



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA

**DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE SISTEMAS E ESTÁGIOS
TURBIDÍDICOS DO MEMBRO CARUAÇU DA FORMAÇÃO
MARACANGALHA, NO CAMPO DE MASSAPÊ, BACIA DO
RECÔNCAVO.**

CAROLINA FERREIRA DA SILVA

NITERÓI,

2020

CAROLINA FERREIRA DA SILVA

**DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE SISTEMAS E ESTÁGIOS
TURBIDÍDICOS DO MEMBRO CARUAÇU DA FORMAÇÃO
MARACANGALHA, NO CAMPO DE MASSAPÊ, BACIA DO
RECÔNCAVO.**

Dissertação apresentada à
Universidade Federal Fluminense como
requisito parcial do Programa de Pós-
Graduação em Dinâmica dos Oceanos
e da Terra para a obtenção do título de
Mestre na área de Geologia e Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire
Coorientador: Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci

NITERÓI,

2020

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

S586d Silva, Carolina Ferreira da
Distribuição espacial de sistemas e estágios
turbidíticos do Membro Caruaçu da Formação Maracangalha,
no Campo de Massapê, Bacia do Recôncavo. / Carolina Ferreira
da Silva ; Antonio Fernando Menezes Freire, orientador ;
Wagner Moreira Lupinacci, coorientador. Niterói, 2020.
180 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2020.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2020.m.13570291790>

1. Bacia do Recôncavo. 2. Membro Caruaçu. 3. Sistemas e
Estágios Turbidíticos. 4. Petrofísica. 5. Produção
intelectual. I. Freire, Antonio Fernando Menezes, orientador.
II. Lupinacci, Wagner Moreira, coorientador. III. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

Bibliotecário responsável: Sandra Lopes Coelho - CRB7/3389

CAROLINA FERREIRA DA SILVA

**DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE SISTEMAS E ESTÁGIOS
TURBIDÍDICOS DO MEMBRO CARUAÇU DA FORMAÇÃO
MARACANGALHA, NO CAMPO DE MASSAPÊ, BACIA DO
RECÔNCAVO.**

Dissertação apresentada à
Universidade Federal Fluminense como
requisito parcial do Programa de Pós-
Graduação em Dinâmica dos Oceanos
e da Terra para a obtenção do título de
Mestre na área de Geologia e Geofísica.

Aprovada em de de 2020.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire – Orientador (GIECAR/DOT/UFF)

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci (GIECAR/DOT/UFF)

Prof. Dr. Rodrigo Bijani Santos (GIECAR/DOT/UFF)

Dr. Roberto Salvador Francisco d'Ávila (PETROBRAS)

Prof. Dr. Carlson Matos Maia Leite (PETROBRAS-UFBA)

*"Julgue seu sucesso pelas coisas que
você teve que renunciar para conseguir."*

(Dalai Lama)

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, à Deus por ter me concedido saúde e sabedoria para concluir mais um ciclo em minha vida.

Aos meus pais e irmã, por todo o amor, investimento e, principalmente, por sempre acreditarem no meu potencial.

Ao meu companheiro Diego, por todo carinho, dedicação e por ser a minha calmaria nos momentos de desespero.

Ao meu orientador, professor Fernando Freire por toda a experiência a mim destinada, as oportunidades, a confiança e em especial, as palavras de encorajamento nos momentos difíceis.

À banca examinadora, professores Wagner Lupinacci e Rodrigo Bijani, por todos os ensinamentos e disponibilidade. Ao Dr. Roberto d'Ávila e ao professor Carlson Leite, por aceitarem o convite de compor a banca e contribuírem com suas experiências.

Aos meus colegas de trabalho no Projeto Caruaçu – Yasmin Leone, Thais Cândido, Mário Ramos, Fernando Vizeu, Rodrigo Dutra, Sérgio Cirino, Léo Viana, Gabriel Rocha, Thaís Sales, Natacha Oliveira e Igor Neves, pela convivência e por toda a experiência compartilhada. Viva o Python!

A todos os amigos da Pós-Graduação, em especial a Laisa Aguiar, Maíra Cordeiro, Yasmin Leone, Eloíse Policarpo, Matheus Oliveira e Anderson Alves.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências que contribuíram direta ou indiretamente para a concretização deste trabalho. Em especial ao técnico de TI Leonardo Carvalho e a secretária Maristela Santos.

À Petrobras pelo financiamento do projeto e ao BDEP/ANP por ter disponibilizado os dados.

RESUMO

A Bacia do Recôncavo produz há mais de 80 anos, de forma que o investimento em projetos de pesquisa, desenvolvimento e inovação (PD&I) podem contribuir para comprovar a existência de reservas remanescentes e sua expressiva rentabilidade, dada à vasta infraestrutura de produção existente. Para isto, este trabalho busca caracterizar a distribuição espacial dos depósitos turbidíticos presentes na Formação Maracangalha, no Campo de Massapê, mais precisamente nas zonas de produção do Membro Caruaçu, denominados CR-1, CR-2 e CR-3, com vistas a otimizar e conferir maior robustez aos processos de E&P na área. Dessa forma, um fluxograma de trabalho foi desenvolvido, no qual a avaliação de perfis geofísicos de poços e a geração de mapas foram os pilares do estudo. No contexto da avaliação de perfis de poços, a correlação de informações provenientes dos perfis de raios gama, resistividade, densidade, nêutrons e sônico, foram essenciais para a determinação das eletrofácies e para a caracterização das zonas de reservatório e não-reservatório. Quanto à geração de mapas, os resultados obtidos por meio dos mapas de isópacas mostraram uma provável migração dos depocentros no decorrer do tempo. Através da análise dos mapas de isólitas litológicas em conjunto com os mapas estruturais dos Marcos Estratigráficos Acarajé e Abará, o limite dos corpos turbidíticos que compõem as zonas reservatórios foi definido. Além disso, foi possível inferir o sentido do fluxo deposicional, vindo de Sul para Norte nos sistemas e estágios turbidíticos. Vale ressaltar que, sabendo da eficiência da estratigrafia de alta resolução, toda a metodologia desenvolvida, além de ser aplicada nas 3 zonas de produção, também pôde ser empregada aos 23 estágios turbidíticos, expandindo a atuação e a confiabilidade dos resultados. Estes métodos podem ser extrapolados para bacias com características similares na fase rifte, podendo ser uma importante ferramenta exploratória e de desenvolvimento da produção em bacias maduras.

Palavras-chave: Bacia do Recôncavo, Membro Caruaçu, Sistemas e Estágios Turbidíticos, Petrofísica, Estratigrafia de alta resolução.

ABSTRACT

The Recôncavo Basin has been producing for over 80 years, so that investment in research, development and innovation (RD&I) projects can help to prove the existence of remaining reserves and their significant profitability, given the vast existing production infrastructure. To this goal, this work seeks to characterize the spatial distribution of the turbiditic deposits present in the Maracangalha Formation, in the Campo de Massapê, more precisely in the production areas of the Caruaçu Member, named CR-1, CR-2 and CR-3, in order to optimize and provide greater robustness to E&P processes in the area. Thus, a workflow was developed, in which the evaluation of geophysical well logs and the generation of maps were the pillars of the study. In the context of the evaluation of well logs, the correlation of information from the curves of gamma rays, resistivity, density, neutrons and sonic, were essential for the determination of electrofacies and for the characterization of reservoir and non-reservoir zones. As for the generation of maps, the results obtained through the isopach maps showed a probable migration of the depocenters over time. Through the analysis of the lithological isolith maps in conjunction with the structural maps of the stratigraphic Marks Acarajé and Abará, the limit of the turbiditic bodies that make up the reservoir zones was defined. In addition, it was possible to infer the direction of the depositional flow, coming from South to North in the turbiditic systems and stages. It is worth mentioning that, knowing the efficiency of high-resolution stratigraphy, the entire methodology developed, in addition to being applied in the 3 production zones, could also be used in the 23 turbiditic stages, expanding the performance and the reliability of the results. These methods can be extrapolated to basins with similar characteristics in the rift phase, and can be an important exploratory and production development tool in mature basins.

Keywords: Recôncavo Basin, Caruaçu Member, Turbidite Stages and Systems, Petrophysics, High-resolution Stratigraphy.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização do Campo de Massapê. Fonte: Modificado de ANP (2015).....	18
Figura 2: Histórico de produção do Campo de Massapê, com destaque para o crescimento observado no ano de 2004. Fonte: Modificado de ANP (2015)....	19
Figura 3: Localização limítrofe e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo. Fonte: Milhomem <i>et al.</i> (2003).....	20
Figura 4: Seção geológica esquemática no compartimento sul da Bacia do Recôncavo. Fonte: Milhomem <i>et al.</i> (2003).....	21
Figura 5: Blocos estruturais da Bacia do Recôncavo. Fonte: Destro <i>et al.</i> (2003).....	22
Figura 6: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Fonte: Silva <i>et al.</i> (2007).....	24
Figura 7: Paleogeografia pré-rifte da Bacia do Recôncavo. Fonte: Modificado de Medeiros e Ponte (1981) <i>apud</i> Magnavita <i>et al.</i> (2005).....	25
Figura 8: Paleogeografia sin-rifte da Bacia do Recôncavo. Fonte: Modificado de Medeiros e Ponte (1981) <i>apud</i> Magnavita <i>et al.</i> (2005).....	27
Figura 9: Paleogeografia durante a deposição da Formação Taquipe. Fonte: Modificado de Figueiredo <i>et al.</i> (1994) <i>apud</i> Magnavita <i>et al.</i> (2005).....	29
Figura 10: Diápiros comprovados (em verde) e possíveis diápiros (em vermelho) na Bacia do Recôncavo. Fonte: Modificado de Horschutz & Teixeira (1969).....	31
Figura 11: Visualização 3D do membro Gomo evidenciando a calha (azul) e os diápiros de folhelhos (vermelho a marrom). Fonte: Neves <i>et al.</i> (2019).....	32
Figura 12: Mapa estrutural do embasamento, em tempo. O contorno dos diápiros de folhelhos encontra-se destacado pela linha branca. Fonte: Modificado de Neves <i>et al.</i> (2019).....	32

Figura 13: Modelos de migração e acumulação de petróleo da Bacia do Recôncavo. Fonte: Rostirolla (1997) <i>apud</i> ANP (2017).....	35
Figura 14: Interpretação dos 23 estágios turbidíticos do Membro Caruaçu utilizando perfis de poços do Campo de Massapê, Bacia do Recôncavo. TC = Complexo turbidítico, TS = Sistema turbidítico, TSt = Estágio turbidítico. Fonte: Freire <i>et al.</i> (2019).....	40
Figura 15: Subdivisão esquemática de uma corrente de turbidez (cabeça, corpo e cauda). Redemoinhos (<i>wake</i>) se formam atrás da cabeça do fluxo quando ocorre a mistura da porção basal da corrente, que possui maior velocidade (fluxo granular sobrepressurizado), com a água do ambiente. Fonte: Modificado de Pickering <i>et al.</i> (1986) <i>apud</i> d'Ávila & Paim (2003).....	43
Figura 16: Sequência de Bouma clássica, apresentando as estruturas sedimentares que a compõem. Fonte: Modificado de Bouma (1962) <i>apud</i> Barboza (2005).....	43
Figura 17: Padrão deposicional ideal para uma corrente de turbidez de alta eficiência. Fonte: Modificado de Mutti <i>et al.</i> (1999) <i>apud</i> d'Ávila & Paim (2003).....	44
Figura 18: Classificação conceitual da seção vertical para unidades deposicionais de turbiditos que tentam conciliar a classificação estratigráfica, escala física e, em muitos casos, problemas gerais de desenvolvimento de escala temporal. Fonte: Modificado de Mutti e Normark (1987) <i>apud</i> Mutti & Normack (1991).....	47
Figura 19: Resolução vertical e profundidade de investigação para uma sonda com o volume de investigação esférico. Fonte: Modificado de Oliveira (2005).....	50
Figura 20: Elementos que compõem a perfilagem a cabo. Fonte: Modificado de Mata (2009).....	51
Figura 21: <i>Spooler</i> , instrumento de medida de avanço e retorno de cabo. Fonte: Stulzer (2013).....	52

Figura 22: Visualização da ferramenta LWD. Fonte: Modificado de Stulzer (2013).....	53
Figura 23: Perfil Cáliper mostrando o diâmetro do poço e zonas de reboco e desmoronamento. Escala em polegadas (pol). Fonte: Modificado de Rider (2002).....	56
Figura 24: Relação entre a função variograma e a função covariância. Fonte: Yamamoto & Landim (2013).....	70
Figura 25: Principais modelos de variogramas com patamar. Fonte: Modificado de Bohling (2005).....	71
Figura 26: Parâmetros do variograma. Fonte: Modificado de Bohling (2005)....	73
Figura 27: Localização de vizinhos mais próximos para estimativa do ponto não amostrado (Malha 2D). Fonte: Modificado de Yamamoto & Landim (2013).....	76
Figura 28: Mapa de localização do Campo de Massapê com a distribuição dos poços utilizados no trabalho.....	79
Figura 29: Fluxograma adotado para a confecção deste trabalho.....	81
Figura 30: <i>Layout</i> implementado para todos os poços utilizados no trabalho. Como exemplo, foi utilizado o poço direcional 7-MP-39D-BA, por apresentar todos os perfis básicos e todos os estágios turbidíticos identificados.....	83
Figura 31: Criação do perfil DRDN no <i>software</i> IP, fazendo uso da combinação dos perfis de Densidade-Neutrão.....	86
Figura 32: Criação da curva de interpretação litológica, utilizando a linguagem Python.....	86
Figura 33: Cálculo das Zonas Reservatório, caracterizada pelo código 49.....	87
Figura 34: Cálculo das Zonas Não-Reservatório, compreendendo qualquer código diferente de 49.....	88
Figura 35: Identificação das fácies folhelho pertencente ao estágio CR-3A e ao Marco Abará. Escala 1:200.....	93

Figura 36: Identificação das fácies folhelho pertencente ao estágio CR-2A e ao Marco Acarajé. Escala 1:200.....	94
Figura 37: Identificação das eletrofácies (<i>track</i> 6) e das zonas reservatório e não-reservatório (<i>track</i> 7) agrupadas por sistema turbidítico; a) CR-1 b) CR-2 e c) CR-3. No <i>track</i> 6 a cor amarela representa o arenito; a cor verde clara o <i>slurry</i> , a cor roxa o siltito e a cor verde escuro o folhelho. No <i>track</i> 7 as zonas em amarelo representam os reservatórios (arenito) e as zonas verdes os não-reservatórios (<i>slurry</i> , siltito e folhelho), para o poço MP-39D-BA. A profundidade, em cota, se encontra em azul.....	96
Figura 38: Gráfico referente ao poço MP-39D-BA mostrando que a razão reservatório/não-reservatório é maior no sistema CR-3 > CR-2 > CR-1.....	97
Figura 39: Gráfico mostrando que a razão reservatório/não-reservatório, na maior parte dos poços, é maior no sistema CR-2.....	99
Figura 40: a) Dados de <i>sill</i> , <i>nugget</i> e <i>range</i> parametrizados para a área de estudo; b) Dados de <i>sill</i> , <i>nugget</i> e <i>range</i> não parametrizados.....	100
Figura 41: Disposição dos poços recebidos do Campo de Massapê.....	101
Figura 42: a) Mapa de isópacas do estágio CR-3A; b) Mapa de isópacas do sistema CR-3 – Campo de Massapê.....	103
Figura 43: a) Mapa de isópacas do estágio CR-2B; b) Mapa de isópacas do sistema CR-2 – Campo de Massapê.....	104
Figura 44: a) Mapa de isópacas do estágio CR-1B; b) Mapa de isópacas do sistema CR-1 – Campo de Massapê.....	105
Figura 45: Mapa de isópacas do sistema turbidítico CR-3, com depocentro localizado na porção Sul do Campo de Massapê.....	107
Figura 46: Mapa de isópacas do sistema turbidítico CR-2, com depocentro localizado na porção Centro-Sul do Campo de Massapê.....	108
Figura 47: Mapa de isópacas do sistema turbidítico CR-1, com 2 depocentros bem definidos, um ao Sul e outro ao Norte, provavelmente indicando dois fluxos	

turbidíticos, com sentido SW-NE e NW-SE, respectivamente.....109

Figura 48: Síntese das três zonas de produção, CR-3, CR-2 e CR-1, como mostra a seta em preto. Evidenciando a variação dos depocentros do sentido de Sul para Norte ao longo do tempo.....110

Figura 49: a) Mapa estrutural sísmico em tempo do topo da Formação Candeias. b) Mapa de isólitais de reservatório do sistema CR-3, evidenciando que os turbiditos estão depositados na calha.....112

Figura 50: a) Mapa estrutural (a partir de poços) do Marco Abará. b) Mapa de isólitais de reservatório do sistema CR-2.....113

Figura 51: a) Mapa estrutural (a partir dos poços) do Marco Acarajé. b) Mapa de isólitais de reservatório do sistema CR-1.....114

Figura 52: a) Mapa de isólitais de reservatório do estágio CR-3D; b) Mapa de isólitais de não-reservatório do estágio CR-3D.....116

Figura 53: a) Mapa de isólitais de reservatório do estágio CR-2B; b) Mapa de isólitais de não-reservatório do estágio CR-2B.....117

Figura 54: a) Mapa de isólitais de reservatório do estágio CR-1J; b) Mapa de isólitais de não-reservatório do estágio CR-1J.....118

Figura 55: Mapa da razão res/nres do sistema CR-3.....119

Figura 56: Mapa da razão res/nres do sistema CR-2.....120

Figura 57: Mapa da razão res/nres do sistema CR-1.....120

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1:** Volumes Declarados pelos Operadores, discriminados por ambiente e bacia. Reservas 1P - reservas provadas; Reservas 3P - reservas Provadas, Prováveis e Possíveis; Recursos Contingentes - Quantidade de Óleo ou Gás Natural potencialmente recuperável. Destaque para os dados referentes a Bacia do Recôncavo. Fonte: Boletim de Recursos e Reservas de Petróleo e Gás Natural 2019 (ANP, 2020).....36
- Tabela 2:** Síntese do comportamento dos Sistemas Turbidíticos CR-1, CR-2, CR-3 do poço 7-MP-22-BA para as análises do volume de argila, porosidade efetiva, saturação de água e *net/gross*. Fonte: Modificado de Santos (2019).....41
- Tabela 3:** Principais usos dos perfis geofísicos de poço aberto. Fonte: Modificado de Rider (2002) *apud* Castro (2016).....55
- Tabela 4:** Definição de ambientes sedimentares com o uso do perfil de Raios Gama. Adaptado de Glover (2007) *apud* Nery (2013).....59
- Tabela 5:** Valores típicos para arenitos limpos e carbonatos. Modificado de Kearey *et al.* (2009) *apud* Francis (2017).....62
- Tabela 6:** Valores de velocidades acústicas compressoriais (onda P) e tempos de trânsito, utilizadas como referência para ajuste dos perfis sônicos. Fonte: Fonte: Bassiouni (1994); Schlumberger (1998) *apud* Silva (2019).....67
- Tabela 7:** Graus de aleatoriedade. Fonte: Guerra (1988) *apud* Takyia (1991).....74
- Tabela 8:** Poços presentes no Campo de Massapê e utilizados neste trabalho, com seus respectivos perfis. Os espaços com “●” representam a disponibilidade do perfil e os espaços em branco como a ausência do perfil.....80
- Tabela 9:** Limites atribuídos ao perfil DRDN para a elaboração das eletrofácies.....86

Tabela 10: Valores das isólitas de reservatório para os 23 estágios turbidíticos do poço MP-39D-BA.....	89
Tabela 11: Valores das isólitas de não-reservatório para os 23 estágios turbidíticos do poço MP-39D-BA.....	90
Tabela 12: Razão reservatório/não-reservatório por sistema turbidítico. O espaço em branco representa a ausência da zona de produção.....	98

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1 Objetivos	17
1.2 Área de Estudo	18
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	20
2.1 Geologia Regional.....	20
2.1.1 Embasamento da Bacia do Recôncavo.....	22
2.1.2 Evolução Tectono-Sedimentar.....	23
2.2 A influência dos diápiros no Recôncavo.....	30
2.3 Sistema Petrolífero.....	33
2.4 Formação Maracangalha e os Turbiditos do Membro Caruaçu	36
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	42
3.1 Turbiditos	42
3.2 Perfilagem Geofísica de Poços	48
3.2.1 Perfilagem a Cabo	50
3.2.2 Perfilagem LWD.....	52
3.2.3 Perfis de Poços.....	53
3.2.3.1 Perfil Cáliper.....	55
3.2.3.2 Perfil de Raios Gama	56
3.2.3.3 Perfil de Resistividade.....	59
3.2.3.4 Perfil de Densidade	62
3.2.3.5 Perfil Neutrônico.....	63
3.2.3.6 Perfil DRDN.....	66
3.2.3.7 Perfil Sônico	66
3.3 Análise Geoestatística.....	68
3.3.1 Variogramas	69
3.3.1.1 Modelos de Variogramas	71
3.3.2 Krigagem	74
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	79
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	92
5.1 Avaliação dos Perfis de Poços.....	92
5.2 Mapas	100
5.2.1 Mapas de Isópacas.....	102

5.2.2	Mapas de Isólicas de Reservatório e Mapas Estruturais.....	111
5.2.3	Mapas de Isólicas de Não-Reservatório.....	115
5.2.4	Mapas da Razão Reservatório/Não-Reservatório	119
6.	CONCLUSÕES	121
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
	Apêndice 1 – MAPAS DE ISÓPACAS DOS ESTÁGIOS TURBIDÍDICOS	130
	Apêndice 2 – MAPAS DE ISÓLITAS DE RESERVATÓRIO E NÃO- RESERVATÓRIO.....	142
	Apêndice 3 – MAPAS DA RAZÃO RES/NRES DOS ESTÁGIOS TURBIDÍDICOS	167

1. INTRODUÇÃO

O petróleo, na sua forma de óleo ou gás natural, responde pela maior parte da energia consumida no mundo civilizado. Sua importância expandiu a partir da invenção dos motores de combustão interna, movidos a óleo diesel e gasolina, no final do século XIX, e da descoberta de grandes jazidas no início do século passado, em Spindletop, no Texas (Figueiredo, 1985). A procura por petróleo tem levado a exploração, cada vez mais, até fronteiras de difícil acesso como, por exemplo, ao mar em lâminas de águas ultra profundas e a ambientes inóspitos, como o continente Antártico. Este esforço tem resultado no aumento das reservas para compensar o aumento no consumo. Da mesma forma é necessário aumentar a produtividade em bacias maduras, nas quais a infraestrutura de escoamento implantada reduz os custos e torna atrativo a sua exploração por empresas de menor porte.

A Bacia Sedimentar do Recôncavo é um desses exemplos e tem sido citada em estudos desde a primeira metade do século XIX. Essas referências são atribuídas a Johann Baptist e Carl Friedrich, que descreveram unidades aflorantes na orla da Baía de Todos os Santos. O início da exploração no Brasil, no âmbito petrolífero, é datado de 1937 sob a competência do antigo Conselho Nacional do Petróleo (CNP). No entanto, as incertezas sobre a existência de hidrocarbonetos no país somente começariam a ser dissolvidas em janeiro de 1939 com a descoberta da primeira acumulação significativa de petróleo, na localidade de Lobato, no Recôncavo Baiano (ANP, 2017).

Atualmente, a Bacia do Recôncavo conta com mais de 6000 poços perfurados, em um montante de mais de 100 campos de produção de óleo e gás. A descoberta de novas acumulações deve-se aos estudos desenvolvidos na região, com avanços significativos, dentre outros, por métodos de gravimetria, magnetometria, sísmica e perfilagem. Com relação ao tempo de produção e exploração, associado à quantidade de dados gerados, a Bacia do Recôncavo consagra-se como madura e a ela lhe confere o título de bacia-escola, onde sucessivas gerações de geocientistas foram iniciadas (Magnavita, 2005).

Segundo Caixeta (1988), os Membros Pitanga e Caruaçu, pertencentes à Formação Maracangalha, são importantes reservatórios da Bacia do Recôncavo, sendo o último Membro foco principal deste trabalho por apresentar as melhores relações permoporosas. A metodologia desenvolvida foi aplicada no Campo de Massapê, podendo se estender a outros campos de produção com características semelhantes.

As etapas realizadas para o desenvolvimento desta dissertação foram organizadas em sete capítulos. O primeiro conta com os objetivos a serem alcançados e a caracterização da área de estudo. O segundo capítulo contém uma revisão bibliográfica sobre a geologia regional, a influência dos diápiros de folhelhos na Bacia do Recôncavo, o sistema petrolífero e a Formação Maracangalha. O terceiro capítulo consiste na fundamentação teórica, contendo os principais termos e métodos que foram aplicados para avaliar o Membro Caruaçu. O quarto capítulo compreende o fluxo de trabalho adotado, podendo servir como embasamento para trabalhos futuros em campos e/ou bacias semelhantes. O quinto capítulo apresenta os resultados e discussões gerados. O sexto capítulo destaca as conclusões e contribuições da dissertação. Por fim, o sétimo capítulo compreende as referências bibliográficas que serviram como embasamento para a confecção deste trabalho. Devido a quantidade de imagens geradas, se fez necessário a implementação de apêndices, que se encontram após as referências bibliográficas.

1.1 Objetivos

O desenvolvimento deste trabalho propõe alcançar dois objetivos principais: o primeiro voltado para a indústria, no que concerne melhorar a caracterização das fácies reservatório do Campo de Massapê, a fim de identificar novas oportunidades exploratórias e auxiliar no desenvolvimento da produção do campo; e o segundo de cunho acadêmico, visando aplicar o conceito de estratigrafia de sequências através dos perfis geofísicos e contribuir como mais uma referência desenvolvida na região do Recôncavo Baiano. Para atingir tais finalidades, objetivos intermediários foram estipulados, tais como:

- Individualizar sistemas e estágios turbidíticos, em alta resolução.
- Caracterizar as fácies reservatório e não-reservatório e calcular suas razões.
- Gerar mapas estruturais, de isópacas, isólitas de reservatórios e da razão reservatório/não-reservatório.
- Compreender a deposição dos turbiditos do Membro Caruaçu.

1.2 Área de Estudo

O Campo de Massapé, localizado no Município de São Sebastião do Passé, Estado da Bahia, dista aproximadamente 45 km a norte da cidade de Salvador, e encontra-se posicionado entre os campos Lamarão, a leste e Norte de Fazenda Caruaçu, a oeste (Figura 1). O campo foi descoberto em 1964, tendo sua produção iniciada no mesmo ano, e compreende uma área de desenvolvimento de 23,96 km² (ANP, 2015).

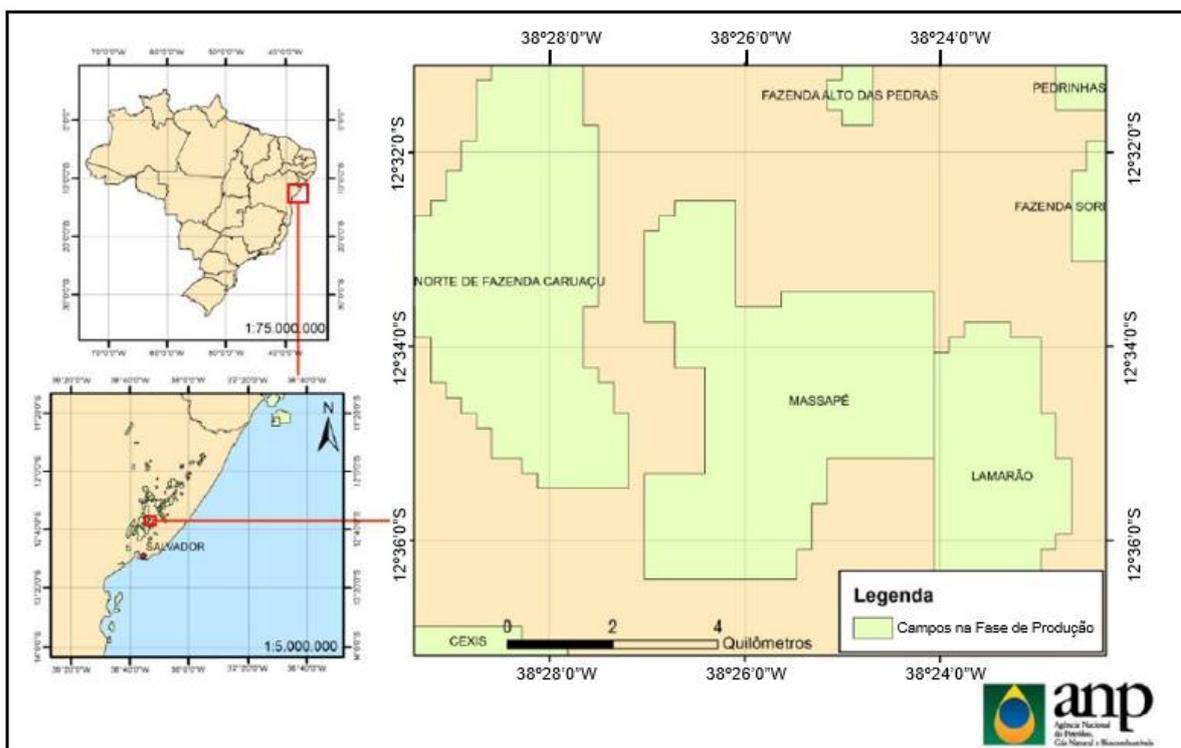


Figura 1: Mapa de localização do Campo de Massapé. Fonte: Modificado de ANP (2015).

Segundo dados da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (2015), o campo possui 55 poços perfurados, sendo 27 produtores. Os principais reservatórios do campo, os quais produzem óleo de 38º API, considerados leves e altamente rentáveis, são os arenitos do Membro Caruaçu, da Formação Maracangalha, sendo objeto principal de análise deste trabalho. Estes respondem por 93% do Volume de Óleo *In Place* (VOIP) e por 94% da sua produção atual de óleo. A porosidade média dos mesmos varia de 13% a 15% e a permeabilidade entre 1 e 7 mD. O restante da produção é advindo dos reservatórios da Formação Pojuca (arenitos Cambuqui, Santiago-1, Santiago-2 e Araçás) e dos arenitos da Formação Marfim.

Embora o Campo de Massapê produza há mais de 50 anos, o crescente investimento em pesquisas da região associado a novas ferramentas tecnológicas, poderá propiciar um aumento das oportunidades exploratórias como as observadas no ano de 2004 (Figura 2).

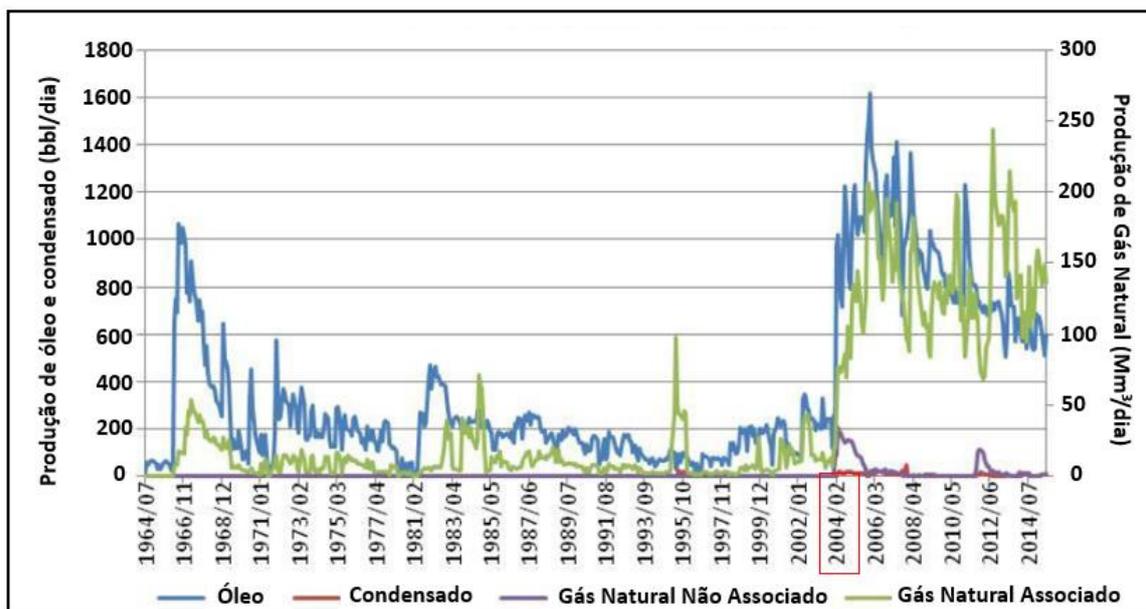


Figura 2: Histórico de produção do Campo de Massapê, com destaque para o crescimento observado no ano de 2004. Fonte: Modificado de ANP (2015).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Geologia Regional

Segundo Silva *et al.* (2007), a Bacia do Recôncavo está localizada na porção centro-leste do Estado da Bahia, Nordeste do Brasil, e perfaz uma área de aproximadamente 11.500 km². Esta bacia limita-se ao norte e noroeste com a Bacia do Tucano, pelo Alto de Aporá; ao sul com a Bacia de Camamu, pelo Sistema de Falhas da Barra; a leste pelo Sistema de Falhas de Salvador; e a oeste pela Falha de Maragogipe. Sua tendência geral NE-SW é originada dos esforços distensionais atuantes no embasamento pré-cambriano, definindo falhas normais com a direção principal N30°E (Figura 3).



Figura 3: Localização limítrofe e arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo. Fonte: Milhomem *et al.* (2003).

A arquitetura da Bacia do Recôncavo é do tipo meio-grabén, mergulhante para SE; com a borda falhada a leste, apresentando um rejeito tectônico superior à 6km, configurando o depocentro da bacia. Na borda flexural a oeste, a Falha de Maragogipe apresenta rejeito de 200m (Figura 4). De acordo com Milhomem *et al.* (2003), estima-se que a seção sedimentar preservada na Bacia do Recôncavo possua uma espessura da ordem de 6.900m, no Baixo de Camaçari.

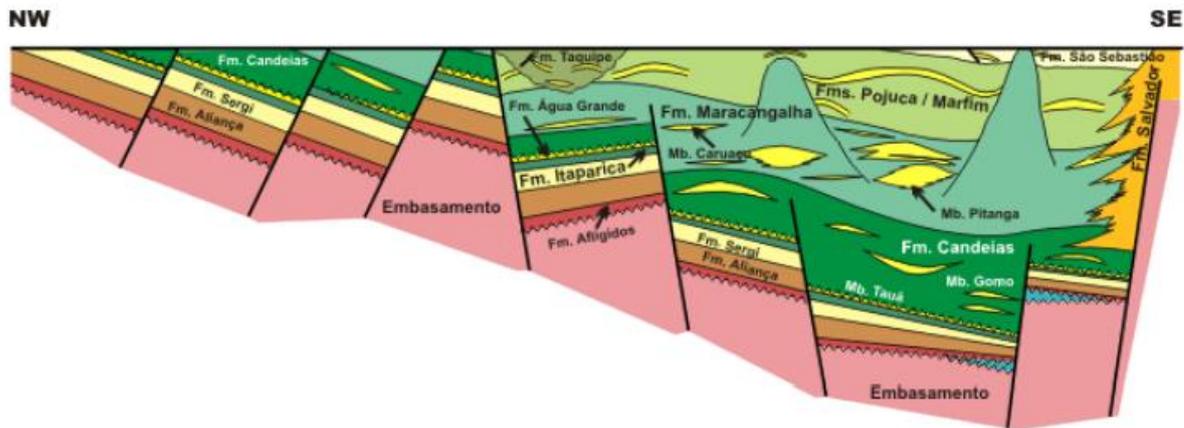


Figura 4: Seção geológica esquemática no compartimento sul da Bacia do Recôncavo. Fonte: Milhomem *et al.* (2003).

Destro *et al.* (2003) afirma que a Bacia do Recôncavo apresenta uma complexa estruturação interna, definida por diversas falhas normais sintéticas de alto mergulho, que subdividem a bacia em diferentes blocos estruturais. As falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araçás são do tipo normal com cinemática de alívio, resultantes do processo de estiramento ao longo da bacia e que separam a mesma em três compartimentos distintos denominados Sul, Central e Nordeste (Figura 5).

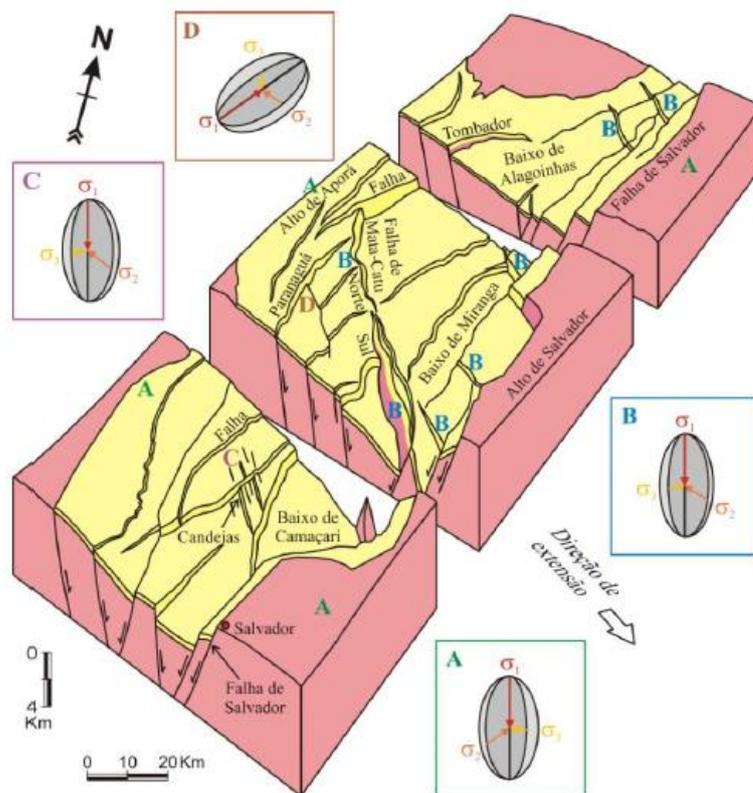


Figura 5: Blocos estruturais da Bacia do Recôncavo. Fonte: Destro *et al.* (2003).

2.1.1 Embasamento da Bacia do Recôncavo

O Sistema Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá instalou-se no limite entre duas unidades tectônicas que compõem a Plataforma Sul-Americana: o Cráton do São Francisco e a Província Borborema. A Bacia do Recôncavo e as sub-bacias de Tucano Sul e Central estão localizadas no nordeste do Cráton do São Francisco, onde tem como embasamento terrenos arqueanos a paleoproterozoicos que compõem a porção centro-norte do Cinturão Bahia Oriental. Este Cinturão, por sua vez, se subdivide em dois ramos: Intracontinental e Costeiro. Segundo Kosin (2009), o ramo Intracontinental, que compreende a Bacia do Recôncavo, é composto por ortognaisses granulíticos e/ou migmatíticos e granitóides diversos, representado pelo Cinturão Salvador-Itabuna-Curaçá, Bloco Salvador-Esplanada, Bloco Serrinha e Grupo Estância.

O Bloco Salvador Esplanada e o Cinturão Salvador-Itabuna-Curaçá, situados a sudoeste da bacia, apresentam como litologia principal gnaisses

granulitizados no Paleoproterozóico (2.0 G.a). O Bloco Serrinha se expressa por granitoides arqueanos tipo TTG's (tonalítico-trondhjemítico-granodioríticas), que foram migmatizados e apresentam intrusões de granitos, granodioritos e sienitos, além da formação do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, durante o Paleoproterozóico (2.1 – 1.9G.a). O Grupo Estância, situado ao norte da bacia, apresenta rochas metassedimentares originadas de sedimentos depositados na borda nordeste do Cráton do São Francisco que foram metamorfizados em baixo grau, sob condições de colisão orogênica de idade neoproterozóica (750-650 Ma) entre o Cráton do São Francisco e a Província Borborema (Delgado *et al.*, 2003).

2.1.2 Evolução Tectono-Sedimentar

A Bacia do Recôncavo tem sua evolução tectônica relacionada à ruptura do Supercontinente Gondwana, no processo em que promoveu a abertura precoce do Oceano Atlântico Sul, entre a América Oriental e a África Ocidental, no Eocretácio. Os esforços distensionais cessaram antes da oceanização da bacia, o que a classifica como um rifte abortado, correspondendo a parte do sistema de riftes intracontinentais Recôncavo-Tucano-Jatobá (Magnavita *et al.*, 2005).

Segundo Silva *et al.* (2007), o registro sedimentar preservado na bacia ilustra diversos eventos deposicionais que caracterizam a evolução tectônica. Essa evolução pode ser essencialmente expressa por quatro fases distintas: Sinéclise, Pré-Rifte, Sin-Rifte e Pós-Rifte (Figura 6).

- Fase Sinéclise

Conhecida como Supersequência Paleozóica, a fase Sinéclise é de idade Permiana. A sedimentação é típica de ambiente marinho raso a lacustre, definindo uma tendência regressiva. Compreende a Formação Afligidos e seus Membros Pedrão e Cazumba, que na Bacia do Recôncavo é constituída por arenitos sobrepostos por folhelhos vermelhos (Aguiar e Mato, 1990 *apud* Magnavita *et al.*, 2005).

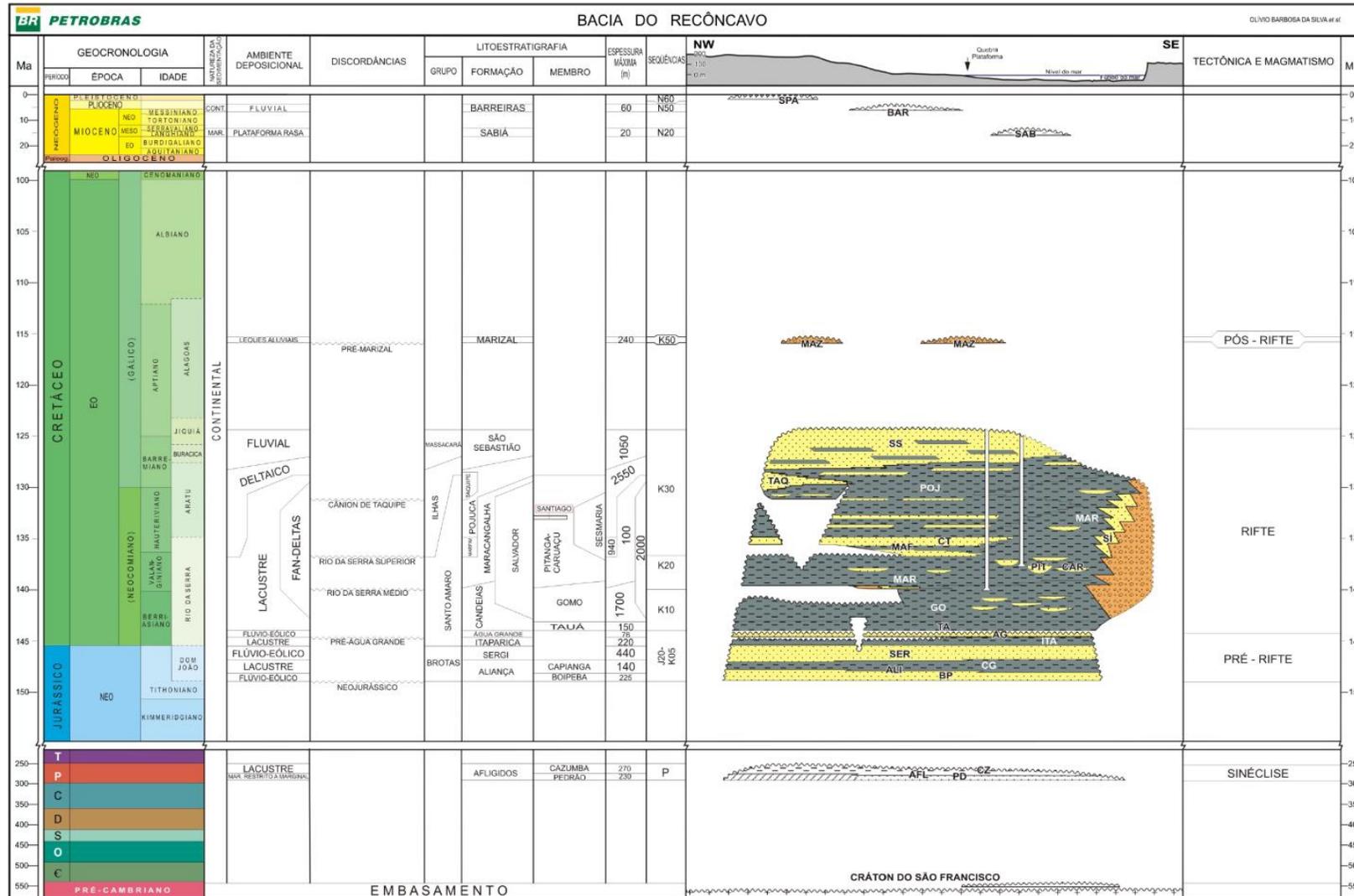


Figura 6: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Fonte: Silva et al. (2007).

- Fase Pré-Rifte

A fase Pré-Rifte teve início no Neojurássico, estendendo-se ao Eocretáceo. Tendo por base o conteúdo de ostracodes presentes nas rochas, Viana *et al.* (1971) *apud* Magnavita *et al.* (2005) propuseram a Série Recôncavo, composta de seis andares locais: Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas. A sucessão pré-rifte abrange rochas dos andares Dom João e Rio da Serra Inferior (Tithoniano ao Eoberriasiano). O Andar Dom João consiste em depósitos aluviais do Grupo Brotas, representados por folhelhos avermelhados e arenitos da Formação Aliança, sotopostos a arenitos fluviais e eólicos da Formação Sergi. A área-fonte para esta sequência pré-rifte localizava-se a sudoeste da atual Bacia do Recôncavo (Figura 7).

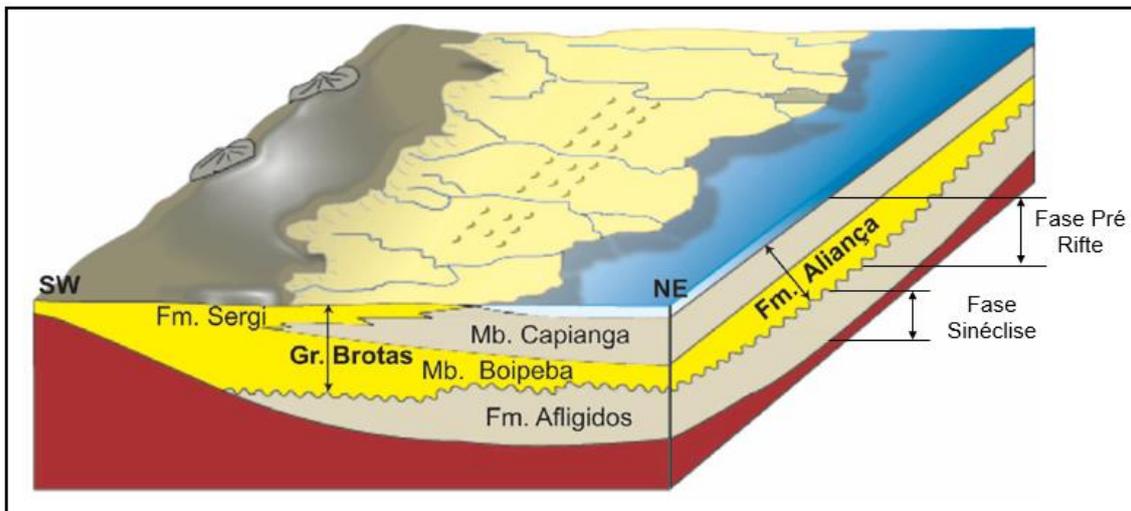


Figura 7: Paleogeografia pré-rifte da Bacia do Recôncavo. Fonte: Modificado de Medeiros e Ponte (1981) *apud* Magnavita *et al.* (2005).

Em seguida têm-se o Grupo Santo Amaro, cuja unidade basal, Formação Itaparica, contém depósitos fluviais e lacustres. Sobrepostos a estes existem arenitos fluviais e eólicos da Formação Água Grande, cuja área-fonte estava localizada a noroeste e a norte da Bacia do Recôncavo (Magnavita *et al.*, 2005).

- Fase Sin-Rifte

Por se tratar da fase que compreende o objeto de interesse deste trabalho, Membro Caruaçu, será dada uma atenção especial a esta supersequência tectônica. O início da fase sin-rifte é motivo de muita controvérsia. Ghignone (1979) *apud* Silva *et al.* (2007), afirma que a configuração atual da Bacia do Recôncavo já se esboçava ao tempo da deposição da Formação Itaparica e mais notadamente da Formação Água Grande, sugerindo um incipiente controle tectônico. Da Silva (1993, 1996) *apud* Silva *et al.* (2007), atribui esta última unidade à fase rifte. Em sua concepção, a discordância erosiva que a separa da Formação Itaparica, na porção setentrional da bacia e na Sub-bacia do Tucano Sul, estaria relacionada a um rejuvenescimento de relevo, com basculamento para sul, testemunhando uma mudança de regime tectônico (Silva *et al.*, 2007).

Outra concepção considera que o início do estágio rifte era marcado no primeiro aparecimento da espessa cunha de conglomerados sintectônicos da Formação Salvador, a qual constitui parte do sistema de borda do rifte (Magnavita e Da Silva, 1995 *apud* Magnavita *et al.*, 2005). No entanto, a presença de conglomerados parece indicar apenas a existência de uma elevação topográfica ao longo da borda falhada (Magnavita, 1996 *apud* Magnavita *et al.*, 2005). A interpretação assumida neste trabalho, é a mesma adotada por Silva *et al.* (2007), sendo a versão mais atual da carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo. A proposta, descrita por Caixeta *et al.* (1994) e Magnavita (1996), assume o limite entre as fases pré-rifte e rifte na base do Membro Tauá (Formação Candeias, Rio da Serra Inferior - Berriasiano). Assim, relaciona-se o início do rifteamento à transgressão regional que sobrepõe os pelitos lacustres do Membro Tauá à fácies eólicas presentes no topo da Formação Água Grande. Esta transgressão estaria associada não apenas a umidificação climática, mas também ao incremento nas taxas de subsidência, com ruptura da crosta ainda sob atividade tectônica moderada.

Durante o início da fase sin-rifte, a Bacia do Recôncavo foi preenchida por dois sistemas progradantes. O principal deles foi um sistema flúvio deltaico - lacustre (longitudinal a oblíquo) proveniente da Bacia do Tucano; e um

secundário, transversal à bacia, que consistiu em leques conglomeráticos derivados da erosão do bloco alto da falha de borda, como pode ser observado na figura 8 (Magnavita *et al.*, 2005).

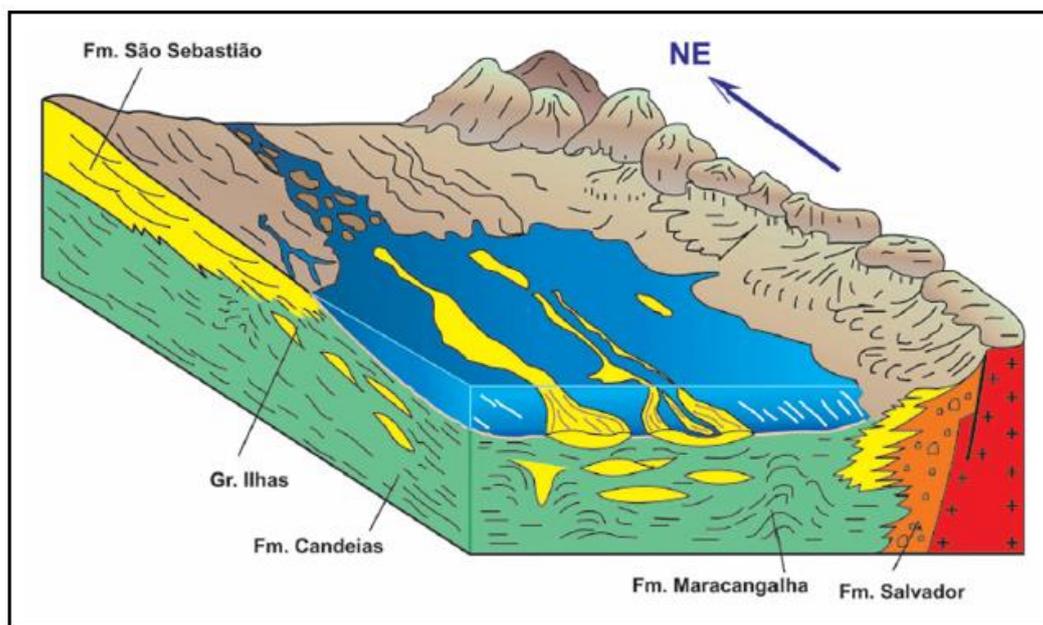


Figura 8: Paleogeografia sin-rifte da Bacia do Recôncavo. Fonte: Modificado de Medeiros e Ponte (1981) *apud* Magnavita *et al.* (2005).

O preenchimento sedimentar da fase sin-rifte, segundo Silva *et al.* (2007) deu-se em três sequências distintas, denominadas K10, K20 e K30, no qual as duas primeiras sequências abrangem grande parte do Andar Rio da Serra. A sucessão estratigráfica observada nos depocentros ilustra um incremento batimétrico inicial, resultante da umidificação climática associada à intensificação da atividade tectônica. Assim, durante a fase de bacia faminta, nos depocentros foram depositados turbiditos longitudinais e transversais do Membro Gomo (Formação Candeias, Rio da Serra Médio), juntamente com folhelhos lacustres, incluindo sucessões de arenitos laminados e maciços (Bruhn, 1999 *apud* Magnavita *et al.*, 2005).

Uma importante discordância resulta na omissão de grande parte do Rio da Serra médio e da base do Rio da Serra superior (Neoberriasiano/Eovalanginiano), constituindo o limite entre as Sequências K10 e K20. Segundo Da Silva e Picarelli (1990) *apud* Silva *et al.* (2007), esta discordância teria origem em um provável rebaixamento do nível do lago,

associado a mudança climática. Inversões de polaridade observadas no compartimento sul da bacia, em idade próxima ao topo do Mesorrio da Serra (Eovalanginiano), sugerem que o fator tectônico seja também relevante.

Ao longo do Neo-Rio da Serra (Eovalanginiano/ Eohauteriviano), a atenuação da atividade tectônica e o incremento no aporte sedimentar resultaram na redução dos gradientes deposicionais, com o progressivo assoreamento dos depocentros (Silva *et al.*, 2007). Nesse contexto, a contínua sedimentação de espessos arenitos deltaicos, remobilizados por fluxos gravitacionais subaquosos e depositados ao longo dos depocentros mais orientais do semi-gráben, constituem os membros Pitanga e Caruaçu da Formação Maracangalha. Estes arenitos exerceram forte sobrecarga sobre folhelhos sotopostos, pressurizando-os, tendo como consequência a ascensão de diápiros de folhelhos nos blocos altos das falhas de crescimento (Magnavita *et al.*, 2005).

A diminuição da taxa de subsidência, no período que inclui as idades Rio da Serra e Aratu, possibilitou a expansão dos sistemas deltaicos, com progressivo recuo para sul, marcando a base da sequência K30 e preenchendo os depocentros com arenitos, siltitos, folhelhos e ocasionais carbonatos do Grupo Ilhas, constituídos pelas Formações Marfim (Membro Catu) e Pojuca. Durante o Eoaratu, uma queda no nível do lago, tectonicamente induzida, originou um *canyon* na porção oeste das bacias do Tucano Sul e Recôncavo (Bueno, 1987 *apud* Magnavita *et al.*, 2005), onde acumularam-se os arenitos e folhelhos da Formação Taquipe, como pode-se observar na figura 9 (Netto e Oliveira, 1985 *apud* Magnavita *et al.*, 2005). Aos depósitos deltaicos sucederam os arenitos fluviais da Formação São Sebastião, Grupo Massacará, que prograram de NNW para SSE a partir da Bacia do Tucano, testemunhando a fase final de assoreamento do rifte. (Gama, Jr., 1970 *apud* Magnavita *et al.*, 2005).

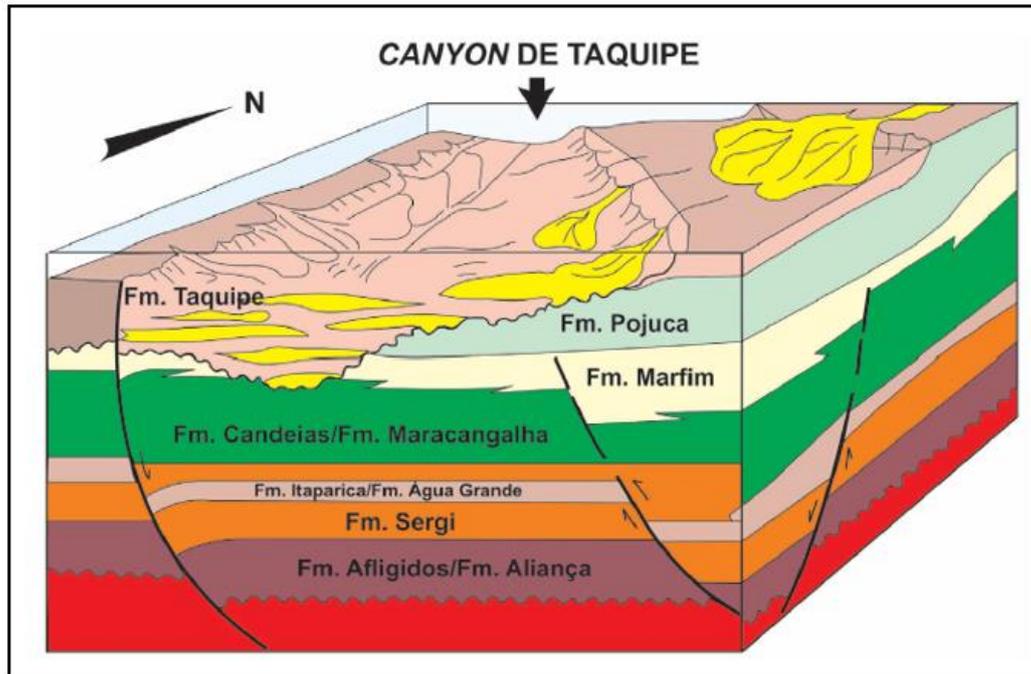


Figura 9: Paleogeografia durante a deposição da Formação Taquipe. Fonte: Modificado de Figueiredo *et al.* (1994) *apud* Magnavita *et al.* (2005).

- Fase Pós-Rifte

Segundo Silva (1993), a fase Pós-Rifte é representada pela Formação Marizal, cuja deposição relaciona-se a leques aluviais. Os depósitos são compostos por arenitos, conglomerados, folhelhos e calcários, que tiveram sua deposição no Nealagoas (Neoaptiano). A discordância na base da Formação Marizal correlaciona-se com a discordância de ruptura continental que comumente precede a fase de deriva continental. Esta mesma superfície erosiva é reconhecida não- apenas nas bacias da margem continental leste brasileira como também nas suas correspondentes africanas, como por exemplo, Bacia do Gabão (Teisserence Villemin, 1989 *apud* Magnavita *et al.*, 2005).

2.2 A influência dos diápiros no Recôncavo

Segundo O'Brien (1968) *apud* Horschutz & Teixeira (1969), diapirismo é um processo pelo qual rochas/sedimentos de níveis profundos penetraram ou aparentam ter penetrado rochas/sedimentos mais rasos. O termo “aparentam ter penetrado” é previsto na definição pois algumas estruturas diapíricas não se desenvolvem por intrusão, mas por levantamento e erosão do material sobreposto à massa diapírica, ou por não-deposição, quando o domo se mantém continuamente aflorante na bacia em subsidência. A principal propriedade dos diápiros é a sua plasticidade, ou seja, sua habilidade em fluir ou se deformar sob a ação de pressões, sendo comumente representados por evaporitos e folhelhos.

Na Bacia do Recôncavo ocorrem os diápiros de folhelhos, constituídos de massas de argila mal compactadas. Pontes & Ribeiro (1964) *apud* Horschutz & Teixeira (1969), no levantamento geológico de detalhe do Recôncavo Central, mapearam as feições diapíricas de Cinzento e Santa Maria e, posteriormente, Horschutz & Teixeira (1969) identificaram os diápiros de Biriba, Poço, Rosário e Carijó, e possíveis anomalias diapíricas na região de Massapê e Mata-São Pedro, como pode ser observado na figura 10.

A origem do diapirismo é amplamente explicada por instabilidade gravitacional, existindo relações diretas e indiretas com o tectonismo. Quando sujeitos a sobrecarga adequada e a um desequilíbrio gravitacional, essas massas plásticas de folhelhos irão fluir para as zonas de menor pressão, estabelecendo-se o processo de ascensão (Horschutz & Teixeira, 1969). Na Bacia do Recôncavo, Magnavita *et al.* (2005) afirmam que os espessos arenitos deltaicos exerceram forte sobrecarga sobre os folhelhos da Formação Maracangalha, pressurizando-os e resultando em diápiros de folhelhos associados a falhas de crescimento.

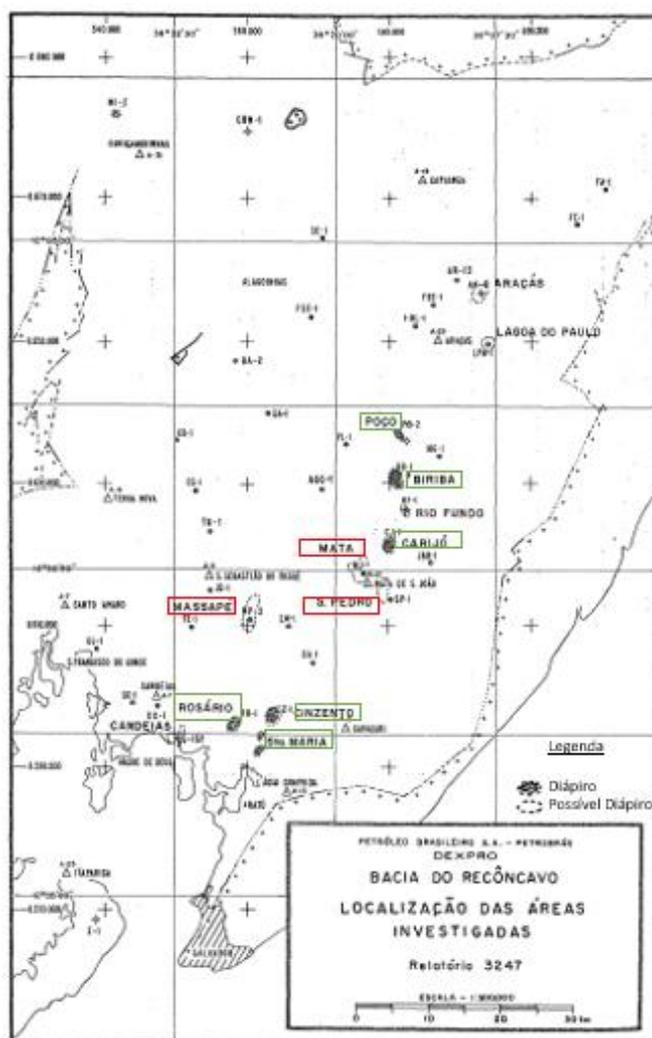


Figura 10: Diápiros comprovados (em verde) e possíveis diápiros (em vermelho) na Bacia do Recôncavo. Fonte: Modificado de Horschutz & Teixeira (1969).

Neves *et al.* (2019) através da interpretação sísmica dos volumes 3D de Cantagalo e Cexis, na Bacia do Recôncavo, conseguiu mapear os diápiros de folhelhos na região e sugerir uma nova abordagem para sua origem. No volume sísmico de Cantagalo, que abrange os campos de Cantagalo e Massapê, foi possível observar grandes estruturas em forma de domo, variando com tempos sísmicos de 120ms (TWT) em sua porção mais rasa (parte ocidental do Campo de Massapê); somado a existência de depressões pronunciadas, como a situada na parte central, com 1950ms (TWT), originando uma calha (Figura 11). Os autores verificaram que os diápiros seguem a mesma orientação estrutural das falhas do embasamento, NE-SW e N-S, permitindo inferir a influência tectônica na formação e evolução das estruturas diapíricas. Sendo os diápiros um dos eventos responsáveis por controlar a distribuição dos reservatórios do Membro

Caruaçu, que segundo Silva *et al.* (2007) podem alterar o espaço de acomodação e a direção dos fluxos turbidíticos (Figura 12).

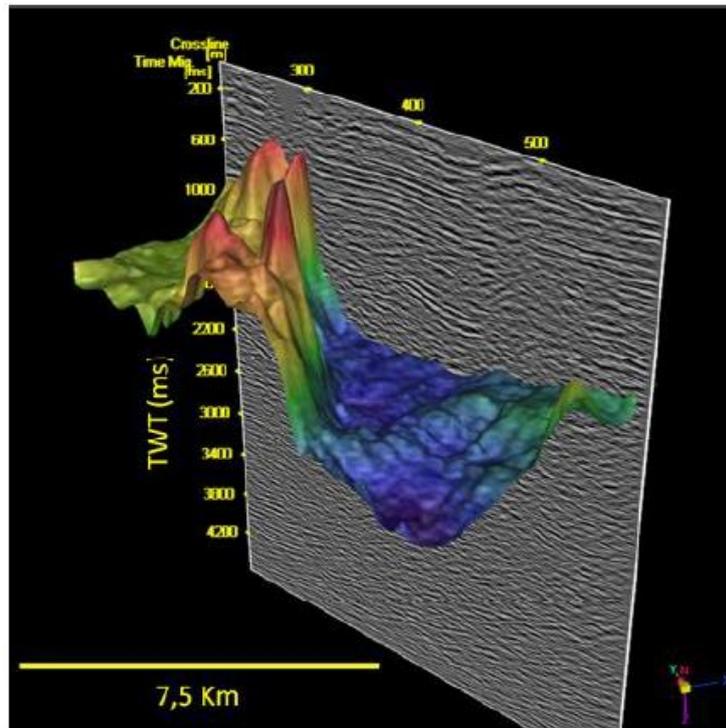


Figura 11: Visualização 3D do membro Gomo evidenciando a calha (azul) e as diápiros de folhelhos (vermelho a marrom). Fonte: Neves *et al.* (2019).

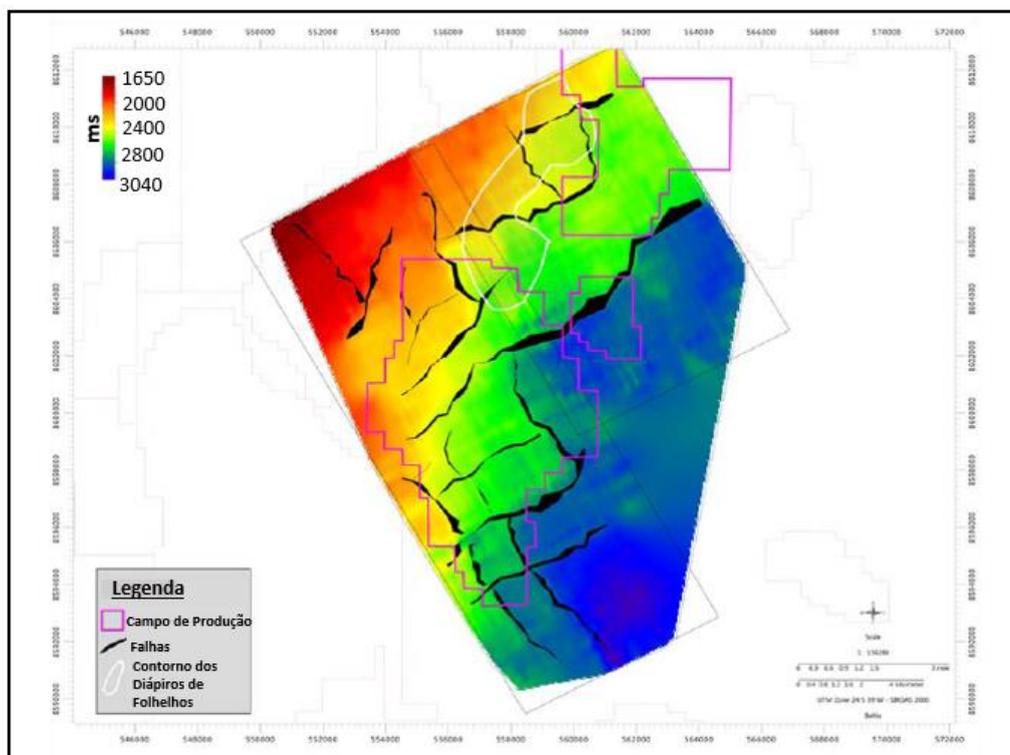


Figura 12: Mapa estrutural do embasamento, em tempo. O contorno dos diápiros de folhelhos encontra-se destacado pela linha branca. Fonte: Modificado de Neves *et al.* (2019).

De acordo com Horschutz & Teixeira (1969) a baixa compactação é a característica principal que permite aos folhelhos possuir propriedades diapíricas. Em consequência, os diápiros de folhelhos apresentam densidades, resistividades e velocidades sônicas anormalmente baixas, além de altas pressões de fluidos, altos valores de mergulho e mistura de fósseis-guias. Vale salientar que as estruturas diapíricas se localizam, principalmente, nas áreas de charneira da bacia.

Na bacia do Recôncavo já foram observadas ocorrências de hidrocarbonetos em arenitos truncados ou acunhados nos flancos dos diápiros, como Mata-São Pedro, Biriba e Cinzento. Assim, visando novas ocorrências de hidrocarbonetos, a atenção deverá ser voltada para os arenitos localizados nos flancos dessas estruturas. No entanto, muito se teme em perfurar próximo ao diápiro, mantendo sempre uma distância de segurança e, possivelmente, deixando de atingir importantes acumulações de hidrocarbonetos. Para auxiliar em um eficaz imageamento, a sísmica e a gravimetria podem ser de suma importância. A sísmica melhorando a resolução dos horizontes de interesse e a gravimetria delineando novas anomalias, pois os diápiros conhecidos coincidem com expressivas anomalias negativas (Horschutz & Teixeira, 1969).

2.3 Sistema Petrolífero

De acordo com Silva (2006) o principal sistema petrolífero da Bacia do Recôncavo é o Candeias-Sergi(!), que inclui rochas geradoras de origem lacustre de água doce à salobra neocomianas pertencentes aos Membros Gomo e Tauá (Fm. Candeias) e rochas reservatórios fluvio-eólicas neo-jurássicas da Formação Sergi. No entanto, existem outros sistemas petrolíferos importantes, tais como: Candeias-Água Grande(!), Candeias-Candeias(!), Candeias-Maracangalha(!), analisado neste trabalho, Candeias-Pojuca(!), Candeias-Marfim(!) e Candeias-Salvador(!).

A principal rocha geradora da Bacia presente na Formação Candeias, representa uma espessa seção de folhelhos cinza-esverdeados a escuro, com

intercalações subordinadas de siltitos, calcários e dolomitos, englobando localmente, corpos de arenitos maciços e/ou estratificados (ANP, 2017). Segundo Milani & Araújo (2003), o teor médio de COT associado ao folhelho Candeias é de 4% e o querogênio é do Tipo 1. As análises de reflectância de vitrinita (%RO) indicam que os Membros Tauá e Gomo (Fm. Candeias) estão maduros para geração de petróleo dentro dos grabéns de Camaçari e Miranga. A Formação Pojuca também apresenta um moderado potencial gerador, mas ocorre acima da janela de geração em quase toda a bacia, definido em 2.400 metros de profundidade o seu limite superior.

Os principais reservatórios da bacia são compostos por arenitos flúvio-eólicos das formações Sergi, Itaparica e Água Grande, turbiditos das formações Candeias e Maracangalha e arenitos flúvio-deltaicos das formações Marfim e Pojuca. Secundariamente, cabe mencionar os arenitos do Membro Boipeba, da Formação Aliança, que são produtores de hidrocarbonetos (campos de Água Grande, Araçás e Fazenda Imbé) e os folhelhos dolomitizados e fraturados do Membro Gomo, que também apresenta depósitos turbidíticos do Eocretáceo posicionados geocronologicamente no Andar Rio da Serra (ANP, 2017).

Segundo dados da ANP (2017), o processo de migração predominante na bacia é retratado por falhas normais e blocos rotacionados que justapõem lateralmente a seção geradora e os reservatórios, permitindo o translado dos hidrocarbonetos em sentido aos altos estruturais. Atualmente são aceitos três modelos de migração e acumulação (trapeamento) de petróleo na Bacia do Recôncavo (Figura13): (1) trapas estruturais formadas por *horsts*, basculados ou não, onde os reservatórios pré-rifte são alimentados lateralmente a partir de folhelhos geradores localizados nos baixos de falhas normais; (2) trapas estratigráficas ou combinadas, principalmente em reservatórios turbidíticos das formações Candeias e Marfim, conectados diretamente aos folhelhos geradores, com migração por pequenas distâncias e (3) *rollovers* formados em baixos de falhas de crescimento da seção sin-rifte, ao nível dos reservatórios deltaicos das formações Pojuca e Marfim, com migração vertical ao longo de falhas regionais (Rostirolla, 1999 *apud* Silva, 2006).

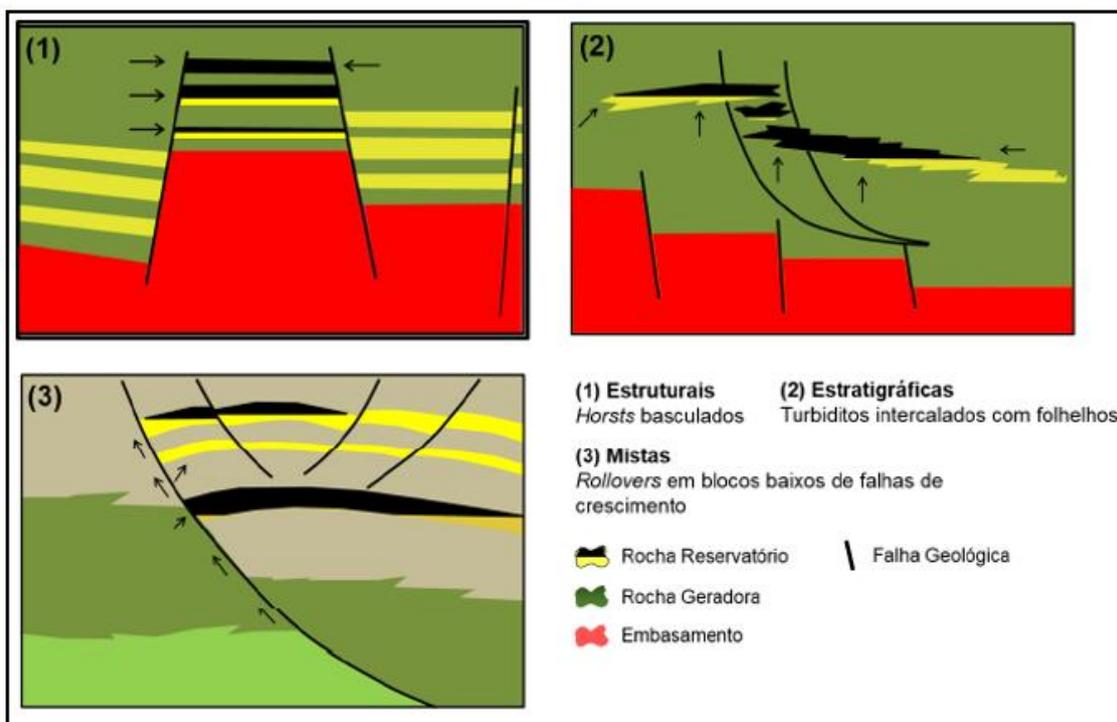


Figura 13: Modelos de migração e acumulação de petróleo da Bacia do Recôncavo. Fonte: Rostirolla (1997) *apud* ANP (2017).

No que tange os selos, para o principal sistema produtor da bacia, Candeias/Sergi (!), as rochas selantes são os folhelhos das formações Itaparica e Candeias. Nos demais casos o selo é propiciado por folhelhos intraformacionais que compõem as formações Candeias, Maracangalha, Marfim e Pojuca (ANP, 2017).

A Bacia do Recôncavo apresenta um total de 103 campos de produção, produtores de óleo e/ou gás. Segundo dados do Banco de Dados de Exploração e Produção da ANP, estes se encontram em fase de desenvolvimento, produção ou em fase de devolução. O Campo de Massapê, objeto de análise deste trabalho, se encontra em fase de produção, sendo o óleo seu principal fluido. Historicamente, toda a bacia reúne os montantes de produção de aproximadamente 1,6 bilhão de barris de óleo e 73,2 bilhões de m³ de gás. As reservas provadas (1P) são de 182 milhões de barris de óleo e 5,5 bilhões de m³ de gás natural, dados de dezembro de 2016. Em março de 2017, a produção diária de hidrocarbonetos na Bacia do Recôncavo foi da ordem de 33 mil barris para óleo e da ordem de 2.300 m³ para gás (ANP, 2017). Dados de 2020,

mostram a potência das reservas da Bacia do Recôncavo se comparadas a outras bacias terrestres (Tabela 1).

Tabela 1: Volumes Declarados pelos Operadores, discriminados por ambiente e bacia. Reservas 1P - reservas provadas; Reservas 3P - reservas Provadas, Prováveis e Possíveis; Recursos Contingentes - Quantidade de Óleo ou Gás Natural potencialmente recuperável. Destaque para os dados referentes à Bacia do Recôncavo. Fonte: Boletim de Recursos e Reservas de Petróleo e Gás Natural 2019 (ANP, 2020).

	Petróleo (MMm ³)			Gás natural (MMm ³)		
	Reservas 1P	Reservas 3P	Recursos Contingentes	Reservas 1P	Reservas 3P	Recursos Contingentes
Mar						
<i>Alagoas</i>	0,03	0,03	0,00	231,42	231,42	0,00
<i>Camamu</i>	3,70	14,26	0,03	3.968,35	7.692,66	1.647,24
<i>Campos</i>	667,48	985,43	508,68	69.934,95	105.998,25	57.366,22
<i>Ceará</i>	4,31	4,42	2,38	321,32	327,07	60,54
<i>Espirito Santo</i>	4,38	6,86	2,38	5.608,35	9.135,32	5.721,85
<i>Potiguar</i>	11,32	16,89	0,01	1.842,41	2.975,41	21,97
<i>Recôncavo</i>	0,04	0,04	0,16	0,00	0,00	0,00
<i>Santos</i>	1.242,23	2.323,83	154,98	212.627,88	338.111,58	30.088,99
<i>Sergipe</i>	1,05	4,04	1,53	159,28	504,18	2.378,14
Mar Total	1.934,54	3.355,79	670,15	294.693,96	464.975,90	97.284,96
Terra						
<i>Alagoas</i>	0,49	0,83	0,43	860,79	1.789,17	909,12
<i>Amazonas</i>	0,00	0,00	0,00	3.721,00	4.408,00	0,00
<i>Camamu</i>	0,00	4,36	0,01	34,88	34,88	0,00
<i>Campos</i>	13,83	17,39	2,70	1.751,37	1.881,36	249,72
<i>Espirito Santo</i>	4,70	7,83	3,54	150,39	226,75	591,97
<i>Mucuri</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Parnaíba</i>	0,03	0,04	0,00	21.374,97	25.127,39	0,00
<i>Potiguar</i>	19,50	27,36	6,87	1.452,51	1.710,20	119,85
<i>Recôncavo</i>	17,90	25,60	16,68	5.526,41	7.932,03	7.620,77
<i>Sergipe</i>	23,67	26,93	14,69	771,40	854,34	369,44
<i>Solimões</i>	6,52	7,57	0,77	34.099,51	40.892,42	1.754,19
<i>Tucano Sul</i>	0,00	0,00	0,00	145,26	145,26	282,25
Terra Total	86,65	117,92	45,69	69.888,49	85.001,79	11.897,30
Total (MMm³)	2.021,19	3.473,71	715,84	364.582,45	549.977,68	109.182,26
Total (MMbbl)	12.712,89	21.848,95	4.502,49			

2.4 Formação Maracangalha e os Turbiditos do Membro Caruaçu

A Formação Maracangalha, depositada durante a fase rifte da Bacia do Recôncavo ao longo do Neo-Rio da Serra (Eocretáceo), é um sistema lacustre formado por folhelhos cinza-esverdeados a cinza-escuros que compreendem corpos de arenitos finos, argilosos e maciços pertencentes ao Membro Pitanga; e camadas lenticulares de arenitos finos a médios, com estratificações plano-paralelas e cruzadas tangenciais, presentes no Membro Caruaçu (Gontijo,

2011). A Fm. Maracangalha posiciona-se estratigraficamente de forma concordante acima da Fm. Candeias e lateralmente com a Fm. Salvador.

Visando compreender a gênese desses arenitos, diversos estudos foram propostos no decorrer dos anos. Mello *et al.* (1971) realizaram um estudo integrando os membros Pitanga e Caruaçu, dividindo-os em fácies e, posteriormente, agrupando-as por associações, denominadas: (i) associação de planície deltáica, (ii) associação de escorregamento da parte superior das calhas da frente deltáica e (iii) associação de sedimentos resultantes de fluxo granular e de lama, da parte inferior das calhas da frente deltáica. Desta forma foi possível definir o paleoambiente como deltáico.

Outra concepção foi proposta por Netto & Oliveira (1985), que dividiram a sedimentação da bacia em intervalos genéticos, denominando de Fluxoturbiditos do Maracangalha os sedimentos clásticos terrígenos de lago profundo, correspondentes aos membros Pitanga e Caruaçu. Os autores sugeriram deposição via correntes de turbidez para o Mb. Caruaçu e fluxos gravitacionais arenosos para o Mb. Pitanga.

Rodrigues (1988) *apud* Gabaglia (1990) estudou estes membros no âmbito do campo de Miranga Profundo e, inspirado nos modelos de turbiditos de R.G. Walker, interpretou-os como originados por complexos de canal–dique marginal em posição proximal e mediana, respectivamente, cortados por vários canais migrantes em um leque sublacustrino. Todo o conjunto caracterizaria um sistema de leque progradante, onde as fácies proximais (camadas Caruaçu) superpor-se-iam às fácies medianas (Membro Pitanga).

Gabaglia (1990) propõe uma origem para estes membros sob o enfoque de sismos como mecanismos deformadores e disparadores dos fluxos gravitacionais. Para tanto, a formação foi dividida em 3 grupos de fácies: (i) fácies deposicionais de origem indefinida, onde o caráter deformativo ou de ausência de estruturas, acentuam a dificuldade de estabelecimento de sua origem (deposicional ou sismogênica); (ii) fácies deposicionais sismogênicas, para as quais se pode aventar, com certa segurança a possibilidade de origem

sismogênica direta ou indireta; e (iii) fácies deposicionais *stricto sensu*, onde os caracteres deposicionais estão integralmente preservados.

Recentemente, Guerra & Borghi (2003), através da descrição de afloramentos, interpretaram um trato de fácies do tipo “rampa”, com fácies pouco deformadas, típico das camadas Caruaçu; e um trato de fácies do tipo “plataforma-talude”, apresentando fácies com maior grau de deformação, típico do Mb. Pitanga, incluindo fluxos de detritos arenosos.

Uma proposta amplamente aceita e adotada neste trabalho é a sugerida por Caixeta (1988), no qual o autor concluiu que o Membro Pitanga é representado por arenitos mais argilosos, depositados por fluxos de detritos, enquanto o Membro Caruaçu pode ser representado por arenitos limpos, provenientes de frentes deltaicas, deslizamentos, escorregamentos, turbiditos canalizados ou turbiditos em lobos, sendo os principais reservatórios da Fm. Maracangalha e objeto de estudo deste trabalho.

Segundo Figueiredo *et al.* (1994) *apud* Guerra & Borghi (2003), a Formação Maracangalha contém a principal acumulação de gás não-associado da Bacia do Recôncavo, apresentando 5,2 bilhões m³ (183,6 bcf), o que representa 35% do volume total de gás da bacia, fazendo parte do sistema petrolífero Candeias–Maracangalha(!). Embora os turbiditos do Mb. Caruaçu formem camadas com espessuras consideráveis, esses corpos arenosos apresentam baixa continuidade lateral e vertical dos depósitos, afetando sua conectividade e tornando complexa a produção de hidrocarbonetos (Gontijo, 2011).

Freire *et al.* (2018, 2019 e 2020) motivados pela identificação e recuperação de importantes reservas de petróleo que possam existir nos turbiditos do Membro Caruaçu, desenvolveram uma estratigrafia de alta resolução no Campo de Massapê, baseados na integração de dados de rochas e perfis de poços. O estudo, embasado nos conceitos de estratigrafia propostos por Mutti & Normack (1991), possibilitou a identificação de 23 estágios turbidíticos, contidos em 3 zonas de produção denominadas CR-1, CR-2 e CR-3; além de 4 fácies litológicas distintas: arenitos, arenitos argilosos, siltitos e

folhelhos (Figura 14). Os 23 estágios turbidíticos foram reconhecidos como corpos de 3ª ou 4ª ordem, por fazerem parte dos Sistemas Turbidíticos, considerados de 2ª ordem.

Pequeno (2019) abordou a Classificação de Eletrofácies, manual e automatizada, nos Estágios Turbidíticos de 3ª e 4ª ordem do Membro Caruaçu, anteriormente identificados. Santos (2019), realizou a avaliação petrofísica nos sistemas turbidíticos, no Campo de Massapê.

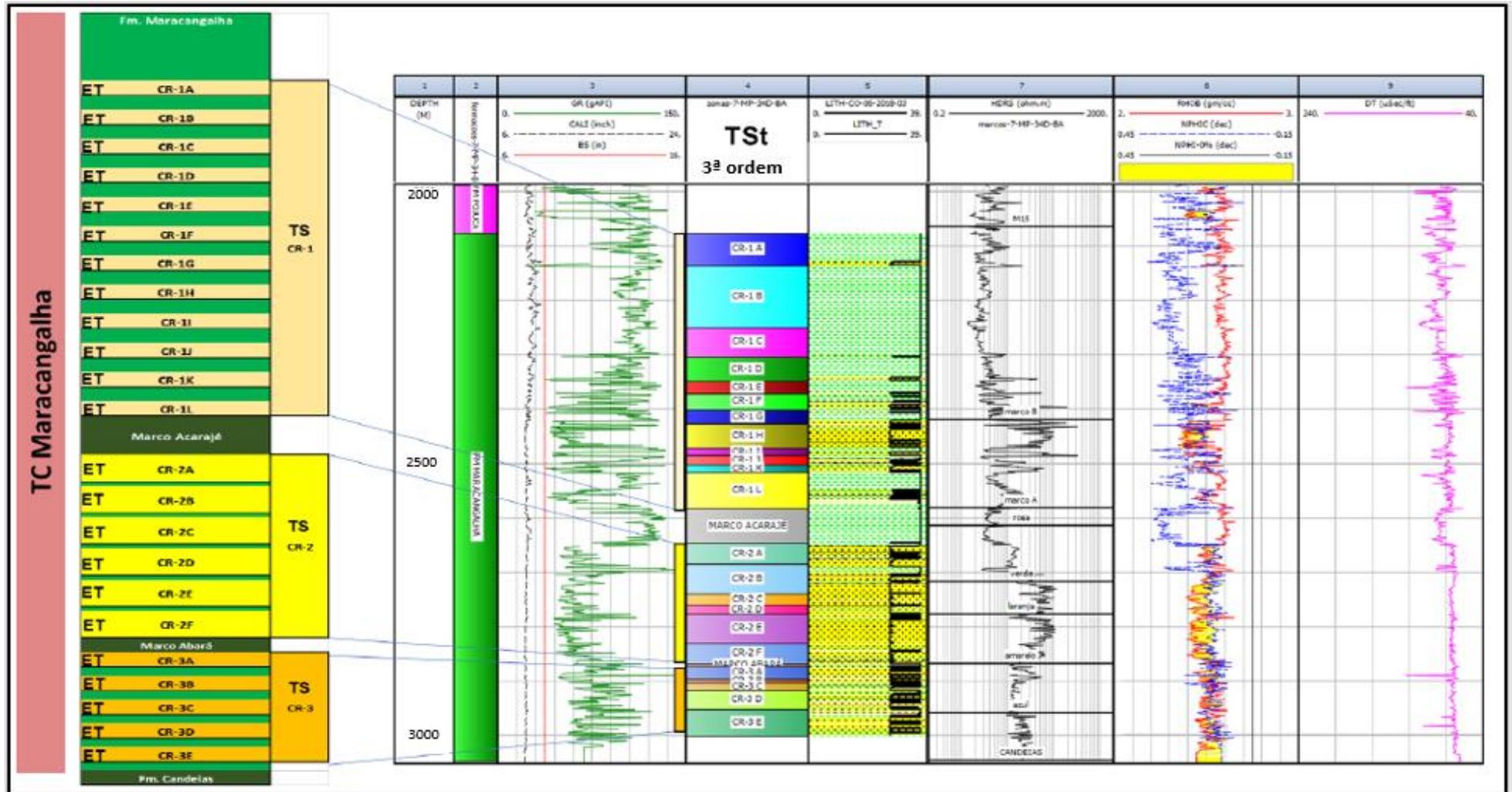


Figura 14: Interpretação dos 23 estágios turbidíticos do Membro Caruaçu utilizando perfis de poços do Campo de Massapê, Bacia do Recôncavo. TC = Complexo turbidítico, TS = Sistema turbidítico, TSt = Estágio turbidítico. Fonte: Freire *et al.* (2019).

Santos (2019) analisou o Membro Caruaçu através da avaliação petrofísica realizada no poço 7-MP-22-BA, no Campo de Massapê, determinando o volume de argila, a porosidade efetiva, a saturação de água e o *Net/Gross* (espessura contendo hidrocarboneto por espessura total do reservatório). No que tange o volume de argila (*Vclay*), ao aplicar o método de Larionov (1969), concluiu-se que os reservatórios mais limpos, ou seja, que apresentaram menores valores de argila, se encontram no Sistema CR-2, seguidos do CR-3 e CR-1. A mesma ordem pôde ser observada na análise da porosidade efetiva, da maior para a menor. Tendo em vista que os reservatórios da Formação Maracangalha, para o campo estudado, contam com a presença de gás e óleos leves, foi feita a correção de Gaymard & Poupon (1970).

Quanto a saturação de água (*Sw*), o comportamento encontrado por Santos (2019) para os sistemas turbidíticos, se apresentou como CR-1 > CR-3 > CR-2, obtidos pelos métodos de Archie (1950) e Simandoux (1963). Por fim, foi analisado os resultados de *Net/Gross*. O cálculo demonstrou que os sistemas CR-2 e o CR-3 são as zonas mais produtivas da Formação Maracangalha neste poço, onde o primeiro apresenta o melhor resultado de *Net/Gross* e o segundo o melhor volume de óleo recuperável (*hPhiSo*). Verificando-se 80% de *Net/Gross* no CR-2, seguido pelo CR-3 com 58% e CR-1 com apenas 7% (Santos, 2019). As informações estão sintetizadas na tabela 2.

Tabela 2: Síntese do comportamento dos Sistemas Turbidíticos CR-1, CR-2, CR-3 do poço 7-MP-22-BA para as análises do volume de argila, porosidade efetiva, saturação de água e *net/gross*. Fonte: Modificado de Santos (2019).

Sistemas Turbidíticos			
	Menor	Intermediário	Maior
Volume de Argila	CR-2	CR-3	CR-1
Porosidade Efetiva	CR-1	CR-3	CR-2
Saturação de Água	CR-2	CR-3	CR-1
<i>Net/Gross</i>	CR-1	CR-3	CR-2

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Turbiditos

O termo turbidito foi originalmente introduzido por Kuenen & Migliorini (1950), no qual os autores sugeriram que as correntes de turbidez poderiam ser os agentes para os depósitos arenosos com gradação normal na bacia marinha profunda. O interesse nos turbiditos se intensificou no final do século XX, devido a percepção de que estes depósitos são importantes rochas-reservatório de petróleo, constituindo em um dos mais importantes *plays* para a indústria de hidrocarbonetos (Normark *et al.*, 1993 *apud* d'Ávila & Paim, 2003).

Segundo d'Ávila & Paim (2003), turbiditos são depósitos resultantes das correntes de turbidez, um tipo de fluxo gravitacional bipartido, composto por uma camada basal granular, que flui devido à sobrepressão de poros e a condições inerciais; e uma camada superior mais diluída, totalmente turbulenta, de baixa densidade, que eventualmente retrabalha e ultrapassa o depósito final da camada inercial. Essas correntes são disparadas por eventos catastróficos, podendo ser de curta duração, como terremotos, ondas de tempestades e falhamentos em taludes íngremes; ou de mais longa duração, como cheias fluviais, caracterizadas por fluxos hiperpicnais. Os autores entendem que as correntes de turbidez podem se subdividir em três partes distintas: a porção frontal, denominada cabeça, uma região de intensa turbulência e mais espessa que o restante do fluxo, no qual as partículas são erguidas e arremessadas para trás, desenvolvendo uma série de redemoinhos; uma região central, conhecida como corpo, onde o fluxo é aproximadamente uniforme; e a parte final, denominada cauda, que se caracteriza por ser uma zona de rápido adelgaçamento de fluxo (Figura 15).

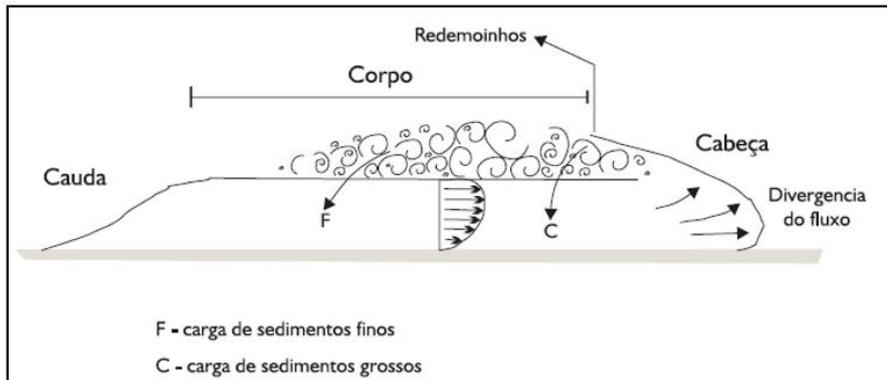


Figura 15: Subdivisão esquemática de uma corrente de turbidez (cabeça, corpo e cauda). Redemoinhos (*wake*) se formam atrás da cabeça do fluxo quando ocorre a mistura da porção basal da corrente, que possui maior velocidade (fluxo granular sobrepressurizado), com a água do ambiente. Fonte: Modificado de Pickering *et al.* (1986) *apud* d'Ávila & Paim (2003).

Bouma (1962), estabeleceu um modelo genético descritivo para os depósitos turbidíticos, conhecidos como Sequência de Bouma, assumindo um comportamento grano-decrescente e afinamento das camadas da base para o topo (Figura 16). Para Sanders (1965) *apud* Barboza (2005), em termos hidrodinâmicos, apenas o intervalo "A" representa a corrente de turbidez, sendo os demais intervalos resultantes da decantação/tração do material em suspensão, atribuído a desaceleração do fluxo.

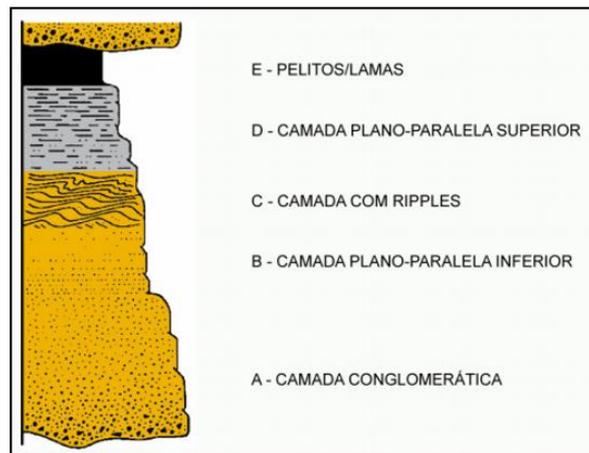


Figura 16: Sequência de Bouma clássica, apresentando as estruturas sedimentares que a compõem. Fonte: Modificado de Bouma (1962) *apud* Barboza (2005).

Baseando-se na presença e na proporção de diferentes tamanhos de grãos, é possível caracterizar as correntes de turbidez em correntes de baixa e de alta densidade. As correntes de turbidez de baixa densidade são constituídas, predominantemente, por grãos do tamanho argila até areia média. A deposição

reflete uma camada gradada de grão médio a fino, proveniente de movimentos de tração e suspensão, respectivamente. Findada a corrente de turbidez, depositam-se os sedimentos hemipelágicos e pelágicos oriundos da carga muito fina em suspensão. Já as correntes de turbidez de alta densidade incluem todos os tamanhos de grãos. Com a desaceleração e consequente redução da densidade da corrente, os grãos maiores são depositados, seguido dos grãos menores, tanto mergulho abaixo como radialmente (d'Ávila *et al.*, 2008).

Mutti (1992) e Mutti *et al.* (1999) *apud* d'Ávila & Paim (2003) aplicaram o conceito de trato de fácies na confecção de um arcabouço genético de fácies turbidíticas, no qual observaram que o fluxo proveniente das correntes de turbidez evolui através das diversas transformações sofridas. Cabe destacar o salto hidráulico, pois através deste, a corrente se reestabelece ao passar de trechos confinados para trechos desconfinados do sistema turbidítico. O salto hidráulico principal separa a zona de transferência (cânions ou canais) da zona de acumulação (lobos) de um sistema turbidítico (Figura 17). A região onde essa brusca passagem acontece foi denominada transição canal-lobo por Mutti & Normark (1991).

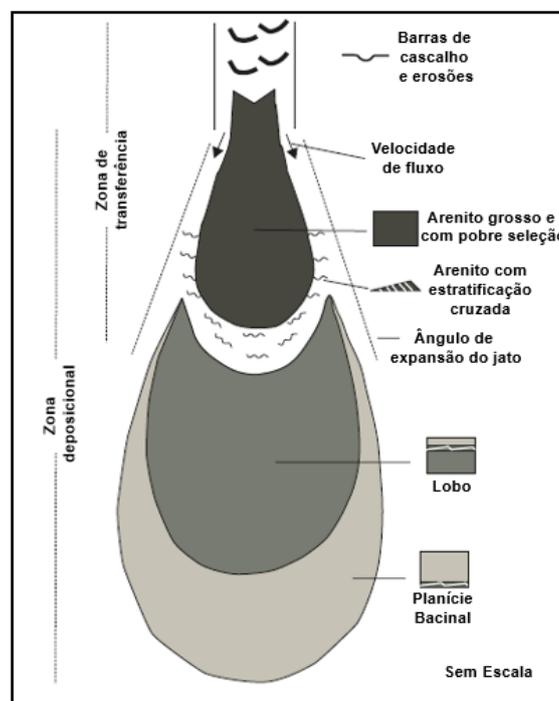


Figura 17: Padrão deposicional ideal para uma corrente de turbidez de alta eficiência. Fonte: Modificado de Mutti *et al.* (1999) *apud* d'Ávila & Paim (2003).

Na zona de transferência dominam a erosão e a escavação mais profunda do substrato, o *bypass* de sedimentos e a deposição de camadas lenticulares de conglomerados e arenitos grossos a partir de correntes de turbidez cascalhosas de alta densidade. Na zona de acumulação de sedimentos, prevalecem superfícies erosivas menos profundas e mais planas, depositando camadas tabulares predominantemente arenosas e pelíticas a partir de correntes de turbidez arenosas de alta e baixa densidade (d'Ávila *et al.*, 2008).

Tendo em vista a difícil observação direta das fácies de sedimentos em ambiente marinho moderno, sugere-se que o mapeamento destes sistemas seja baseado em elementos característicos, a fim de distinguir depósitos modernos e antigos. Mutti & Normack (1991) definiram e ilustraram alguns dos principais elementos dos sistemas turbidíticos, sendo observados tanto nos depósitos modernos quanto nos antigos. São eles: feições erosionais, canais, depósitos de *overbank*, lobos deposicionais e depósitos de transição canais-lobos.

As feições erosionais compreendem falhas de borda, falhas de talude e *canyons*. O preenchimento dessas fácies em larga escala é altamente variável e geralmente bastante complexo porque são comumente relacionados a períodos repetidos de erosão e sedimentação. As feições erosionais podem ser vistas como fontes de sedimentos para muitos sistemas turbidíticos. Já os canais são feições de alívio negativo alongados produzidos e/ou mantidos pelo fluxo da corrente de turbidez. Os canais representam as principais vias de longo prazo para o transporte de sedimentos, tendo sua forma e posição em um sistema turbidítico controlados por processos deposicionais.

Os depósitos de *overbank* são geralmente delgadas camadas turbidíticas, de granulação fina, que podem ser extensos lateralmente e adjacentes aos principais canais de um sistema turbidítico. Quanto aos lobos, apresentam a menor compatibilidade entre os depósitos antigos e modernos. Os lobos são áreas de deposição de areia e as sequências arenosas são as litologias mais sub-representadas em núcleos dos sistemas modernos, sendo definidas com base na morfologia. A extensão atual dos pacotes de lóbulos de arenito depende do sistema e do tamanho e configuração da bacia.

Mutti & Normack (1991) completam afirmando que as feições de transição canais-lobos são de fundamental importância para entender a configuração deposicional e distribuição de fácies de sistemas turbidíticos e seus estágios. Essas feições exibem não apenas caracteres comuns aos sedimentos de preenchimento de canal e lobo, mas também a uma variedade de características erosivas e deposicionais que refletem a transformação das correntes de turbidez submetidas a saltos hidráulicos nesta região, sendo difícil reconhecer e mapear em depósitos antigos e modernos. Nos antigos sistemas turbidíticos, os depósitos de transição de canal-lóbulo são caracterizados por padrões de camadas muito distintas.

De acordo com Mutti & Normack (1991), o avanço dos estudos sobre os depósitos turbidíticos modernos e antigos mostrou importantes diferenças quanto a geometria e distribuição de seus principais componentes deposicionais. Desta forma, os autores se concentraram no entendimento dos fatores que faziam com que esses depósitos não convergissem. O problema de escala, tanto temporal quanto espacial, foi um dos fatores analisados. Para que depósitos possam ser comparados de forma eficiente é necessário que estes estejam na mesma escala. Assim, os depósitos turbidíticos puderam se subdividir em cinco principais ordens: (i) Complexos turbidíticos, (ii) Sistemas turbidíticos, (iii) Estágios turbidíticos, (iv) Sub-estágios turbidíticos e (v) Estratos turbidíticos, caracterizados abaixo em ordem decrescente e sintetizados na figura 18.

- Complexos Turbidíticos: No topo da hierarquia, considerados de 1º ordem, refere-se a uma sucessão de bacia que é comumente composta por vários sistemas turbidíticos empilhados, sendo geralmente separado por arenito basinal (localmente pelágico). Consiste na deposição afetada por quebras na sedimentação produzidas por variações do nível do mar a longo prazo e atividade tectônica. Com duração de 10^8 a 10^7 anos.
- Sistemas Turbidíticos: Considerado de 2º ordem, consiste em um corpo relacionado com fluxo de massa e fácies de corrente turbidíticas que foram depositadas em continuidade estratigráfica. Os sistemas turbidíticos são comumente compostos por feições de estágios turbidíticos, os quais registram um período específico de crescimento de

um sistema de leques. Ocorrem por variação a curto prazo do nível do mar e atividade tectônica, que produziram mudanças na sedimentação, mas não quebras significativas. Com duração de 10^5 a 10^6 anos.

- Estágios Turbidíticos: Classificados como de 3º ordem, cada estágio é composto de características erosivas e elementos deposicionais. Os eventos se dão por motivações semelhantes ao dos Sistemas Turbidíticos. No entanto, difere na duração. Ocorre de 10^4 a 10^5 anos.
- Sub-estágios Turbidíticos: Considerados de 4º ordem, são compostos por fácies equivalentes em tempo que estão normalmente empilhadas formando associação de fácies. Ocorrem por mudanças de altas frequências nos processos deposicionais e erosionais de origem pouco conhecida. Duram de 10^3 a 10^4 anos.
- Estratos Turbidíticos: Ocupando a 5º colocação na hierarquia dos depósitos turbidíticos, os estratos se dão por erosão e deposição de pequena escala. Ocorrem de forma instantânea.

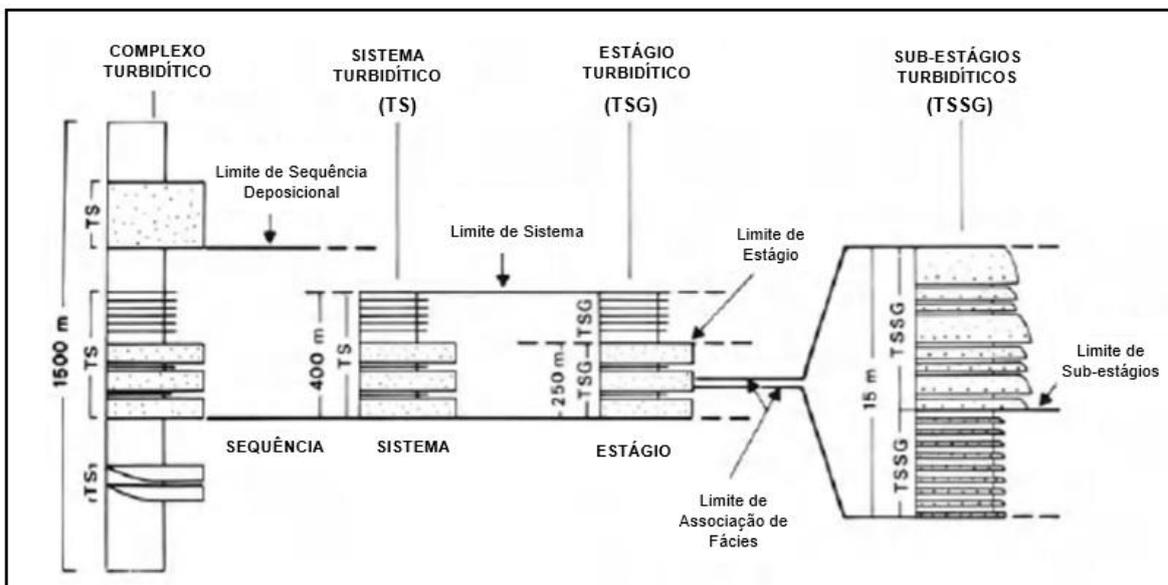


Figura 18: Classificação conceitual da seção vertical para unidades deposicionais de turbiditos que tentam conciliar a classificação estratigráfica, escala física e, em muitos casos, problemas gerais de desenvolvimento de escala temporal. Fonte: Modificado de Mutti e Normark (1987) *apud* Mutti & Normack (1991).

Na menor escala, a de complexos turbidíticos, perfis de reflexão sísmica são uma técnica comum para mapeamento. Grandes superfícies não conformáveis, bem como pacotes, se espessos o suficiente, com caráter de reflexão distinto podem ser mapeadas no subsolo e ajudar a delinear a geometria bruta e as principais feições erosivas e de eventos deposicionais do preenchimento por turbiditos na bacia. Para estudos de afloramento, a fotografia fornece uma técnica adicional para o mapeamento de turbiditos complexos que, em alguns casos, podem oferecer informações quase equivalentes a perfis de reflexão para mapear erosões em todo o sistema e eventos deposicionais (Mutti e Sgavetti, 1987; Mutti *et al.*, 1989 *apud* Mutti & Normack, 1991). Essas mesmas técnicas são comumente utilizadas para mapear sistemas turbidíticos.

Para se determinar os estágios, Mutti & Normack (1991) afirmam que os perfis de reflexão sísmica geralmente não podem fornecer resolução suficiente dentro dos depósitos, a menos que os estágios sejam representados por acumulações. A alternativa para esses casos são os trabalhos de campo, sendo praticamente o único método para fornecer os dados detalhados. Em alguns casos, uma boa compreensão dos estágios turbidíticos pode ser obtida em estudos de subsuperfície com a utilização de dados de perfis de poços, como foi analisado no presente trabalho, e depois passados para perfis de reflexão sísmica. Para o ambiente marinho, técnicas como sonar, sísmica de reflexão e eco, são amplamente utilizadas.

3.2 Perfilagem Geofísica de Poços

Os irmãos Conrad e Marcel Schlumberger foram os pioneiros na perfilagem geofísica de poços, aplicando em 1927, o método da eletrorresistividade em um poço exploratório de petróleo na França. Consistia, basicamente, em se injetar corrente diretamente na formação, provida por um gerador em superfície e medir o retorno em um ponto pouco acima. As medições da diferença de potencial foram realizadas a cada metro de profundidade e registradas à mão, caracterizando-se como o primeiro perfil geofísico de natureza elétrica realizado em um poço (Rodrigues, 2015).

Com o passar dos anos, observou-se que não havia necessidade de injetar corrente na formação, pois o próprio sistema fluido de perfuração/formação gerava esta diferença de potencial de acordo com a diferença de condutividade de um e outro, método conhecido como potencial espontâneo (Stulzer,2013). O crescente interesse na prospecção de hidrocarbonetos, ampliou o conhecimento e, conseqüentemente, favoreceu o aperfeiçoamento das técnicas de perfilagem.

Segundo Rider (2002), o termo perfilagem geofísica atribui-se ao registro contínuo dos parâmetros geofísicos captados ao longo da parede do poço. Tal registro pode ser obtido mediante ferramentas a cabo ou através de ferramentas acopladas a coluna de perfuração. Como resultado da perfilagem, os perfis gerados armazenam informações das propriedades físicas e químicas das rochas em subsuperfície. Por mais distintas que sejam as operações de perfilagem, todas necessitam movimentar algum tipo de ferramenta no interior do poço. O método a Cabo é o primeiro tipo de perfilagem que vem a ser usado e que apresenta a melhor qualidade de dados. Derivado desta técnica, surgiu uma outra técnica de perfilagem conhecida como LWD (*Logging While Drilling*) que consiste na aquisição de dados durante a perfuração do poço.

Um importante aspecto a ser analisado no âmbito da perfilagem é o volume de investigação. Este, por sua vez, refere-se ao campo no qual o detector do equipamento de perfilagem coleta as informações para as medições dos parâmetros, podendo apresentar-se em forma de esfera, elipse, disco ou cônico. O volume de investigação se relaciona com três conceitos básicos, sendo eles, a profundidade de investigação, a resolução vertical e o efeito do poço, ilustrados na Figura 19 (Stulzer, 2013).

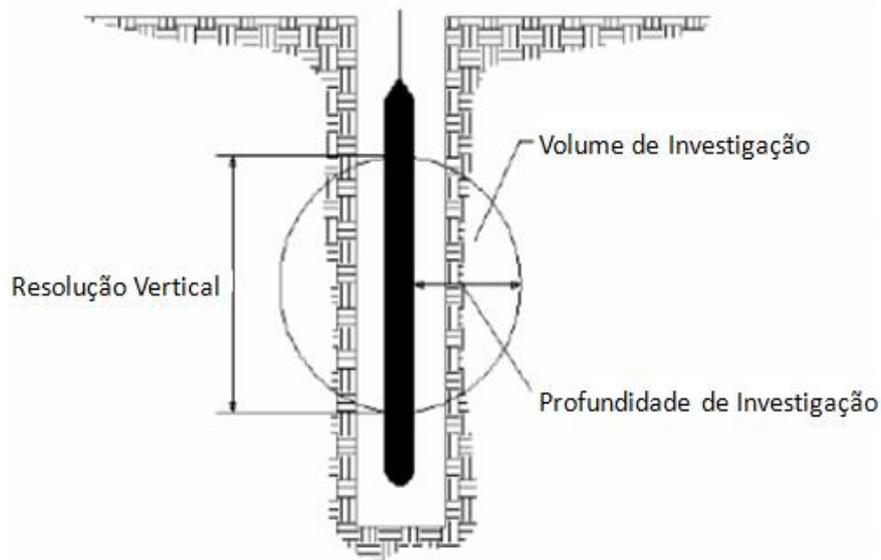


Figura 19: Resolução vertical e profundidade de investigação para uma sonda com o volume de investigação esférico. Fonte: Modificado de Oliveira (2005).

3.2.1 Perfilagem a Cabo

A perfilagem a Cabo ou *Wireline*, consiste na corrida da ferramenta após a perfuração do poço, visando à aquisição dos parâmetros petrofísicos. A Figura 20, ilustra esquematicamente o número de elementos envolvidos na perfilagem a cabo, sendo eles: a ferramenta de medida, destacado entre as setas; o cabo por onde os dados são enviados e a cabine de perfilagem, que contém todos os painéis e computadores, que alimentam as ferramentas, e onde ocorre o processamento dos dados (Lima, 2006).

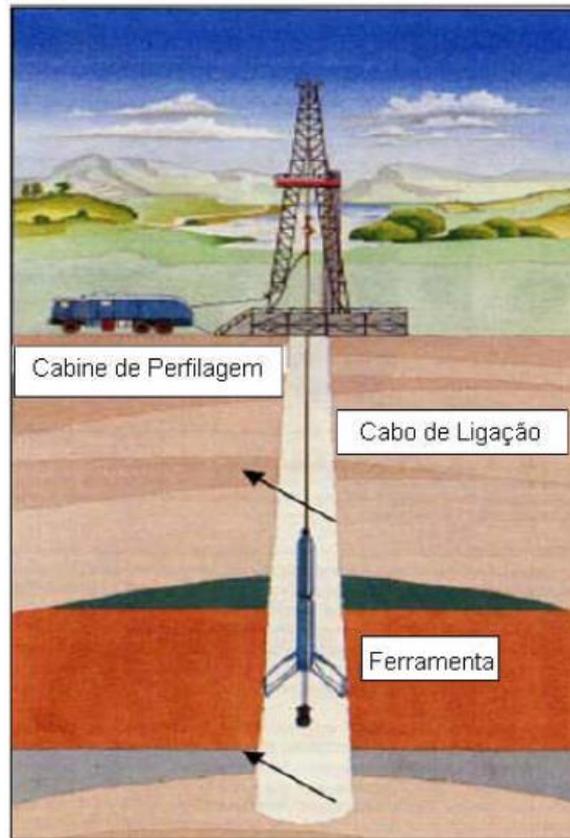


Figura 20: Elementos que compõem a perfuração a cabo. Fonte: Modificado de Mata (2009).

De acordo com Stulzer (2013), o computador tem como função registrar a posição da ferramenta em cada profundidade, além de controlar o recebimento dos dados. Desta forma cada dado enviado é ligado a uma profundidade e plotado no perfil. Para se fazer a comunicação entre computador e ferramenta, seja para envio de comando ou do dado em si, um protocolo de comunicação é adotado. As ferramentas mais modernas usam protocolo digital, baseados em sistema binário de zeros (0) e uns (1) bem como nos computadores domésticos. Porém nas ferramentas do passado ou que não precisem de grande volume de informação, a tecnologia analógica baseada em pulsos elétricos é utilizada. O sistema digital é comumente utilizado em ferramentas de poço aberto e as analógicas em instrumentos de poço revestido ou ferramentas que façam serviços mecânicos como amostragem lateral de rocha e canhoneio.

Um equipamento denominado *Spooler*, permite que o computador faça a medição da profundidade da ferramenta através da movimentação de suas

roldanas (Figura 21). Quanto aos cabos de perfilagem, os comumente utilizados são os multicondutores (com sete linhas elétricas) e o monocondutor.

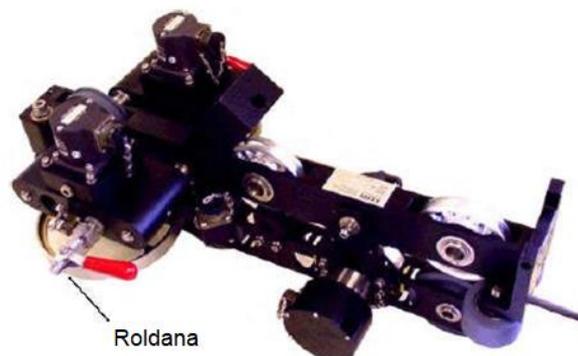


Figura 21: *Spooler*, instrumento de medida de avanço e retorno de cabo. Fonte: Stulzer (2013).

3.2.2 Perfilagem LWD

Com o desenvolvimento das tecnologias, foi criada a perfilagem LWD (*Logging While Drilling*) como opção à perfilagem a cabo. O LWD consiste em realizar os registros das propriedades físicas da formação durante a perfuração ou logo após esta, no qual os sensores são instalados na própria coluna de perfuração, colocados alguns metros acima da broca (Figura 22). Isso permite antecipar eventos importantes durante a perfuração de um poço, tais como: pontos de parada para coleta de testemunhos, descida de revestimento, identificação de zonas de interesse em hidrocarbonetos e a determinação de propriedades dos fluidos presentes na rocha (Stulzer, 2013).

Segundo Stulzer (2013), há duas formas distintas de se adquirir o dado utilizando a técnica LWD. A aquisição pode ocorrer em tempo real, no qual a transmissão de dados é feita através de pulsos acústicos. A informação é captada por receptores presentes na superfície, que por sua vez, transmitem aos computadores para futuros processamentos. Embora acelere a tomada de decisões, principalmente, no que diz respeito a zona de interesse, a densidade de dados é menor, devido a limitação da transmissão. Em contrapartida, caso não haja fluxo, os dados poderão ser armazenados na ferramenta durante a perfuração e posteriormente recuperados, após retorno da coluna à superfície.

Tal medida suporta uma maior densidade de dados, no entanto, estes só poderão ser vistos após o término da perfuração.

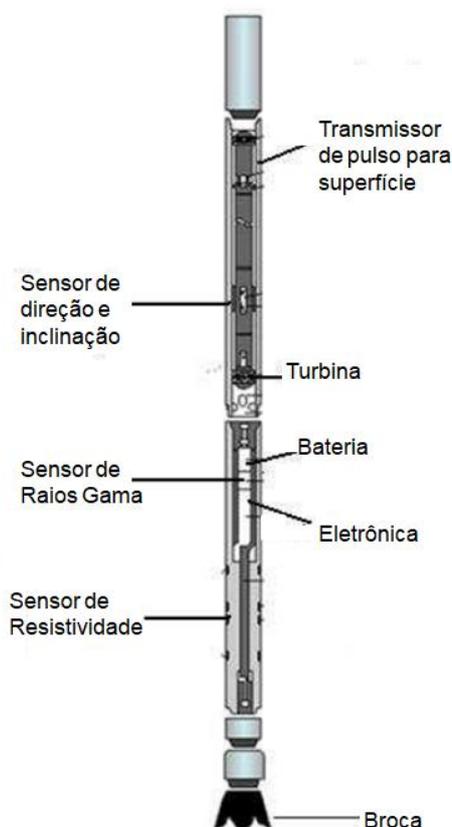


Figura 22: Visualização da ferramenta LWD. Fonte: Modificado de Stulzer (2013).

3.2.3 Perfis de Poços

Nery (2013) afirma que o perfil geofísico é a representação gráfica entre as profundidades e as propriedades petrofísicas das rochas atravessadas por um poço. Para o tipo de precisão desejada, os cabos de perfilagem são calibrados e monitorados dentro de um limite de erro da ordem de 1m para cada 1000m de poço, de forma a garantir que os cálculos quantitativos correspondam às profundidades registradas.

São diversas as utilidades dos perfis de poços. Visando atender à crescente demanda da indústria de exploração de hidrocarbonetos, a determinação de propriedades petrofísicas, tais como, porosidade, permeabilidade, teor de argila

e saturação, são de suma importância para a avaliação potencial de um poço e possíveis de serem obtidas através da interpretação dos perfis.

A análise dos perfis geofísicos assume um papel relevante para complementar à informação oriunda da amostragem geológica, realizada durante a perfuração dos poços de petróleo. A amostragem geológica é obtida pela recuperação de amostras de calha e de testemunhos de rocha, os quais constituem registros incompletos das formações atravessadas, visto que não guardam uma relação precisa com a profundidade em que foram coletados e tampouco abrangem com precisão a variabilidade geológica (Rosa, 2006).

A partir da interpretação dos perfis, é possível estimar padrões para correlação de poços vizinhos, confeccionar mapas geológicos, definir a geometria dos corpos e ambientes de sedimentação. Informações como litologia, tipo de fluido, fraturas, seleção de zonas de canhoneio e produção de hidrocarbonetos; assim como espessura das camadas, teor de argila, direção dos poços e volume de hidrocarbonetos, podem ser obtidas através da correlação dos perfis.

Para este trabalho, uma outra grande utilização dos perfis geofísicos, refere-se à elaboração de eletrofácies para subsidiar diversos estudos litológicos, dentre eles os de modelagem dos corpos turbidíticos. A caracterização de eletrofácies tem como base o tratamento estatístico dos dados extraídos dos perfis geofísicos de poços, no sentido de reconhecer padrões litológicos e, posteriormente, atribuí-los a todo o intervalo perfilado, tendo como resultado a interpretação litológica de toda a seção coberta por perfis.

Existem diversos tipos de perfis para as mais variadas aplicações (Tabela 3). Os principais perfis a serem abordados nesta pesquisa serão os perfis de Raios Gama (GR), Resistividade (ILD), Densidade (RHOB), Neutrônico (NPHI) e Sônico (DT). Para um melhor aproveitamento e confiabilidade dos dados, é necessário que os perfis sejam analisados em conjunto, para a caracterização da rocha, e que sejam controlados pelo perfil Cáliper.

Tabela 3: Principais usos dos perfis geofísicos de poço aberto. Fonte: Modificado de Rider (2002) *apud* Castro (2016).

	Geologia Geral				Geologia de Reservatório		Geoquímica		Petrofísica				Sísmica		
	Litologia	Identificação Mineral	Correlação Estratigráfica	Fácies Depositionais	Identificação de Fraturas	Identificação de Altas Pressões	Identificação da Rocha Geradora	Maturidade	Porosidade	Permeabilidade	Volume de Folhelho	Saturação de Hidrocarbonetos	Identificação de Gás	Velocidade Intervalar	Impedância Acústica
Temperatura						-		+				-			
Cáliper					-					-					
SP			-	-						-	+				
Resistividade	-	-	-	-		+	+	+	+	-		*	-		
Raios Gama	-	-	-	-			+				+				
Sônico	+	-			+	+	+		*				-	*	*
Densidade	+	-		-	+	-	+		*				-		*
Fotoelétrico	+	+													
Nêutron	+	-		-			-		*	-		-			
	+ uso quantitativo				- uso qualitativo			* uso semi-quantitativo/quantitativo							

3.2.3.1 Perfil Cáliper

Responsável por medir o diâmetro do poço com a profundidade, o perfil cáliper, aferido em polegada, se faz necessário por ditar o grau de confiabilidade dos dados. Sua capacidade de detectar zonas com desmoronamento e formação de reboco, o permite inferir se a qualidade das medidas elétricas e acústicas foram prejudicadas e, conseqüentemente, se deverão ser consideradas ou descartadas.

De acordo com Rider (2002), o aumento da leitura deste perfil pode ser um indicativo de desabamento, associado à circulação da lama ou a problemas operacionais durante a perfuração. Já em zonas nas quais ocorra a diminuição da leitura do cáliper, o acúmulo de reboco na parede do poço ou a mudança do diâmetro da broca usada na perfuração, podem ser os responsáveis (Figura 23). O cáliper é formado por dois ou mais braços que ficam pressionados contra a parede do poço. Por não se tratar de um cilindro perfeito, o diâmetro do poço

pode variar para uma mesma seção a depender da posição dos braços da ferramenta. Este fato pode gerar erros na medida do diâmetro que serão maiores quanto mais irregulares forem as seções. Como existem ferramentas cáliper com diferentes números de braços, é intuitivo compreender que quanto mais braços o cáliper tiver, mais precisas serão as medidas por ele realizadas (Reis, 2017).

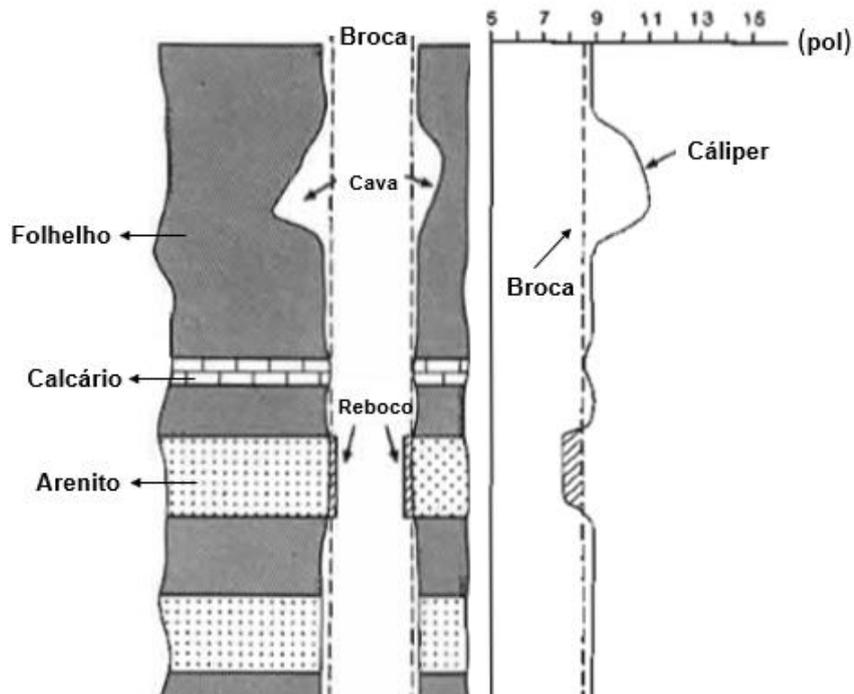


Figura 23: Perfil Cáliper mostrando o diâmetro do poço e zonas de reboco e desmoronamento. Escala em polegadas (pol). Fonte: Modificado de Rider (2002).

3.2.3.2 Perfil de Raios Gama

Segundo Serra (2004), a radioatividade natural é o decaimento espontâneo de átomos de alguns isótopos, que se desintegram até que um isótopo estável seja criado. Logo, a radioatividade se caracteriza pela emissão de partículas alfa e beta, raios gama e liberação de calor. Aproveitando-se desse fato, o Perfil de Raios Gama Convencional (GR ou RG) registra a soma da radioatividade natural emitida pelos três elementos principais, urânio (U^{235}), tório (Th^{232}) e potássio (K^{40}), através de detectores que descem ao poço e são afetados pelos raios gama do meio ambiente.

Nery (2013) afirma que as rochas podem se dividir em três grupos distintos de acordo com sua radioatividade natural. As rochas altamente radioativas são os folhelhos e argilas de águas profundas, folhelhos pretos betuminosos, evaporitos potássicos e algumas rochas ígneas e/ou metamórficas, que apresentarão altos valores na leitura deste perfil. Já os folhelhos e arenitos argilosos de águas rasas, assim como os carbonatos/dolomitos argilosos, classificam-se como rochas medianamente radioativas. E por fim, a baixa radioatividade fica por conta da grande maioria dos carvões e evaporitos não potássicos.

Como os folhelhos apresentam alto teor de K^{40} , esse perfil é bastante empregado na distinção litológica entre folhelhos e não folhelhos, no sentido de discriminar as litologias com potencial de reservatório daquelas essencialmente argilosas e que ocupam diferentes funções dentro do sistema petrolífero estudado (rochas geradoras, rochas selantes, entre outras). Assim, o perfil de raios gama pode ser utilizado como um indicador qualitativo e quantitativo do conteúdo argiloso das rochas, desde que essa radioatividade dependa exclusivamente do teor de argilominerais presentes (Nery, 2013).

Para quantificar a argilosidade através do perfil de Raios Gama, sendo de suma importância para diversas análises, tais como, porosidade efetiva, permeabilidade e saturação, é necessário, inicialmente, calcular o Índice de Radioatividade (IGR) dado pela equação 1 (Nery, 2013).

$$IGR = \frac{GR - GR_{Min}}{GR_{Max} - GR_{Min}} \quad (1)$$

No qual, GR é o valor lido em uma dada profundidade, o GR_{Min} o menor valor apresentado pelo perfil e GR_{Max} o valor máximo. Tal expressão é conhecida por se tratar do método linear para o cálculo do Volume de Argila (V_{Clay}).

Considerando os métodos não lineares, se torna necessário o conhecimento prévio da idade da rocha em análise. Os mais utilizados para o cálculo do volume

de argila são os métodos denominados Larionov (1969), podendo ser analisado para rochas do Paleógeno ou rochas mais antigas, Stieber (1970) e Clavier (1971), cujas expressões são dadas pelas equações 2, 3, 4 e 5, respectivamente (Castro, 2016).

- Larionov para rochas do Paleógeno:

$$V_{Clay} = 0,083 (2^{3,7 \times IGR} - 1) \quad (2)$$

- Larionov para rochas mais antigas:

$$V_{Clay} = 0,33 (2^{2,0 \times IGR} - 1) \quad (3)$$

- Stieber:

$$V_{Clay} = \frac{IGR}{A - (A - 1) \times IGR} \quad (4)$$

No qual, os valores $A = 3$, $A = 2$ e $A = 0,15$ se aplicam, respectivamente, a rochas do Terciário, rochas mais antigas e rochas do Cretáceo.

- Clavier:

$$V_{Clay} = 1,70 - \sqrt{3,38 - (IGR + 0,7)^2} \quad (5)$$

Nery (2013) afirma que o cálculo do volume de argila levando em consideração a idade, se faz necessário, pois quanto mais recente for a rocha menor será a atuação da diagênese. Desta forma, haverá maior presença de elementos radioativos portadores de potássio, como feldspatos e micas, que irão influenciar na leitura dos Raios Gama, não necessariamente ligada à presença da argila.

No âmbito da interpretação qualitativa, o formato da curva de Raios Gama, enquanto corresponda realmente ao conteúdo de argilominerais presentes em uma camada, pode dar uma ideia do ambiente onde ela foi depositada. A Tabela 4 ilustra possíveis interpretações ambientais deduzidas a partir do comportamento do perfil.

Tabela 4: Definição de ambientes sedimentares com o uso do perfil de Raios Gama. Adaptado de Glover (2007) *apud* Nery (2013).

FORMA	SUAVE	AMBIENTES	SERRILHADA	AMBIENTES
Cilíndrica Representa deposição uniforme		Dunas Eólicas, Areias de Maré, Canais Fluviais.		Deltas Distributários, Canais Turbidíticos, Leques Proximais de Mar Profundo.
Sino Granodecrescência Ascendente		Areias de Maré, Areias Fluviais, Fluxos de Tranças, Canais Fluviais, Barras de Pontal.		Areias Lacustres, Deltas Distributários, Canais Turbidíticos, Leques Proximais de Mar Profundo.
Funil Granodecrescência Descendente		Restingas, Praias, Brechas Obíquas num dique.		Barreira de Foz Distributários, Delta de Orla Marítima, Leques Distais de Mar Profundo.

O método de medição de raios gama é usado na prospecção mineral, durante a perfuração de poços de água e, comumente, para avaliação das formações durante a perfuração de poços de petróleo e gás. A *American Petroleum Institute* (API), estabeleceu a unidade Grau API (GAPI) ou Unidade API (UAPI) como a unidade adotada internacionalmente.

3.2.3.3 Perfil de Resistividade

A resistividade (R) é a propriedade capaz de mensurar a capacidade de uma substância em impedir a passagem de corrente elétrica, sendo expressa em unidade de ohm.m (Ω m). Ao contrário da resistividade, a condutividade elétrica mede a capacidade de um material em conduzir a eletricidade, sendo inversamente proporcional a resistividade (RIDER, 2002).

De acordo com Serra (1984), a resistividade de uma rocha que não contenha fluidos tende ao infinito, conseqüentemente, sua condutividade tende a zero. Com isso, uma corrente elétrica só irá percorrer uma formação desde que essa possua água em seus poros. Sendo assim, é possível afirmar que a resistividade da formação irá depender de alguns parâmetros, tais como a resistividade da água presente nos poros (dependente da concentração e do tipo dos sais dissolvidos) e a quantidade de água (dependente da porosidade e saturação). Além desses parâmetros, a presença de argila ou minerais condutivos também irá afetar a condutividade das rochas, tornando-as menos resistivas.

Para a medição da resistividade, diversos arranjos de eletrodos podem ser utilizados sobre diferentes zonas do poço. Cabe destacar que quanto maior o espaçamento dos eletrodos, mais profunda será a penetração da ferramenta, diminuindo assim a influência do fluido de perfuração. Os perfis ILD (*Induction Log Deep*) e SN (*Short Normal*) são referentes, respectivamente, às medidas de resistividade das zonas virgem (resistividade profunda) e invadida (resistividade rasa).

O perfil ILD, segundo Rider (2002), quantifica a resistividade através de um par de bobinas, sendo uma transmissora e uma receptora. Um campo magnético primário é emitido na rocha, que por sua vez induz uma corrente elétrica nos fluidos presentes nos poros. Como resposta, a formação desenvolve um campo magnético secundário. A relação entre a intensidade dos campos magnéticos primário e secundário, dá informações sobre a condutividade elétrica da rocha portadora do fluido: quanto menor a condutividade da rocha, menor o campo secundário.

A curva SN, adquirida por ferramenta do tipo *laterolog*, mostra o valor de resistividade rasa, com uso de equipamento de baixa penetração que mede a diferença de corrente elétrica emitida e recebida após passar pela formação. Ao confrontar esta curva, com outra de diferente profundidade de investigação, pode-se ter uma rápida interpretação qualitativa sobre a água de formação: caso um intervalo exiba uma resistividade maior da curva SN em comparação a curva

ILD, pode-se atribuir a diferença de resistividade à invasão de fluido e, conseqüentemente, indica um intervalo com rocha porosa e permeável (Carvalho, 2014).

Assim, o perfil de resistividade é comumente utilizado para a identificação do tipo de fluido presente nos poros. Altos valores de resistividade estão atribuídos a presença de hidrocarbonetos (óleo e/ou gás), enquanto baixos valores, ou seja, fluidos mais condutivos, a presença de água. Cabe salientar que após a identificação das zonas de reservatórios, opta-se pela leitura da curva de resistividade profunda, tendo em vista que esta tende a ler o fluido de formação e não o filtrado, como a resistividade rasa. Quando utilizado com outros perfis, a curva de resistividade pode ser útil para a correlação poço a poço, identificação qualitativa de litologia e para o cálculo de saturação de água.

Para o cálculo da saturação de água, o perfil de resistividade se faz necessário para ambos os métodos comumente utilizados da indústria de óleo e gás, sendo eles o método de Archie (1950) e Simandoux (1963), equações 6 e 7, respectivamente. O que diferencia um método do outro, é que o Simandoux considera o volume de argila contido na rocha, enquanto o Archie o despreza. Desta forma, caso a formação não seja composta apenas por arenitos limpos ou carbonatos, o método de Archie não apresentará uma boa aplicabilidade, tendo em vista que a presença de argila aumentará a condutividade e pode subestimar a presença de hidrocarbonetos.

- Archie:

$$S_w = \left(\frac{a * R_w}{\Phi^m * R_t} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (6)$$

- Simandoux:

$$S_w = \frac{aR_w}{2\Phi^m} \left[\sqrt{4 \frac{\Phi^m}{R_w R_t} + \left(\frac{V_{clay}}{R_{clay}} \right)^2} - \left(\frac{V_{clay}}{R_{clay}} \right) \right] \quad (7)$$

No qual, Φ é a porosidade, “a” é o fator de tortuosidade, “m” é o fator de cimentação, “n” é o fator de saturação, apresentados na tabela 5. R_t representa a resistividade da formação, R_w a resistividade da água, R_{clay} a resistividade da argila e o V_{clay} , o volume da argila.

Tabela 5: Valores típicos para arenitos limpos e carbonatos. Modificado de Kearey *et al.* (2009) *apud* Francis (2017).

Tipos de Rochas	a	m	n
Arenitos Limpos	0,6 – 1,0	2,0	2,0
Carbonáticos	1,0	1,8 – 2,6	1,5 – 2,2

3.2.3.4 Perfil de Densidade

O perfil de Densidade registra continuamente as variações das densidades das camadas, leia-se, matriz sólida mais fluido presente nos poros, em função da profundidade. Seu registro é expresso, comumente, em g/cm^3 ou kg/m^3 e sua medição é realizada pelo bombardeio das camadas por um feixe mono energético de raios gama.

Nery (2013) afirma que este feixe, de intensidade fixa, ao sair da fonte que contém Césio (Cs^{137}) ou Cobalto (Co^{60}), choca-se com os elétrons da formação por meio do Efeito Compton. Conforme os raios gama se dispersam ou são absorvidos, a intensidade do feixe inicial decai. Essa diminuição de intensidade, função da mudança da densidade eletrônica do meio, é então medida pelo detector. Desta forma, quanto mais densa for a rocha, menor a intensidade da radiação no detector.

O perfil de Densidade, segundo Rider (2002), desempenha diversas aplicabilidades. De maneira quantitativa, é fortemente utilizado para estimar a porosidade (Equação 8). Quando combinados com outros perfis, como por exemplo perfil de Nêutrons, é eficiente para a identificação de litologias e, conseqüentemente, na determinação das zonas de reservatórios e identificação de hidrocarbonetos leves. Se usado em conjunto com o perfil Sônico, pode gerar importantes análises sobre a impedância acústica.

- Porosidade pelo perfil de Densidade:

$$\Phi_D = \frac{\rho_m - \rho_B}{\rho_m - \rho_f} \quad (8)$$

No qual ρ_m é a densidade da matriz, ρ_f densidade do fluido de perfuração e ρ_B é a densidade na profundidade de investigação. Os valores teóricos para a densidade da matriz variam de acordo com a litologia. Assim, arenitos são da ordem de 2,65 g/cm³, 2,71 g/cm³ para calcários e 2,87 g/cm³ para dolomitos.

Diversos fatores podem atuar variando a densidade das rochas, como por exemplo, compactação, que causa aumento da densidade; a idade, no geral rochas mais antigas são mais densas; a composição mineralógica e porosidade. Portanto, para a maioria das litologias a densidade raramente é usada como fator diagnóstico sem a consideração de outros perfis (Stevanato, 2011).

O perfil de Densidade, assim como outros perfis, não está isento de problemas. A dificuldade mais significativa é provocada pela presença da lama e/ou reboco, defronte às camadas permeáveis. Os fótons, na saída da fonte, interagem com os elétrons da lama, se dispersando antes mesmo de penetrarem as camadas. A ideia adotada para eliminar este problema consiste no uso de diversos espaçamentos entre sensores para a obtenção de diferentes profundidades de investigação (Nery, 2013).

3.2.3.5 Perfil Neutrônico

Os perfis Neutrônicos medem a radioatividade induzida artificialmente, por meio de bombardeio das rochas com nêutrons de alta energia ou velocidade. As sucessivas colisões com os átomos do meio, fazem com que os nêutrons percam parte da sua energia inicial. Esta perda de energia depende da massa relativa

do núcleo colidido. As perdas mais expressivas ocorrem quando a colisão se dá com núcleos de massa praticamente iguais ao seu, como núcleos de hidrogênio (Nery, 2013).

O início da existência do nêutron é considerado pelo instante que este sai da fonte como nêutron rápido e seu fim como sendo o momento em que ele é capturado ou absorvido por um núcleo do meio. Ao percorrer toda a trajetória, um nêutron passa pelas seguintes fases: colisão, amortecimento, termalização e captura ou absorção.

De acordo com Rider (2002), a leitura deste perfil indica a abundância de átomos de hidrogênio nos poros das rochas, essa é a principal razão pela qual é usado o Índice de Hidrogênio (HI) ao invés de porosidade. As medidas são expressas em unidades de porosidade (PU) relativas a uma litologia de calibração. Cabe ressaltar que o perfil Neutrônico é originalmente calibrado para litologias carbonáticas, representando a porosidade real da formação.

Este perfil registra diretamente a porosidade da rocha, à medida que as camadas portadoras de hidrocarbonetos leves, resultam na diminuição dessas leituras, se comparado aos perfis Sônico e Densidade. Sob as mesmas condições de temperatura e pressão, e para um mesmo volume investigado de rocha, a presença do hidrocarboneto leve, por ser expansivo, reduz a densidade de hidrogênio. Assim, quanto mais leve o fluido, menor a quantidade de hidrogênio na rocha, e menor a leitura dada pelo perfil Neutrônico.

No mercado de óleo e gás, esse perfil é comumente utilizado em conjunto com o perfil de Densidade, visando a determinação dos reservatórios e, conseqüentemente, a identificação da presença de gás. Sendo constatada a presença de gás na formação, é necessário aplicar a porosidade de Gaymard (1970), responsável por corrigir os efeitos do gás, visando uma melhor interpretação da litologia (Equação 9).

- Porosidade Gaymard:

$$\Phi_{N,D} = \sqrt{\frac{\Phi_N^2 + \Phi_D^2}{2}} \quad (9)$$

No qual Φ_N^2 é a porosidade estimada pelo perfil Neutrônico ao quadrado e a Φ_D^2 , a porosidade pelo perfil de Densidade também ao quadrado.

Um problema no perfil Neutrônico são os elementos absorventes como o cloro que reduz a população de nêutrons, espalhando-os e absorvendo-os, semelhantes aos hidrogênios. O cloro é encontrado também nos fluidos de perfuração advindos principalmente da adição de cloretos de potássio e sódio. Porém o efeito deste cloro é facilmente descartado por cartas de correção, bastando apenas saber a concentração em partes por milhão (PPM) (Stulzer (2013)).

Para uma melhor interpretação deste perfil, segundo Nery (2013), se faz necessário considerar o efeito da lama, da presença de hidrocarbonetos leves e da argilosidade. A maior presença de lama está associada ao aumento do diâmetro do poço, originando uma maior quantidade de hidrogênio em torno do detector e, conseqüentemente, a diminuição da leitura deste perfil. Já a presença de hidrocarbonetos leves, por sua vez, significa uma menor densidade de hidrogênio, afetando assim a porosidade, a qual será menor para o neutrão e maior para o perfil de densidade. Por fim, a presença de argila implica numa maior concentração de água adsorvida que fornecerá leituras de porosidade maiores em rochas argilosas do que em rochas limpas.

3.2.3.6 Perfil DRDN

O perfil DRDN é uma relação linear entre os perfis de porosidade Neutrão (NPHI) e Densidade (RHOB). Apesar de apresentarem unidades de medidas diferentes, o cruzamento destes perfis, denominado na indústria de óleo e gás como *crossover*, permite uma análise litológica em função da argilosidade. Aplicando a equação 10, mediante um intervalo adequado para os dados em análise, que serão explicitados no tópico referente à metodologia, os valores negativos de DRDN representam os arenitos, enquanto os folhelhos são caracterizados pelos valores positivos (Guimarães *et al.*, 2008).

- Equação do DRDN:

$$DRDN = \left(\frac{RHOB - 2}{0.05} \right) - \left(\frac{0.45 - NPHI}{0.03} \right) \quad (10)$$

3.2.3.7 Perfil Sônico

O perfil Sônico, também conhecido como perfil acústico, mensura o tempo de trânsito que uma onda sonora leva para percorrer o espaço entre dois detectores localizados a distâncias fixas entre si. O tempo de trânsito, ou vagarosidade, indicado em microssegundos por pé ($\mu\text{s}/\text{ft}$) ou microssegundos por metro ($\mu\text{s}/\text{m}$), é inversamente proporcional a velocidade sônica da rocha. Logo, maior tempo de trânsito implica em uma menor velocidade de propagação.

Nery (2013) destaca que a velocidade do som varia de acordo com o meio em que suas ondas se propagam. Esta, por sua vez, é mais rápida nos sólidos do que nos líquidos e gases. Desta forma, o tempo gasto pelo som para percorrer uma mesma distância nos sólidos é bem menor do que nos líquidos e gases. Considerando duas rochas semelhantes, a que contiver mais fluidos dentro de seus poros, evidenciando uma maior porosidade, implicará em um tempo de trânsito maior do que uma com menos fluidos. Assim, o perfil Sônico evidencia

uma relação direta entre o tempo de propagação e a porosidade das rochas, podendo ser calculado pela equação 11.

- Porosidade pelo perfil Sônico:

$$\Phi_S = \frac{\Delta t - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m} \quad (11)$$

No qual, Δt_m é o tempo referente a matriz sólida, Δt_f tempo no fluido de perfuração e Δt a leitura de tempo no ponto de investigação.

De acordo com Rider (2002), além do cálculo da porosidade intergranular, o perfil Sônico possui diversas aplicabilidades, tais como: identificação das zonas de fraturas (devido a um maior tempo de trânsito do pulso para alcançar os receptores), auxílio à engenharia de produção e perfuração de petróleo (a presença de hidrocarbonetos nos poros de uma rocha aumenta o valor medido no perfil sônico, em comparação com a presença de água na mesma rocha) e à sísmica de subsuperfície (as velocidades calculadas com o perfil sônico servem para a calibração e a estimativa da impedância acústica).

Na Tabela 6, são mostrados alguns dos valores das velocidades da onda primária e os tempos de trânsito, obtidos em laboratório, para materiais puros (matrizes de rocha). Esses valores servem de referência para identificar a litologia a partir do perfil sônico. Por outro lado, quando os pulsos sonoros atravessam os fluidos, os tempos de trânsito são maiores.

Tabela 6: Valores de velocidades acústicas compressionais (onda P) e tempos de trânsito, utilizadas como referência para ajuste dos perfis sônicos. Fonte: Bassiouni (1994); Schlumberger (1998) *apud* Silva (2019).

Material	Vp (m/s)	Δt (μ s/m)
Arenito	5486,4 - 5946,6	180,2 – 165,6
Calcário	6400,0 – 7010,4	154,5 – 141,2
Dolomita	7010,4	141,2
Anidrita	6096,0	162,3
Folhelho	1798,3 – 5181,6	551,9 – 519,4
Sal	4572,0	216,6

Diversos fatores podem causar problemas nas leituras do perfil Sônico. As medições, podem ser afetadas pelos desmoronamentos, rugosidade das paredes do poço, a falta de compactação de algumas rochas (em que os tempos de trânsito devem ser corrigidos), tipo de porosidade secundária (com cavidades e vesículas), aparecimento de saltos de ciclo (em que um dos detectores não é ativado) produzidos por zonas de gás e fraturas, entre outros (Nery, 2013).

3.3 Análise Geoestatística

Segundo Andriotti (1988), o termo Geoestatística, como ferramenta para avaliação de jazidas minerais, foi introduzido na década de 50, através dos estudos desenvolvidos por Daniel Krige em minas de ouro do Rand, África do Sul. No entanto, o francês Georges Matheron foi o responsável por expandir a teoria deste termo e introduzir a noção de variograma. De acordo com Yamamoto & Landim (2013), a Geoestatística se baseia em um conjunto de observações que constituem uma amostra, de natureza quantitativa ou qualitativa, a fim de inferir as propriedades do fenômeno espacial em estudo. Tem por objetivo, a caracterização de uma variável de interesse por meio do estudo de sua distribuição e variabilidade espaciais, com determinação das incertezas associadas. Andriotti (1988) corrobora ao afirmar que a Geoestatística trata as variáveis como regionalizadas, dando a devida importância às relações espaciais existentes entre as amostras, a partir das quais se efetua as avaliações. As variáveis regionalizadas (VRs), por sua vez, se caracterizam por fatores como localização, continuidade e anisotropia (caracterizada quando o semivariograma apresenta diversos comportamentos em diferentes direções).

A fim de gerar resultados referentes a uma variável regionalizada, a geoestatística faz uso das estimativas (Takyia, 1991). Segundo Yamamoto & Landim (2013), entende-se estimativa ou interpolação, como o processo de reprodução das características do fenômeno espacial baseado nas VRs. A interpolação de uma VR não amostrada é feita por meio do ajuste de funções matemáticas locais e globais. A primeira é particularmente útil para as VRs mais próximas àquela não amostrada. Já a última considera todas as VRs na

estimativa da não amostrada. Existem diversos métodos estimadores, que se subdividem, basicamente, em dois grupos: os determinísticos e os estocásticos. Os modelos determinísticos baseiam-se em critérios geométricos, como a distância Euclidiana, além de não fornecerem medidas de incerteza, como no método do Inverso do Quadrado da Distância (IQD). Já nos modelos estocásticos, as VRs são interpretadas como grandezas aleatórias e dessa forma conferem ao estimador os valores da incerteza, como na Krigagem (Yamamoto & Landim, 2013).

3.3.1 Variogramas

O variograma, como a própria etimologia da palavra anuncia, é o estudo das variações de uma determinada variável aleatória. Mais especificamente, o variograma é uma função intrínseca que reflete a estrutura do fenômeno estudado, medindo as relações estatísticas – pelas covariâncias – que existem entre as amostras espaçadas. Dessa forma, o variograma é uma função que não depende dos valores das VRs conhecidas, mas sim da sua distribuição espacial (Andriotti, 1988).

Seja uma propriedade quantitativa representada pela função $Z(x)$. Para definir uma melhor visualização da dispersão entre $Z(x)$ e $Z(x+h)$, diversos coeficientes estatísticos são considerados, entre eles a variância (Azevedo & Soares, 2017). Muitos autores confundem as denominações semivariograma e variograma, mas cabe salientar que a função semivariograma ($\gamma(h)$) é representada pela equação 12 e a função do variograma equivale ao dobro do semivariograma, sendo caracterizado por $2\gamma(h)$.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{\alpha=1}^{N(h)} [Z(X_{\alpha}) - Z(X_{\alpha} + h)]^2 \quad (12)$$

No qual $N(h)$ é o número de pares de pontos para cada valor de h .

Yamamoto & Landim (2013) afirmam que a covariância mede a interdependência entre VRs, obtidas em pontos separados por uma distância h , conforme uma determinada direção. Em geral, a anisotropia espacial altera a covariância, que deve ser calculada em multi-direções. A covariância de uma VR para pontos separados por uma distância h pode ser calculada pela equação 13.

$$C(h) = \frac{1}{N(h)} \sum_{\alpha=1}^{N(h)} [Z(X_{\alpha}) \cdot Z(X_{\alpha} + h)] \quad (13)$$

Através das equações do semivariograma e da covariância é possível obter a seguinte correlação (Eq. 14):

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (14)$$

No qual, se o vetor h apresentar-se infinitamente pequeno, a variância será mínima e a covariância máxima, como mostra a figura 24.

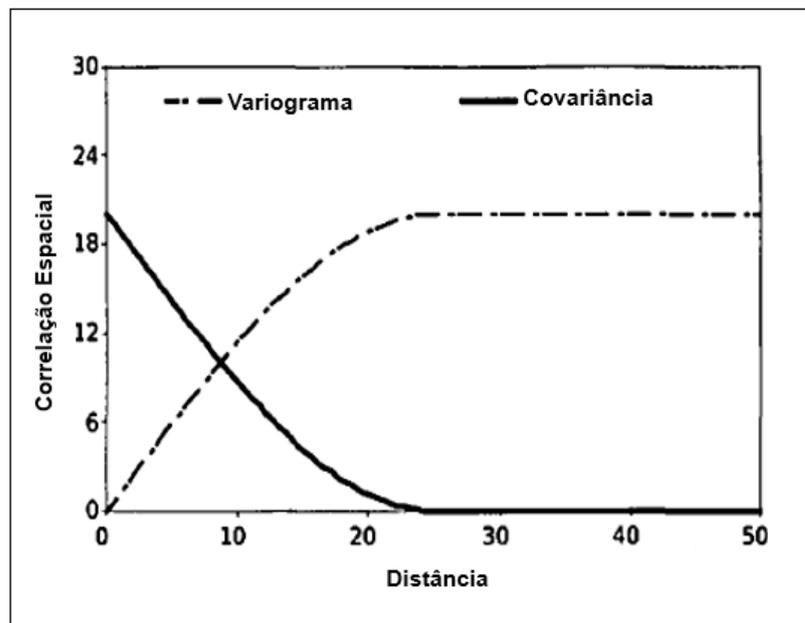


Figura 24: Relação entre a função variograma e a função covariância. Fonte: Yamamoto & Landim (2013).

3.3.1.1 Modelos de Variogramas

Existem diversos modelos de variogramas a fim de representar as mais diferentes variações espaciais das VRs. Tais modelos classificam-se basicamente em modelos com e sem patamar. Os variogramas com patamar estão associados à variância que se estabiliza em torno de um máximo, a partir de uma certa distância. Isso significa que, mesmo com o aumento da distância, a função variograma oscila em torno da variância máxima, denominada patamar. Já os variogramas sem patamar são caracterizados pelo aumento indefinido da variância com a distância (Yamamoto & Landim, 2013). Embora, no caso dos modelos com patamar, existam o esférico, exponencial, gaussiano, cúbico, penta esférico e o efeito furo, os três primeiros são comumente mais utilizados (Figura 25). Estes explicam a maioria dos fenômenos espaciais e podem ser representados pelas equações 15, 16 e 17, segundo Takyia (1991).

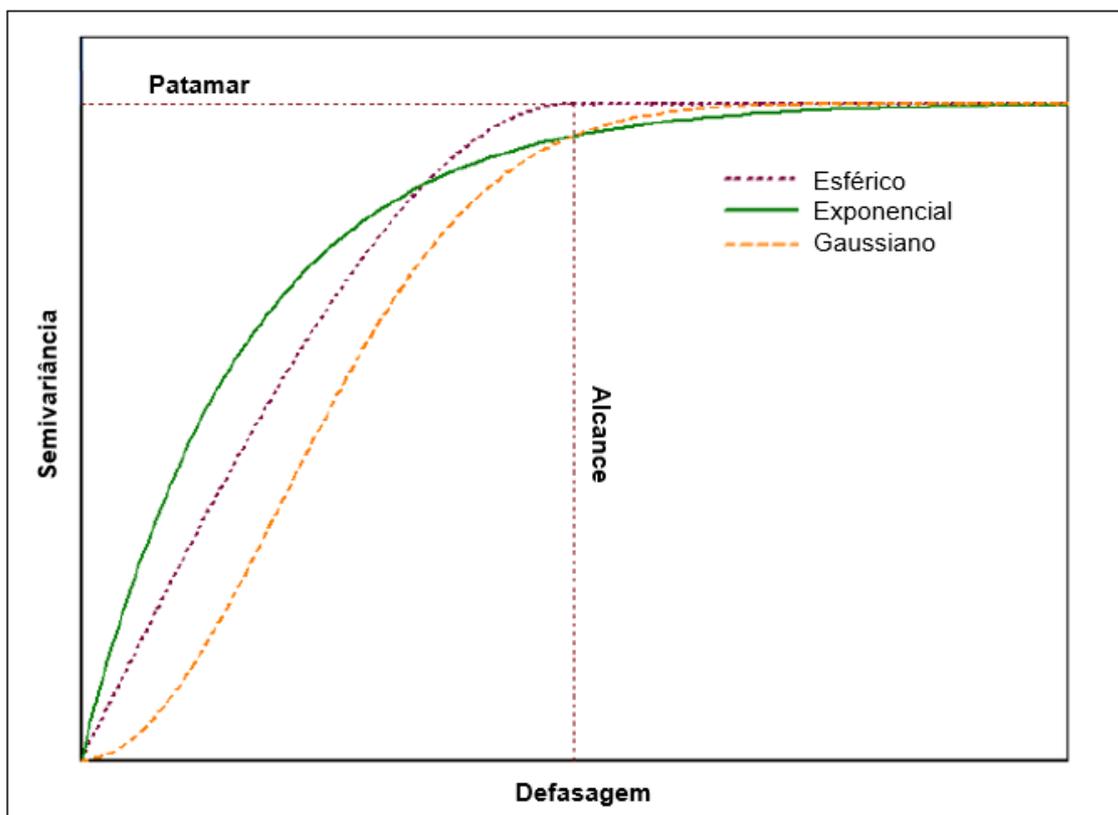


Figura 25: Principais modelos de variogramas com patamar. Fonte: Modificado de Bohling (2005).

- **Modelo Esférico:** Também conhecido como modelo de Matheron, apresenta um rápido crescimento na origem.

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= C_0 + C \left[1,5 \frac{h}{a} - 0,5 \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] \text{ para } 0 < h \leq a \\ \gamma(h) &= C_0 + C \text{ para } h > a \end{aligned} \quad (15)$$

- **Modelo Exponencial:** Tem como característica um comportamento linear na origem.

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= C_0 + C \left[1 - e^{-\left(\frac{h}{a}\right)} \right] \text{ para } 0 < h \leq a \\ \gamma(h) &= C_0 + C \text{ para } h > a \end{aligned} \quad (16)$$

- **Modelo Gaussiano:** Apresenta um modelo parabólico na origem.

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= C_0 + C \left[1 - e^{-\left(\frac{h}{a}\right)^2} \right] \text{ para } 0 < h \leq a \\ \gamma(h) &= C_0 + C \text{ para } h > a \end{aligned} \quad (17)$$

Nas equações 15, 16 e 17 observam-se três importantes coeficientes que influenciam o comportamento dos variogramas e devem ser cuidadosamente determinados: o alcance “a”, o patamar “h” e o efeito pepita C_0 (Figura 26). O alcance a, conhecido como *range*, fornece uma ideia intuitiva da zona de influência das VRs. Segundo Andriotti (1988), o *range* é a distância limítrofe que finda relação de dependência espacial entre as VRs.

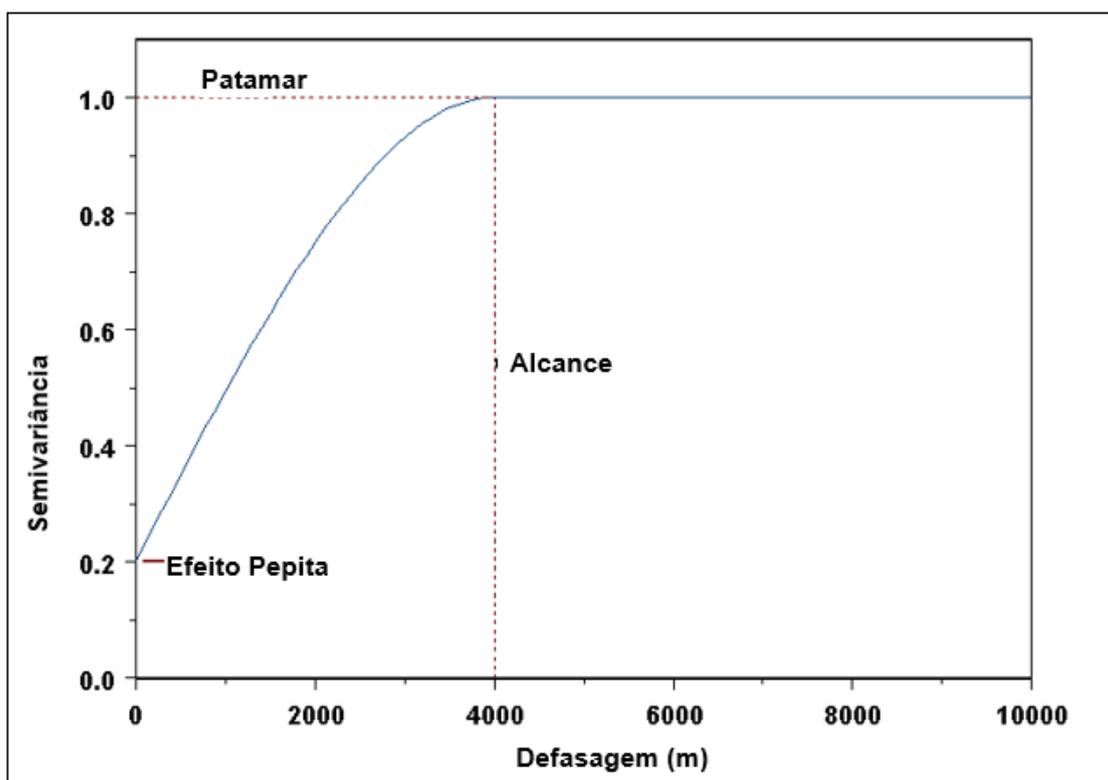


Figura 26: Parâmetros do variograma. Fonte: Modificado de Bohling (2005).

Outro importante coeficiente é o patamar h , comumente denominado *sill*, corresponde ao valor da semivariância no qual o variograma é nivelado. Também usado para se referir à amplitude de um determinado componente do semivariograma. Já o efeito pepita C_0 ou *nugget*, indica o erro de amostragem ou pequenas variações da variável regionalizada, não detectáveis na escala estudada. Em teoria, o valor do semivariograma na origem deve ser zero. Se for significativamente diferente de zero para atrasos muito próximo de zero, esse é chamado de pepita. A pepita representa variabilidade a distâncias menores que o espaçamento típico da amostra, incluindo erro de medição (Andriotti, 1988).

Quando a amostragem é insuficiente ou incompleta, ou até na presença de tendência nos dados, o variograma experimental não apresenta patamar. O modelo teórico para variogramas sem patamar pode ser representado pelo variograma de potência, originado pela equação 18 (Olea, 1999 *apud* Yamamoto & Landim, 2013).

$$\gamma(h) = \alpha h^\beta, \text{ com } 0 < \beta < 2 \quad (18)$$

Neste caso, “ α ” representa uma constante positiva que multiplica a distância elevada a uma potência β . Para $\beta = 1$, ocorre o modelo variograma linear. O caso extremo da potência β igual a 0 corresponde ao modelo de variograma efeito pepita puro (Olea, 1999 *apud* Yamamoto & Landim, 2013).

A partir da correlação dos valores do efeito pepita (C_0) e do alcance (A) é possível inferir o efeito pepita relativo (E), comumente conhecido como o grau de aleatoriedade presente nos dados (Eq. 19). Os valores que permitem classificar a componente aleatória em pequena, grande e muito grande podem ser observados na tabela 7 (Guerra, 1988 *apud* Takyia, 1991).

$$E = \frac{C_0}{A} \quad (19)$$

Tabela 7: Graus de aleatoriedade. Fonte: Guerra (1988) *apud* Takyia (1991).

Grau de Aleatoriedade	Componente Aleatória
$E < 0,15$	Pequena
$0,15 \leq E \leq 0,30$	Grande
$E > 0,30$	Muito Grande

3.3.2 Krigagem

O termo Krigagem, método de regressão usado em geoestatística, advém dos trabalhos do seu inventor, Daniel G. Krige, no começo dos anos 60. De acordo com Takyia (1991), a Krigagem é um processo de estimativa de valores de variáveis espacialmente distribuídas a partir de dados adjacentes, enquanto considerados como interdependentes pelo semivariograma. A krigagem representa uma técnica de estimativa local que fornece o melhor estimador linear não tendencioso e com a mínima variância associada ao valor estimado.

O método da krigagem é amplamente utilizado para problemas de super ou subestimação de reservas, inicialmente aplicado a reservas minerais, podendo ser extrapolado para quaisquer variáveis distribuídas no espaço e/ou tempo (Yamamoto & Landim, 2013). Segundo Andriotti (1988), a krigagem leva em consideração os seguintes aspectos: o número de amostras utilizadas, as posições das amostras na área a ser avaliada, as distâncias entre as amostras e a zona a ser estimada, além da continuidade espacial da variável em estudo. A ponderação das amostras elimina, em média, os erros de excesso, ou seja, erros que super-estimam a variável analisada, o que vem a ser a vantagem primordial desta técnica.

Segundo Yamamoto & Landim (2013), as estimativas geoestatísticas são, em geral, superiores aos demais métodos de interpolação numérica, pois fazem uso da função variograma, que não é simplesmente uma função da distância entre pontos, mas depende da existência ou não do efeito pepita, da amplitude e da presença de anisotropia. A modelagem da distribuição e variabilidade espaciais da variável de interesse é feita geralmente em malhas regulares, que permitem analisar a inferência espacial com maior precisão. No entanto, pontos distantes situados além do alcance do variograma não deveriam ser considerados. A krigagem tem um mecanismo interno de atenuação da influência desses pontos e por isso podem ser deixados como pertencentes à vizinhança (Yamamoto & Landim, 2013). A figura 27 representa um exemplo da determinação dos vizinhos em um conjunto de dados em 2D.

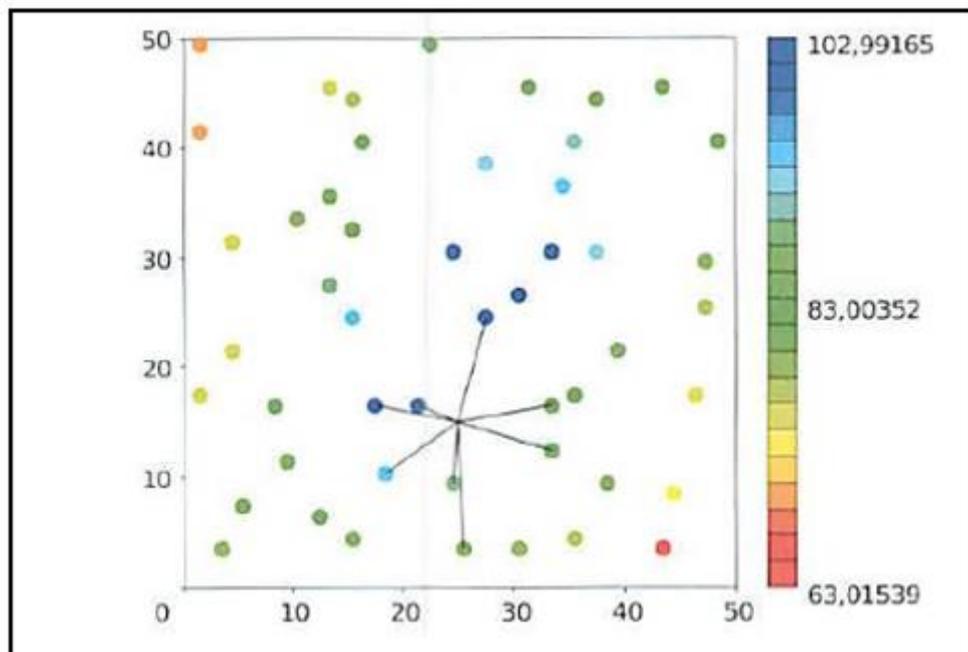


Figura 27: Localização de vizinhos mais próximos para estimativa do ponto não amostrado (Malha 2D). Fonte: Modificado de Yamamoto & Landim (2013).

Goovaerts (1997) *apud* Azevedo & Soares (2017), observou que a variação da Krigagem não depende da propriedade que está sendo modelada, mas sim, exclusivamente, da configuração dos dados experimentais em relação a localização. Diversos tipos de algoritmos de krigagem são conhecidos, sendo eles a krigagem simples, a ordinária, a universal, a krigagem com deriva externa, a cokrigagem e a krigagem disjuntiva. Devido os bons resultados gerados pela Krigagem simples, esse foi o método geoestatístico adotado no presente estudo. Segundo Takyia (1991), esse tipo de krigagem permite não somente a estimativa de um único ponto (krigagem pontual) como também de uma área ou de um bloco. A estimativa pela krigagem simples é o mais geral algoritmo de krigagem na versão não estacionária.

De acordo com Azevedo & Soares (2017), considerando K a matriz de covariância entre amostras; M a segunda matriz de membros, ou seja, a covariância entre amostras e a localização desconhecida; e λ a matriz de ponderação, o sistema de Krigagem pode ser representado pela equação 20.

$$[K] * [\lambda] = [M] \quad (20)$$

No qual, K, λ e M são representados pelas matrizes abaixo.

$$[K] = \begin{bmatrix} C(x_1, x_1) & \dots & C(x_1, x_N) & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ C(x_N, x_1) & \dots & C(x_N, x_N) & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \quad [M] = \begin{bmatrix} C(x_1, x_0) \\ \vdots \\ C(x_N, x_0) \\ 1 \end{bmatrix} \quad [\lambda] = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \vdots \\ \lambda_N \\ \mu \end{bmatrix}$$

Invertendo a matriz k é possível obter a solução λ , através da equação 21. Já a variância dos erros ou desvio padrão é dado pela equação 22.

$$[\lambda] = [K]^{-1} * [M] \quad (21)$$

$$\sigma_E^2(x_0) = C(0) - [\lambda]^T * [M] \quad (22)$$

Em que C representa a covariância e T a matriz transposta. Definindo [Z] como o vetor dos valores $Z(X_\alpha)$, $[Z] = [z(x_1), \dots, z(x_n)]$, o estimador da Krigagem $Z(X_0)^*$ pode ser representado pela equação 23.

$$Z(x_0)^* = [\lambda]^T * [Z] = [M]^T * [K]^{-1} * [Z] \quad (23)$$

Portanto, o estimador da krigagem simples pode ser representado pela seguinte expressão (equação 24):

$$Z(x_0)^* - m(x_0) = \sum_{\alpha=1}^N \lambda_\alpha [Z(x_\alpha) - m(x_\alpha)] \quad (24)$$

No qual o valor residual $Z(x_0)^* - m(x_0)$ é estimado com base no residual entre as amostras $Z(x_\alpha) - m(x_\alpha)$. Já o cálculo da variância associado a técnica da Krigagem simples se dá pela equação 25.

$$\sigma_E^2(x_0) = C(0) - \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} C(x_{\alpha}x_0) \quad (25)$$

No presente trabalho, o método da krigagem simples foi utilizado para a geração dos mapas de isópacas, isólitais, mapas estruturais e mapas que retratam a razão reservatório/não-reservatório. A amostragem é representada por dados de poços e as VRs são as grandezas estimadas em regiões não amostradas. A figura 28 situada no capítulo 4, contempla a disposição dos poços na área de estudo.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a confecção deste trabalho foram utilizados dados de perfis de 33 poços do total de 53 recebidos do Campo de Massapê. A maior parte dos poços é classificada como de desenvolvimento, sendo 3 poços verticais e 30 poços direcionais. A disposição dos mesmos pode ser observada na figura 28. Os dados foram solicitados pelo Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, para fins acadêmicos, e cedidos pela ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis.

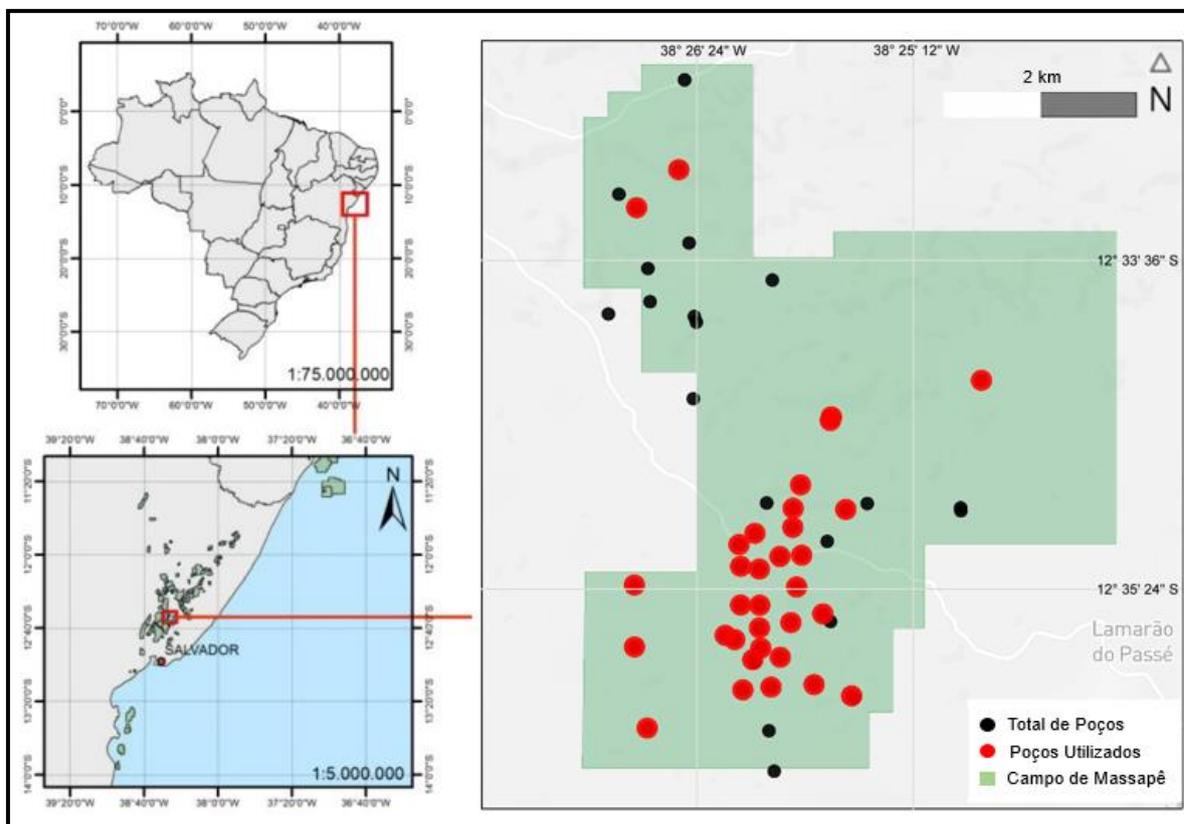


Figura 28: Mapa de localização do Campo de Massapê com a distribuição dos poços utilizados no trabalho.

A escolha dos poços, visando entender o comportamento dos depósitos turbidíticos, restringiu-se àqueles que possuíam, pelo menos, os perfis de Raios Gama, Densidade e Nêutrons, desta forma 20 poços precisaram ser descartados. A tabela a seguir compreende os poços utilizados neste trabalho (Tabela 8).

Tabela 8: Poços presentes no Campo de Massapê e utilizados neste trabalho, com seus respectivos perfis. Os espaços com “●” representam a disponibilidade do perfil e os espaços em branco como ausência do perfil.

Relação dos Poços	Cáliper	Raios Gama	Resistividade	Densidade	Nêutrons	Sônico
BRSA-84-BA (FRT-1-BA)	●	●	●	●	●	●
BRSA-328D-BA (MP-26D-BA)	●	●	●	●	●	●
BRSA-879D-BA (MP-46D-BA)	●	●	●	●	●	●
BRSA-895D-BA (MP-45D-BA)	●	●	●	●	●	●
BRSA-931D-BA (MP-41D-BA)	●	●		●	●	●
BRSA-1326D-BA (MP-54D-BA)	●	●	●	●	●	●
MP-20-BA	●	●	●	●	●	
MP-21D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-22-BA	●	●	●	●	●	●
MP-23D-BA	●	●	●	●	●	
MP-24D-BA	●	●	●	●	●	
MP-25-BA		●	●	●	●	●
MP-28D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-29D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-31D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-33D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-34D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-35D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-36D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-37D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-38D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-39D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-40D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-43D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-47DP-BA	●	●	●	●	●	●
MP-48D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-49D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-50D-BA	●	●	●	●	●	●
MP-51D-BA	●	●	●	●	●	
MP-52D-BA	●	●	●	●	●	
MP-53D-BA	●	●	●	●	●	
MP-55D-BA	●	●	●	●	●	
MP-56D-BA	●	●	●	●	●	●

O fluxograma abaixo representa as etapas desenvolvidas no decorrer do trabalho, seguido de suas explicações (Figura 29).

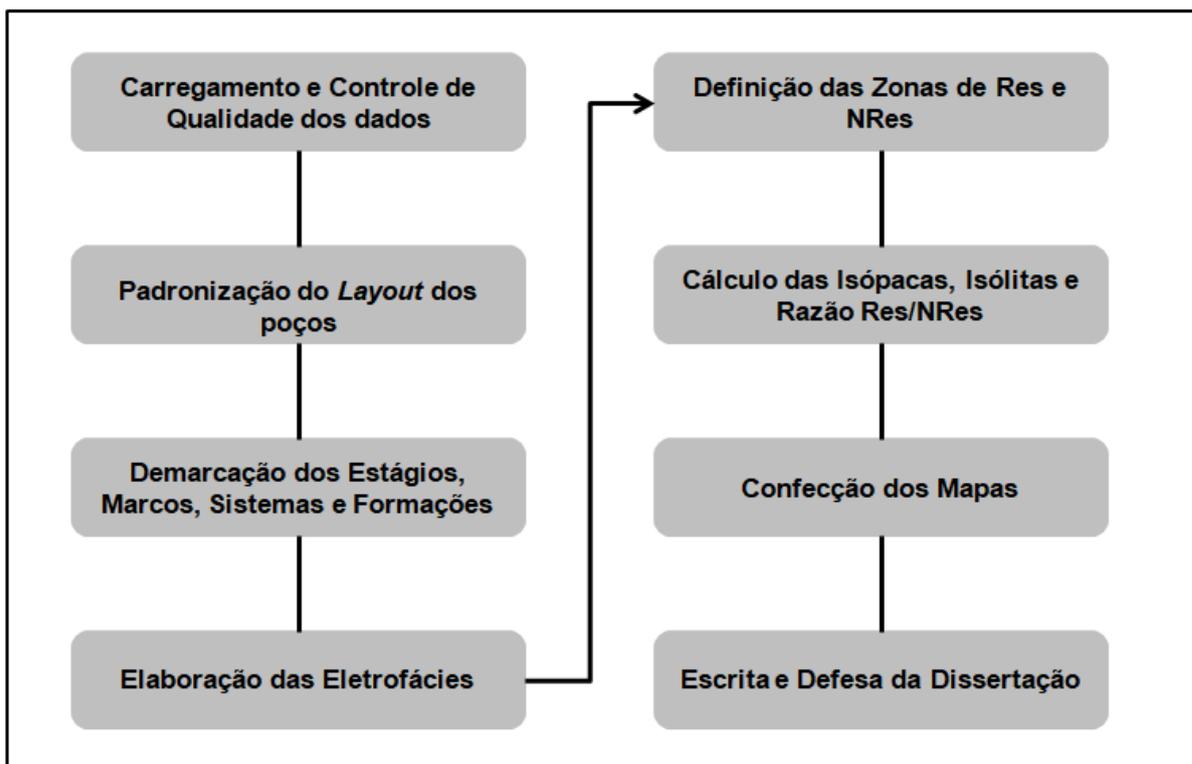


Figura 29: Fluxograma adotado para a confecção deste trabalho.

(I) Carregamento e Controle de Qualidade dos dados

A primeira etapa consistiu na importação dos dados no *software Interactive Petrophysics* (IP - 2018), da empresa Lloyd's Register. Para cada poço, seja em formato LIS ou DLIS, foram carregados os perfis de Cáliper, Raios Gama, Resistividade, Densidade, Nêutrons e Sônico. Cabe ressaltar que o diâmetro da broca, também conhecido como *bit size*, foi amplamente utilizado, apresentando-se ora como 8 ½" ora como 12 ¼". Assim como os perfis, também foram importados os dados de desvios para os poços direcionais. Desta forma as profundidades foram corrigidas, obtendo-se tanto as profundidades verticalizadas (TVD - *True Vertical Depth*) quanto às cotas (TVDSS - *True Vertical Depth Sub Sea*).

No que tange a análise qualitativa preliminar, foram verificadas as profundidades das curvas e aquelas que foram adquiridas em corridas distintas, se fez necessário sua emenda, em um processo denominado *splice*. Em seguida foram verificadas as unidades e as escalas dos perfis comumente utilizadas na indústria de óleo e gás.

(II) Padronização do *Layout* dos Poços

Esta etapa consistiu na criação e na padronização do *layout* dos 33 poços utilizados no trabalho. Foi definida a quantidade de trilhas necessárias, denominado *tracks*, e a disposição dos perfis nas mesmas, como pode ser observado na figura 30.

Na primeira trilha foram plotadas as profundidades, sendo elas: medida, verticalizada e cota. Em seguida, as três faixas foram reservadas para que se pudesse plotar as Formações, os Sistemas Turbidíticos e os Estágios, limitados pelos Marcos Estratigráficos. Estrategicamente, os perfis Cáliper e Raios Gama, juntamente com o diâmetro da broca, ocuparam a mesma trilha. A análise do perfil Cáliper se torna indispensável, tendo em vista sua capacidade de fornecer informações sobre a confiabilidade dos dados. De acordo com Rider (2002), este perfil possibilita inferir as áreas desmoronadas, devido ao aumento da sua leitura; e as áreas com formação de reboco, atribuídas a diminuição deste perfil.

As duas faixas posteriores foram ocupadas pelas eletrofácies e pelo cálculo das zonas de reservatório e não-reservatório, respectivamente. Após a trilha que compreendeu o perfil de resistividade, pôde se observar os perfis de Densidade e Nêutrons na mesma faixa, para que fosse possível identificar as zonas de interesse do trabalho, os reservatórios. Por fim, o último *track* foi preenchido pelo perfil Sônico, sendo este responsável pelas leituras do tempo de trânsito. Vale ressaltar que se faz necessário a análise em conjunto dos perfis para que o processo de avaliação seja considerado robusto, no qual a informação extraída de um perfil possa ser corroborada pelo outro.

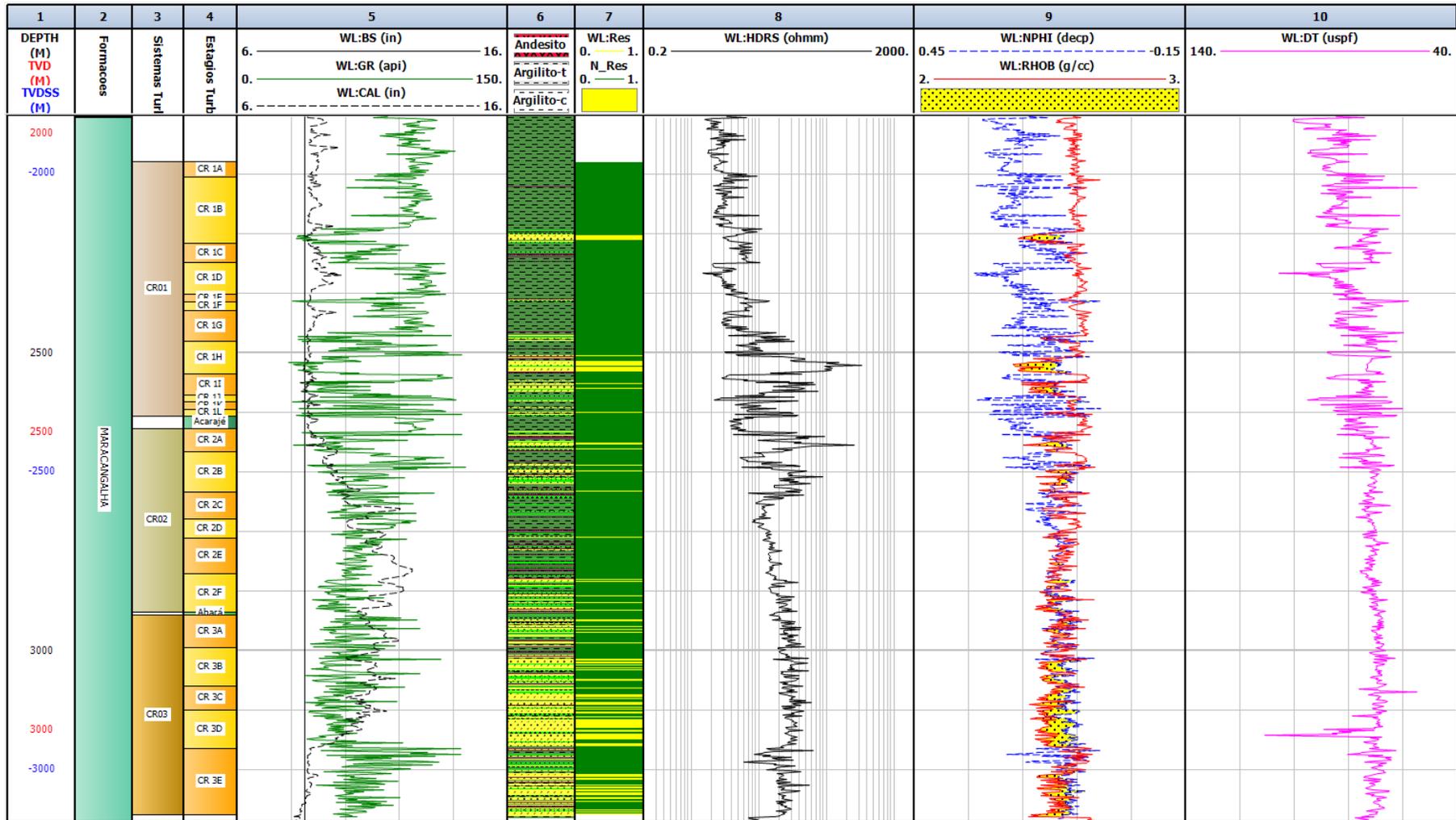


Figura 30: *Layout* implementado para todos os poços utilizados no trabalho. Como exemplo, foi utilizado o poço direcional 7-MP-39D-BA, por apresentar todos os perfis básicos e todos os estágios turbidíticos identificados.

(III) Demarcação dos Estágios, Marcos, Sistemas e Formações

Esta etapa teve como base o trabalho desenvolvido por Freire *et al.* (2018, 2019 e 2020) no que tange a Estratigrafia de Alta Resolução. A integração de dados de rochas com perfis de poços permitiu aos autores reconhecerem padrões deposicionais nos turbiditos do Membro Caruaçu, Formação Maracangalha.

Considerando a Formação Maracangalha como sendo de 1ª ordem no empilhamento estratigráfico, devido às inconformidades geradas em escala de bacia, a identificação dos Marcos Estratigráficos Acarajé e Abará possibilitou a individualização de três Sistemas Turbidíticos distintos. Estes sistemas foram denominados por Caruaçu 1 (CR-1), Caruaçu 2 (CR-2) e Caruaçu 3 (CR-3), sendo as três zonas de produção consideradas de 2ª ordem na estratigrafia, caracterizadas pela variação do nível de base de curto período e por atividades tectônicas que provocaram mudanças na sedimentação.

Ao observar o incremento no conteúdo de radioatividade na direção ascendente no perfil de Raios Gama, Freire *et al.* (2018, 2019 e 2020) detectaram 23 Estágios Turbidíticos nos poços do Campo de Massapê. O sistema CR-1 compreendeu 12 estágios, variando do CR-1A ao CR-1L; o sistema CR-2 representado por mais 6 estágios, do CR-2A ao CR-2F e por fim o CR-3, responsável pelos estágios turbidíticos CR-3A ao CR-3E, totalizando 5 estágios.

Esse refinamento estratigráfico de alta resolução permitiu classificar os estágios como sendo de 3ª ordem, devido a uma maior variação da deposição (Mutti & Normack, 1991). Essa variação pôde ser corroborada com o comportamento dos perfis Densidade-Neutrão, basicamente demarcada a cada sequência de arenito-folhelho. A correlação dos 55 poços perfurados no Campo de Massapê permite inferir que os estágios turbidíticos identificados estão presentes em todos eles, o que explica essa metodologia ser replicada neste trabalho.

(IV) Elaboração das Eletrofácies

Com base na avaliação dos registros de raios gama (GR), e na separação dos perfis de densidade (RHOB) e nêutrons (NPHI), Freire *et al.* (2018, 2019 e 2020) identificaram quatro fácies distintas nesta região, compondo o conjunto dos 23 estágios turbidíticos: (a) Fácies de Arenitos, compostos por arenitos finos a arenitos médios, sendo as melhores rochas reservatório; b) Fácies de Arenitos argilosos, denominados *Slurry*, composto de arenitos muito finos, extremamente argilosos, formando importantes barreiras de permeabilidade; (c) Fácies de siltitos e (d) Fácies de folhelhos.

Segundo Lowe e Guy (2000), o termo *slurry* pode ser entendido como sedimentos ricos em areia lamacenta que exibem suporte de sedimentos turbulentos e coesos e correspondem a transição entre as correntes de turbidez e a fluxos de detritos. Esse tipo de fluxo contém clastos do tamanho de cascalhos, e a partir do qual as partículas grossas e finas se acomodam juntas sem movimento relativo e fracionamento de tamanho.

Para a identificação destas fácies no presente trabalho, a interpretação da litologia iniciou-se com a correlação dos perfis de Densidade e Nêutrons, o que explica estes estarem plotados na mesma trilha. De acordo com Doveton (1994), a distância relativa entre as duas curvas é diagnóstica de mudanças na composição litológica com a profundidade.

Para que as eletrofácies fossem elaboradas de maneira qualitativa, a fim de mitigar os erros, o perfil DRDN (Eq. 10) foi gerado no *software* IP (Figura 31). Em seguida, este foi importado em um programa de código livre, conhecido como Jupyter, utilizando o Python como linguagem de programação. Neste programa foi possível impor limites ao perfil DRDN, associando-o as quatro fácies distintas, através de códigos utilizados na indústria do petróleo (Figura 32). Os valores utilizados podem ser observados na Tabela 9.

Figura 31: Criação do perfil DRDN no software IP, fazendo uso da combinação dos perfis de Densidade-Neutrão.

Tabela 9: Limites atribuídos ao perfil DRDN para a elaboração das eletrofácies.

Eletrofácies	Valores do DRDN	Código Atribuído
Arenito	< -1	49
Slurry	≥ -1 e < -0,3	25
Siltito	≥ -0,3 e < 0,3	54
Folhelho	≥ 0,3	57

```

In [ ]: DRDN=np.array(data['DRDN'])
        Lith=np.zeros(len(data))

        for i in range(len(data)):
            if DRDN[i] < -1.0000:
                Lith[i] = 49.0000

            if DRDN[i] >= -1.0000 and DRDN[i] < -0.3000 :
                Lith[i] = 25.0000

            if DRDN[i] >= -0.3000 and DRDN[i] < 0.3000 :
                Lith[i] = 54.0000

            if DRDN[i] >= 0.3000:
                Lith[i] = 57.0000

            if DRDN[i] == -999.0000:
                Lith[i] = -999.0000
        data['Lith']=Lith

        Lith

```

Figura 32: Criação da curva de interpretação litológica, utilizando a linguagem Python.

A curva litológica criada retornou para o *software* IP, no qual foi plotada na trilha 6 e colorida com as cores convencionalmente utilizadas na indústria do petróleo. O amarelo foi atribuído ao arenito, o verde claro a camada de *slurry*, o roxo para as fácies que representavam os siltitos e o verde escuro aos folhelhos.

(V) Definição das Zonas de Res e NRes

Para a definição das Zonas Reservatório (Res) e Zonas Não-Reservatório (NRes), a curva litológica criada na etapa anterior (*Lith_new*) foi utilizada como dado de entrada. Assumiu-se dois cenários distintos:

- Zonas Reservatório: apenas as camadas correspondentes aos arenitos, ou seja, aqueles que assumissem o código 49 (Figura 33).
- Zonas Não-Reservatório: qualquer código diferente do arenito, compreendendo as fácies de folhelho, siltito e *slurry*, identificados pelos códigos 57, 54 e 25, respectivamente (Figura 34).

Input Formula

Optional discriminator

If *Lith_new* = 49 and < <

Formula

then 1

Formula

else 0

Check for null data Auto Save Evaluate as a curve

Output Curve

Curve Res **Output Set** Clip values: Minimum Maximum

Type Numeric Array

Units

Comment

Run Depths

Top Est. Turb. - CR_1A (Top) Bottom Est. Turb. - CR_3E (Bottom)

SM Run Load Formula Save Formula Clear Close Help

Figura 33: Cálculo das Zonas Reservatório, caracterizada pelo código 49.

Figura 34: Cálculo das Zonas Não-Reservatório, compreendendo qualquer código diferente de 49.

Essa condição foi implementada para todos os estágios turbidíticos, no qual as zonas referentes aos reservatórios seriam preenchidas com a coloração amarela e as zonas não-reservatórios, com a cor verde, como pode ser observado na trilha 7.

(VI) Cálculo das Isópacas, Isólitas e Razão Res/NRes

Sabendo que a Isópaca é a linha que mapeia os corpos de igual espessura de uma unidade estratigráfica, seu cálculo para cada estágio turbidítico foi realizado subtraindo a profundidade da base pela profundidade do topo, em metros (Eq. 26).

$$\text{Isópaca} = \text{base} - \text{topo} \quad (26)$$

Para a determinação das Isólitas, responsáveis por ligar os pontos que representam uma mesma litologia em determinada unidade estratigráfica, o processo de desenvolvimento foi implementado duas vezes, ora para as Isólitas

de Reservatório (ISO_Res) ora para as Isólitas de Não-Reservatório (ISO_NRes).

No *software* IP (2018) foi desenvolvida uma análise quantitativa utilizando as curvas Res e NRes, criadas na etapa anterior. Ao fazer uma varredura em cada estágio turbidítico, a quantificação das camadas de reservatório e não-reservatório se deu pela subtração da coluna Máx pela coluna Mín e acumulado conforme a variação da profundidade. O resultado atribuído aos reservatórios foi representado pela coluna ISO_Res (Tabela 10) e os resultados dos não-reservatórios, a coluna ISO_NRes de forma análoga (Tabela 11). As tabelas 10 e 11 correspondem ao poço MP-39D-BA, sendo todo esse processo replicado aos 33 poços.

Tabela 10: Valores das isólitas de reservatório para os 23 estágios turbidíticos do poço MP-39D-BA.

Poço	Zona	Topo (m)	Base (m)	Mín	Máx	ISO_Res
MP-39D	CR-1A	2177.80	2204.18	0.00	0.40	0.40
MP-39D	CR-1B	2204.18	2315.33	0.40	13.00	12.60
MP-39D	CR-1C	2315.33	2347.40	13.00	13.00	0.00
MP-39D	CR-1D	2347.40	2401.49	13.00	13.00	0.00
MP-39D	CR-1E	2401.49	2414.57	13.00	15.40	2.40
MP-39D	CR-1F	2414.57	2428.71	15.40	15.40	0.00
MP-39D	CR-1G	2428.71	2480.82	15.40	20.80	5.40
MP-39D	CR-1H	2480.82	2534.83	20.80	43.40	22.60
MP-39D	CR-1I	2534.83	2570.52	43.40	56.80	13.40
MP-39D	CR-1J	2570.52	2582.52	56.80	58.30	1.50
MP-39D	CR-1K	2582.52	2594.68	58.30	59.90	1.60
MP-39D	CR-1L	2594.68	2606.46	60.00	63.90	3.90
MP-39D	Acarajé	2606.46	2626.30	63.90	63.90	0.00
MP-39D	CR-2A	2626.30	2665.60	63.90	74.80	10.90
MP-39D	CR-2B	2665.60	2734.17	74.80	90.80	16.00
MP-39D	CR-2C	2734.17	2778.50	90.90	93.00	2.10
MP-39D	CR-2D	2778.50	2811.46	93.00	94.20	1.20
MP-39D	CR-2E	2811.46	2870.16	94.20	96.50	2.30
MP-39D	CR-2F	2870.16	2935.40	96.50	116.30	19.80
MP-39D	Abará	2935.40	2940.70	116.30	116.60	0.30
MP-39D	CR-3A	2940.70	2994.55	116.60	137.70	21.10
MP-39D	CR-3B	2994.55	3060.16	137.70	168.40	30.70
MP-39D	CR-3C	3060.16	3100.68	168.40	196.10	27.70
MP-39D	CR-3D	3100.68	3164.08	196.20	246.30	50.10
MP-39D	CR-3E	3164.08	3275.84	246.30	303.30	57.00

Tabela 11: Valores das isólitais de não-reservatório para os 23 estágios turbidíticos do poço MP-39D-BA.

Poço	Zona	Topo (m)	Base (m)	Mín	Máx	ISO_NRes
MP-39D	CR-1A	2177.80	2204.18	0.20	26.00	25.80
MP-39D	CR-1B	2204.18	2315.33	26.10	124.50	98.40
MP-39D	CR-1C	2315.33	2347.40	124.60	156.60	32.00
MP-39D	CR-1D	2347.40	2401.49	156.70	210.70	54.00
MP-39D	CR-1E	2401.49	2414.57	210.80	221.40	10.60
MP-39D	CR-1F	2414.57	2428.71	221.50	235.50	14.00
MP-39D	CR-1G	2428.71	2480.82	235.60	282.21	46.60
MP-39D	CR-1H	2480.82	2534.83	282.31	313.61	31.30
MP-39D	CR-1I	2534.83	2570.52	313.71	335.91	22.20
MP-39D	CR-1J	2570.52	2582.52	336.01	346.41	10.40
MP-39D	CR-1K	2582.52	2594.68	346.51	357.01	10.50
MP-39D	CR-1L	2594.68	2606.46	357.01	364.81	7.80
MP-39D	Acarajé	2606.46	2626.30	364.91	384.61	19.70
MP-39D	CR-2A	2626.30	2665.60	384.71	413.02	28.30
MP-39D	CR-2B	2665.60	2734.17	413.12	465.62	52.50
MP-39D	CR-2C	2734.17	2778.50	465.62	507.72	42.10
MP-39D	CR-2D	2778.50	2811.46	507.82	539.51	31.69
MP-39D	CR-2E	2811.46	2870.16	539.61	595.90	56.29
MP-39D	CR-2F	2870.16	2935.40	596.00	641.30	45.29
MP-39D	Abará	2935.40	2940.70	641.39	646.29	4.90
MP-39D	CR-3A	2940.70	2994.55	646.39	678.98	32.59
MP-39D	CR-3B	2994.55	3060.16	679.08	713.97	34.89
MP-39D	CR-3C	3060.16	3100.68	714.07	726.77	12.70
MP-39D	CR-3D	3100.68	3164.08	726.77	739.97	13.20
MP-39D	CR-3E	3164.08	3275.84	740.07	794.75	54.69

Para o cálculo da razão reservatório/não-reservatório, denominado neste trabalho como Res/NRes, bastou dividir os valores encontrados para as isólitais, como mostra a equação 27, para cada estágio turbidítico. Vale ressaltar que, ao analisar os mapas de isólitais para as três zonas de produção, CR-1, CR-2 e CR-3, não é possível somar os valores após aplicada a razão por estágio. Primeiro soma-se as isólitais de reservatório e não-reservatório para cada sistema, e posteriormente, aplica-se a equação 27.

$$\text{Razão Res/NRes} = \frac{ISO_Res}{ISO_NRes} \quad (27)$$

(VII) Confeção dos Mapas

A etapa de confecção dos mapas foi realizada no *software* Oasis Montaj, da atual empresa Seequent, através da licença destinada para fins acadêmicos. Foram gerados mapas estruturais, mapas de isópacas, isólitos e mapas da razão reservatório/não-reservatório, visando compreender o comportamento do fluxo turbidítico no Membro Caruaçu. Para cada tipo de mapa elaborado foi necessário à criação de um banco de dados, identificados por estágios turbidíticos, sistemas e marcos estratigráficos. Por se tratar de dados de poços heterogeneamente espaçados, o método utilizado para interpolação foi a Krigagem, explicado no capítulo 3.

A maior dificuldade encontrada nesta etapa deveu-se a criação dos variogramas, mais precisamente, na determinação dos parâmetros de *sill*, *range* e *nugget* que melhor se ajustassem aos dados. Tendo gerados os mapas, uma máscara foi aplicada limitando o mesmo as regiões que apresentavam poços, sendo o mais fidedigno possível aos resultados.

(VIII) Escrita e defesa da dissertação

Para otimização tanto da escrita quanto da defesa da dissertação, o aporte bibliográfico, somado a participação em Congresso e apresentações oficiais contidas na ementa do curso, foram essenciais. Vale ressaltar que a troca de informações com outros componentes responsáveis por diversas análises na mesma área de estudo, corroborando os resultados encontrados, foi de suma importância. Um resumo expandido, fruto dos passos iniciais do presente trabalho foi submetido e apresentado no *16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & Expogef*, que ocorreu em 2019 na cidade do Rio de Janeiro, no período de 19 a 22 de Agosto. O resumo abordou o seguinte tema: *Inversion of depocenters during the tectono-depositional evolution of the Caruaçu Member, Maracangalha Formation, in the Massapê Field, Recôncavo Basin.*

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados os resultados e discussões pertinentes na ordem em que foram desenvolvidos, segundo a metodologia proposta. Estes classificam-se, basicamente, em dois contextos: os resultados relacionados a avaliação dos perfis de poços e aqueles provenientes da geração dos diferentes tipos de mapas.

5.1 Avaliação dos Perfis de Poços

A avaliação dos perfis de poços geofísicos propiciou não só a visualização dos dados disponíveis, como a caracterização das fácies turbidíticas. A Formação Maracangalha encontra-se, em média, entre as profundidades 1900m-3400m, sendo ratificado pelos relatórios disponibilizados pela ANP nos 33 poços utilizados.

Na fase inicial de identificação dos estágios, marcos e sistemas turbidíticos, depositados cronologicamente CR-3, seguido do CR-2 e por fim CR-1, observou-se um padrão na correlação dos perfis NPHI e RHOB, podendo ser corroborado pela diminuição do perfil DT, que diferenciava as fácies folhelhos, em folhelho pertencente ao estágio turbidítico e ao folhelho relativo ao marco estratigráfico. Os folhelhos identificados nas eletrofácies criadas, segundo a clássica Sequência de Bouma (1962), se encontram na camada E, constituída por pelitos e lamas. O comportamento observado nos perfis de densidade-neutrão, ora de afastamento ora de aproximação dentro do mesmo pacote de folhelho, permite inferir que o folhelho proveniente do estágio 3A foi depositado anterior ao folhelho do Marco Abará. Embora ambos sejam oriundos do movimento de suspensão, findada a corrente de turbidez responsável pela deposição do estágio 3A, depositaram-se os sedimentos hemipelágicos e pelágicos, associados ao Marco Abará (Figura 35). De forma análoga, foi possível diferenciar a deposição do folhelho relacionado ao estágio turbidítico 2A e ao Marco Acarajé (Figura 36).

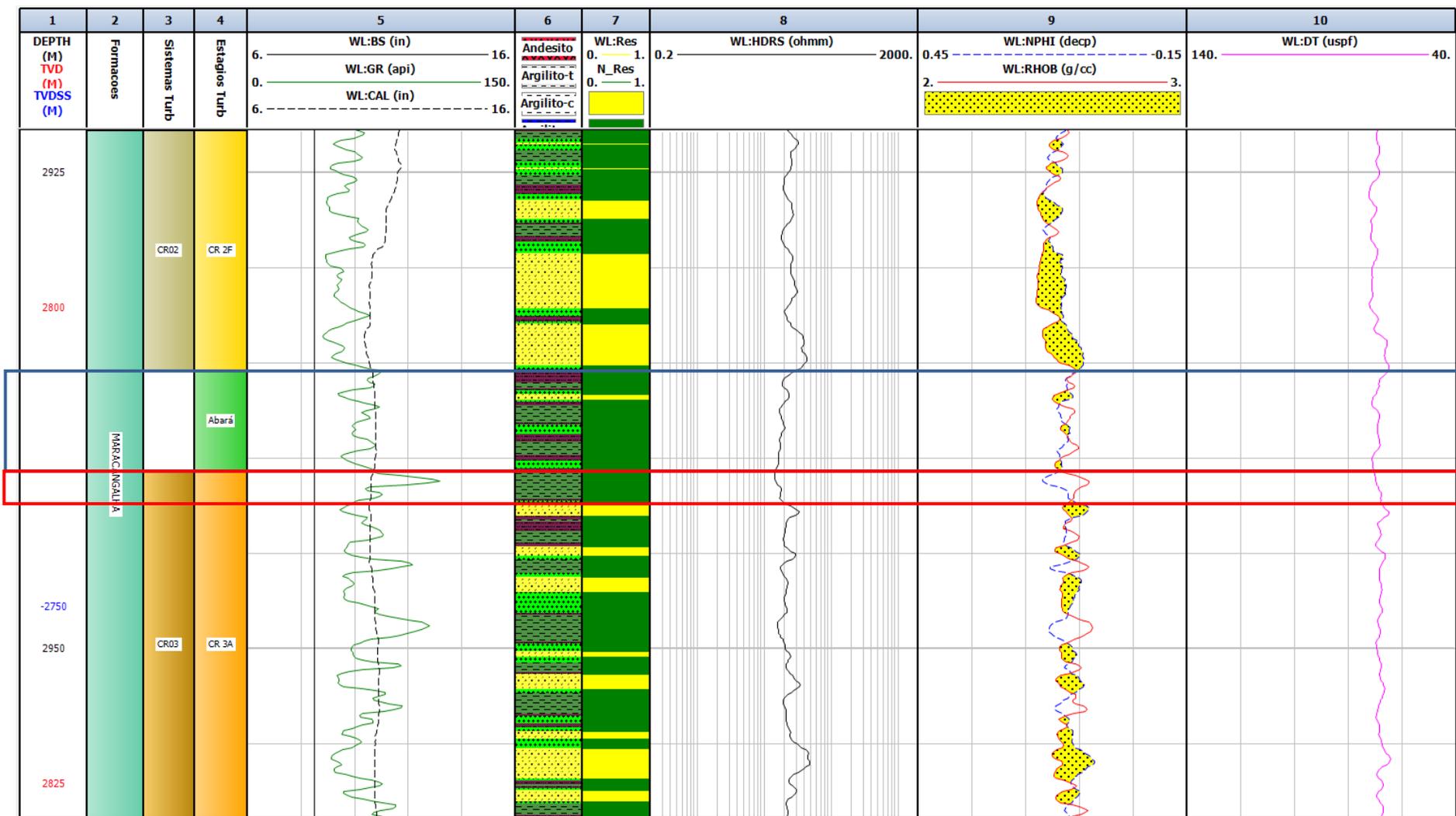


Figura 35: Identificação das fácies folhelho pertencente ao estágio CR-3A e ao Marco Abará. Escala 1:200.

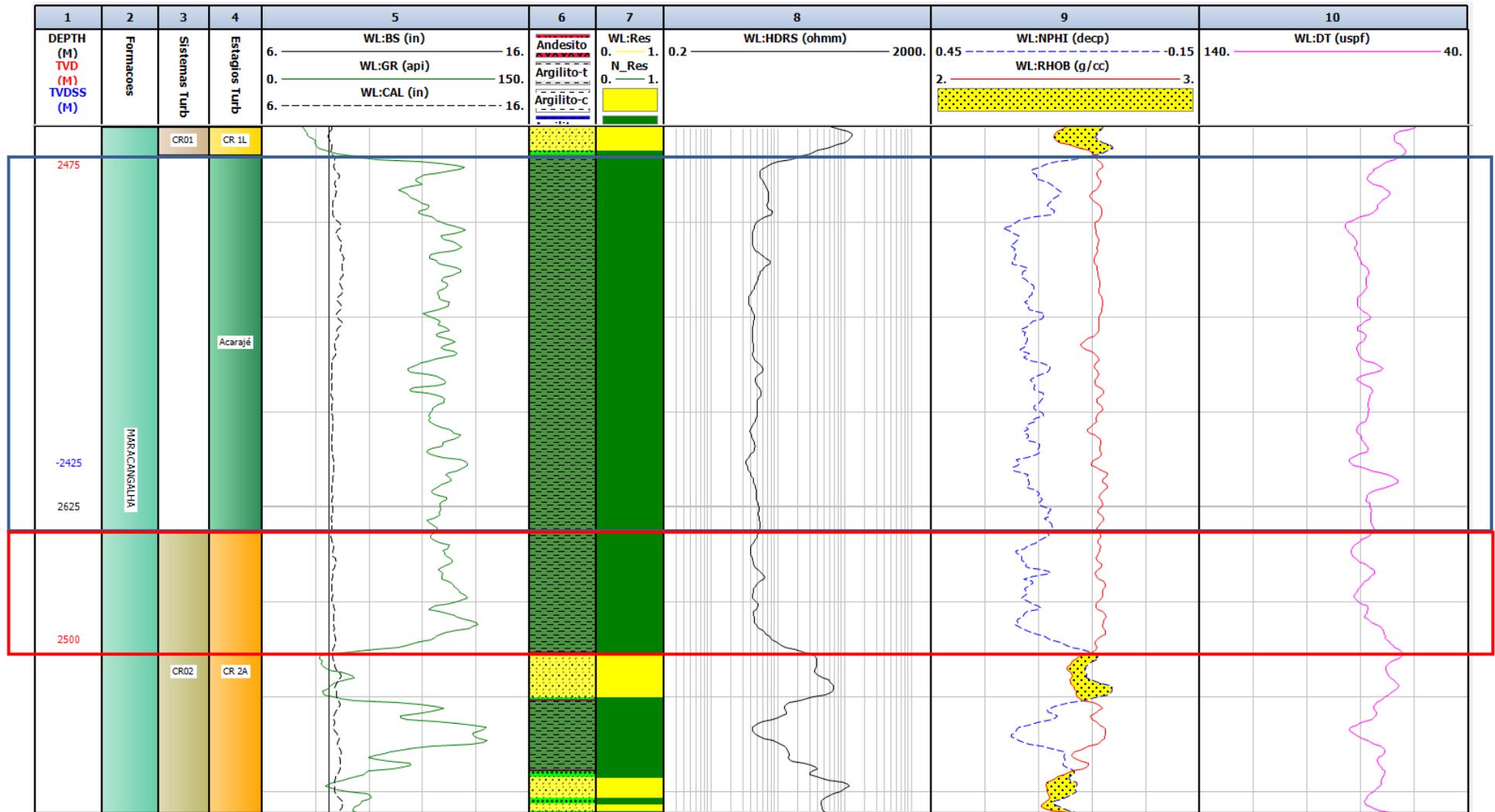


Figura 36: Identificação das fácies folhelho pertencente ao estágio CR-2A e ao Marco Acarajé. Escala 1:200.

A criação das eletrofácies baseou-se no perfil DRDN e buscou identificar as quatro fácies conhecidas na região: os arenitos, sendo os principais reservatórios; os *slurries*, que seriam os arenitos com maior teor de argilosidade; os siltitos e os folhelhos. Tendo como base o perfil de porosidade Neutrônica aumentando para a esquerda e o perfil de Densidade crescendo para a direita, as fácies folhelhos foram identificadas quando o perfil de Densidade se encontrava a direita do perfil de Nêutrons. Quando estes convergiam para um único ponto e/ou se aproximavam, ao ponto de quase se tocarem, essa região pôde ser classificada como siltito. Quando as curvas se cruzavam, no processo denominado *crossover*, duas fácies foram identificadas de acordo com o afastamento dos perfis: a fácies *slurry*, sendo caracterizada por uma abertura média entre os perfis; e conforme a distância aumentasse entre o Densidade-Neutrão, mais limpa seria a fácies arenito.

O perfil de Raios Gama foi utilizado para corroborar essa identificação, tendo em vista que este por medir a variação da argilosidade com a profundidade, basicamente diferencia folhelho de não folhelho. Sendo assim, as regiões que apresentaram os menores valores no perfil GR, e um distanciamento significativo do perfil de RHOB a esquerda do perfil de NPHI, pôde ser interpretada como os arenitos e, conseqüentemente, as zonas de reservatórios. Devido a argilosidade presente nas fácies *slurries*, juntamente com os siltitos e os folhelhos, estes representaram o que foi denominado neste trabalho como as zonas não-reservatório. A figura 37 representa as eletrofácies e as zonas reservatório e não reservatório criadas por estágio turbidítico para o poço MP-39D-BA.

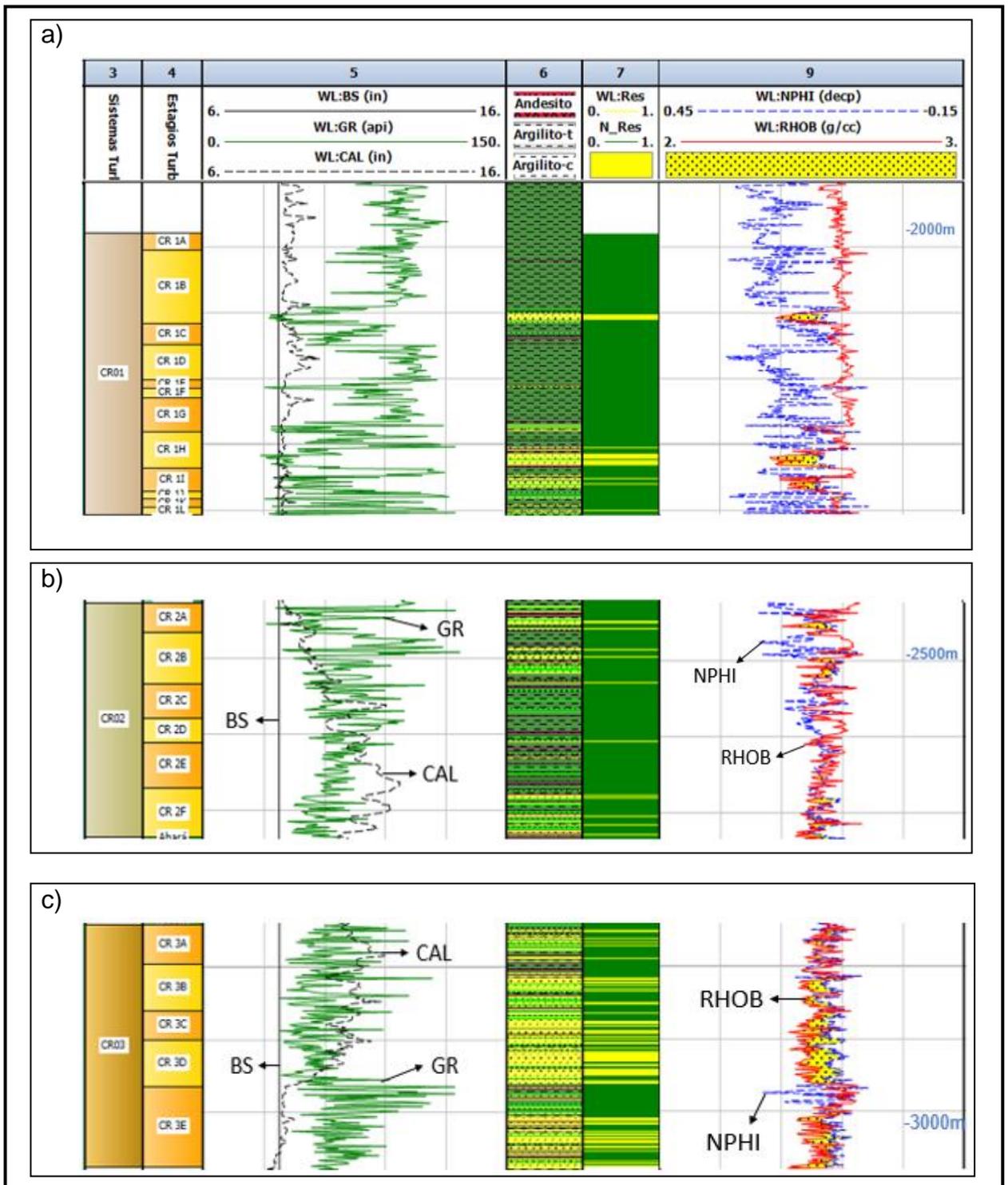


Figura 37: Identificação das eletrofácies (*track* 6) e das zonas reservatório e não-reservatório (*track* 7) agrupadas por sistema turbidíticos; a) CR-1 b) CR-2 e c) CR-3. No *track* 6 a cor amarela representa o arenito; a cor verde clara o *slurry*, a cor roxa o siltito e a cor verde escuro o folhelho. No *track* 7 as zonas em amarelo representam os reservatórios (arenito) e as zonas verdes os não-reservatórios (*slurry*, siltito e folhelho), para o poço MP-39D-BA. A profundidade, em cota, se encontra em azul.

A identificação das eletrofácies e sua classificação em zonas permitiu verificar a razão reservatório/não-reservatório e inferir que os maiores valores encontrados oscilam entre os sistemas turbidíticos CR-2 e CR-3. No poço exemplo, poço MP-39D-BA, a zona de produção CR-3 apresentou a maior razão, seguida da zona CR-2 e por fim CR-1, como mostra o gráfico da figura 38. No entanto, ao verificar o comportamento para outros poços, como exemplo o MP-34D-BA, a razão para o sistema CR-2 se mostrou superior do que o CR-3. Assim, os valores presentes na Tabela 12 referentes aos 33 poços, foram analisados e seus resultados plotados em um gráfico de barra (Figura 39). Observou-se que, na maior parte dos poços, o sistema CR-2 é o que apresenta a maior razão reservatório/não-reservatório dentre os três sistemas turbidíticos.

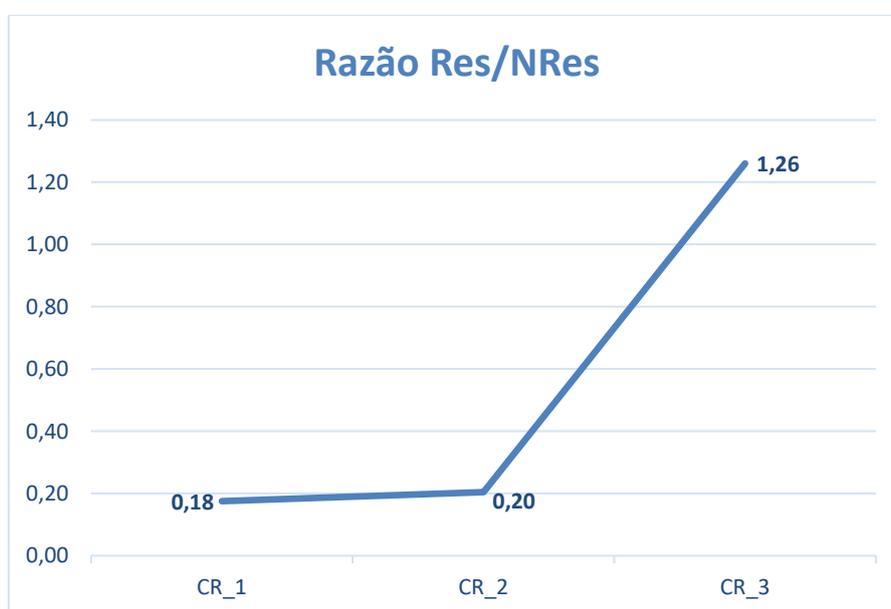


Figura 38: Gráfico referente ao poço MP-39D-BA mostrando que a razão reservatório/não-reservatório é maior no sistema CR-3 > CR-2 > CR-1.

Tabela 12: Razão reservatório/não-reservatório por sistema turbidítico. O espaço em branco representa a ausência da zona de produção.

RAZÃO RES/NRES			
	CR-1	CR-2	CR-3
BRSA-84-BA	0,19	0,38	0,18
MP-20-BA	0,23	0,45	0,38
MP-21D-BA	0,09		
MP-22-BA	0,17	5,14	6,62
MP-23D-BA	0,13	1,69	1,17
MP-24D-BA	0,07	3,44	
MP-25-BA	0,54	2,08	0,96
MP-26D-BA	0,17	0,38	0,00
MP-28D-BA	0,25	1,10	0,03
MP-29D-BA	0,27	0,38	0,38
MP-31D-BA	0,00	1,94	0,68
MP-33D-BA	0,01	12,57	10,39
MP-34D-BA	0,28	1,46	0,80
MP-35D-BA	0,88	1,64	1,10
MP-36D-BA	0,20	0,27	0,88
MP-37D-BA	0,04	3,60	2,99
MP-38D-BA	0,27	0,46	0,00
MP-39D-BA	0,18	0,20	1,26
MP-40D-BA	0,79	2,44	4,22
MP-41D-BA	0,23	1,27	0,01
MP-43D-BA	0,31	0,82	
MP-45D-BA	1,00	0,77	3,07
MP-46D-BA	0,16	0,76	0,01
MP-47DP-BA	0,23	3,95	11,43
MP-48D-BA	0,51	0,38	0,82
MP-49D-BA	0,09	0,65	2,19
MP-50D-BA	0,22	1,57	1,47
MP-51D-BA	0,54	1,48	4,01
MP-52D-BA	0,17	3,6	3,02
MP-53D-BA	0,00	1,94	1,27
MP-54D-BA	0,10	0,36	0,60
MP-55D-BA	0,26	1,64	3,54
MP-56D-BA	0,17	4,07	14,15

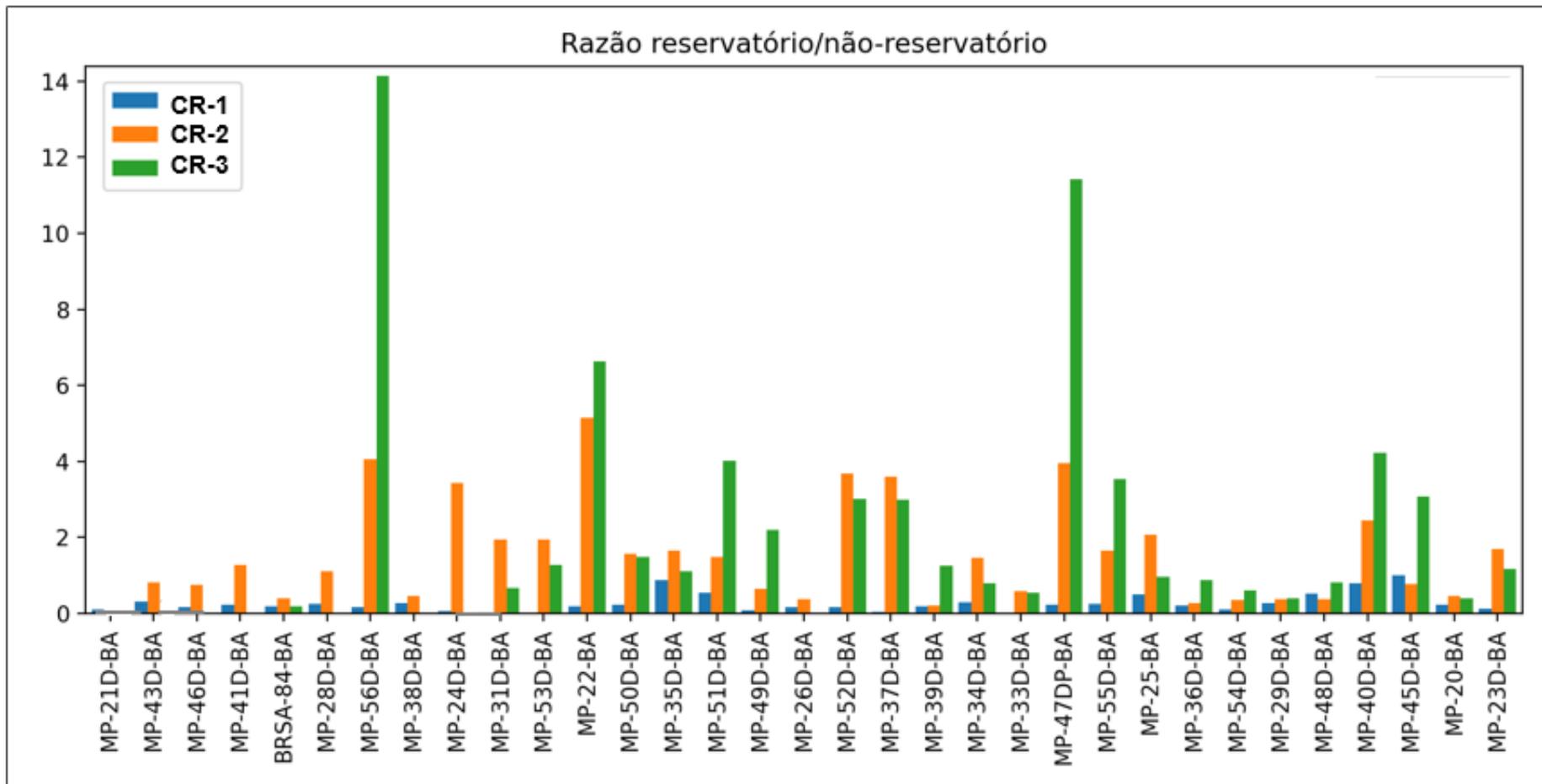


Figura 39: Gráfico mostrando que a razão reservatório/não-reservatório, na maior parte dos poços, é maior no sistema CR-2.

5.2 Mapas

Visando mapear a distribuição espacial dos corpos turbidíticos no Campo de Massapê, foram criados mapas de isópacas, isólitas, mapas estruturais e mapas da razão reservatório/não-reservatório. Como os poços não são homoganeamente espaçados, o método adotado para modelagem foi a Krigagem, devido esta levar em consideração o número de amostras utilizadas, as posições das amostras na área a ser avaliada, as distâncias entre as amostras e a zona a ser estimada. Para aplicação desta técnica se fez necessário estimar os valores dos variogramas, sendo mais fidedigno aos dados se comparado aos variogramas gerados no *default* (sem parametrização), como pode se observar na figura 40.

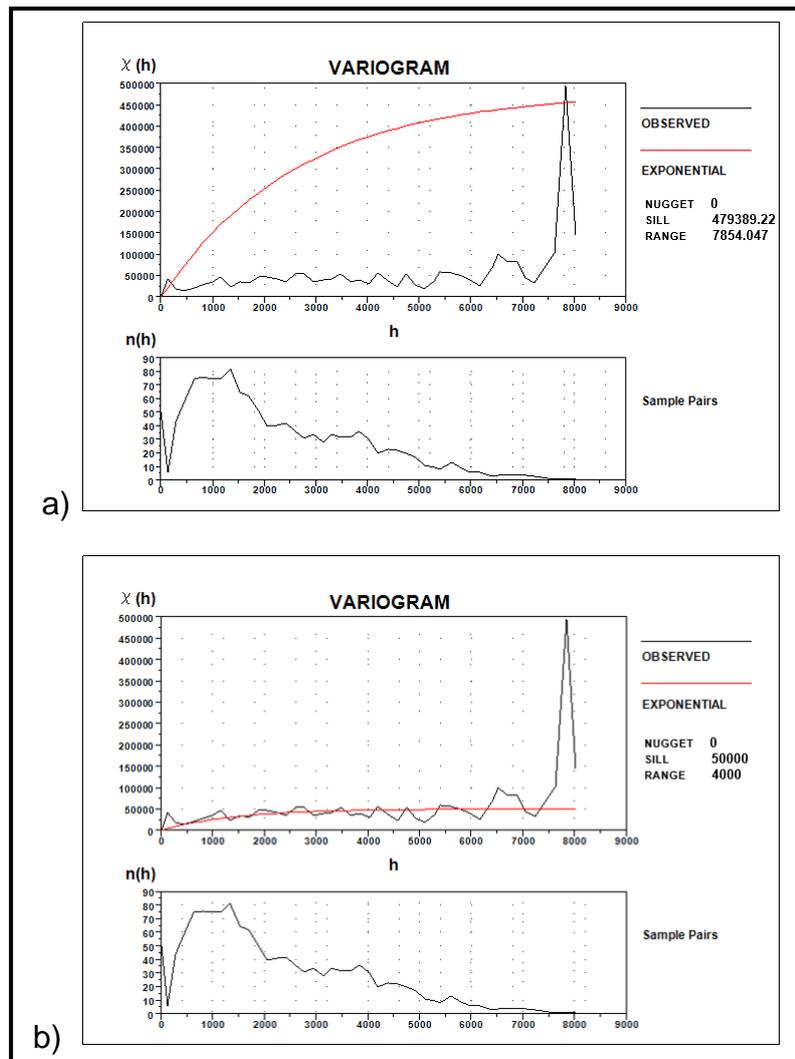


Figura 40: a) Dados de *sill*, *nugget* e *range* não parametrizados; b) Dados de *sill*, *nugget* e *range* parametrizados para a área de estudo.

A figura 41 compreende todos os poços recebidos do Campo de Massapê, georreferenciados e com seus respectivos nomes. Posteriormente, os mapas mostrados apresentarão apenas a localização do poço (pontos brancos), visando dar a devida relevância ao dado gerado.

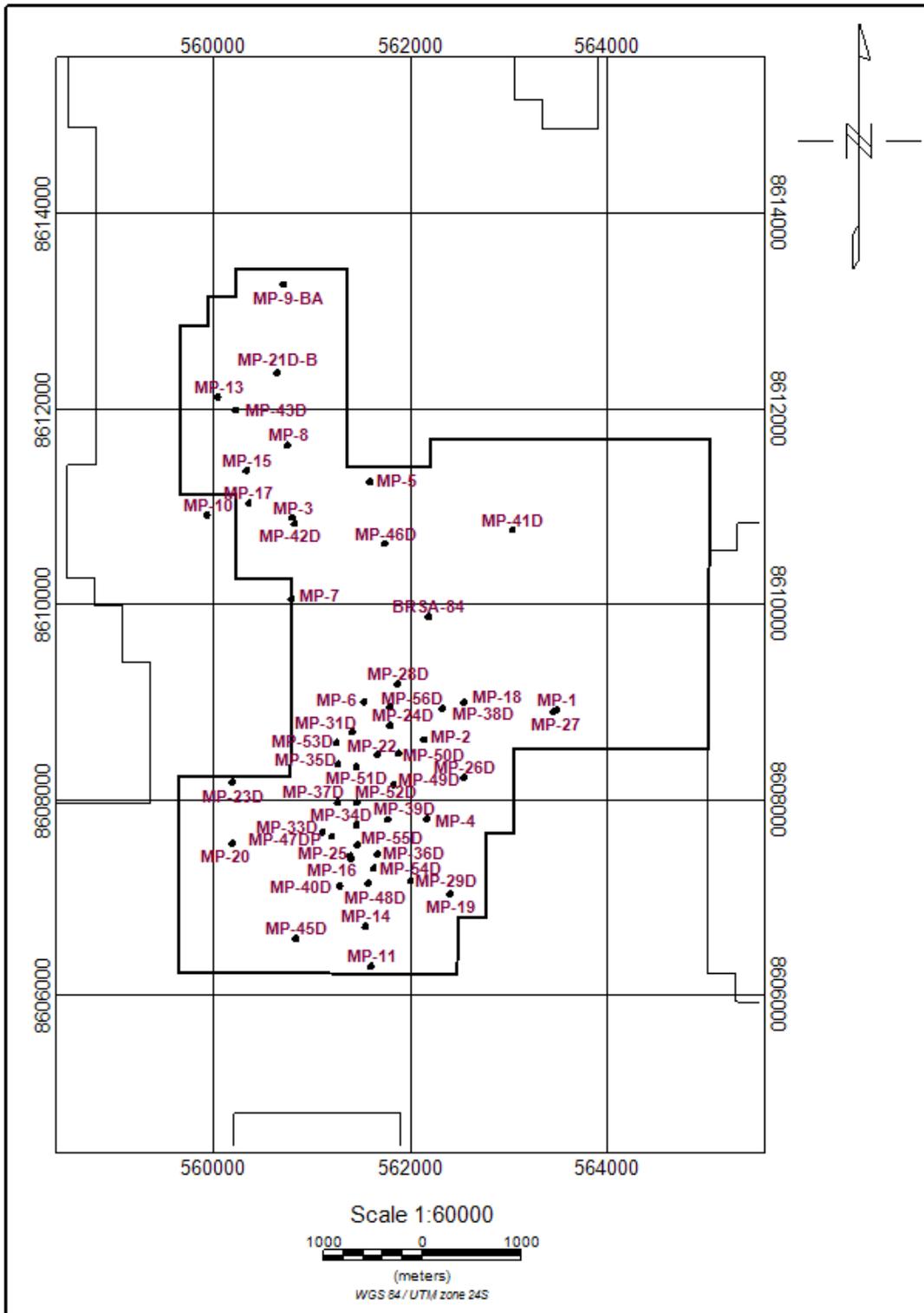


Figura 41: Disposição dos poços recebidos do Campo de Massapê.

5.2.1 Mapas de Isópacas

Os primeiros mapas gerados, a fim de caracterizar a distribuição espacial dos corpos turbidíticos, foram os mapas de espessura. As isópacas foram elaboradas tanto para cada um dos estágios turbidíticos, quanto para os sistemas CR-1, CR-2 e CR-3. Ao analisar estes mapas foi possível observar a diferença de comportamento apresentada pelos estágios individualmente, e quando estes se agrupavam em uma única zona de produção. Para constatar esse contraste na distribuição, como exemplo, nas figuras 42, 43 e 44 é possível observar o estágio 3A e o sistema CR-3, o estágio 2B e o sistema CR-2 e o estágio 1B e o sistema CR-1, respectivamente.

Vale ressaltar que as cores quentes (que se aproximam da tonalidade vermelha) representam as maiores espessuras, enquanto as menores espessuras são representadas pelas cores frias (tonalidades de azul). Os pontos brancos representam os poços perfurados no Campo de Massapê, o que explica a aplicação de uma máscara delimitando a região de análise. Todos os outros mapas de isópacas gerados podem ser observados no Apêndice 1.

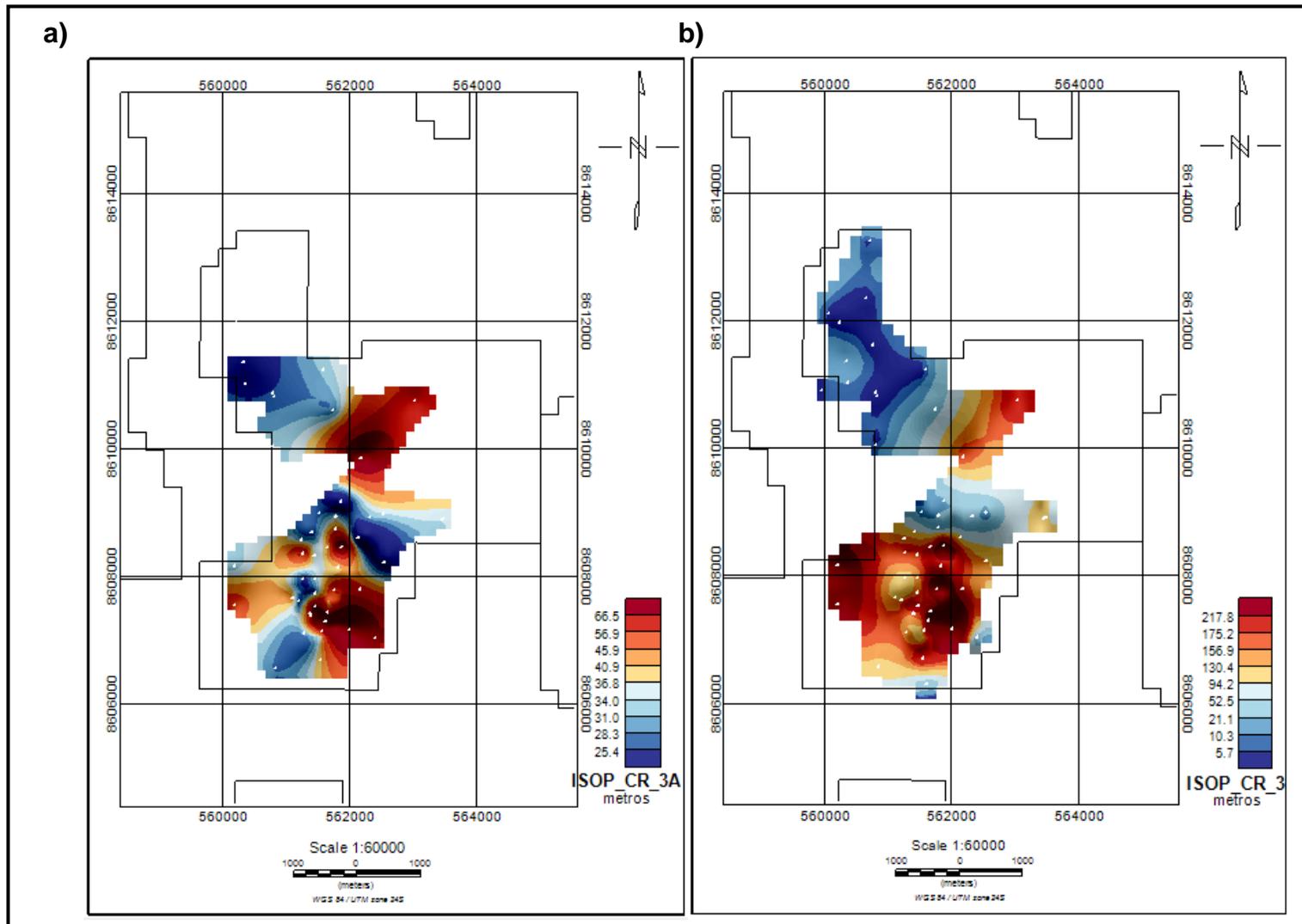


Figura 42: a) Mapa de isópacas do estágio CR-3A; b) Mapa de isópacas do sistema CR-3 – Campo de Massapê.

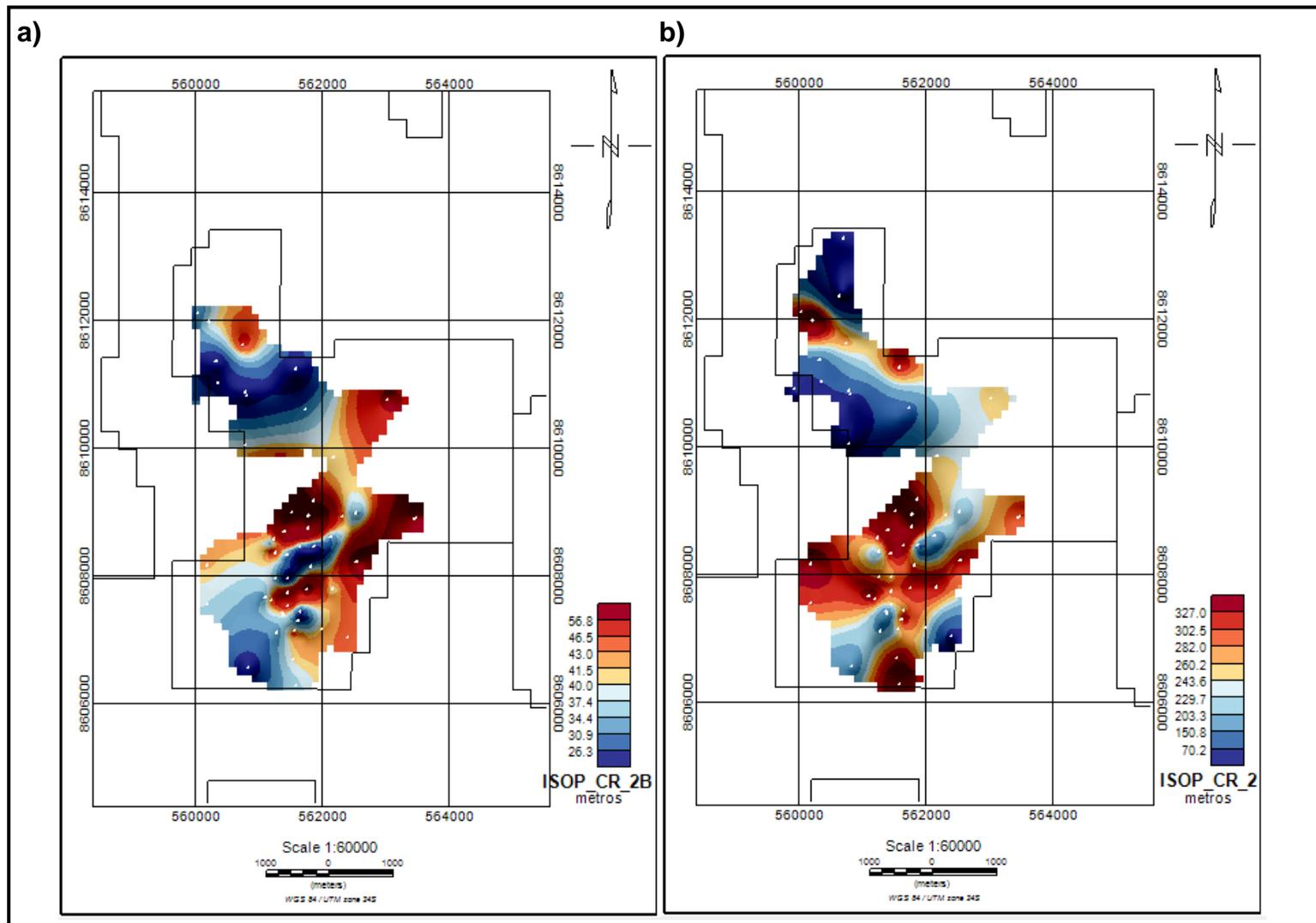


Figura 43: a) Mapa de isópachas do estágio CR-2B; b) Mapa de isópachas do sistema CR-2 – Campo de Massapé.

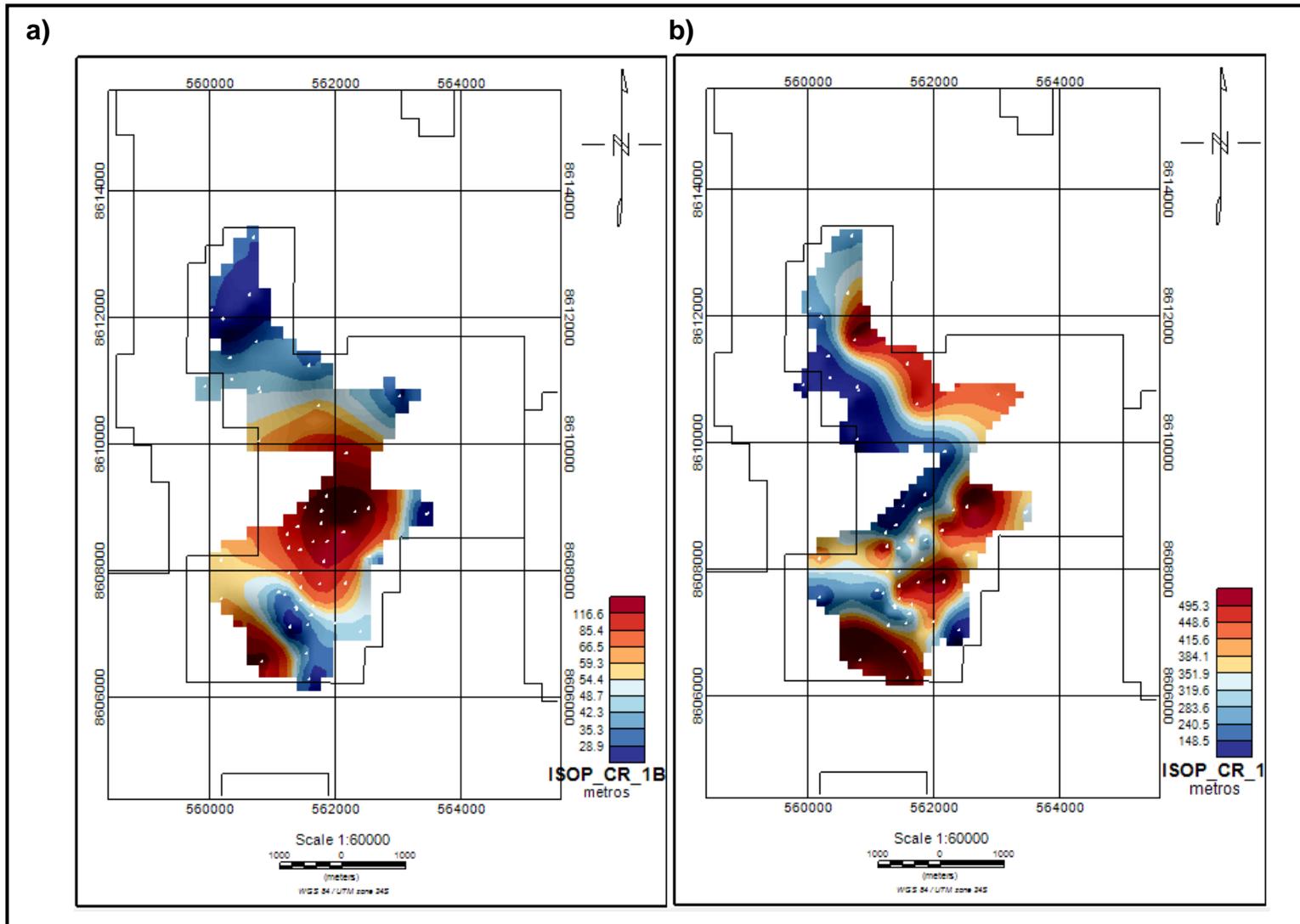


Figura 44: a) Mapa de isópacos do estágio CR-1B; b) Mapa de isópacos do sistema CR-1 – Campo de Massapé.

A avaliação dos mapas de isópacas por sistema turbidítico permitiu tanto delimitar os depocentros no Campo de Massapê como avaliar o comportamento dos mesmos. Segundo o mapa referente a zona CR_3 é possível verificar que as maiores espessuras estão na porção S_SE do Campo de Massapê (Fig. 45). Já na zona CR-2, como mostra a figura 46, as maiores espessuras estão concentradas na porção centro-sul da área de estudo, deslocadas mais a W daquelas maiores espessuras sugeridas para o CR-3. Enquanto no sistema CR-1 parece haver dois depocentros tectono-deposicionais, um localizado ao Norte e outro mais ao Sul (Figura 47). Considerando que a zona CR-3 é a zona mais profunda, a zona CR-2 é a zona intermediária e a zona CR-1 a mais rasa, é possível concluir que houve uma variação dos depocentros locais ao longo do tempo, assumindo o sentido de sul para norte. A figura 48 compreende os três sistemas turbidíticos a fim de facilitar a visualização da migração dos depocentros.

Uma explicação para essa variação tectono-deposicional ainda não é bem definida, mas supõe-se que a forte tectônica da fase rifte, ocorrida durante o processo de fragmentação do Gondwana, tenha causado a fragmentação em blocos basculhados, particularmente no sul, próximo a zona de transferência Mata-Catu e a falha da Barra, no qual variações de depocentros são comuns (Magnavita, 2000). Somado ao tectonismo, o diapirismo de folhelho presente nesta porção da bacia, segundo Silva *et al.* (2007) pode afetar e controlar as configurações deposicionais, alterando o espaço de acomodação e a direção dos fluxos de turbiditos que compõem as zonas CR-1, CR-2 e CR-3.

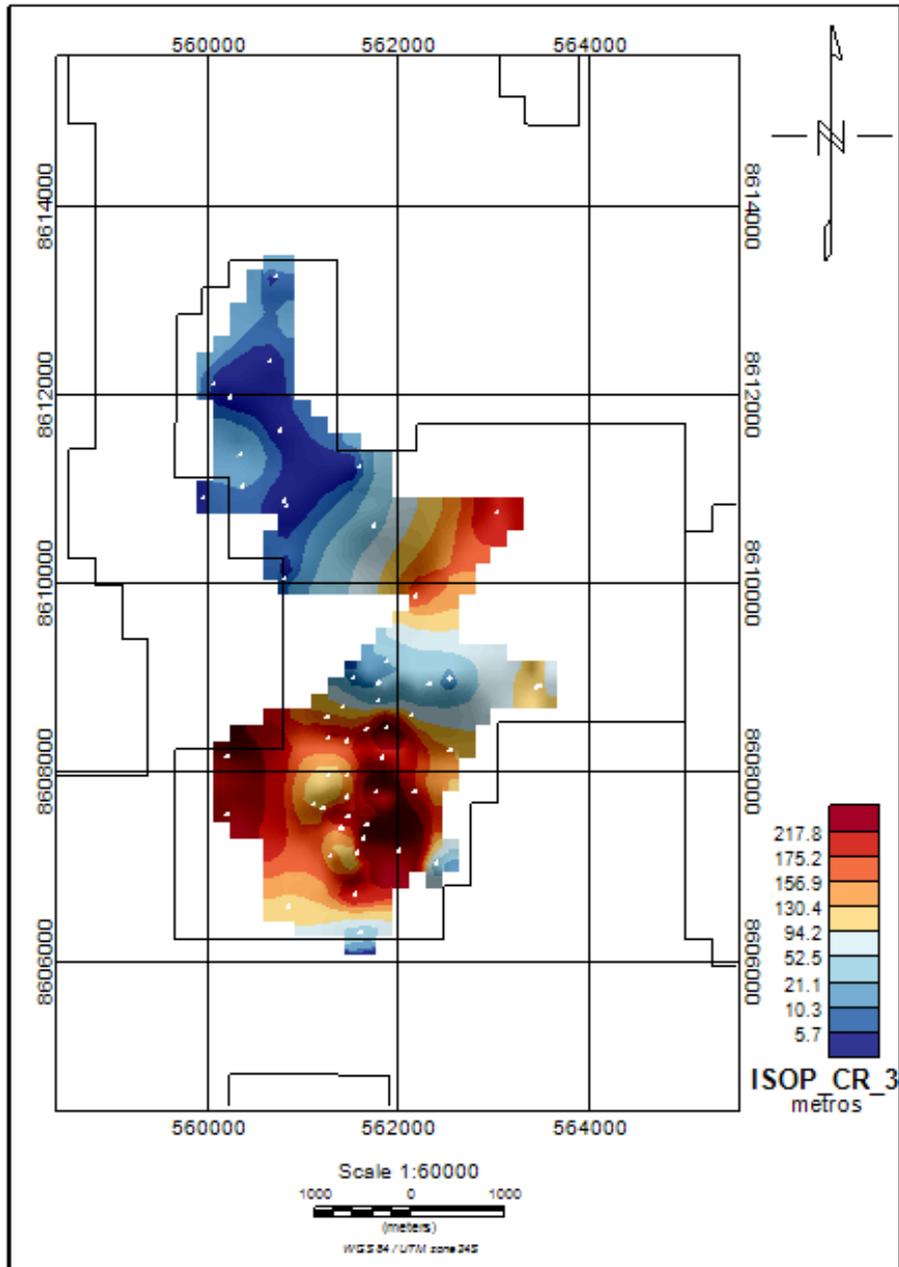


Figura 45: Mapa de isópacas do sistema turbidítico CR-3, com depocentro localizado na porção Sul do Campo de Massapê.

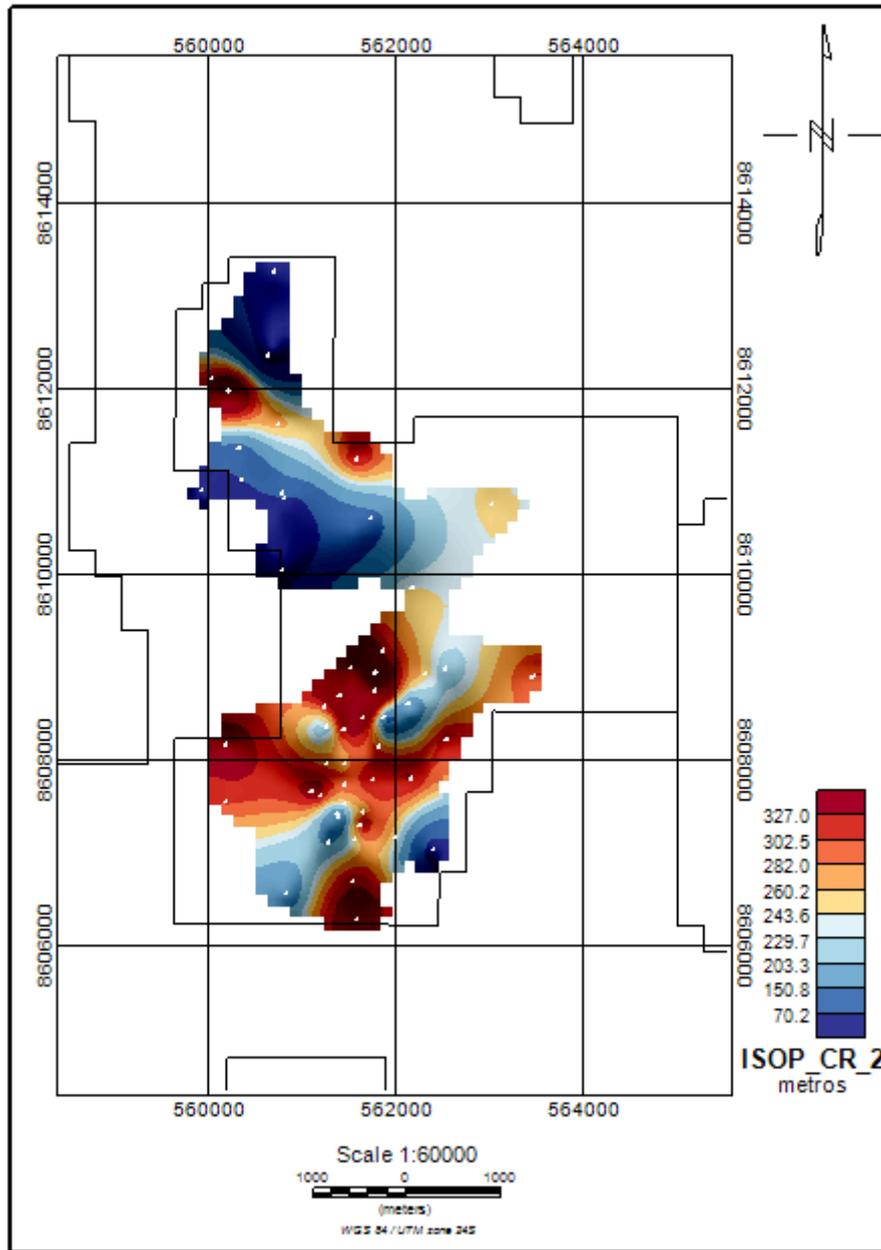


Figura 46: Mapa de isópacas do sistema turbidítico CR-2, com depocentro localizado na porção Centro-Sul do Campo de Massapê.

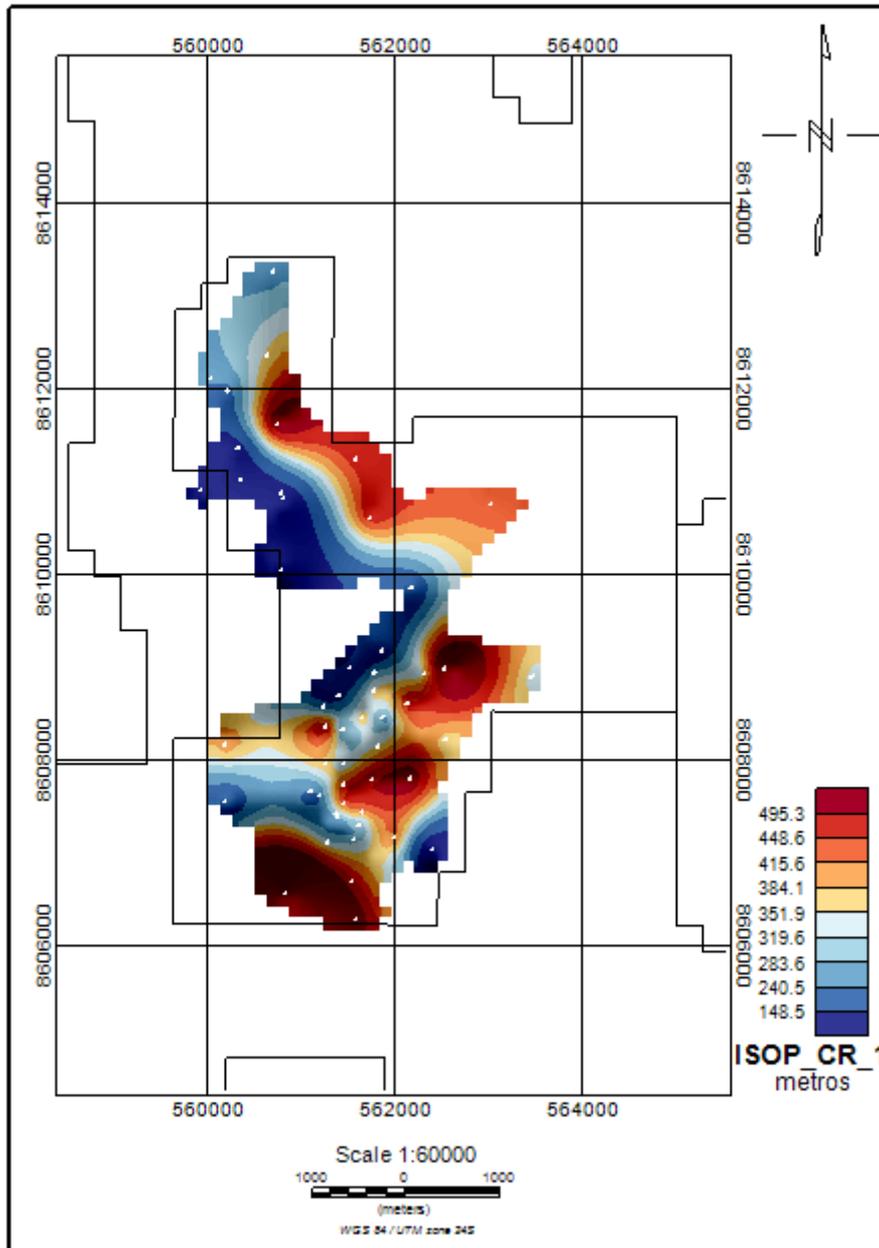


Figura 47: Mapa de isópacas do sistema turbidítico CR-1, com 2 depocentros bem definidos, um ao Sul e outro ao Norte, provavelmente indicando dois fluxos turbidíticos, com sentido SW-NE e NW-SE, respectivamente.

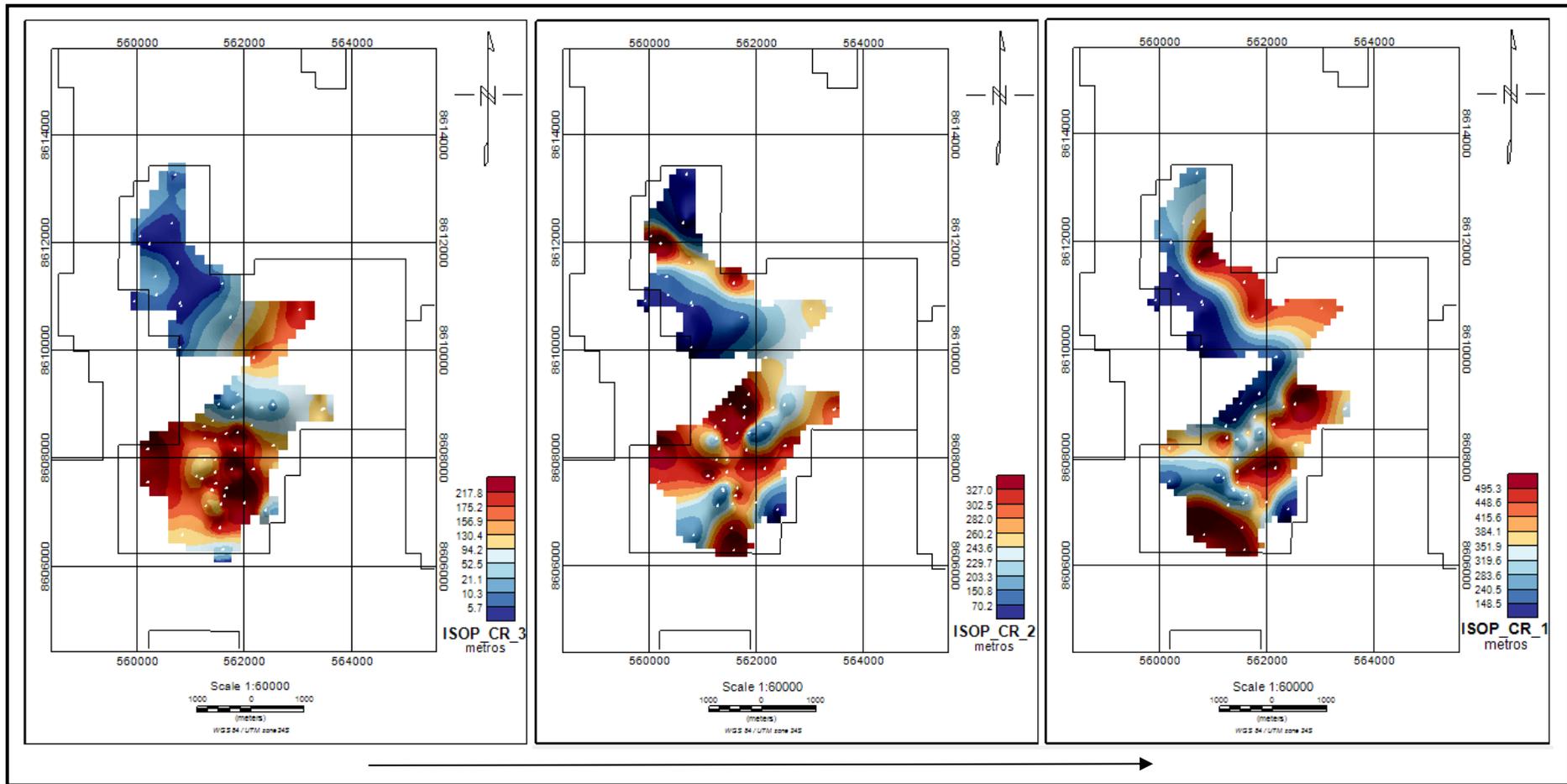


Figura 48: Síntese das três zonas de produção, CR-3, CR-2 e CR-1, como mostra a seta em preto. Evidenciando a variação dos depocentros do sentido Sul para Norte ao longo do tempo.

5.2.2 Mapas de Isólitas de Reservatório e Mapas Estruturais

A elaboração das eletrofácies e a classificação em zonas de reservatório e não-reservatório, permitiram a geração de mapas de isólitas, ou seja, mapas de um tipo de rocha ou de uma determinada litologia em uma unidade estratigráfica. Como o pilar deste trabalho é mapear a distribuição dos turbiditos, os mapas de isólitas de reservatório assumem um papel fundamental. Para compreender o fluxo preferencial assumido pelos corpos turbidíticos, estes mapas serão avaliados juntamente com os mapas estruturais dos marcos estratigráficos.

Os marcos estratigráficos conhecidos como Acarajé e Abará, são representados por espessos pacotes de folhelhos, bem definidos nos perfis de poços geofísicos e presentes entre dois sistemas turbidíticos. Segundo Freire *et al.* (2019), estes podem estar relacionados a momentos de inatividade tectônica, com pouco movimento de falhas e/ou períodos de aridez, com baixo fluxo sedimentar para o paleolago do Recôncavo. Em ambos os casos, haveria falta de um gatilho para iniciar as correntes de turbidez que geravam os reservatórios turbidíticos do Campo Massapê. Estudos bioestratigráficos adicionais são necessários para uma melhor análise paleoambiental e paleoecológica, capazes de melhor compreender a profundidade desse paleo-lago e por quais variações climáticas foi influenciado.

Sabendo que o sistema CR-3 é limitado na base pela Formação Candeias e ao topo pela Marco Abará, seguido do sistema CR-2 com o Marco Acarajé ao topo e por fim o sistema CR-1, a correlação dos mapas de isólitas de reservatório das três zonas de produção com os mapas estruturais dos marcos e do topo da Fm. Candeias, permitiu observar um padrão deposicional dos corpos turbidíticos. Estes se acomodaram nos baixos estruturais presentes na região. A figura 49, mostra à esquerda o topo da Formação Candeias, com a identificação da calha na cor azul, e a direita é possível observar que os turbiditos do sistema CR-3 estão localizados, exatamente, nessa região de baixo. De forma análoga, os turbiditos do sistema CR-2 foram mapeados nos baixos estruturais do Marco Abará, assim como reservatórios do sistema CR-1, se acomodaram nas regiões de baixo do Marco Acarajé, como mostram as figuras 50 e 51, respectivamente.

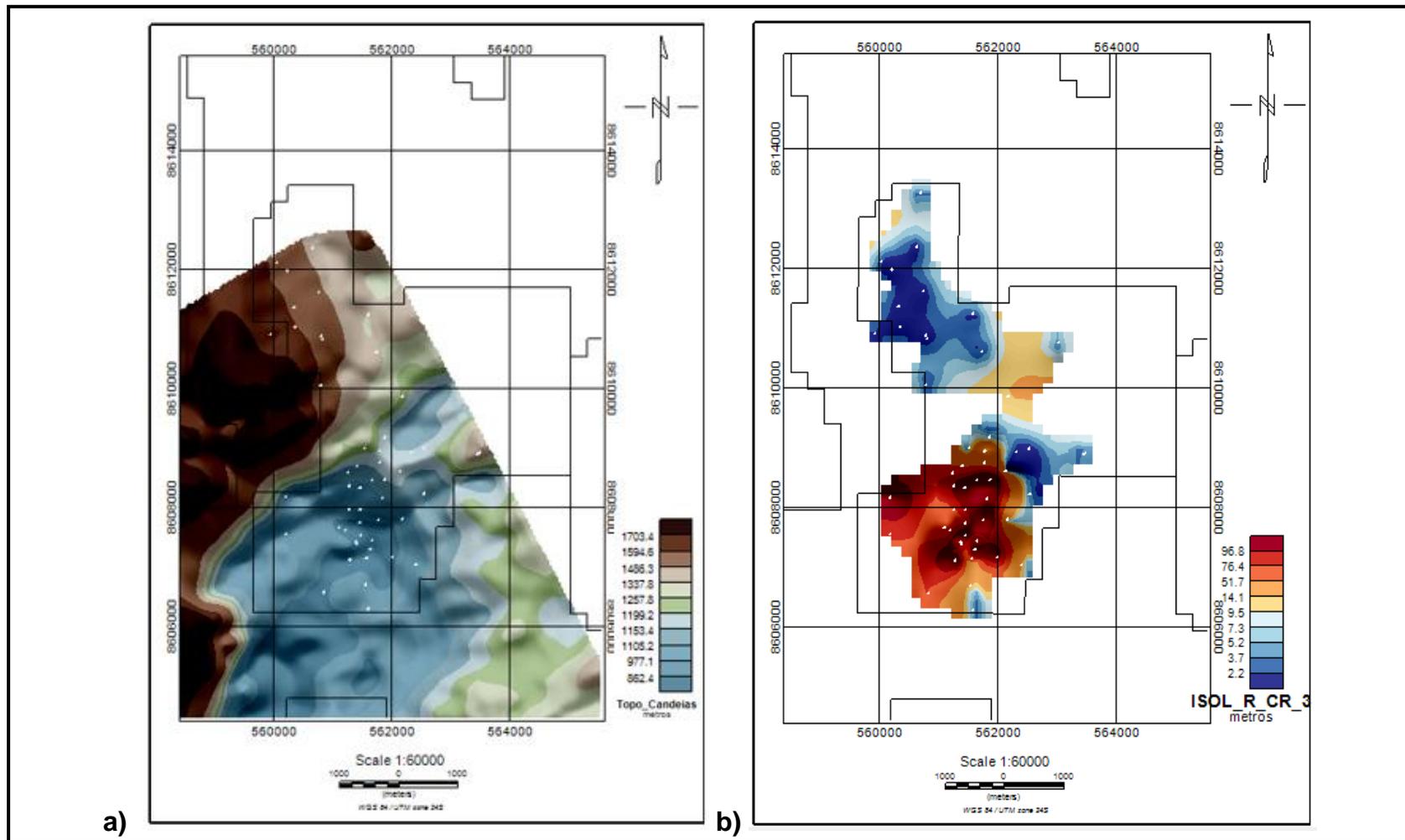


Figura 49: a) Mapa estrutural sísmico em tempo do Topo da Formação Candéias. b) Mapa de isólitras de reservatório do sistema CR-3, evidenciando que os turbiditos estão depositados na calha.

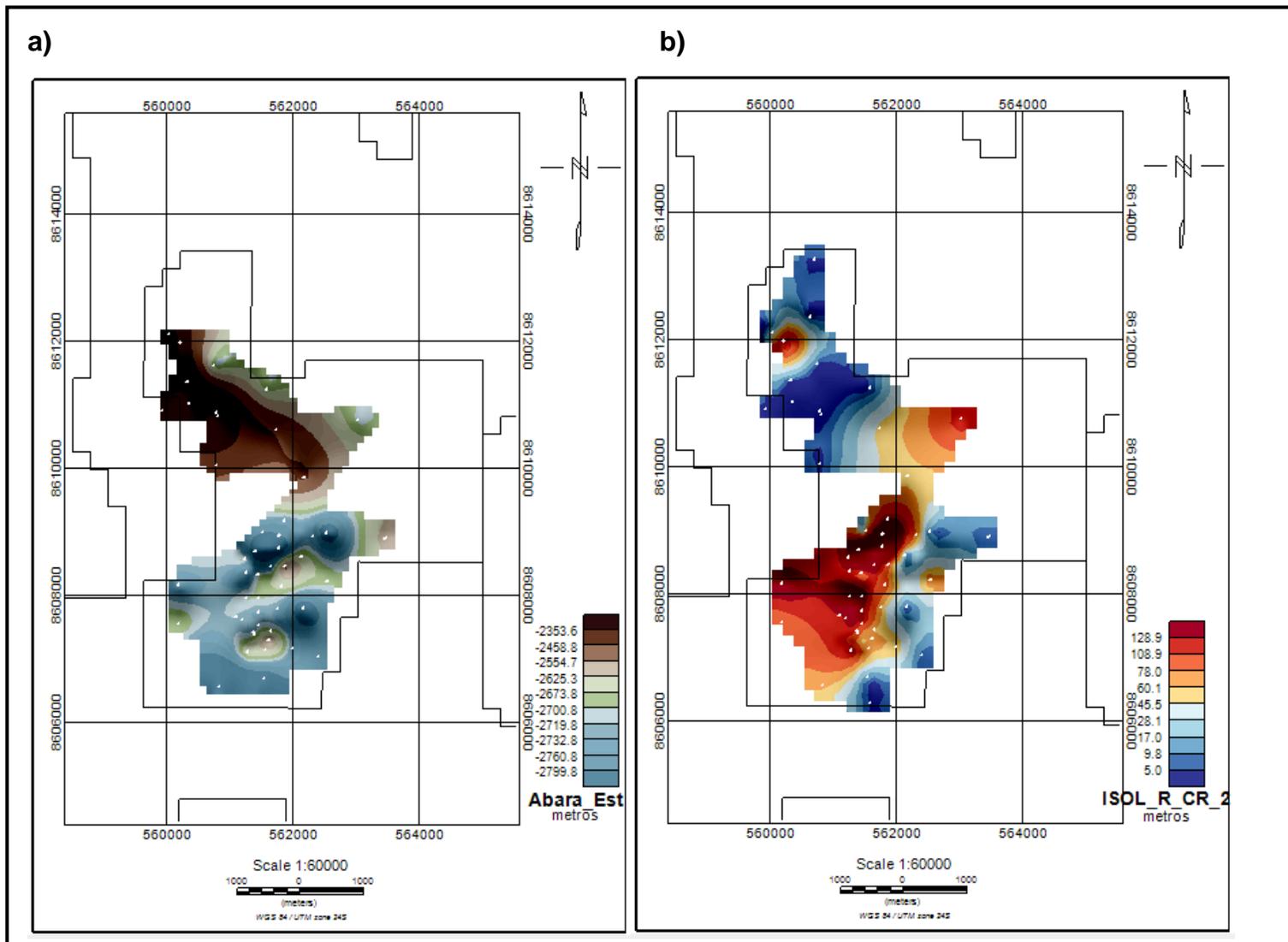


Figura 50: a) Mapa estrutural (a partir de poços) do Marco Abará. b) Mapa de isólicas de reservatório do sistema CR-2.

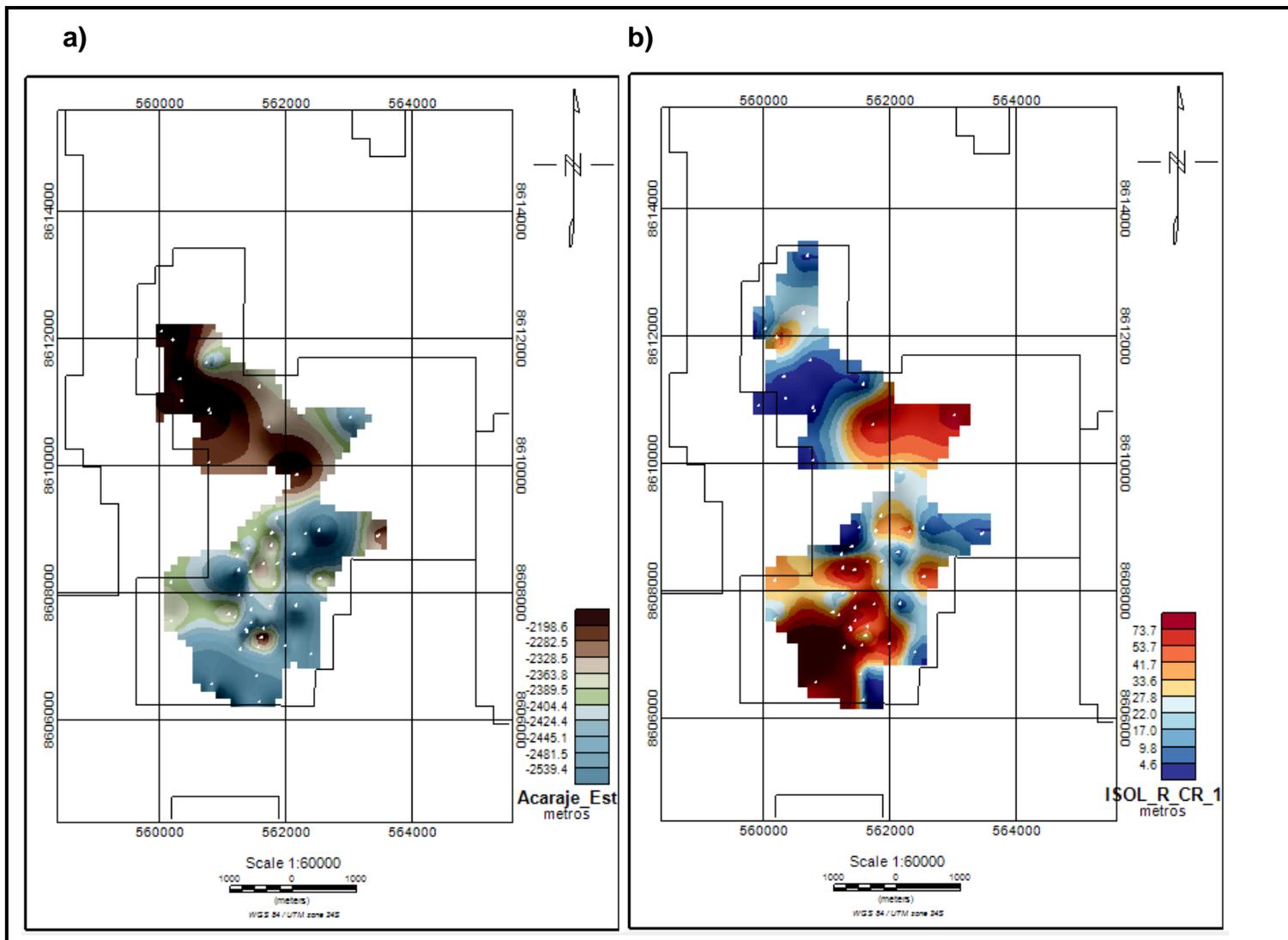


Figura 51: a) Mapa estrutural (a partir de poços) do Marco Acarajé. b) Mapa de isólicas de reservatório do sistema CR-1.

5.2.3 Mapas de Isólitas de Não-Reservatório

No que tange as fácies de *slurries*, siltitos e folhelhos, os mapas de isólitas dos não-reservatórios assumem um papel importante para determinar as regiões não rentáveis ao mercado de óleo e gás. Este serão descritos em conjunto com os mapas de isólitas de reservatório, a fim de compararmos essa distribuição.

As figuras 52, 53 e 54 representam exemplos do comportamento assumido pelas fácies não-reservatório, que tendem a ocupar os espaços nas bordas dos arenitos, corroborando o resultado encontrado nos mapas de isólitas de reservatório. Para esta análise foi preciso avaliar por estágio turbidítico, pois em escala de sistema turbidítico não era claro essa inferência. Foram escolhidos três estágios turbidíticos, um para cada sistema. Todos os outros mapas gerados, de todos os estágios e das zonas de produção CR-1, CR-2 e CR-3 se encontram no Apêndice 2, juntamente com os mapas de isólitas de reservatório.

Na figura 52 observa-se o estágio CR-3D, no qual as isólitas de reservatório tendem a se concentrar na região central do mapa, enquanto os folhelhos, siltitos e *slurries* se depositam no seu entorno. Já na figura 53 o estágio turbidítico que melhor representava esse comportamento foi o CR-2B, em que os arenitos se acumulam mais à esquerda do mapa (Figura 53a) e o mapa de isólitas de não-reservatórios (Figura 53b) ratifica este resultado ao se aglomerarem na porção mais à direita. Por fim, o estágio CR-1J foi escolhido para representar o sistema CR-1 (Figura 54). Neste foi possível constatar que as isólitas de reservatório se encontram bem demarcadas na parte inferior e central do mapa, enquanto no mapa de não-reservatório, os maiores valores de fato se encontram entre essas porções.

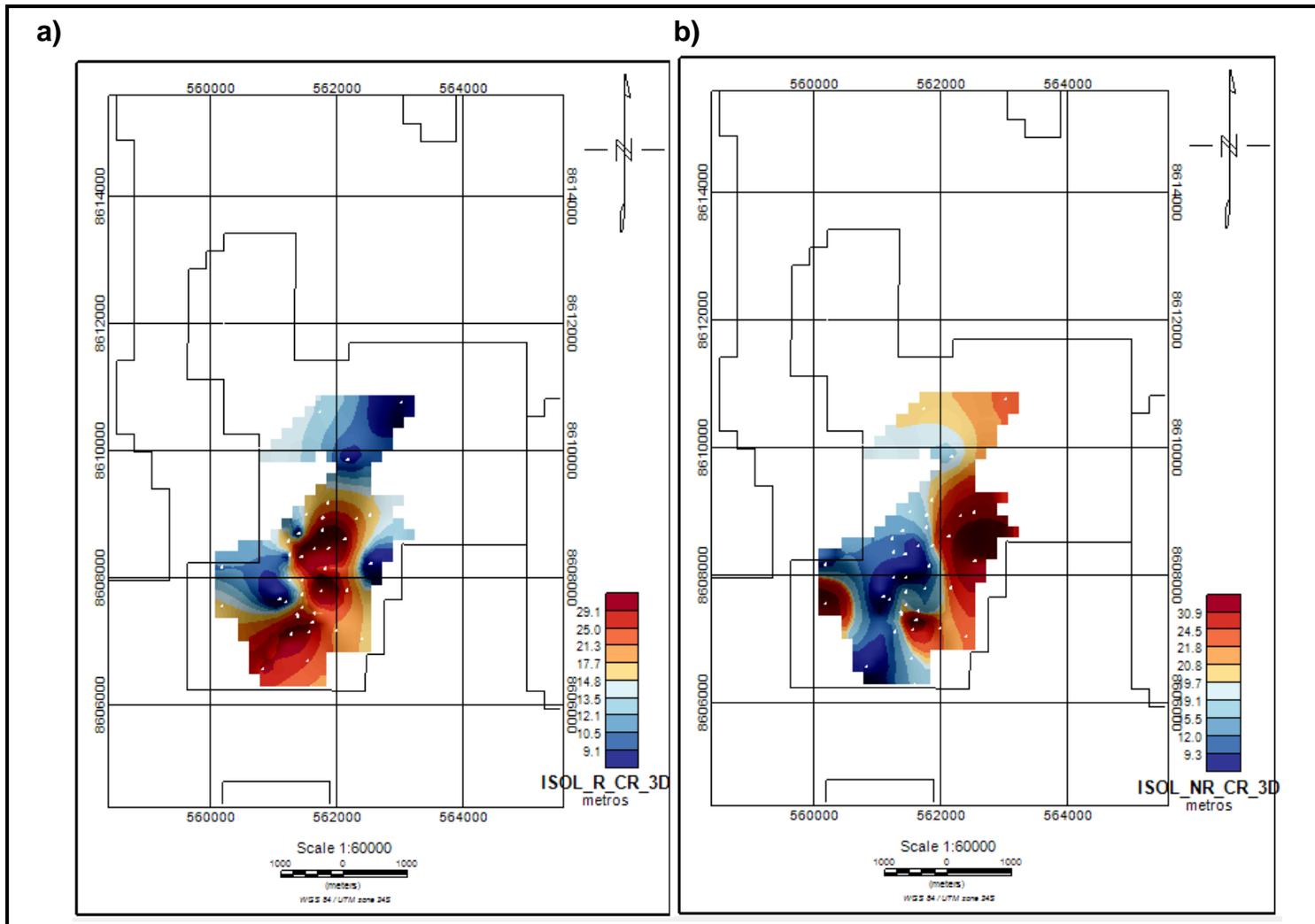


Figura 52: a) Mapa de isótopos de reservatório do estágio CR-3D; b) Mapa de isótopos de não-reservatório do estágio CR-3D.

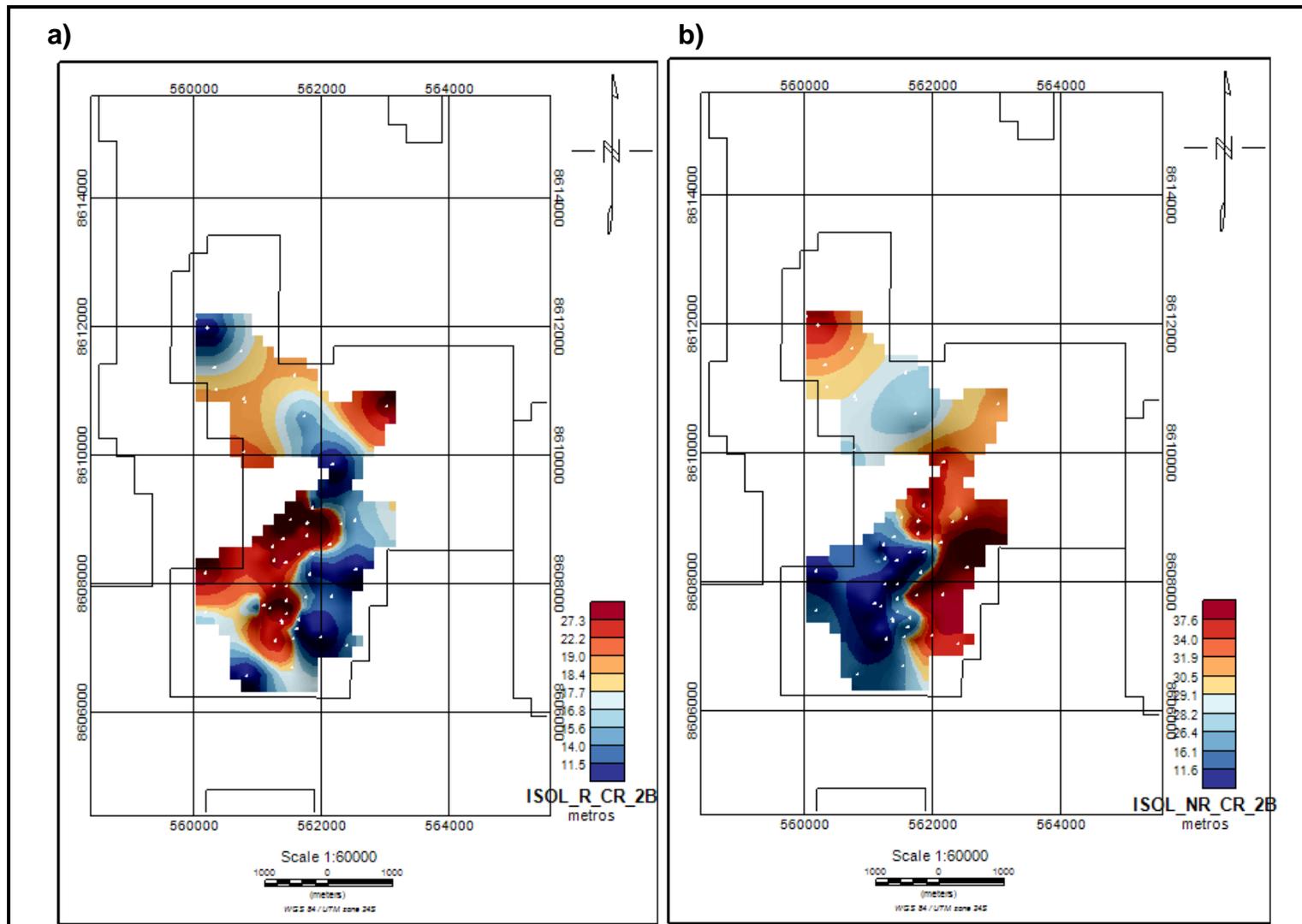


Figura 53: a) Mapa de isólicas de reservatório do estágio CR-2B; b) Mapa de isólicas de não-reservatório do estágio CR-2B.

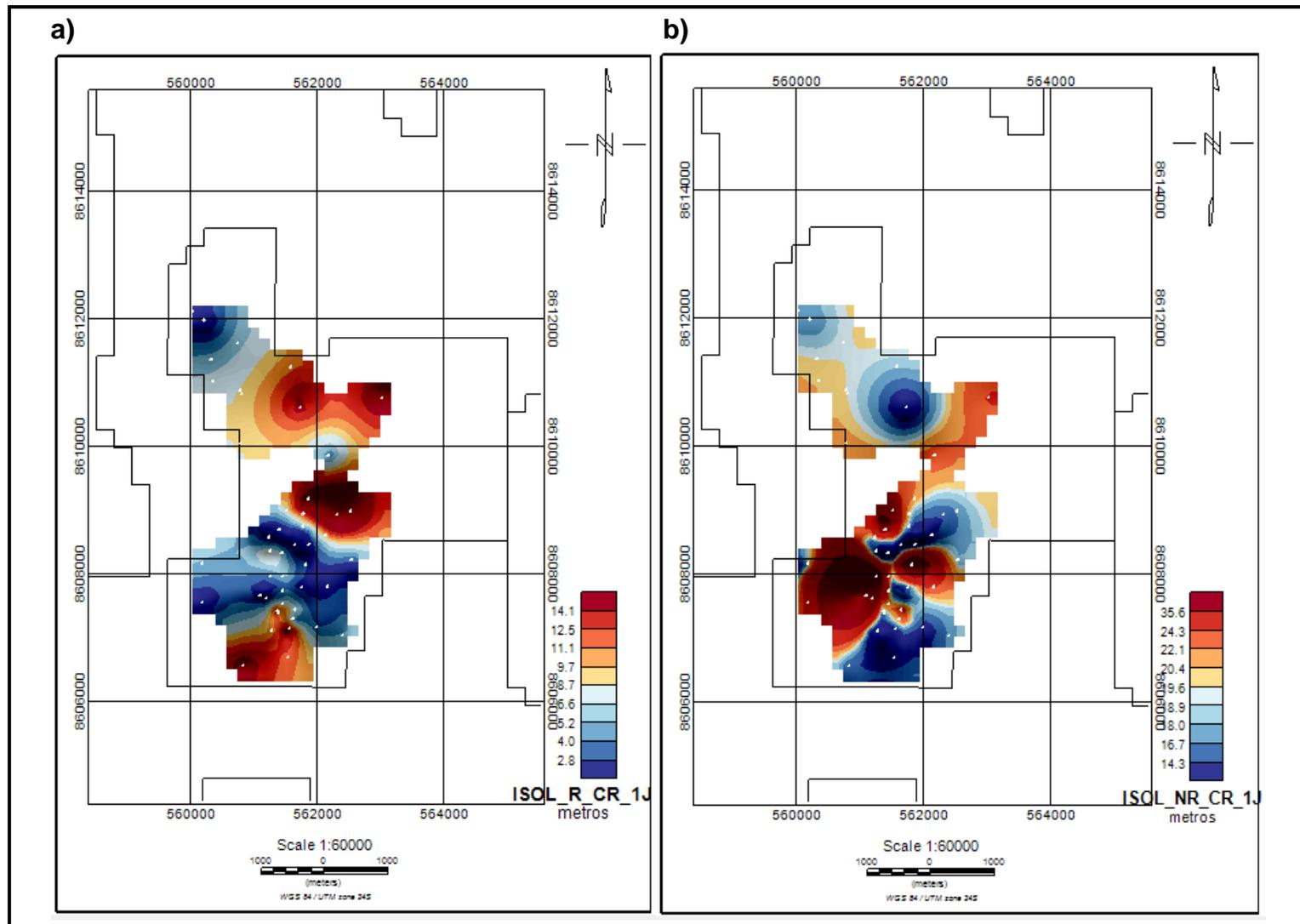


Figura 54:a) Mapa de isólitas de reservatório do estágio CR-1J; b) Mapa de isólitas de não-reservatório do estágio CR-1J.

5.2.4 Mapas da Razão Reservatório/Não-Reservatório

Após o entendimento do comportamento dos depocentros, da localização dos reservatórios no Campo de Massapê e das áreas não economicamente interessantes para o mercado de óleo e gás, a atenção se voltou para geração dos mapas da razão reservatório/não-reservatório. Vale ressaltar que, na maior parte dos poços o sistema turbidítico CR-2 apresentou a maior razão, como visto no gráfico da figura 39. No entanto, nos poços em que o sistema CR-3 obteve uma maior razão res/nres, a diferença dos valores para o sistema CR-2 foram muito expressivos. Sendo assim, como a geração desses mapas consistiu no agrupamento dos valores por sistemas, no todo a zona de produção CR-3 apresentou uma razão superior a zona de produção CR-2, como também pode ser observado na Tabela 12. Além de observar que nos três sistemas turbidíticos, como mostram as figuras 55, 56 e 57, as maiores razões se concentram na porção Sul-Sudoeste do mapa. Desta forma, é possível inferir que a área fonte se encontra ao Sul do Campo de Massapê e que o fluxo turbidítico observado na região possui o sentido de Sul para Norte.

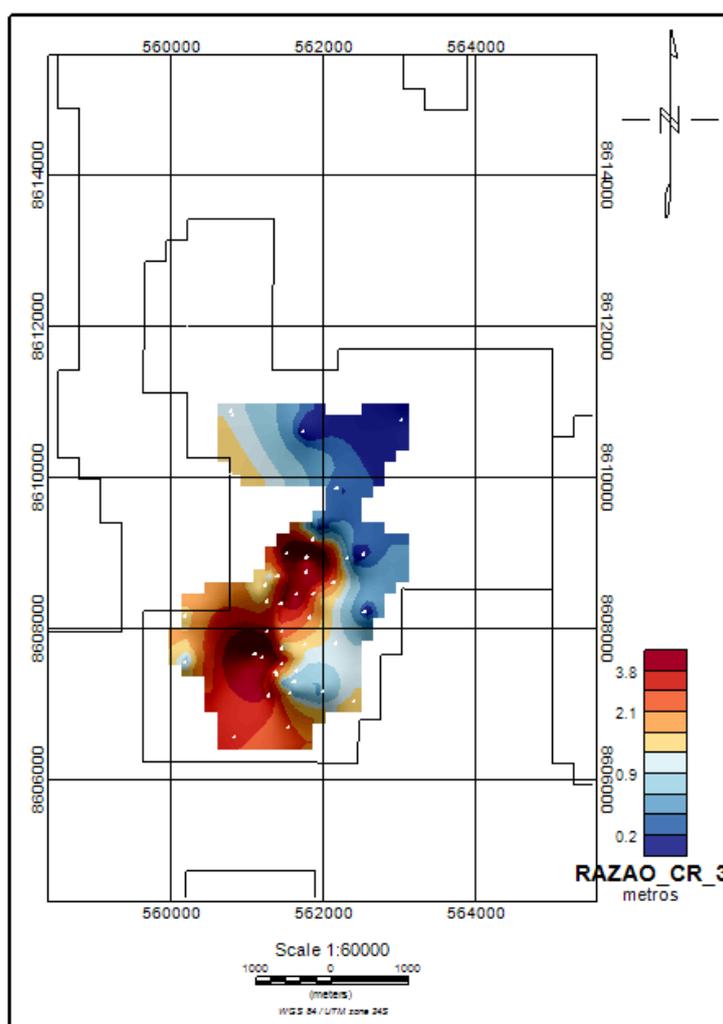


Figura 55: Mapa da razão res/nres do sistema CR-3.

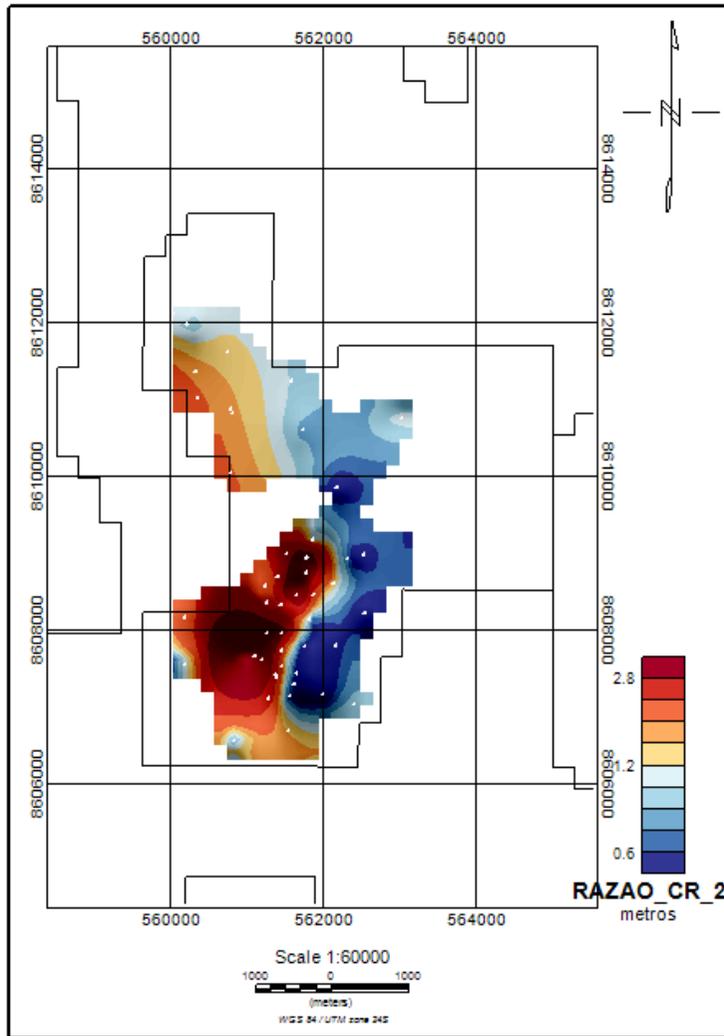


Figura 56: Mapa da razão res/nres do sistema CR-2.

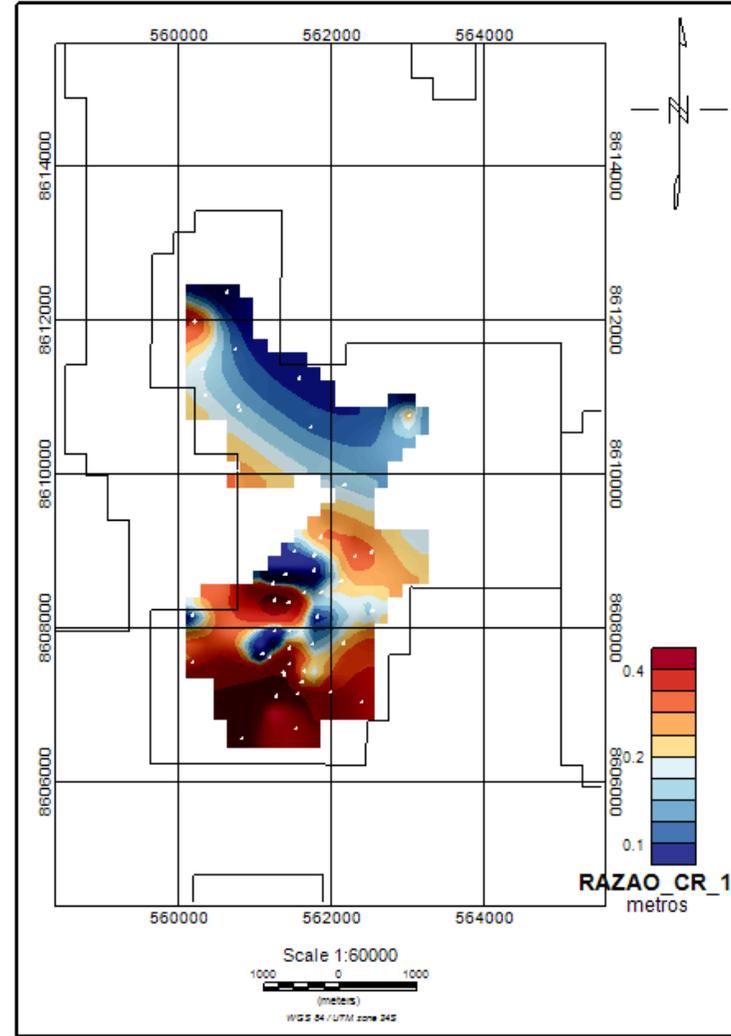


Figura 57: Mapa da razão res/nres do sistema CR-1.

6. CONCLUSÕES

A criação das eletrofácies de forma automatizada, através da utilização do Perfil DRDN, se mostrou satisfatório. Otimizar o tempo operacional e mitigar as chances de erro, se interpretadas de forma manual, foram as principais vantagens.

O comportamento dos perfis DT e NPHI-RHOB propiciaram a diferenciação das fácies folhelhos nos estágios turbidíticos CR-2A e CR-3A e nos marcos estratigráficos Acarajé e Abará. Sendo possível corrigir o erro da superestimação da razão reservatório/não-reservatório nos estágios.

Através dos mapas de isópacas foi possível observar que os depocentros no Campo de Massapê se deslocaram ao longo do tempo, assumindo o sentido de Sul para Norte, tendo a tectônica e o diapirismo de folhelho como os principais agentes. A correlação dos mapas estruturais com os mapas de isólitas de reservatório, propiciaram a localização das zonas reservatório, depositadas preferencialmente nos baixos estruturais. Informação de extrema relevância para locação de poços pela indústria petrolífera.

Os mapas de isólitas de não-reservatório evidenciaram dois importantes aspectos: as regiões de insucessos exploratórios e ratificaram a localização dos reservatórios. Vale ressaltar que essa análise só pôde ser constatada na escala de estágio turbidítico, não sendo bem sinalizada para os sistemas. Os dados adquiridos com os perfis de poços mostraram que a razão reservatório/não-reservatório é maior nos sistemas CR-2 e CR-3. Através desses mapas foi possível mapear a área fonte, localizada na região Sul do Campo de Massapê, inferindo que o sentido assumido pelo fluxo turbidítico é de Sul para Norte.

Todas as análises foram realizadas em escala local – Campo de Massapê. Visando resultados mais robustos, recomenda-se que toda a metodologia seja replicada para os campos de produção Cantagalo e Cexis, no qual propiciará uma avaliação regional. Ademais, um melhor mapeamento dos diápiros verificando a possibilidade de existirem componentes estruturais atuantes na região, são de suma importância.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRIOTTI, J. L. S. 1988. **Introdução à Geoestatística**. Acta Geologica Leopoldensia, n. 27, v. 11, p. 7-82. Porto Alegre – Rio Grande do Sul.
- ANP, 2015. **Massapê**. Plano de Desenvolvimento Aprovado na Reunião de Diretoria nº 828 de 16/12/2015, Resolução nº 1052/2015.
- ANP, 2017. **Bacia do Recôncavo**. 14º Rodada, Licitações de Petróleo e Gás. Sumário Geológico e Setores em Oferta. Superintendência de definição de blocos.
- ANP, 2020. **Boletim de Recursos e Reservas de Petróleo e Gás Natural 2019**. Superintendência de Desenvolvimento e Produção – SDP.
- ANP, BDEP. **Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo**. Disponível em <http://www.bdep.gov.br> e acessado em 01/06/2020.
- ARCHIE, G. E. 1950. **Introduction to petrophysics of reservoir rocks**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 34, no. 5, p. 943-961.
- AZEVEDO, L.; SOARES, A. 2017. **Geostatistical Methods for Reservoir Geophysics**. Leuven, Heverlee, Belgium, 159p.
- BARBOZA, E.G. 2005. **Análise Estratigráfica do Campo de Namorado (Bacia de Campos) com base na Interpretação Sísmica Tridimensional**. Tese de Doutorado apresentada a Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BOHLING, G. 2005. **Introduction to Geostatistics and Variogram Analysis**. Kansas Geological Survey.
- BOUMA, A.H. 1962. **Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation**. Elsevier, Amsterdam, v. 168.
- CAIXETA, J.M. 1988. **Estudo faciológico e características de reservatório dos arenitos produtores de gás do Campo de Jacuípe (Cretácio Inferior), Bacia do Recôncavo, Brasil**. Dissertação de Mestrado da Universidade Federal de Ouro Preto. Minas Gerais.

CAIXETA, J. M.; BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L. V.; FEIJÓ, F. J. 1994. **Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 163-172.

CARVALHO, P.B. 2014. **Caracterização petrofísica do Campo de Namorado a partir de perfis de poços**. Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense. Niterói- Rio de Janeiro.

CASTRO, T. M.2016. **Uma nova abordagem para estimativa de argilosidade usando perfis de porosidade**.Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense. Niterói- Rio de Janeiro.

CLAVIER, C.; HOYLE, W. R.; MEUNIER, D., 1971. **Quantitative interpretation of TDT logs**. Partes 1 e 2: Journal of Petroleum Technology, vol. 23, p.743–763.

D'AVILA, R. S. F., ARIENTI, L. M., ARAGÃO, M. A. N. F., VESELY, F. F., SANTOS, S. F., VOELCKER, H. E., ... & PAIM, P. S. G. 2008. **Ambientes marinhos profundos: Sistemas turbidíticos**. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. São Paulo, Beca, 244-301.

D'ÁVILA, R. S. F.; PAIM, P. S. G. 2003. **Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos.Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – Estudo de Casos**. Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L; A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO. J. V.; VALENTE, C. B. R.; PERROTTA, M. M.; HEINEC, C. A. 2003. **Geotectônica do Escudo Atlântico**. In: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas & SIG. Brasília, CPRM, Serviços Geológico do Brasil, p. 227-334.

DESTRO, N.; SZATMARI, P.; ALKMIM, F. F.; MAGNAVITA, L. P. 2003. **Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the**

Recôncavo rift, northeast Brazil. American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG): v. 87, n. 7, p.1123-1144.

DOVETON, J.H. 1994. **Geological log interpretation.** Lawrence, University of Kansas, 169p.

FIGUEIREDO, A.M.F. 1985. **Avaliação de formações no Brasil. Geologia das bacias brasileiras.** – In: Conferência de avaliação de Formações no Brasil. Anais Sociedade Comercial Brasileira de Pesquisas do Subsolo pelo Método “Schlumberger”.

FRANCIS, M. V. 2017. **Estimativa e análise de propriedades dos reservatórios do Campo de Maui na Bacia de Taranaki, Nova Zelândia.** Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense. Niterói- Rio de Janeiro.

FREIRE, A. F. M .; LUPINACCI, W. M.; PEQUENO, H.C.; SANTOS, G. F. R.; RAMOS, M.M.; NEVES, I.A.; LEONE, Y.; SILVA, C. F. 2018. **High resolution stratigraphy in 3rd and 4th order turbiditic stages of the Caruaçu Member of the Maracangalha Formation, Campo de Massapê, Recôncavo Basin - BA.** 49th Brazilian Congress of Geology.

FREIRE, A. F. M .; SANTOS, G. F. R.; SILVA, C. F.; PEQUENO, H.C.; LEAL, I. P. M.; LUPINACCI, W. M.; ÁVILA, R. S. F. 2019. **High resolution stratigraphy using well logs to identify turbidite stages in the Massapê oil field, Recôncavo Basin, Brazil.** 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

FREIRE, A.F.M.; SILVA, C. F.; SANTOS, G. F. R.; LUPINACCI, W. M. 2020. **Recognition of turbidite stages in the Massapê oil field, Recôncavo Basin - Brazil, using well logs.** Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 192 doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107279.

GABAGLIA, G.P.R. 1990. **Paleossismicidade e Sedimentação – Contribuição à Geologia do Compartimento Sul da Bacia do Recôncavo – BA.** Dissertação de Mestrado apresentada ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

GAYMARD, R. D., POUPON, A., 1970. ***The evaluation of clay content from logs***. Trans. of SPWLA 11th Annual Logging Symposium, pages 1–21.

GONTIJO, L. F. 2011. **Estudo de Mecanismos e Processos de Sedimentação em Fluxos Gravitacionais de Sedimento da Formação Maracangalha, Membro Caruaçu. Aplicação da Metodologia de Estudo Rocha X Perfil na Predição da Qualidade dos Reservatórios**. Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia.

GUERRA, G.S.; BORGHI, L. 2003. **Fácies sedimentares gravitacionais e deformacionais da Formação Maracangalha em afloramento e sua importância na exploração da Bacia do Recôncavo**. 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás. Rio de Janeiro.

GUIMARÃES, M.S.B; DENICOL, P.S.; GOMES, R.M.R. 2008. **Avaliação e caracterização de reservatórios laminados: comparação entre as ferramentas convencionais e o perfil de indução multicomponente**. Revista Brasileira de Geociências, vol. 38, 188-206p.

HORSCHUTZ, P. M. C., TEIXEIRA, A. A. **Diapirismo de folhelho na Bacia do Recôncavo**. Boletim técnico Petrobras, Rio de Janeiro, 12 (4): 403-438, out./dez. 1969.

KOSIN, M.D. 2009. **O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 17, n. 1, p. 89-108.

KUENEN, P. H., & MIGLIORINI, C. I. 1950. ***Turbidity currents as a cause of graded bedding***. The Journal of Geology, 58(2), 91-127.

LARIONOV, W. W., 1969. ***Radiometry of boreholes*** (em russo), NEDRA, Moscou.

LIMA, K. T. P. 2006. **Utilização de Métodos Sísmicos, Perfilagem e Testemunhos de Poços para Caracterização dos Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, BA**. Tese de Doutorado apresentado à Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro / Laboratório de Engenharia e Exploração de Petróleo, Macaé.

LOWE, D.R.; GUY, M. 2000. ***Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem.*** Sedimentology, v. 47, n. 1, p. 31-70.

MAGNAVITA, L. P. 1996. **Sobre a implantação da fase sin-rifte em riftes continentais.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 335- 338.

MAGNAVITA, L.P., SILVA, R.R., SANCHES, C.P. 2005. **Roteiro Geológico: Guia de Campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil.** Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n. 2, p. 301-334.

MATA, M.V.M. 2009. **Análise de agrupamentos dos dados de DFA oriundos de perfis elétricos de indução de poços de petróleo.** Dissertação (Pós-Graduação em Engenharia de Petróleo) – Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

MELLO, U.; DELLA FÁVERA, J.C.; KLEING, G.D. 1971. **Processos gravitacionais subaquosos e rochas sedimentares na parte frontal de um delta cretáceo.** In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, Anais, 3:159-177, São Paulo.

MILANI, E. J.; ARAÚJO, L. M. 2003. **Recursos Minerais Energéticos: Petróleo.** In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: textos, mapas & SIG. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, pág. 541-576.

MILHOMEM, P.S.; MAMAN, E.J.; OLIVEIRA, F.M.; CARVALHO, M.S.S.; LIMA, W.S. 2003. **Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Recôncavo.** Fundação Paleontológica Phoenix, ano 5, n.51.

MUTTI, E.; NORMACK, W.R. 1991. ***An integrated approach to the study of turbidite systems.*** In Weimer, P. and Link, M.H. (eds) Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. Frontiers in Sedimentary Geology, Springer, ch.4, p. 75-106.

NERY, G. G., 2013. **Perfilagem Geofísica em Poço Aberto – Fundamentos Básicos com Ênfase em Petróleo**. Sociedade Brasileira de Geofísica – SBGf. Rio de Janeiro. Brasil. ISBN 978-85-88690-19-6

NETTO, A.S.T.; OLIVEIRA, J.J. 1985. **O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo**. Revista Brasileira de Geociências, v. 15, nº 2, p. 97-102.

NEVES, I.A.; FREIRE, A.F.M.; LUPINACCI, W.M. 2019. ***The influence of shale diapirs on turbidite stages distribution in the Cexis, Cantagalo and Massapê Fields, Recôncavo Basin, Bahia***. 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

OLIVEIRA, L. J. 2005. **Avaliação do uso da perfilagem geofísica para obtenção de informações secundárias para utilização em co-estimativas de variáveis geológicomineiras**. Dissertação (Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais) – Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Porto Alegre.

PEQUENO, H.C. 2019. **Classificação de eletrofácies em Estágios Turbidíticos de 3º e 4º ordens do Membro Caruaçu da Formação Maracangalha. Um estudo de caso do Campo de Massapê, Bacia do Recôncavo**. Dissertação de Mestrado da Universidade Federal Fluminense. Niterói – Rio de Janeiro.

REIS, D.C. 2017. **Caracterização Hidrogeofísica de um poço tubular profundo no Município de Cícero Dantas na sub-bacia do Tucano Central**. Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao departamento de Geofísica da Universidade Federal da Bahia. Salvador- Bahia.

ROSA, H. 2006. **Estudo de Caracterização de Eletrofácies por meio de Perfis Geofísicos de Poços e de Amostras de Testemunhos Utilizando Estatística Multivariada**. Tese de Doutorado – Unicamp. Campinas, São Paulo.

RIDER, M.2002. ***The Geological Interpretation of Well Logs***. Sutherland, Scotland. Second Edition, Rider-French Consulting Ltd, 280 p.

RODRIGUES, B. S. O. 2015. **Interpretação básica de Perfis geofísicos de poços utilizando linguagem Fortran 95 e softwares livres.** Trabalho de Conclusão de Curso apresentada ao departamento de Geofísica da Universidade Federal da Bahia. Salvador- Bahia.

SANTOS, G.F.R. 2019. **Avaliação Petrofísica em Sistemas Turbidíticos do poço 7-MP-22-BA, Campo de Massapê, Bacia do Recôncavo, Bahia.** Trabalho Final de Graduação apresentado ao Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense. Niterói – Rio de Janeiro.

SERRA, O. 1984. **Fundamentals of well-log interpretation. 1. The acquisition of logging data.** Amsterdam: Elsevier, 423 p.

SERRA, O. & L. 2004. **Well Logging – Data Acquisition and Applications.** Ed. Serralog, Méry Corbon, França, cap. 1, 10, 26, 31.

SILVA, H. T. F. 1993. **Flooding surface, depositional elements, and accumulation rates – characteristics of the lower Cretaceous tectono sequence in the Recôncavo Basin, Northeast Brazil.** Ph. D. Thesis, University Texas, Austin, USA.

SILVA, K.A.P. 2019. **Interpretação e correlação de dados de poços e linhas sísmicas 2D da Bacia do Parnaíba – Estado do Maranhão.** Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de Engenharia de Petróleo da Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

SILVA, O.B.; CAIXETA, J.M.; MILHOMEM, P.S.; KOSIN, M.D. 2007. **Bacia do Recôncavo.** Boletim de Geociências da Petrobras, v. 51, p. 423-431.

SILVA, T. C. S. D. 2006. **Modelagem de geração e migração do petróleo na Bacia do Recôncavo, BA.** Dissertação de Mestrado da Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE.

SIMANDOUX, P. 1963. **Dielectric measurements on porous media, application to the measurements of water saturation: study of behavior of argillaceous formations.** Revue de l'Institut Francais du Petrol, 18(suppl), 93-215.

STEVANATO, A.C.R.S. 2011. **Análise Petrofísica de Reservatórios**. Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, São Paulo.

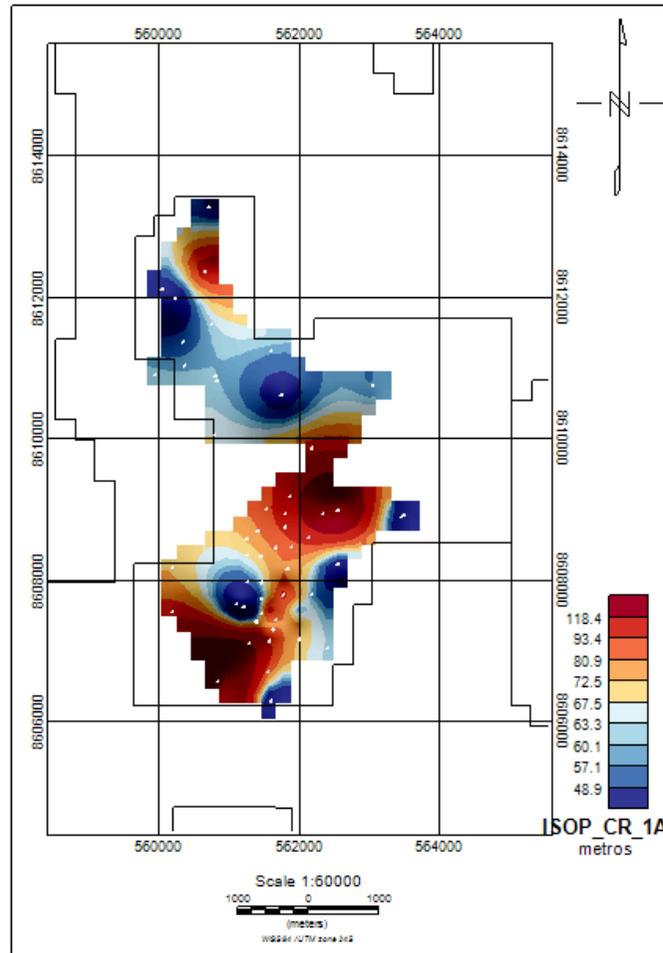
STIEBER, S. J. 1970. **Pulsed neutron capture log evaluation-Louisiana Gulf Coast**. In Fall Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME. Society of Petroleum Engineers.

STULZER, A.M. 2013. **Avaliação da porosidade em rochas sedimentares através do uso de perfis convencionais e de RMN a cabo**. Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de Engenharia de Petróleo da Universidade Federal Fluminense. Niterói – Rio de Janeiro.

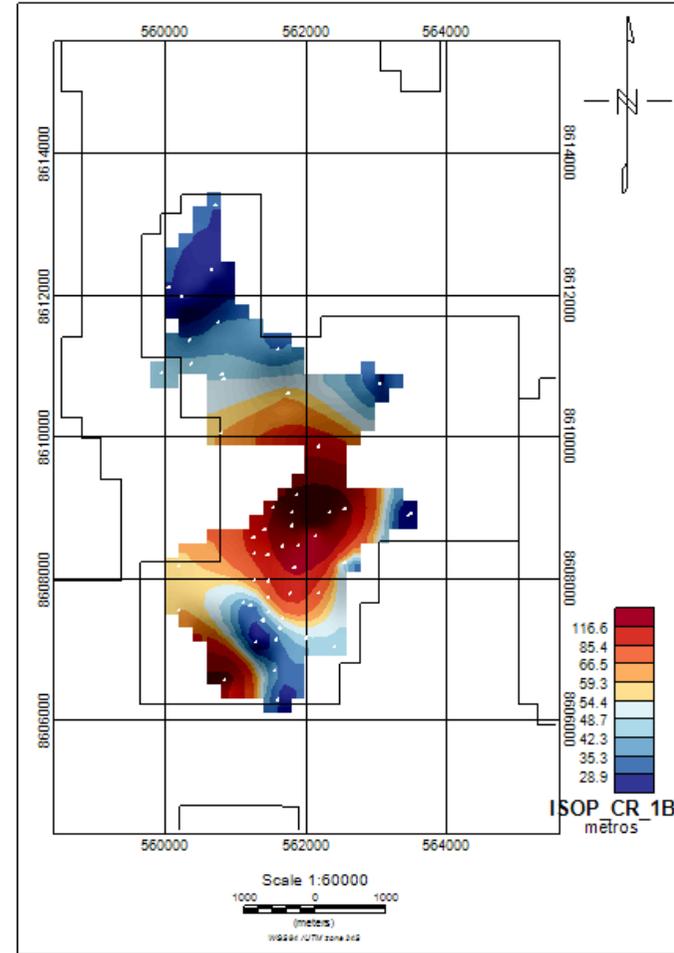
TAKIYA, H. 1991. **Aplicação de métodos quantitativos espaciais a dados geológicos da Bacia de São Paulo**. Dissertação de Mestrado apresentada ao Departamento de Geologia Sedimentar da Universidade de São Paulo.

YAMAMOTO, J.K.; LANDIM, P.M.B. 2013. **Geoestatística: Conceitos e Aplicações**. 1 Ed. São Paulo: Editora Oficina de Textos. 215 p.

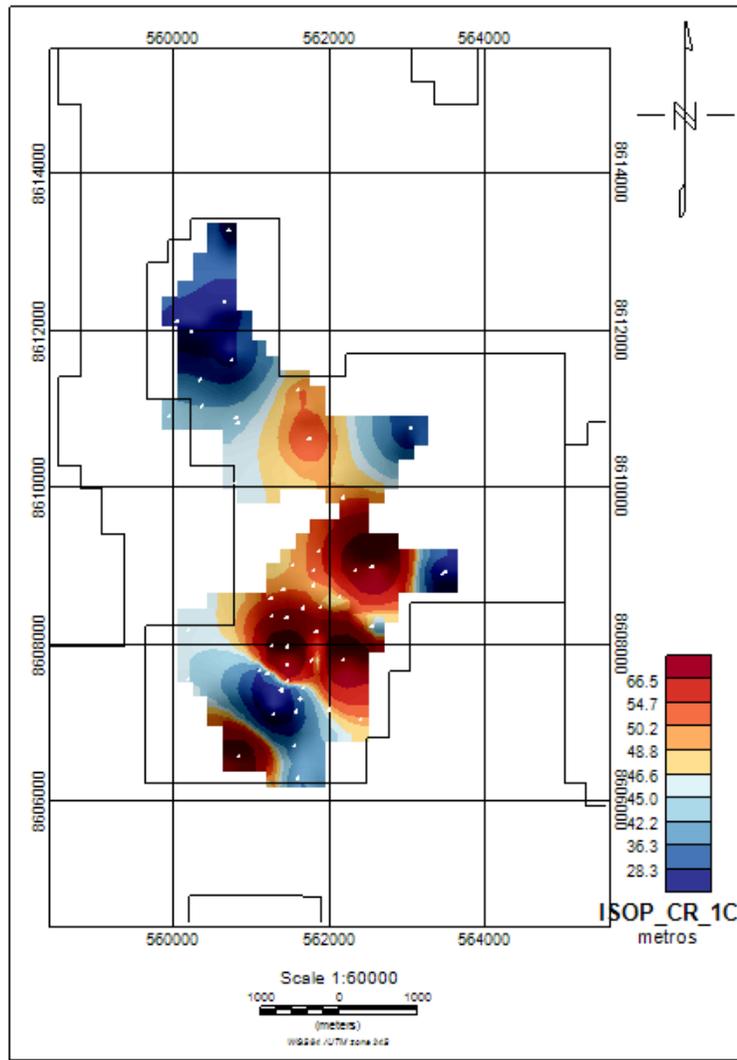
Apêndice 1 – MAPAS DE ISÓPACAS DOS ESTÁGIOS TURBIDÍTICOS



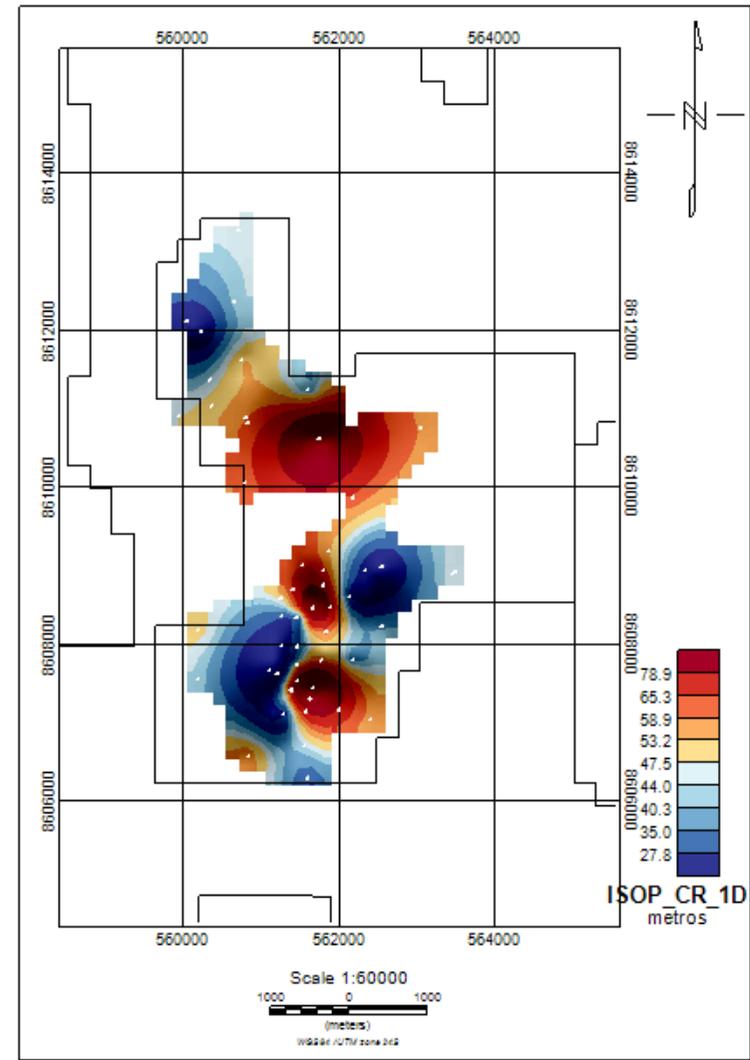
Mapa de isópacas CR-1A.



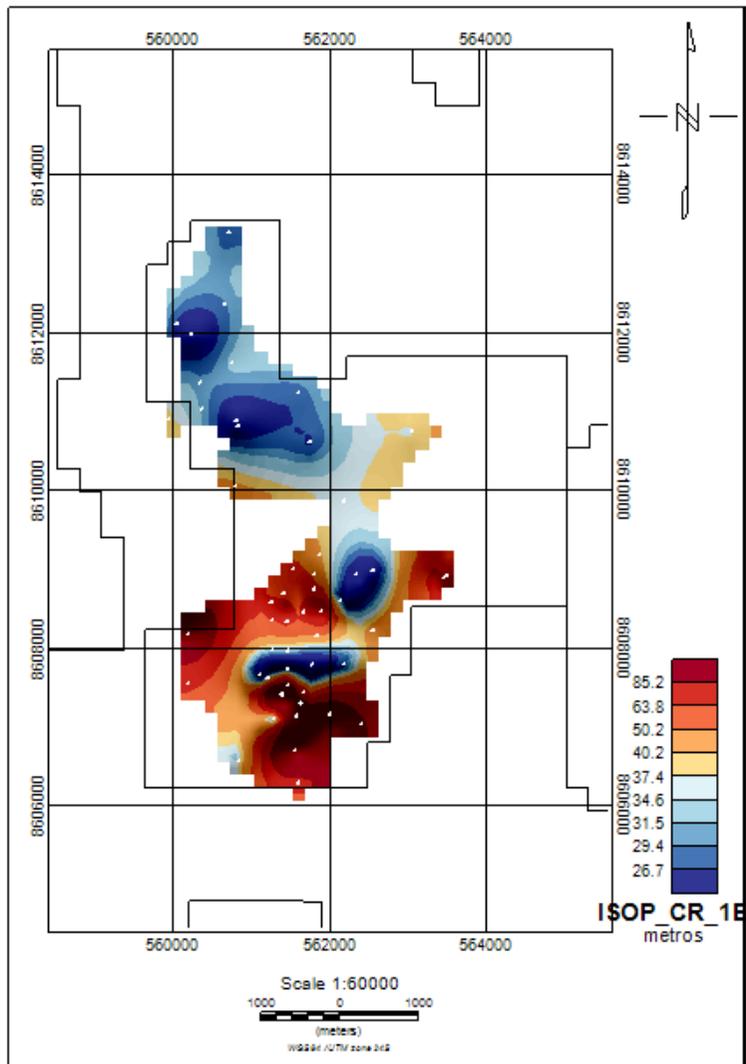
Mapa de isópacas CR-1B.



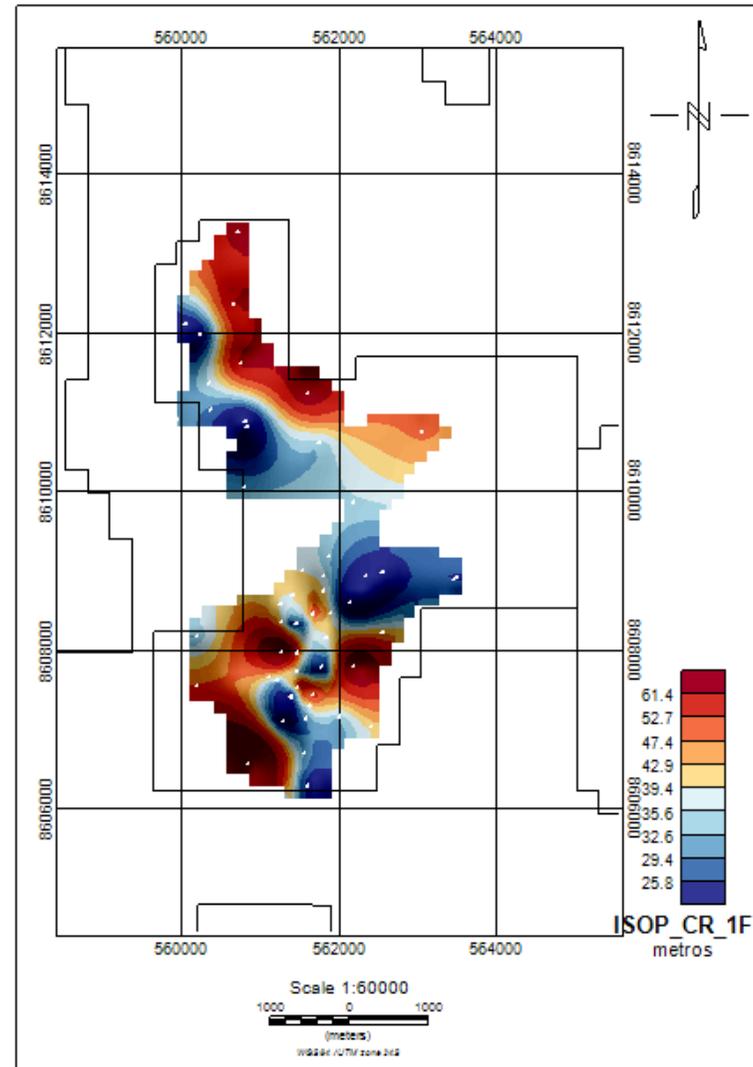
Mapa de isópacas CR-1C.



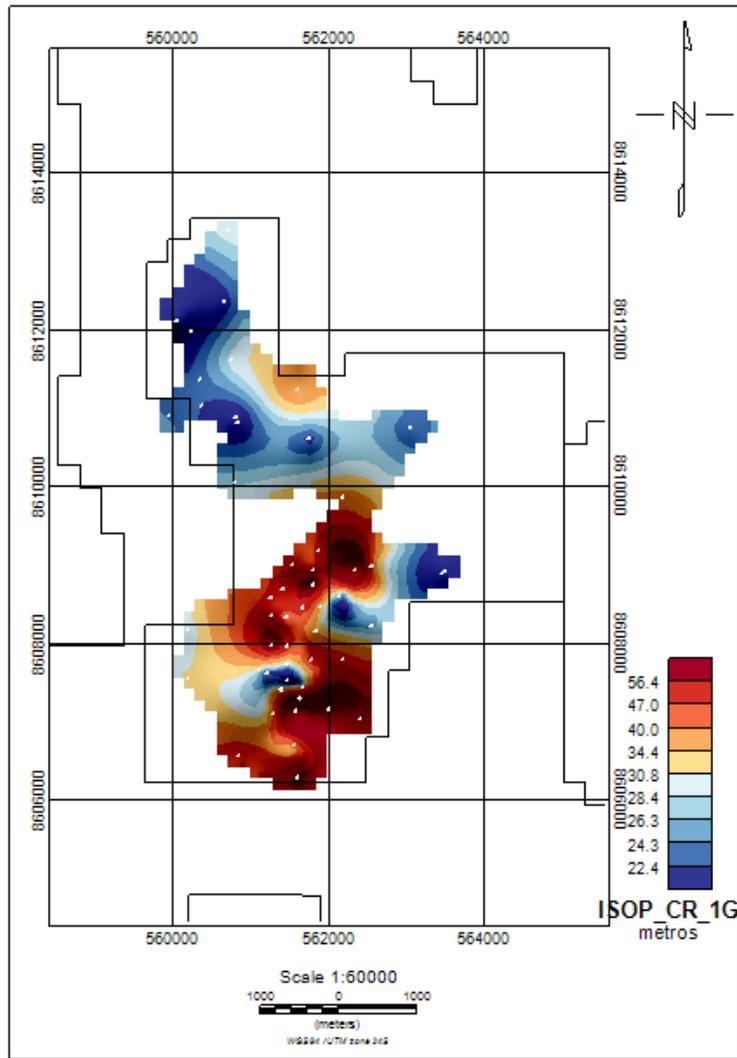
Mapa de isópacas CR-1D.



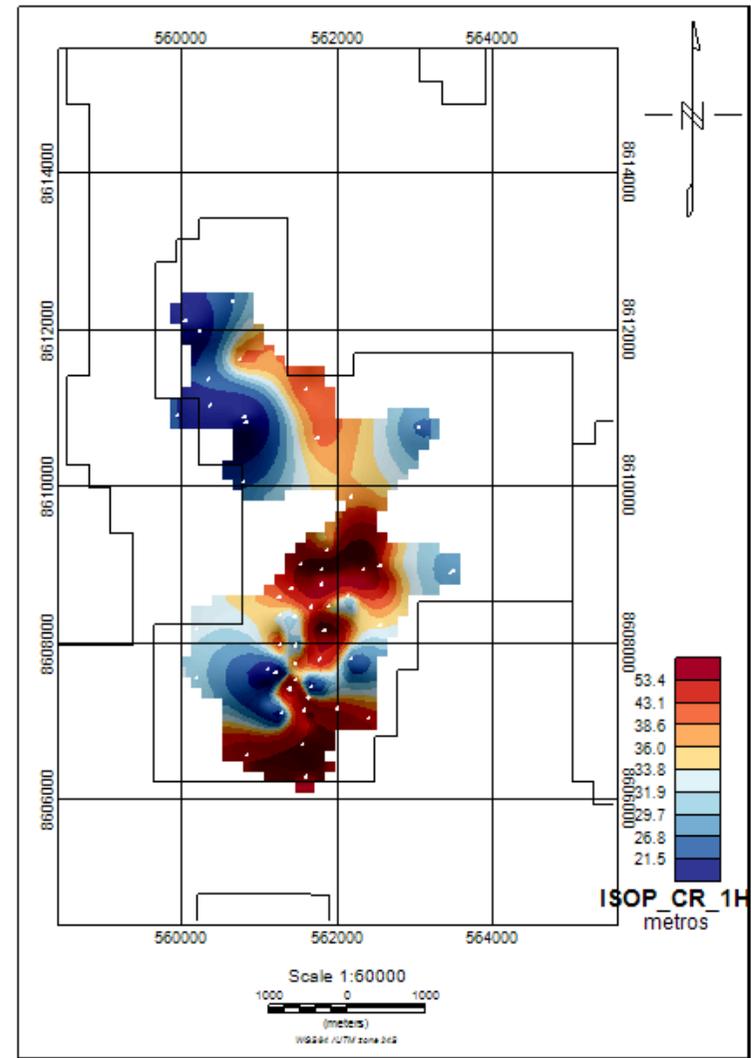
Mapa de isópacas CR-1E.



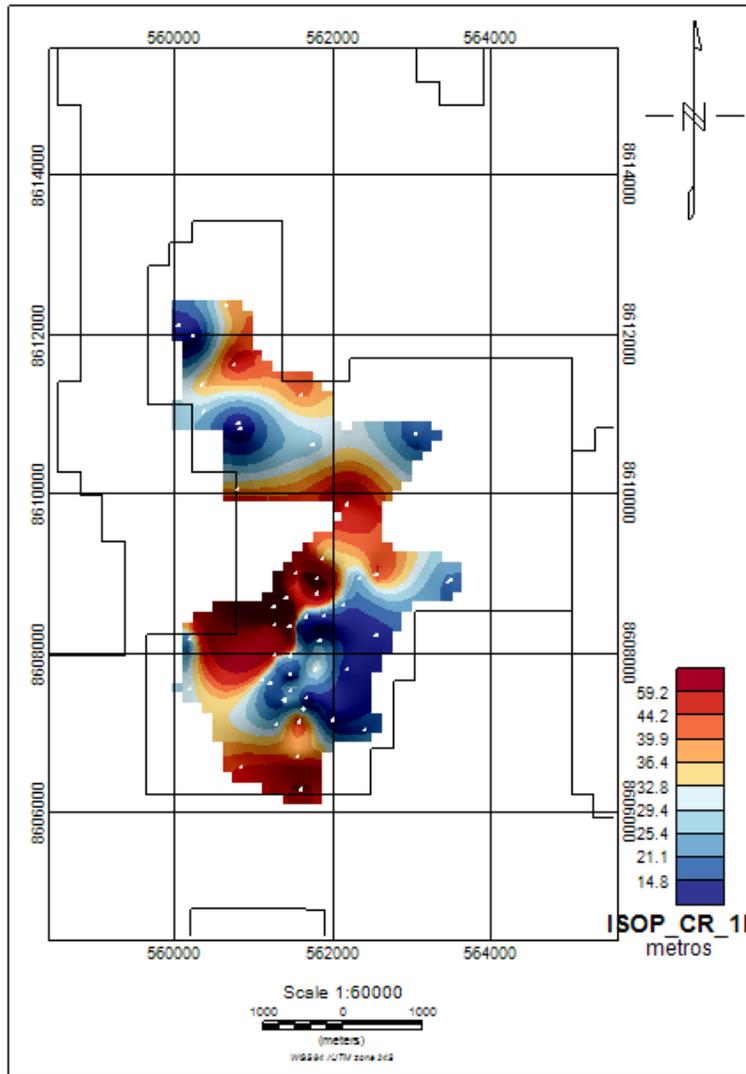
Mapa de isópacas CR-1F.



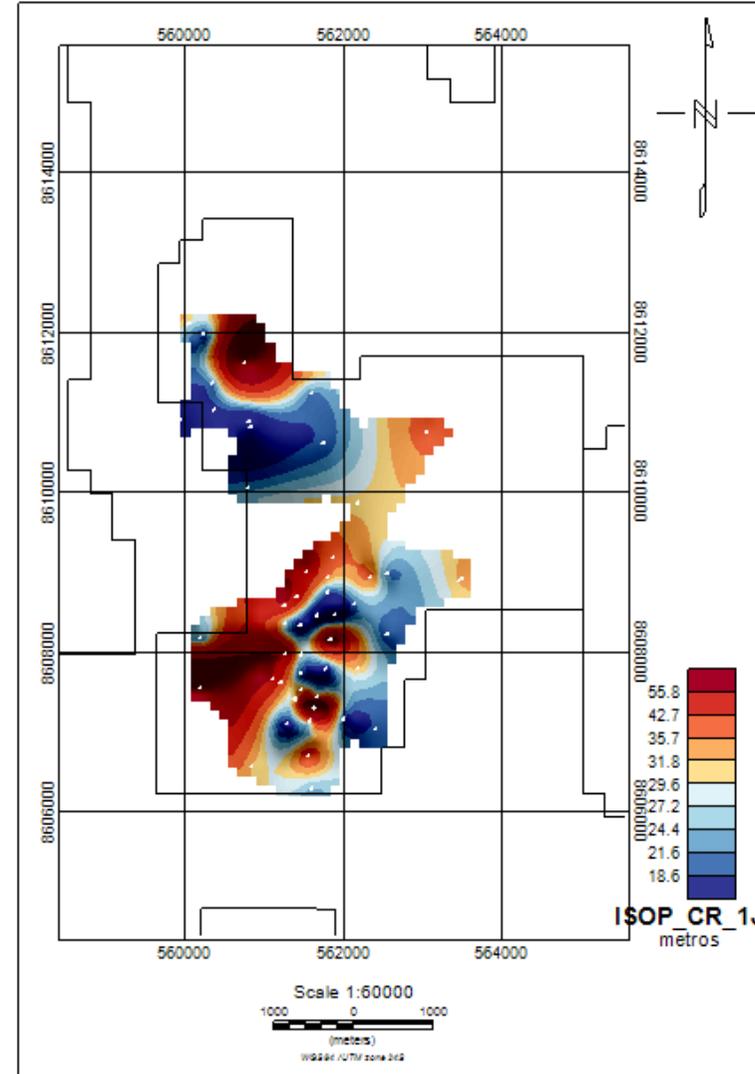
Mapa de isópachas CR-1G.



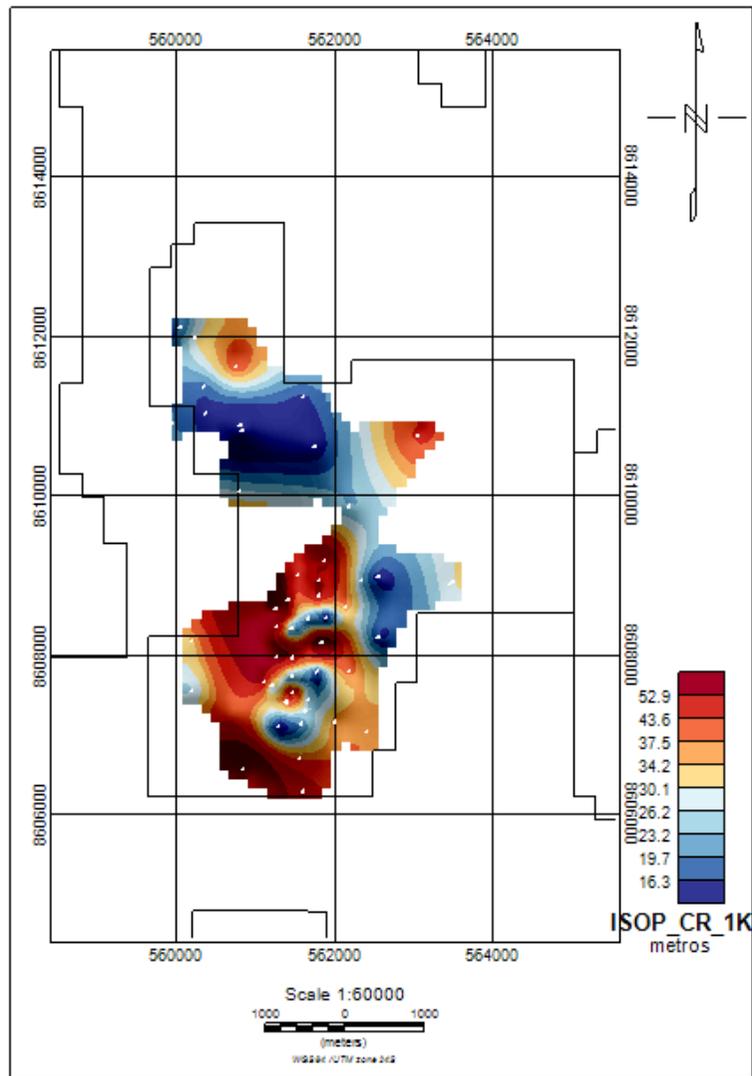
Mapa de isópachas CR-1H.



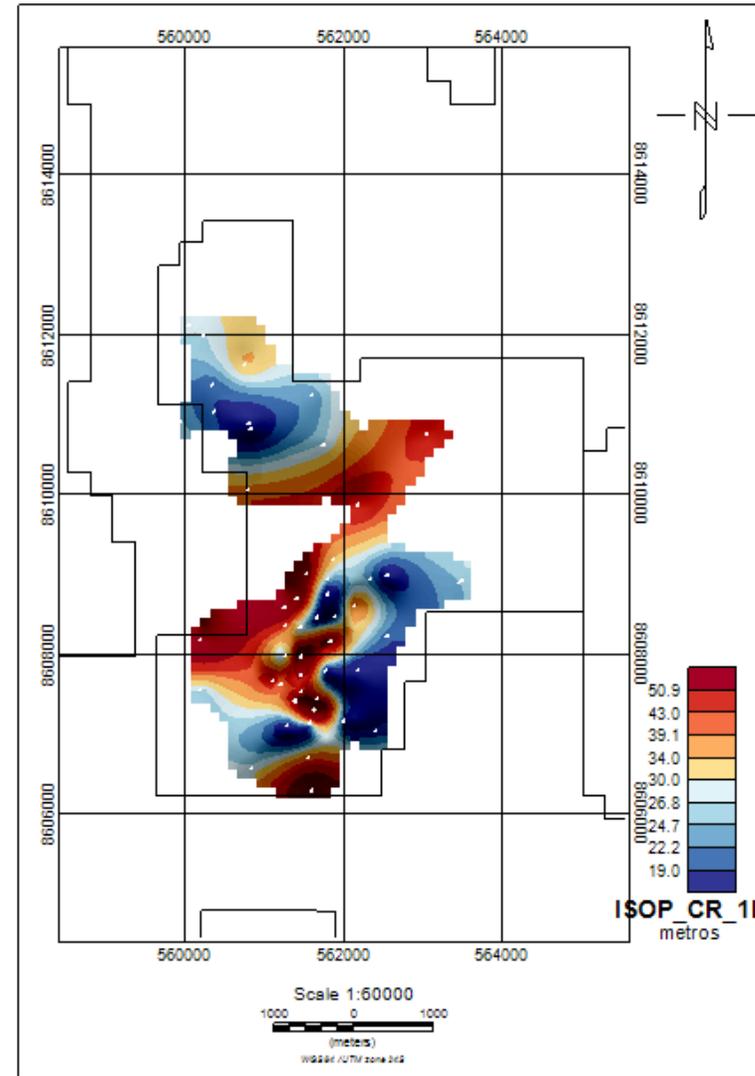
Mapa de isópacas CR-11.



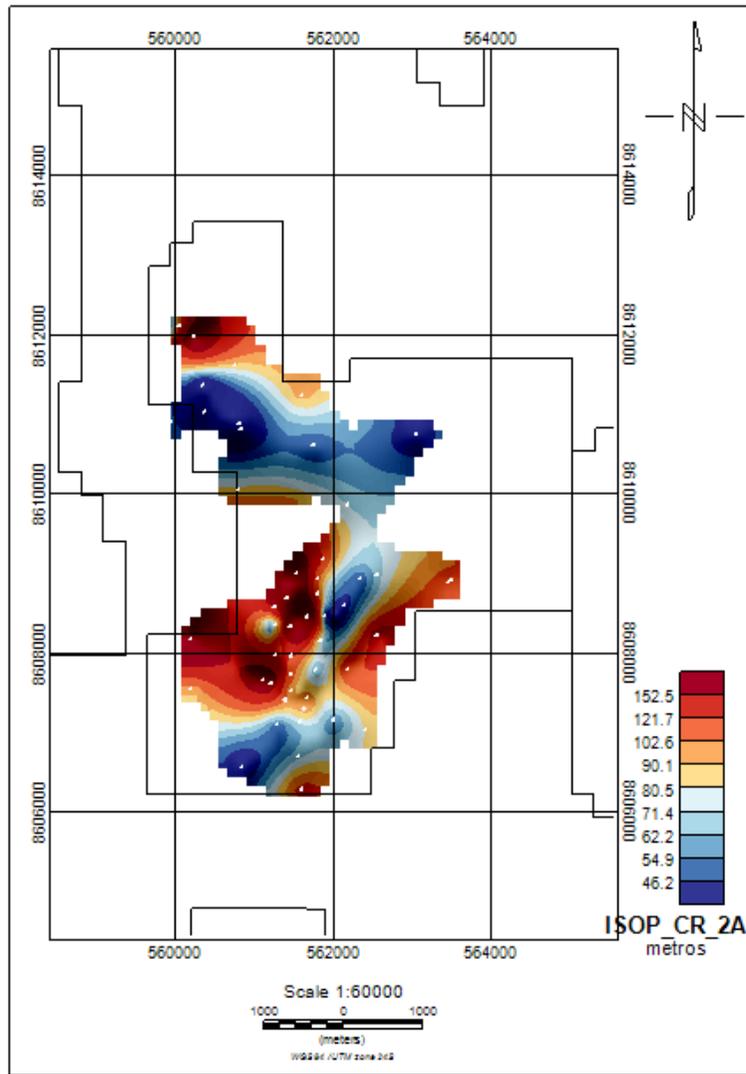
Mapa de isópacas CR-1J.



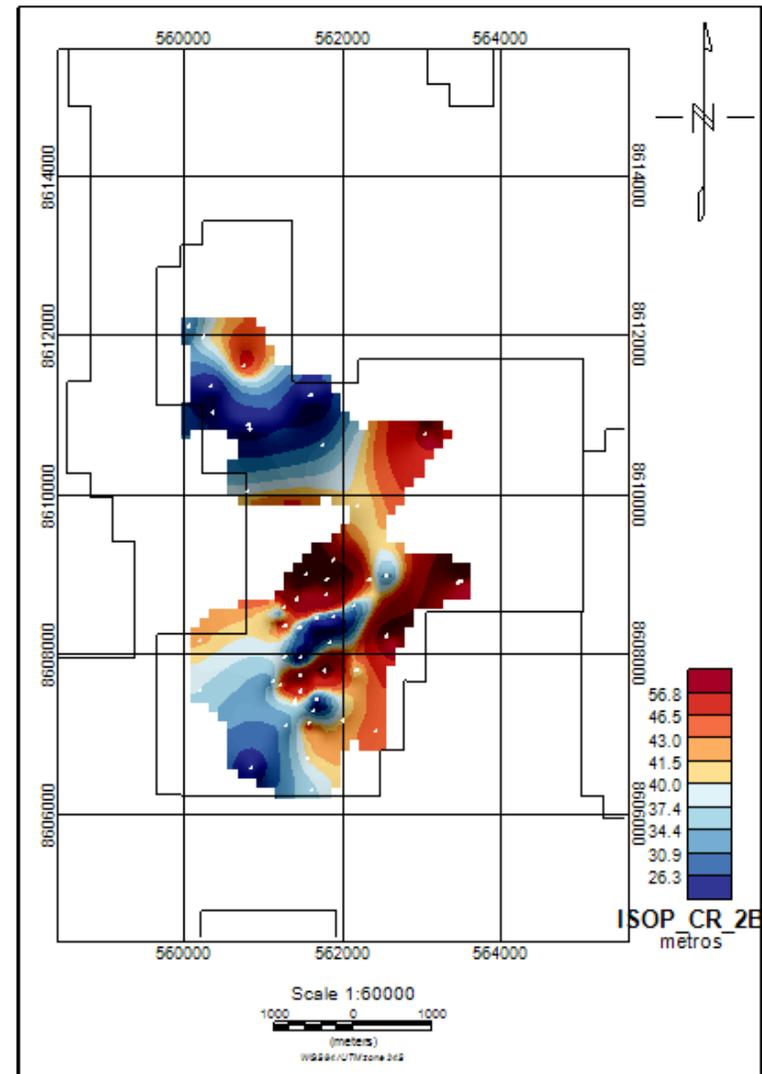
Mapa de isópacas CR-1K.



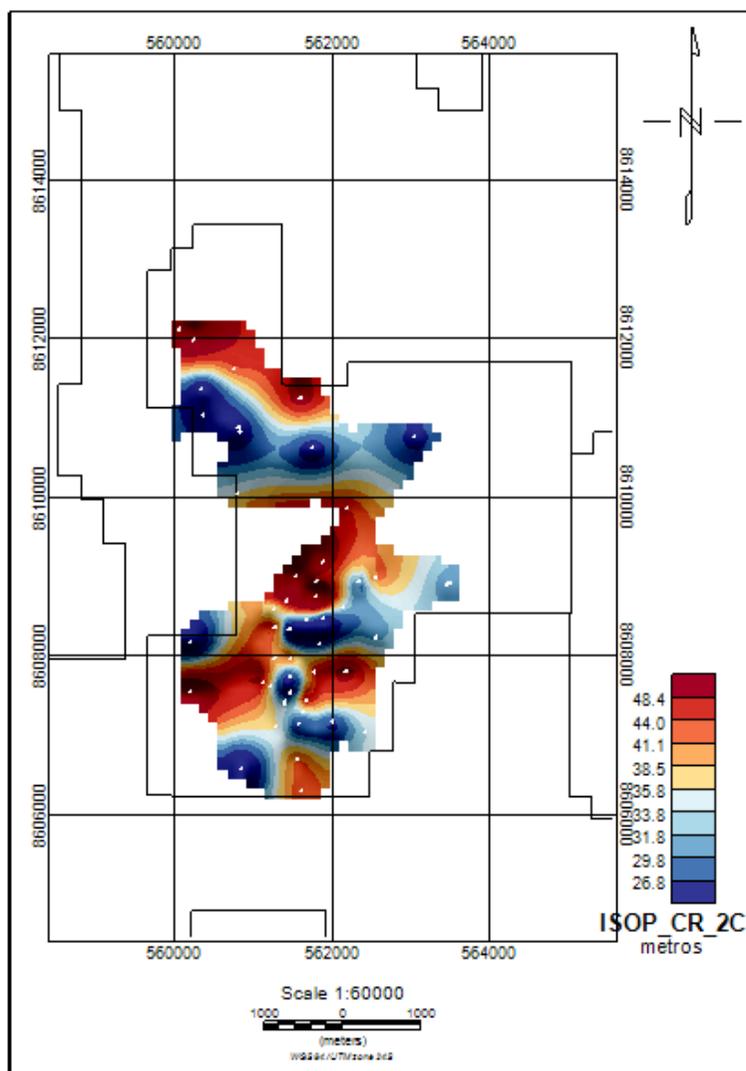
Mapa de isópacas CR-1L.



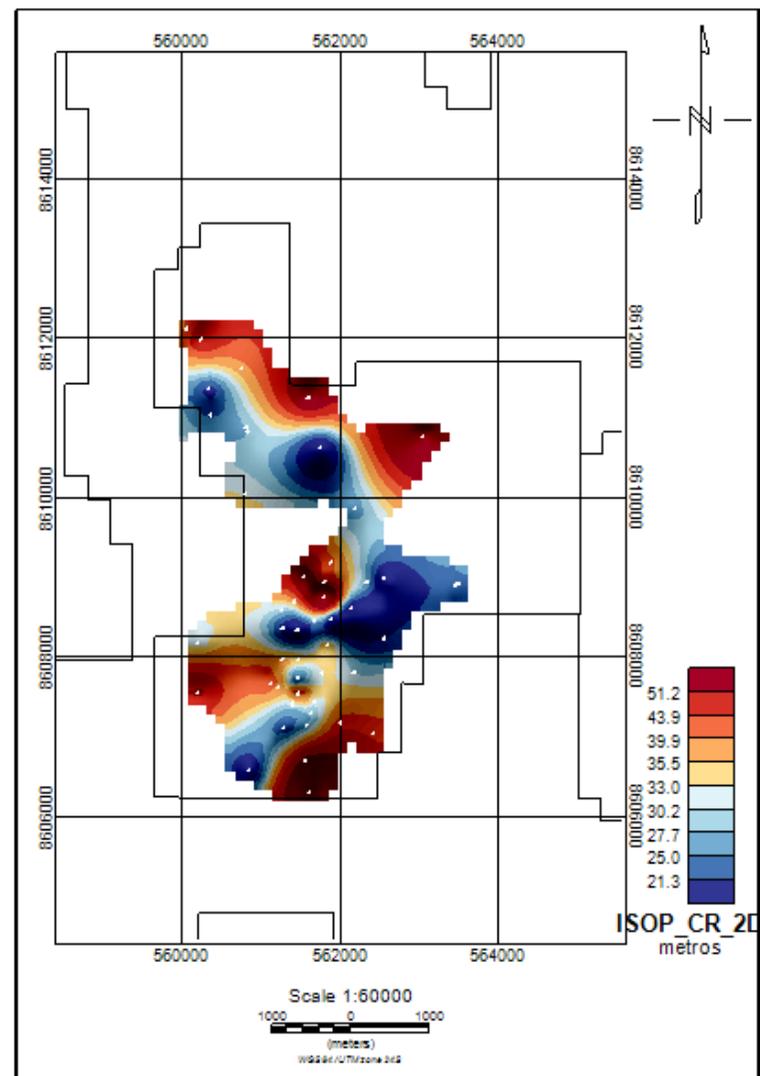
Mapa de isópacas CR-2A.



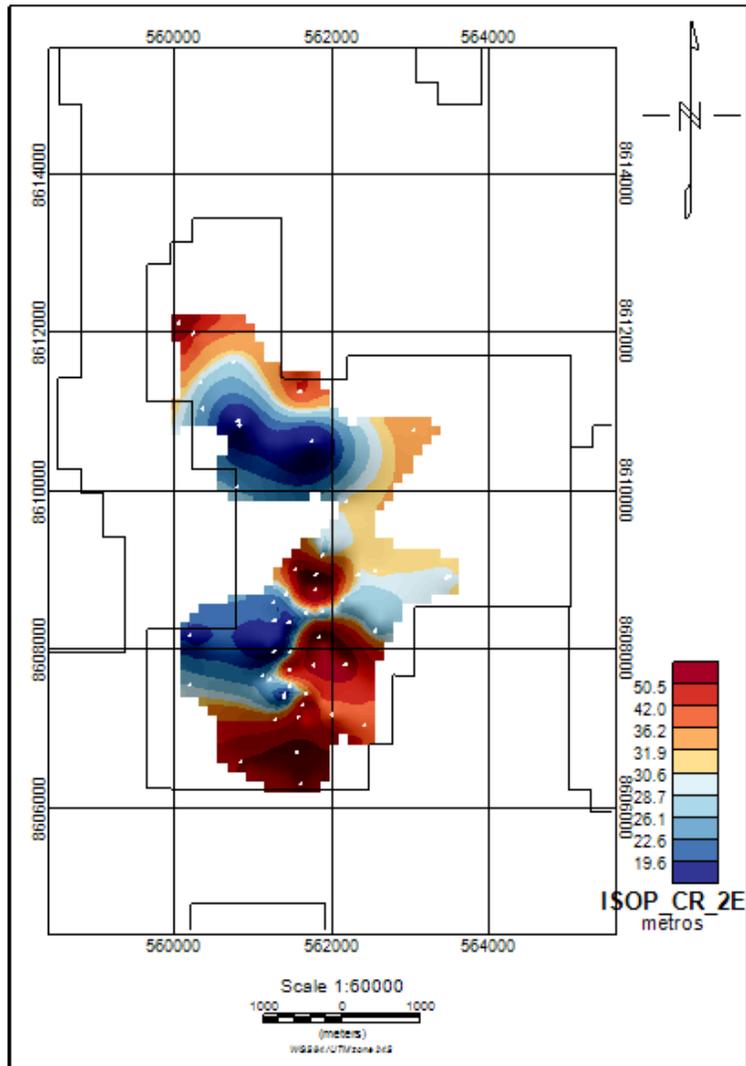
Mapa de isópacas CR-2B.



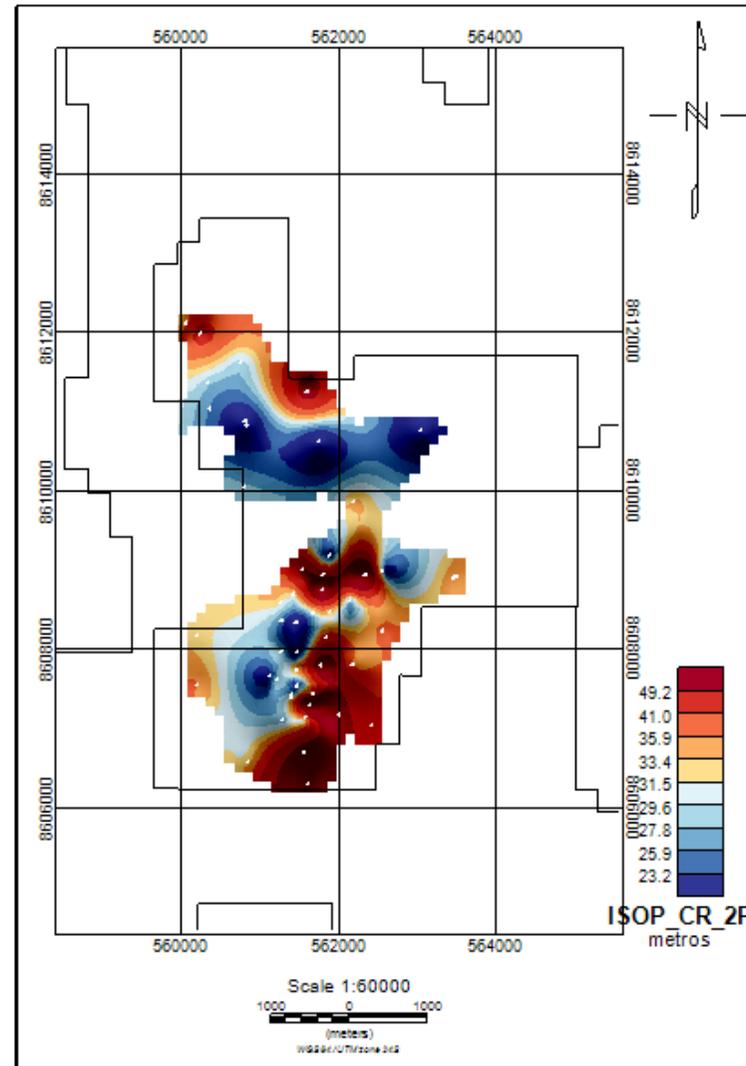
Mapa de isópacas CR-2C.



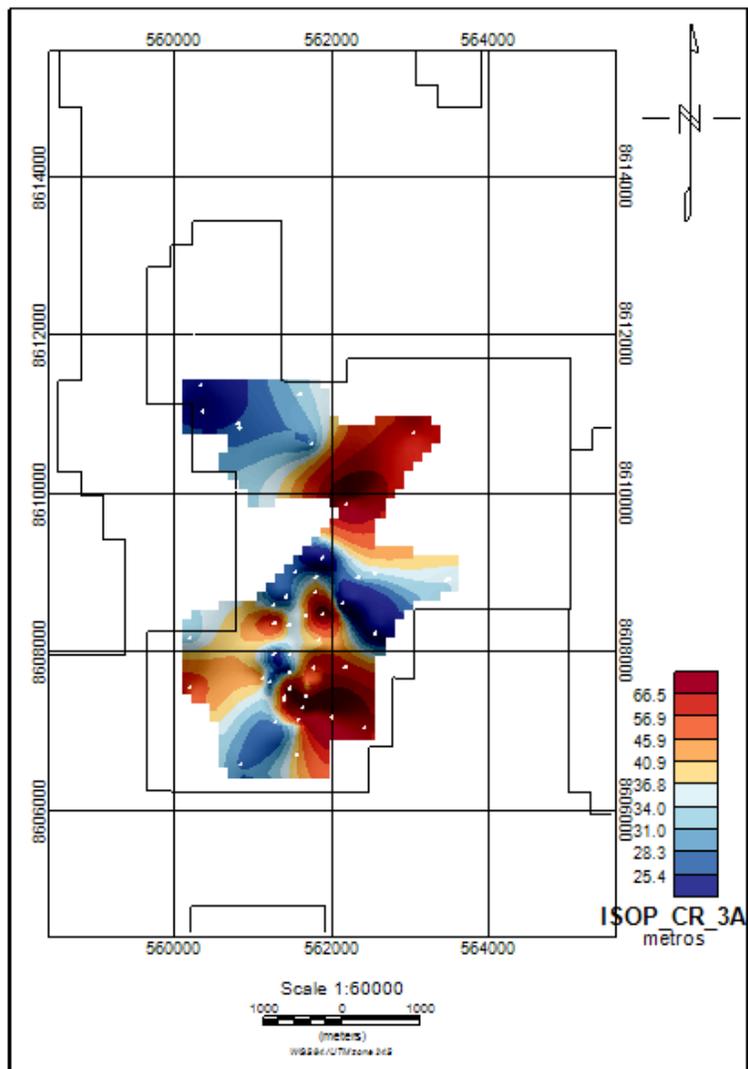
Mapa de isópacas CR-2D.



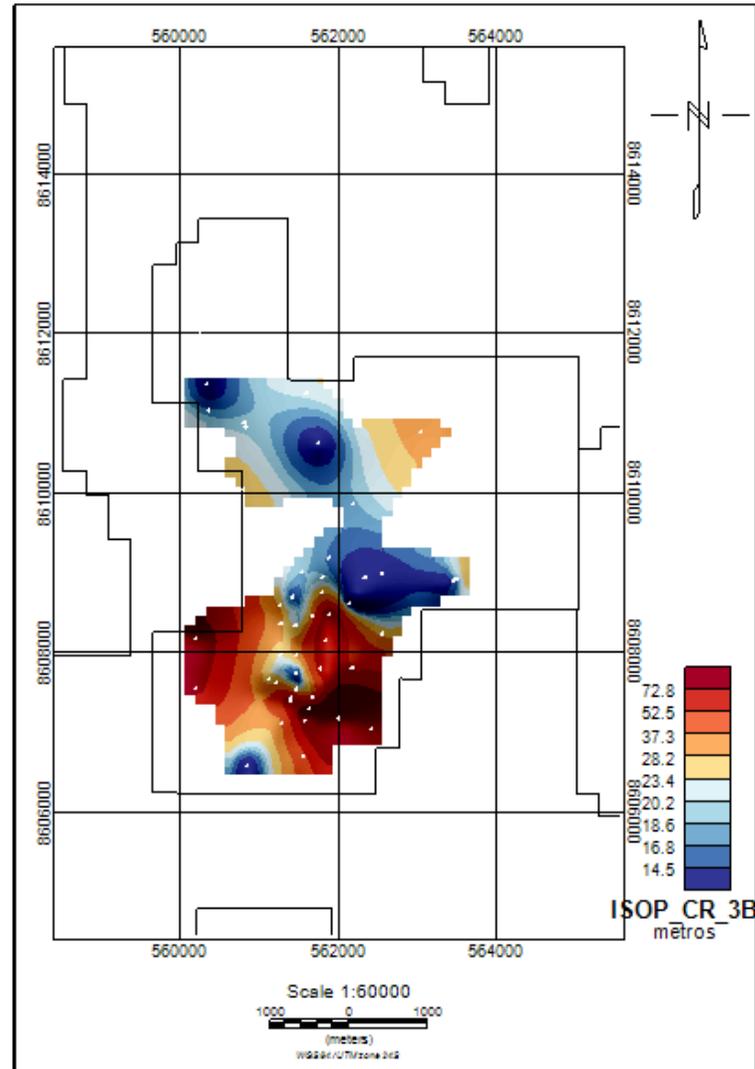
Mapa de isópacas CR-2E.



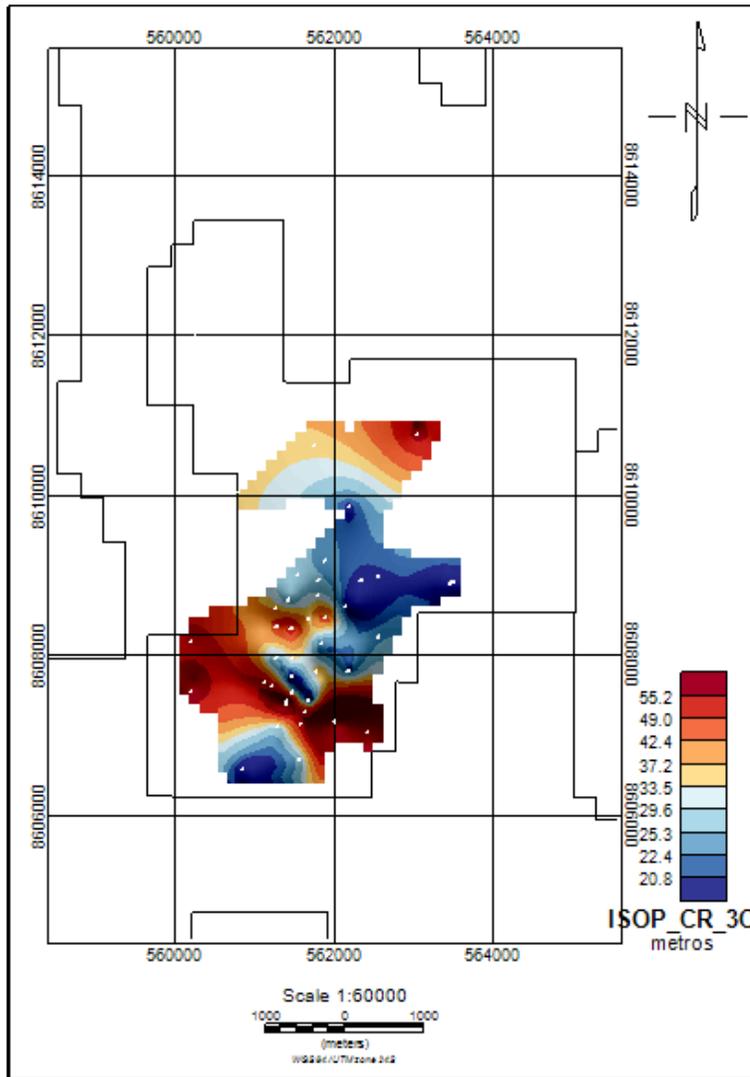
Mapa de isópacas CR-2F.



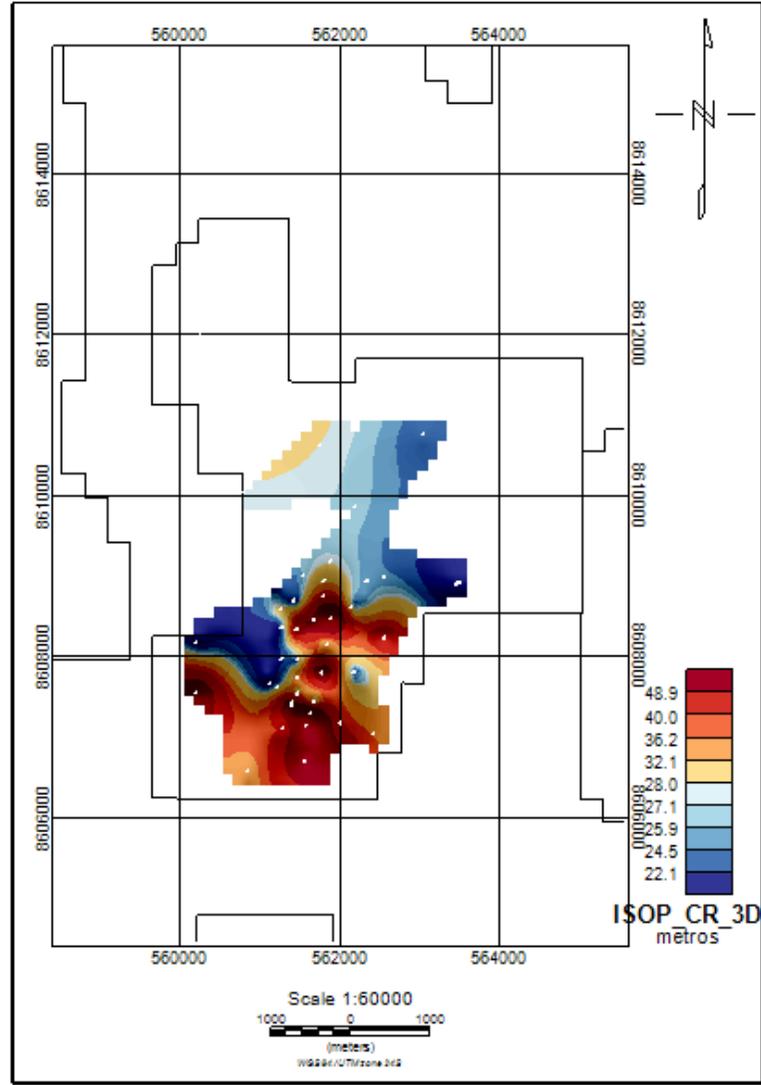
Mapa de isópacas CR-3A.



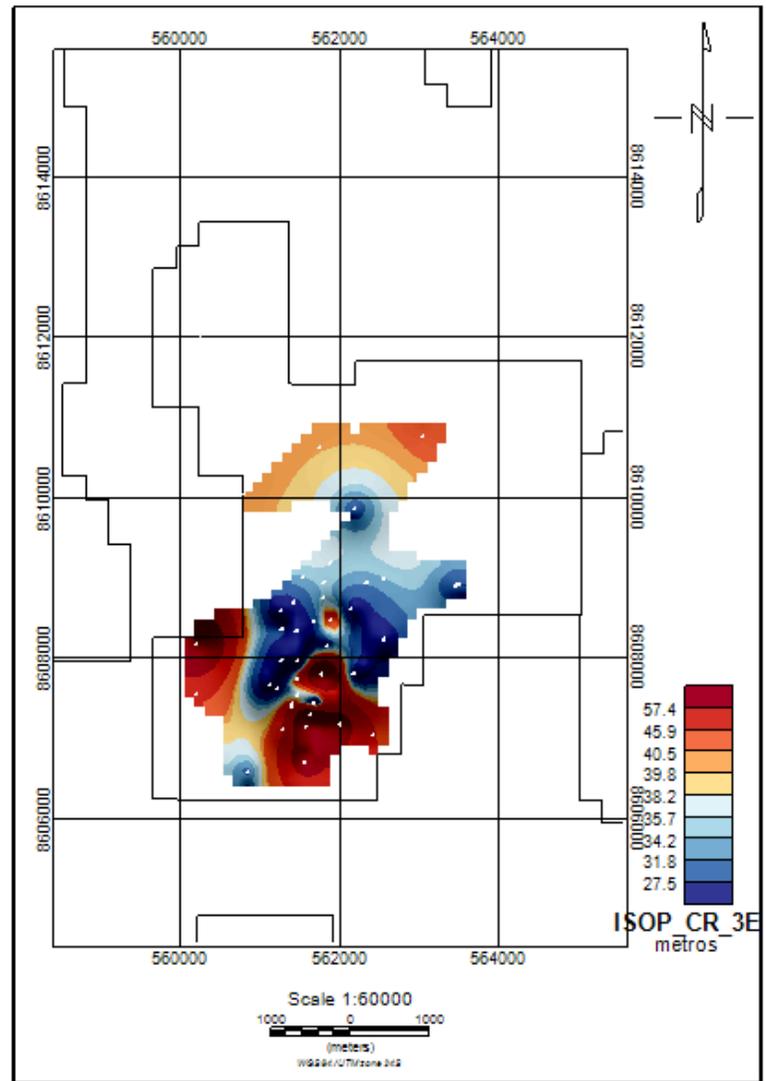
Mapa de isópacas CR-3B.



Mapa de isópacas CR-3C.

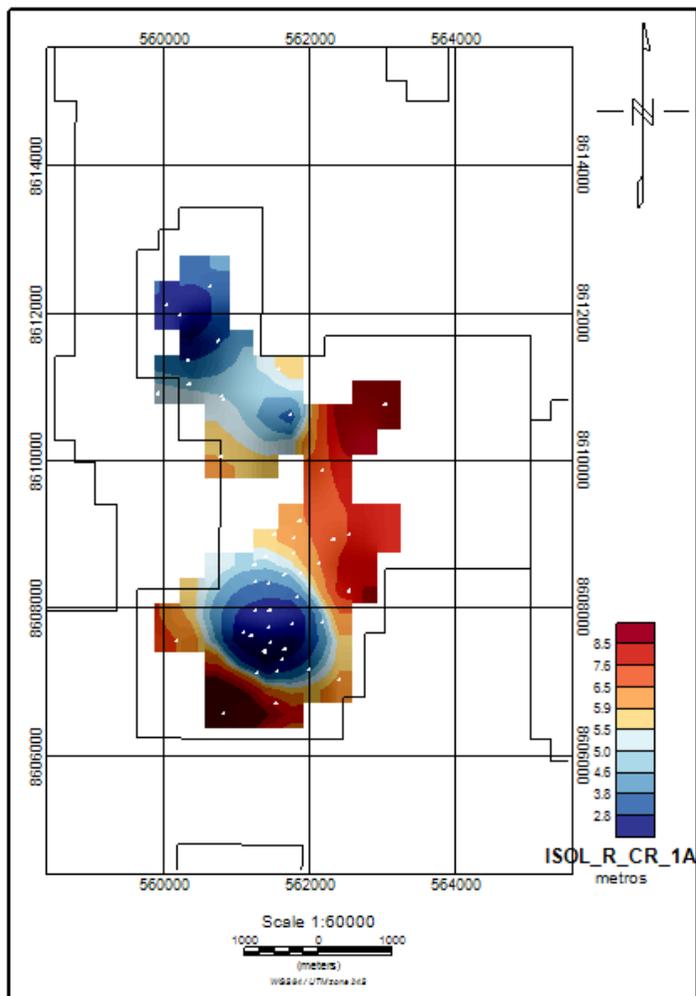


Mapa de isópacas CR-3D.

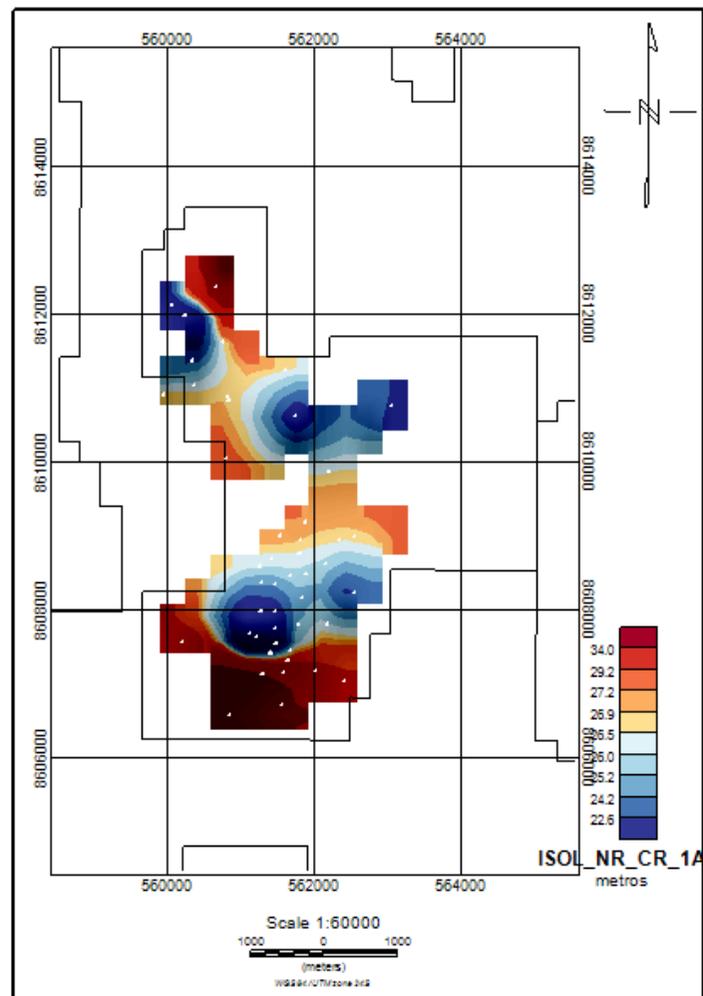


Mapa de isópacas CR-3E.

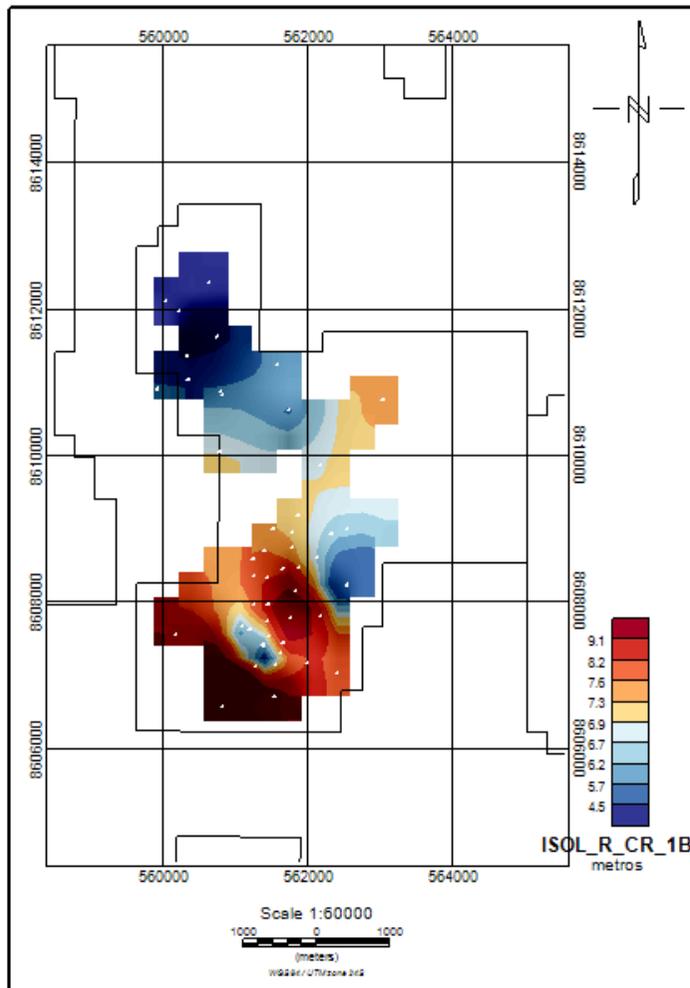
Apêndice 2 – MAPAS DE ISÓLITAS DE RESERVATÓRIO E NÃO-RESERVATÓRIO



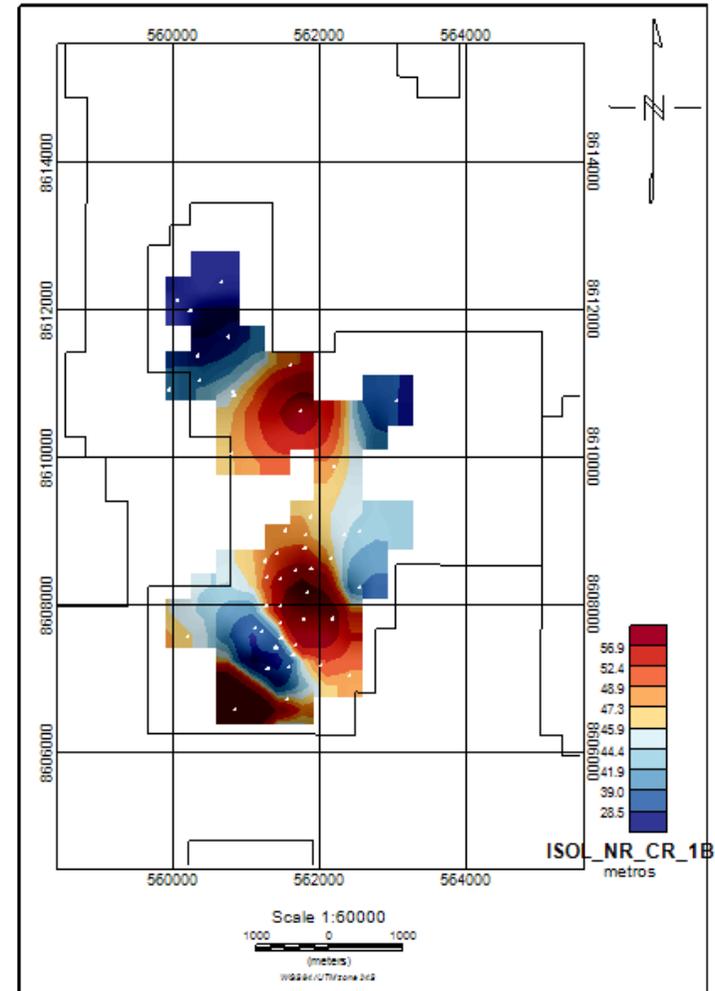
Mapa de isólicas de reservatório CR-1A.



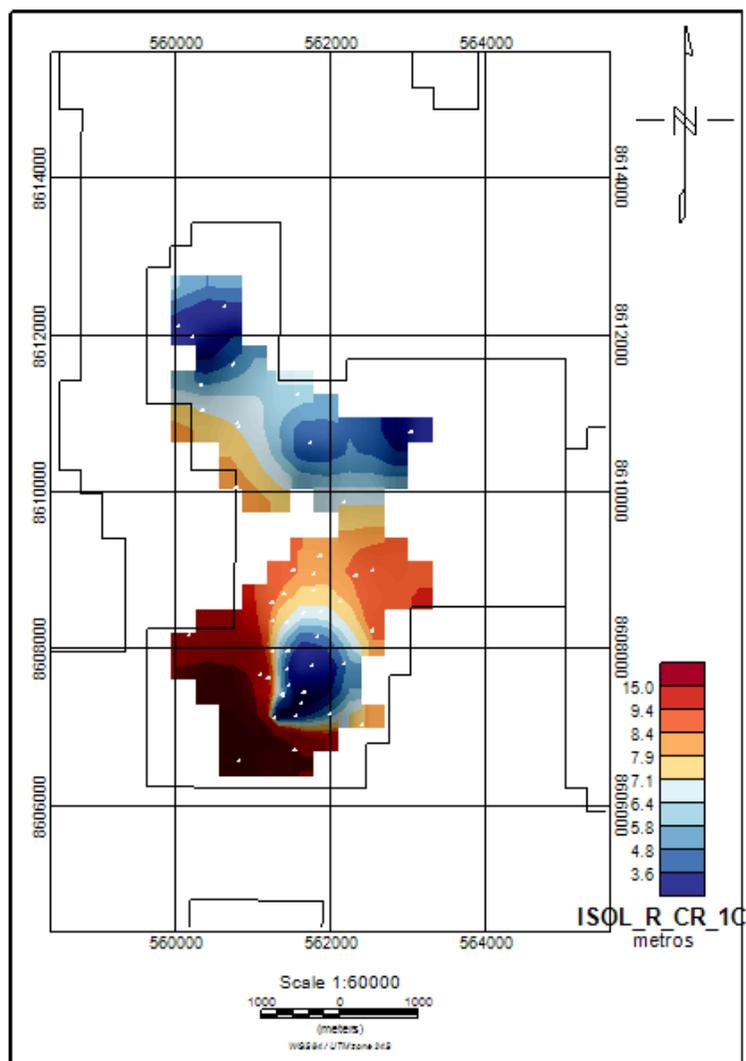
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-1A.



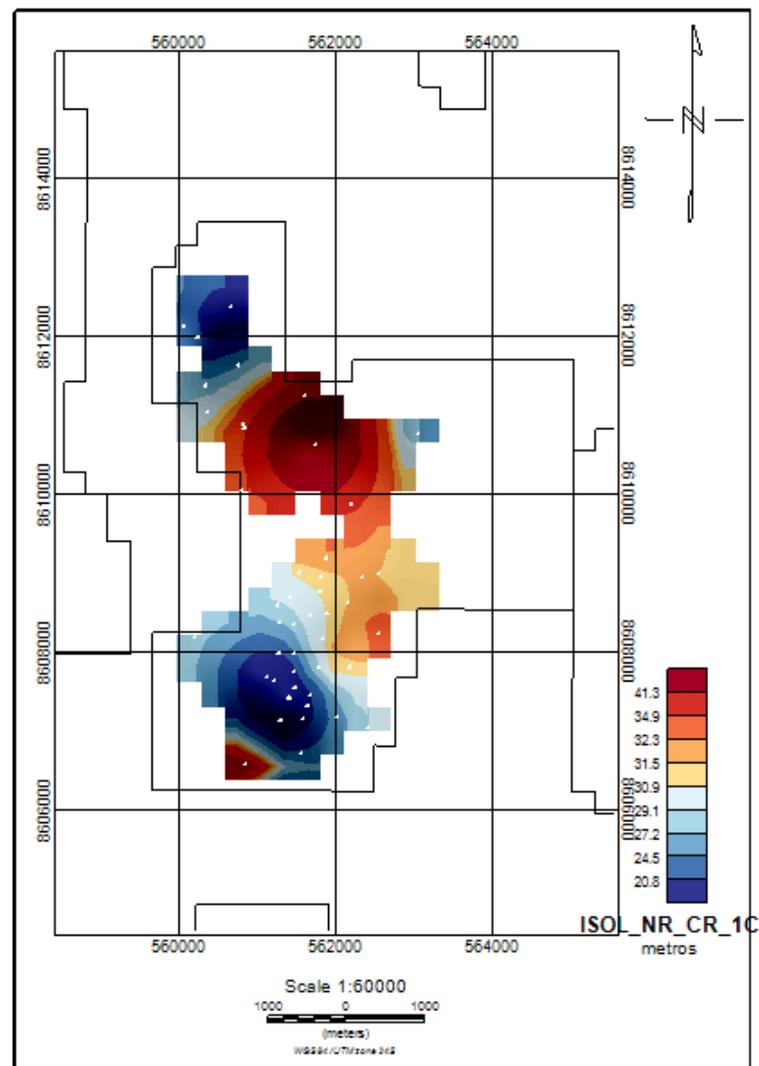
Mapa de isólitias de reservatório CR-1B.



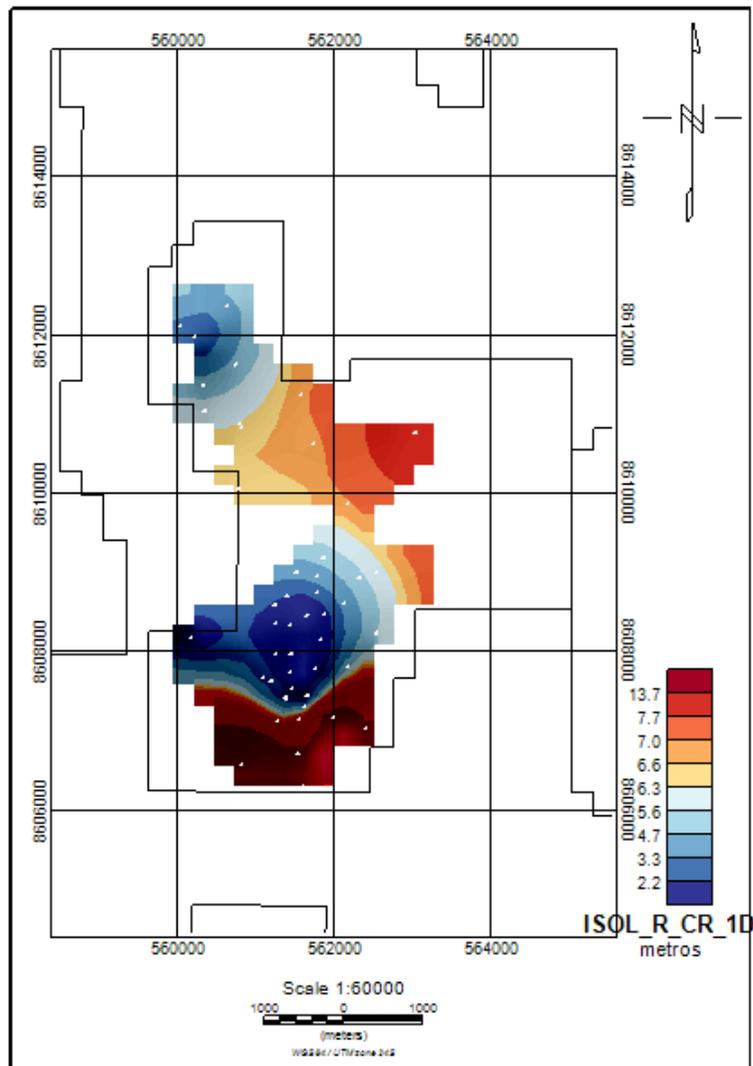
Mapa de isólitias de não-reservatório CR-1B.



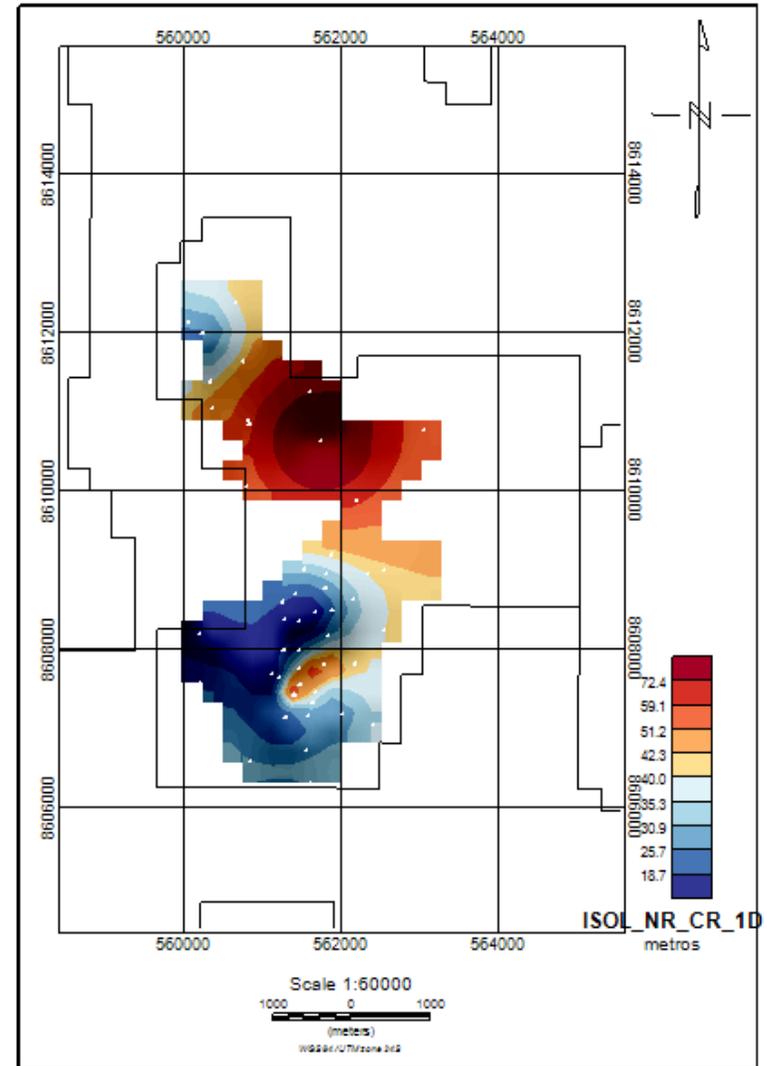
Mapa de isólicas de reservatório CR-1C.



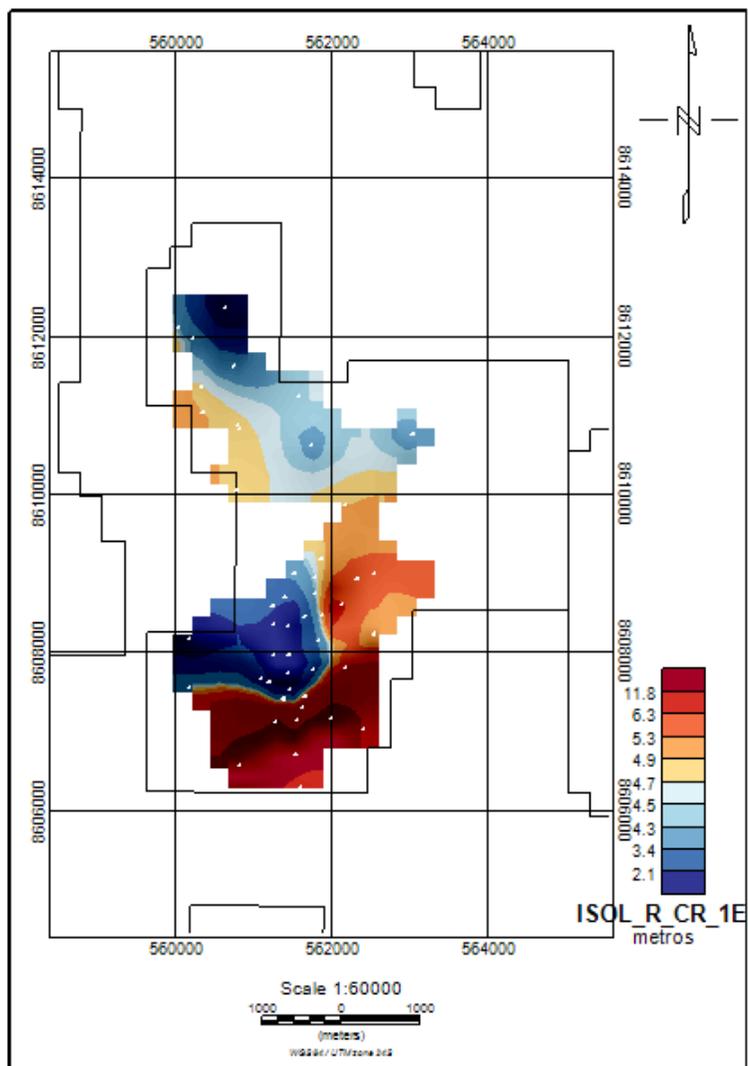
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-1C.



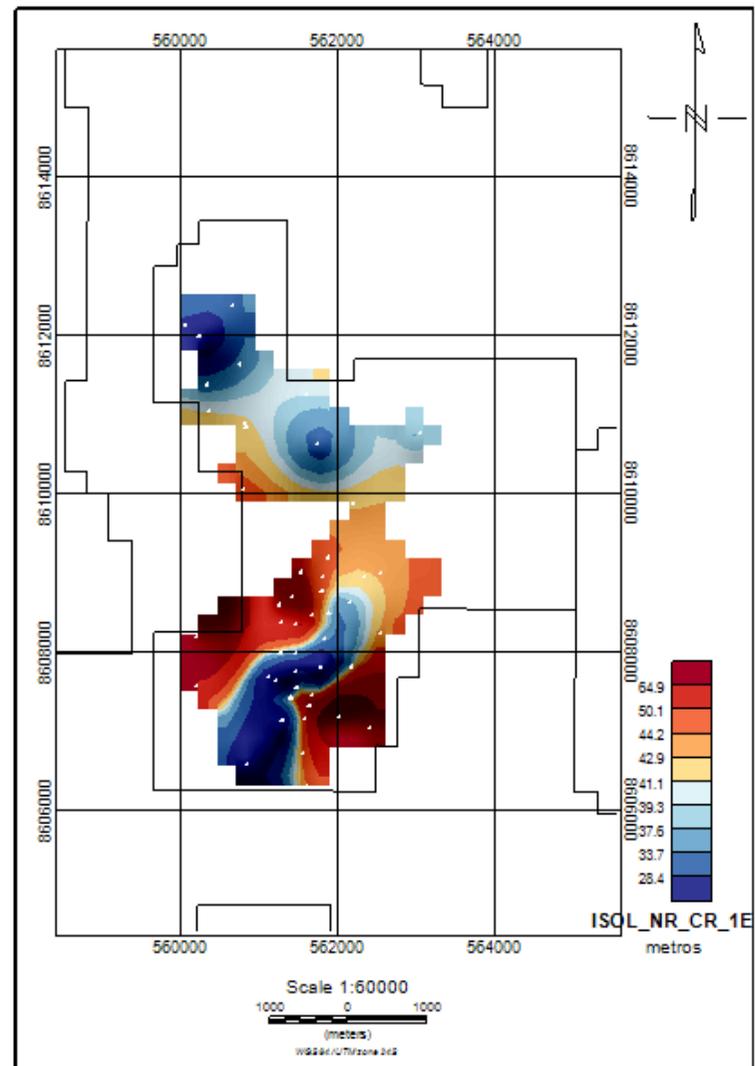
Mapa de isótopos de reservatório CR-1D.



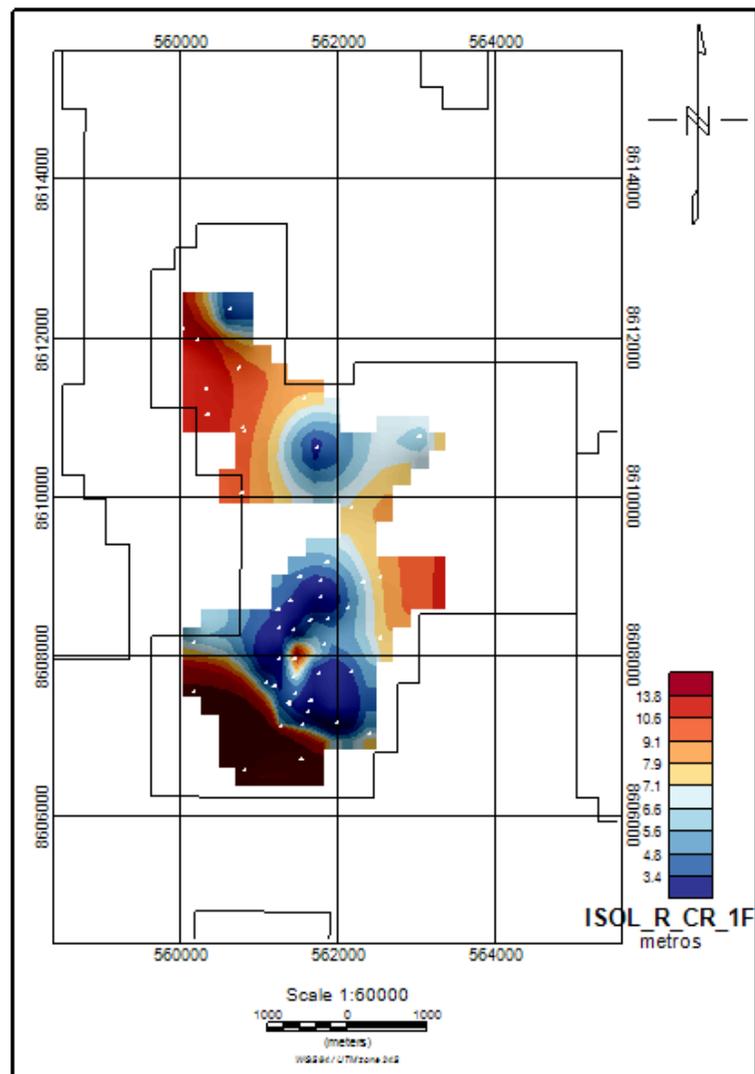
Mapa de isótopos de não-reservatório CR-1D.



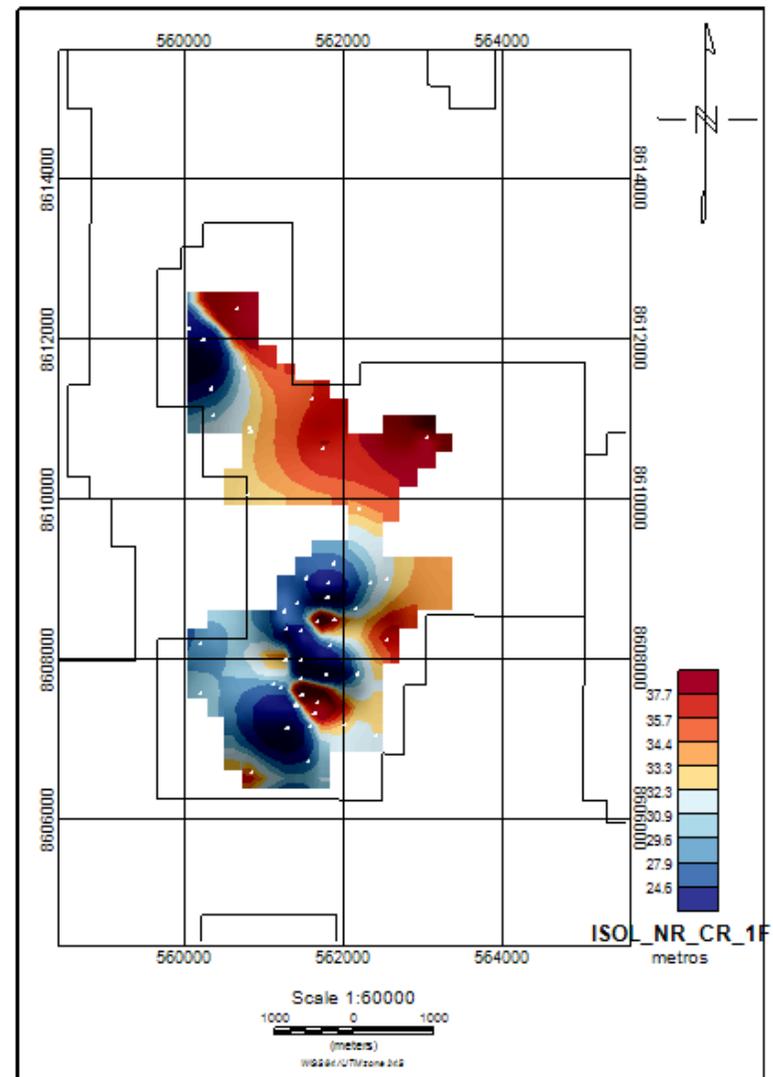
Mapa de isótopos de reservatório CR-1E.



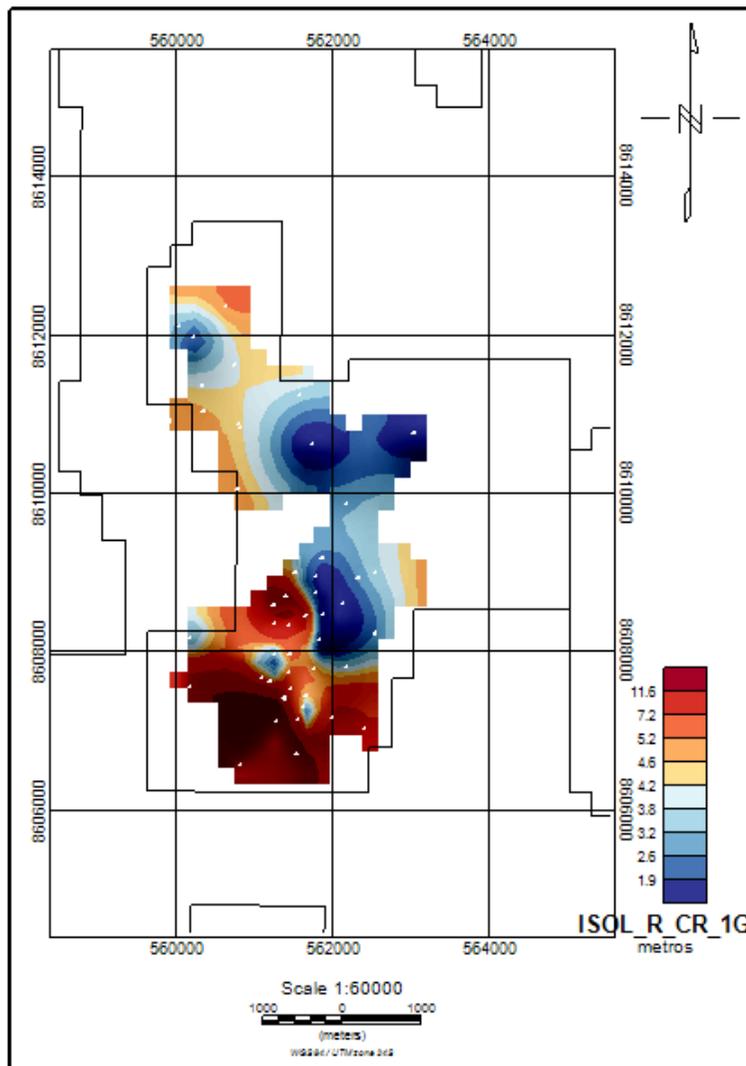
Mapa de isótopos de não-reservatório CR-1E.



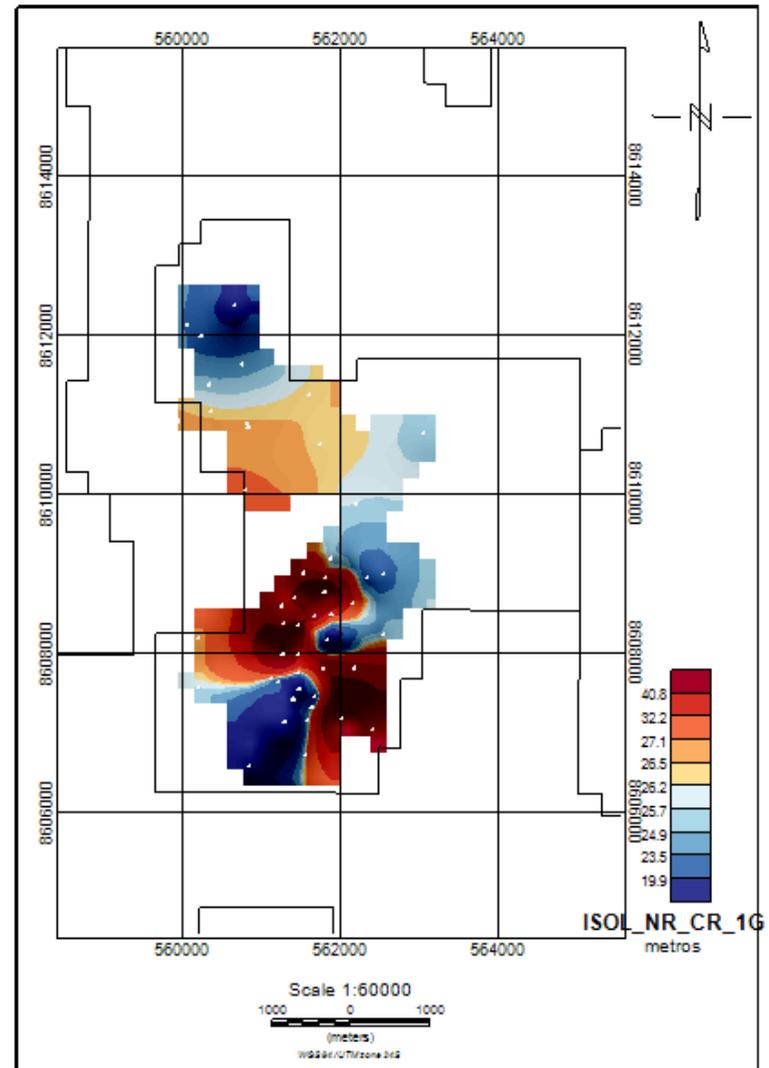
Mapa de isólitias de reservatório CR-1F.



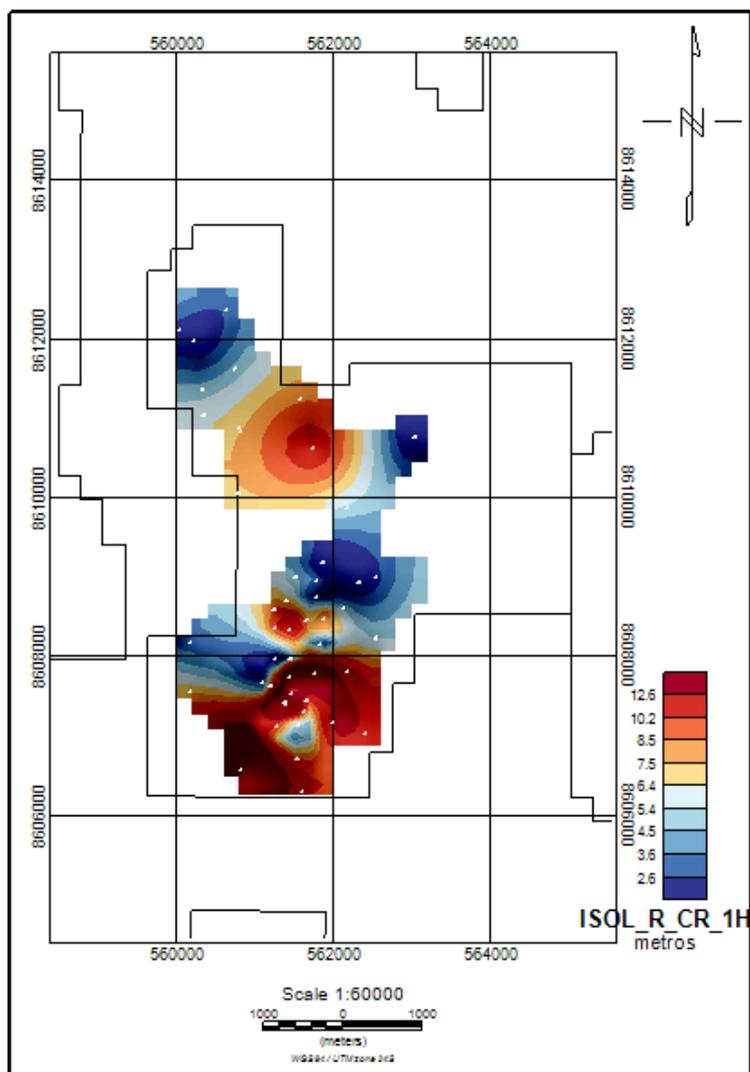
Mapa de isólitias de não-reservatório CR-1F.



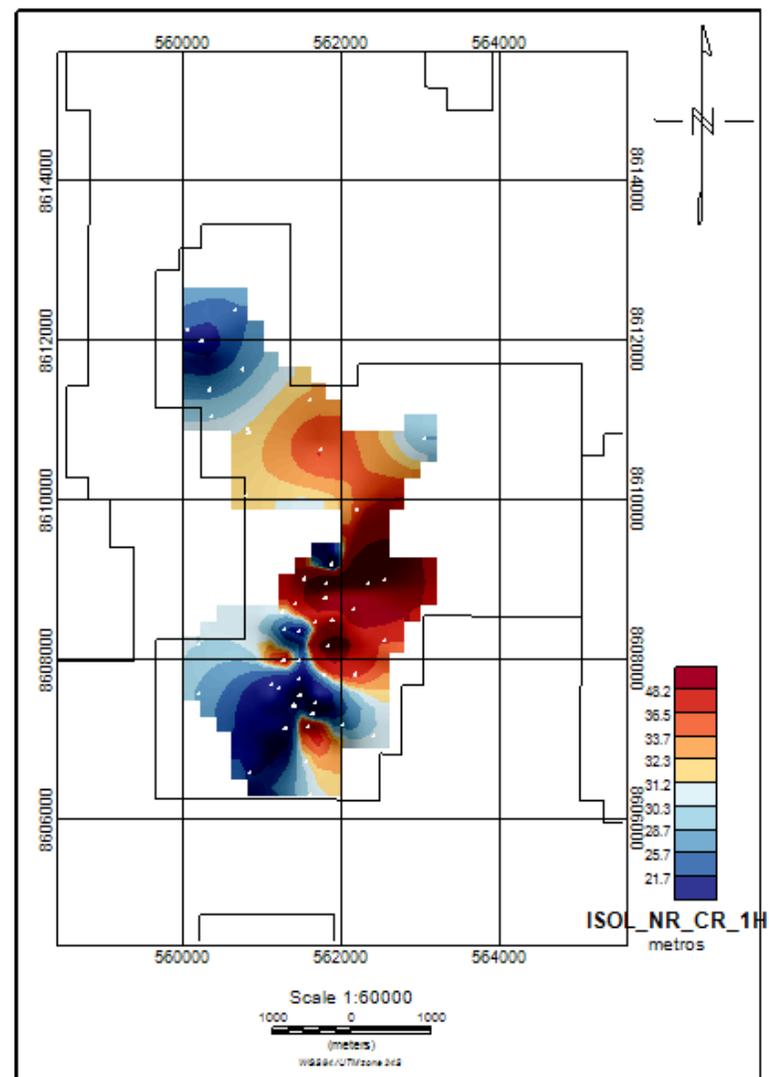
Mapa de isólitias de reservatório CR-1G.



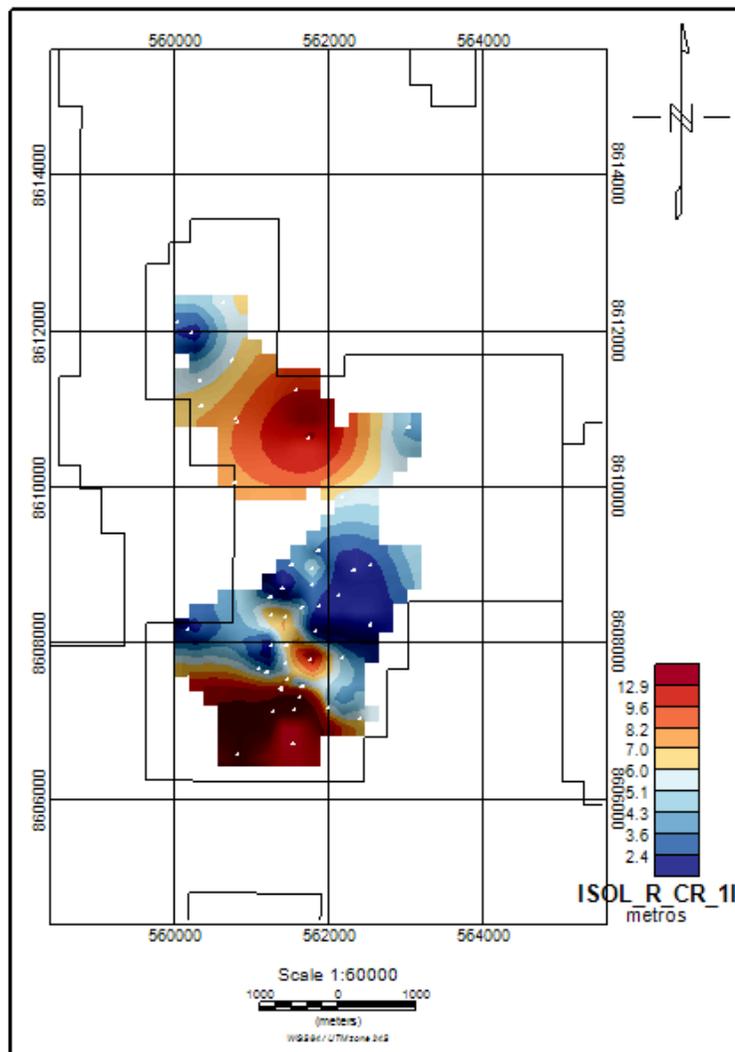
Mapa de isólitias de não-reservatório CR-1G.



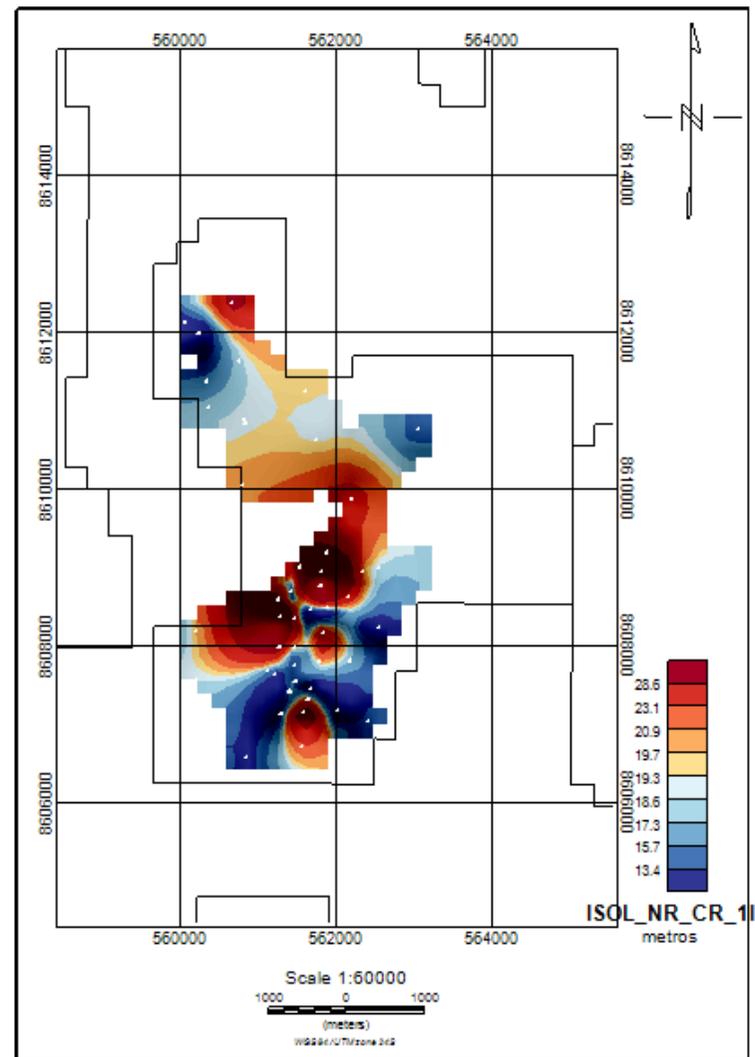
Mapa de isólitias de reservatório CR-1H.



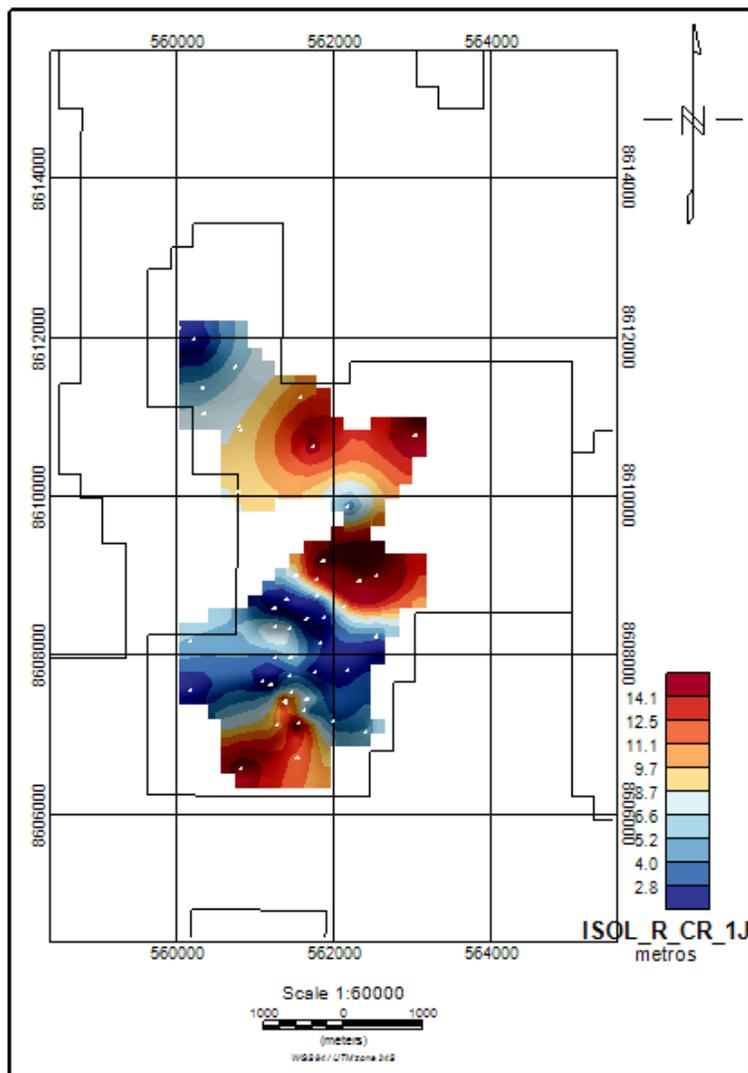
Mapa de isólitias de não-reservatório CR-1H.



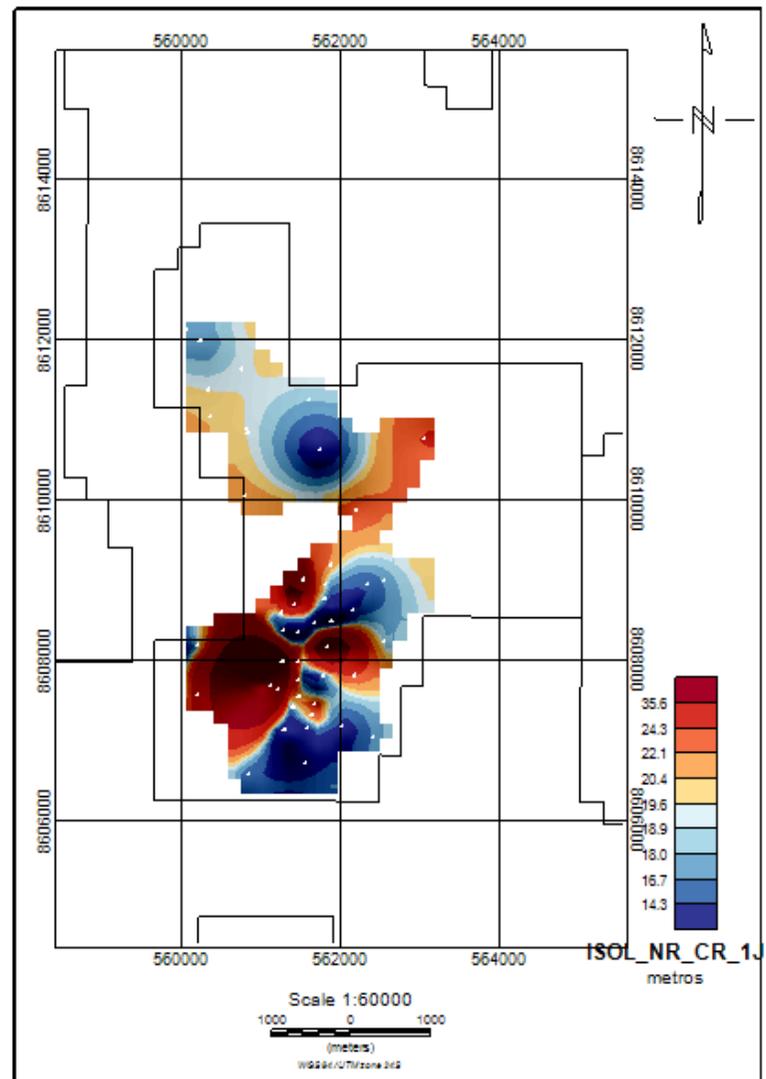
Mapa de isólitas de reservatório CR-11.



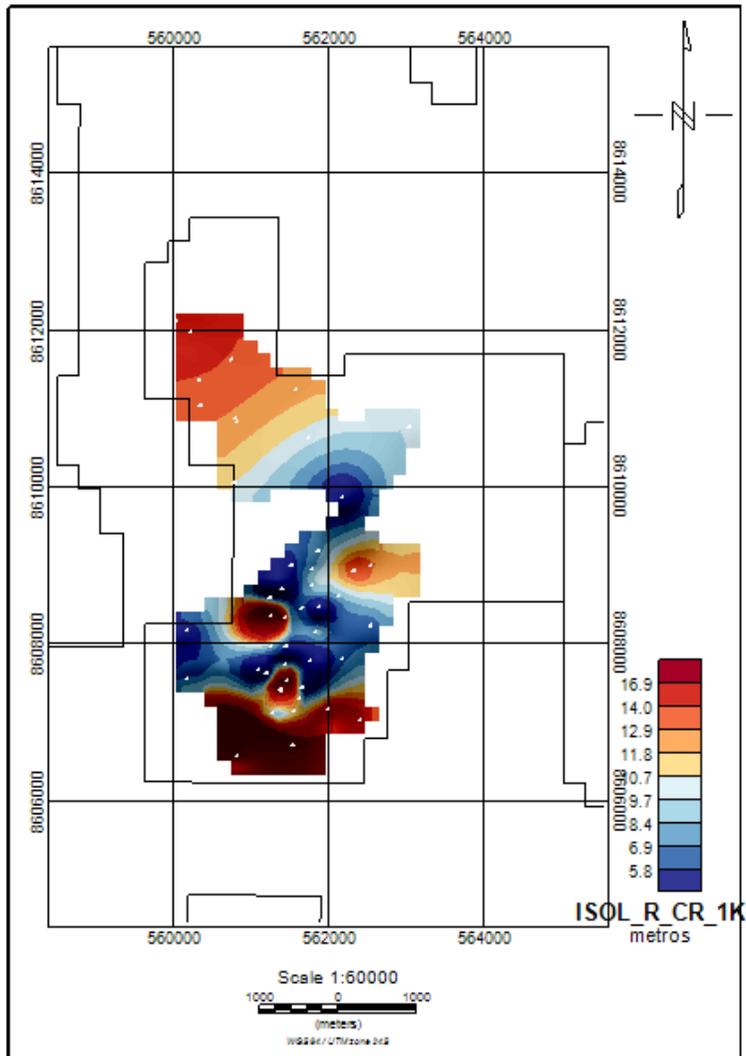
Mapa de isólitas de não-reservatório CR-11.



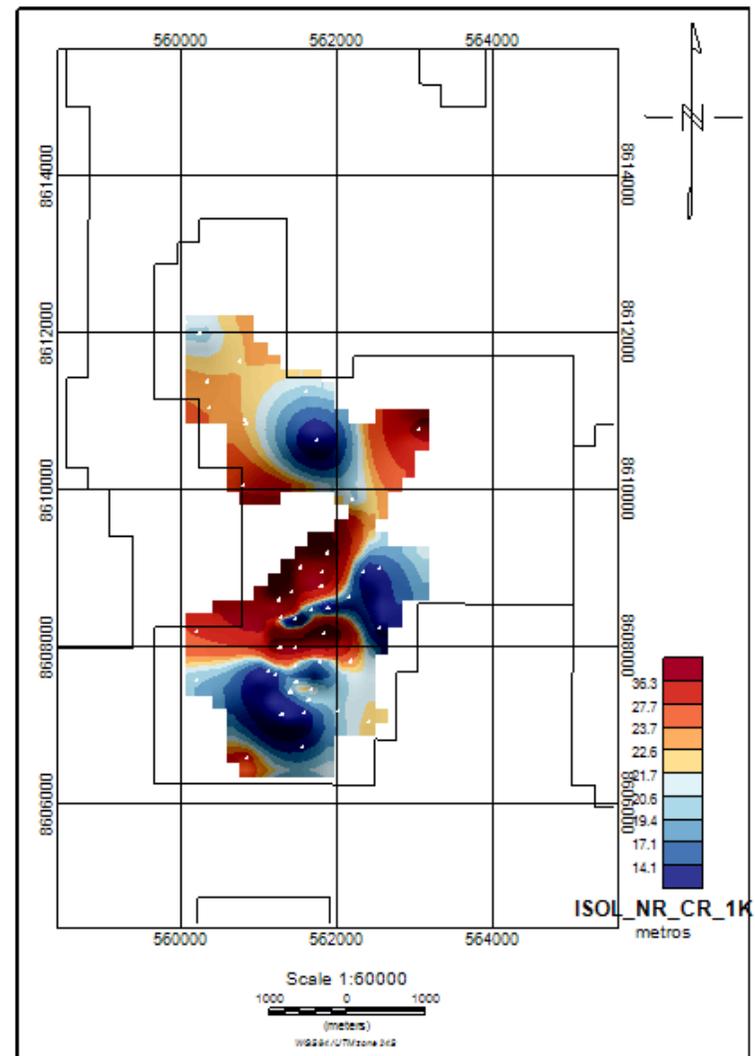
Mapa de isólitas de reservatório CR-1J.



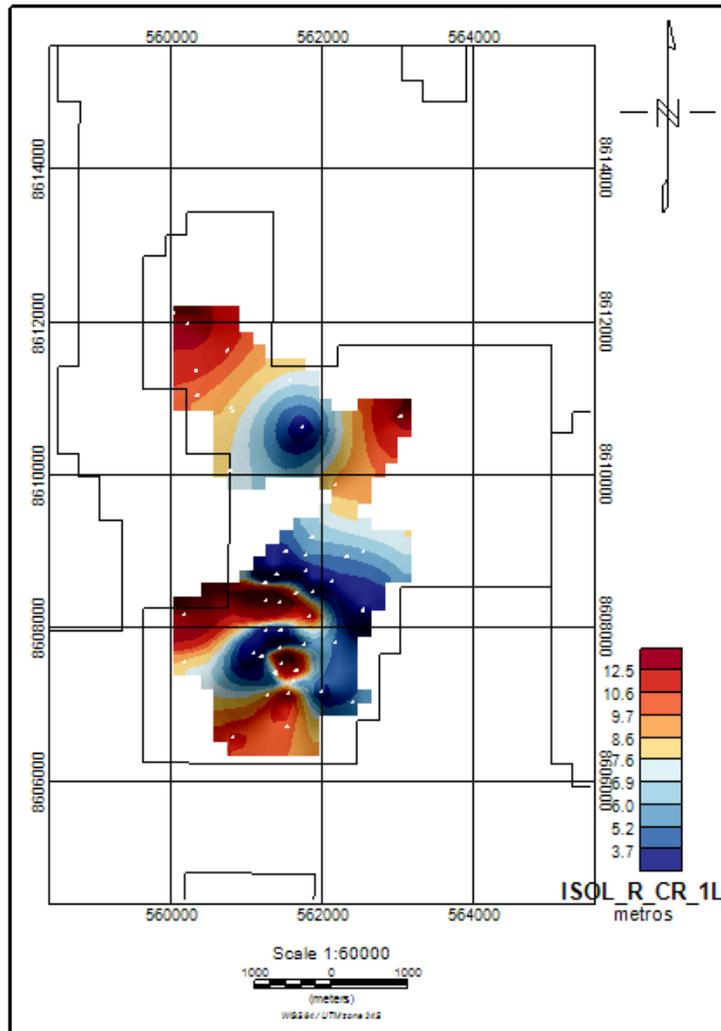
Mapa de isólitas de não-reservatório CR-1J.



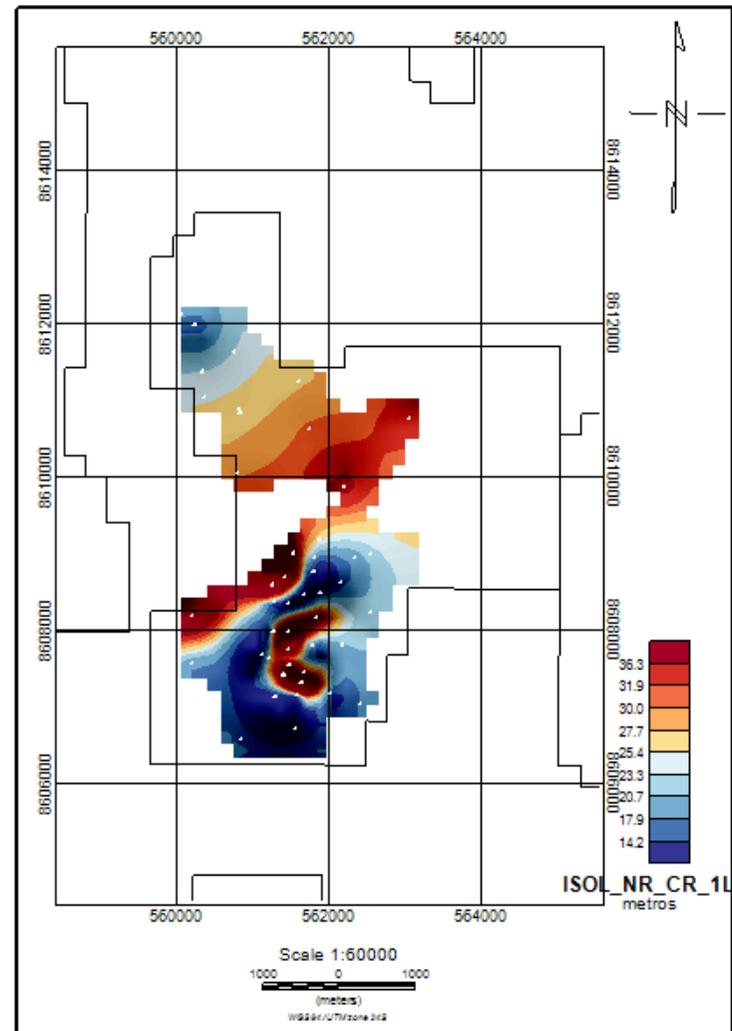
Mapa de isótopos de reservatório CR-1K.



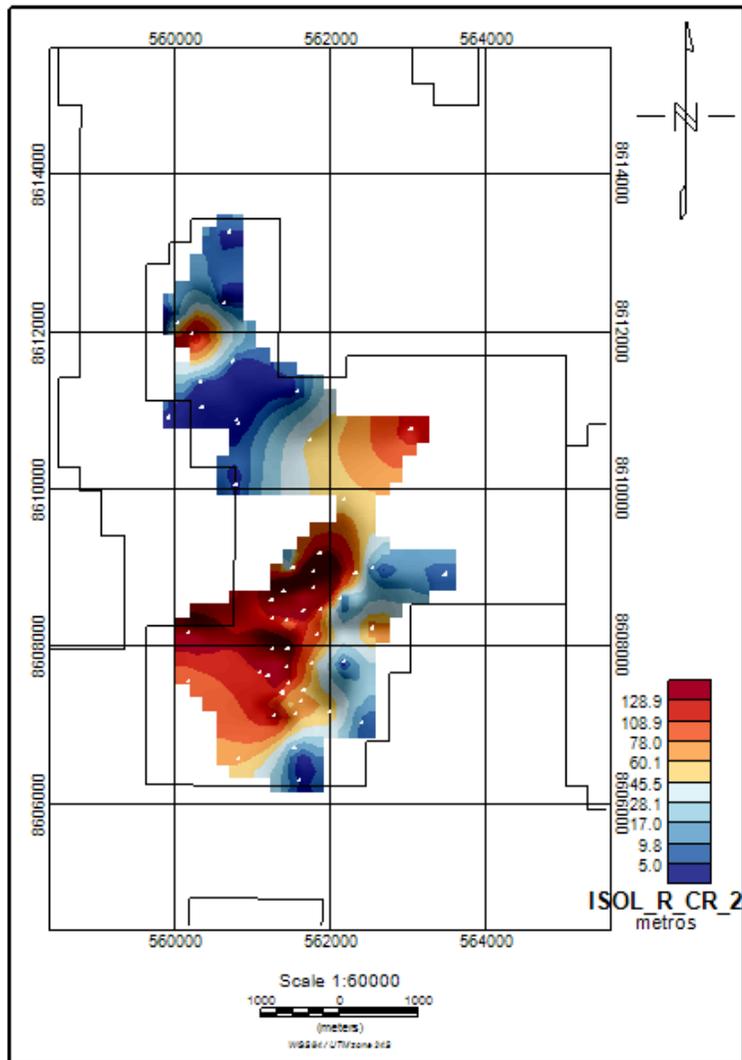
Mapa de isótopos de não-reservatório CR-1K.



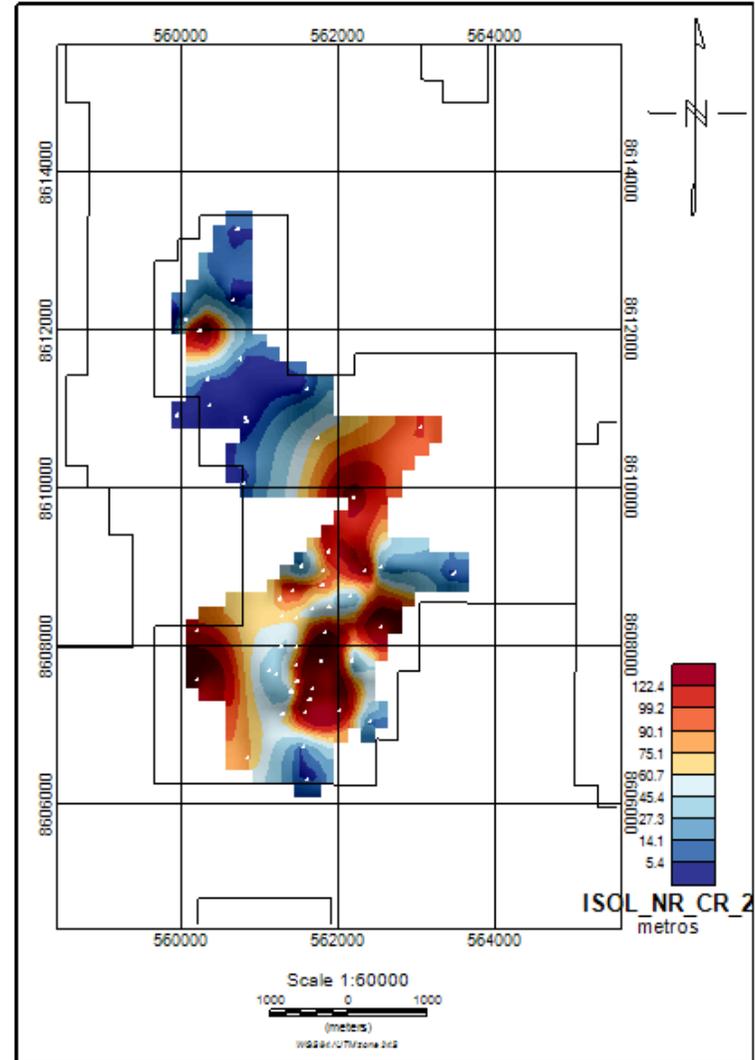
Mapa de isólicas de reservatório CR-1L.



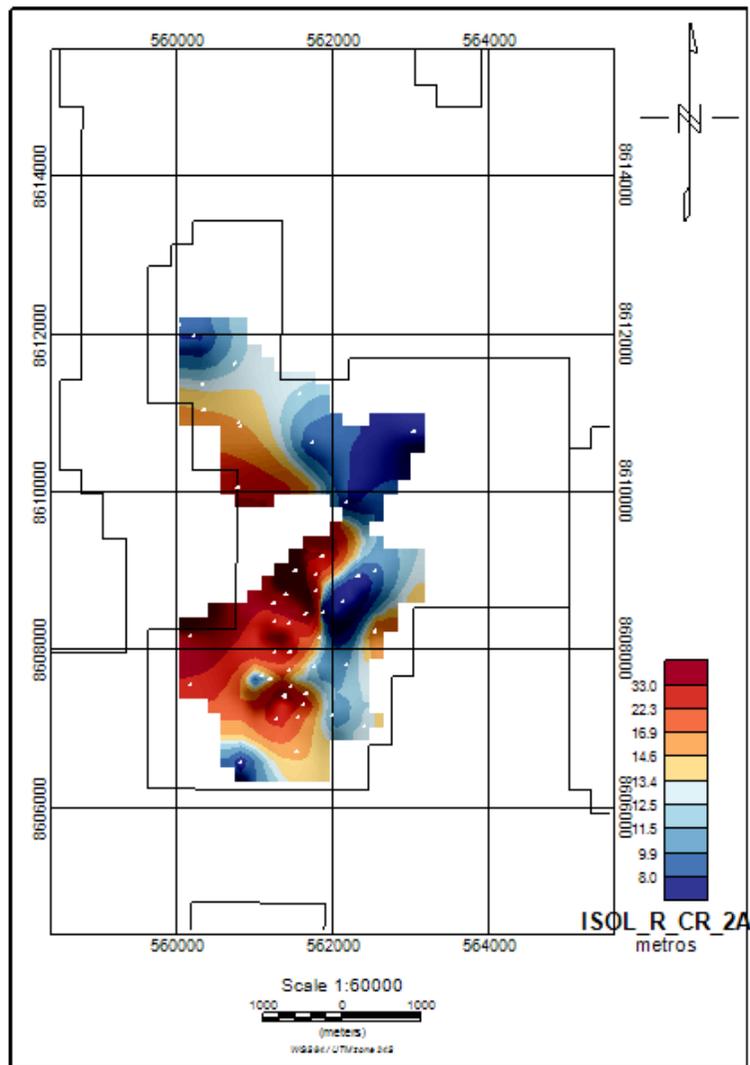
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-1L.



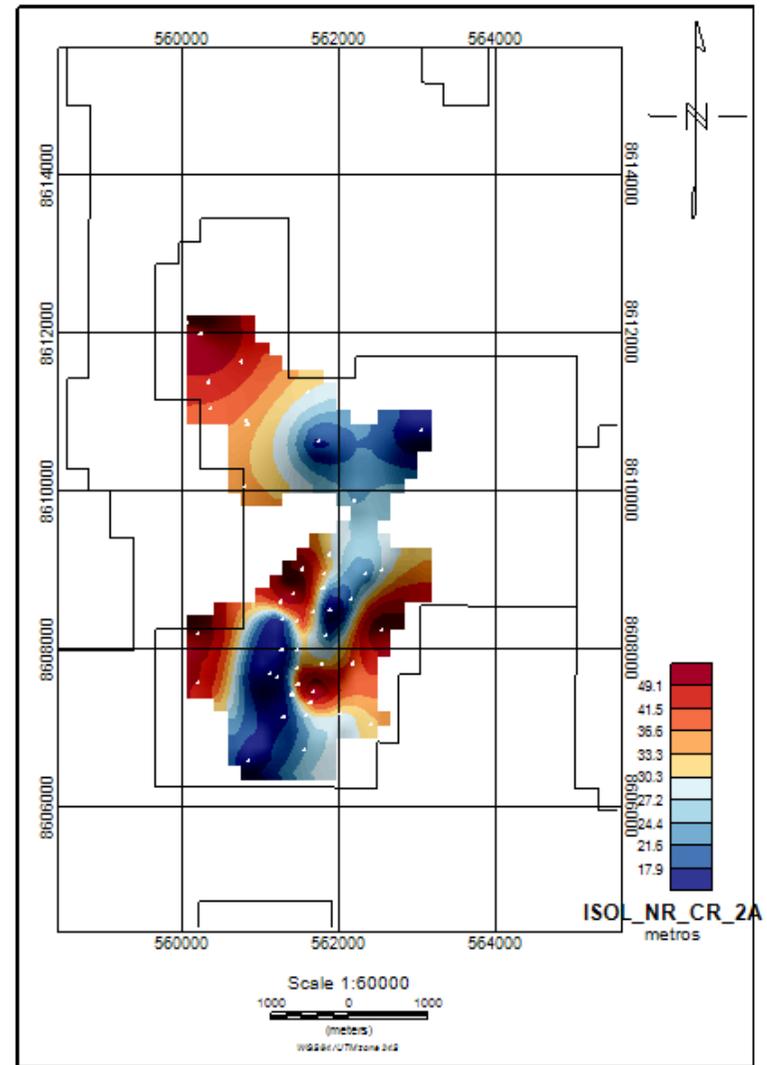
Mapa de isólicas de reservatório CR-2.



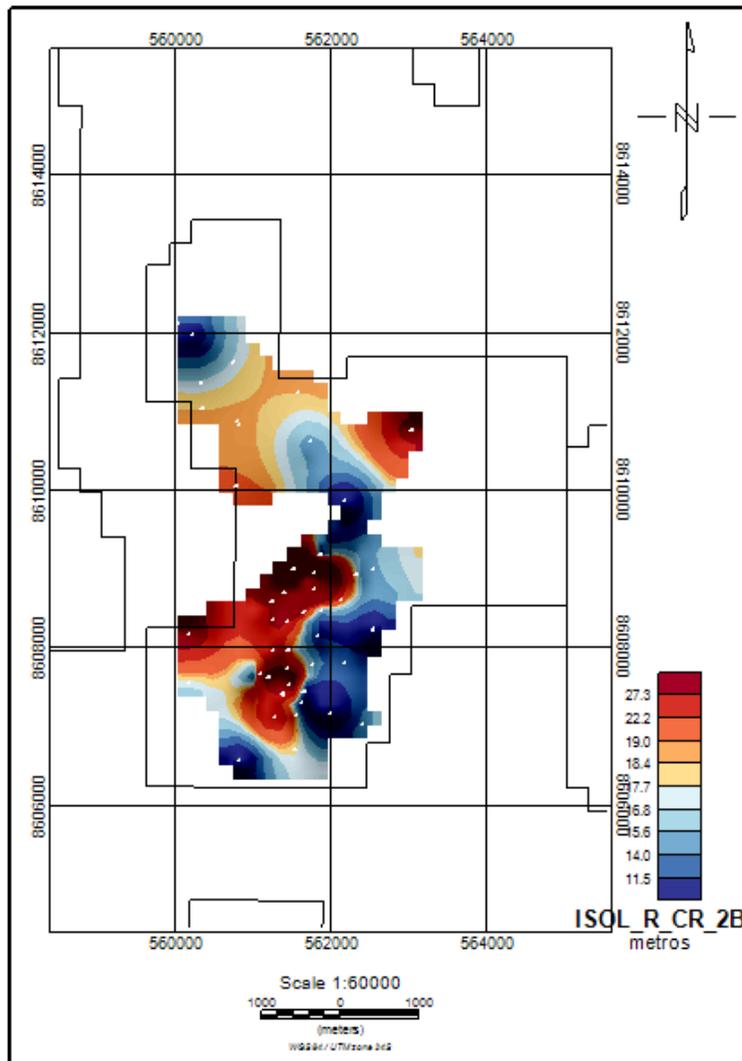
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-2.



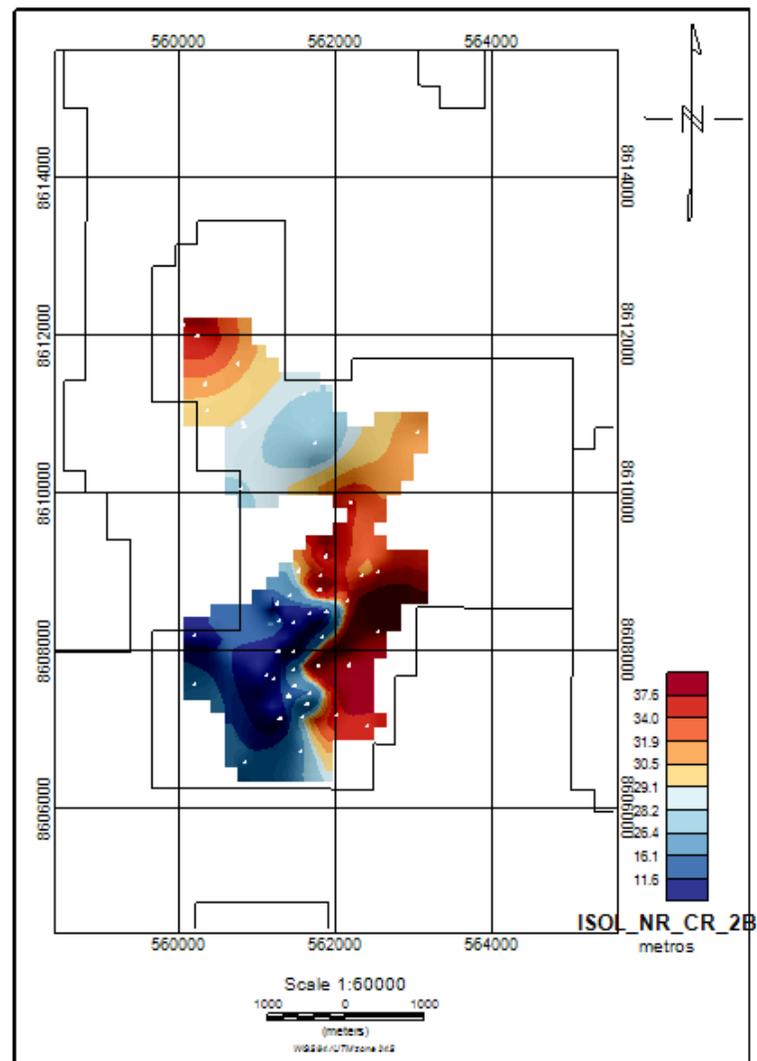
Mapa de isólicas de reservatório CR-2A.



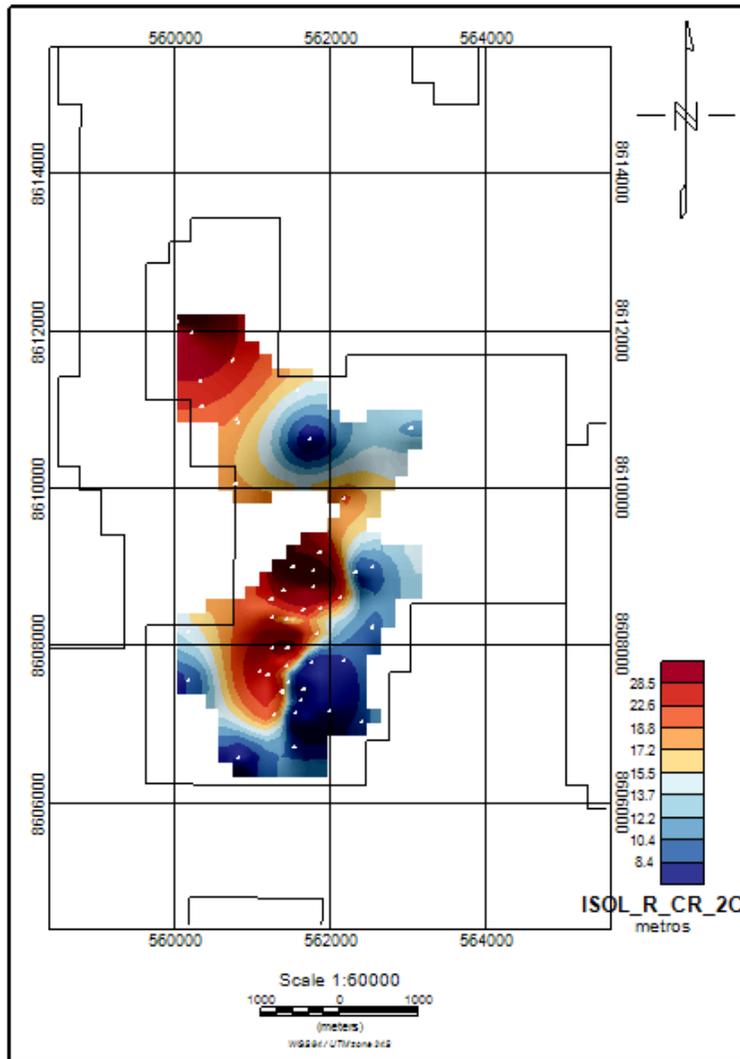
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-2A.



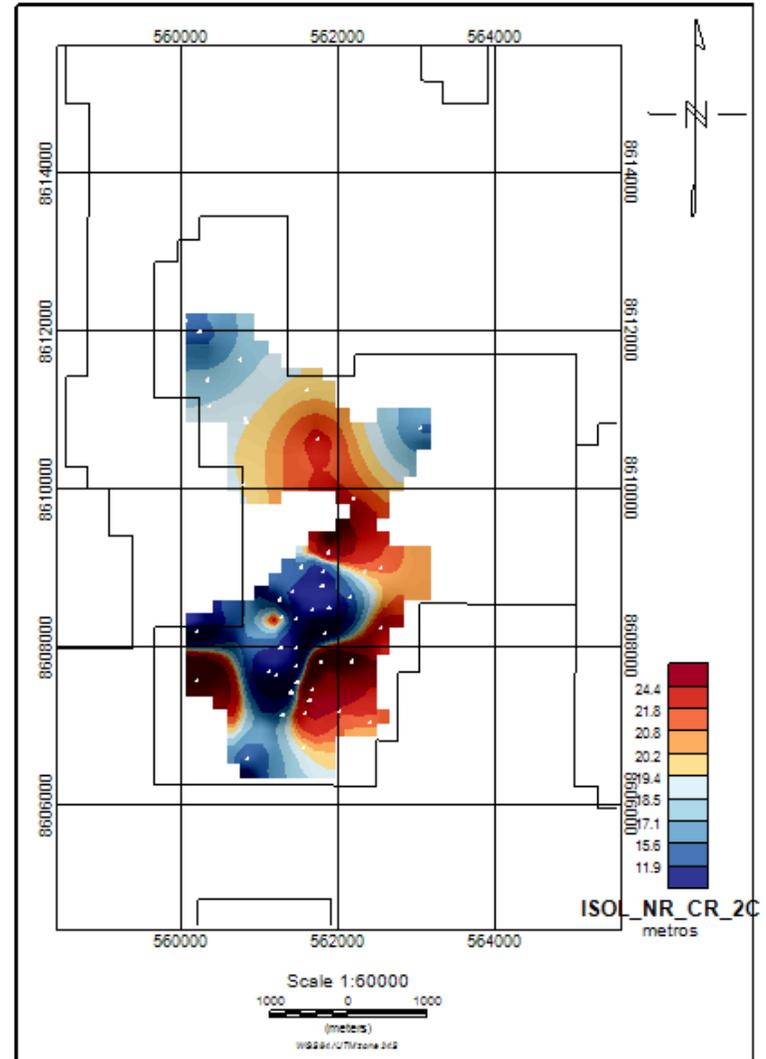
Mapa de isólicas de reservatório CR-2B.



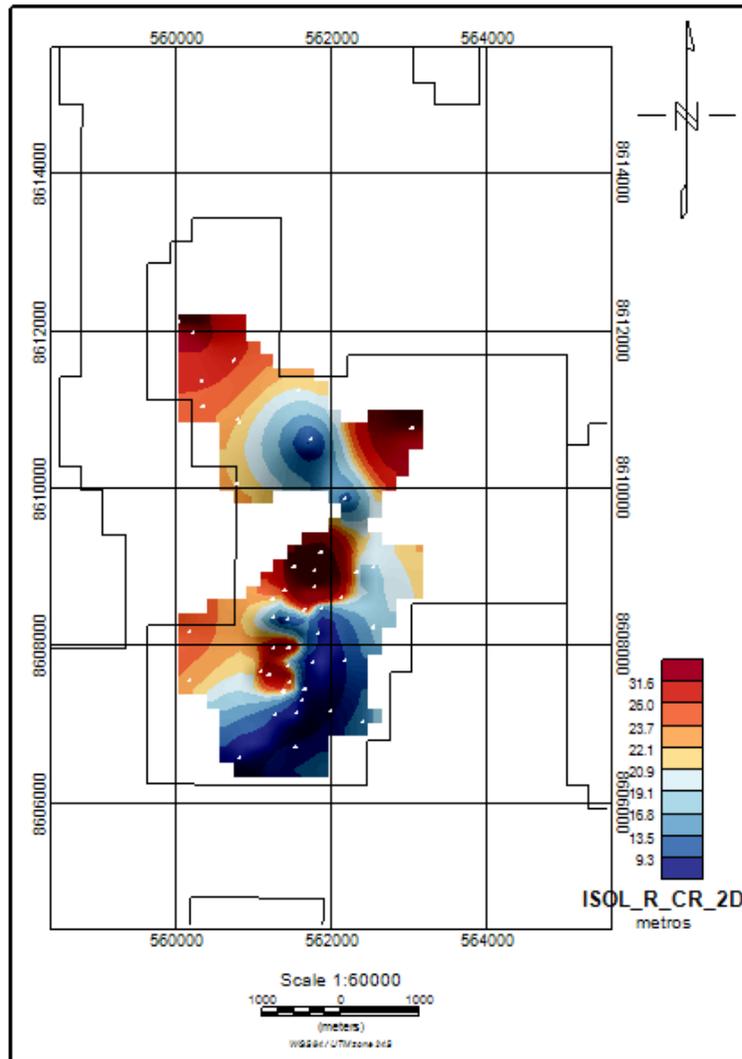
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-2B.



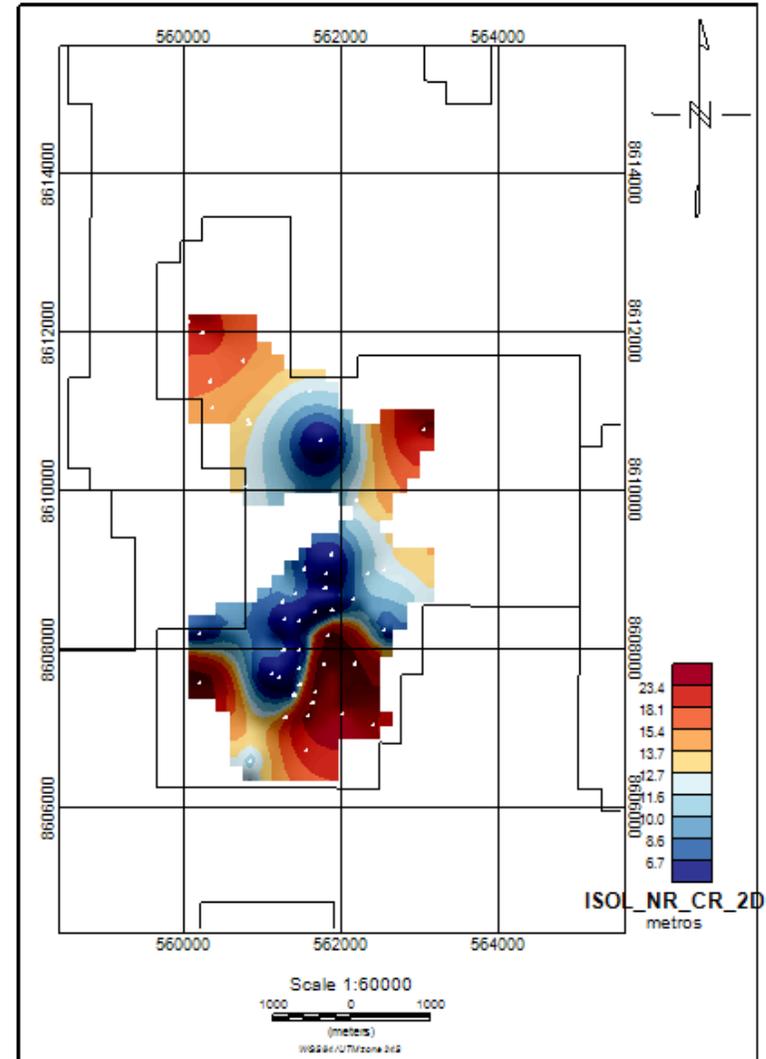
Mapa de isólicas de reservatório CR-2C.



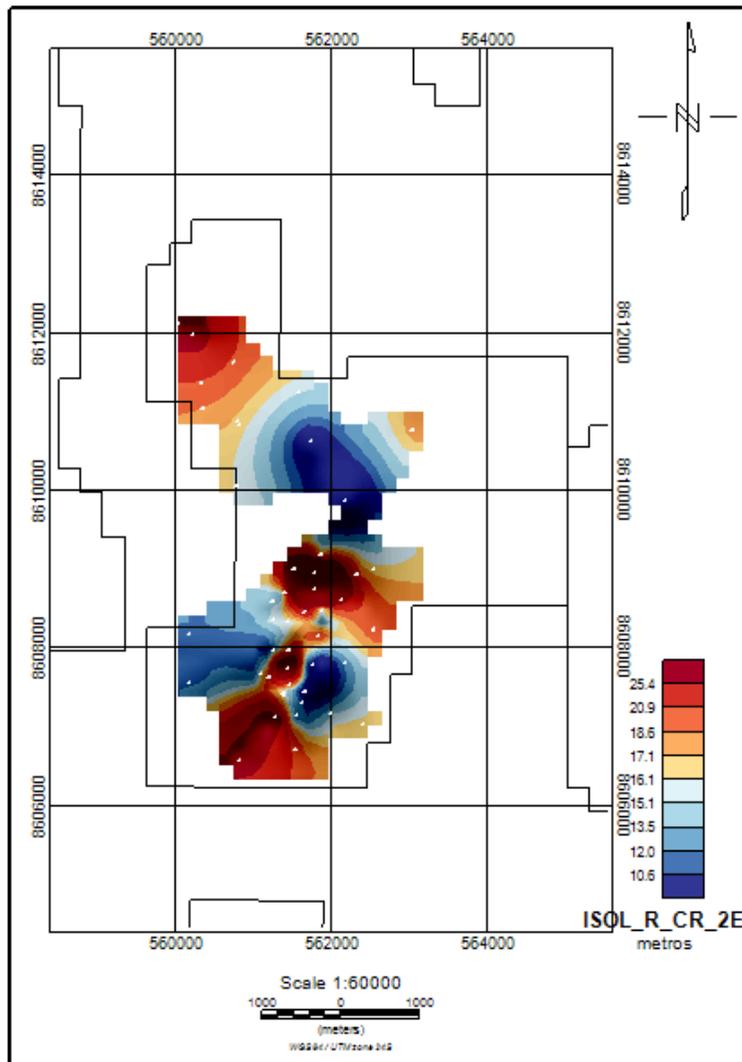
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-2C.



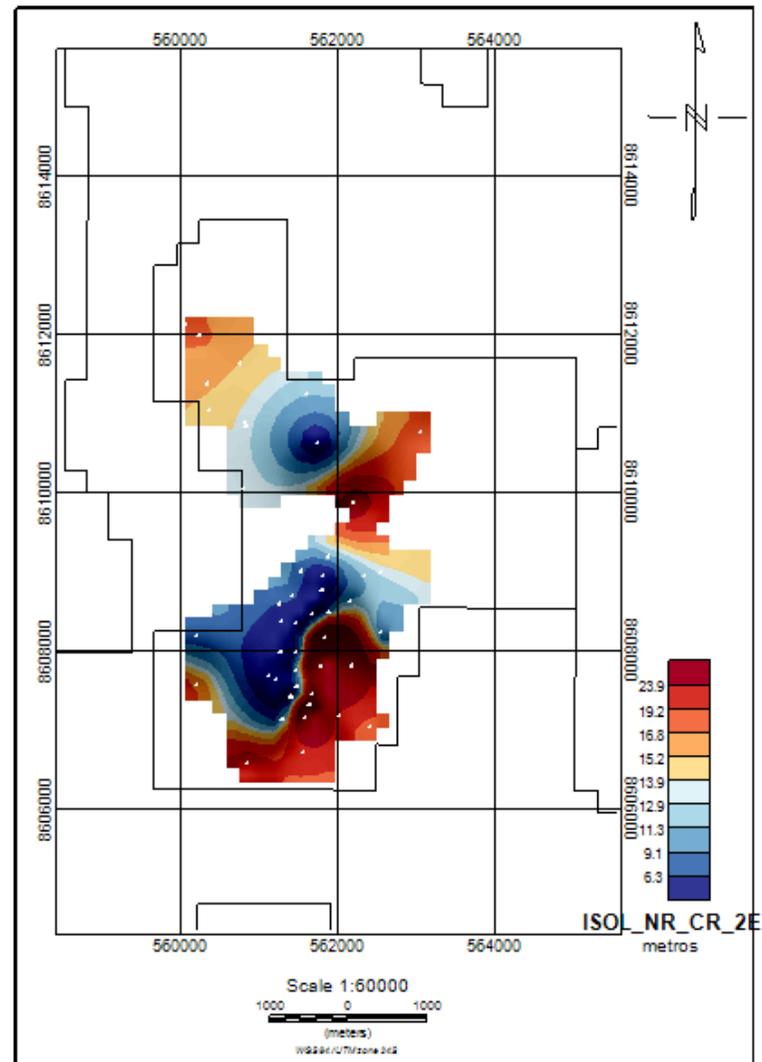
Mapa de isólicas de reservatório CR-2D.



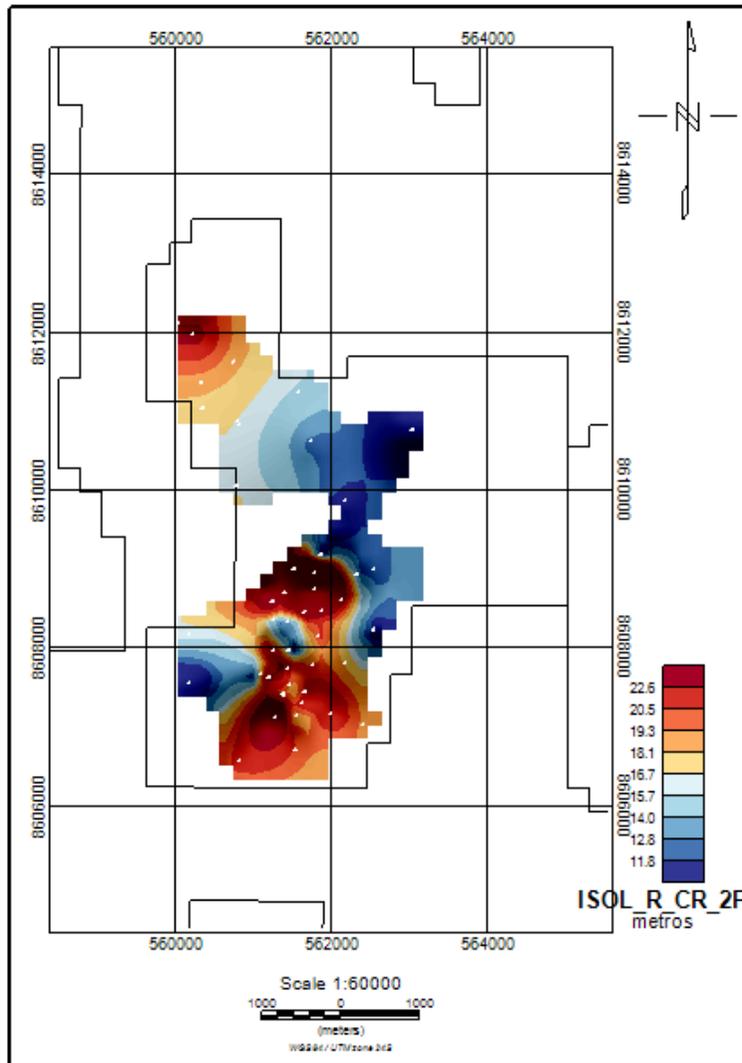
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-2D.



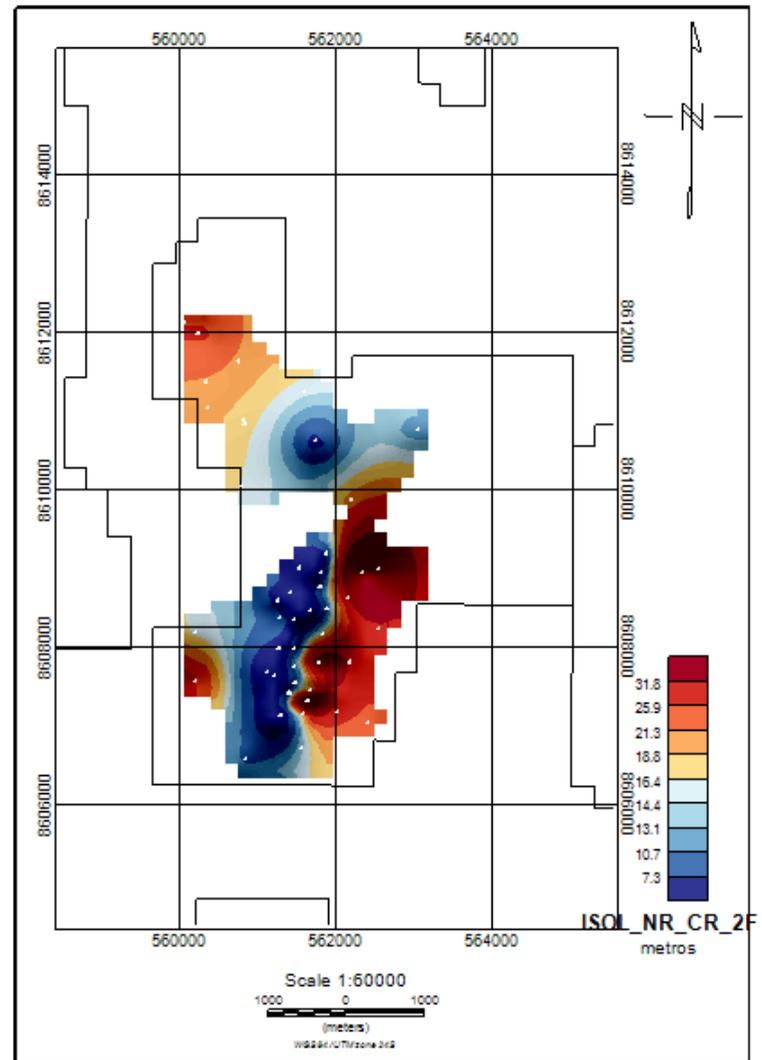
Mapa de isólicas de reservatório CR-2E.



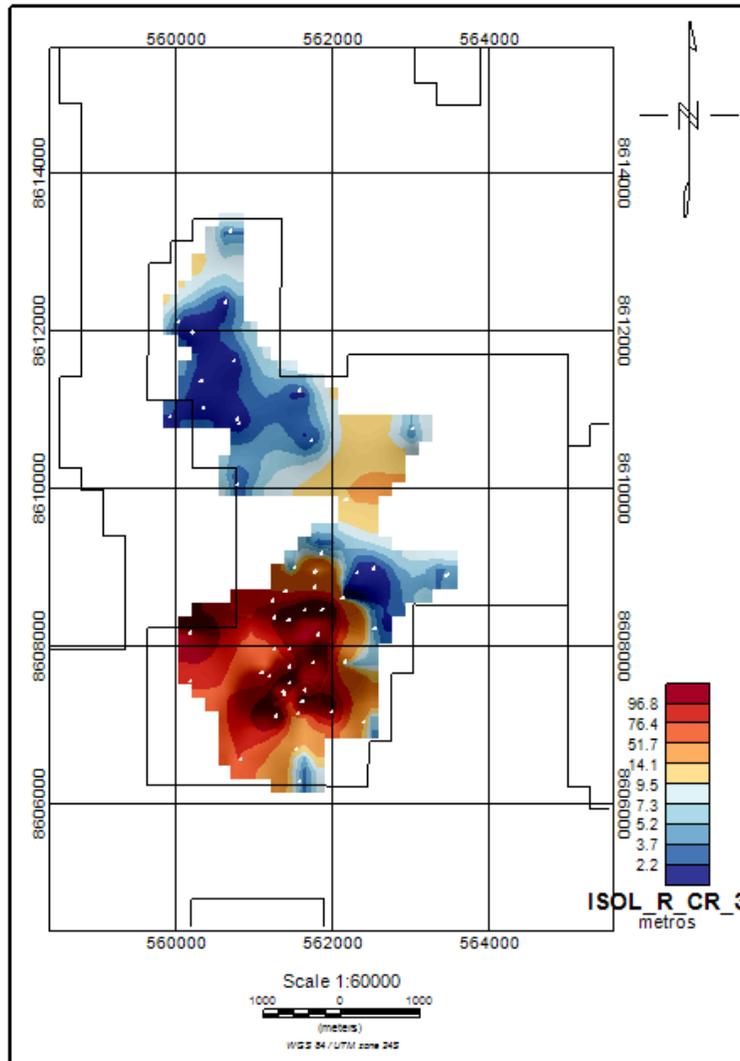
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-2E.



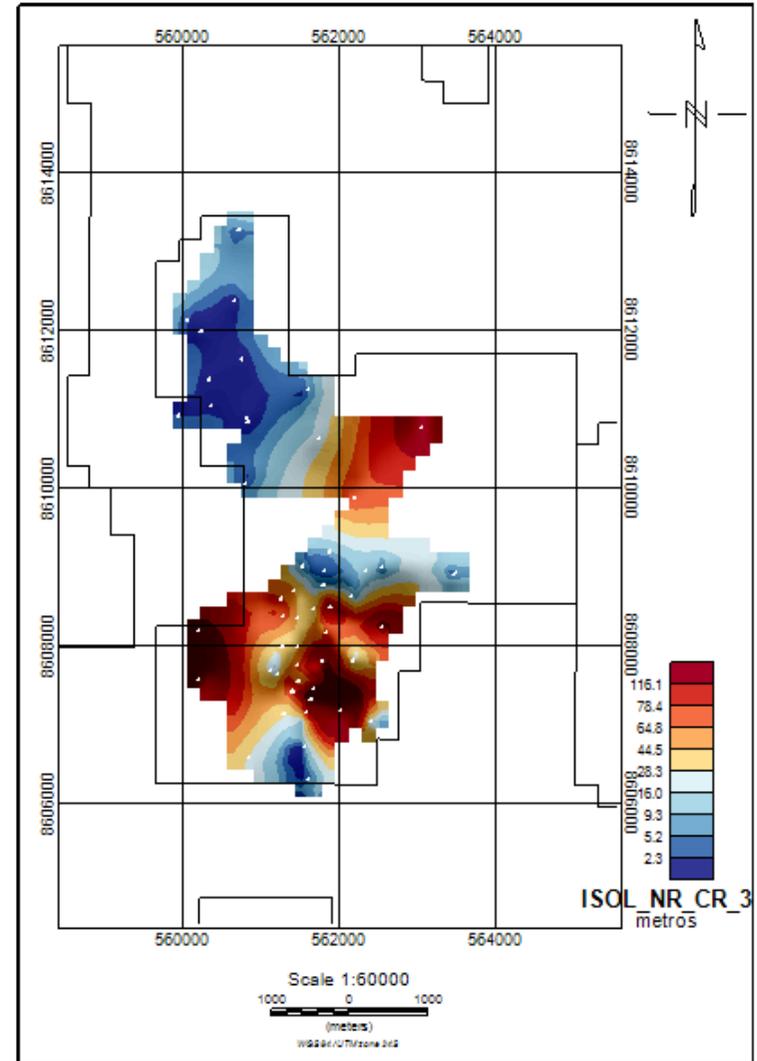
Mapa de isólicas de reservatório CR-2F.



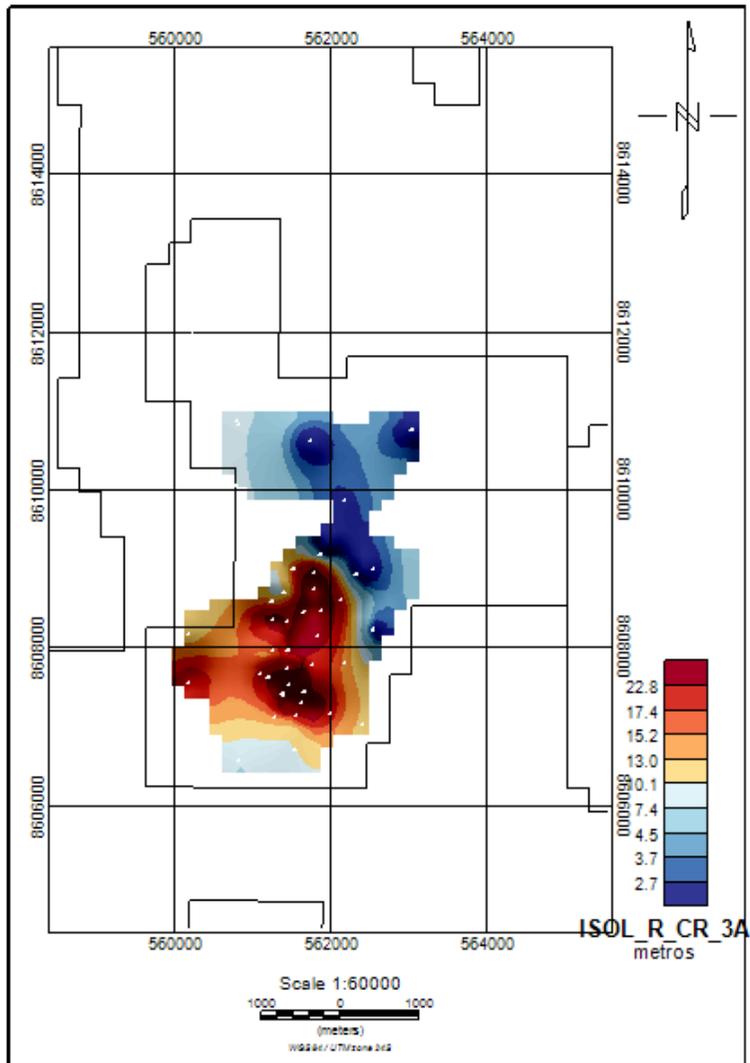
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-2F.



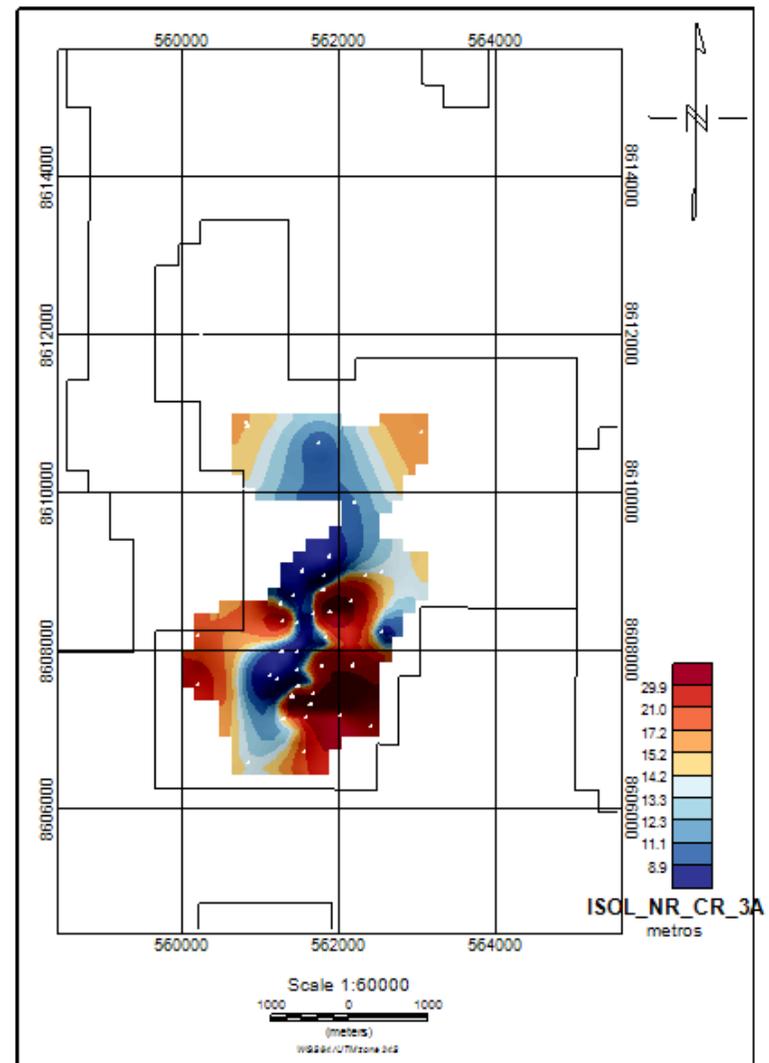
Mapa de isólicas de reservatório CR-3.



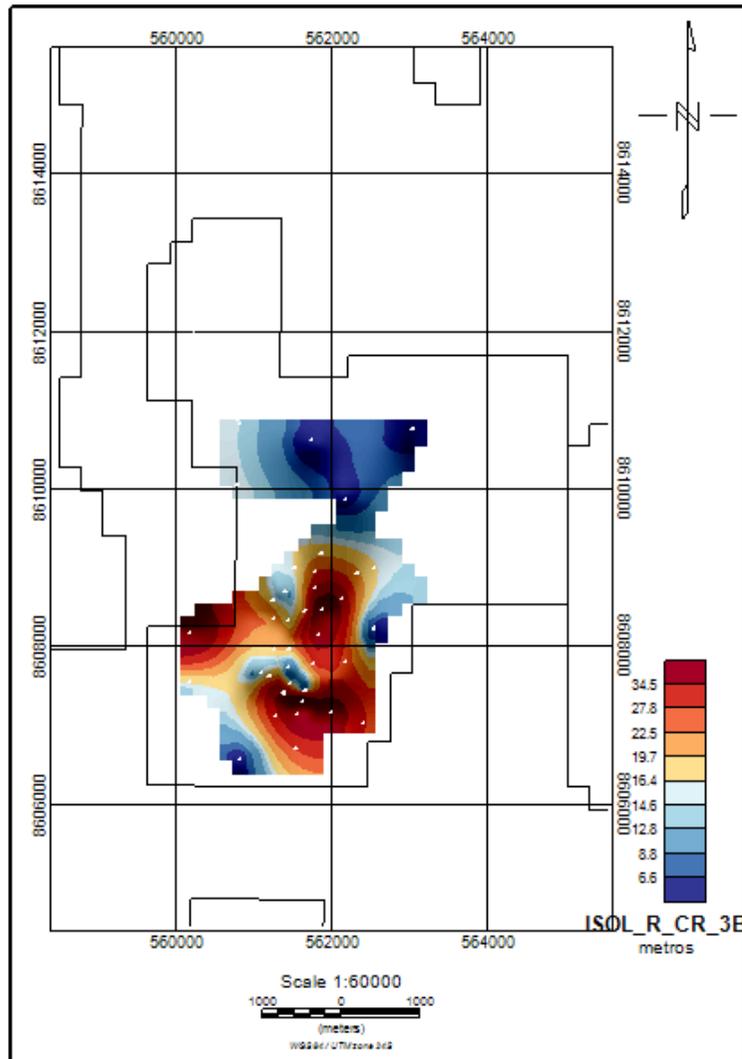
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-3.



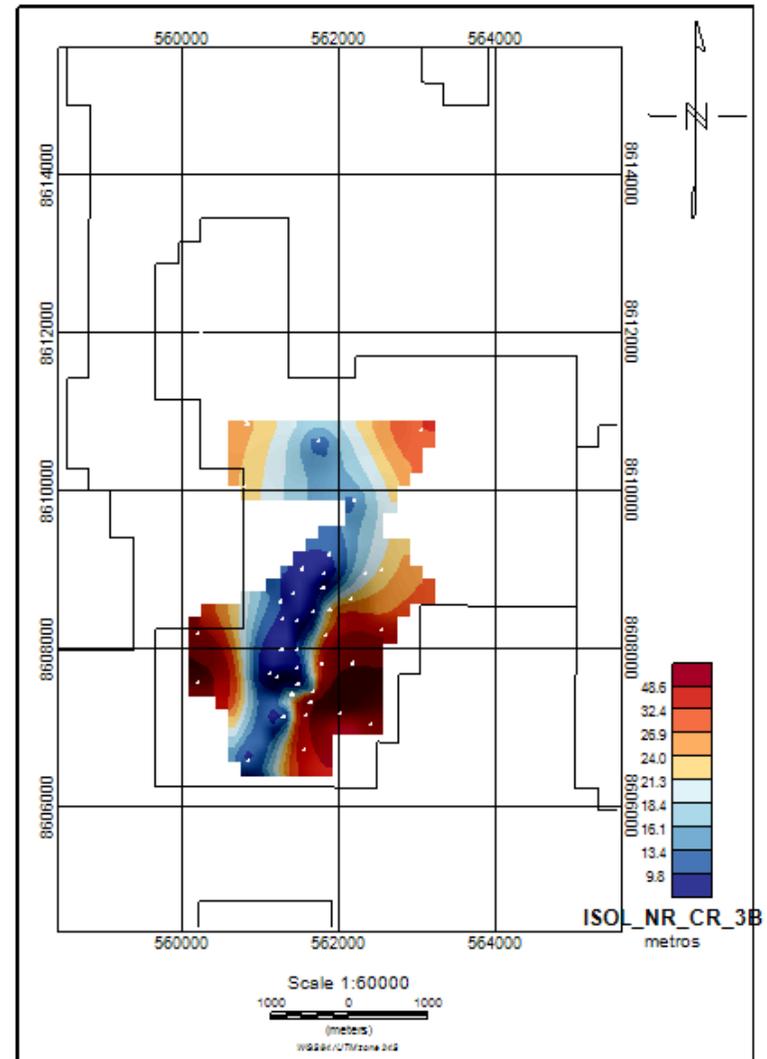
Mapa de isólicas de reservatório CR-3A.



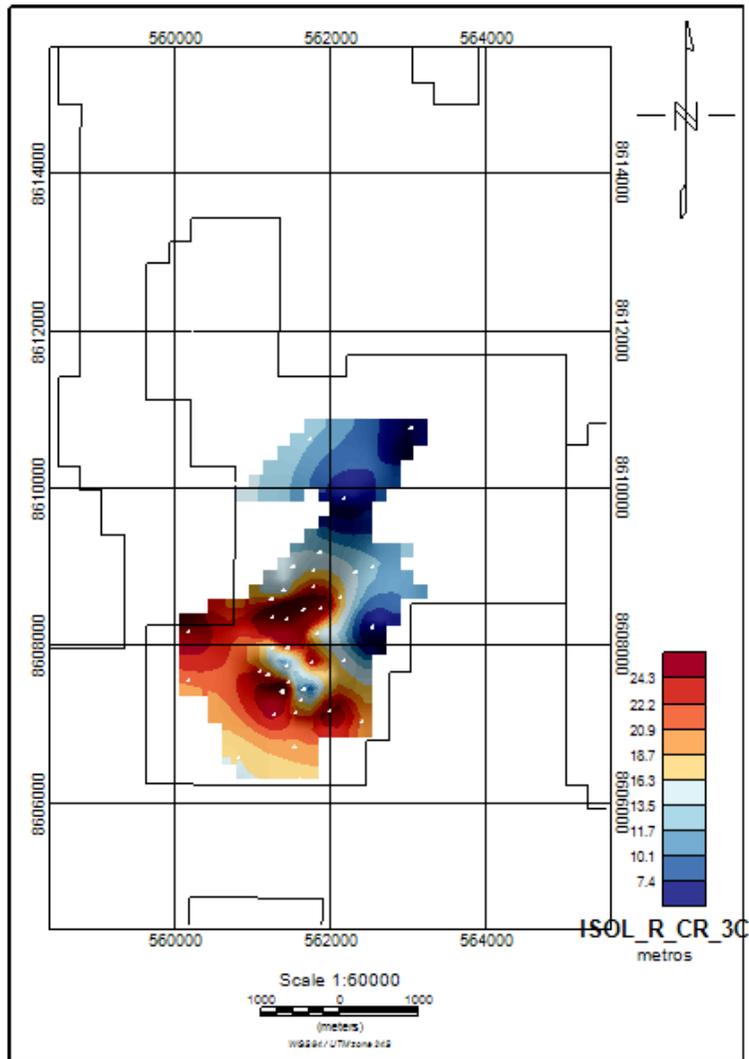
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-3A.



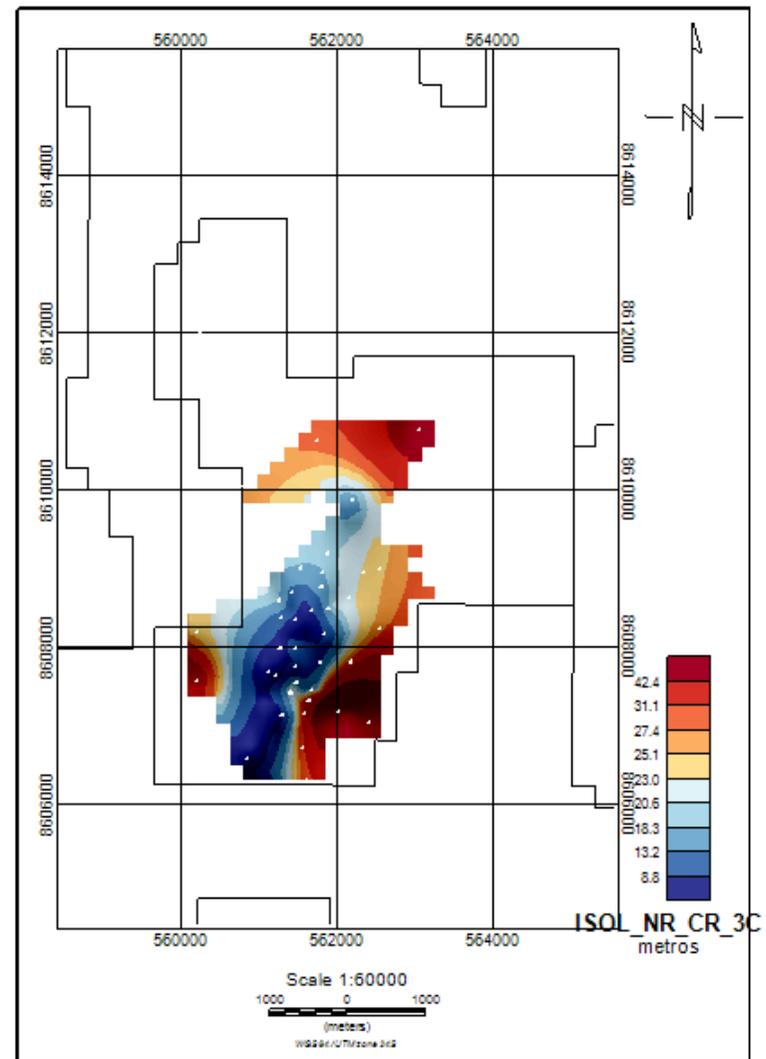
Mapa de isólicas de reservatório CR-3B.



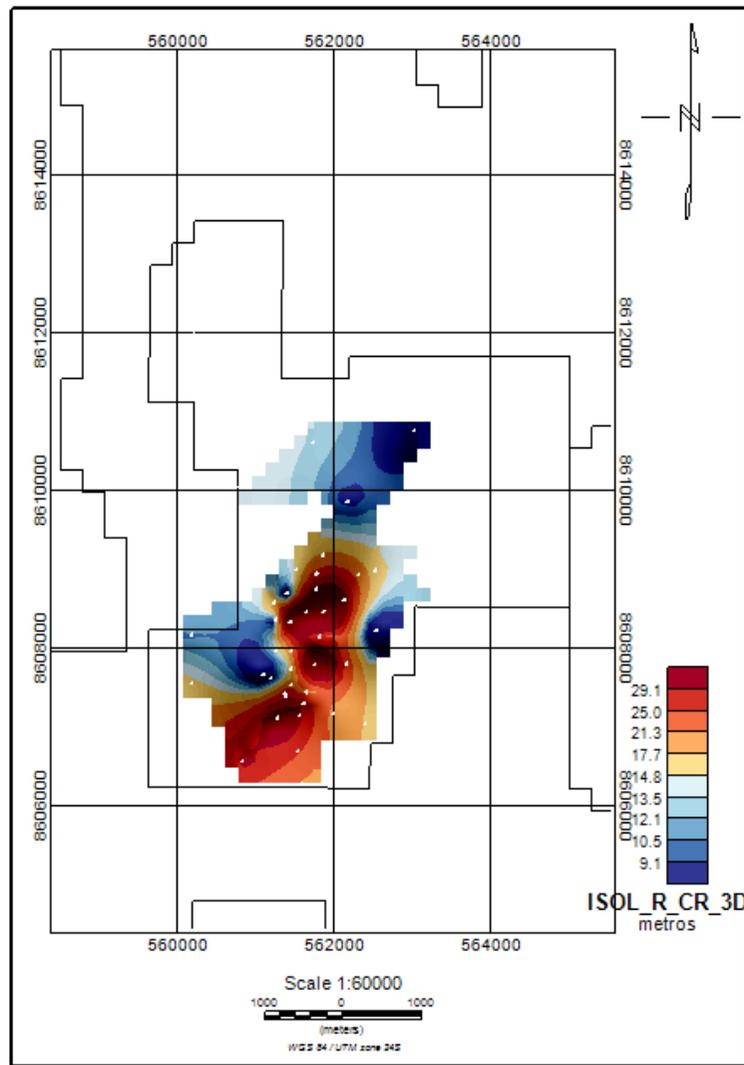
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-3B.



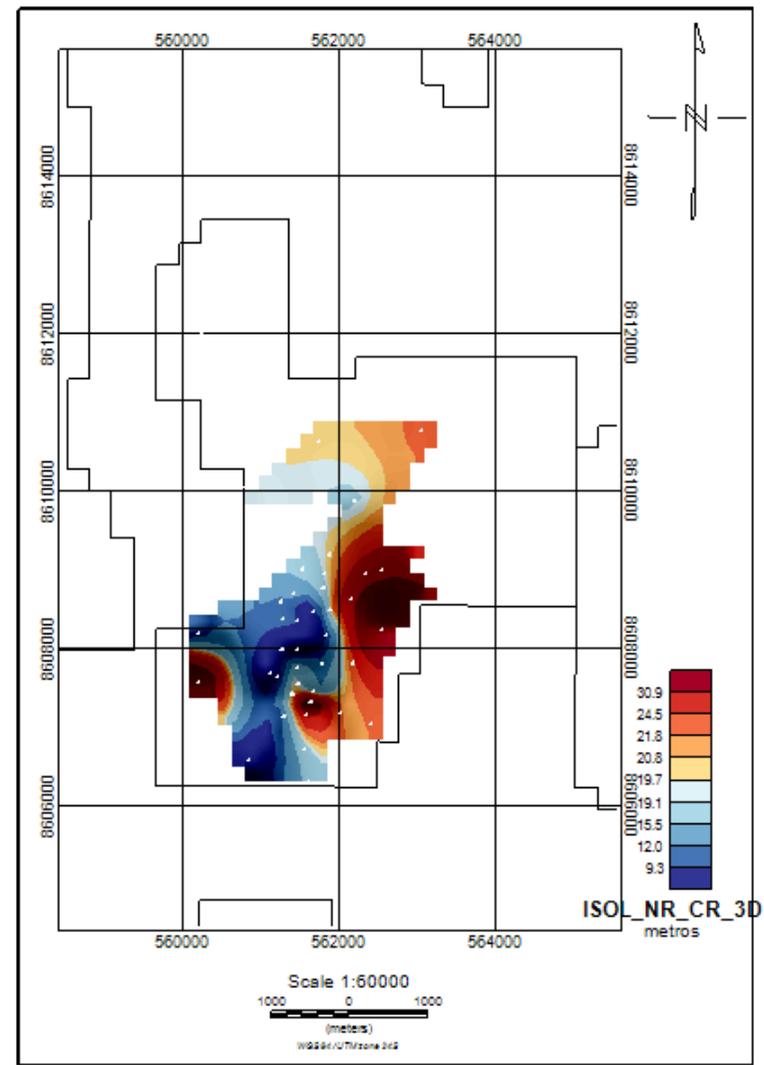
Mapa de isólicas de reservatório CR-3C.



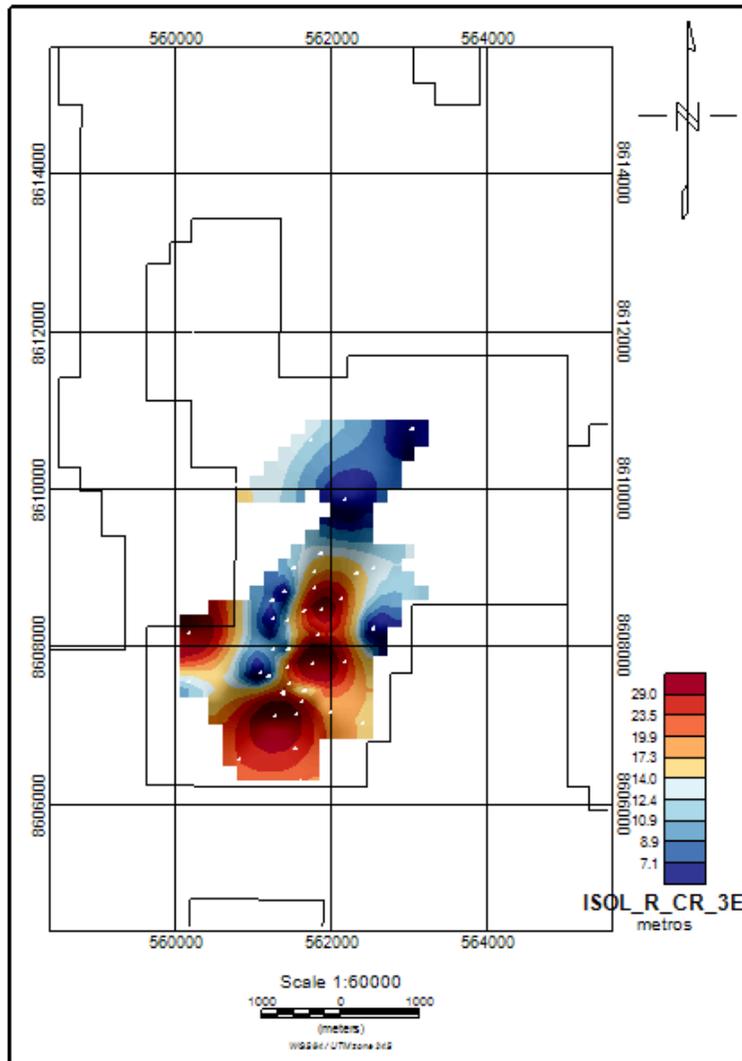
Mapa de isólicas de não-reservatório CR-3C.



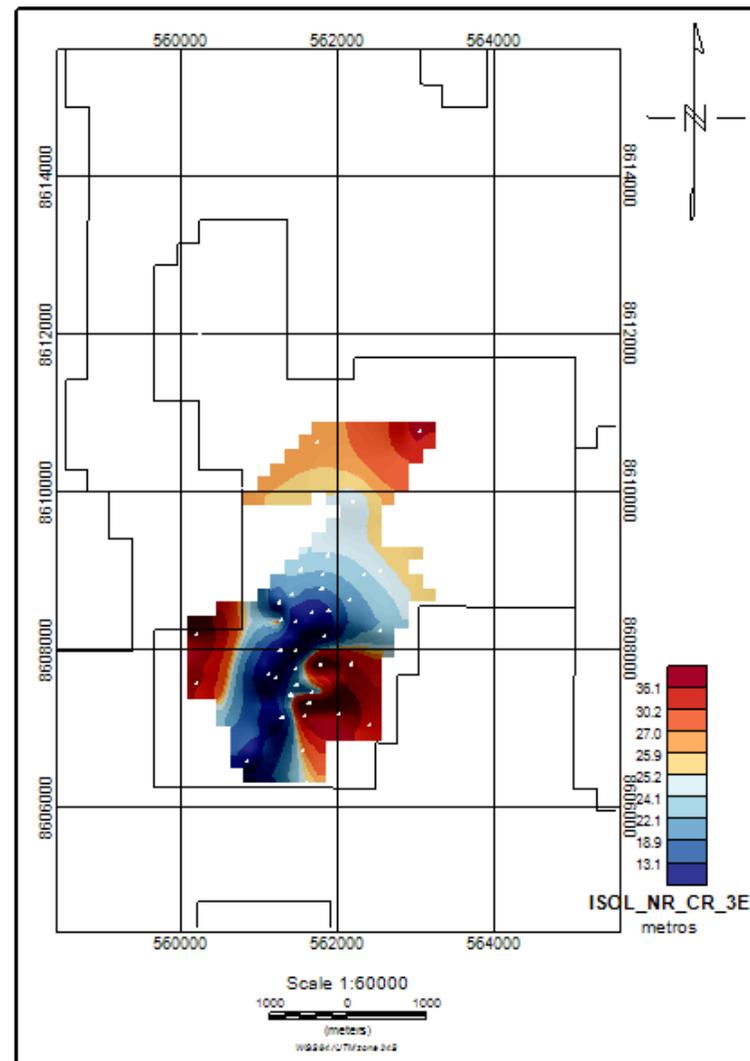
Mapa de isólicas de reservatório CR-3D.



Mapa de isólicas de não-reservatório CR-3D.

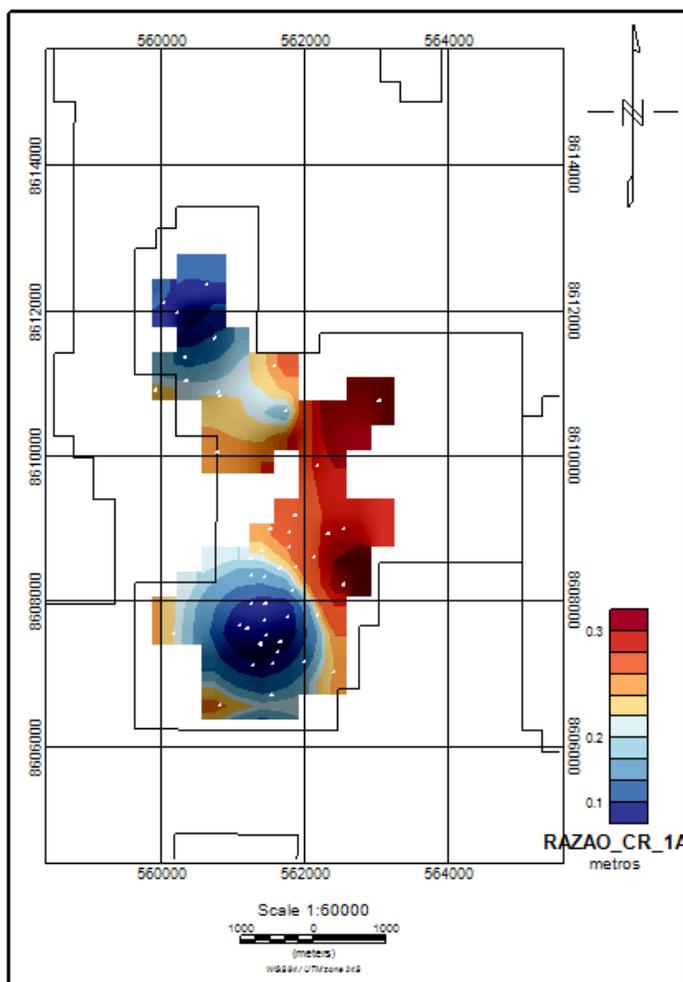


Mapa de isólicas de reservatório CR-3E.

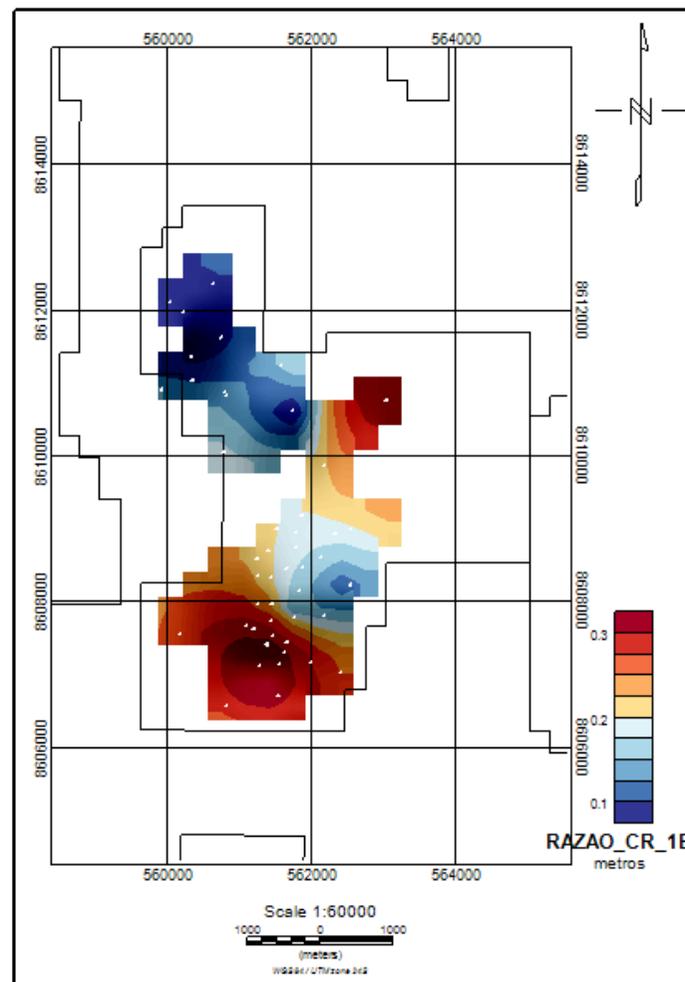


Mapa de isólicas de não-reservatório CR-3E.

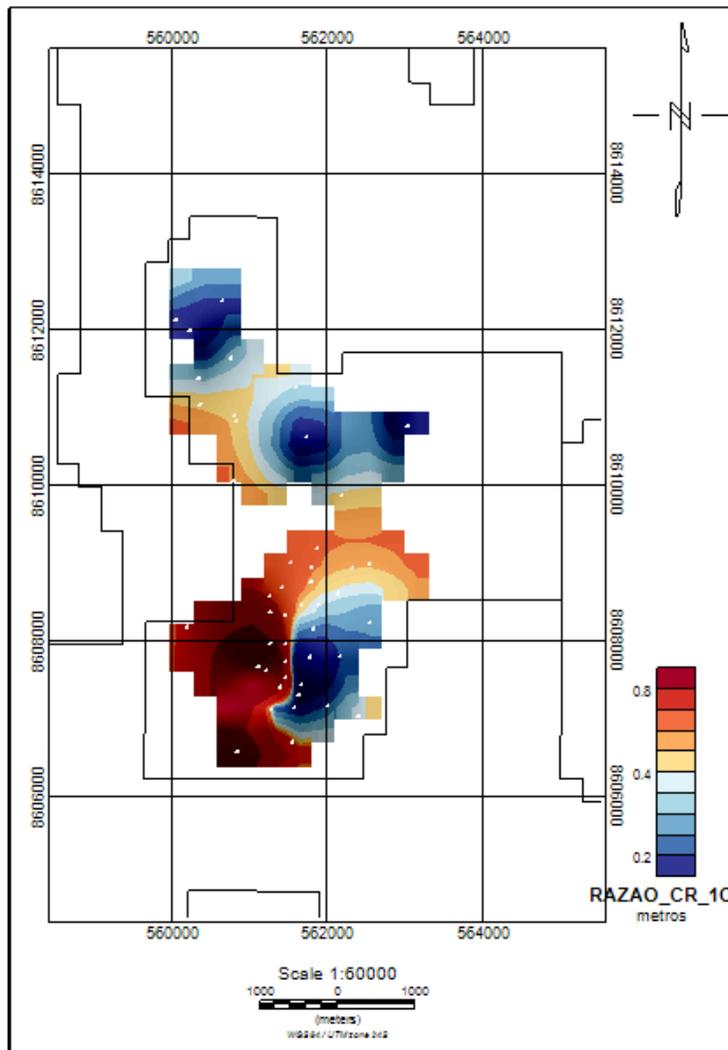
Apêndice 3 – MAPAS DA RAZÃO RES/NRES DOS ESTÁGIOS TURBIDÍDICOS



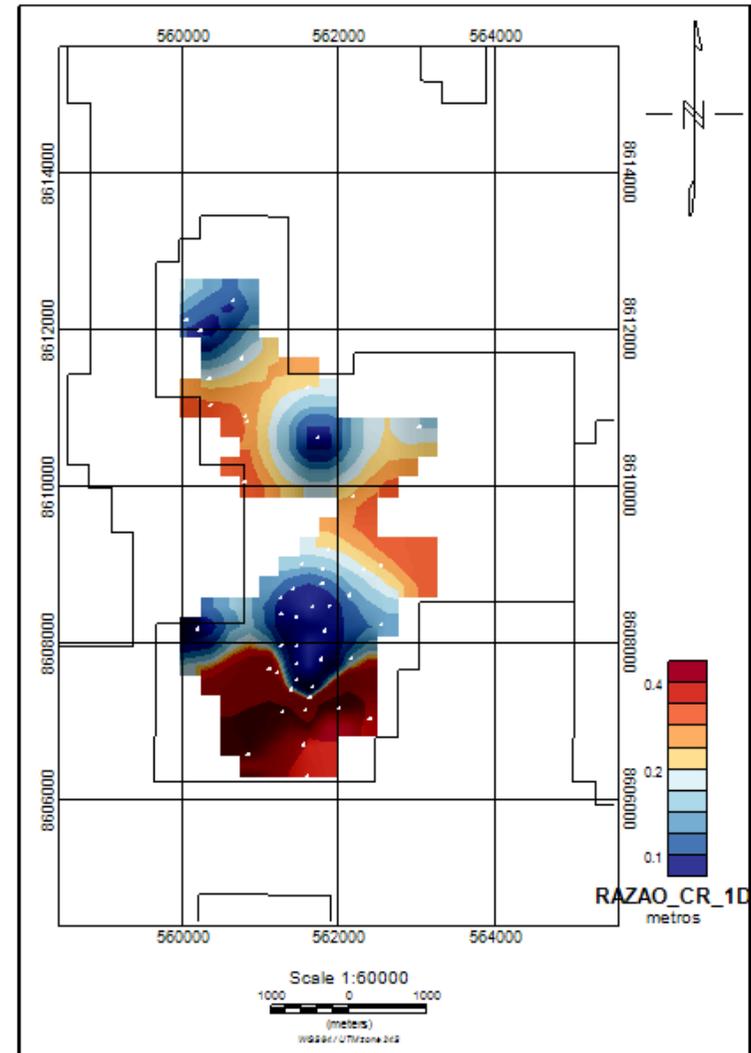
Mapa da razão res/nres CR-1A.



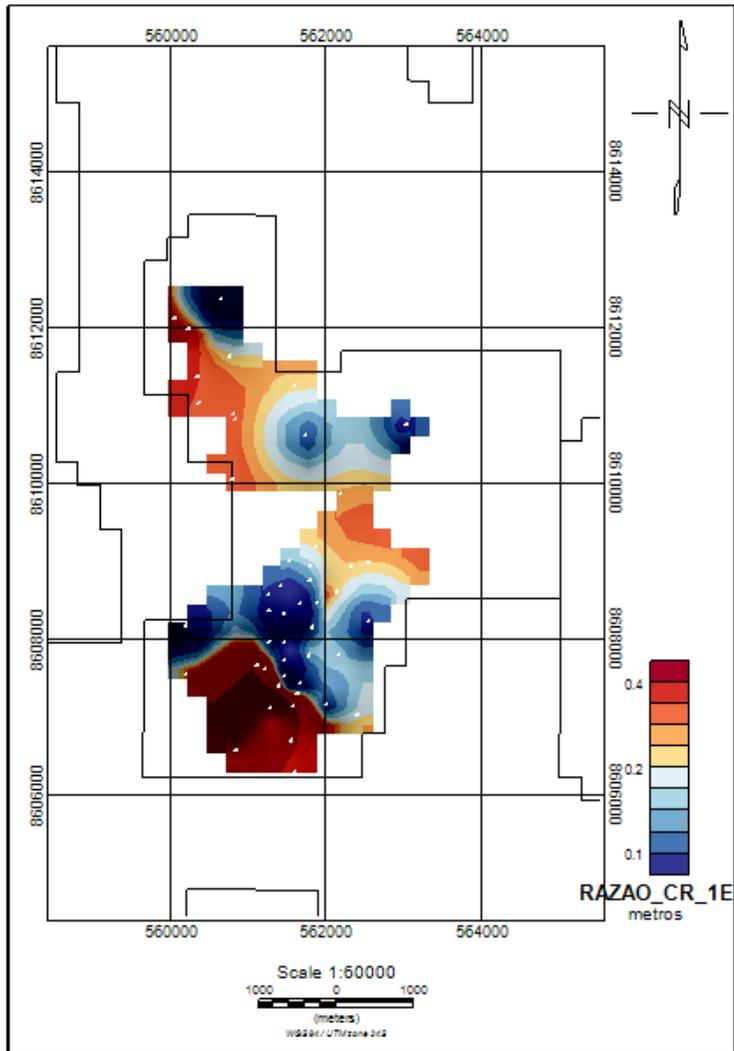
Mapa da razão res/nres CR-1B.



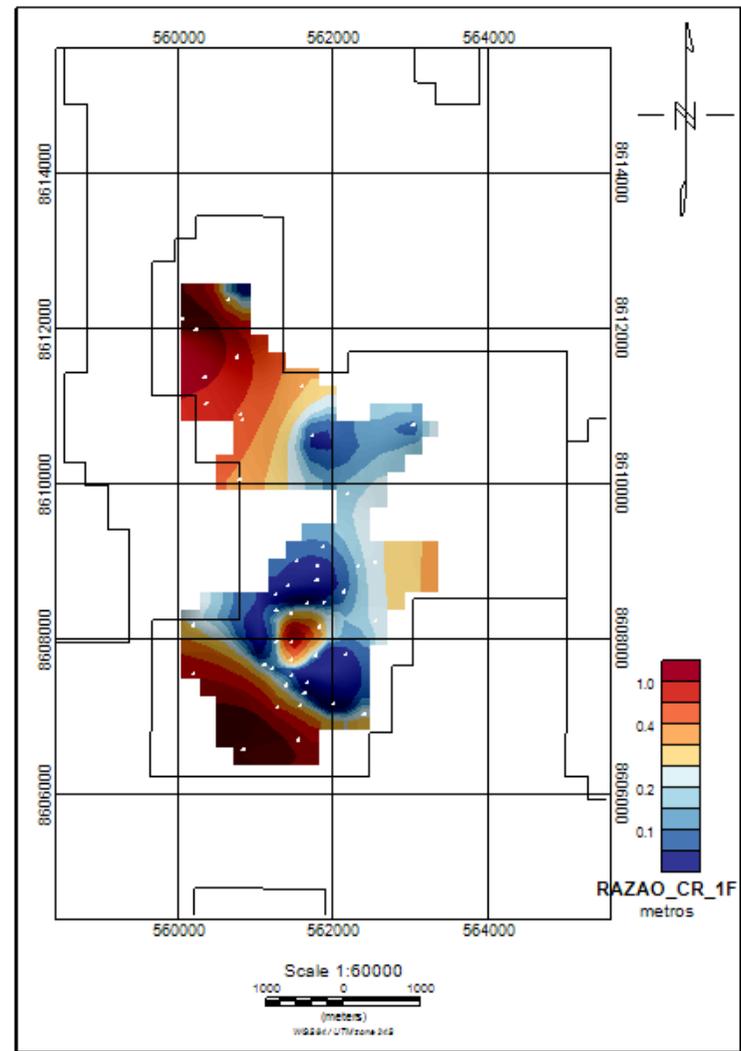
Mapa da razão res/nres CR-1C.



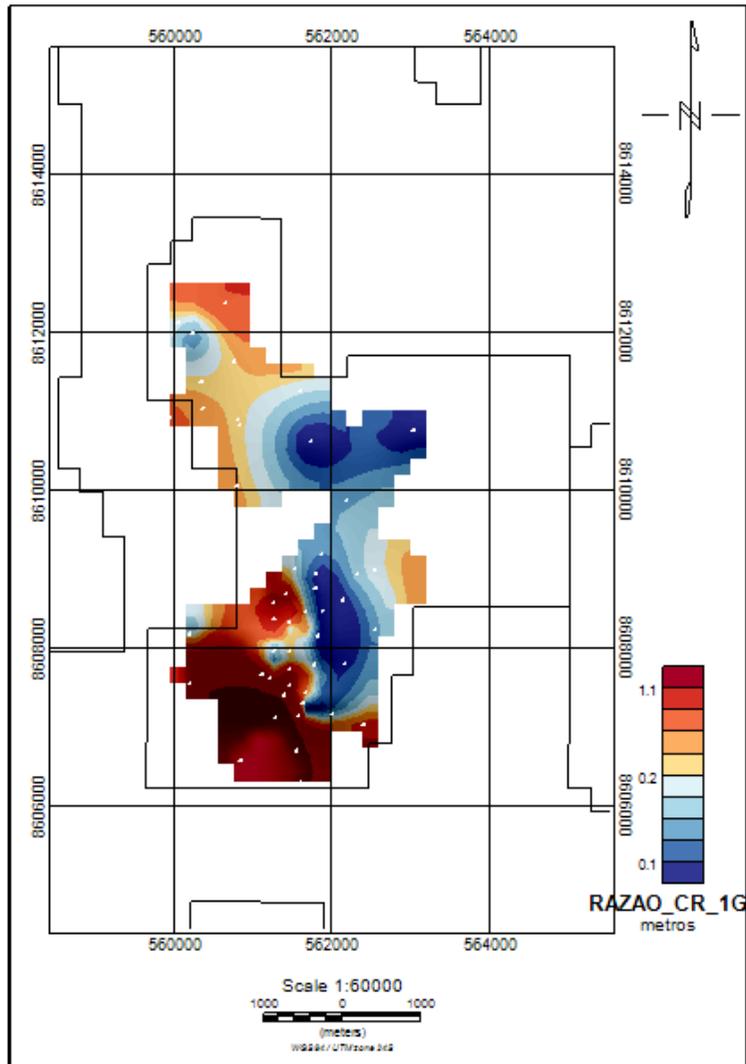
Mapa da razão res/nres CR-1D.



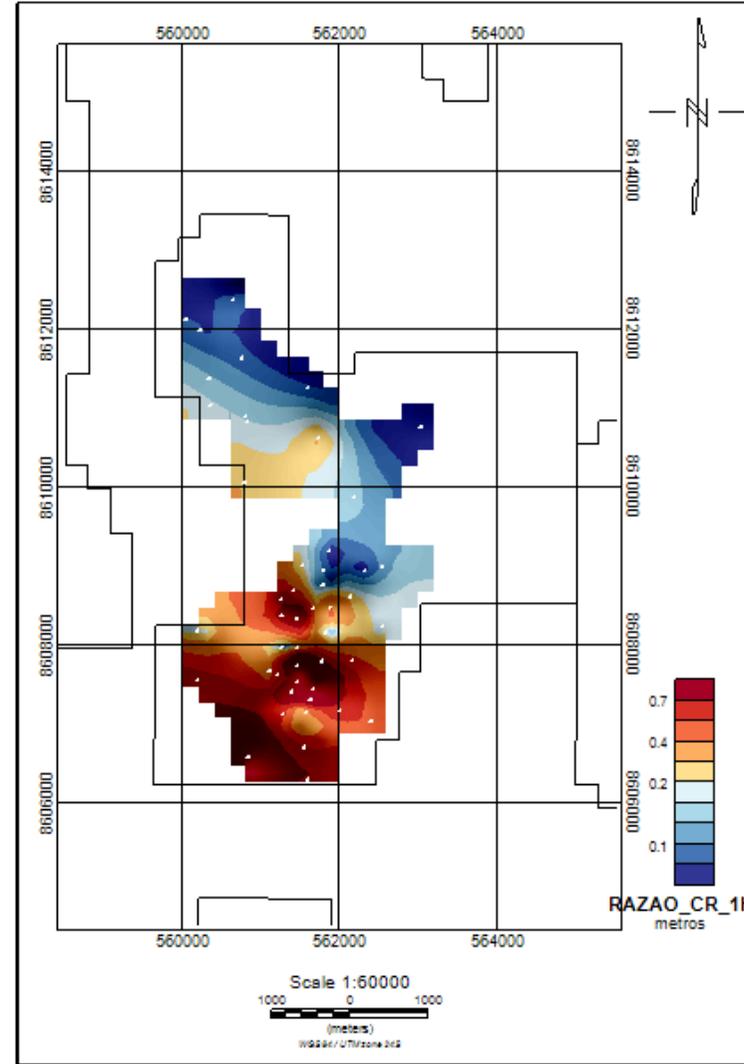
Mapa da razão res/nres CR-1E.



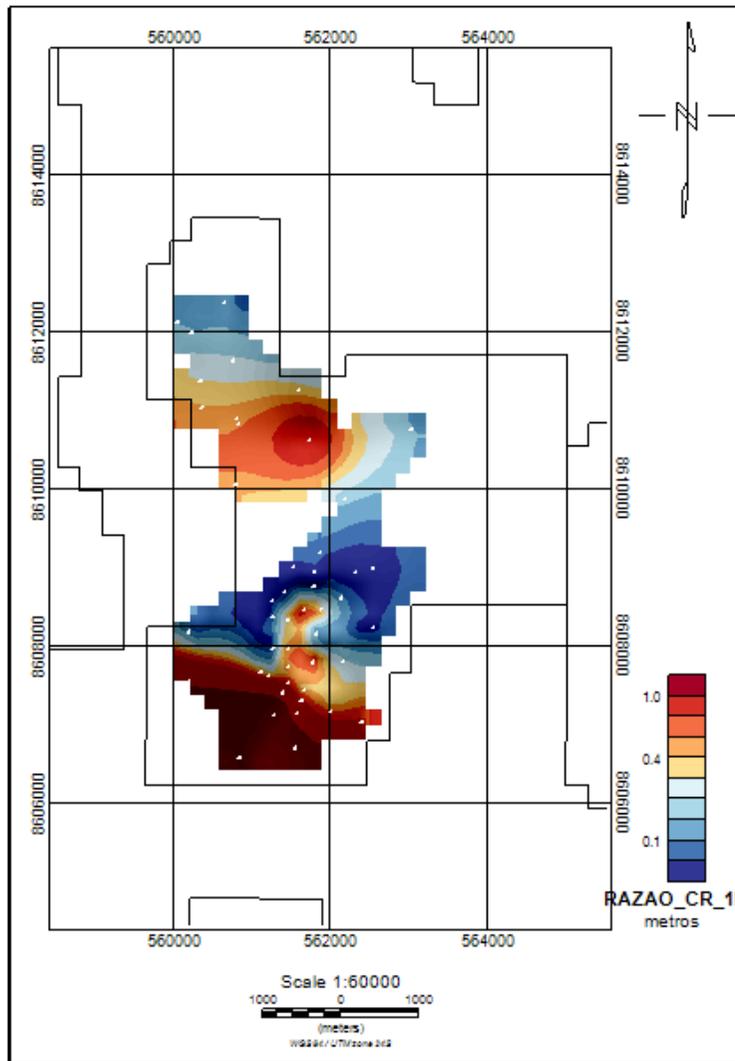
Mapa da razão res/nres CR-1F.



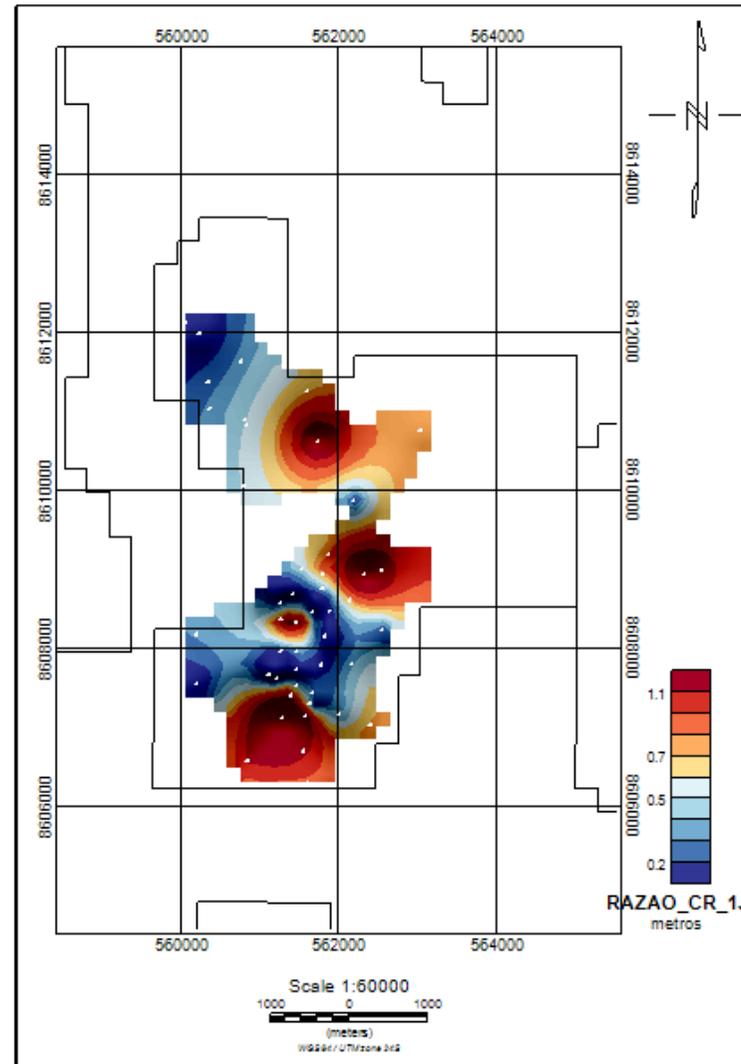
Mapa da razão res/nres CR-1G.



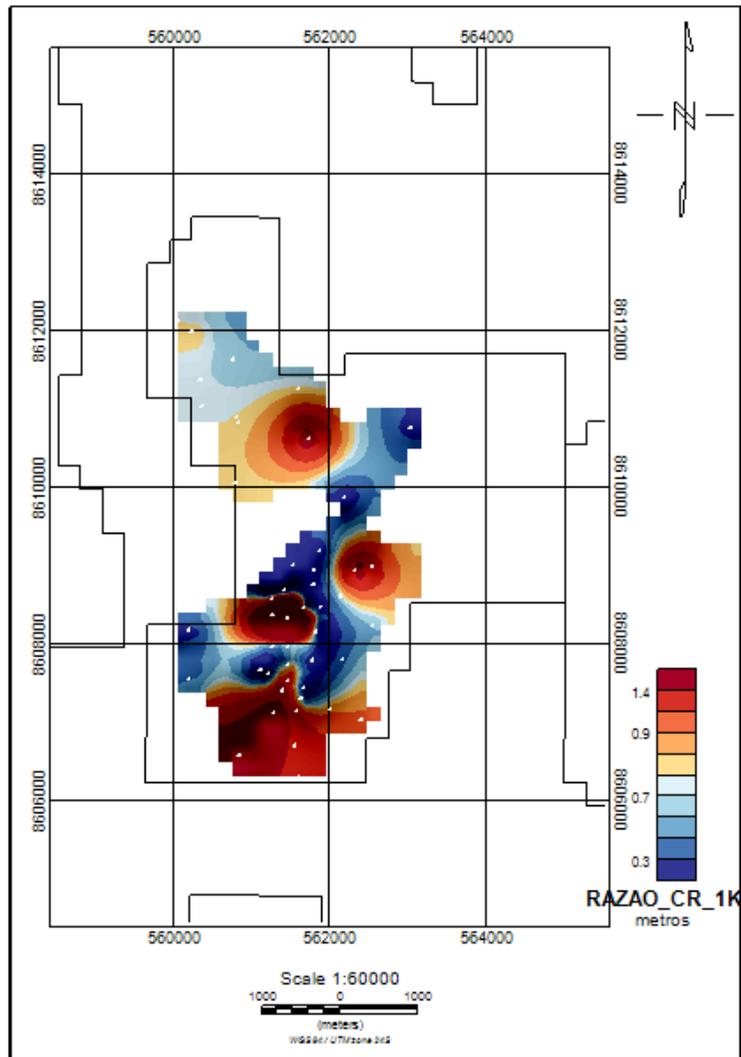
Mapa da razão res/nres CR-1H.



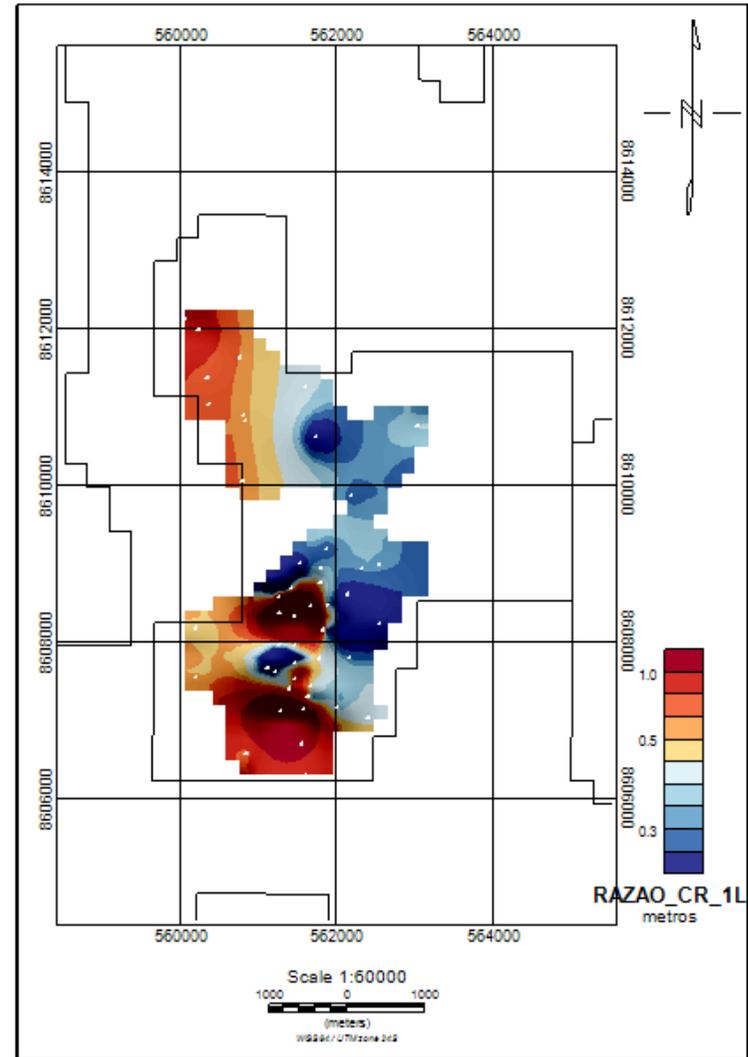
Mapa da razão res/nres CR-1I.



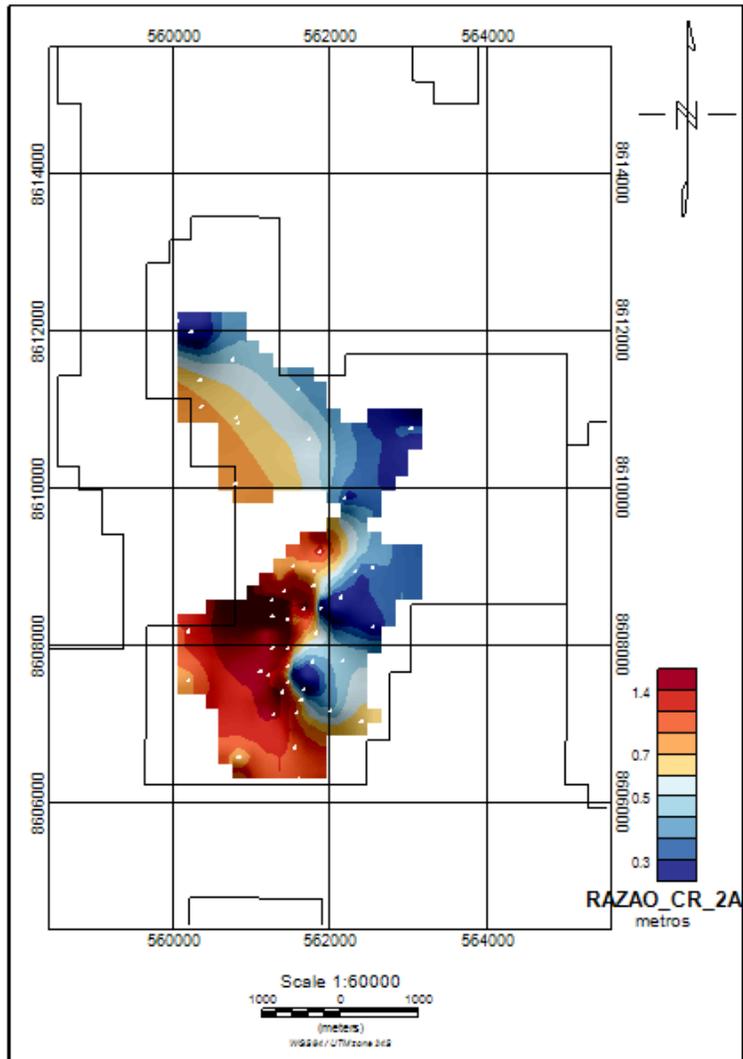
Mapa da razão res/nres CR-1J.



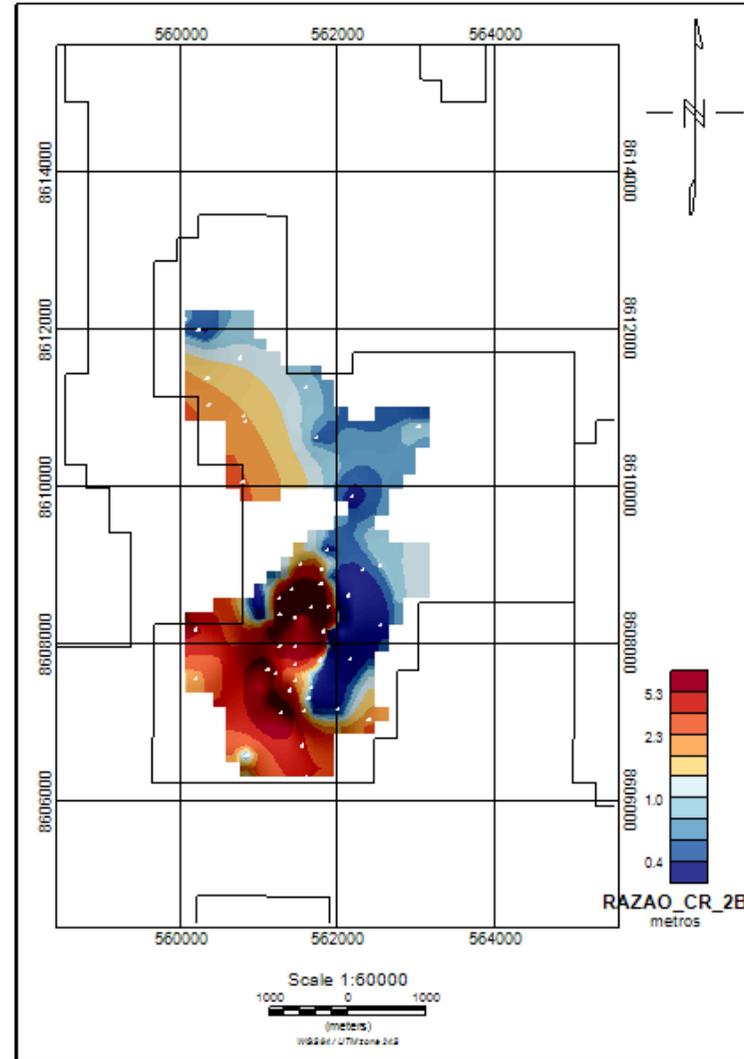
Mapa da razão res/nres CR-1K.



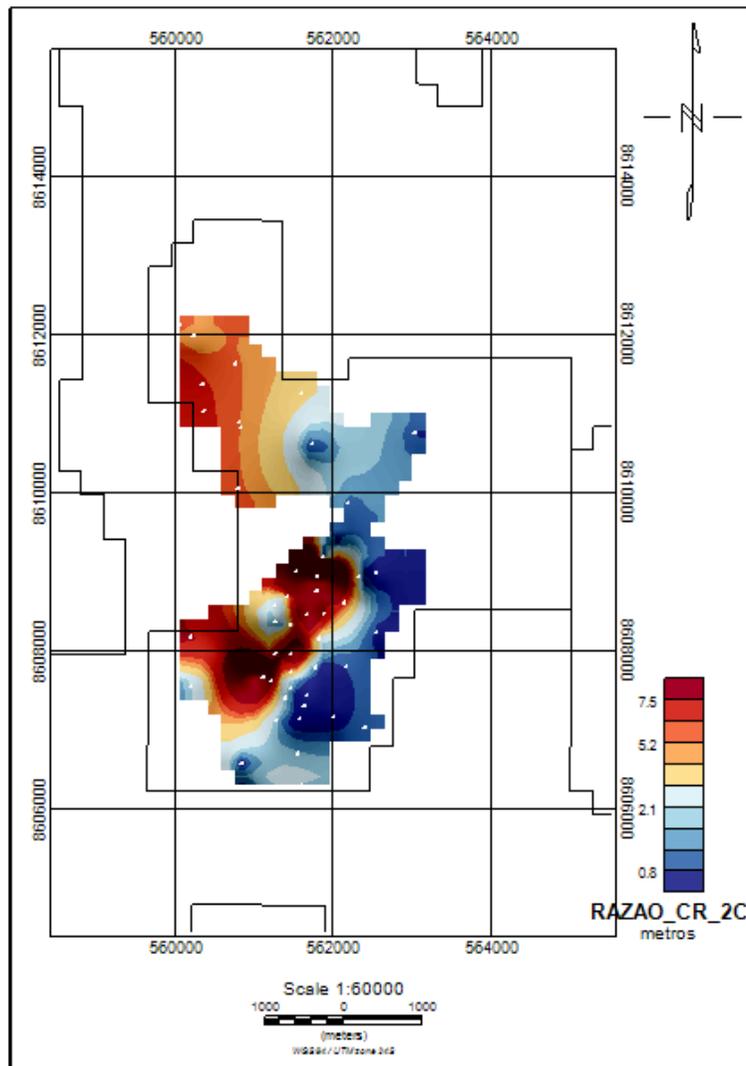
Mapa da razão res/nres CR-1L.



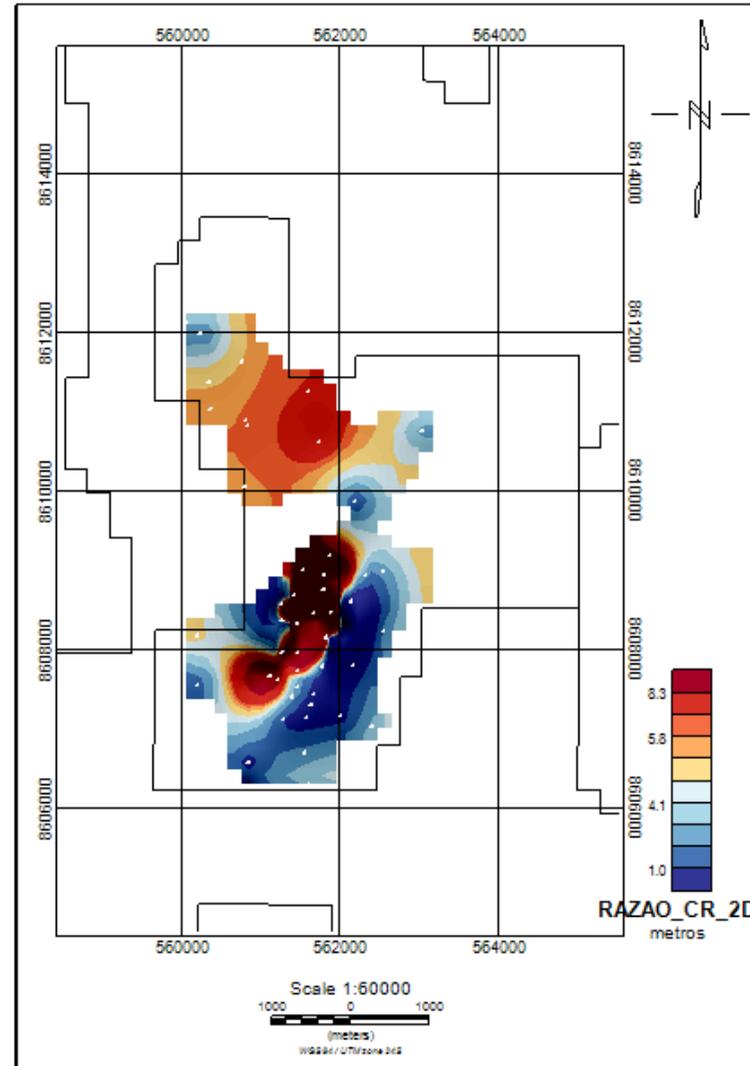
Mapa da razão res/nres CR-2A.



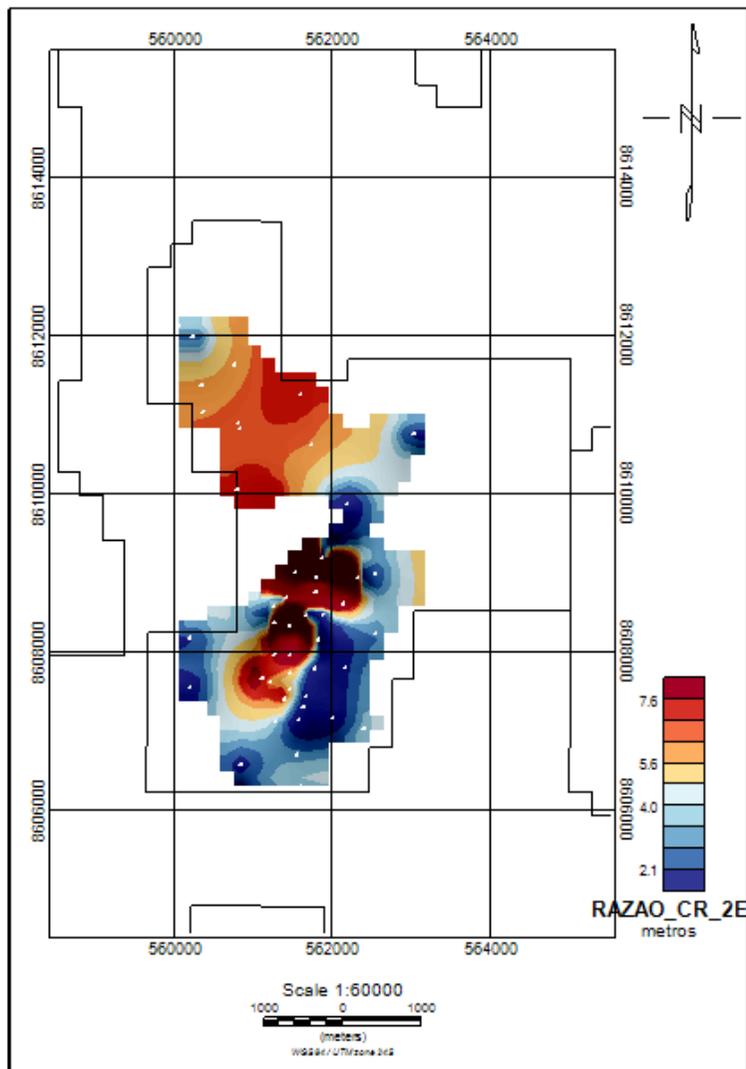
Mapa da razão res/nres CR-2B.



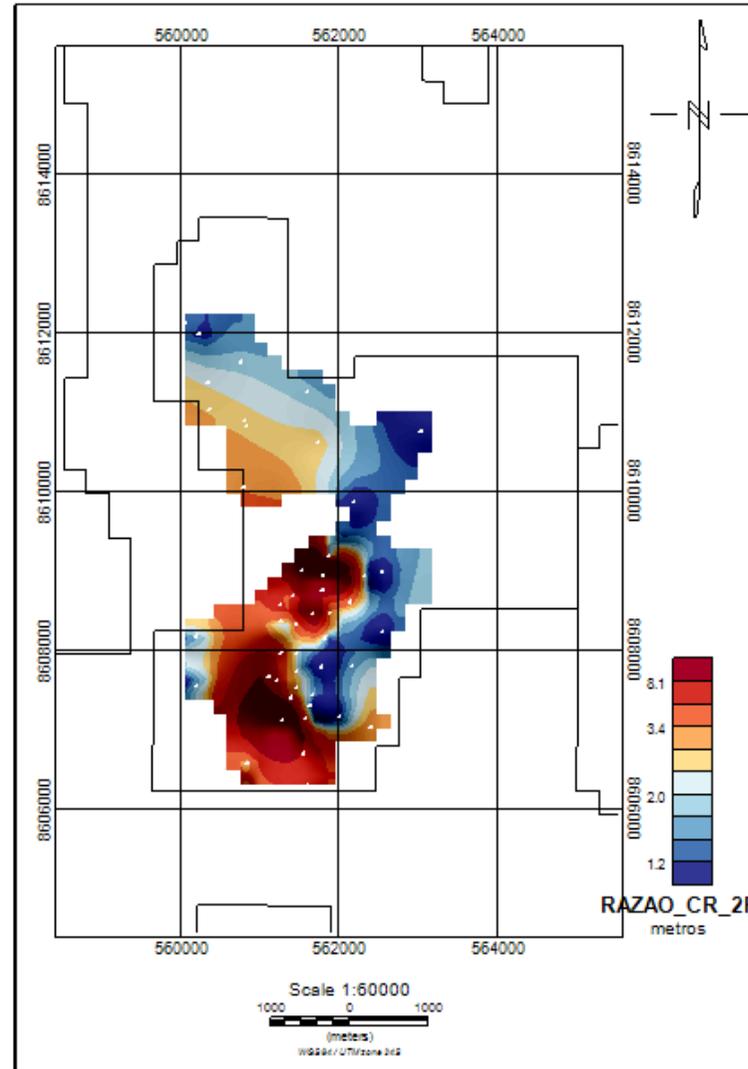
Mapa da razão res/nres CR-2C.



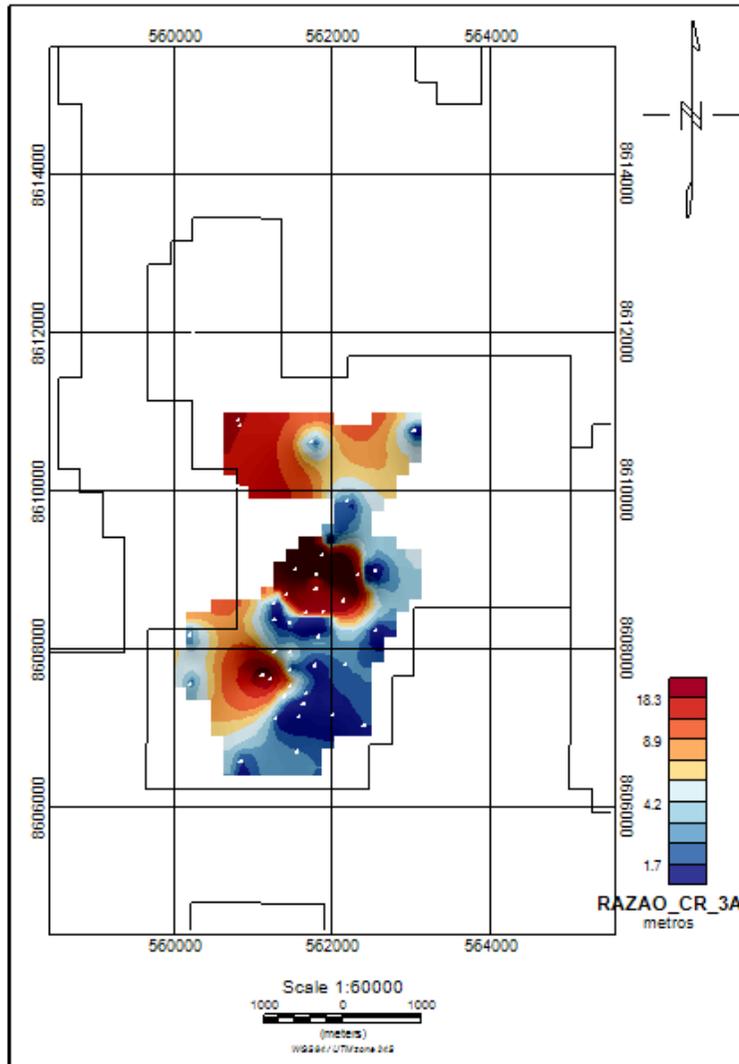
Mapa da razão res/nres CR-2D.



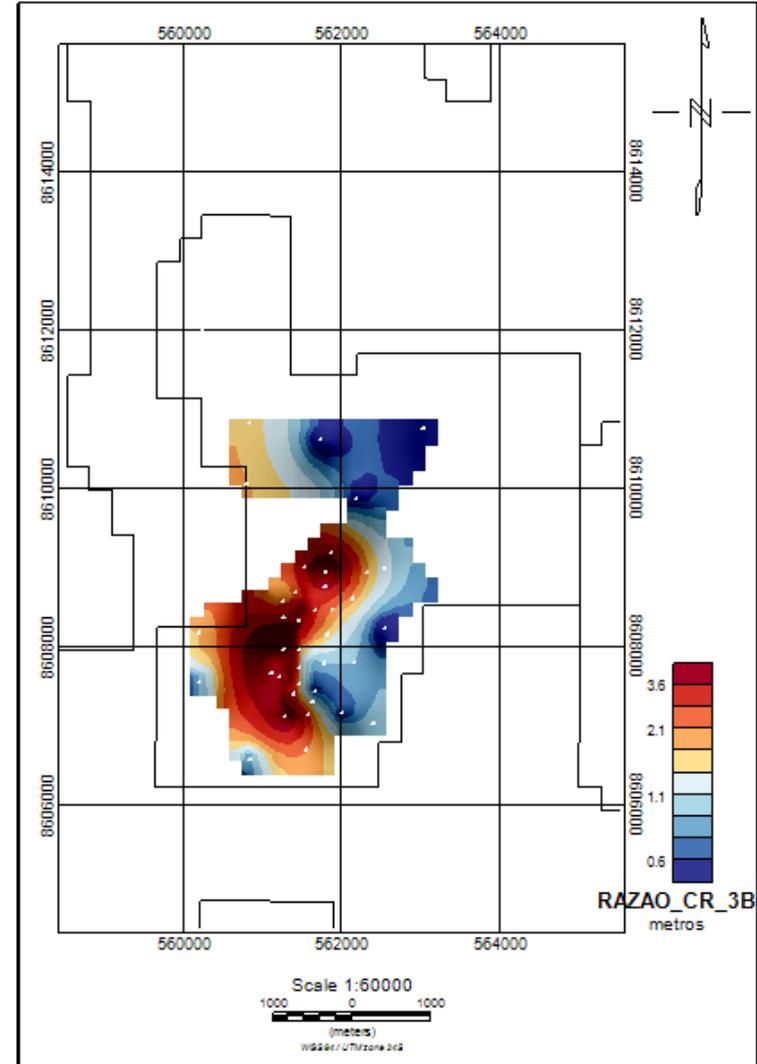
Mapa da razão res/nres CR-2E.



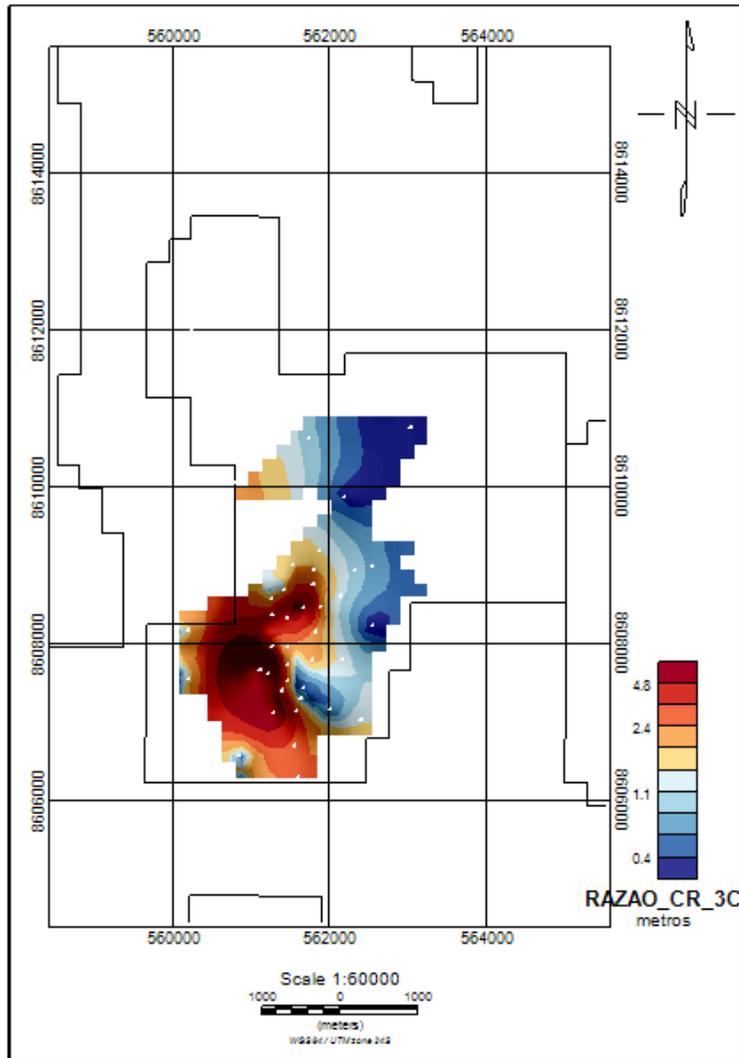
Mapa da razão res/nres CR-2F.



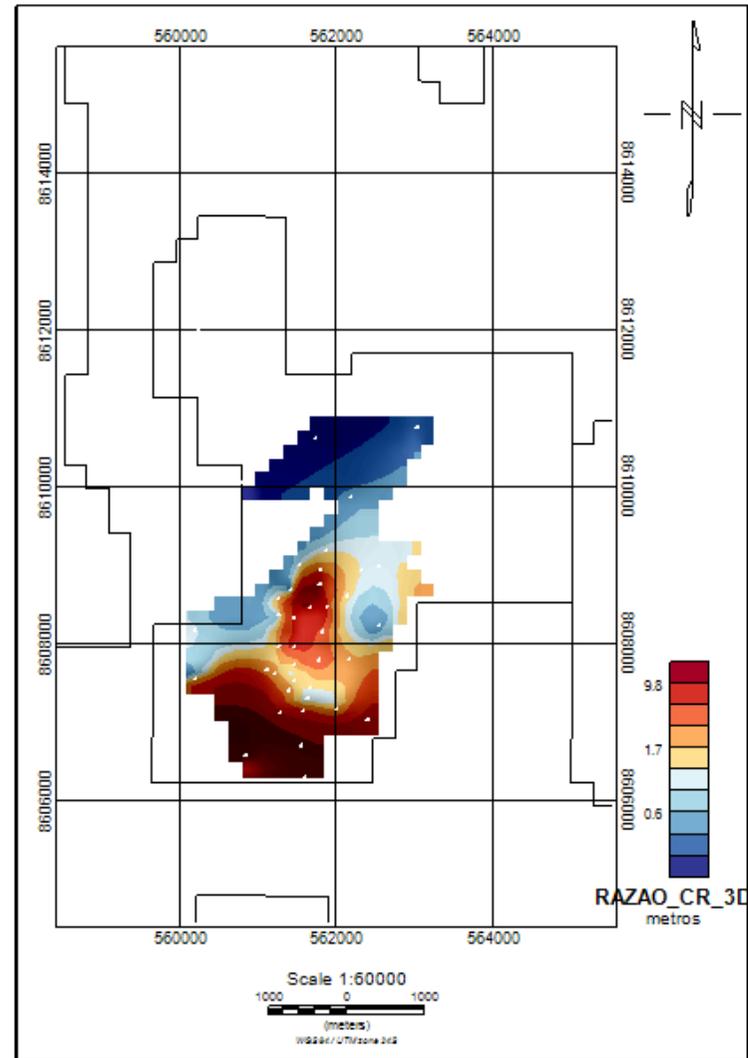
Mapa da razão res/nres CR-3A.



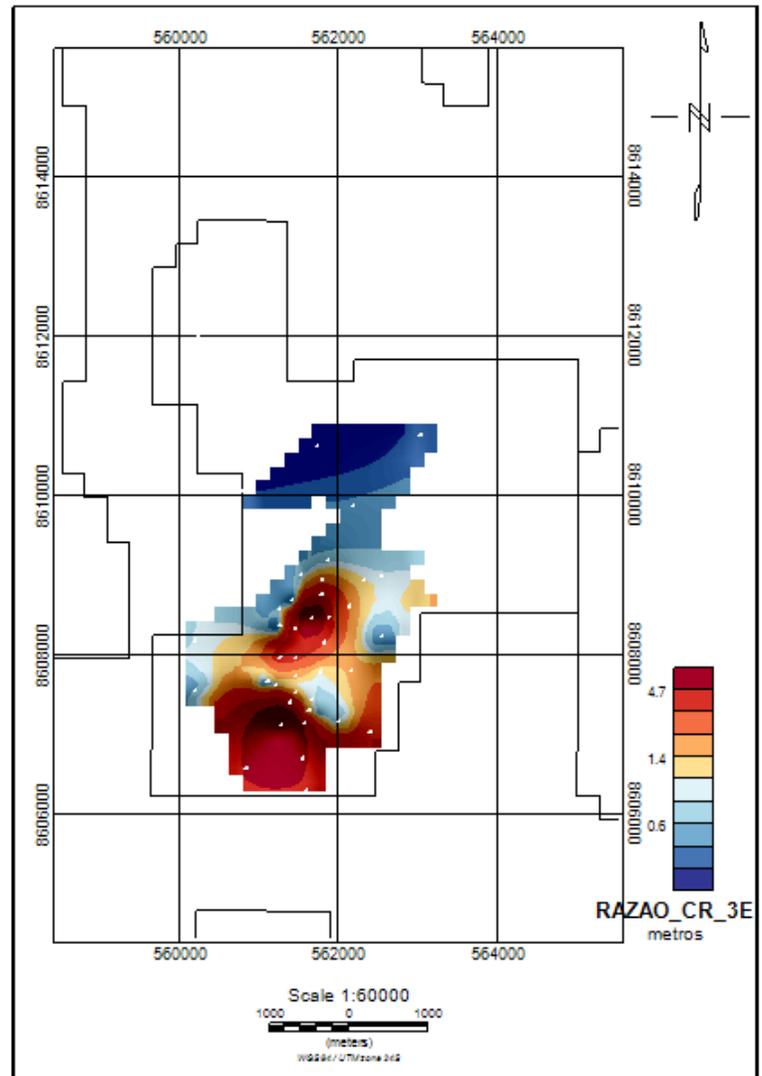
Mapa da razão res/nres CR-3B.



Mapa da razão res/nres CR-3C.



Mapa da razão res/nres CR-3D.



Mapa da razão res/nres CR-3E.