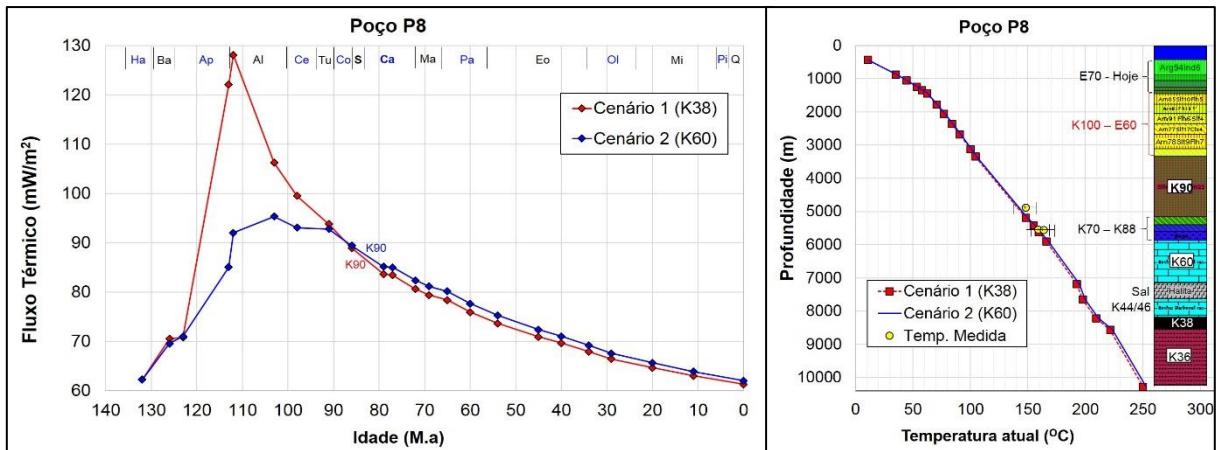


Figura 6.16. Modelos termiais do poço P8. Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Os fluxos diferem entre Barremiano e Turoniano nos dois cenários de final de rifteamento, mas depois se mantêm próximos, incluindo a idade da K90. As curvas de temperatura modeladas nos dois cenários de rifteamento estão calibradas com medidas diretas (obtidas no poço).

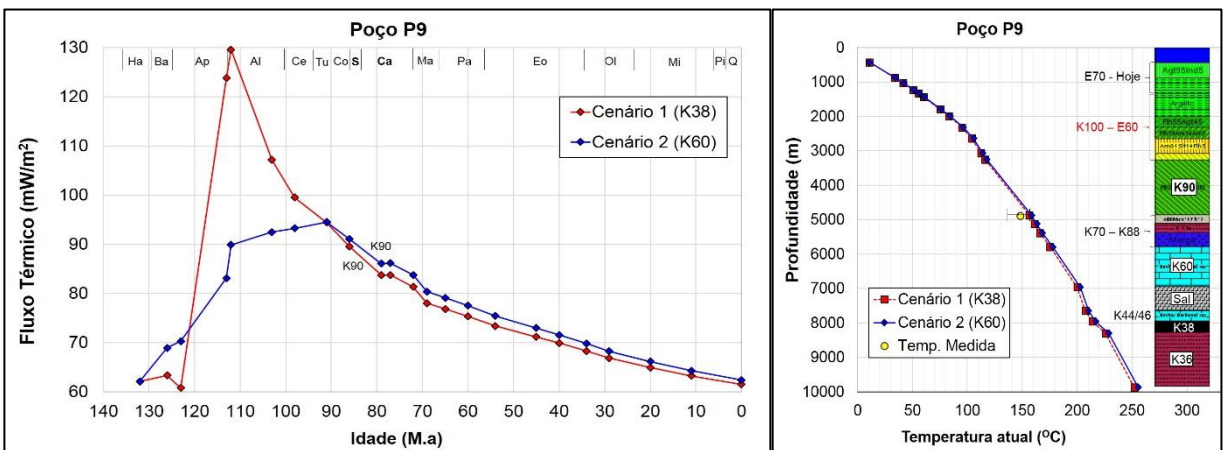


Figura 6.17. Modelos termiais do poço P9. Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Os fluxos diferem entre Barremiano e Turoniano nos dois cenários de final de rifteamento, mas depois se mantêm próximos, incluindo a idade da K90. As curvas de temperatura modeladas nos dois cenários de rifteamento estão calibradas com medidas diretas (obtidas no poço).

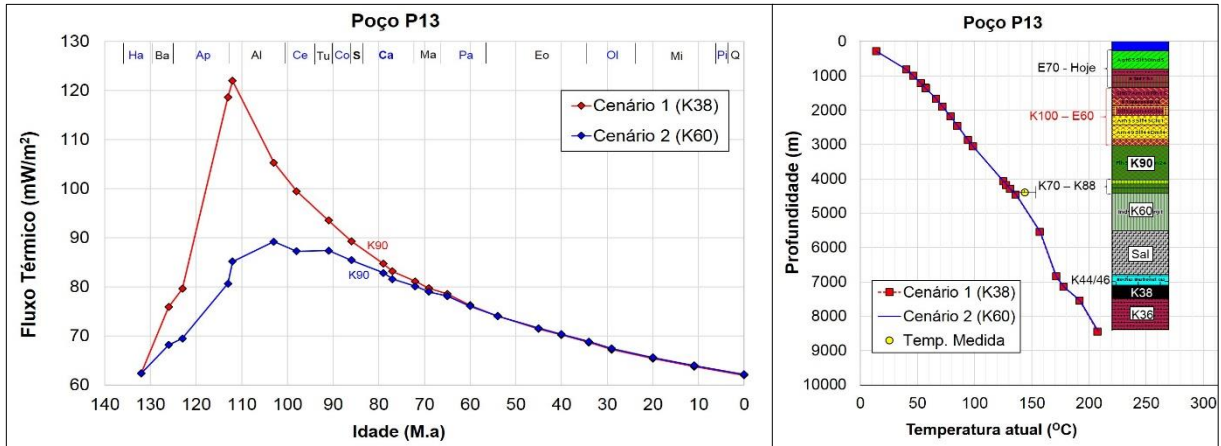


Figura 6.18. Modelos termais do poço P13. Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Os fluxos diferem entre Barremiano e Turoniano nos dois cenários de final de rifteamento, mas depois se mantêm próximos, incluindo a idade da K90. As curvas de temperatura modeladas nos dois cenários de rifteamento estão calibradas com medidas diretas (obtidas no poço).

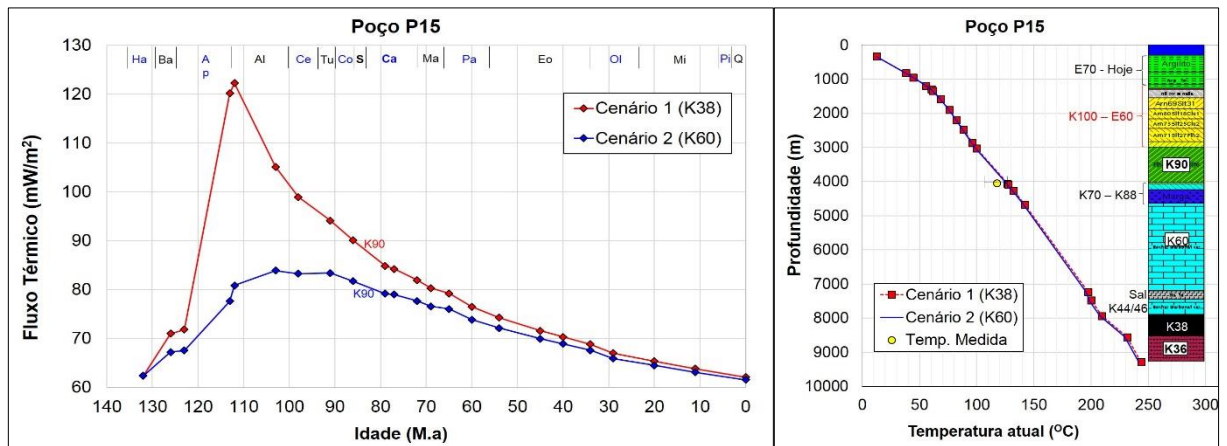


Figura 6.19. Modelos termais do poço P15. Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Os fluxos diferem entre Barremiano e Turoniano nos dois cenários de final de rifteamento, mas depois se mantêm próximos, incluindo a idade da K90. As curvas de temperatura modeladas nos dois cenários de rifteamento estão calibradas com medidas diretas (obtidas no poço).

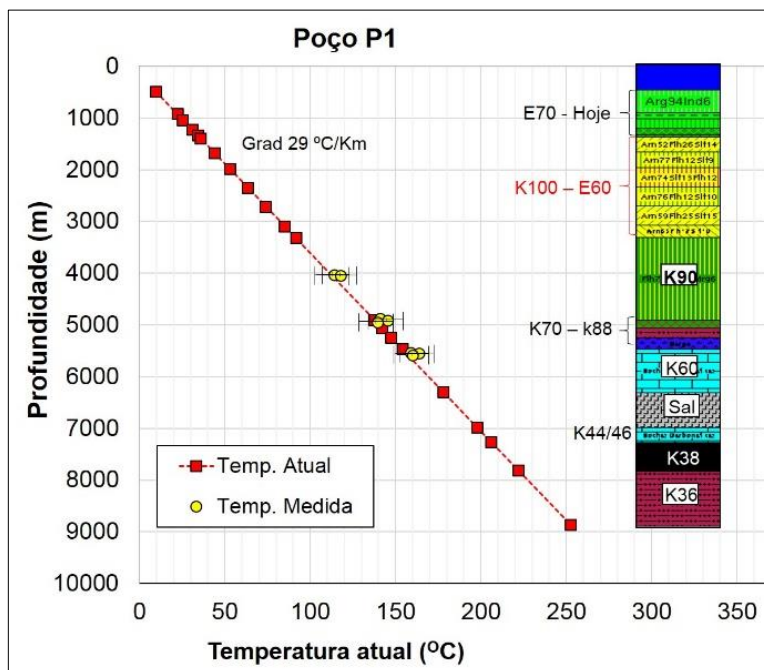


Figura 6.20. Modelo termal do poço P1 obtido a partir do gradiente geotérmico constante de 29°C/km. Estão plotadas as medidas de temperatura dos seis poços modelados. A curva de temperatura se ajusta aos dados, independentemente da profundidade onde foram obtidas, evidenciando que não há anomalia térmica atual na área de estudos.

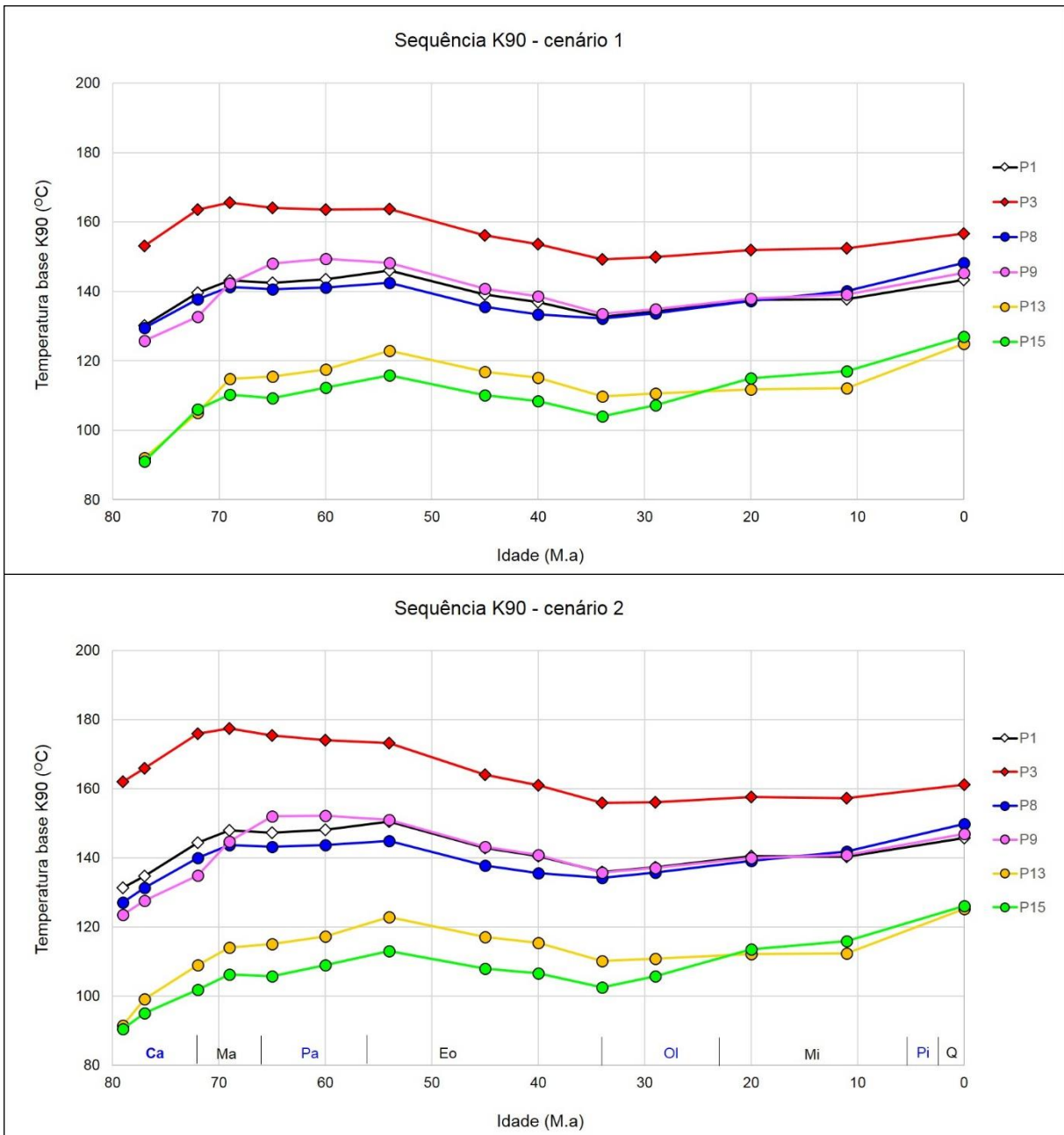


Figura 6.21. Evolução das temperaturas da base da Sequência K90. Cenário 1 de rifteamento (quadro superior) e cenário 2 (quadro inferior). Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Os pontos referem-se às idades das sequências subsequentes à K90. Para o mesmo poço, os valores de temperatura são semelhantes, mesmo com dois cenários de final de rifteamento. Comparando os poços, observa-se que a evolução térmica foi semelhante nos dois cenários, apresentando aquecimento e resfriamento em idades semelhantes. P1 experimentou temperaturas menores que P3, embora ambos apresentariam GPP semelhantes se descontado o efeito do gás existente em P1. P9, que apresenta condições hidrostáticas na K90, apresentou temperaturas semelhantes às do P1. P8 e P9 foram submetidos a temperaturas maiores do que as do P13 e P15, embora os quatro poços apresentem a K90 em condições hidrostáticas. Os resultados sugerem que houve homogeneidade de evolução térmica entre os poços, sendo que a ocorrência da ZPA Principal é independente das temperaturas desenvolvidas na K90.

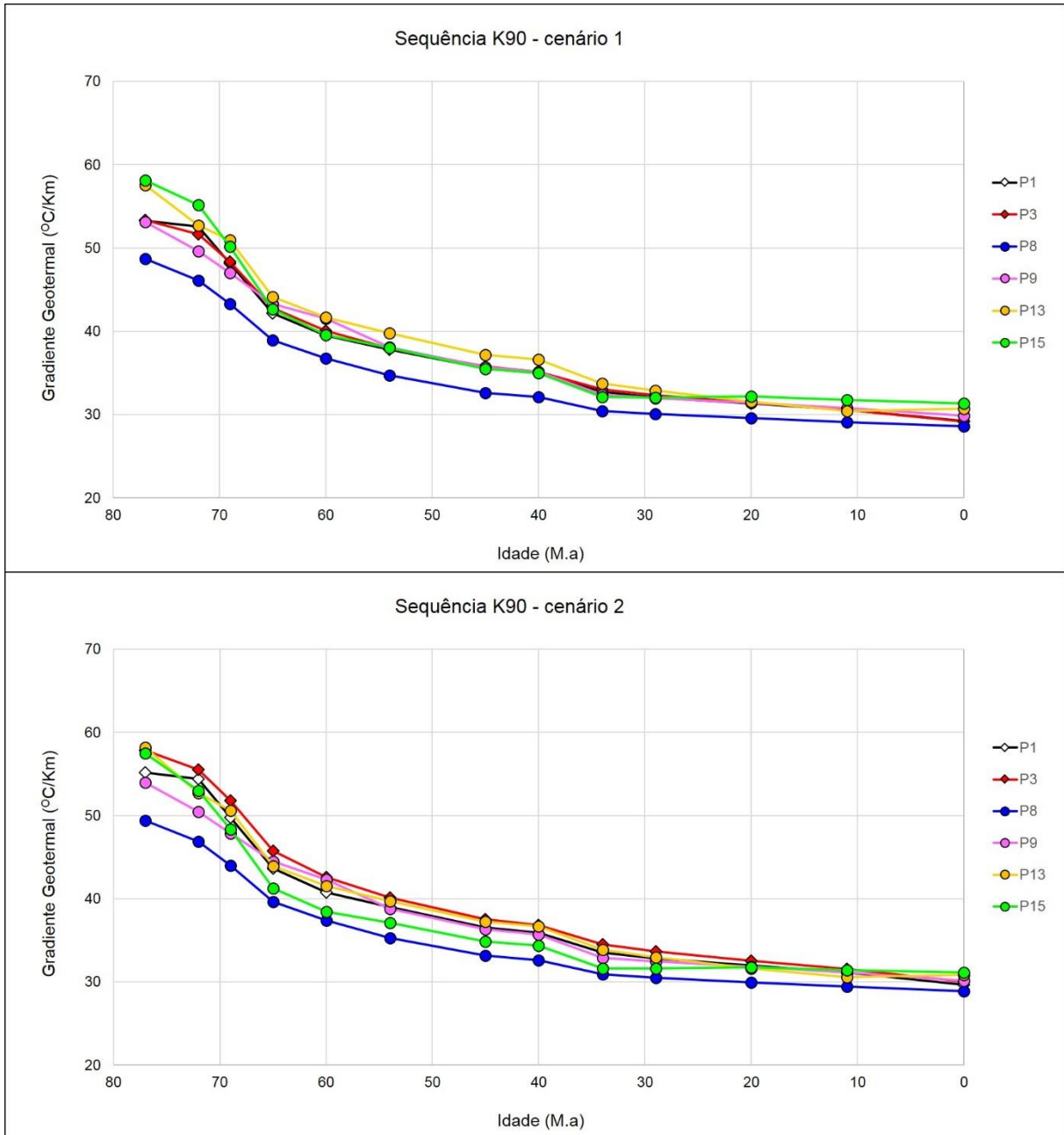


Figura 6.22. Evolução dos gradientes geotermiais para a base da sequência K90. Cenário 1 de rifteamento (quadro superior) e cenário 2 (quadro inferior). Abreviações dos períodos geológicos são as mesmas da Figura 6.1. Os pontos referem-se às idades das sequências subsequentes à K90. Para o mesmo poço, os valores são semelhantes, mesmo com dois cenários de rifteamento. Comparando os poços, observa-se que a evolução do gradiente termal apresentou comportamento semelhante. Os resultados sugerem que houve homogeneidade de evolução térmica entre os poços, sendo que a ocorrência da ZPA Principal independe dos gradientes termais pretéritos.

6.4. Modelos históricos de pressões

Nesta análise, foi empregado o **modelo-diferenciado**, que apresenta subdivisão da sequência K90 (K90-Juréia, K90-Selo e K90 – Reservatório, capítulo 4). A

modelagem foi limitada logo abaixo da K90, pois os horizontes inferiores são pouco relevantes e há poucos de dados de PP para calibrar os modelos.

Os poços P1 (K90 com sobrepressão) e P9 (K90 hidrostática) foram submetidos à modelagem, por apresentar profundidades dos horizontes e composição litológica semelhantes. Foram realizados dois testes com evoluções distintas das porosidades e permeabilidades do Folhelho-Selo (Tabela 6.1, Figuras 6.23 e 6.24), sendo o valor inicial de permeabilidade igual a 10^{-2} mD nos dois testes.

Tabela 6.1. Parâmetros empregados e resultados obtidos na modelagem histórica de pressões. Os parâmetros referem-se ao Folhelho-Selo. **Porosidades:** \varnothing_i - inicial, \varnothing_f - final do selo na profundidade do P1 e P9, \varnothing_{P3} - final se fosse atingido o soterramento do P3, que é o maior entre os poços modelados. Os parâmetros a e b são relativos à equação 4.19. **Permeabilidades:** k_i - inicial, k_f - final no P1 e P9, k_{P3} - final se fosse atingido o soterramento do P3. O GPP modelado no teste 2 (11,25 ppg) é muito próximo ao GPP do aquífero da Acumulação Principal (~11,5 ppg).

Teste	\varnothing_i (%)	\varnothing_f (%)	\varnothing_{P3} (%)	a	b	k_i (mD)	k_f (mD)	k_{P3} (mD)	GPP atual (ppg)
1	45	7,5	5	7	20,5	10^{-2}	10^{-5}	10^{-5}	8,5
2	45	11,6	5	11	22,5	10^{-2}	10^{-6}	10^{-7}	11,25

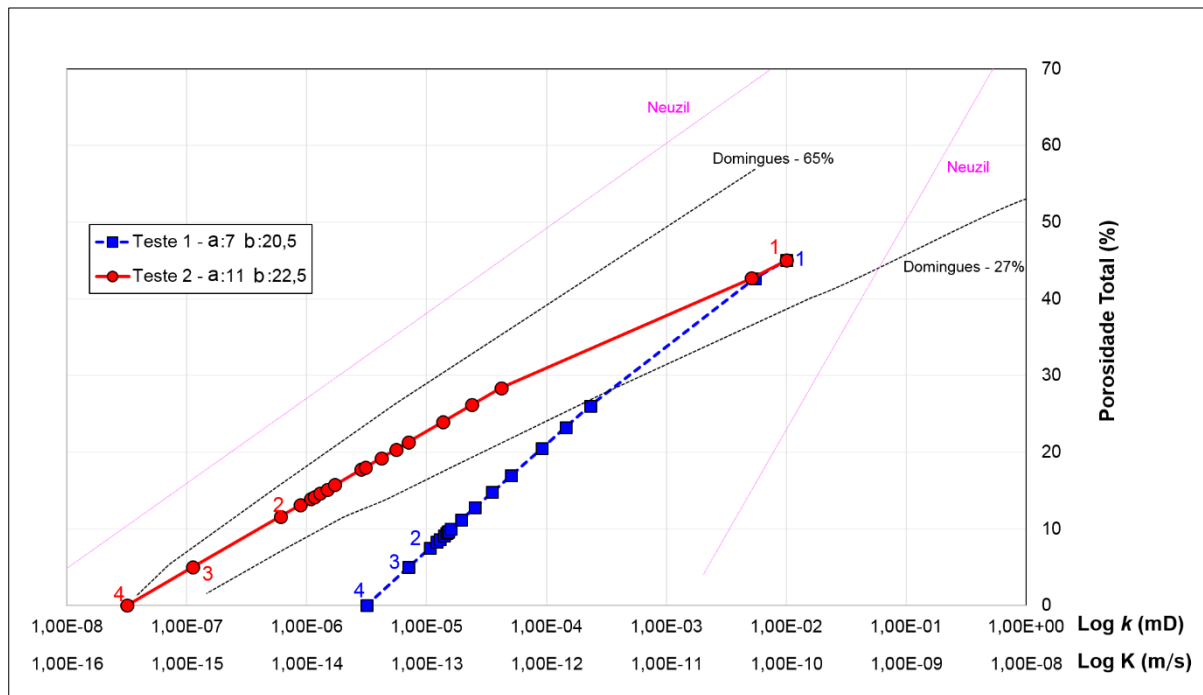


Figura 6.23. Variação da porosidade total e permeabilidade (k) nos modelos históricos. O ponto 1 é a condição inicial, ponto 2 é a condição final obtida com o soterramento do P1 e P9, ponto 3 é a condição final se fosse atingido o soterramento do P3 e o ponto 4 é a condição mínima possível. No teste 1, foi estimada uma permeabilidade final e mínima da ordem de 10^{-5} mD, enquanto no teste 2 foi estimada permeabilidade final igual a 10^{-6} mD (soterramento do P1/P9) e 10^{-7} mD (soterramento do P3). Para comparação são exibidas retas que delimitam os valores de \varnothing e k para folhelhos compilados por Neuzil (1994). A curva do teste 2 é intermediária àquelas obtidas por Domingues (2008) em folhelhos com 27% e 65% de argilosidade (Bacia do Espírito Santo), nos quais há sobrepressão por subcompactação. Para se ter uma idéia do impacto da variação de k no fluxo, é exibida uma escala equivalente de condutividade hidráulica (K), considerando fluxo monofásico, $\mu = 10^{-3}$ Pa.s e $\rho = 1,0$ g/cm³, condições de água pura em superfície (~20 °C), já mencionada no capítulo 3.

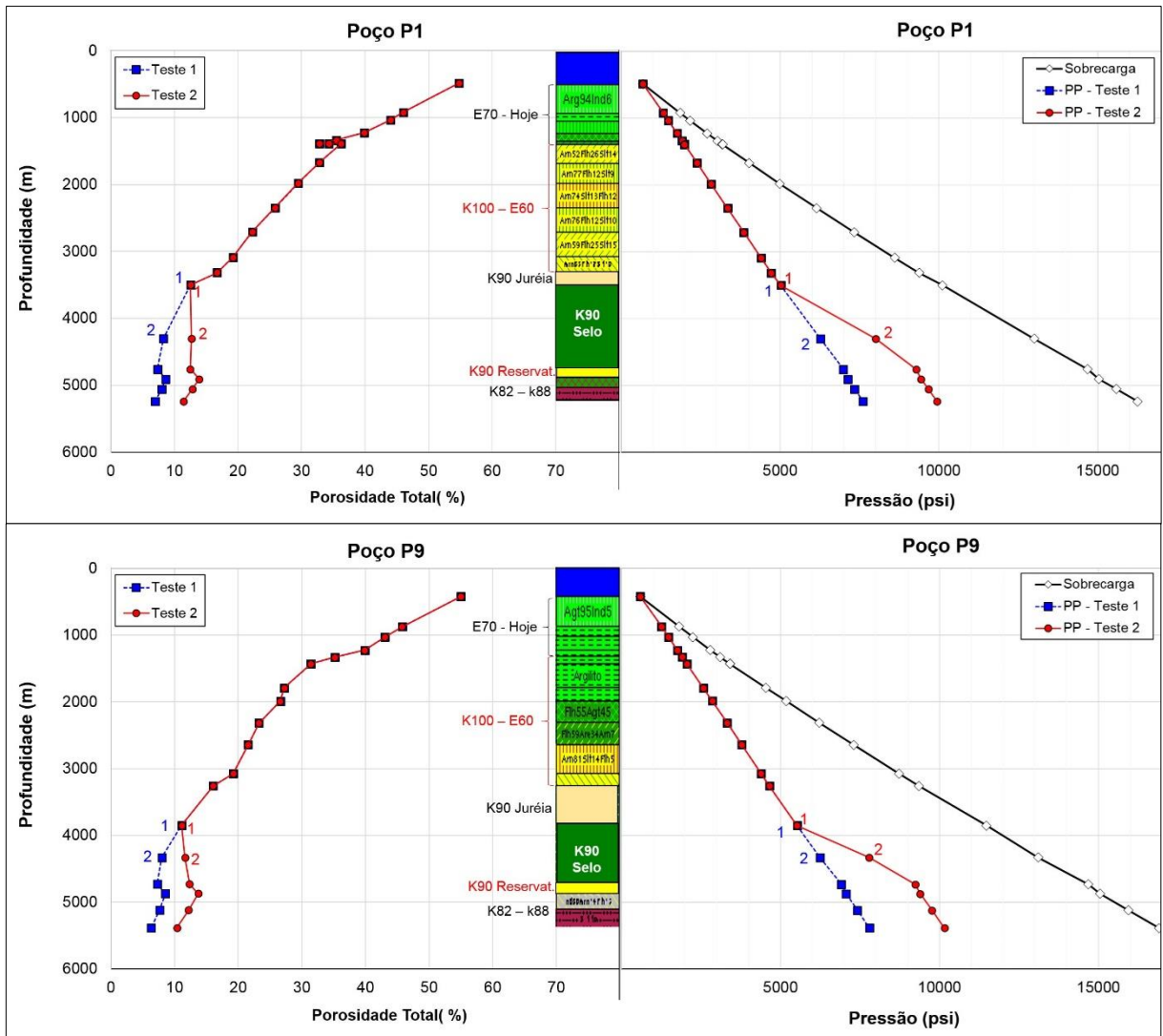


Figura 6.24. Modelos históricos de pressões dos poços P1 e P9. Desde a superfície até topo da K90-Selo (ponto 1), a variação de PP é igual nos testes 1 e 2 (GPP ~ 8,5 ppg) e a variação da porosidade segue a TNC. A partir da K90-Selo (ponto 2, base do IMA-1), o GPP continua igual no teste 1, mas no teste 2 sobe para 11,25 ppg, sendo diferente a variação de porosidades, evidenciando a subcompactação no teste 2. O GPP continua anormal abaixo da K90, o que sinaliza que a baixa condutividade no K90-Selo evitaria a equalização das pressões até hoje.

O teste 1 atingiu permeabilidades finais da ordem de 10^{-5} mD (Figura 6.23), igual aos menores valores medidos por Santos *et al.* (2007) e duas ordens de grandeza abaixo dos menores valores conhecidos na área de estudo (capítulo 4). Neste caso, não foram reproduzidas PPs anormais (Figura 6.24), ficando o GPP em condições hidrostáticas (= 8,5 ppg, Tabela 6.1). Portanto, diante de k final $\sim 10^{-5}$ mD, tanto P1 (com sobrepressão) quanto P9 (sem sobrepressão) não apresentariam GPP anormais devido à subcompactação, o que indica que o selo apresenta capacidade de retenção semelhante nos poços.

O teste 2 atingiu permeabilidades finais da ordem 10^{-6} mD e 10^{-7} mD (Figura 6.23), respectivamente nos soterramentos do P1/P9 e do P3. São números semelhantes aos menores valores reportados por Neuzil (1994) e Dewhurst *et al.*

(1999) para folhelhos (10^{-6} e 10^{-8} mD). Neste teste, foram reproduzidas PPs anormais a partir da K90-Selo (Figura 6.24), ficando o GPP = 11,25 ppg (Tabela 6.1), semelhante ao GPP da ZPA Principal medido em PT no P3 (= 11,5 ppg), que é o gradiente do aquífero da Acumulação Principal (capítulo 5). Portanto, diante de k final menores que 10^{-6} mD, tanto P1 (com sobrepressão) quanto P9 (sem sobrepressão) apresentariam GPP anormais devido a subcompactação, o que indica que o selo apresentaria capacidade de retenção semelhante nos poços.

Esses resultados são condizentes com os trabalhos de Osborne e Swarbrick (1997) e Burrus, (1998), que advogam permeabilidades entre 10^{-6} mD e 10^{-8} mD para subcompactação diante de taxas de sedimentação entre 600 e 800 m/Ma, bem superiores às maiores taxas calculadas para a K90 na área de estudos (~300 m/Ma, Figura 6.7).

As taxas de sedimentação da área de estudo parecem pouco importar para o desenvolvimento da subcompactação, sendo a permeabilidade o parâmetro principal que teria levado à sobrepressão tão logo se depositou a K90 (Figura 6.25). Os resultados indicam, ainda, que a evolução termal da K90 também não foi suficiente para deflagrar PP pelo mecanismo *aquathermal*.

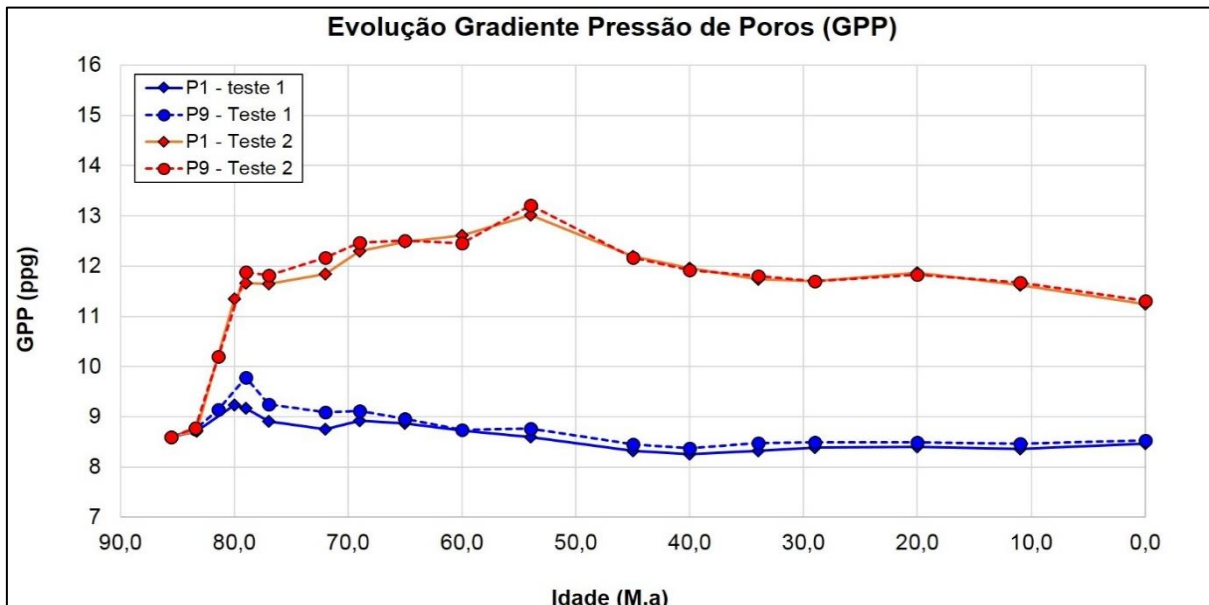


Figura 6.25. Evolução do GPP modelado nos poços P1 e P9. O Teste 1 reproduziu valores entre 8,5-9,7 ppg, incluindo os 8,5 ppg atuais. O teste 2 reproduziu valores de até 13,2 ppg, incluindo os 11,25 ppg atuais. O GPP anormal do teste 2 estabeleceu-se logo no final da deposição da K90 (86-79 Ma.). As taxas de sedimentação posteriores não resultaram em aumento do GPP. A partir do Mioceno (~20Ma.), o teste 2 indica lenta equalização da PP.

7. ANÁLISES COMPLEMENTARES

Foram consultados dados geoquímicos e de composição mineralógica do Folhelho-Selo para avaliar se houve contribuição da geração de petróleo e da reação Smc-Ita no GPP da ZPA Principal. Dos poços que serão mencionados neste capítulo, P1 ao P7 apresentam a ZPA Principal na K90, P16 apresenta ZPA Secundária na K90 e P11 ao P18 não apresentam sobrepressão (capítulo 5).

7.1. Caracterização geoquímica do Folhelho-Selo

Os valores de carbono orgânico total (COT) do Folhelho-Selo apresentam valores médios entre 0,41 e 1,00 % nos poços com sobrepressão (Figura 7.1), classificando-o como um intervalo de baixo a razoável potencial de geração (Peters e Cassa, 1994). Nos poços sem sobrepressão, os valores médios variaram entre 0,83 % e 1,72 %, razoável a alto potencial de geração de petróleo.

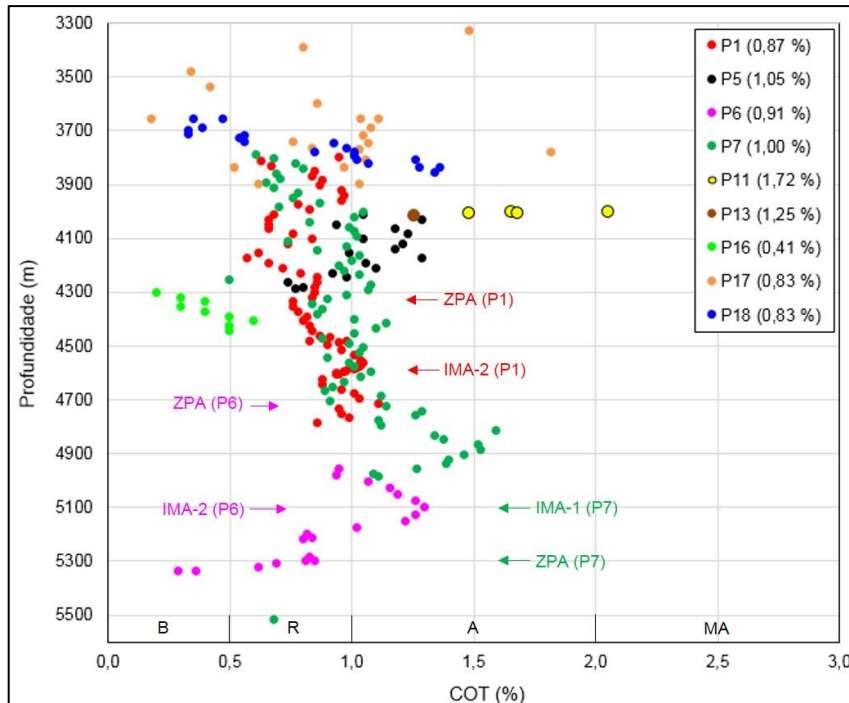


Figura 7.1. Valores de COT do Folhelho-Selo x profundidade. Abreviações usadas: baixo (B), razoável (R), alto (A) e muito alto (MA), segundo Peters e Cassa (1994). Os valores médios de COT estão junto aos nomes dos poços na legenda. A profundidade do topo da ZPA Principal e dos intervalos IMA-1 e IMA-2 é indicada nos poços P1, P6 e P7. Não foi identificada relação entre COT e sobrepressão.

Analisando individualmente, observa-se que os poços sem sobrepressão apresentam valores de COT que podem superar aqueles dos poços com sobrepressão. É o caso do P11, onde a K90 está em condições hidrostáticas, ocorrendo o maior valor médio de COT. Já entre os poços com sobrepressão, o P1

possui valores médios de COT semelhantes aos do P6 e menores que P7, porém possui GPP maior que os dois poços.

Portanto, não foi identificada uma relação entre a ocorrência de sobrepressão e os valores de COT, que parecem estar relacionados com a argilosidade dos folhelhos. Nos poços P1, P6 e P7, os valores de COT aumentam acima do IMA-1 e IMA-2, em concordância com um aumento do valor de raio-gama, diminuindo nos IMAs, onde o raio-gama também diminui (capítulo 5). Essas variações de COT são independentes da existência de sobrepressão, pois ocorrem acima da ZPA Principal (P7) ou dentro dela (P1 e P6).

Os valores médios de S1 dos poços com sobrepressão variam entre 0,16 mgHC/gRocha e 0,99 mgHC/g (Figura 7.2), enquanto os valores de S2 variam entre 0,62 mgHC/gRocha e 3,63 mgHC/gRocha (Figura 7.3), portanto baixo a razoável volume de hidrocarboneto livre (S1) e potencial para produção de óleo (S2). Já os poços sem sobrepressão apresentam valores de S1 entre 0,25 mgHC/gRocha e 1,78 mgHC/gRocha e S2 entre 0,89 mgHC/gRocha e 7,03 mgHC/gRocha, portanto baixos a altos S1 e S2.

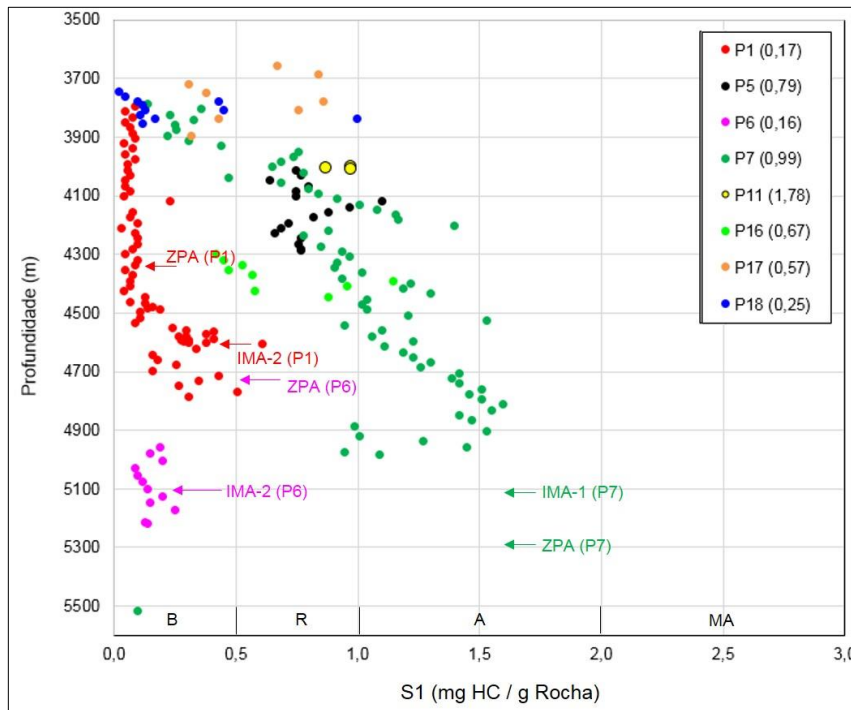


Figura 7.2. Valores do S1 do Folhelho-Selo x profundidade. Abreviações usadas: baixo (B), razoável (R), alto (A) e muito alto (MA) segundo Peters e Cassa (1994). Os valores médios de S1 estão junto aos nomes dos poços na legenda. A profundidade do topo da ZPA Principal e dos IMA-1 e IMA-2 é indicada nos poços P1, P6 e P7. O aumento do S1 ocorre acima do IMA-1 no P7 e do IMA-2 no P1, sendo praticamente constante no P6. Não foi identificada relação entre S1 e sobrepressão.

De forma semelhante ao COT, alguns poços sem sobrepressão apresentam valores de S1 e S2 semelhantes, ou até superiores, aos de poços com sobrepressão. É o caso do P18, no qual a K90 está em condições hidrostáticas, sendo os valores de S1 e S2 superiores aos de P1 e P6, ambos com sobrepressão na K90. Da mesma

forma, P11 (K90 hidrostática) tem S1 e S2 médios maiores que dos poços com sobrepressão. Já entre os poços com sobrepressão, o P1 possui valores médios de S1 e S2 semelhantes aos do P6 e menores que os do P7, porém possui GPP maior do que os dois poços (capítulo 5).

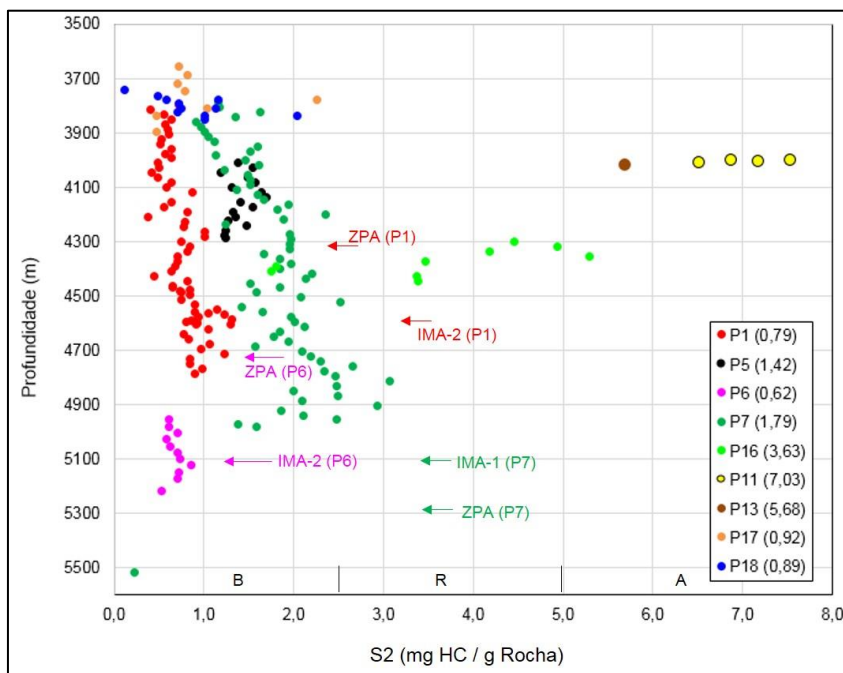


Figura 7.3. Valores do S2 do Folhelho-Selo x profundidade. Abreviações usadas: baixo (B), razoável (R) e alto (A) segundo a classificação de Peters e Cassa (1994). Os valores médios de S2 estão junto aos nomes dos poços na legenda. A profundidade do topo da ZPA Principal e dos IMA-1 e IMA-2 é indicada nos poços P1, P6 e P7. O aumento do S2 ocorre acima do IMA-1 no P7 e do IMA-2 no P1, sendo praticamente constante no P6. Não foi identificada relação entre S2 e sobrepressão.

Portanto, também não foi identificada uma relação entre a ocorrência de sobrepressão e os valores de S1 e S2, que parecem estar relacionados com a argilosidade dos folhelhos, de forma semelhante ao que foi observado sobre o COT. Nos poços P1 e P7, os valores de S1 e S2 aumentam acima do IMA-1 (P1) e IMA-2 (P7), em concordância com um aumento do raio-gama, diminuindo nos IMAs, onde o raio-gama também diminui (capítulo 5). Essas variações significativas de S1 e S2 independem da ocorrência da sobrepressão, pois ocorrem acima da ZPA Principal (P7) ou dentro dela (P1).

O Folhelho-Selo possui predomínio de querogênio de tipo III (Figura 7.4), que apresenta baixo potencial gerador de óleo e alto potencial para gás (Tissot *et al.*, 1974; Peters e Cassa, 1994.). Porém, a evolução termal não ultrapassou a janela de geração de óleo e gás úmido (Figuras 7.5 e 7.6), o que pode explicar os valores de petróleo livre (S1) baixos a razoáveis, já que também é baixo a razoável o potencial de produção de óleo (S2). Uma vez que não se atingiu a janela de geração de gás seco, o alto potencial de geração de gás do Folhelho-Selo não deve ter se convertido em quantidades expressivas de petróleo gasoso, apesar de haver valores de COT

superiores a 0,6 %, que Luo e Vasseur (1996) consideram suficientes para o gás sobrepresurizar uma rocha de baixa permeabilidade (capítulo 3).

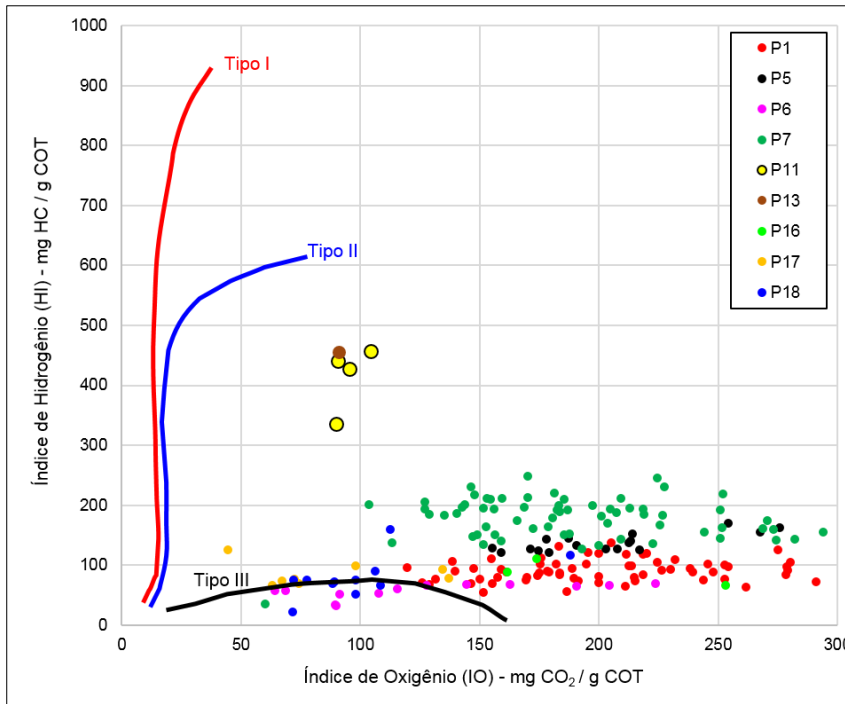


Figura 7.4. Valores de IH x IO do Folhelho-Selo. As linhas definem os campos com predomínio de querogênio tipo I, II e III (Tissot *et al.*,1974). Os dados mostram predomínio do tipo III, que apresenta baixo potencial gerador para óleo e alto potencial para gás (Peters e Cassa, 1994).

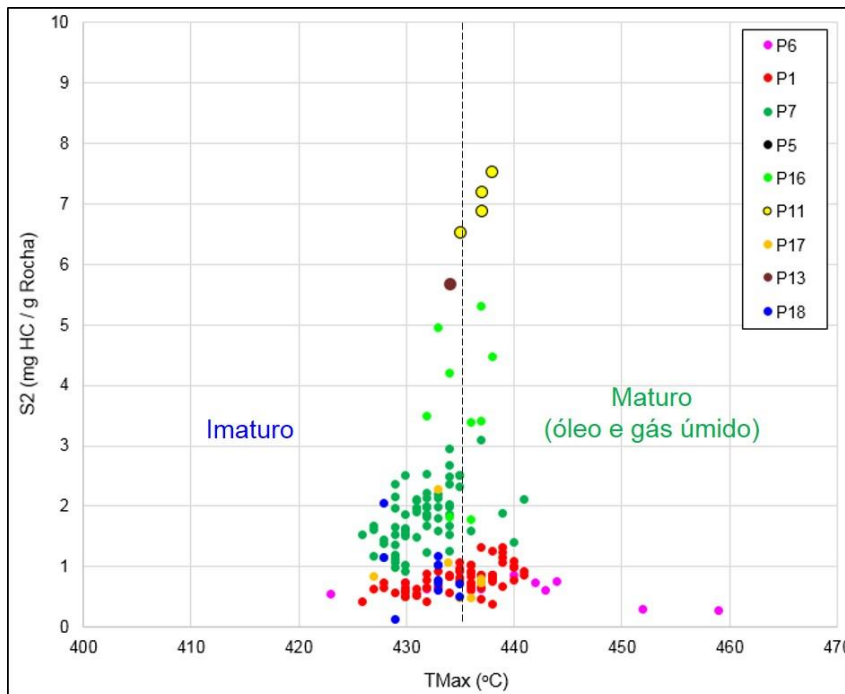


Figura 7.5. Valores de Tmax x S2 do Folhelho-Selo. Os campos denominados de **imaturo** e **mature** (janela de óleo e gás úmido) são demarcados pela linha preta (435 °C) (Peters e Cassa, 1994). Os poços não atingiram a janela de **gás seco** (> 470 °C), não havendo a geração de quantidades expressivas de gás.

A geração de petróleo pouco significativa explicaria porque foram constatados valores de gás pouco expressivos (< 100UGT) onde ocorrem os maiores valores de COT, S1 e S2, havendo anomalias apenas próximo ao Reservatório Principal (capítulo 5), cujo gás é, essencialmente, proveniente do Pré-Sal (Barros e Bassetto, 2006). Isso

também é coerente com os trabalhos de Moreira *et al.* (2007) e Chang *et al.* (2008), que não consideram o Folhelho-Selo um gerador significativo na Bacia de Santos

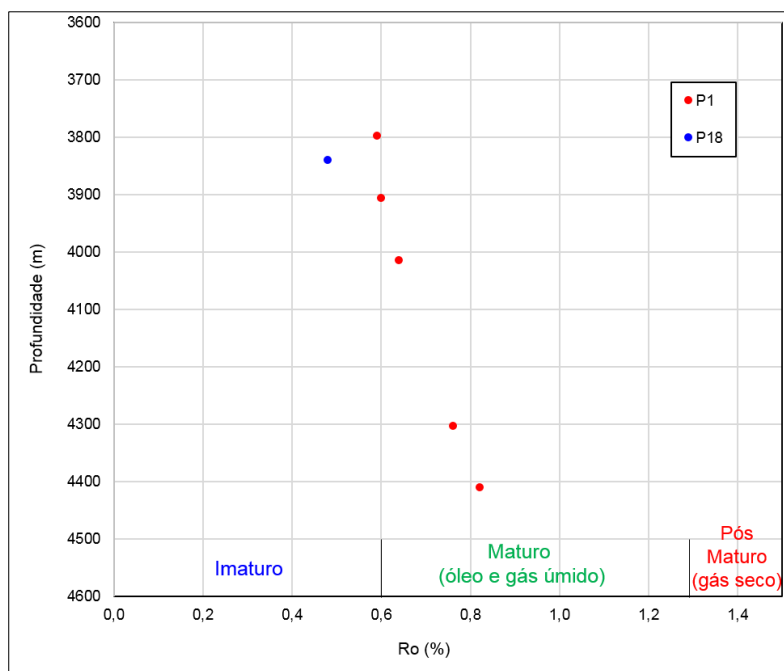


Figura 7.6. Valores do índice de refletância da vitrinite (R_o %) do Folhelho-Selo x profundidade. Apenas os poços P1 e P18 possuem dados. Os campos **imaturo**, **mature** (janela de óleo e gás úmido) e **pós-mature** (janela de gás seco) são indicados no eixo horizontal. (Peters e Cassa, 1994). Poços não atingiram a janela de gás ($R_o > 1,35$ %), assim o alto potencial de geração de gás do Folhelho-Selo não foi transformado em quantidades expressivas de gás.

Em suma, os dados geoquímicos do Folhelho-Selo indicam que não há relação entre a sobrepressão e os valores mais elevados de COT, S1 e S2. Indicam, também, que não foram produzidas quantidades expressivas de petróleo, sobretudo gás. Portanto, a contribuição da geração de petróleo proveniente deste intervalo, para a sobrepressurização da K90, não deve ter sido significativa.

7.2. Composição mineralógica do Folhelho-Selo

São escassos os dados de composição mineral do Folhelho-Selo, pois poucos poços foram submetidos a análise de DRX, e cada poço contou com um número máximo de 4 amostras. Outra limitação encontrada é que as amostras foram obtidas de profundidades pouco inferiores ao Reservatório Principal, não sendo representativas de toda a seção do Folhelho-Selo. Ainda assim, foi possível extrair informações relevantes sobre a contribuição da composição mineral na sobrepressão da K90.

Predominam quartzo e feldspato (**Qtz + Fld**) como fases minerais principais (50 % a 65 % do total), seguidos de argilominerais (**Arg**, < 2 μ m) com 25 % a 37,5 % do

total, sendo o restante ocupado por calcita, dolomita, anatásio, pirita e granada (Figura 7.7). O conteúdo de Arg é compatível ao que foi obtido por Santos *et al.* (2007) em pelitos cronocorrelatos ao Folhelho-Selo (23 % a 48 % de Arg.).

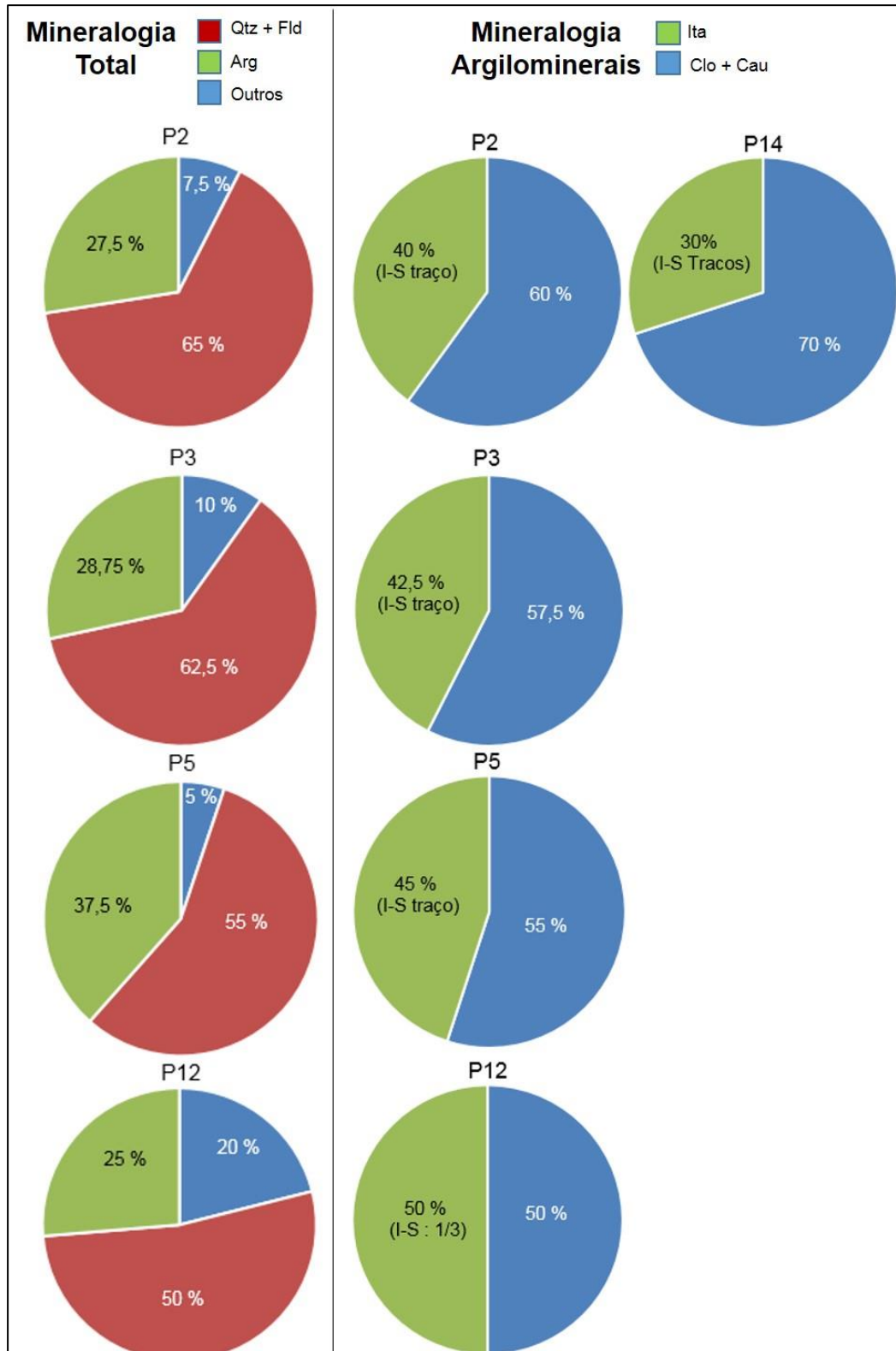


Figura 7.7. Composição mineralógica total e de argilominerais do Folhelho-Selo. O P14 não tem análise total. Predominam quartzo (Qtz) e feldspato (Fld) na composição total. Entre os argilominerais (Arg), predominam clorita (Clo) e caulinita (Cau). O P12 possui a maior (%) de illita (Ita). É o único poço onde se encontrou interestratificado Ita / Smc (I/S).

O poço P5 apresenta maior fração de Arg que P2 e P3, porém o GPP dos três poços seria o mesmo, se descontado o efeito do gás de P1 e P5. Já o poço P12, que possui a K90 em condições hidrostáticas, possui proporção de Arg semelhante ao P2 e P3, que possuem GPP anormal. Assim, não foi identificada uma relação entre a ocorrência de sobrepressão e porcentagem de Arg.

A composição da fração Arg apresenta predomínio de clorita (Clo) com 50 % a 60 % (P1, P2, P3 e P14) e caulinita (Cau) com 50 % (P12), seguida de ilita (Ita) com 30 % - 50 %, aparecendo esmectita (Smc) localmente (Figura 7.7).

O poço P5 apresenta maior porcentagem de Ita que P2 e P3, porém o GPP dos três poços seria o mesmo, se descontado o efeito do gás existente em P2 e P5. O poço P12 possui proporção de Arg semelhante à de P2 e P3, se desconsiderado a parcela de interestratificados Ita-Smc. Esses interestratificados ocorrem próximos de 4000 m (~ 127 °C, Figura 7.8), dentro da faixa considerado possível para a desidratação da Smc em Ilita acontecer (Osborne e Swarbrick, 1997; Alnes e Liburn 1998). É possível que eles sejam um registro da reação Smc – Ita.

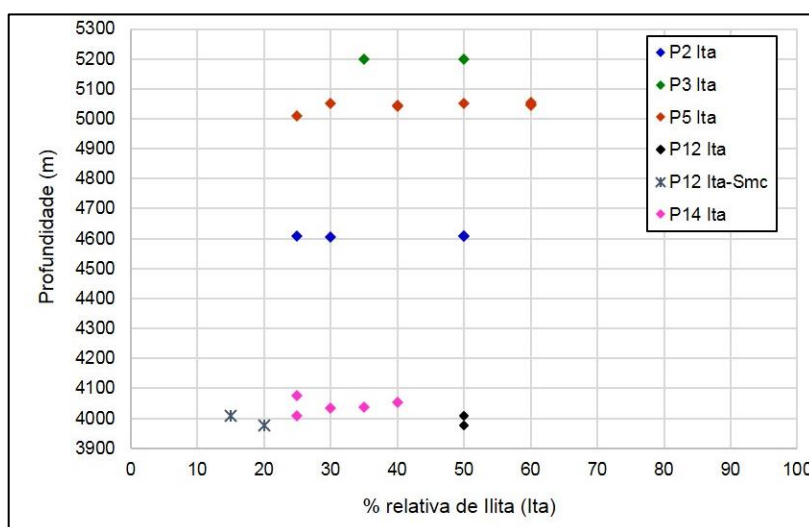


Figura 7.8. Porcentagem de Ilita (Ita) na fração argilomineral do Folhelho-Selo. O P12 é o único onde foi identificado interestratificado Ita-Smc.

Em suma, os dados indicam que não há uma relação entre a ocorrência de sobrepressão e porcentagem de ilita apresentada pelos poços, que é semelhante nos poços, independentemente de haver sobrepressão na K90. Além disso, onde o registro da reação pôde ter sido identificado, não há sobrepressão (P12). Assim, a contribuição da reação esmectita-ilita na sobrepressão da K90 deve ter sido pouco significativa.

8. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS

A modelagem petrofísica de pressões mostrou que não há sobrepressão acima da K90. No Compartimento Norte (poços P8 ao P18), a sequência K90 está em condições hidrostáticas, exceto no P16, onde existe a ZPA secundária (Figura 8.1).

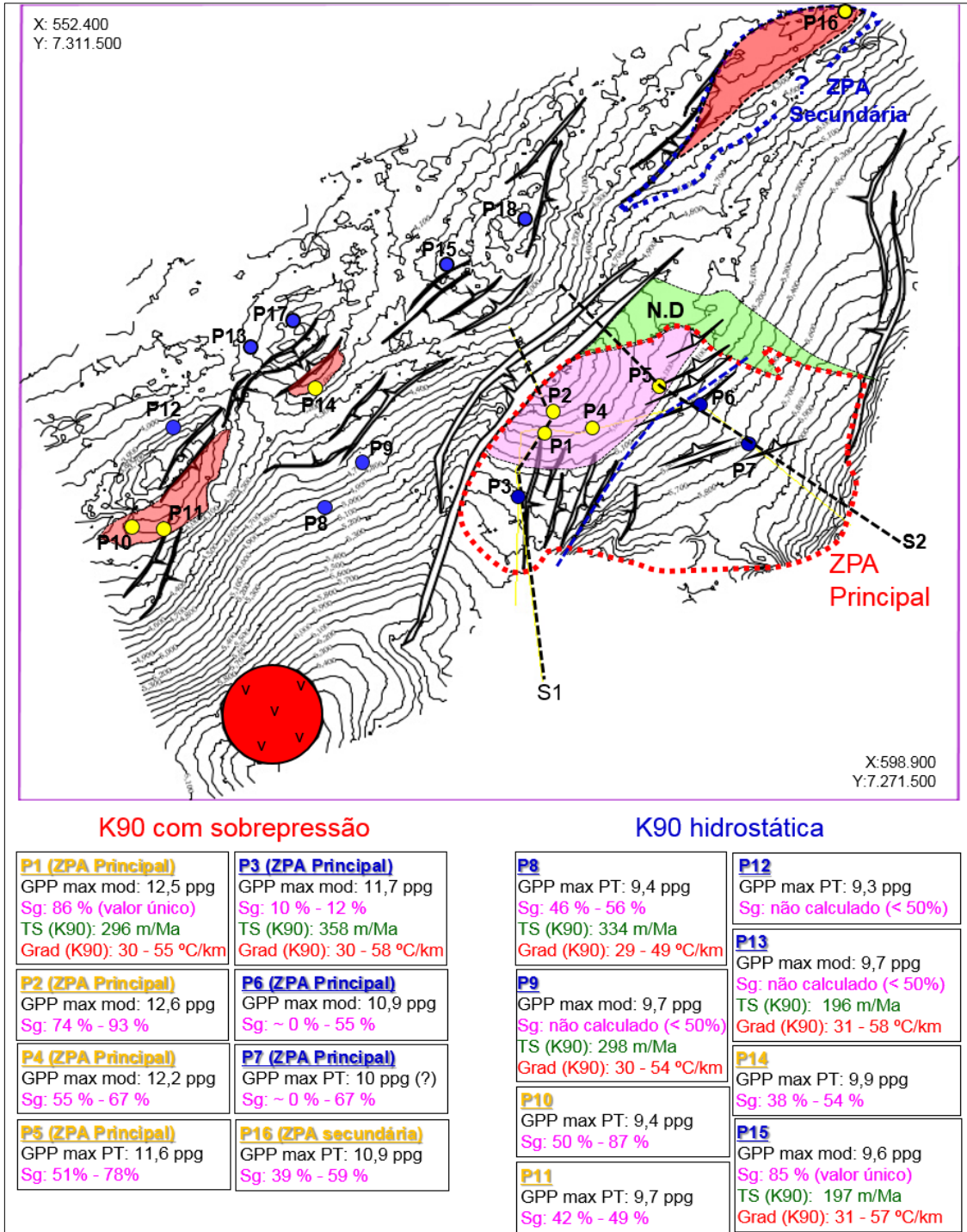


Figura 8.1. Mapa estrutural do topo do Reservatório Principal com a síntese dos resultados obtidos. Contorno de 100m. Seção das Figuras 8.3 (S1) e 8.5 (S2) estão destacadas. Esta imagem já foi apresentada no capítulo 5, sendo aqui enriquecida com informações da modelagem histórica. A Sequência K90 foi submetida a taxas de sedimentação (TS) e gradiente geotermal (Grad) semelhante nos poços, independentemente de haver sobrepressão.

No Compartimento Sul, ocorre a ZPA Principal, que abrange o Folhelho-Selo e o Reservatório Principal da K90, incluindo a zona de gás e o aquífero (Figura 8.1). Entre as sequências K70 e K88, foram identificadas a ZPA-2 e a ZPA-3, zonas de ocorrência localizada que auxiliaram a definir o limite estratigráfico da ZPA-Principal.

A ZPA Principal não apresenta variação significativa da densidade e neutrão em relação à zona hidrostática sotoposta, o que demonstra que não há variação da porosidade total associada à sobrepressão (Figura 8.2), ou seja, não há alteração do tamanho médio dos poros de estocagem (capítulo 4). Por outro lado, a diminuição da resistividade e aumento do sônico na ZPA Principal, em relação à TNC, indicam que há aumento do tamanho médio dos poros de conexão. Neste sentido, é importante lembrar que foi necessário empregar valores de E (expoente de Eaton) entre 3 e 5 para ajuste dos modelos de pressão aos dados de teste de formação, tanto na ZPA Principal quanto na ZPA-2 do P3.

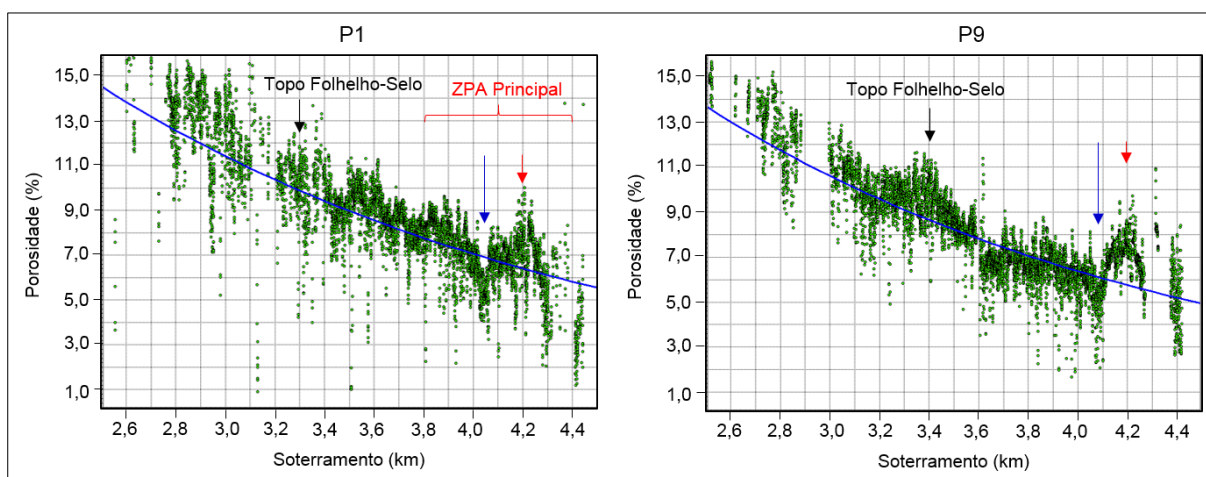


Figura 8.2. Curvas de porosidade x soterramento de argilitos e folhelhos. Os pontos do gráfico foram obtidos a partir do perfil de densidade (capítulo 4). A curva de tendência (TNC) está marcada em azul. Não há desvio de porosidade, em relação à TNC na ZPA Principal (poço P1). Variações significativas de porosidade estão relacionadas a modificações litológicas locais que ocorrem dentro do Folhelho-Selo, independentemente de haver sobrepressão. Isso é exemplificado pela diminuição (seta azul) e aumento (seta vermelha) que ocorrem no P1 (com sobrepressão na K90) e no P9 (K90 hidrostática).

Essas informações indicam que a subcompactação não deve ter atuado significativamente na K90 (Tabela 8.1), sendo mais provável que tenha havido a atuação dos mecanismos de expansão volumétrica e movimento de fluido (Bowers, 1995; Marçal *et al.*, 2012). No entanto, os principais mecanismos de expansão volumétrica também não se mostraram significativos, conforme discutido nos capítulos 6 e 7. A modelagem histórica e as análises complementares indicaram que não há relação entre a ocorrência de sobrepressão na K90 e taxa de sedimentação, subsidência, gradiente geotermal, características geoquímicas e composição mineral do Folhelho-Selo (Figura 8.1).

Como será detalhado adiante, a ocorrência de gás é o fator decisivo para o desenvolvimento e manutenção da ZPA Principal ao longo do tempo (Tabela 8.1), sendo que a migração de fluidos pressurizados, por meio de falhas, pode ter contribuído com o aumento de pressão, mas é um tema que necessita ser estudado com mais profundidade do que foi realizado aqui.

Tabela 8.1. Contribuição dos mecanismos geradores de sobrepressão nas pressões de poros da Sequência K90. Referências bibliográficas mencionadas: 1 - Osborne e Swarbrick (1997); 2 - Santos *et al.* (2007); 3 - Oliveira (2006); 4 - Luo e Vasseur (1992); 5 - Peters e Cassa (1994); 6 - Luo e Vasseur (1996), Rosa *et al.* (2011); 7 - Rocha e Azevedo, 2009; 8 - Swarbrick e Osborne (1998). A letra k indica permeabilidade intrínseca, kr_a permeabilidade relativa à água e kr_g permeabilidade relativa ao gás, $>$ indica maior e $<$ indica menor.

Mecanismo	Contribuição	Justificativas
Subcompactação	Baixa	Não há variação de porosidade total. Parâmetro E (3 - 5).
		Taxas de sedimentação (TS) não relacionadas a sobrepressão. TS Máx. (368 m/Ma, K90, P3) $<$ do que literatura propõe (600 a 1000 m/Ma) ^{1,2} . k mínima do selo (10^{-5} mD) ³ $>$ que indicada nos modelos (10^{-6} - 10^{-7} mD) e literatura (10^{-6} - 10^{-8} mD) ¹ .
Halocinese	Baixa	Ocorrência de domos de sal não relacionada a sobrepressão.
		Lapso 20 Ma entre fase mais ativa do sal (Albiano) e K90 (Santoniano - Campaniano) ⁴ . Regime distensional no Alto Principal a partir da K90 (geometria FP).
Aquathermal	Baixa	Evolução termal homogênea para K90. Não relacionada a sobrepressão.
		k mínima do selo (10^{-5} mD) ³ $>$ do que literatura propõe (10^{-9} a 10^{-12} mD ~ selo "perfeito") ^{1,5} . ZT indica que o Folhelho-Selo não é um selo "perfeito".
Ita-Smc	Baixa	Composição total e fração Arg do Folhelho-Selo não relacionadas à sobrepressão.
		P12 - reação Ita-Smc foi registrada (interestratificado). Sem sobrepressão na K90. k mínima do selo (10^{-5} mD) ³ $>$ do que literatura propõe (10^{-8} mD, ~ selo "perfeito") ¹ . ZT indica que o Folhelho-Selo não é um selo "perfeito".
Geração de HC	Baixa	COT, S1 e S2 não relacionado com sobrepressão. Variam com argilidade do Selo.
		Baixo volume de HC gerado (S1 baixo) ⁵ . Evolução termal do selo até janela de óleo e gás úmido (S2 é baixo - pouco óleo gerado). Evolução termal não atingiu janela de gás seco (pouco gás produzido).
Gás	Alta	Zona de gás tem GPP $>$ aquífero correspondente.
		Dados de PT e TFR alinham-se com reta a RTg-2 (Acumulação Principal).
		GPP aumenta para ápice do Alto Principal. Coincide com aumento de Sg.
		Varição dos perfis e parametro E (3-5). Indica expansão volumétrica associada ao gás. Sg intermediária (20 - 60 %) . Deve ter reduzido kr_a e kr_g no selo e elevado o GPP aquífero
Migração de fluidos via falhas	Indeterminada	Falhas podem ter conectado ZPA Principal com zonas sobrepressurizadas (ex. ZPA-2)
		Fluidos pressurizados podem ter contribuído com PP na K90 Movimento de falhas pode ter diminuído o GPP - fluxo de fluidos ao meio adjacente ^{3,6,9} .
Osmose	Baixa	Salinidade água na Acumulação Principal (P3 e P7) é semelhante ao resto da área.
		Salinidade água compatível com outros poços da Bacia de Santos. Permeabilidade mínima selo (10^{-5} mD) ³ $>$ que o sugere a literatura (selo "perfeito") ³ ZT indica que o Folhelho-Selo não é um selo "perfeito".

8.1. Contribuição da subcompactação

Os modelos históricos mostraram que foi homogênea a evolução tectonossedimentar na área de estudo, sendo que o cenário com final do rifteamento no Albiano é mais coerente com os resultados do *backstripping*. Foram identificados três períodos de maior atividade tectônica e sedimentação. As taxas da K90 calculadas são semelhantes nos poços, independentemente da ocorrência de sobrepressão (Tabela 8.1), como visto no P1 (296 m/Ma) e P3 (358 m/Ma), que

possuem sobrepressão, e no P8 (334 m/Ma) e P9 (298 m/Ma), sem sobrepressão (Figura 8.1). As taxas calculadas entre as sequências K100 e o presente também são semelhantes nos diferentes poços, independentemente de haver sobrepressão na K90.

A modelagem histórica de pressões indicou que as taxas de sedimentação, estabelecidas a partir da Sequência K90, não foram significativas para desenvolver a subcompactação, sendo que a permeabilidade seria o fator decisivo. Mesmo considerando permeabilidades finais iguais a 10^{-5} mD, valores mínimos encontrados por Santos *et al.* (2007), não se desenvolveria a subcompactação. Para isso, seriam necessários valores mínimos entre 10^{-6} mD e 10^{-7} mD (Tabela 8.1), que teriam levado a subcompactação na ZPA Principal (P1) e fora dela (P9). Esses valores de permeabilidade são semelhantes ao que Domingues (2008) modelou para folhelhos na Bacia do Espírito Santo, onde a subcompactação é principal mecanismo atuante. Os resultados obtidos também são condizentes com os trabalhos de Osborne e Swarbrick (1997) e Burrus (1998), para quem são necessárias taxas superiores a 600 m/Ma e permeabilidades entre 10^{-6} mD e 10^{-8} mD. Talvez a subcompactação tenha se desenvolvido no *Gap* do Albiano (capítulo 2), onde as taxas de sedimentação calculadas seriam maiores, visto que as espessuras das sequências K90 a E60 são bem superiores àqueles presentes na área de estudos.

Em suma, a variação dos perfis geofísicos e os modelos petrofísicos indicam que a subcompactação não se desenvolveu na área. Os modelos históricos mostraram que houve evolução tectonossedimentar semelhante na posição dos poços, sem relação com sobrepressão na K90. As permeabilidades do Folhelho-Selo são maiores do que o necessário para desenvolver a subcompactação frente às taxas de sedimentação estabelecidas. Concluiu-se, assim, que este mecanismo não foi significativo para a sobrepressão da K90, embora seja o processo mais comum para sobrepressurizar bacias sedimentares ao redor do mundo (Law e Spencer, 1998).

8.2. Contribuição dos esforços decorrentes da halocinese

A sobrepressurização da K90 poderia estar associada a esforços mecânicos relacionados à halocinese, pois há um domo de sal abaixo do Alto Principal, onde ocorre a ZPA Principal (P1 ao P7). Porém, também existe sal abaixo dos poços P9,

P13 e P15 (capítulo 2), que estão em condição hidrostática, o que diminui a chance desse mecanismo ser relevante (Tabela 8.1). Além disso, a maior atividade halocinética ocorreu no Albiano (capítulos 2 e 6), durante a deposição da sequência K60. Há, portanto, um intervalo superior a 20 Ma entre a fase mais ativa dos domos de sal e a deposição da sequência K90 (Oliveira, 2006).

Algumas das falhas que ocorrem sobre os domos de sal, a exemplo da Falha Principal (FP), se originaram durante a fase mais ativa da halocinese no Albiano. Elas atuaram posteriormente, durante uma fase passiva dos domos que ocorrem abaixo do Alto Principal. Foi nesse contexto que se formou o baixo estrutural localizado entre os segmentos de falha que compõem a FP (Figura 8.3). Assim, o regime de esforços desenvolvidos a partir da deposição da K90 é predominantemente distensional, sendo pouco compatível com o desenvolvimento de sobrepressão por esforços compressivos (Domingues, 2008; Rocha e Azevedo 2009). Essa ausência de compressão também foi sugerida pelas curvas de *backstripping* (capítulo 6), que indicam um predomínio de subsidência tectônica após o Santoniano.

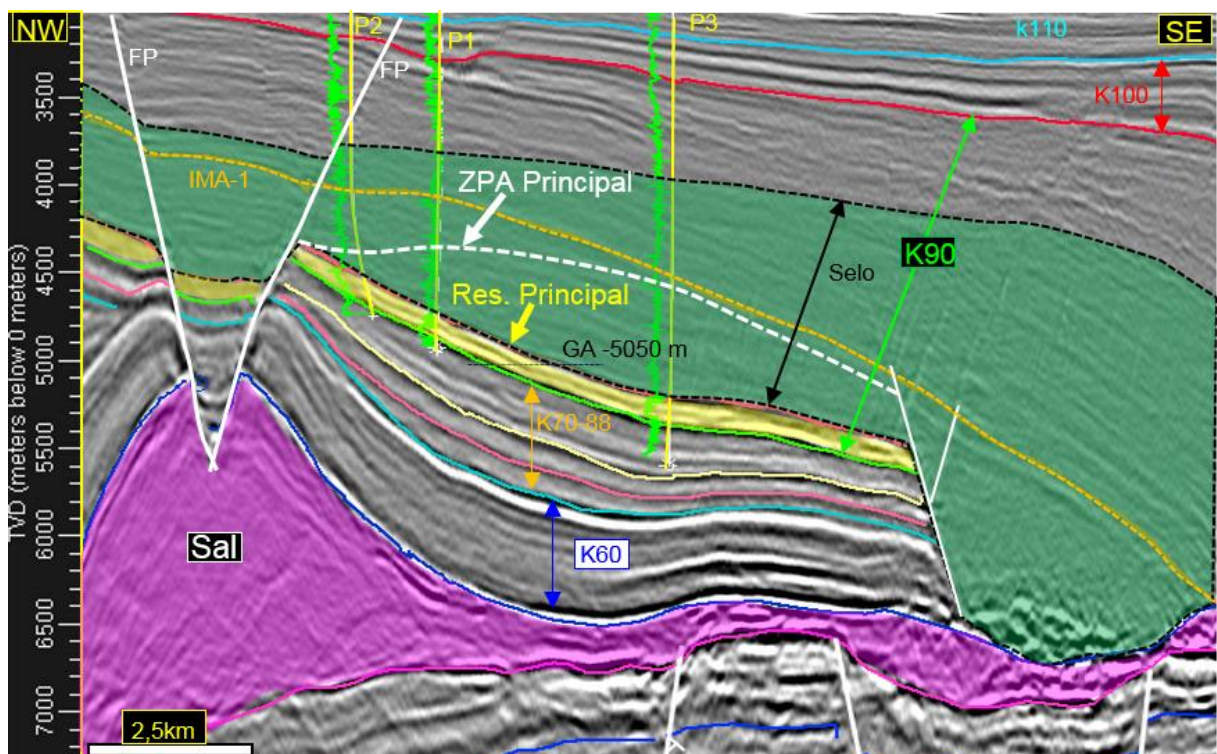


Figura 8.3. Seção sísmica em profundidade cruzando o Alto Principal. É a mesma seção da Figura 2.16. Sua trajetória está destacada na Figura 8.1 (S1). Entre o Santoniano e o Maastrichtiano, a Falha Principal (FP) atuou diante de esforços distensionais (Oliveira, 2006), o que levou ao abatimento do topo do domo de sal e a geração do baixo estrutural entre os segmentos da FP. O contexto distensional, a partir da K90, também é sugerido pelas curvas de *Backstripping*.

Os argumentos mencionados aqui não excluem a possibilidade de sobrepressurização por esforços compressivos decorrentes da halocinese, para o que

seria necessário realizar uma análise de paleo-esforços e modelagem geomecânica, o que está fora do escopo deste trabalho. Porém, essas observações induzem a atribuir pouca relevância a esse mecanismo de sobrepressurização (Tabela 8.1).

8.3. Contribuição do mecanismo *Aquathermal*

Os modelos de fluxo térmico mostram uniformidade de evolução termal a partir da Turoniano, com valores entre 80 mW/m² e 100 mW/m², chegando aos atuais 61 mW/m² a 64 mW/m², independentemente do cenário de final de rifteamento adotado (capítulo 6). As variações de temperatura e do gradiente geotermal da sequência K90 foram semelhantes ao longo do tempo, variando entre 50 - 60 °C/km (Santoniano) e cerca de 30 °C/km hoje, independentemente de haver sobrepressão (Tabela 8.1). A homogeneidade térmica também ocorre atualmente, conforme indicam as curvas de temperatura x profundidade.

A modelagem histórica de pressão indicou que, mesmo se forem consideradas permeabilidades mínimas do Folhelho-Selo próximas de 10⁻⁵ mD, não haveria qualquer aumento de GPP com as temperaturas desenvolvidas na K90. Isso é condizente com o trabalho de Luo e Vasseur (1992) e Osborne e Swarbrick (1997), para quem são necessárias permeabilidades inferiores a 10⁻⁹ mD para atuação do mecanismo *Aquathermal*. Ainda assim, os autores advogam que a contribuição desse mecanismo seria pequena (capítulo 3).

A permeabilidade extremamente baixa, referida acima, é necessária porque a expansão volumétrica do fluido é pequena, mesmo diante de um gradiente geotérmico de 50 °C/km (Bethke, 1986), valor próximo aos maiores gradientes experimentados pela K90 na área de estudos. O valor inferior a 10⁻⁹ mD seria compatível com um selo quase “perfeito”, o que resultaria num grande contraste de permeabilidade com o meio hidrostático (Swarbrick e Osborne, 1998). Isso seria caracterizado por um limite abrupto entre o GPP anormal e o GPH, não compatível com a zona de transição no topo da ZPA Principal (Tabela 8.1), conforme identificado nos modelos petrofísicos (capítulo 5).

Em suma, não houve diferenças de evolução térmica da sequência K90 nos poços com e sem sobrepressão, e não foram atingidas as permeabilidades necessárias para que o mecanismo *aquathermal* fosse estabelecido, que estariam associadas a um selo “perfeito”, o que é contrário à existência da ZT identificada nos

modelos petrofísicos. Assim, concluiu-se que este mecanismo não foi relevante para a sobrepressurização das rochas estudadas (Tabela 8.1).

8.4. Contribuição da reação esmectita – Ilita

As análises de composição mineral do Folhelho-Selo mostraram que não há diferenças significativas de composição mineral, ocorrendo entre 25 % e 38% de argilominerais (Arg), independentemente da ocorrência de sobrepressão na K90 (capítulo 7).

Os dados da fração Arg (< 2 μm) também não mostraram diferenças relevantes entre os poços, que variaram entre 30 % e 50 % seu conteúdo de ilita (Ita), sendo que o P12, que apresenta a K90 em condições hidrostáticas, possui o maior percentual de Ita. A ocorrência de interestratificado ilita-esmectita (Ita-Smc) em profundidades de 4000 m (~127 °C) indica que a reação entre essas fases ocorreu em condições compatíveis ao que defendem Alnes e Liburn (1998), porém não há sobrepressão no P12, onde o interestratificado foi encontrado (Tabela 8.1).

Os valores de permeabilidade do Folhelho-Selo (Figura 8.4) são muito superiores ao que propõem Osborne e Swarbrick (1998) para haver sobrepressurização em decorrência da reação Ita-Smc (~ 10^{-8} mD). Mesmo considerando esses valores baixos e, admitindo uma composição original de 100% de esmectita, a contribuição desse mecanismo seria pouco relevante, pois o volume de fluido gerado seria pouco significativo, em torno de 4% (capítulo 3). Além disso, seria necessária a presença de um selo quase perfeito, o que é contrário a existência da ZT no topo da ZPA, conforme discutido no mecanismo *aquathermal* (Tabela 8.1).

A reação Ita-Smc poderia ter contribuído para alterar a estrutura cristalina da rocha, aumentando a compressibilidade dos grãos e reduzindo sua permeabilidade, o que poderia fazer com que parte da pressão de sobrecarga (PS) fosse repassada ao fluido dos poros, aumentando o GPP (capítulo 3). Porém, os poços com sobrepressão apresentam valores de permeabilidade semelhantes àqueles sem sobrepressão (Figura 8.4), portanto o mecanismo também não deve ter contribuição neste sentido.

Em suma, não há relação entre a composição mineral total e da fração Arg do Folhelho-Selo com a sobrepressão na K90, da mesma forma que não foram atingidas permeabilidades necessárias para que a reação Ita-Smc contribuísse com a

sobrepessão da área (Tabela 8.1). Assim, esse mecanismo também não deve ter atuado de forma significativa na sobressurização da K90.

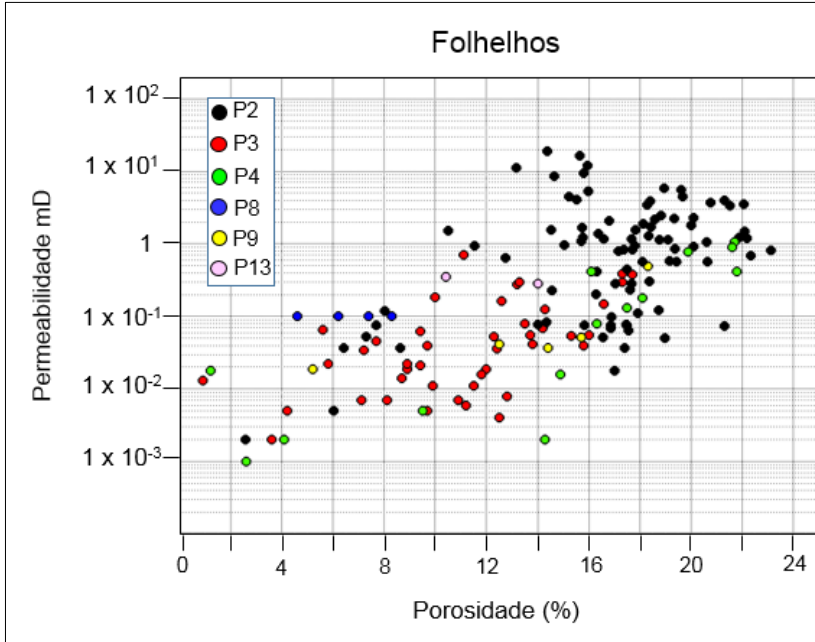


Figura 8.4. Valores de porosidade e permeabilidade do Folhelho-Selo em poços da área de estudo. **Poços com sobrepressão** na K90 (P2, P3 e P4) apresentam distribuição de valores de permeabilidade semelhantes aos poços **sem sobrepressão** (P9, P8 e P13).

8.5. Contribuição da geração de petróleo

Não foi identificada uma relação entre sobrepressão e os valores mais elevados de COT, S1 e S2 (Tabela 8.1), que parecem relacionados à argilosidade do Folhelho-Selo (capítulo 7). Poços sem sobrepressão podem apresentar valores dessas variáveis maiores do que aqueles onde há sobrepressão. É o caso do P11, que não possui sobrepressão e apresenta valores médios de COT (1,72 %), S1 (1,78 mg HC / g Rocha) e S2 (7,03 mg HC/ g Rocha) maiores que os demais poços. Por outro lado, poços com GPP semelhantes podem apresentar valores diferentes desses parâmetros, a exemplo do que ocorre com o P1 e P5.

Embora o Folhelho-Selo apresente alto potencial para geração de gás, os dados indicam que não devem ter sido produzidas quantidades expressivas de gases, pois a evolução termal não atingiu a janela de gás seco, permanecendo no campo do óleo e gás úmido, apesar de terem sido atingidas temperaturas compatíveis com a janela de gás seco na K90 (> 150 °C, Peters e Cassa, 1994). Portanto, a contribuição da geração de petróleo proveniente deste intervalo, para a sobressurização da K90, não deve ter sido significativa (Tabela 8.1). Isso poderia explicar porque foram

constatados valores de gás pouco expressivos (< 100 UGT) onde ocorrem os maiores valores de COT, S1 e S2.

A geração de petróleo no Folhelho-Selo poderia ter alterado a estrutura cristalina da rocha, favorecendo a transmissão de PS aos fluidos dos poros, aumentando o GPP (capítulo 3). Porém, conforme já mencionado anteriormente, não há contraste das permeabilidades entre a ZPA e o meio hidrostático (Figura 8.4), indicando que o mecanismo também não foi significativo neste sentido.

Caso a maturação termal tivesse atingido níveis compatíveis com as temperaturas atuais, poderia haver maior geração de gás, o que poderia elevar o GPP do Folhelho-Selo de forma significativa.

8.6. Contribuição da ocorrência de gás

A ocorrência de gás no Reservatório Principal é o elemento principal de sobrepressurização na área (Tabela 8.1), podendo contribuir pela formação da **zona de gás** (efeito da fluatibilidade) e por redução da **permeabilidade relativa** (capítulo 3). Neste sentido, **o fechamento da trapa**, seria a condição inicial para reter o petróleo, seja por fechamento estrutural e/ou estratigráfico. Talvez por isso a área dos poços P8 e P9 não apresente acumulação de gás, já que não há trapa fechada (Figura 8.1). É fundamental, também, que haja **estabilização das falhas** que cortam o selo, para evitar o escape de parte do gás armazenado, processo que pode ter ocorrido nas estruturas dos poços P10 e P14, sendo este um tema a ser desenvolvido em pesquisas posteriores.

Na **zona de gás**, a sobrepressão se deve ao aumento do GPP em relação ao GPP do aquífero correspondente, por consequência de contrastes de densidades dos fluidos (capítulos 3 e 5). Em função da espessura da zona de gás, esse aumento pode ser pequeno (< 0,3 ppg), a exemplo do que ocorre no P11 e P12, onde há cerca de 300 m de acumulação, ou pode ser grande (~ 1 ppg), a exemplo do que ocorre na Acumulação Principal, onde há notáveis 800 m de espessura de zona de gás, sendo o GPP de até 12,6 ppg (P2), enquanto o aquífero apresenta 11,7 ppg (P3).

A influência da zona de gás é evidenciada pelo aumento do GPP em direção ao ápice do Alto Principal, que acompanha o aumento da saturação de gás (Figura 8.1). Outro ponto importante é que os dados de testes de formação se alinham à reta

RTg-2 (Figura 5.17), mostrando que a variação de GPP dentro da zona de gás segue a densidade média do gás. Provavelmente seriam observadas feições semelhantes na ZPA Secundária (P16), na ZPA-2 e ZPA-3 (P3 e P4), caso houvesse um número suficiente de medidas de pressão.

Além de estar sobrepressurizada na zona de gás, a Acumulação Principal também apresenta GPP elevado no seu aquífero (Figura 8.1), o que significa que deve haver outro processo contribuindo com a sobrepressurização, que não apenas a fluatibilidade do gás. A redução da **permeabilidade relativa** do gás (kr_g) e água (kr_a) no Folhelho-Selo, decorrente da sua coexistência dessas fases, pode ter contribuído com a sobrepressurização do aquífero, ao retardar o fluxo de fluidos ao meio hidrostático (capítulo 3).

Saturações intermediárias de gás (S_g) e água (S_a) devem ocorrer no Folhelho-Selo, já que há S_g elevadas junto ao reservatório e $S_g \sim 0\%$ junto à Formação Juréia (Figura 8.5). Além disso, os indícios de gás são fracos, ou ausentes, no topo da ZPA, sendo elevados junto ao Reservatório Principal (capítulo 5). A consequente redução de kr_g e kr_a teria retardado o escape dos fluidos ao meio externo, potencializando a capacidade de retenção natural do selo (Swarbrick e Osborne, 1998). Neste contexto, parte da água deslocada pelo gás, quando este atingiu o reservatório, pode não ter sido expulsa ao meio externo, aumentando o volume original de fluido, elevando o GPP do aquífero (Figura 8.6).

Essa hipótese se torna plausível quando se observam os resultados da modelagem histórica de pressões (capítulo 6). Permeabilidades intrínsecas (k) da ordem de 10^{-6} mD a 10^{-7} mD seriam suficientes para manter, ao longo do tempo, sobrepressões equivalentes ao aquífero da ZPA Principal. Esses valores são 1 a 2 ordens de grandeza menores do que 10^{-5} mD, medidas mais baixas conhecidas para o Folhelho-Selo (Santos *et al.*, 2007). Luo e Vasseur (1996) mostraram que saturações intermediárias ($S_a \sim 75\%$) podem reduzir a permeabilidade relativa das fases em quase uma ordem de grandeza (capítulo 3). Ou seja, a redução de kr_a , associada a S_a e S_g intermediária, pode ter diminuído a condutividade da água no Folhelho-Selo a valores semelhantes àqueles que mantiveram a sobrepressão na modelagem histórica ($K < 10^{-14}$ m/s).

A variação dos perfis geofísicos e os valores do expoente E, empregados na ZPA Principal, que indicam a atuação da expansão volumétrica do fluido, podem ser resultado do aumento de volume de fluido devido à chegada do gás (Tabela 8.1).

Diferentemente dos mecanismos *aquathermal* e Ita-Smc, que geram pequeno aumento de volume de fluido, o aumento de volume decorrente da ocorrência de gás é grande, já que podem ser atingidos S_g maiores que 50%. Assim, não seria necessário que houvesse um selo “perfeito” para haver sobrepressão, o qual implicaria num contraste abrupto de pressões de poros com o meio adjacente, mas apenas um selo eficiente, no qual se poderia desenvolver uma ZT no topo da ZPA.

Barreiras de permeabilidade internas ao Folhelho-Selo, compostas por litologias menos permeáveis, talvez mais cimentadas, devem ter amplificado a retenção de fluidos e contribuído com o desenvolvimento e manutenção dos GPPs elevados ao longo do tempo (Figura 8.6). Isso poderia ser o caso do IMA-1 e IMA-2, o que explicaria porque a ZPA Principal inicia-se abaixo deles, ou da zona de não-deposição do reservatório principal que delimita a ZPA Principal a NE (capítulo 5). O mesmo efeito pode ter sido provocado por heterogeneidades faciológicas do Reservatório Principal, a exemplo da zona com escassez de arenito relacionada a separação dos compartimentos A e B da ZPA Principal (Figuras 5.19 e 5.21). Falhas selantes também foram relevantes para reduzir o fluxo de fluidos ao longo do tempo, como exemplificado pela FP, ou pelas falhas associadas a separação dos compartimentos A e B (Figura 5.19).

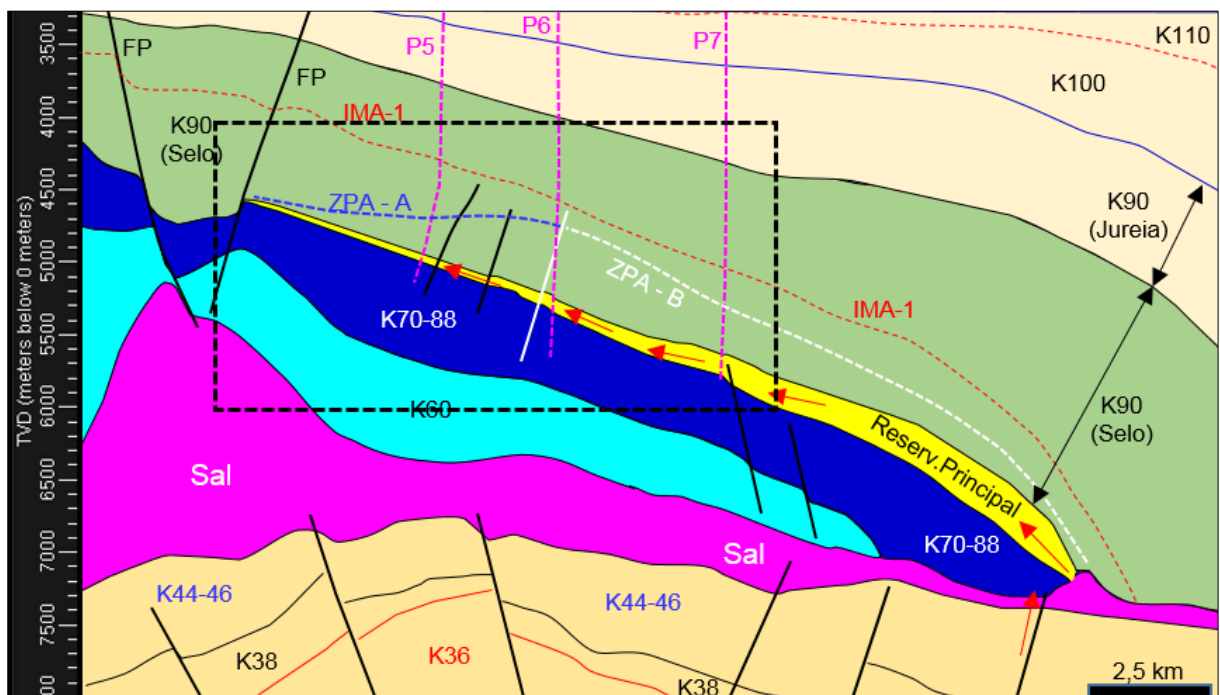


Figura 8.5. Seção geológica entre os poços P5, P6 e P7. Trajetória na Figura 8.1 (S2). Como não foi modelada a PP no P5 e P7, o topo da ZPA foi demarcado na profundidade com aumento do GPL e maior taxa de perfuração. As setas vermelhas indicam possível caminho do gás originário da seção Pré-Sal (K38) até o Reservatório Principal (capítulo 2). A acumulação do gás no ápice da estrutura resultou em maior S_g , sendo que o inverso se estabeleceu na zona de água (capítulo 3). O retângulo preto é a área da Figura 8.6 onde se esquematiza a possível sequência de eventos para formar a ZPA Principal. Observar as falhas que conectam o intervalo K70-88 ao Reservatório Principal.

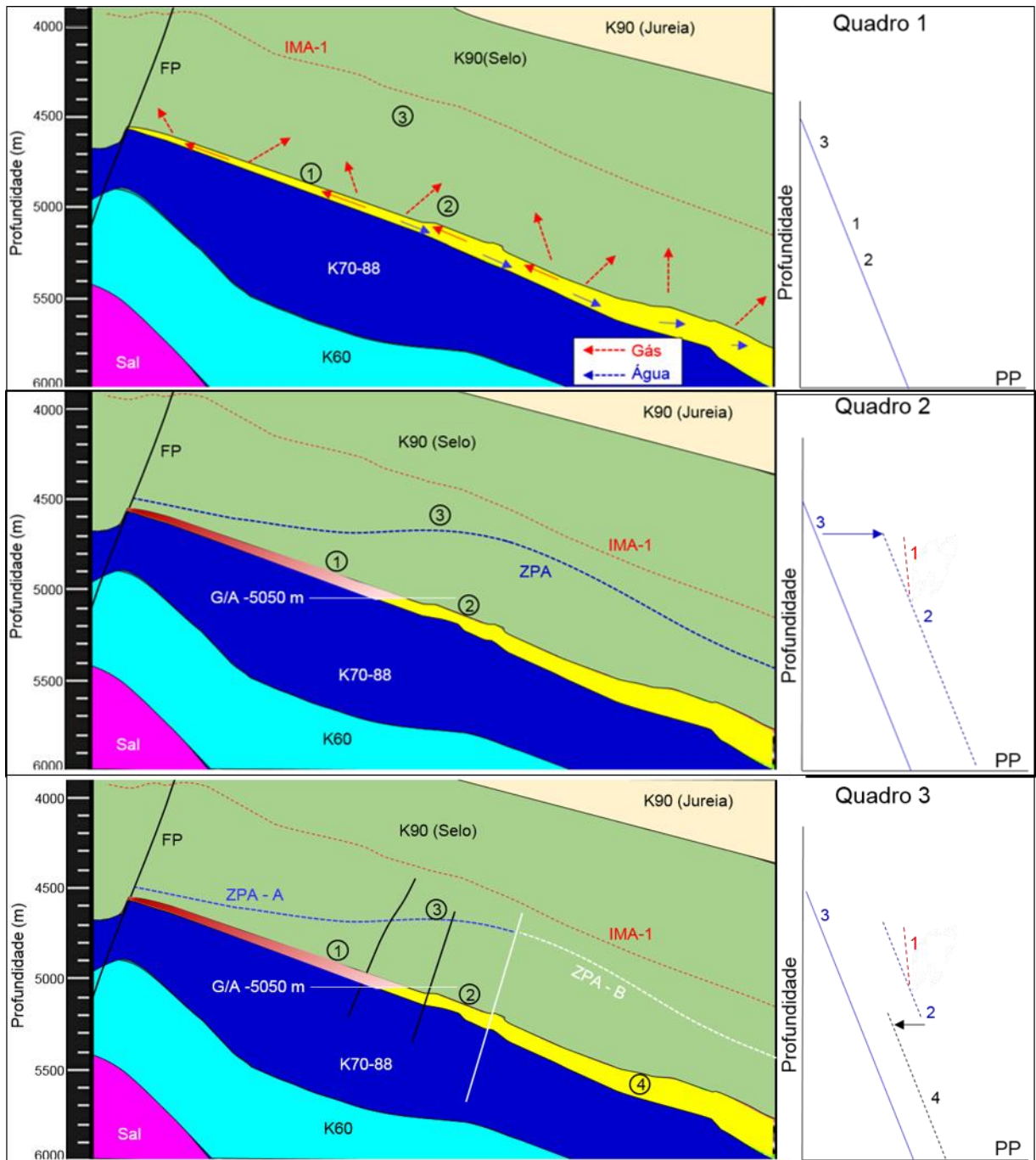


Figura 8.6. Possível sequência de eventos para formar a ZPA Principal. Seção demarcada na Figura 8.5. **Quadro 1:** chegada do gás e migração ao ápice da estrutura (1) (efeito da fluviabilidade). Aumento da saturação de gás (S_g) e diminuição da saturação de água (S_a) no reservatório e no Folhelho-Selo. Progressivamente estabeleceram-se S_a intermediárias dentro do reservatório e no selo (S_a entre 40 % e 80 %), sendo maior em 1 do que 2, da mesma forma que maior em 1 do que em 3. A água original à redução de k_{ra} . No gráfico está representado que o GPP dos pontos 1, 2 e 3 está próximo ao GPH regional (linha contínua azul). **Quadro 2:** Após certo tempo, surgiu a zona de gás (1), com GPP maior em relação ao aquífero (2), o que é representado pelos pontos 1 e 2 no gráfico. A união do gás + água não expulsa resultou em excesso de fluido, em relação ao volume original, elevando o GPP do aquífero (ponto 2 do gráfico), que passou a ser maior que o GPH (ponto 3 no gráfico). Intervalos menos permeáveis dentro do selo (ex. IMA-1 e IMA-2) e do Reservatório Principal, (zona de ND de arenitos), além de falhas selantes (ex. FP), teriam atuado como barreiras de permeabilidade, aumentando a capacidade de retenção dos fluidos. **Quadro 3:** A movimentação das falhas pode ter alterado o estado de pressões, dividindo a ZPA em compartimentos A e B. O GPP da água na ZPA-B (4) deslocou-se para seguir a linha preta (ponto 4 no gráfico esquemático). Por outro lado, falhas que cortam o Reservatório Principal poderiam ter interligado a ZPA Principal com outros níveis pressurizados, contribuindo com a elevação das pressões de poros.

Assim, o desenvolvimento da ZPA Principal e, sua manutenção ao longo do tempo, resultariam da reunião de fatores: **1 – trapa fechada, 2 – selo eficiente, 3 – acumulações de gás, 4 – intervalos menos permeáveis dentro do selo e reservatório e 5 – falhas selantes que delimitam e compartimentam a ZPA.** A mesma conjuntura de fatores pode ter levado ao desenvolvimento da ZPA-2 e ZPA-3 (capítulo 5). De forma esquemática, poderia ser escrito:

ZPA Principal = Trapa fechada + selo eficiente + acumulação de gás
+ intervalos de menor k + falhas selantes.

Esse conjunto de fatores foi decisivo para desenvolver e manter a ZPA Principal desde a chegada do gás no Reservatório Principal, o que deve ter ocorrido entre o final do Campaniano e o início do Maastrichtiano (Barros e Bassetto, 2008; Pinto *et al.*, 2008).

A retenção dos fluidos por esses fatores deve ter se processado de forma variada ao longo do selo, resultando em distribuição variada das pressões de poros entre o Reservatório Principal e o IMA-1, como evidenciado pelo topo irregular da ZPA Principal (figura 8.6) e na ZT da ZPA Principal.

Ressalta-se, ainda, que a redução da permeabilidade relativa e sua influência na sobrepressão, que pode ter reduzido o fluxo de fluidos, não foi modelada neste trabalho. Seria necessário, para isso, estabelecer curvas de variação de saturação e permeabilidade relativa com base nas rochas e fluidos existentes na área. Seria necessário, também, modelar a evolução das permeabilidades relativas, saturações de fluidos e das pressões de poros no Folhelho-Selo ao longo do tempo, considerando as variações laterais litológicas e estruturais em 3D, o que está fora do escopo deste trabalho.

8.7. Contribuição do movimento de fluido via falhas e da osmose

Fluidos sobrepressurizados poderiam ter migrado para a Acumulação Principal a partir de níveis inferiores à K90, a exemplo daqueles onde ocorrem a ZPA-2 e ZPA-3 (Tabela 8.1). Esse acréscimo de pressão de poros, por **transferência de pressão** (Swarbrick e Osborne, 1998; Rocha e Azevedo, 2009), poderia ocorrer via zonas de

falhas (Figuras 8.5 e 8.6), ampliando as pressões de poros da ZPA Principal, já anormalmente altas pela ocorrência de gás, conforme discutido anteriormente. Por outro lado, as movimentações dessas falhas podem ter alterado o estado das pressões, subdividindo a ZPA Principal em compartimentos A e B (Figuras 8.5 e 8.6).

Sendo assim, a importância do movimento de fluidos, via falhas ou camadas carreadoras, é um ponto a ser melhor entendido com trabalhos futuros, ficando, por ora, indeterminada. Aconselha-se a modelagem da evolução estrutural da área em 3D, considerando a migração dos fluidos oriundos de níveis inferiores por meio de falhas e camadas carreadoras ao longo do tempo.

Por fim, a salinidade da água de formação amostrada no P3 e P7 é semelhante ao que apresentou a água amostrada no P15, P16 e outras áreas da bacia. Isso é demonstrado pelo ajuste empírico de salinidade x profundidade empregado para calibrar os modelos de pressão de poros (capítulo 4). Este é um forte argumento contrário a atuação significativa da osmose para a sobrepressão da área (capítulo 3), que requer diferenças significativas de salinidade entre a ZPA e o meio hidrostático. Além disso, as permeabilidades exibidas pelo Folhelho-Selo são bem superiores às que seriam necessárias para o mecanismo de osmose se desenvolver (Osborne e Swarbrick, 1997).

9. CONCLUSÕES

1. O intervalo entre as sequências K100 e o fundo do mar apresenta condições hidrostáticas na área de estudo ($GPP < 10$ ppg). No compartimento norte, não há sobrepressão na K90, exceto no P16 (ZPA Secundária, $GPP \sim 10,4$ ppg).
2. No Compartimento Sul, a ZPA Principal ocorre no Alto Principal. Abrange o Folhelho-Selo e o Reservatório Principal da K90. É composta por ZT e ZF e apresenta GPP de até 12,6 ppg (zona de gás) e 11,7 ppg (zona de água). Houve problemas operacionais na perfuração da ZPA Principal, que podem ter resultado das PPs elevadas.
3. A ZPA-2 e ZPA-3 (P3 e P4) são zonas de menor importância e ocorrência localizada. Outras ZPAs podem ocorrer abaixo da K90.

4. Modelagens 3D de pressões, com apoio de geoestatística e volume sísmico adequado, poderiam determinar melhor a distribuição espacial e estratigráfica da ZPA Principal.
5. O IMA-1 e IMA-2 parecem atuar como barreiras de permeabilidade e limitar, respectivamente, o topo da ZT e ZF da ZPA Principal, o que sugere a existência de um controle estratigráfico na equalização das pressões de poros. Estudos de correlação de perfis, avaliação petrofísica e mapeamento sísmico de detalhe poderiam avaliar melhor esta questão.
6. Não foi identificada relação entre a evolução tectonossedimentar e a ocorrência da ZPA Principal na K90.
7. A subcompactação não foi relevante na área de estudo, embora seja o mecanismo de sobrepressurização mais comum nas bacias sedimentares. Os perfis de poços não mostraram variação dos perfis de rocha total (densidade e neutrão). Os valores do expoente de Eaton, nas ZPAs, ficaram entre 3 e 5. As menores permeabilidades conhecidas para o Folhelho-Selo (10^{-5} mD) são superiores às permeabilidades finais (10^{-6} mD a 10^{-7} mD) necessárias para que o mecanismo se desenvolvesse diante das taxas de sedimentação calculadas (máximas de 368m/Ma), que são consideravelmente menores do que aquelas associadas a subcompactação (> 600 m/Ma). .
8. Esforços compressivos derivados da halocinese não foram relevantes para a sobrepressurização na área de estudo. Domos de sal ocorrem abaixo de poços com e sem sobrepressão. Há um lapso de 20 Ma entre a fase ativa do sal e a deposição da K90. O *backstripping* e a geometria da FP indicam que predominou regime distensional após a K90, contrário, portanto, a um regime compressivo associada a halocinese.
9. O mecanismo *aquathermal* não foi relevante para a sobrepressurização da K90 na área de estudo, embora tenham sido atingidas temperaturas superiores a 140 °C. Não foram identificadas diferenças de evolução termal nos poços,

independente do cenário de final de rifteamento adotado. Além disso, o Folhelho-Selo não é um selo quase “perfeito” ($k < 10^{-12}$ mD) que é exigido para o mecanismo atuar, conforme mostram os valores de permeabilidade dos poços e a existência da ZT da ZPA Principal.

10. A reação Ita-Smc não foi relevante para a sobrepressurização da K90 na área de estudo. Não foram identificadas relação entre a composição total, ou da fração de argilominerais, com a sobrepressão na K90. No poço P12, onde foi identificado o interestratificado Ita-Smc, não há sobrepressão. Além disso, Folhelho-Selo não é selo quase “perfeito” ($k \sim 10^{-8}$ mD).
11. A geração de petróleo não contribui para a sobrepressão da K90. Não foi constatada relação entre os valores de COT, S1 e S2 e a sobrepressão. Valores mais elevados desses parâmetros relacionam-se com argilosidade do Folhelho-Selo. A evolução termal do Folhelho-selo não atingiu a janela de gás seco e a quantidade de petróleo produzido no Folhelho-Selo é pequena. Isso poderia explicar porque os indícios de gás constatados nas perfurações são, muitas vezes, baixos, mesmo diante de valores elevados de COT, S1 e S2.
12. Modelagens estruturais e geoquímicas em 3D, com o apoio de restauração de seção, poderiam avaliar melhor se há relação entre os parâmetros tectonossedimentares e as pressões de poros.
13. O gás é o elemento essencial para a sobrepressurização da K90. Ele elevou o GPP em relação ao aquífero correspondente. Na ZPA Principal, o GPP da zona de gás, com 800 m de espessura, é cerca de 1 ppg maior que o aquífero correspondente. O gás também deve ter reduzido as permeabilidades relativas do Folhelho-Selo em consequência das saturações S_a e S_g intermediárias. Modelagens 3D de pressões, que incluem a influência das variações litológicas do Folhelho-Selo e de S_g na migração de fluidos, poderiam avaliar se a sobrepressurização do aquífero, por redução do fluxo de água ao meio externo, foi significativa.
14. Intervalos menos permeáveis internos ao Folhelho-Selo e no Reservatório Principal, motivados por variações litológicas, devem ter atuado como barreiras

de permeabilidade, amplificado, assim, a retenção de fluidos e contribuindo com o desenvolvimento e manutenção da ZPA Principal. Exemplo disso foi identificado nos intervalos IMA-1 e IMA-2, bem como a zona de não-deposição que delimita a ZPA Principal a NE. A presença de falhas compartimentando e delimitando a ZPA também foi relevante neste sentido, sobretudo a Falha Principal.

15. Estudos estratigráficos de detalhe no Folhelho-Selo, aliados a modelagem de propriedades petrofísicas e estruturais, poderiam elucidar melhor a influência dessas barreiras de permeabilidade no desenvolvimento da sobrepressão.
16. A ZPA Principal teria se desenvolvido com a chegada do gás no Reservatório Principal, entre o final do Campaniano e o início do Maastrichtiano. Seu desenvolvimento e manutenção ao longo do tempo resultaram da reunião de fatores: 1 – trapa fechada, 2 – selo eficiente, 3 – acumulações de gás, 4 – intervalos menos permeáveis dentro do selo e reservatório e 5 – falhas selantes que delimitam e compartimentam a ZPA.
17. A migração de fluidos sobrepressurizados para o Reservatório Principal pode ter contribuído com o aumento do GPP do aquífero da Acumulação Principal. Por outro lado, a movimentação de falhas pode ter alterado o estado das pressões e compartimentado a ZPA Principal (A e B). Modelagens estruturais em 3D, com o apoio de estudos 3D de pressões, poderiam indicar se a movimentação de falhas contribuiu mais com a sobrepressurização ou com o alívio das pressões.
18. O mecanismo de osmose não deve ter sido relevante para a sobrepressurização da K90, pois não há o selo “perfeito” e não foram identificadas anomalias de salinidade na água de formação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. **Basin analysis: principles and applications**. 2. ed. Singapura: Blackwell Science Ltd, 2005. 549 p.

ALMEIDA, F.F.M.A. The system of continental rift bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, São Paulo, v. 48, p. 15-26, 1976.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 43-58.

ALNES, J.R.; LILBURN, R.A. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation: a discussion. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 82, p. 2266–2269, Dez. 1998.

ANGEVINE, C. L.; HELLER, P. L.; PAOLA, C. Subsidence analysis. In: ANGEVINE, C. A.; HELLER, P. L.; PAOLA, C. (Org.). **Quantitative sedimentary basin modeling**. Tulsa: AAPG, 1993. p. 7-19.

ARANHA, L. G. F.; FIGUEIREDO, M. F. **Projeto análise da Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1986. 188 p.

ATHY, L. F. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 14, p. 1-24, Jan. 1930.

BARROS, A.Z.N.; BASSETTO, M. **Estágio atual de delimitação e avaliação do potencial petrolífero – Ring-Fence de Mexilhão**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2006. 134 p.

BELANZANI JÚNIOR, V. D. **Relatório geológico do poço 1-BSS-68-SPS**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1993. 9 p.

BETHKE C.M. Inverse hydrologic analysis of distribution and origem of Gulf Coast-Type geopressed zones. **Journal of Geophysics Research**, v.91, n.86, p. 6535-6545, 1986.

BOWERS, G. L. Pore pressure estimation from velocity data: accounting for overpressure mechanisms besides undercompaction. **SPE Drilling and Completion**, Dallas, v. 10, n. 2, p. 89-95, 1995.

BOWERS, G. L.; KATSUBE, T. J. The role of shale pore structure on the sensitivity of wire-line logs to overpressure. In: HUFFMAN, A. R.; BOWERS, G.L. (Ed). **Pressures regimes in sedimentary basins and their prediction**. Tulsa: AAPG, 2002. p. 43-60. (Memoir 76).

BURRUS, J. Overpressure models for clastic rocks, their relation to hydrocarbon expulsion: a critical reevaluation. In: LAW, B.E., ULMISHEK, G.F., SLAVIN, V.I. (Ed.). **Abnormal pressures in hydrocarbon environments**. Tulsa: AAPG, 1998. p. 35-63. (Memoir 70).

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O. Subsidiência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 1602-1614.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 213, p. 97-138, 1992.

CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. S.; VIDAL, A. C.; KOIKE, L. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de petróleo na Bacia de Santos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, supl. 2, p. 29-46, 2008.

COBBOLD P.R., SZATMARI P. Radial gravitational gliding on passive margins. **Tectonophysics**. Amsterdam, v 188, p. 249-289, 1991.

COBBOLD, P.R.; MEISLING, K.E.; MOUNT, V.S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1925-1944, Nov. 2001.

COELHO, A.A.; PICOLINI, J.P. **Avaliação exploratória do Campo de Piracucá, Bacia de Santos**. Santos: Petrobras, 2013. 356 p.

CONTRERAS. J.; ZÜHLKE, R.; SCOTT, B.; THILO, B. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v. 27, p. 1952-1980, 2010.

CONVERSE, D. R.; NICHOLSON, P. H.; POTTORF, R. J.; MILLER, T. W. Controls on overpressure in rapidly subsiding basins and implications for failure of top seal. In: MELLO, M. R., KATZ, B. J. (Ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: AAPG, 2000. p. 133-150. (Memoir 73)

DARLING, T. **Well Logging and formation evaluation**. Burlington: Elsevier, 2005. 326 p.

DEWHURST, D. N.; YANG, Y.; APLIN, A. C. Fluid flow through natural mudstones. In: APLIN, A. C.; FLEET, A. J.; MACQUAKER, J. H. S. (Ed.). **Muds and mudstones: physical and fluid-flow properties**. Londres: Geological Society of London, 1999. p 23-43. (Special Publication 158).

DIAS, J.L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p.7-25, 2005.

DOMINGUES, M. **Estudo comparativo de métodos de estimativa de pressão de poros em poços da Bacia do Espírito Santo**. 2008. 99 f. Dissertação (Mestrado em

Ciências em Engenharia Civil) – Coordenação dos Programas de Pós-Graduação em Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

EATON, B.A. The equation for geopressure prediction from well logs. In: Society of Petroleum Engineering (SPE) Annual Fall Meeting, 50., 1975, Dallas. 11 p.

ELLIS, D.V.; SINGER, J.M. **Well logging for Earth scientists**. 2. ed. Dordrecht: Springer, 2008. 692 p.

FOSSON, H. Extensional Regimes. FOSSON, H (org.). **Structural Geology**. New York: Cambridge University Press, 2010. p. 333-353.

GARCIA S.F.M. **Restauração estrutural da halotectônica na porção central da Bacia de Santos e implicações para os sistemas petrolíferos**. 2012. 206 f. Tese (Doutorado em Ciências Naturais, área de concentração: Geologia). Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2012.

GARCIA, S.F.M.; FILHO, D.A.; FRIZON DE LAMOTTE, D.; RUDKIEWICZ, J.L. Análise de Volumes de sal em restauração estrutural: um exemplo na Bacia de Santos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 42, n. 2, p. 433-450, 2012.

GARDNER, G.H.F.; GARDNER, L.W.; GREGORY, A.R. Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps. **Geophysics**, Tulsa, v. 39, n. 6, p. 770-780, 1974.

GONZAGA, F. G. **Simulação geoquímica 1D ao longo de uma seção geológica na Bacia de Campos**. 2005. 85 f. Dissertação (Mestrado em Ciência em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

GONZAGA, F.G. **Utilização do método *backstripping* na análise da subsidência da Bacia de Santos**. Santos: Petrobras, 2011. 32 p.

GONZAGA, F.G. 2012. Utilização do método *Backstripping* na análise da subsidência da Bacia de Santos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46., 2012, Santos. **Anais...** Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. 1p.

GRANITOFF, W. **Controls on overpressure development, Santos Basin, Brazil**. 2004. Dissertação (*Master of Science*) – University of London. Londres, 2004.

GUERRA, M.C.M. **Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal pattern in the Santos Basin, offshore SE Brazil**. 2008. 270 f. Tese (*Doctor of Philosophy*) – University of Edinburgh. Edinburgh, 2008.

GUERRA, M.C.M.; UNDERHILL, J.R. Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal in the Santos Basin, offshore Brazil. In: ALSOP, G.I.; ARCHER, S.G.; HARTLEY, A.J. GRANT, N.T.; HODGKINSON, R. (Ed.). **Salt tectonics, sediments and prospectivity**. Londres: Geological Society of London, 2012. p. 175-206. (Special Publication 363).

HALL, A. Igneous activity at the present day. In: HALL, A. **Igneous Petrology**. 2 ed Prentice Hall, 1996. p. 1-23.

HAQ, U. B.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Washington: **Science**, v. 235, p. 1155-1167, Mar. 1987.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA F.F.M.; BARTORELLI, A. (Org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 331-371.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; NETO, M.C.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-265.

HERMANRUD, C.; WENSAAS, L.; TEIGE, G.M.G.; NORDGARD BOLÅS, H.M.; HANSEN, S.; Shale porosities from well logs on Haltenbanken (offshore Mid-Norway) show no influence of overpressuring. In: LAW, B.E., ULMISHEK, G.F., SLAVIN, V.I. (Ed.). **Abnormal pressures in hydrocarbon environments**. Tulsa: AAPG, 1998. p. 65–85. (Memoir 70).

HOTTMAN, C.E.; JOHNSON, R.K. Estimation of formation pressures from log-derived shale porosities. In: Society of Petroleum Engineering (SPE) Annual Fall Meeting, 40., 1965, Denver. 5 p.

KLEIN, C.; HURLBUT JUNIOR, C. S. X-ray crystallography. In: KLEIN, C.; HURLBUT JUNIOR, C. S. (Org.). **Manual of mineralogy**. New Jersey: John Willey and Sons, 1999. p. 275-288.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A.; ALMEIDA, H.P.; GUIMARAES, P.P.D.; HORA, M.P.P.B. Geologia estrutural do Platô de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. p. 1558-1569.

LAW, B.E.; SPENCER, C.W. Abnormal pressures in hydrocarbon environments. In: LAW, B.E., ULMISHEK, G.F., SLAVIN, V.I. (Ed.). **Abnormal pressures in hydrocarbon environments**. Tulsa: AAPG, 1998. p. 1-11. (Memoir 70).

LUO, X.; VASSEUR, G. Contribution of compaction and Aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 76, n. 10., p. 1550-1559, Out. 1992.

LUO, X.; VASSEUR, G. Geopressuring mechanism of organic matter cracking: numerical modeling. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 80, n. 6, p. 856-874, Jun. 1996.

MAGOON, L.B.; DOW, W.G. The petroleum system: Introduction. In: MAGOON, L.B.; DOW, W.G. (Ed.). **The petroleum system – from source to trap**. Tulsa: AAPG, 1994. p. 3–24. (Memoir 60).

MARÇAL, L.M.A.; CARVALHO, J.G.; LIMA, F.M.; DOMINGUES, M. Geopressões: metodologias de trabalho do E&P-EXP. In: **Seminário Técnico de Operações Geológicas, 2012, Rio de Janeiro**. 9 p.

MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 40, p. 25-32, 1978.

MEISLING, K.E.; COBBOLD, P.R.; MOUNT, V.S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v 85, n. 11, p. 1903-1924, Nov. 2001.

MELLO, U.T; RODRIGUES, J.R.P.; ROSSA, A.L. **A control-volume finite-element method for three-dimensional multiphase basin modeling**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2004.

MELLO, U.T; RODRIGUES, J.R.P.; ROSSA, A.L. A control-volume finite-element method for three-dimensional multiphase basin modeling. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v. 26, p. 504-518, 2009.

MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ-FILHO, A., CAMPOS, D.A. **Tectonic evolution of South American**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 2000. p. 389-448.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ-FILHO, A. O Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 281-291.

MODICA C.J.; BRUSH E.R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep water Santos Basin, offshore southeast Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 88, n. 7, p. 923–945, Jul. 2004.

MOHRIAK, W. U.; MACEDO, J. M.; CASTELLANI, R. T.; RANGEL, H.D.; BARROS, A.Z.N.; LATGÉ, M.A.L.; RICCI, J.A.; MIZUSAKI, A.M.P.; SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L.S.; RIZZO, J.G.; AIRES, J.R. salt Tectonics and Structural Styles in the DE&P Water Province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. In: JACKSON, M.P.A., SNELSON, S. (Ed.). **Salt tectonics: a global perspective**. Tulsa: AAPG, p. 273-304, 1995. (Memoir 65).

MOHRIAK, W. U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozoica-cenozoica da América do Sul. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 293-318.

MOHRIAK, W. U. Bacias de Santos, Campo e Espírito Santo. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA F.F.M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012. p. 481-496.

MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p.531-549, 2007.

NEVES, B.B.B. A história dos continentes – trajetórias e tramas tectônicas. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 123-149.

NEUZIL, C.E. How permeable are clays and shales. **Water Resources Research**, v. 30, p.145-150. 1994.

OLIVEIRA, M.J. **Reconstituição de seções geológica no Campo de Mexilhão**, Bacia de Santos. Rio de Janeiro: Petrobras. 2006. 31 p.

OSBORNE, M.J., SWARBRICK, R.E. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: A Reevaluation. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 81, n.6, p. 1023-1041. Jun. 1997.

OSBORNE, M.J., SWARBRICK, R.E. Mechanism for generation overpressure in sedimentary basins: a reevaluation: replay. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 82, p. 2270–2271, Dez. 1998.

PAPATERRA, G.E.Z. **PRÉ-SAL: conceituação geológica sobre uma nova fronteira exploratória no Brasil**. 2010. 81 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2010.

PECTEN-MARATHON-SHELL. **1-SPS-11-SPS Santos Basin, Brazil, final well report**. Rio de Janeiro: PECTEN-MARATHON-SHELL, 1978. 89 p.

PERRIER, R.; QUIBLIER, J. Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitative evaluation. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 58, n. 3, p. 507–520, Mar. 1974.

PETERS, K.E.; CASSA, M.R. Applied source rock geochemistry In: MAGOON, L.B.; DOW, W.G. (Ed.). **The petroleum system – from source to trap**. Tulsa: AAPG, 1994. p. 93–120. (Memoir 60).

PINTO, V.H.M. **Importância da modelagem termomecânica para o sistema petrolífero. Estudo 2D na parte central da Bacia de Santos**. 2008. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Universidade Federal Fluminense. 2008.

PINTO, V.H.M.; MEDEIROS, L.; CALAZANS, A. **Modelagem 3D na área do Ring-Fence de Mexilhão na Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2008. 45 p.

PINTO, V.H.G.; ARAÚJO, L.M.; COELHO, D.F.S. **Estiramento litosférico na Bacia de Santos: algumas implicações do modelo *Two Layer***. Rio de Janeiro: Petrobras, 2010. 24 p.

PLUIJM, B.A.V., MARSHAK, S. Rifting, seafloor spreading and extensional tectonics. **Earth Structure**. 2 ed. New York: W. W. Norton & Company, 2004. p.382-411.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do Rift do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.

ROCHA, L.A.S.; AZEVEDO, C.T. **Projeto de poços de petróleo. Geopressões e colunas de revestimentos**. 2 ed. Rio de Janeiro: Interciência. 2009. 561 p.

ROSA, A.; CARVALHO, R.S.; XAVIER, J.A.D. **Engenharia de reservatórios de petróleo**. Rio de Janeiro: Interciência, 2009. 832 p.

ROYDEN, L.; KEEN, C.E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 51, p. 343-361, 1980.

SANTOS, V.S.S.; SOUZA, M.K.; PINTO, P.C. **Estudo das rochas selantes do Campo de Mexilhão com base nos testemunhos dos poços 9-MXL-1S-SPS e 3-MXL-3-SPS, Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2007. 40 p.

SILVA, C.F.; MELLO, M.C.S.; PAZ, A.C. **Mineralogia total e de argilominerais de amostras da Formação Itajaí-Açu, poços 9-MXL-1D-SPS e 9-MXL-3-SPS, Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2007. 8 p.

STECKLER, M.S.; WATTS, A.B. Subsidence of the Atlantic-Type continental margin of New York. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 41, p.1-13, 1978.

SWARBRICK, R.E.; OSBORNE, M.J. Mechanisms that generate abnormal pressures: an overview. Law, B.E., Ulmishek, G.F., Slavin, V.I. (Ed.). In: LAW, B.E., ULMISHEK, G.F., SLAVIN, V.I. (Ed.). **Abnormal pressures in hydrocarbon environments**. Tulsa: AAPG, 1998. p. 13–34. (Memoir 70).

SWARBRICK, R.E.; OSBORNE, M.J.; YARDLEY, G.S. Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms. In: HUFFMAN, A. R.; BOWERS, G.L. (Ed.). **Pressures regimes in sedimentary basins and their prediction**. Tulsa: AAPG, 2002. p. 1-12. (Memoir 76).

TERZAGHI, K.; PECK, R.B.; **Soil Mechanics in Engineering Practice**. 1 ed. New York: John Wiley and Sons, 1948.

THOMAS, J.E (Org.). **Fundamentos de engenharia de petróleo**. 2 ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. 271 p.

TISSOT, B. P.; DURAND, B.; ESPITALIÉ, J.; COMBAZ, A. Influence of natures and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 58, n. 11, p. 499-506, Mar. 1974.

VIVIERS, M.C. (Org.); FERREIRA, E.P.; LANA, C.C.; ARAI, M.; SHIMABUKURO, S.; BEURLEN, G. **Biocronoestratigrafia integrada e evolução paleoambiental da seção albiânica-maastrichtiana da Bacia de Santos, mapas paleobatimétricos**. Rio de Janeiro: Petrobras, 2005. 290 p.

YASSER, N. ADDIS, M.A. Relationship between pore pressure and stress in different tectonic regimes. In: HUFFMAN, A. R.; BOWERS, G.L. (Ed.). **Pressures regimes in sedimentary basins and their prediction**. Tulsa: AAPG, 2002. p. 79-88. (Memoir 76).

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p 269-300, 2005.

ZALÁN P.V., SEVERINO M.C.G., OLIVEIRA J.A.B., MAGNAVITA L.P., MOHRIAK W.U., GONTIJO R.C., VIANA A.R., SZATMARI P. Stretching and thinning of the upper lithosphere and continental-oceanic crustal transition in Southeastern Brazil. In: International Conference and Exhibition. **Abstracts...** Tulsa: AAPG, 2009. 1 p.

ZALÁN P.V.; SEVERINO M.C.G.; RIGOTI, C.; MAGNAVITA L.P.; OLIVEIRA J.A.B.; VIANA, A.R. An entirely new 3D view of the crustal and mantle structure of a ruptured South Atlantic passive margin – Santos, Campos, Espírito Santo Basins, Brazil. In: AAPG, Annual Convention & Exhibition. **Expanded Abstract...** Tulsa. AAPG. 2011.

ZOBACK, M.D. **Reservoir geomechanics**. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 449 p.