



UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS  
Programa de Pós-Graduação em Geologia  
Área de Concentração em Geologia Sedimentar  
Linha de Pesquisa em Estratigrafia e Evolução de Bacias

## DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

# **Modelo Geológico da Sub-bacia Guaritas (Bacia do Camaquã, RS, Brasil), com base na Interpretação de dados Magnetotelúricos**

Leônidas Malta Soares da Rocha

Orientador: Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini (PPGEO-UNISINOS)

São Leopoldo, Agosto de 2015

LEÔNIDAS MALTA SOARES DA ROCHA

**Modelo Geológico da Sub-bacia Guaritas (Bacia do Camaquã, RS,  
Brasil), com base na Interpretação de dados Magnetotelúricos**

Dissertação de Mestrado apresentada  
como requisito parcial para a obtenção  
do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini (PPGEO-UNISINOS)

São Leopoldo, Agosto de 2015

R672m Rocha, Leônidas Malta Soares da.  
Modelo geológico da sub-bacia Guaritas (Bacia do Camaquã,  
RS, Brasil), com base na interpretação de dados magnetotelúricos /  
Leônidas Malta Soares da Rocha. – 2015.  
f.110 : il. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade do Vale do Rio dos  
Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2015.

Área de concentração: Geologia Sedimentar.

"Orientador: Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini."

1. Geologia estratigráfica. 2. Bacia do Camaquã - RS. 3.  
Sedimentos. I. Faccini, Ubiratan Ferrucio. II. Título.

CDU 551.3.051(81)

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
(Bibliotecária: Raquel Herbcz França – CRB 10/1795)



## Resumo

O presente trabalho apresenta e discute o modelo em sub-superfície da Sub-bacia Guaritas através de dados adquiridos por método geofísico Magnetotelúrico (MT) combinados e associados aos de sondagens existentes na região. A Bacia do Camaquã é interpretada como o resultado da superimposição de diversas sub-bacias independentes, sucessivas em um mesmo locus deposicional, vinculadas aos estágios finais de evolução do Cinturão Dom Feliciano, representando a orogenia Brasileira no Estado do Rio Grande do Sul. Na evolução da Sub-bacia Guaritas são identificadas estruturas associadas a esforços distensivos, oriundos de uma tectônica formadora e deformadora, visivelmente marcados pelas estruturas de *grábens* e *horsts* encontradas nas seções geofísicas. As delimitações de intervalos específicos de resistividade permitiram a diferenciação do embasamento formado pelo Complexo Porongos e dos Grupos Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas que, posteriormente, foram utilizadas na composição dos modelos 2D e 3D. A análise integrada dos dados geofísicos com as perfurações contribuiu para o entendimento da evolução tectono-sedimentar da Sub Bacia Guaritas e do Ciclo Brasileiro na região.

## **Abstract**

This paper presents and discusses the Sub-basin Guaritas sub-surface model through data acquired by Magnetotelluric (MT) geophysical method combined and associated with boreholes in the region. The Camaquã Basin is interpreted as the result of the superimposition of several independent sub-basins, successive in the same depositional locus linked to the final stages of evolution of the Dom Feliciano Belt, representing the Brasileiro orogeny in the state of Rio Grande do Sul. In the evolution of Sub-basin Guaritas are identified structures associated with extensional and compressional stress, coming from a formative and deforming tectonic visibly marked by grabens and horsts structures founded in geophysical sections. The boundaries of specific resistivity intervals allowed differentiation basement formed by Porongos Complex and Groups: Bom Jardim, Santa Barbara and Guaritas were later used in the composition of 2D and 3D models. The integrated analysis of the geophysical data with boreholes contributed to the understanding of the tectonic-sedimentary evolution of Sub Guaritas Basin and the Brasileiro Cycle in the region.

## Lista de Figuras

Figura 1 – Localização Geográfica da área de estudo. ....	16
Figura 2 – Contexto geológico simplificado do Super Grupo Camaquã (modificado de Wildner, 2008) e posição das estações geofísicas MT (Projeto Paraná-Sul, 2014). ....	18
Figura 3 – Mapa geológico da Bacia do Camaquã, evidenciando suas unidades e as unidades do Escudo Sulriograndense (modificado de Oliveira, 2012).. ....	19
Figura 4 – Comparação entre as diversas colunas estratigráficas: O detalhe mostra a coluna adotada para o trabalho em função da capacidade de detalhamento do método geofísico. Obtido de Pereira (2011) .....	22
Figura 5 – Fontes de energias eletromagnéticas. As tempestades solares fornecem ondas energéticas com frequências menores a 1 Hz, enquanto as tempestades causam distúrbios elétricos acima de 1 Hz.....	29
Figura 6 – Diagrama que mostra os efeitos do deslocamento estático. O esquema da parte inferior mostra uma descontinuidade superficial ( $\rho_s$ ) que ocasiona que a curva de resistividade seja deslocada para cima ( $\rho_s > \rho_1$ ) ou para baixo ( $\rho_s < \rho_1$ ). A curva de fase não é afetada. ....	42
Figura 7 – Imagem do equipamento de aquisição de dados magnetotélúricos. Em detalhe: unidade central MTU-5A.....	47
Figura 8 – Arranjo usual de campo MT. ....	48
Figura 9 – Montagem do equipamento. A, B – Alinhamento e nivelamento das bobinas (sensores magnéticos). C – Preparação de uma solução com água e sal para colocar o eletrodo. D – Disposição esquemática do eletrodo em sub-superfície. ....	49
Figura 10 – Tabela de definição dos parâmetros de aquisição .....	51
Figura 11 – Software de processamento SSMT2000 da Phoenix Geophysics. ....	52
Figura 12 – Exemplo de série temporal fornecida pelo equipamento mostrando as cinco componentes do campo eletromagnético.....	53
Figura 13 – Curvas de resistividade aparente e fase <i>versus</i> frequência. Divisão do <i>sounding</i> em n segmentos. Cada segmento pode ser editado e/ou suprimido frequência por frequência. ....	55

Figura 14 – Antes e depois da edição para eliminação dos ruídos. Os dados ruidosos coletados pelas estações que sofreram interferências eletromagnéticas podem ser editados pós-aquisição, desta forma, evita-se uma nova coleta de dados em campo. ....	55
Figura 15 – Associação do sinal geofísico com a litologia ocorrente nas sondagens (CQP).57	
Figura 16 – Mapa de localização das sondagens. As áreas em destaque identificam as sondagens utilizadas na correlação do sinal geofísico (modificado de Wildner, 2008).....	58
Figura 17 – Resistividade elétrica em materiais da Terra. Modifica de Palacky (1987), obtida de Santos (2012).. .....	59
Figura 18 – AMT-MT resultado da inversão 2D sobreposto a uma seção sísmica na Arábia Saudita. Interpretação esquemática das falhas principais, localização das principais camadas sedimentares e cobertura dos basaltos. Obtido de Colombo (2011).....	60
Figura 19 – Exemplos de seções 2D geradas ao longo de um perfil MT na Bacia do Nechako. Obtido de Spratt (2009).. .....	61
Figura 20 – Grid de interpolação padrão da Phoenix. A: união de células com mesmo valor de resistividade. B: encaixe da seção no grid de interpolação.....	62
Figura 21 – PSI: Seção longitudinal ao eixo do rifte em malha, não suavizada .....	62
Figura 22 – TRS: Seção perpendicular ao eixo do rifte em malha, não suavizada.. .....	63
Figura 23 – PSI: Seção longitudinal ao eixo do rifte, suavizada.....	63
Figura 24 – TRS: Seção perpendicular ao eixo do rifte, suavizada.....	64
Figura 25 – Perfil 2D interpretado. Longitudinal ao eixo do rifte.....	65
Figura 26 – Perfil 2D interpretado. Perpendicular ao eixo do rifte.. .....	67
Figura 27 – Modelo do embasamento. A: Vista para Norte. B: Vista para Sudeste.. .....	68
Figura 28 – Seção Longitudinal ao Rifte com áreas demarcadas que evidenciam eventos distintos.....	71
Figura 29 – Comparativo entre distintos modelos geofísico: MT X Magnético. Modelo magnético obtido de Pereira (2011). A área delimitada em azul marca o ajuste entre os modelos.....	73
Figura 30 – Posição das estações MT e Mapa do campo magnético anômalo. Localização do perfil 1-1' utilizado para comparação com perfil TRS. Principais feições mapeadas: DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul;	

ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri. Obtido e Modificado de Pereira (2011)..	74
Figura 31 – Proposta de evolução geológica para o Grupo Camaquã. A oeste e leste do alto de Caçapava”, no perfil superior, é ilustrada a deposição das rochas aluviais da base das sucessões Santa Bárbara e Guaritas, e o vulcanismo Rodeio Velho; no perfil médio, é representada a deposição das duas sequências flúvio-lacustre a oeste, e flúvio eólicas a leste, dando origem às unidades Lanceiros e Pedra Pintada; por fim, no perfil inferior, o processo de inversão da bacia, com a deposição de sistemas fluviais entrelaçados representados pelas unidades Pedra do Segredo e Varzinha; ZCDC é a zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu, que limita os domínios Pelotas (a leste) e Santana da Boa Vista (a oeste). A área demarcada compreende a seção abordada neste trabalho (Rifte Guaritas). Adaptado de Borba (2006).....	76
Figura 32 – Seção geológica esquemática da seção MT TRS. A compartimentação interna desta seção mostra um arranjo típico de ambientes distensionais. O flanco esquerdo mostra um abatimento de bloco causado pela falha da Angélica, seguido pelo depocentro estruturado entre as falhas Cerro dos Martins e Tapera Emiliano. O flanco direito evidencia um alto logo após a falha do Rincão Bravo.....	78
Figura 33 – Seção geológica esquemática da seção MT PSI. Esta seção mostra acúmulos sedimentares locais entre as falhas Ibaré, Piratini e Jaguari Mata demonstrando que a atividade sedimentar e os esforços tectônicos foram ativos desde o início até o fim da estruturação da Sub-bacia Guaritas... ..	78

## Lista de Siglas

AMT - Áudio-Magnetotelúrico

B - Componente magnética

E - Sinal elétrico

EDI - *Electronic Data Interchange*

EM - Eletromagnético

ESRG - Escudo-sulriograndense

Ex - sinal elétrico em x (orientação E-W)

Ey - sinal elétrico em y (orientação N-S)

GDS – *Geomagnetic Deep Sounding*

H - Sinal magnético

Hx - sinal magnético em x (orientação E-W)

Hy - sinal Magnético em y (orientação N-S)

Hz - sinal magnético em z (orientação perpendicular a superfície da Terra)

MT – Magnetotelúrico

MQ – Mínimos Quadrados

PSI – Paraná Sul I – Seção longitudinal ao eixo do Rifte

RR - Referência Remota

TE - Transverso Elétrico

TM - Transverso Magnético

TRF - Transformada Rápida de Fourier

TRS – Transecta – Seção perpendicular ao eixo do Rifte

TS - *Time Series*

UTC – *Universal Time Coordinated*

## Sumário

Introdução .....	13
Hipótese .....	15
Objetivo Geral .....	15
Objetivos Específicos .....	15
1 – Localização e Contexto Geológico .....	16
1.1 – Geologia da Bacia do Camaquã.....	17
1.1.1 – Introdução .....	17
1.1.2 – Histórico geocientífico sobre a Bacia do Camaquã .....	20
1.2 – Unidades Aloestratigráficas e Sistemas Depositionais .....	23
1.2.1 – Alogrupo Maricá.....	23
1.2.2 – Alogrupo Bom Jardim.....	24
1.2.3 – Alogrupo Cerro do Bugio .....	24
1.2.4 – Alogrupo Santa Bárbara.....	25
1.2.5 – Alogrupo Guaritas.....	26
2 – O Método Geofísico Magnetotelúrico (MT) .....	28
2.1 – Introdução .....	28
2.2 – Conceitos básicos.....	28
2.3 – Fontes Energéticas dos Sinais Utilizados no Método MT .....	29
2.4 – Relações Fundamentais Obedecidas pelos Campos EM .....	30
2.5 – Estimação do Tensor Impedância .....	35
2.6 – Rotação do Tensor Impedância.....	39
2.7 – Pseudo-Seções de Fase .....	40
2.8 – Análise de Distorção .....	41
2.9 – Inversão de dados MT.....	44

3 – Materiais e Métodos .....	46
3.1 – Prospecção Magnetotelúrica .....	46
3.2 – Processamento dos Dados Magnetotelúricos .....	51
3.3 – Inversão 2D e Interpretação dos Dados MT .....	56
3.4 – Reconhecimento da Assinatura Geofísica .....	57
3.5 – Bibliografia de Suporte .....	60
4 – Resultados: Interpolação e Modelos Gerados .....	61
4.1 – Resultados Obtidos .....	64
4.2 – Discussões .....	69
5 – Conclusões .....	79
6 – Artigo Submetido .....	81
Referências .....	106

## Introdução

A geofísica é uma ciência que estuda os fenômenos físicos da Terra utilizando conhecimentos de várias disciplinas, como a física, a química e a matemática. As diversas técnicas de prospecção geofísica estão baseadas em princípios físicos fundamentais, como a lei da gravidade, campo magnético terrestre, leis que governam a ótica da refração e reflexão entre outros. Esses princípios em geral são difíceis de serem aplicados em rochas, devido ao seu comportamento heterogêneo e geralmente possuem propriedades físicas complexas.

Os métodos eletromagnéticos têm sido amplamente utilizados para geofísica de exploração desde o início do século XX. Suas aplicações, em geral, foram empregadas no mapeamento regional de grandes estruturas relacionadas a recursos minerais como falhas de borda de bacias, *grabens* e *horsts*, diápiros de sal, profundidade do embasamento e estimativa de fluxo de calor.

Atualmente o método Magnetotelúrico tem sido empregado largamente pela indústria do petróleo, principalmente pela sua eficiência competitiva em relação à sísmica, apresentando resultados semelhantes com baixo custo e alta mobilidade operacional. Sua grande capacidade de investigação proporciona obter seções geológicas de alta profundidade permitindo um estudo abrangente de diferenciação litológica, relações estratigráficas e comportamento estrutural da área alvo.

O presente trabalho realizou o levantamento geofísico na Sub-bacia Guaritas compondo uma seção longitudinal e uma transversal ao eixo do rifte para identificar as sucessivas camadas rochosas em sub-superfície através de seções 2D de resistividade x profundidade. Consequentemente identificar falhas relacionadas a eventos compressivos e distensivos com orientação preferencial NE e NW e feições típicas de riftes, tais como zonas de grábens e horsts.

Este documento divide-se em seis partes: a primeira traz uma rápida descrição sobre o arcabouço estratigráfico da Bacia do Camaquã, dividida em alogrupos. Esta divisão é a que melhor elucida a comparação dos grandes grupos litológicos da Bacia com sua respectiva identificação na assinatura do sinal geofísico. A segunda parte traz informações sobre o método geofísico Magnetotelúrico. Neste item, aborda-se sua fundamentação

teórica matemática e as propriedades físicas em que o método trabalha. A terceira parte (materiais e métodos) mostra as operações de campo e a realização do processamento dos dados geofísicos. A quarta parte traz os resultados obtidos das seções levantadas, as interpretações realizadas e os modelos elaborados. A quinta parte apresenta as conclusões obtidas neste trabalho e por fim, a última parte traz, em anexo, o artigo submetido para o periódico *Journal of South American Earth Sciences*.

## **Hipótese**

O trabalho baseia-se na possibilidade de utilizar o método MT para realizar interpretações das superfícies que delimitam as trocas das grandes unidades litológicas, identificar grandes estruturas que as controlam e, a partir destes dados, compor um modelo morfológico do embasamento do rifte e distinguir as grandes unidades que o preenchem.

## **Objetivo Geral**

Contribuir para o entendimento da evolução tectônica da Sub-bacia Guaritas por meio do método geofísico MT.

## **Objetivos Específicos**

- 1 – Gerar e interpretar modelos 2D e 3D da morfologia do embasamento;
- 2 – Gerar e interpretar modelos 2D da arquitetura estratigráfica das unidades sedimentares e vulcânicas que preenchem a sub-bacia Guaritas.

## 1 - Localização e Contexto Geológico

A área de estudo situa-se na porção Centro-Sul do estado do Rio Grande do Sul compreendendo um polígono que demarca a extensão máxima do Rifte Guaritas (Bacia do Camaquã - RS). Dista aproximadamente 230 km da capital (Porto Alegre - Minas do Camaquã, centro do polígono, fig. 1).

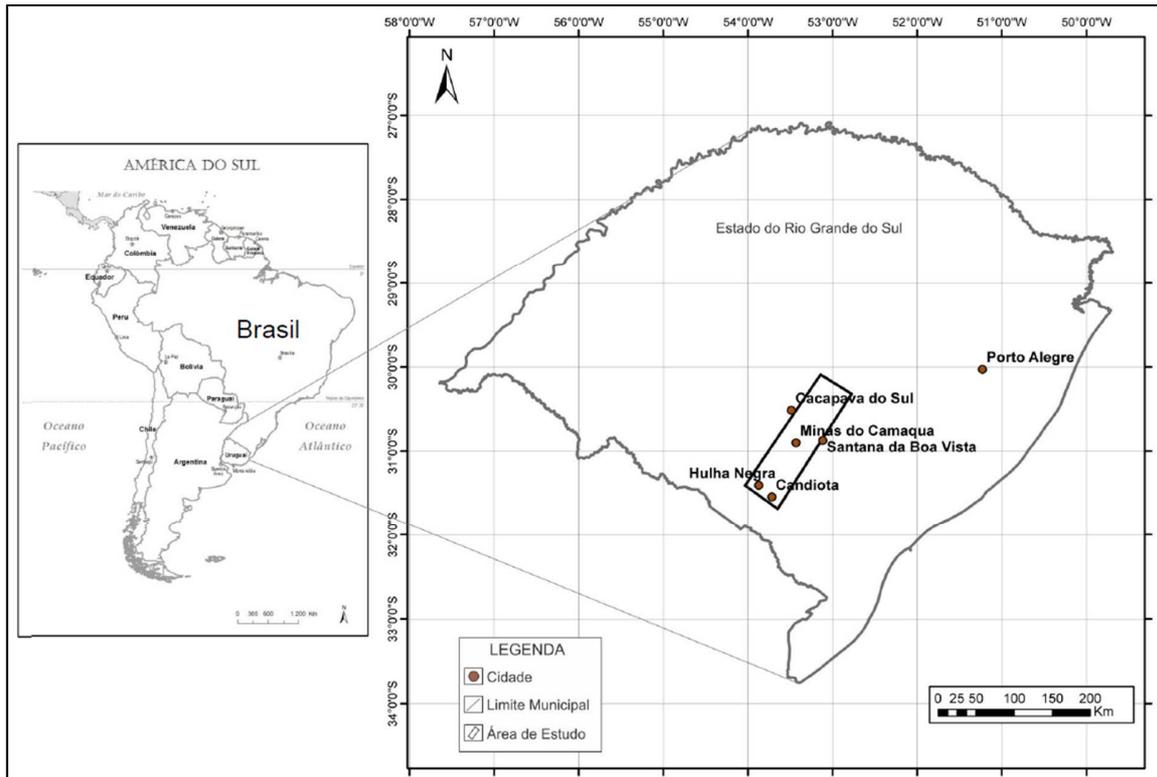


Figura 1 – Localização Geográfica da área de estudo.

O Rifte Guaritas situa-se na Sub Bacia Guaritas apresentando um alinhamento de eixo NNE - SSW. Tem como embasamento as rochas sedimentares do Grupo Maricá, englobando as demais sucessões Vulcano-sedimentares e sedimentares ocorrentes na bacia (Grupos: Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas), e os flancos delimitados por rochas metamórficas associadas a zonas de falhas. Sua origem apresenta idades de 590 – 580 Ma.

Os poucos dados geocronológicos disponíveis, obtidos em zircão de rochas vulcânicas basais e em ilitas diagenéticas de eolianitos vinculados a rochas vulcânicas da base, sugerem que a estrutura do Rifte Guaritas teve sua origem no Ordoviciano Médio (em

torno de 470 Ma). A reativação extensional de falhas ou lineamentos regionais de orientação NE-SW teria ocasionado a formação de uma feição preliminarmente interpretada como um hemi-graben em função da disposição de leques aluviais em um bordo (margem flexural) e de um sistema fluvial longitudinal no outro bordo (margem ativa).

O preenchimento inicial do rifte inclui a efusão de lavas básicas alcalinas (Aloformação Rodeio Velho) recobertas, de forma aparentemente recorrente, por depósitos desérticos (Aloformação Pedra Pintada). As rochas predominantemente eólicas dessa unidade são recobertas de forma discordante pela Aloformação Varzinha (depósitos aluviais, deltaicos e eólicos). A espessura total é incerta, visto a ocorrência de discordâncias significativas e estruturação pouco conhecida da bacia, mas uma estimativa preliminar sugere uma espessura de cerca de 300 m.

## **1.1 - Geologia da Bacia do Camaquã**

### **1.1.1 - Introdução**

A Bacia do Camaquã, em um contexto geral, compreende uma sequência deposicional complexa, tanto no tipo de sedimento quanto ao ambiente de origem. Nela encontram-se sedimentos de origem marinha, aluvial e eólica, bem como rochas de origem vulcânica e vulcanoclástica de composições variadas (Borba, 2006). Estas sequências deposicionais têm sua espessura estimada em mais de 10.000 metros e formam o Supergrupo Camaquã (Paim *et al.*, 2000).

A Bacia do Camaquã (fig. 2) localiza-se na porção central do Rio Grande do Sul, no extremo sul do Brasil a aproximadamente 250 km da capital Porto Alegre.

Segundo Paim *et al.*, 2000, a Bacia do Camaquã encontra-se assentada sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-riograndense o qual, a partir de informações geológicas, estratigráficas, estruturais e geoquímicas, pode ser subdividido em quatro terrenos geológicos distintos (fig. 3):

1- Cinturão Granítico-Gnáissico Dom Feliciano: unidade gnáissica-migmatítica-granítica caracterizada por intenso magmatismo entre 650-590 Ma e retrabalhamento de uma crosta paleoproterozóica (2.3-2.0 Ga) e, mais raramente, arqueana. Fragmentos de

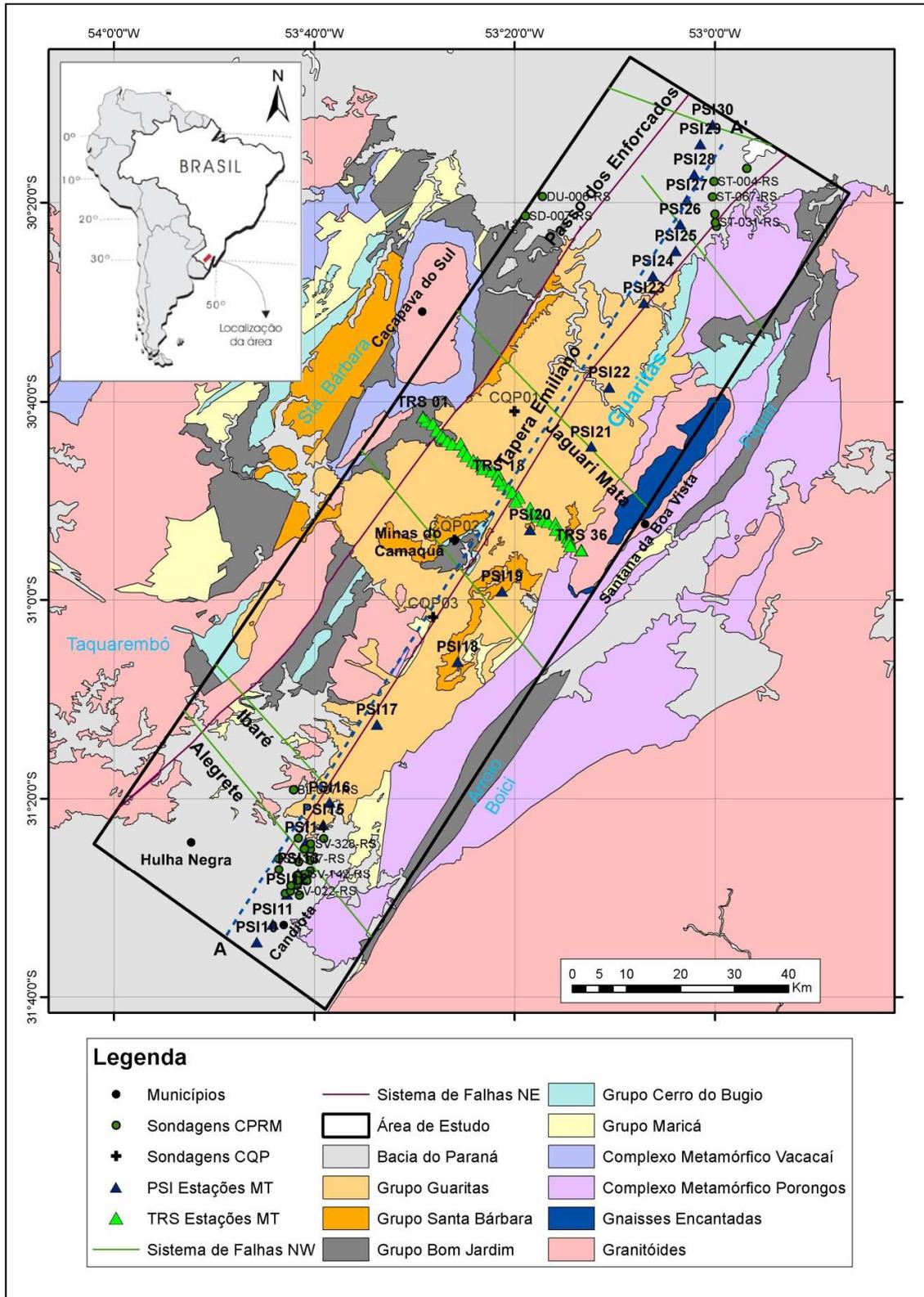


Figura 2 – Contexto geológico simplificado do Super Grupo Camaquã (modificado de Wildner, 2008) e posição das estações geofísicas MT (Projeto Paraná-Sul, 2014).

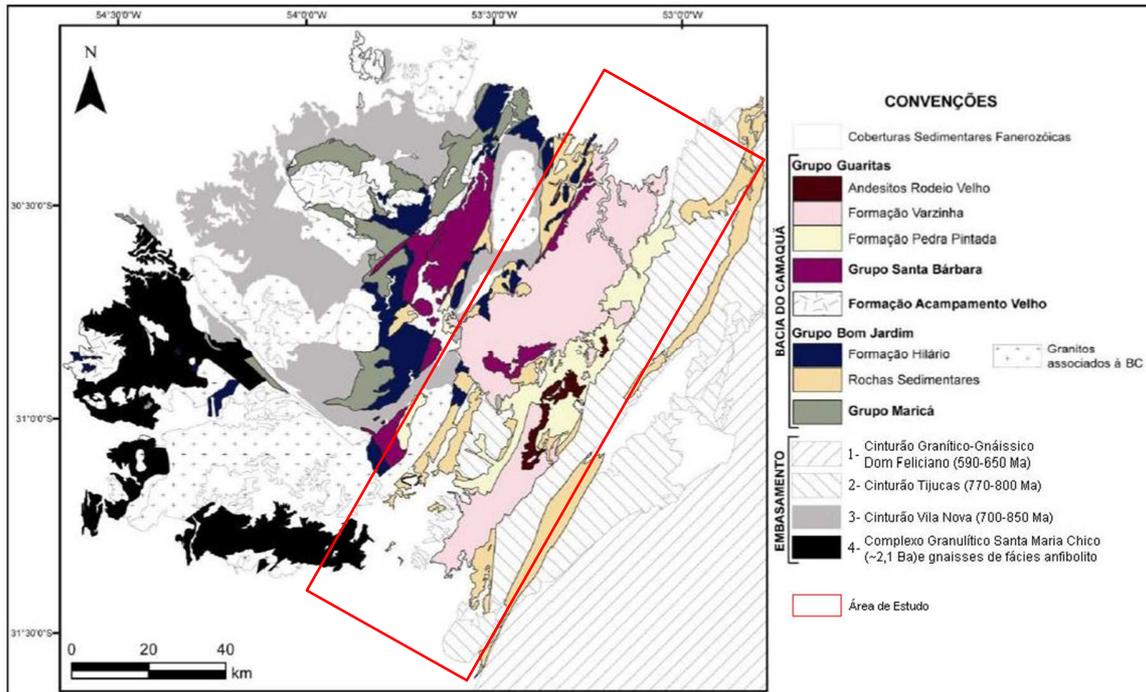


Figura 03 – Mapa geológico da Bacia do Camaquã, evidenciando suas unidades e as unidades do Escudo Sul-riograndense (modificado de Oliveira, 2012).

dimensões métricas a quilométricas dessa crosta ocorrem no meio da massa granítica brasileira;

2- Cinturão Tijucas: terreno composto por unidades gnáissicas, graníticas e anfíbolíticas de idade paleoproterozóica (idade 2.3-2.0 Ga), retrabalhadas ou não por um evento orogênico de 770-800 Ma, e por unidades vulcano-sedimentares geradas entre 770-800 Ma a partir de material de idade predominantemente paleoproterozóica;

3- Cinturão Vila Nova: unidade representada por rochas granito-gnáissicas e vulcano-sedimentares com uma assinatura isotópica juvenil de idade neoproterozóica, tendo os principais processos magmáticos e deformacionais ocorrido entre 850-700 Ma;

4- Rochas granito-gnáissicas paleoproterozóicas: compreendem o Complexo Granulítico Santa Maria Chico e rochas granito-gnáissicas de fácies anfíbolito. Incluem rochas de alto grau, registrando metamorfismo e deformação de idade paleoproterozóica (em torno de 2.1 Ga) e contendo protólitos de idade arqueana.

O Supergrupo Camaquã reúne as sucessões sedimentares e vulcanogênicas, de idade

ediacarana a ordoviciana, aflorantes na porção centro-sul do estado Rio Grande do Sul. É composto, da base para o topo, pelas seguintes unidades: Grupo Maricá (arenitos conglomeráticos fluviais e arenitos e siltitos marinhos), Grupo Bom Jardim (arenitos, conglomerados e siltitos lacustres e aluviais, vulcânicas intermediárias, básicas e ácidas e rochas vulcanoclásticas), Formação Acampamento Velho (vulcânicas ácidas e básicas e vulcanoclásticas ácidas), Grupo Santa Bárbara (arenitos, conglomerados e ritmitos aluviais, marinhos e costeiros) e Grupo Guaritas (arenitos, conglomerados e ritmitos aluviais e arenitos eólicos). Rochas básicas a intermediárias subvulcânicas da Suíte Intrusiva Rodeio Velho cortam tais unidades, ocorrendo frequentemente em *sills* rasos no Grupo Guaritas (Almeida, 2005).

### **1.1.2 - Histórico geocientífico sobre a Bacia do Camaquã**

A questão da conotação estratigráfica da bacia tem sido tema de discussão desde a abordagem inicial de Carvalho (1932), descrevendo as rochas de uma unidade de erupções vulcânicas a uma mais jovem chamada de Série “Camaquan” no trabalho pioneiro de Leinz *et al.* (1941), que distinguiu as camadas inclinadas e horizontais superiores do Supergrupo Camaquã, as primeiras consideradas como equivalentes laterais das segundas porém afetadas por intrusões. Seu trabalho resultou em um mapa geológico detalhado da região de Caçapava-Lavras, sendo importante na definição da Formação Maricá, a unidade mais antiga desta sucessão.

A partir da década de 1960, geólogos brasileiros e norte-americanos trabalharam em parceria na área, principalmente com foco na prospecção de cobre. Destes trabalhos destacam-se o de Robertson (1966) e Ribeiro *et al.* (1966), cuja divisão estratigráfica apresenta alta coerência com estudos atuais.

O trabalho de Ribeiro *et al.* (1966) introduz o Grupo Bom Jardim, subdividido nas formações Arroio dos Nobres (Membros Mangueirão e Vargas) e Crespos (Membros Hilário e Acampamento Velho). De forma pioneira, aqueles autores vinculam ao Grupo Bom Jardim às rochas de Encruzilhada do Sul (o atual vale do Piquiri ou Cerro da Árvore) e aquelas que vinham sendo mapeadas como “fácies Maricá Leste” (a atual “janela Bom Jardim”) (Borba, 2006).

Com o advento da Teoria da Tectônica de Placas as novas interpretações mudaram os focos da pesquisa científica. Almeida (1969) considerou todos os depósitos clásticos relacionados ao final das orogenias neoproterozóicas como “molássicos”, incluindo as rochas sedimentares do Escudo Sul-riograndense. A fase inicial preenchida por uma molassa precoce (correspondente a Fm. Maricá), totalmente de origem marinha e com intercalações vulcânicas e a fase final, uma molassa tardia (correspondente a Fm. Guaritas) de características continentais depositados em duas Bacias (Santa Bárbara e Camaquã).

A designação “Bacia do Camaquã” como resultado de um modelo tectônico de preenchimento de uma bacia única é apresentado em 1985 nos trabalhos de Lavina *et al* (1985) e Issler (1985)

A partir da década de 1990, novas ferramentas de pesquisa são incorporadas, como a petrografia e a geoquímica às rochas sedimentares (Flores *et al.*, 1992), icnologia (Netto *et al.*, 1992) e estratigrafia de sequências (Leites *et al.*, 1990; Paim, 1994 e CPRM, 1995).

Segundo Paim *et al.* 2000 (tabela estratigráfica fig. 4) a Bacia do Camaquã já não é mais considerada como única, e sim, uma série de bacias que se sucederam no tempo, ocupando um mesmo locus deposicional preferencialmente subsidente. Essa visão multi bacias é compartilhada por Menegat & Fernandes (2001, 2003), assim como a predominância de esforços transcorrentes como geradores da sedimentação, em bacias do tipo strike-slip e pull-apart (Borba, 2006).

Atualmente, um modelo diferente tem sido proposto: a Bacia do Camaquã teria sua evolução vinculada a um sistema de riftes extensionais, anorogênicos (Fragoso-César *et al.*, 2000, 2003). Segundo os autores, a proximidade das rochas sedimentares com suas principais áreas-fonte se contrapõe à idéia de que a transcorrência seja o principal mecanismo de formação das bacias. A transcorrência foi posterior à maior parte da sedimentação, e teria provocado a deformação de toda a sucessão de bacias anorogênicas (Borba, 2006).



## 1.2 - UNIDADES ALOESTRATIGRÁFICAS E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

### 1.2.1 - Alogrupo Maricá

A porção inferior da Bacia do Camaquã é composta pelas rochas do Grupo Maricá, que repousam em contato e não-conformidade sobre as rochas ígneas e metamórficas do embasamento pré-cambriano do ESRG. Este grupo recobre as unidades metamórficas do Terreno São Gabriel, cuja idade mínima é 680 Ma (Hartmann *et al.*, 2011). Remus *et al.* (1997), através do método SHRIMP, mostram que o topo do grupo é mais jovem que 592 Ma, e Paim *et al.* (2000) sugerem que o Grupo Maricá tenha sido depositado entre 620 e 592 Ma (Pereira, 2011).

Os depósitos desta unidade foram intrudidos por rochas subvulcânicas intermediárias a ácidas do Grupo Bom Jardim e pelos granitos de Lavras do Sul, São Sepé, Ramada e Cerro da Cria, considerados como comagmáticos ao vulcanismo desta formação (Nardi & Lima 1985, Soliani Jr. 1986). Seu contato com o embasamento metamórfico é por falhas normais com componentes laterais, exceto na região de Lavras do Sul, onde o contato é por discordância angular e litológica (Pelosi & Fragoso-César, 2003).

O Grupo Maricá consiste de arenitos arcoseanos, localmente conglomeráticos e, de forma subordinada, pelitos. Estas rochas ocorrem em camadas de geometrias e dimensões variadas conforme o processo gerador; apresentam colorações amarela, bege, marrom claro ou esverdeada, com presença comum de níveis de minerais pesados que dão à rocha um aspecto que lembra uma mistura “sal e pimenta”, conforme apontado como aspecto marcante por Leinz *et al.* (1941), Ribeiro *et al.* (1966) e Ribeiro (1983). A pronunciada litificação, compactação e fraturamento são típicas do Grupo e, muitas vezes, mascaram texturas e estruturas primárias, onde camadas de arenitos muito finos rítmicos frequentemente assumem um aspecto ardosiano e os arenitos apresentam aparência maciça (Pelosi & Fragoso-César, 2003).

Segundo Porcher *et al.* (1995) e Pelosi (2001), estes arenitos variam de muito finos a grossos, onde os grãos intensamente compactados sustentam a rocha, sendo envoltos por cimento ferruginoso e carbonático. Os grãos são arredondados a subangulosos, a seleção é

boa a média e a esfericidade é moderado a boa. Composicionalmente são arcósios e, localmente, subarcósios, segundo os parâmetros de Folk (1968).

### **1.2.2 - Alogrupo Bom Jardim**

Esse alogrupo encontra-se condicionado por duas discordâncias angulares que o limitam com o alogrupo Maricá (na base) e Cerro do Bugio (no topo). Nas sub-bacias Ramada/Taquarembó e Santa Bárbara, o Alogrupo Bom Jardim tem espessura estimada em cerca de 2.000 m, é dominado por depósitos de natureza vulcânica (classicamente conhecido como Andesito Hilário), acumulados tanto em ambientes subaéreos como subaquáticos (Wilder *et al.*, 1997; Fambrini *et al.*, 1999) e representados por derrames, rochas subvulcânicas e vulcanoclásticas, essas tanto de natureza piroclásticas quanto epiclásticas.

Em direção à Sub-Bacia Guaritas, as rochas vulcânicas são substituídas por conglomerados aluviais, ricos em clastos vulcânicos de composição básica e intermediária, e, mais distalmente, por depósitos arenosos a lamosos relacionados a fluxos de fundo (turbiditos) e vinculados a porções subaquáticas de sistemas deltaicos.

Próximo aos altos topográficos que hoje subdividem as sub-bacias Guaritas e Santa Bárbara (e.g. Alto de Caçapava), é comum a ocorrência de conglomerados desorganizados a incipientemente organizados, contendo abundantes clastos de derivação local os quais indicam que a compartimentação da Bacia do Camaquã e diversas sub-bacias ocorreu previamente à deposição desta unidade. Um contexto marinho, ou pelo menos uma parcial ou esporádica conexão marinha, é sugerido pela presença dos traços fósseis *Didymaulichnus*, *Intrites* e *Planolites* (Netto *et al.*, 1992).

O Alogrupo Bom Jardim apresenta-se normalmente basculado e é caracterizado pela presença de dobras abertas, falhas inversas e transcorrentes geradas em ambientes rúptil a rúptil-dúctil.

### **1.2.3 - Alogrupo Cerro do Bugio**

O Alogrupo Cerro do Bugio é limitado por duas discordâncias angulares que delineiam seu contato com a unidade imediatamente inferior (Alogrupo Bom Jardim) e

superior (Alogrupo Santa Bárbara).

Essa unidade estratigráfica, com aproximadamente 500 m de espessura, é composta, da base para o topo, pelas aloformações Acampamento Velho (origem vulcânica) e Santa Fé (conglomerados aluviais e secundariamente ritmitos areno-pelíticos e pelitos), separadas entre si por uma discordância erosiva.

A unidade basal desse Alogrupo (Acampamento Velho) é bem representada na Sub-Bacia Ramada/Taquarembó e na borda oeste da Sub-Bacia Santa Bárbara, representa um período de expressiva atividade vulcânica. Essa atividade ígnea se caracterizou por um magmatismo de composição predominantemente ácida, afinidade alcalina comendítica e caráter peralcalino (Wilder *et al.*, 1997; Sommer *et al.*, 1999) relacionado com um ambiente tectônico extensional pós-orogênico (Wilder *et al.*, 1997; Wilder & Nardi, 1999; Sommer *et al.*, 1999). Rochas vulcânicas de composição mais básica (basaltos e andesitos) têm sido referidas como associadas a essa fase de atividade ígnea na Bacia do Camaquã (Wilder & Nardi, 1999; Zerfass *et al.*, 2000).

Segundo Pain *et al.*, 2000, a Aloformação Santa Fé é composta por conglomerados aluviais, ricos em clastos vulcânicos e plutônicos de composição ácida que gradam verticalmente para ritmitos areno-pelíticos. Cerca de 111 medidas de paleocorrentes associadas a informações faciológicas, sugerem que essas litologias representam um sistema aluvial entrelaçado tanto de caráter transversal (leques deltaicos conglomeráticos com paleocorrentes para SE), como longitudinal (deltas de planície entrelaçada conglomerática com paleocorrentes para NE).

Já na Sub-Bacia Guaritas, os sistemas transversais deltas de planície entrelaçada conglomerática transportando sedimentos para NW. O Alogrupo Cerro do Bugio foi afetado por falhas normais e transcorrentes geradas em nível crustal rúptil a dúctil-rúptil (Pain *et al.*, 2000).

#### **1.2.4 - Alogrupo Santa Bárbara**

Esse alogrupo encontra-se limitado na base e no topo por discordâncias angulares com os alogrupos Cerro do Bugio (base) e a formação Pedra do Segredo (topo), enquanto

que as aloformações encontram-se limitadas entre si por uma superfície de fôlego. A unidade tem aproximadamente 2.000 m de espessura.

Os arenitos e conglomerados que caracterizam o topo da Aloformação Pedra do Segredo assentam-se em discordância angular sobre o pelito da base dessa mesma unidade, portanto a porção superior possivelmente se correlaciona às fácies aluviais da Aloformação Varzinha (Alogrupo Guaritas), (Borba, 2006).

Informações faciológicas e medidas de paleocorrentes indicam que a Aloformação Serra dos Lanceiros está relacionada a progradação de um sistema deltaico entrelaçado areno-conglomerático de natureza transversal.

Essas aloformações compreendem dois conjuntos de parasequências progradacionais (sucessão grano e estrato crescente) constituídos por depósitos finos de fluxos de fundo na base e sucessões aluviais arenosas e conglomeráticas no topo.

O Alogrupo Santa Bárbara encontra-se basculado (mergulhos que variam de poucos graus até cerca de 90° junto a algumas falhas regionais) como reflexo de movimentações de falhas predominantemente normais e direcionais.

### **1.2.5 - Alogrupo Guaritas**

Esta unidade com cerca 800 m de espessura, encontra-se em discordância angular sobre as sucessões anteriores e representa o último episódio deposicional preservado no interior da Bacia do Camaquã.

O Alogrupo pode ser subdividido em duas unidades (aloformações Pedra Pintada e Varzinha), delimitadas entre si por uma discordância erosiva. A unidade inferior é composta por fácies de origem desértica e inclui, próximo a sua base, rochas vulcânicas de composição básica a intermediárias com afinidade alcalina interpretadas como geradas em ambientes de intraplaca (Almeida *et al.*, 1999).

A unidade superior (Aloformação Varzinha) é caracterizada por fácies aluviais substituídas, seção acima, por uma sucessão deltaica. Os depósitos desérticos da Aloformação Pedra Pintada representam pequenas dunas crescentes (dunas barcanas e cristas barcanóides), relacionadas a ventos provenientes de SW na base e de NE no topo,

indicando uma importante mudança no regime de ventos no decorrer da deposição da Aloformação Pedra Pintada.

Dados de paleocorrentes provenientes das fácies aluviais da Aloformação Varzinha indicam uma associação lateral de dois distintos sistemas aluviais (1) sistema fluvial entrelaçado, no lado oeste da Sub-Bacia Guaritas; (2) sistema de leques aluviais, representado por pelo menos dois lobos no lado leste desta sub-bacia (Paim, 1995).

Os níveis mais superiores da Aloformação Varzinha correspondem a vários conjuntos de parasequências progradacionais, de origem deltaica, desenvolvidos no interior de uma bacia lacustre rasa (feições de dissecação abundantes). Tais depósitos deltaicos foram associados a um sistema de leques deltaicos tributários (aporte lateral) na borda leste da Sub-Bacia Guaritas e um sistema de deltas de planície entrelaçada (aporte longitudinal), progradando para SW, na borda oeste desta sub-bacia (Paim *et al.*, 2000).

## **2 – O MÉTODO GEOFÍSICO MAGNETOTELÚRICO (MT)**

### **2.1 - Introdução**

Originalmente, o método Magnetotelúrico (MT) foi desenvolvido para o estudo de bacias sedimentares (Cagniard, 1953), principalmente por se tratar de ambientes geológicos relativamente simples, nos quais se assume que predomina a estratificação horizontal.

Na década de 1970, o método começou a ser utilizado intensivamente em alguns países na exploração de petróleo, mas não teve tanto sucesso como a reflexão sísmica, principalmente por causa do desenvolvimento teórico e instrumental que esta última apresentava já nessa época.

Contudo, a partir da especialização das técnicas de processamento e interpretação de dados MT nos anos 1980, assim como no desenvolvimento dos instrumentos de medição, a resolução do método melhorou consideravelmente e começou a ser utilizado em ambientes geológicos mais complexos.

As profundidades típicas de exploração deste método são maiores do que 2 km, podendo atingir até 200 km. É um método ideal para o estudo do córtice médio e inferior.

As informações contidas neste capítulo foram retiradas do livro Fundamentos do Método Magnetotelúrico na Exploração de Hidrocarbonetos do autor Menezes, 2013.

### **2.2 - Conceitos básicos**

O método Magnetotelúrico (MT) consiste num conjunto de procedimentos para determinar a distribuição da condutividade elétrica no subsolo a partir da medição na superfície dos campos elétrico e magnético naturais da Terra em um local de interesse, em uma ampla faixa de frequências. Geralmente, estas variações são analisadas, utilizando um computador para a obtenção do espectro e, a partir deste, a resistividade aparente como uma função da frequência. A interpretação consiste na comparação das curvas de resistividade calculadas para modelos simples com as curvas de campo.

Os resultados obtidos podem ser comparados com um registro elétrico de poço suavizado, materializado através de uma seção de resistividade por profundidade. Os resultados de uma linha de estações são interpretados para proporcionar a distribuição e a estrutura da condutividade elétrica do subsolo.

O método MT depende da penetração de energia eletromagnética dentro da Terra. O controle da profundidade provém como uma consequência natural da maior penetração que alcançam as baixas frequências. As medições são absolutas e sua interpretação proporciona valores de resistividade e profundidade verdadeiros, não somente em zonas anômalas.

### 2.3 - Fontes Energéticas dos Sinais Utilizados no Método MT

As fontes que geram os campos eletromagnéticos (EM) no subsolo estão associadas principalmente aos fenômenos de interação entre o vento solar e a magnetosfera da Terra e as tempestades meteorológicas que ocorrem na atmosfera do planeta (fig. 05).



Figura 5 – Fontes de energias eletromagnéticas. As tempestades solares fornecem ondas energéticas com frequências menores a 1 Hz, enquanto as tempestades causam distúrbios elétricos acima de 1 Hz.

A profundidade de penetração dos campos está diretamente relacionada com este parâmetro, ou seja, quanto maior for a resistividade do subsolo, maior será a profundidade dos campos EM.

O sinal magnético  $H$ , variável no tempo, sempre está presente no campo magnético terrestre em forma de “ruído” e quando é muito grande pode interferir com os levantamentos magnéticos. Em uma terra condutiva, o campo magnético variável induz correntes telúricas, as quais representam os sinais elétricos  $E$ .

A amplitude do sinal cai rapidamente com o aumento da frequência sobre a maior parte do espectro de frequências utilizado. Todavia, o nível do sinal pode ser incrementado rapidamente com o início de tempestades magnéticas, algumas vezes em um fator de 10, mas não é raro que aumente em um fator de 100.

O método MT opera no intervalo de frequências entre 1 e 0,0001 Hz. A maior parte do ruído magnético que alcança a superfície da Terra abaixo de 1 Hz deve-se ao fluxo de corrente na camada ionizada que circunda a Terra (ionosfera). Estas correntes são impulsionadas pela atividade solar e pelos movimentos relativos da Terra, do Sol e da Lua.

As frequências, acima de 1 Hz, provêm das tempestades elétricas dentro da atmosfera em volta do planeta. Os campos gerados pelo efeito das tempestades podem ser muito grandes localmente, por esta razão não é desejável que estas ocorram nas proximidades dos levantamentos MT.

## 2.4 – Relações Fundamentais Obedecidas pelos Campos EM

O método MT utiliza as variações naturais nos campos eletromagnéticos para sondar a estrutura geelétrica da Terra. Sob essa premissa, a interpretação das relações entre as componentes dos campos podem fornecer uma imagem da distribuição da condutividade elétrica com a profundidade.

No domínio das frequências, o campo eletromagnético satisfaz as equações de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

Onde:  $\nabla$  é o operador rotacional,  $\mathbf{E}$  é a densidade de corrente (campo elétrico),  $\mathbf{B}$  é o fluxo magnético e  $t$  o tempo.

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = \mathbf{q}, \quad (2.4)$$

onde  $\mathbf{J}$  é a densidade de corrente,  $\mathbf{E}$  é o campo elétrico,  $\mathbf{B}$  é o fluxo magnético,  $\mathbf{H}$  é o campo magnético e  $q$  é a carga elétrica.

A equação (2.1) corresponde à Lei de Faraday, que diz que campo magnético, variando temporalmente, induz flutuações em campo elétrico circundando em *loop* fechado com eixo orientado na direção do campo indutor. A equação (2.2) é a Lei de Ampère, onde uma corrente elétrica em *loop* fechado terá associado a ela um campo magnético proporcional ao fluxo de corrente total.

As equações de Maxwell são complementadas pelas seguintes equações constitutivas:

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \tag{2.5}$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$$

onde  $\epsilon$  é a permissividade elétrica,  $\mu$  é a permeabilidade magnética, e  $\sigma$  é a condutividade elétrica, são parâmetros característicos do meio em que as ondas se propagam. No sistema internacional (S.I.) as quantidades nas equações acima são expressadas nas seguintes unidades:

Para a crosta terrestre  $\mu = \mu_0$  (sendo  $\mu_0 = 1,2566 \times 10^{-6}$  H/m) e  $\epsilon = \epsilon_0$  (sendo  $\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12}$  F/m). Os elementos  $\epsilon$ ,  $\mu$  e  $\sigma$  são expressos como tensores em meios anisotrópicos e podem variar no tempo.

Supondo campos harmônicos com dependência temporal  $e^{i\omega t}$  onde  $\omega$  é a frequência angular, as derivadas temporais podem ser expressas no domínio da frequência como:

$$\frac{\partial}{\partial t} = i\omega \tag{2.6}$$

Rearranjando as equações de Maxwell (2.1) e (2.2) com base na suposição acima temos,

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mathbf{H} \quad (2.7)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E} + i\omega\mathbf{E} \quad (2.8)$$

Na equação (2.8)  $\sigma\mathbf{E}$  representa as correntes de indução e  $i\omega\mathbf{E}$  representa as correntes de deslocamento. A razão entre os dois tipos de corrente é dada por:

$$\frac{i\omega\epsilon\mathbf{E}}{\sigma\mathbf{E}} = \frac{\omega\epsilon}{\sigma} \quad (2.9)$$

Uma vez que o intervalo de frequências das sondagens MT está no intervalo de 1 kHz a 0,1 mHz e as condutividades encontradas nos meios estudados estão na faixa de 0,1 ohm.m a 10 kohm.m o que torna negligenciáveis as correntes de deslocamento, pois,

$$|i\omega\epsilon\mathbf{E}| \ll |\sigma\mathbf{E}| \quad (2.10)$$

Desse modo a equação (2.8) reduz-se a:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E} \quad (2.11)$$

A equação acima demonstra que um campo magnético variando no tempo ( $\mathbf{H}$ ) induz um campo elétrico ( $\mathbf{E}$ ) que se propaga no interior da terra (correntes telúricas). A profundidade de penetração dos campos no interior da terra é inversamente proporcional a condutividade das rochas. Na premissa de uma terra isotrópica, os campos eletromagnéticos decaem exponencialmente com a profundidade (absorção da energia). O parâmetro denominado de *skin-depth* ( $\delta$ ) é a profundidade na qual os campos decaem  $1/e$  ( $e$  corresponde ao n° natural  $\approx 2,73$ ) da sua intensidade na superfície.

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad (2.12)$$

ou

$$\delta \approx 500 \sqrt{\frac{\rho a}{f}} \quad (2.13)$$

$\delta$  é expresso em metros,  $\rho a$  é a resistividade aparente e  $f$  é a frequência.

O conceito de *skin-depth* é um dos mais importantes em métodos EM, pois está associado à profundidade de investigação da subsuperfície. Baseado nele, os intérpretes podem estimar a faixa de frequência de interesse e, por conseguinte, definir a metodologia EM mais apropriada para a solução do problema geológico.

Para uma terra bidimensional (2-D), os campos eletromagnéticos se decompõem em dois modos distintos de propagação de onda: o modo TE (*transversal electric*), no qual o campo elétrico  $\mathbf{E}$  possui componente somente na direção  $y$  ( $0, E_y, 0$ ) e o campo magnético  $\mathbf{H}$  associado tenha as componentes na direção  $x$  e  $z$  ( $H_x, 0, H_z$ ), e o modo TM (*transversal magnetic*) onde o campo elétrico possui componentes na direção  $x$  e  $z$  ( $E_x, 0, E_z$ ), e o campo magnético  $\mathbf{H}$  somente na direção  $y$  ( $0, H_y, 0$ ).

A equação (2.7) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\mu \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.14)$$

Substituindo (2.14) em (2.11) e calculando o rotacional temos:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\omega\mu\sigma\mathbf{E} = 0 \quad (2.15)$$

É possível desprezar as derivadas em relação a  $x$  e  $y$  uma vez que é feita a suposição de onda plana incidindo na superfície da terra. Dessa maneira temos:

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} + k^2 E_y = 0 \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + k^2 E_x = 0 \quad (2.17)$$

onde  $K^2 = i\omega\mu$ . Da equação (2.17) temos,

$$i\omega\mu H_x = \frac{\partial E_y}{\partial z} \quad (2.18)$$

$$i\omega\mu H_y = \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (2.19)$$

A solução das equações (2.16) e (2.17) é do tipo:

$$E_x^n(z) = A_n e^{-kz} + B e^{kz},$$

Em uma terra estratificada em n camadas horizontais, haverá uma solução para cada camada. Assim, a solução para o campo  $E_x$  para a  $n$ -ésima camada é dada por:

$$E_x^n(z) = A_n e^{-kz} + B_n e^{kz} \quad (2.20)$$

Substituindo (2.20) em (2.19) obtém-se:

$$H_y^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A_n e^{-kz} + B_n e^{kz}) \quad (2.21)$$

Dividindo a equação (2.20) pela (2.21) temos:

$$Z_x^n y(z) = \frac{i\omega\sigma}{k_n} \cdot \frac{A_n e^{-ik_n z} + B_n e^{ik_n z}}{-A_n e^{-ik_n z} + B_n e^{ik_n z}} \quad (2.22)$$

onde é  $Z_x^n y(z)$  a impedância para o modo TM, para a  $n$ -ésima camada.

Em uma terra 1-D as resistividades só variam com a profundidade (eixo  $z$ ). Para o cálculo das equações da impedância, utilizamos como condição de contorno a diminuição do campo com o aumento da profundidade. Isso implica em  $B=0$  no final do modelo, dessa maneira, as equações (2.20), (2.21) e (2.22) reduzem-se a:

$$E_x^n(z) = A_n e^{-ikz} \quad (2.23)$$

$$H_y^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A_n e^{-k_n z}) \quad (2.24)$$

$$Z_{xy}^n(z) = -\frac{i\omega\mu}{k_n} \quad (2.25)$$

$$E_y^n(z) = A_n e^{-ikz} \quad (2.26)$$

$$H_x^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A_n e^{-k_n z}) \quad (2.27)$$

$$Z_{yx}^n(z) = -\frac{i\omega\mu}{k_n} \quad (2.28)$$

Para o caso estudado, Terra 1-D,  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$  e  $Z_{xy} = -Z_{yx}$ , substituindo  $K$  nas equações (2.26) e (2.27) mostra-se que:

$$\rho a = \frac{|Z|^2}{\omega\mu} \quad (2.29)$$

onde  $\rho a$  é a resistividade aparente. A fase da impedância ( $Z$ ) é definida por:

$$\phi = \text{atan} \left( \frac{\text{Im}(Z)}{\text{Re}(Z)} \right) \quad (2.30)$$

No caso de uma terra bidimensional (2-D), as resistividades podem variar tanto ao longo do eixo vertical, quanto no eixo horizontal  $y$ , que supomos ser a direção perpendicular ao *strike*. Neste caso  $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$  e  $Z_{xy} \neq Z_{yx}$ .

No caso de uma terra tridimensional (3-D), a resistividade pode variar em todas as direções ( $x, y, z$ ) e nenhum dos elementos do tensor impedância ( $Z$ ) se anulam.

## 2.5 – Estimação do Tensor Impedância

A teoria MT, descrita anteriormente, está baseada na premissa de que os campos EM se propagam como ondas planas. Vários estudos demonstram que essa premissa implica na existência de um conjunto de relações lineares entre os campos EM na superfície terrestre (Berdichevsky & Zhdanov, 1984).

Na ausência de ruído, esta relação linear pode ser descrita no domínio da frequência como:

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z}\mathbf{B} \quad (2.31)$$

ou

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix} \quad (2.32)$$

$\mathbf{E}$  e  $\mathbf{B}$  são, respectivamente, os dois vetores dos campos elétricos e magnéticos horizontais.  $\mathbf{Z}$  é o tensor impedância. Uma solução da equação (2.32) para um levantamento de estação única (*single site*) é:

$$\mathbf{Z} = \frac{[\mathbf{E}\mathbf{B}^c]}{[\mathbf{B}\mathbf{B}^c]} \quad (2.33)$$

onde o índice c denota a matriz transposta conjugada. Os colchetes indicam uma matriz de potência espectral, formada pelos espectros de autopotência e potência cruzada.

A relação (2.33) quando aplicada a dados reais, obriga a estimar as funções respostas e seus erros associados a partir de realizações finitas do processo de indução na presença de ruído, tornando o problema estatístico.

A maioria dos métodos de estimação é baseada na análise espectral clássica e na regressão de mínimos quadrados (MQ). A regressão MQ fornece a melhor estimativa não tendenciosa, quando, os erros não estão correlacionados, possuem uma variância comum e os resíduos apresentam distribuição Gaussiana.

Na prática, os dados MT comumente exibem desvios dessa situação ideal. Geralmente os dados contêm resíduos espúrios que não se ajustam ao modelo Gaussiano.

Dois grupos deste tipo de desvios, chamados de *outliers*, são mais comuns: os efeitos pontuais e a não estacionaridade.

Defeitos pontuais são *outliers* isolados que existem independentemente do processo estudado como, por exemplo, o ruído localizado causado por fenômenos tais como relâmpagos próximos. A não estacionaridade são desvios do estado estacionário do campo tais como tempestades magnéticas.

Para se obter estimativas mais confiáveis de funções transferências foram criados uma série de métodos robustos, no sentido de serem relativamente insensíveis a presença de quantidade moderada de *outliers* ou desvios. A maioria dos métodos são baseados nos estimadores M-robustos (Huber, 1981) e tratam as séries temporais, rejeitando ou atribuindo pesos menores a seções com dados ruidosos (Jones & Jodicke, 1984; Egbert & Booker, 1986; Chave *et al.*, 1987; Sutarno & Vozoff, 1991).

Egbert e Booker (1986) mostraram que os resíduos para as séries temporais GDS (*Geomagnetic Deep Sounding*) são mais frequentes quando aumenta a intensidade das variações magnéticas. Assim aplicaram pesos inversamente proporcionais a intensidade das variações magnéticas. Chave *et al.* (1987) introduziram pesos mais robustos (pesos de Thomson) para processamento de dados muito ruidosos. Sutarno e Vozoff (1991) introduzem a suavização da fase ao processo, levando em conta o fato das partes real e imaginária da impedância estarem relacionadas pela Transformada de Hilbert. Chave e Thomson (2003) apresentam novo método baseado na análise da “matriz chapéu” (ou matriz de projeção: descreve a influência de cada valor observado sobre cada valor ajustado) para controlar a tendenciosidade devido a ruído nos dados magnéticos.

Larsen *et al.*(1996) apresentam um método baseado na representação suave da função transferência, de modo a facilitar a identificação e remoção de *outliers* individuais tanto nos dados elétricos, quanto nos magnéticos. Este tipo de representação de pesos nos domínios do tempo e da frequência, produzindo estimativas robustas para a impedância.

Reescrevendo a equação (2.32) em termos das componentes horizontais (x,y) dos campos E e B, e do tensor impedância  $Z^D$  supondo que haja ruído aditivo N somente no campo elétrico, temos:

$$E_x = Z_{xx}^D H_x + Z_{xy}^D H_y + N_x \quad (2.34)$$

$$E_y = Z_{yx}^D H_x + Z_{yy}^D H_y + N_y \quad (2.35)$$

Todas as quantidades acima são complexas e dependentes da frequência.

A estimativa do ruído no campo elétrico na direção  $E_x$  (2.34) é dada por:

$$(N_x N_x^c) = (E_x - Z_{xx}^D H_x - Z_{xy}^D H_y)(E_x^c - Z_{xx}^{cD} H_x - Z_{xy}^{cD} H_y^c)$$

onde o índice c denota o complexo conjugado. Diferenciando a equação acima em relação a  $Z_{xx}^{cD}$  e  $Z_{xy}^{cD}$  e igualando a zero o resultado, obtém-se o par de equações abaixo:

$$(E_x H_x^c) = (H_x H_x^c) Z_{xx}^D + (H_y H_x^c) Z_{xy}^D \quad (2.36)$$

$$(E_x H_y^c) = (H_x H_y^c) Z_{xx}^D + (H_y H_y^c) Z_{xy}^D$$

onde as variáveis dentro dos parênteses denotam uma estimativa espectral. Usualmente as estimativas espectrais são suavizadas por bandas, de modo a reduzir o erro de 100% associado a cada estimativa individual (Bendat & Piersol, 1971). Os dois primeiros elementos do tensor impedância são determinados por:

$$Z_{xx}^D = \frac{(E_x H_x^c)(H_y H_y^c) - (E_x H_y^c)(H_y H_x^c)}{(H_x H_x^c)(H_y H_y^c) - (H_x H_y^c)(H_y H_x^c)} \quad (2.37)$$

$$Z_{xy}^D = \frac{(E_x H_y^c)(H_x H_x^c) - (E_x H_x^c)(H_x H_y^c)}{(H_x H_x^c)(H_y H_y^c) - (H_x H_y^c)(H_y H_x^c)} \quad (2.38)$$

Repetindo todo o procedimento acima para a equação (2.35) obtemos as estimativas para os outros dois elementos do tensor impedância:

$$Z_{yx}^D = \frac{(E_y H_x^c)(H_y H_y^c) - (E_y H_y^c)(H_y H_x^c)}{(H_x H_x^c)(H_y H_y^c) - (H_x H_y^c)(H_y H_x^c)} \quad (2.39)$$

$$Z_{yy}^D = \frac{(E_y H_y^c)(H_x H_x^c) - (E_x H_x^c)(H_y H_y^c)}{(H_x H_x^c)(H_y H_y^c) - (H_x H_y^c)(H_y H_x^c)} \quad (2.40)$$

As estimativas dos elementos de  $\mathbf{Z}^D$  descritas nas relações (2.37) a (2.40) são estáveis e tendenciosas para baixo ou *downward biased* (Sims *et al.*, 1971). Isto é, as estimativas obtidas serão sempre menores do que os elementos desconhecidos do tensor  $\mathbf{Z}$ . Isto porque o efeito do ruído nas autopotências magnéticas ( $H_x$  e  $H_y$ ) não é minimizado.

Através da minimização de ruído nos campos magnéticos medidos também é possível se obter estimativas estáveis para o tensor admitância (Travassos & Beamish, 1988).

$$H_x = A_{xx}E_x + A_{xy}E_y + N_{Hx} \quad (2.41)$$

$$H_y = A_{yx}E_x + A_{yy}E_y + N_{Hy} \quad (2.42)$$

onde os  $A_{ii}$  são elementos do tensor admitância, inverso do tensor impedância,  $\mathbf{A} = \mathbf{Z}^{-1}$ .

Seguindo a mesma metodologia empregada para o cálculo dos elementos do tensor impedância, obtemos os quatro elementos para o tensor admitância. O tensor impedância é calculado então, pela inversão do tensor  $\mathbf{A}$ .

O tensor  $\mathbf{Z}^U$  obtido dessa forma é uma estimativa tendenciosa para cima ou *upward biased* (Sims *et al.*, 1971). Os elementos deste tensor são maiores que os do verdadeiro  $\mathbf{Z}$ , devido a presença de ruído não minimizado nas utopotências elétricas ( $E_x$  e  $E_y$ ). uma estimativa, possivelmente menos tendenciosa, pode ser dada pela média geométrica de  $\mathbf{Z}^D$  e de  $\mathbf{Z}^U$  (Sims *et al.*, 1971).

## 2.6 – Rotação do Tensor Impedância

Uma das vantagens do MT é a possibilidade de fazer a aquisição dos dados em qualquer direção das componentes ortogonais X e Y, pois os campos medidos podem,

durante o processamento, serem rotacionados para as direções paralela e ortogonal ao *strike* geoeletrico. Para isso utilizamos a relação:

$$Z^r = RZR^T \quad (2.43)$$

onde  $Z^r$  é a impedância rotacionada e  $Z$  é a impedância no sistema de coordenada utilizado na aquisição.  $R$  e sua transposta  $R^T$  são as matrizes de rotação para o ângulo de *strike* geoeletrico ( $\theta$ ).

A determinação do *strike* geoeletrico é de fundamental importância na interpretação de dados MT. Em uma situação 2-D ideal, o ângulo  $\theta$  torna nula as componentes  $Z_{xx}$  e  $Z_{yy}$  da diagonal principal do tensor impedância. Na prática, raramente a terra apresenta um comportamento francamente 2-D. Desse modo estimamos um valor de  $\theta$  que minimize os elementos da diagonal principal ou maximize os elementos da diagonal secundária.

O *strike* pode ser estimado analiticamente através da relação:

$$4\theta = \text{atan} \left( \frac{[(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^c + (Z_{xx} - Z_{yy})^c (Z_{xy} + Z_{yx})]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \right)$$

No caso de uma terra 1-D não existe uma solução para a relação acima. Para uma terra estritamente 2-D a solução é única e definida, enquanto no caso de uma terra 3-D existem várias soluções.

## 2.7 – Pseudo-Seções de Fase

A primeira inspeção do subsolo ao longo de um perfil MT, prévio a qualquer processamento mais complexo, é possível a partir de uma pseudo-seção de fase, que consiste em uma imagem XYZ onde as sondagens estão ao longo do eixo X, o logaritmo da frequência ao longo do eixo vertical Y e em Z se configuram os valores dos ângulos de fase dos campos.

A conveniência deste tipo de representação gráfica é que a fase não fica afetada pelo deslocamento estático (*static shift*) diferente da resistividade, a qual requer ser corrigida por este efeito antes de poder ser interpretada adequadamente.

O deslocamento estático é o tipo de distorção mais simples (independentemente da frequência) que se produz por diferenças na condutividade do solo entre sondagens em uma mesma zona de estudo e se define mais adiante.

As pseudo-seções de fase são, portanto, muito útil como referência para selecionar estratégias de interpretação, assim como para analisar tendências gerais de possíveis estruturas no subsolo. Quando a estrutura do subsolo corresponde a um meio estratificado, existe uma regra geral que se utiliza para compreender o comportamento das fases.

Esta regra estabelece que a fase  $\varphi$  é maior que  $45^\circ$  se a camada inferior for menos resistiva que a que o sobrepõe, ou se  $\varphi$  for menor que  $45^\circ$  então o estrato inferior é mais resistivo. Observa-se que as curvas de resistividade e fase variam de uma maneira conjugada, ou seja, quando a resistividade aumenta a fase diminui e vice-versa.

## **2.8 - Análise de Distorção**

Existem dois tipos importantes de distorção EM, o primeiro é o deslocamento estático, também conhecido como distorção galvânica, e o segundo deve-se ao efeito da indução eletromagnética e que constitui em si mesmo um fenômeno físico a ser interpretado em termos das estruturas do subsolo.

O deslocamento estático deve-se ao acúmulo de cargas na interface de camadas superficiais em que se traduz um deslocamento vertical das curvas de resistividade. Ou seja, as resistividades são multiplicadas por um mesmo fator (fig. 6).

Entretanto, as fases não são afetadas por este fenômeno (Jones, 1988), isto se deve ao fato de que um meio 1D a fase é a derivada logarítmica da resistividade (Weidelt, 1972).

Existem diferentes formas de realizar a correção por efeito de deslocamento estático, entre os quais, a aplicação de um filtro passa-baixo ou médio de locais, os cálculos teóricos de superfícies 3D próximas à superfície e os cálculos teóricos por efeitos topográficos.

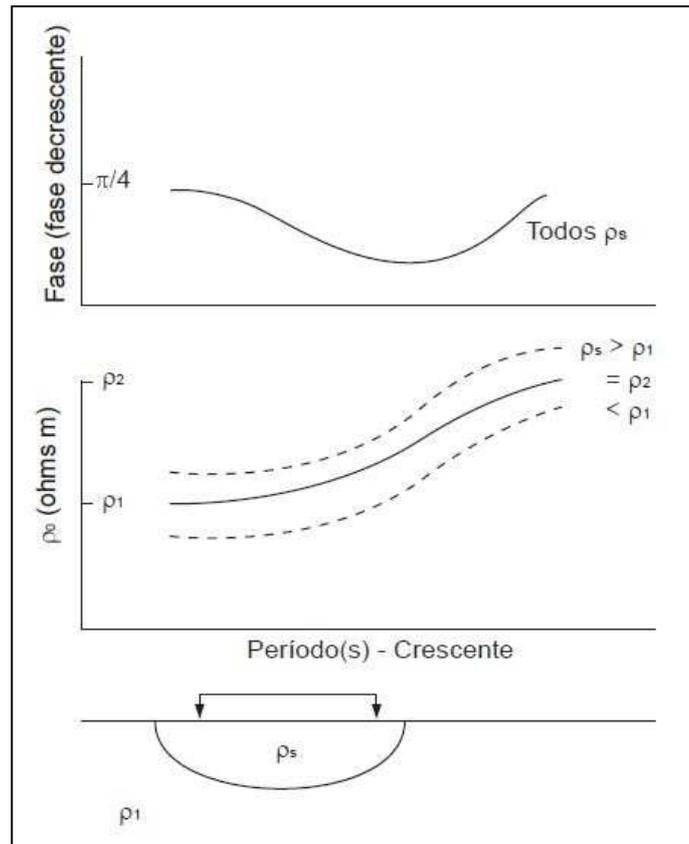


Figura 6 – Diagrama que mostra os efeitos do deslocamento estático. O esquema da parte inferior mostra uma descontinuidade superficial ( $\rho_s$ ) que ocasiona que a curva de resistividade seja deslocada para cima ( $\rho_s > \rho_1$ ) ou para baixo ( $\rho_s < \rho_1$ ). A curva de fase não é afetada.

O procedimento mais simples e efetivo para corrigir o deslocamento estático é fazer um gráfico conjuntamente com todas as curvas de resistividade do perfil e observar se existe um nível particular que se repita mais que outros. Se este for o caso se assume que o resto das estações MT estão afetadas por variações locais de resistividade (estática) e se considera que o nível de resistividade que se repete é o correto, o resto das curvas de resistividade é deslocado verticalmente.

O conhecimento adequado da geologia da zona de estudo pode também ser utilizado como uma alternativa para corrigir apropriadamente este efeito, ou se existe informação da resistividade do solo por outros meios, sejam diretos ou indiretos, estes podem ser utilizados diretamente para corrigir a posição das curvas de resistividade para as sondagens que compõem o perfil.

Quando as curvas são corrigidas é possível gerar pseudosseções de resistividade, as quais podem ser interpretadas de forma qualitativa de maneira mais direta do que as de fase, além disso, são utilizadas de maneira complementar para confirmar tendências. Uma das vantagens das pseudo seções de resistividade é a maior faixa de variação deste parâmetro que proporciona maior detalhe, muitas vezes melhorando a localização de zonas anômalas.

Outro tipo de distorção eletromagnética ocorre por causa da presença de estruturas locais ou regionais do subsolo, as quais determinam a dimensionalidade do meio. Existem diferentes abordagens para determinar essa dimensionalidade (Swift, 1967; Bahr, 1990) que são construídas a partir dos componentes invariantes do tensor impedância. Estes componentes recebem o nome de invariantes já que não dependem do eixo de coordenadas em que são medidos, ou seja, se a matriz é girada se obtém o mesmo valor invariante.

Esta propriedade é muito útil para determinar o comportamento do tensor em diferentes frequências independentemente do marco de referência na qual se encontre.

Um dos critérios mais úteis é o da assimetria do tensor de impedâncias ( $k$ ) ou *skew*. Em uma situação ideal (dados livres de ruídos), o *skew* é nulo para uma terra 1-D e para uma terra 2-D rotacionada para o ângulo de *strike* geoeletrico, e diferente de zero para uma terra 3-D. embora exista ambiguidade, valores elevados do *skew* indicam tridimensionalidade da terra estudada. A equação é dada por:

$$k = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \quad (2.44)$$

A elipsidade do tensor é outro parâmetro invariante rotacional, definida por:

$$\beta(\theta) = \frac{Z_{xx}(\theta) - Z_{yy}(\theta)}{Z_{xy}(\theta) - Z_{yx}(\theta)} \quad (2.45)$$

tal como o *skew* a elipsidade é um indicador de dimensionalidade. Valores altos indicam uma terra 3-D, ao passo que valores próximos a zero indicam uma terra 1-D ou 2-D com x ou y posicionados paralelos ao *strike* geoeletrico.

Bahr (1988) propôs uma nova classe de estimador de dimensionalidade, o denominado Iphase-sensitivity skew ( $\eta$  ou o *skew* de Bahr):

$$\eta = \frac{|[D_1, S_2] - [S_1, D_2]|^{1/2}}{D_2} \quad (2.46)$$

onde S e D são a soma e diferença de impedância, denominadas de impedâncias modificadas por Swift (1967) e são dadas por:

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy} \quad (2.47)$$

$$S_2 = Z_{xy} + Z_{yx} \quad (2.48)$$

$$D_1 = Z_{xx} - Z_{yy} \quad (2.49)$$

$$D_2 = Z_{xy} - Z_{yx} \quad (2.50)$$

Os critérios de interpretação de  $\eta$  são definidos em Bahr (1988 e 1991). Valores de  $\eta < 0,1$  podem caracterizar uma terra 1-D, 2-D ou terra 2-D com distorção local (3-D/2-D). Para  $\eta$  no intervalo  $0,1 < \eta < 0,3$  caracterizam uma terra 3-D/2-D, enquanto  $\eta > 0,3$ , são associados à terra 3-D.

## 2.9 - Inversão de dados MT

A inversão de dados permite obter um modelo a partir da comparação de dados geofísicos de campo que incluam propriedades físicas do subsolo. Um bom modelo obtido a partir da inversão é aquele que reproduz os dados de campo e é consistente com outra informação disponível, por exemplo, informação litológica de poços.

Os modelos de sondagem MT buscam encontrar modelos de resistividade em função da profundidade das estruturas geológicas que se encontram no subsolo, que sejam consistentes com as resistividades e fases para a categoria de frequências utilizada em cada estação.

A inversão unidimensional é realizada sobre as curvas médias de resistividade e fase utilizando alguns dos algoritmos existentes, entre os quais o de Occam (Constable *et al.*, 1987) é um dos mais populares. A principal vantagem deste método baseia-se na obtenção de modelos amenizados com o fim de evitar uma super-interpretação dos dados. Isto é obtido a partir da definição do conceito de aspereza, estabelecida como a integral do quadrado da primeira derivada e segunda das resistividades em função da profundidade.

A partir da inversão unidimensional de sondagens individuais, é possível construir seções de resistividade em função da profundidade com base na interpolação dos valores de resistividade obtidos entre sondagens contíguas (seção final de interpretação).

Na presença de anisotropia no plano horizontal em decorrência da influência de uma estrutura geológica alongada (tal como uma falha) próxima à zona de estudo, são definidos dois modos de polarização: um deles quando o fluxo de corrente é paralelo à estrutura (TE) e o outro perpendicular com o fluxo do campo magnético paralelo à estrutura (TM). Isto define duas resistividades e duas fases principais, uma ao longo da estrutura regional e outra perpendicular a esta.

A inversão 2D é um processo mais elaborado que, contudo, pode ser realizado utilizando *software* comercial (Phoenix) que utiliza rotinas amplamente comprovadas desenvolvidas por Rodi Mackie, 2001.

Uma suposição comum para ambas as rotinas é que o perfil para o qual vai se fazer a inversão é perpendicular ao campo elétrico. Por essa razão é importante estimar o azimute da estrutura regional e rotacionar a impedância (paralelo e perpendicular ao *strike*) ao sistema de referência definido pelas estruturas principais.

A aquisição de campo dos dados de MT e seu processamento estão descritas na seção de materiais e métodos.

### **3 – MATERIAIS E MÉTODOS**

Para realizar o mapeamento em subsuperfície da área alvo foram utilizados:

- 1 – levantamento geofísico pelo método Magnetotelúrico;
- 2 – correlação do sinal geofísico com testemunhos de sondagem;
- 3 – trabalhos anteriores da área de estudo (bibliografia pesquisada);
- 4 – uso de softwares: RECON (2011), e ArcGIS (2014) para a computação e aplicação de modelos informatizados nos processamentos de dados existentes na região.

#### **3.1 – Prospecção Magnetotelúrica**

A efetividade das sondagens MT depende do contraste condutivo entre os materiais do subsolo. Se existe um bom contraste elétrico entre as diferentes unidades litológicas dos materiais que conformam o subsolo. Isto permitirá uma adequada determinação dos limites, das profundidades e das suas espessuras. A combinação desta característica com informação de registros físicos de testemunhos de sondagem permite correlacionar o sinal geofísico à rocha.

O equipamento utilizado – Phoenix modelo MTU-5A – consiste em uma unidade de aquisição, filtração e amplificação dos sinais que contém um módulo de pré-processamento e armazenamento da informação. É complementado com três sensores e quatro taças porosas para os dois dipolos elétricos e outra para conectar a terra ao instrumento (fig. 7).

A instalação de uma estação MT em campo consiste em colocar dois dipolos elétricos de 60 a 100 m de separação orientada com precisão (ao Norte magnético) em direções N-S e E-W (fig. 8). Cada dipolo está conectado a terra através de dois eletrodos ou taças porosas que contêm um eletrólito que facilita a passagem do sinal ao instrumento.

Para melhorar o contato com o solo, os eletrodos são enterrados a uns 50 cm da superfície, umedecendo com água e cobrindo posteriormente para manter estáveis as condições de medição. O quinto eletrodo é colocado no centro do arranjo que funciona como descarga na terra para proteção do instrumento.

O seguinte passo é a colocação dos sensores magnéticos ou bobinas receptoras. A colocação dos dipolos divide o terreno em quatro quadrantes onde são colocados as três bobinas para a mensuração dos componentes do campo magnético  $H_x$ ,  $H_y$  e  $H_z$ . Cada uma destas é orientada e nivelada cuidadosamente; uma na direção NS, a outra EW e a terceira se coloca verticalmente. Não existe regra preferencial para dispor as bobinas nos quadrantes em específico. O arranjo apresentado na fig. 8 é o mais usual em termos de logística e operacionalidade em campo.



Figura 7 – Imagem do equipamento de aquisição de dados magnetotelúricos. Em detalhe: unidade central MTU-5A.

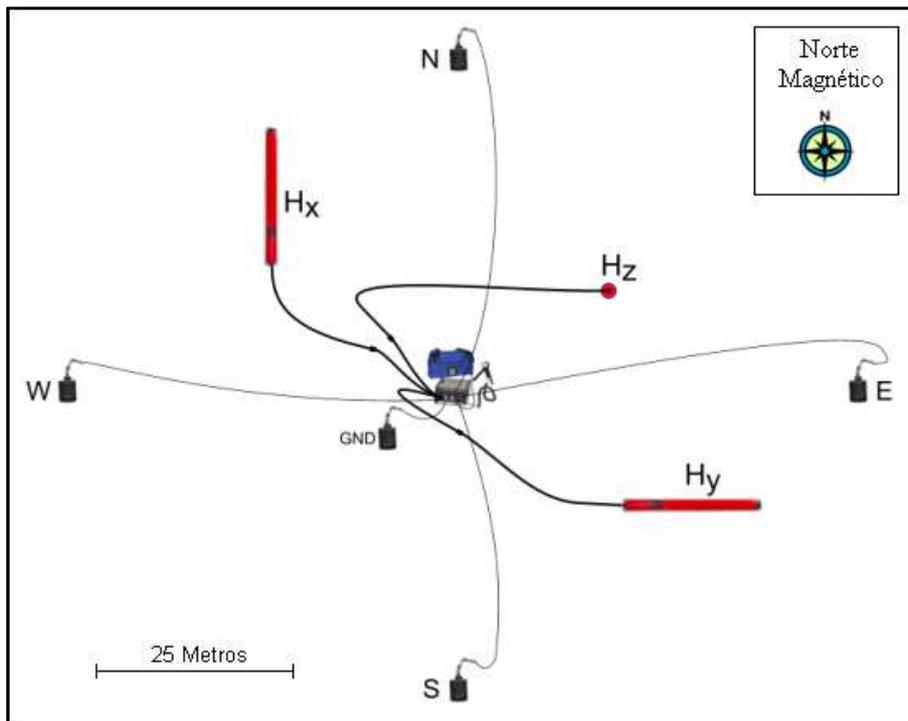


Figura 8 – Arranjo usual de campo MT.

As três bobinas são enterradas e cobertas para evitar perturbações causadas pelo movimento do ar. A figura 9 mostra o procedimento em campo.

Tanto dipolos quanto sensores magnéticos se conectam ao equipamento central com seus respectivos cabos e evita-se que estes fiquem descolados do solo para evitar vibrações por efeitos de movimentos com o ar que podem gerar ruído no sinal.

Este arranjo permite medir dois componentes horizontais de campos elétricos ( $E_x$  e  $E_y$ ) e dois componentes horizontais e uma vertical de campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$  e  $H_z$ ) para o intervalo de frequências entre 320 a 0,0002778 Hz. Esta informação é armazenada no equipamento e descarregada para um computador portátil, para seu posterior processamento e interpretação.

Os dados MT foram adquiridos na modalidade referência-remota (RR). Essa modalidade tem como objetivo eliminar o ruído eletromagnético que prejudica a qualidade dos dados. A RR pode ser disposta de duas maneiras: 1) Uma estação base em coleta constante de dados em um local longe de interferências e ruídos eletromagnéticos ou; 2) Ao

utilizar dois equipamentos simultaneamente (em um mesmo período de coleta) usam-se os dados da estação com menor ruído.

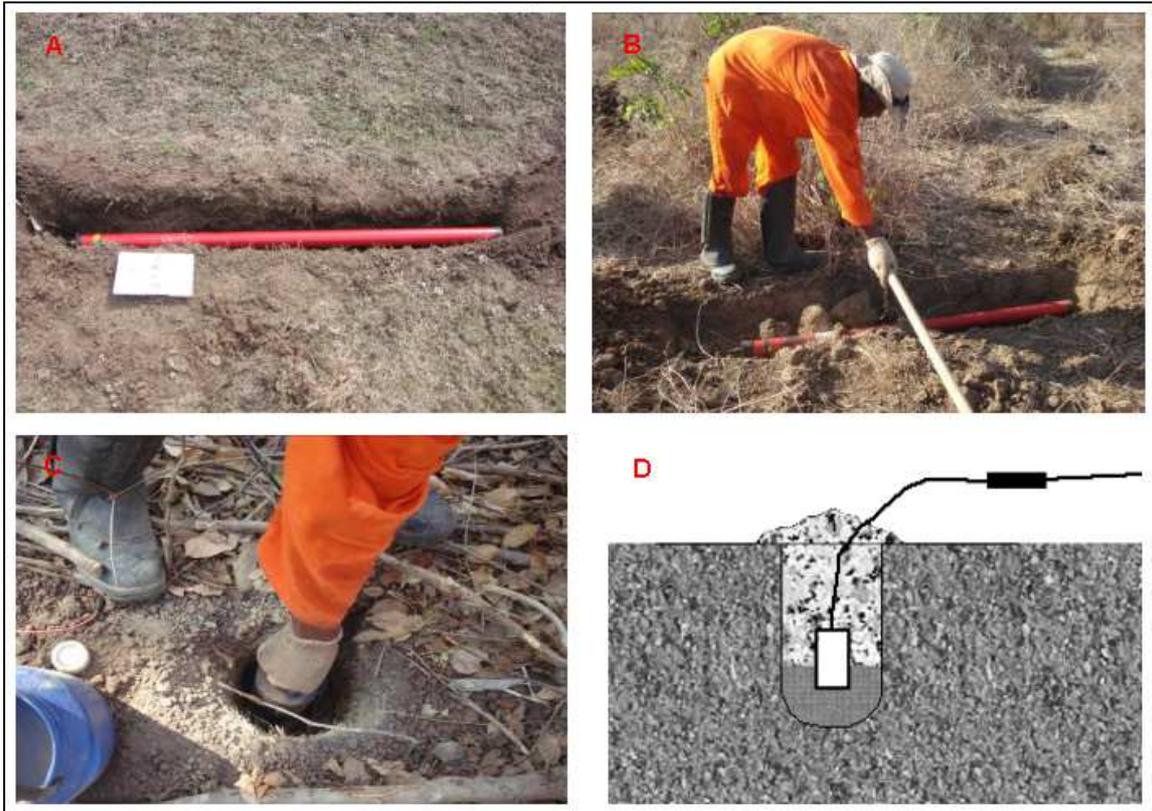


Figura 9 – Montagem do equipamento. A, B – Alinhamento e nivelamento das bobinas (sensores magnéticos). C – Preparação de uma solução com água e sal para colocar o eletrodo. D – Disposição esquemática do eletrodo em sub-superfície.

Neste levantamento, a RR era a estação com melhor qualidade do sinal posicionada em um local pré-definido e livre de ruído eletromagnético. A sincronização entre as estações de produção e a RR é feita via GPS.

O período de aquisição foi em média de 21 horas, com o processamento centrado no período noturno com a finalidade de captar o mínimo de ruído possível. A aquisição por um dia teve objetivo de melhorar os dados nas frequências baixas, assim possibilitando o imageamento das camadas mais profundas do rifte e do embasamento.

Durante a aquisição os ganhos de amplitude e filtros foram escolhidos de forma que registrassem a melhor relação sinal/ruído, melhorando a qualidade dos dados. O quadro 1 define os principais parâmetros escolhidos para a aquisição desses dados.

Quadro 1: Parâmetros da Aquisição

Parâmetros de Aquisição	
Filtro (Rede elétrica)	60 Hz
Ganho Elétrico	Normal
Ganho Magnético	Normal
Filtro Passa Baixa	1 (low)

O equipamento utilizado, MTU-5A da Phoenix Geophysics, trabalha com três bandas de frequência:

- 2400 Hz Banda TS3
- 150 Hz Banda TS4
- 15 Hz Banda TS5

Os horários de aquisição das bandas TS3 e TS4, alta frequência, foram centrados à noite, entre 21:00 e 8:00 (UTC) da manhã do dia seguinte. A banda TS5 é adquirida continuamente.

A qualidade dos dados foi monitorada principalmente no campo, sendo que quando necessário a aquisição foi reiniciada alterando certos parâmetros, como por exemplo o dipolo elétrico, ou o tempo de aquisição, ampliando o mesmo.

Os locais de instalação foram selecionados evitando possíveis fontes de ruído, tais como: linhas de alta tensão, cercas metálicas, tubulações, passagem constante de veículos e trânsito de pedestres.

Para a configuração dos parâmetros de aquisição utiliza-se a Tabela de Edição (*Table Editor*, fig. 10). Com todos os parâmetros pré-definidos preenchidos na Tabela é possível dar início a aquisição e monitorar a quantidade de dados adquiridos e se há saturação e dados ruins.

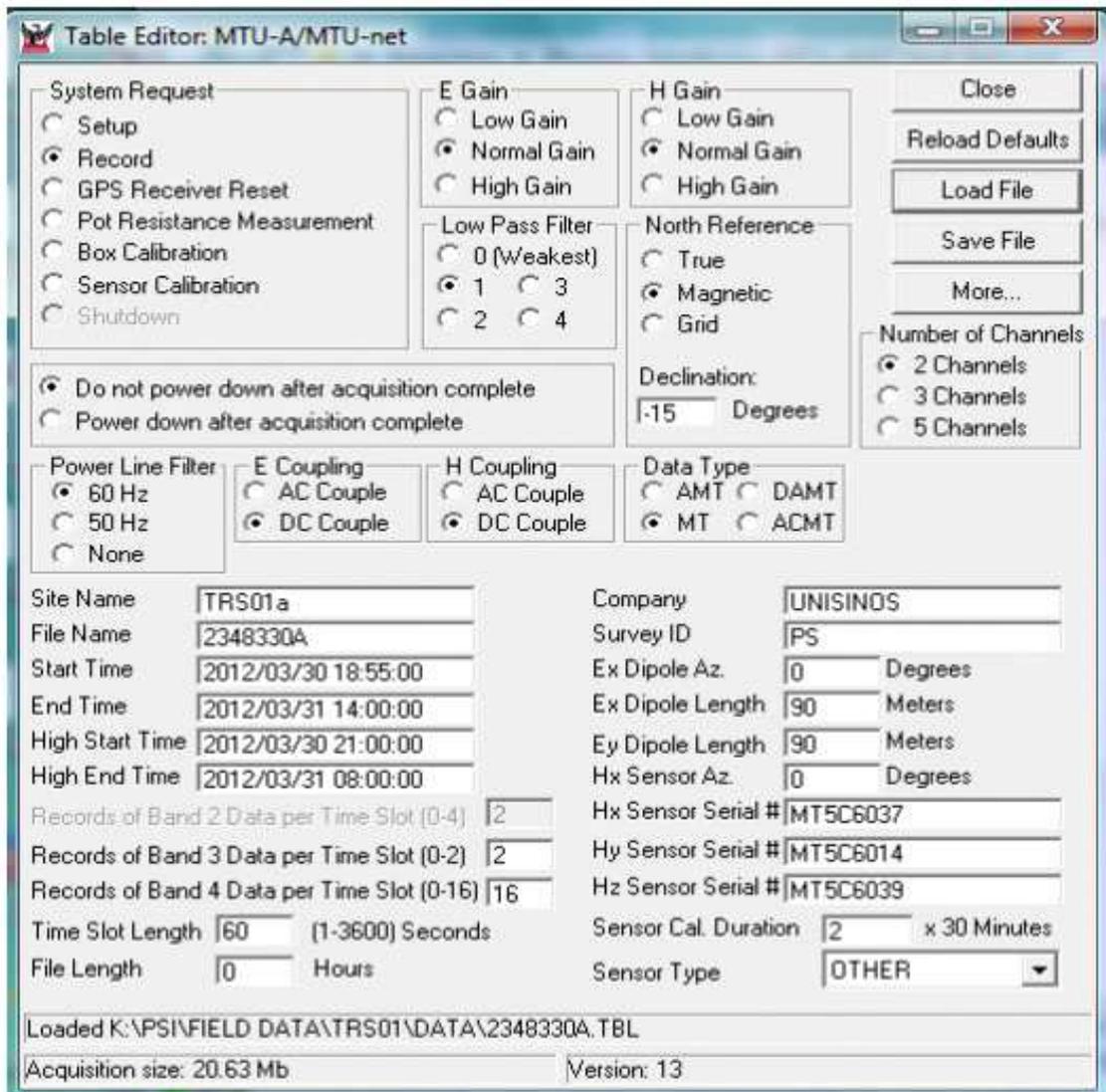


Figura 10 – Tabela de definição dos parâmetros de aquisição.

### 3.2 – Processamento dos Dados Magnetotelúricos

Os dados MT foram processados utilizando programas próprios do fabricante (Phoenix, 1990 fig. 11) resultando em curvas de resistividade aparente e fase.

O processamento dos dados ocorre utilizando estações adquiridas na mesma data, para que seja possível extrair ruídos eletromagnéticos locais dos pontos de aquisição, uma estação faz o papel de referência remota para a outra.

O processamento é realizado dentro de até 48 horas seguintes ao término do registro de cada estação e incluiu:

- (a) Análise espectral das séries temporais;
- (b) Remoção/Correção dos efeitos instrumentais dos equipamentos;
- (c) Edição e processamento robusto RR para cálculo do tensor impedância;
- (d) Apresentação dos dados processados na forma de gráficos (resistividade aparente e fase) e no formato *Electronic Data Interchange* (EDI).

O processamento dos dados consistiu em transformar a série temporal (TS), dado bruto, em um arquivo contendo informações de resistividade aparente e fase em função da frequência e impedância (arquivo EDI).



Figura 11 – Software de processamento SSMT2000 da Phoenix Geophysics.

Foram empregadas técnicas usuais de processamento robusto utilizando softwares proprietários da Phoenix. As etapas principais estão descritas a seguir:

#### a. Análise da Série temporal

Consiste em analisar o conjunto de observações das cinco componentes dos campos elétrico e magnético variáveis no tempo (fig. 12). Nesta etapa os dados passam por uma inspeção para analisar a correlação na incidência dos sinais entre os canais ortogonais (Ex-Hy e Ey-Hx) e observar se não houve interrupção da aquisição. Esta análise é realizada no campo.

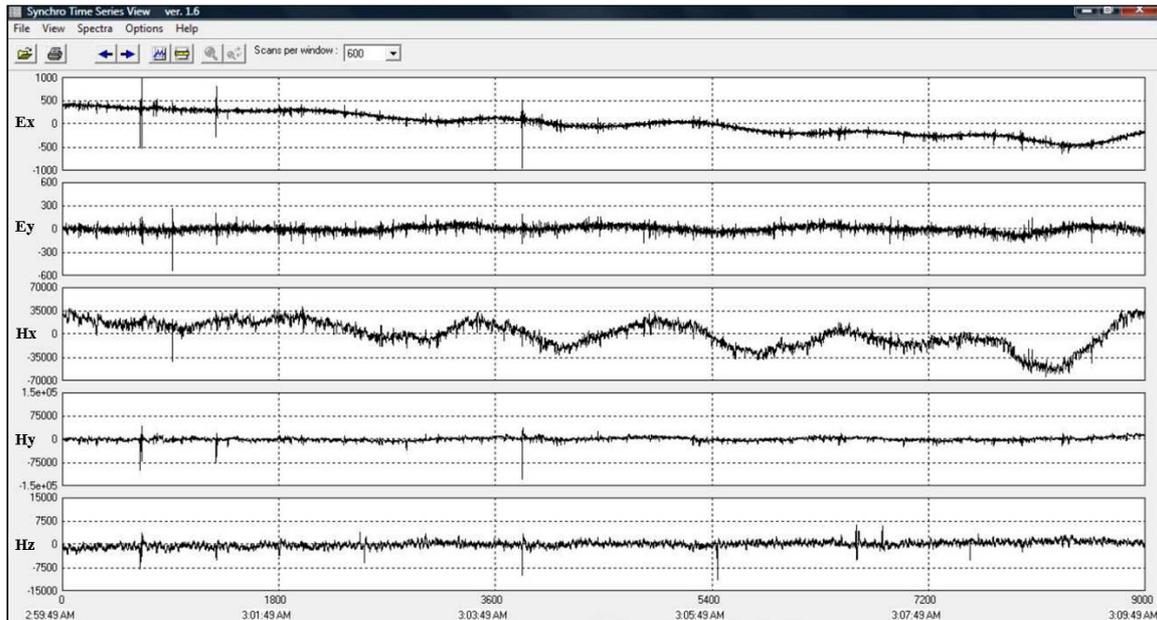


Figura 12 – Exemplo de série temporal fornecida pelo equipamento mostrando as cinco componentes do campo eletromagnético.

## b. Transformada Rápida de Fourier (TRF)

Segundo Bhattacharyya (1966), os valores do campo magnético são geralmente medidos sobre um plano horizontal ou a uma altura fixa da superfície terrestre e podem ser registrados através das variáveis espaciais  $x$  e  $y$ . Neste caso, representação discreta de uma área amostrada pode ser efetuada de maneira precisa por meio das séries de Fourier bidimensionais.

A TRF é uma ferramenta matemática que realiza a transição entre as variáveis tempo e frequência de sinais. Sua vantagem em relação aos demais algoritmos está diretamente ligada ao tempo de processamento.

Antes da TRF, os algoritmos costumavam ser desastrosos computacionalmente pois utilizavam uma enorme quantidade de memória desnecessária e sua natureza recursiva fazia com que grandes matrizes fossem reutilizadas a cada passo, o que provocava rápido estouro de memória, mesmo com vetores de entrada razoavelmente pequenos (Gonçalves, 2004).

A interpolação de 2 m pontos de dados pelo cálculo direto requer aproximadamente 4 m<sup>2</sup> multiplicações e o mesmo número de adições. Em áreas que requerem interpolação trigonométrica costuma ser necessários cálculos com milhares de pontos, o que torna necessário uma avaliação de milhões de operações.

Com a criação da TRF houve um aceleramento no processo de interpolação de uma grande quantidade de dados por polinômios trigonométricos já que sua utilização possibilitou a diminuição dos números de cálculos de milhões para milhares.

Nesta etapa efetua-se a transformação das séries temporais para o domínio da frequência. São calculadas também as potências cruzadas, trazendo informações da distribuição de frequências, curvas de calibração, e outras necessárias ao processamento dos dados.

Desta forma, a representação da anomalia no domínio da frequência realça a separação dos efeitos das fontes próximas à superfície (comprimento de onda curto) das fontes crustais mais profundas.

### **c. Estimativa do Tensor Impedância, Resistividade Aparente e Fase**

A relação entre as componentes ortogonais do campo elétrico e magnético é dada pelo Tensor de Impedância. Através desse tensor é possível obter a resistividade aparente e a fase, que são os principais atributos utilizados na técnica MT.

Nesta etapa utilizam alguns métodos estatísticos de processamento de dados magnetotelúricos para atenuar o efeito de *outliers*, preservando-se a tendência da curva de resistividade e da fase (fig. 13). As coerências cruzadas (*cross-powers*) são utilizadas para que sejam eliminados pontos nas curvas de resistividade aparente e fase provenientes de dados mais ruidosos (fig. 14).

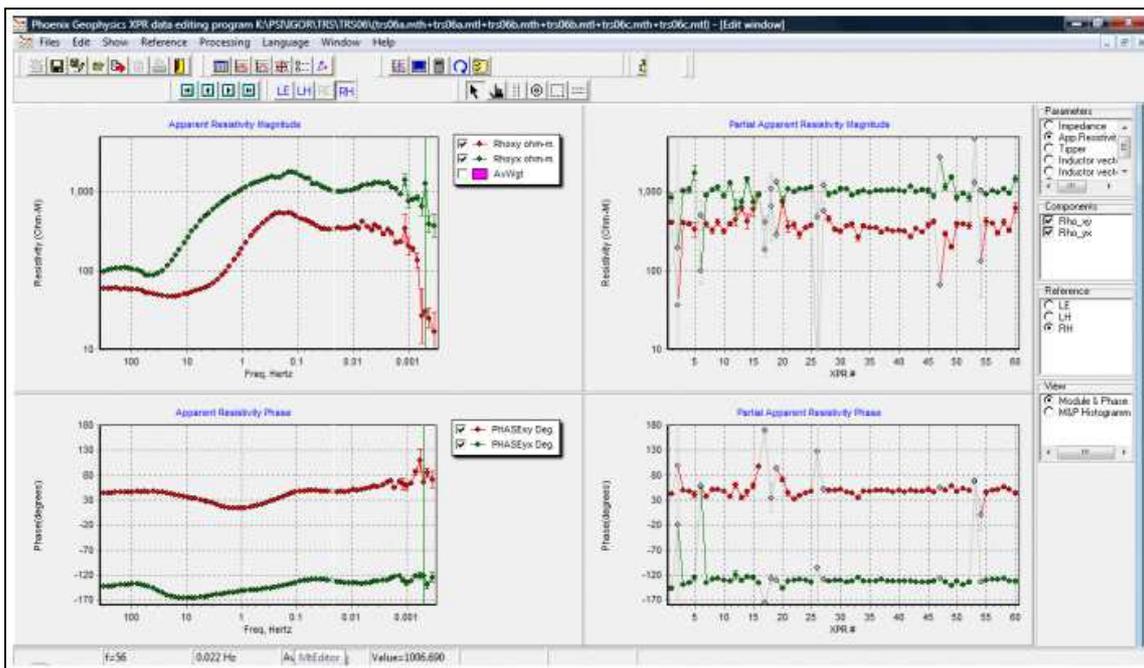


Figura 13 – Curvas de resistividade aparente e fase *versus* frequência. Divisão do *sounding* em *n* segmentos. Cada segmento pode ser editado e/ou suprimido frequência por frequência.

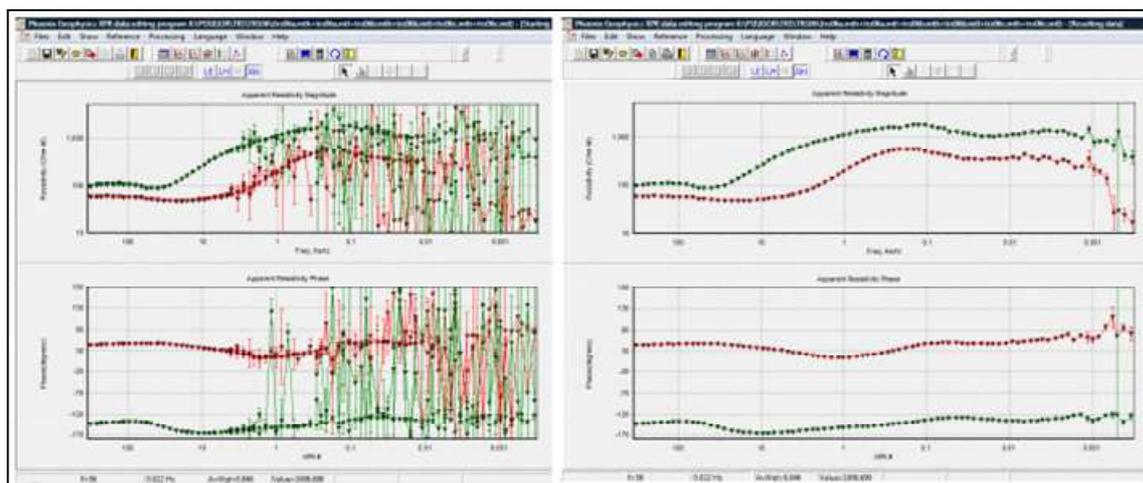


Figura 14 – Antes e depois da edição para eliminação dos ruídos. Os dados ruidosos coletados pelas estações que sofreram interferências eletromagnéticas podem ser editados pós-aquisição, desta forma, evita-se uma nova coleta de dados em campo.

#### d. Conversão para o Formato EDI (Electronic Data Interchange)

O arquivo EDI é o produto final gerado pelo processamento. Neste arquivo encontram-se os dados no formato padrão para dados magnetotelúricos e posterior utilização de técnicas de inversão e modelagem, obtendo-se o modelo geofísico da

distribuição da resistividade em subsuperfície, permitindo interpretação geofísica e geológica.

### **3.3 – Inversão 2D e Interpretação dos Dados MT**

Diversos métodos de interpolação podem ser usados na geração de malhas regulares de dados MT. O método adequado deve ser escolhido dependendo da variável geofísica trabalhada, do tipo de processamento realizado, do padrão e distribuição da variável analisada, das informações geológico-estruturais, etc (Journel & Huijbregts 1978). Muitas vezes a escolha do interpolador pode resultar em criação de falsas feições (feições inexistentes) ou mesmo o desaparecimento de feições sutis importantes.

Os dados magnetotelúricos, por sua característica vetorial, trazem informação sobre a dimensionalidade da subsuperfície através da análise dos parâmetros obtidos do tensor impedância. Os dados obtidos apresentam características de estruturas bidimensionais (2D). Sendo assim, estamos realizando diretamente inversão 2D, pois a inversão 1D dos dados não produziria modelos confiáveis.

O algoritmo utilizado para inversão e obtenção de modelos suavizados foi desenvolvido por Randy Mackie. O algoritmo utiliza regularização de Tikhonov utilizando o método dos gradientes conjugados que tem por objetivo reduzir oscilações.

O problema direto (modelagem) utiliza uma solução por diferenças finitas geradas por uma rede análoga às equações de Maxwell. Os parâmetros da inversão são as resistividades dentro de células em uma malha 2D que se estende lateralmente e em profundidade para considerar condições de contorno e também leva em consideração a topografia.

A modelagem 2D inversa foi executada a partir de modelos preliminares homogêneos. A inversão sem vínculos e a partir dos modelos de meio-espaço é importante para acessar as informações que podem ser extraídas dos dados, sem qualquer influência de idéias pré-concebidas, as quais podem induzir erros na interpretação se não forem confiáveis.

### 3.4 – Reconhecimento da Assinatura Geofísica

Antes de delimitar as superfícies das litologias ocorrentes nas seções é necessário reconhecer e vincular o sinal geofísico à rocha. Nesta etapa realizaram-se dois procedimentos:

(a) reconhecimento do sinal a partir das sondagens existentes na região (fig. 15): 3 sondagens ocorrentes na Bacia do Camaquã (CQP01, CQP02 e CQP03) e 1 sondagem na Bacia do Paraná (ST-017-RS). A figura 16 mostra a disposição das sondagens ocorrentes na área de estudo.

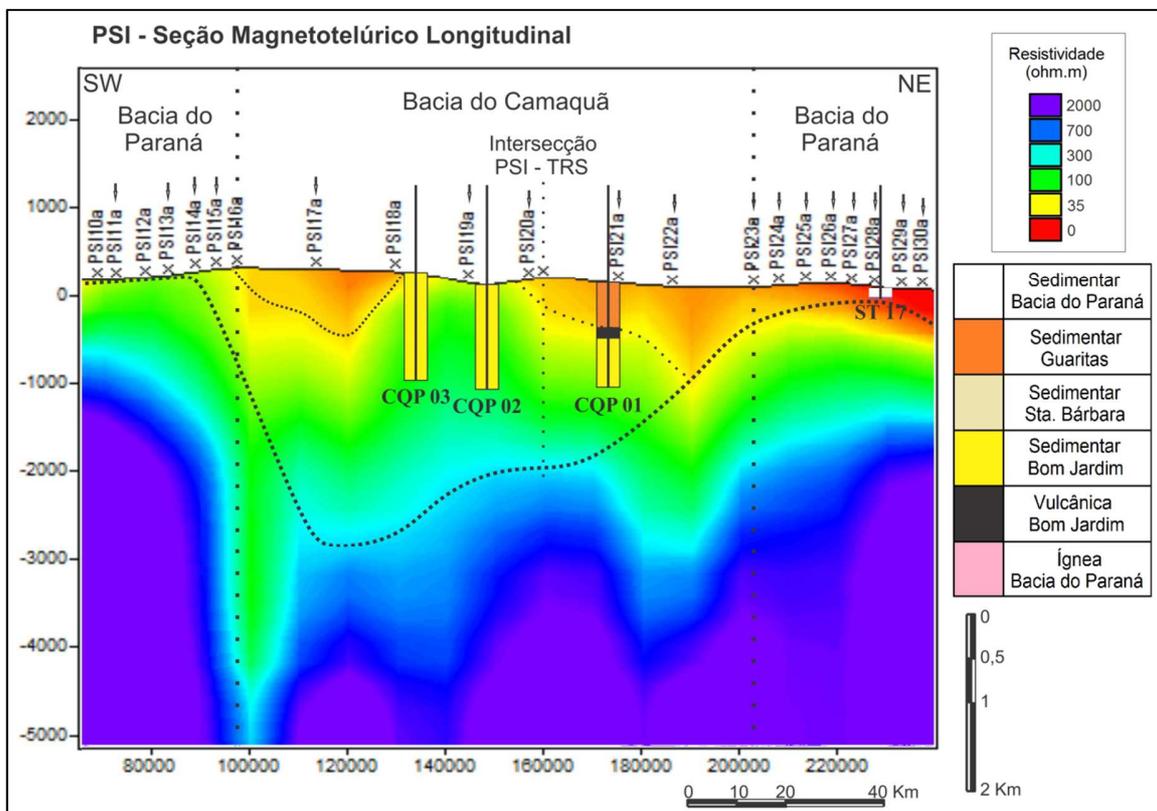


Figura 15 – Associação do sinal geofísico com a litologia ocorrente nas sondagens (CQP).

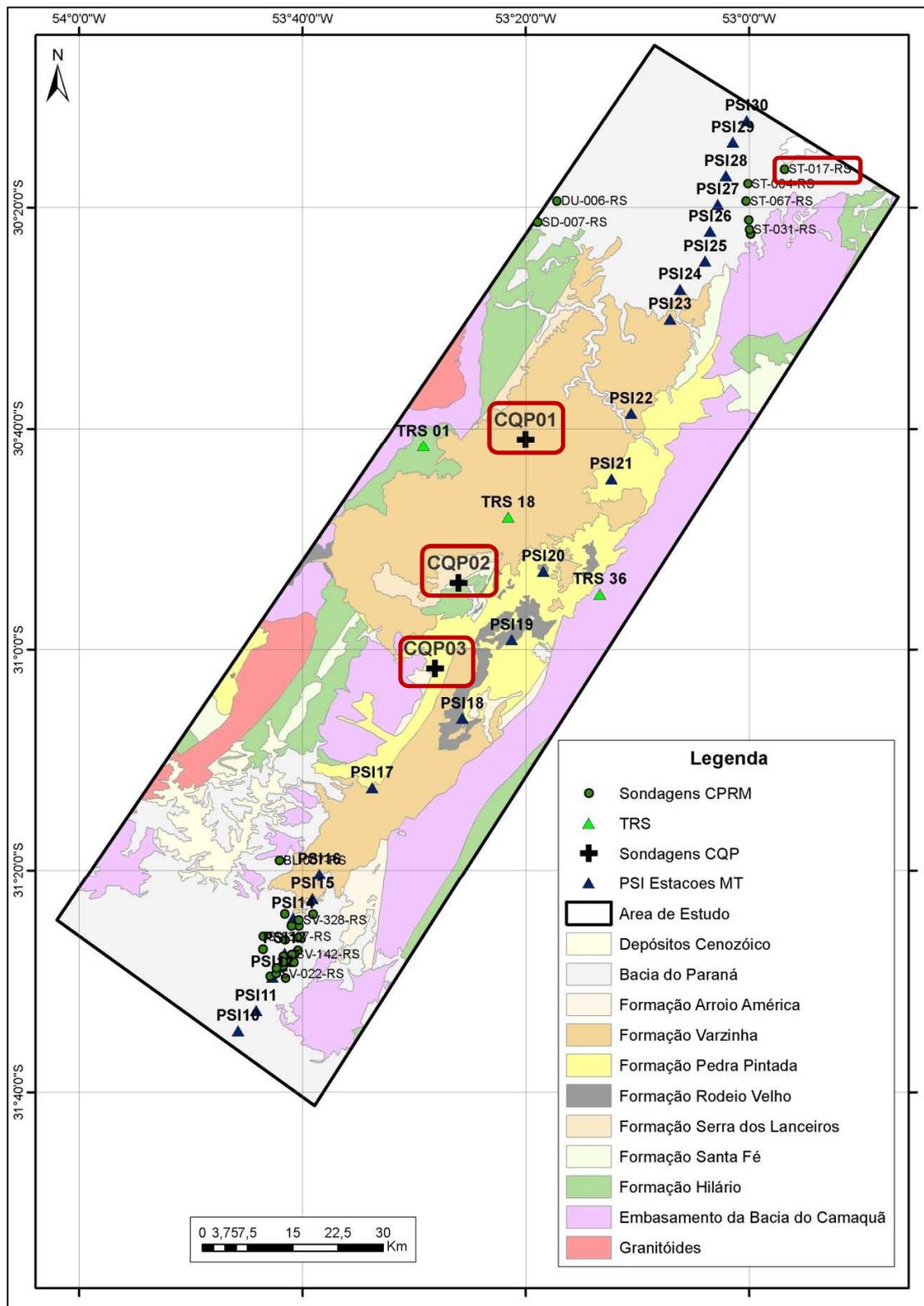


Figura 16 – Mapa de localização das sondagens. As áreas em destaque identificam as sondagens utilizadas na correlação do sinal geofísico (modificado de Wildner, 2008).

(b) interpretação do sinal com base na relação de resistividade dos materiais rochosos.

Como as sondagens presentes na Bacia do Camaquã não atingem o embasamento foi necessário obter este limite a partir de dados indiretos. Para isto utilizou-se como base a tabela de resistividade de Palacky (1987) (fig. 17).

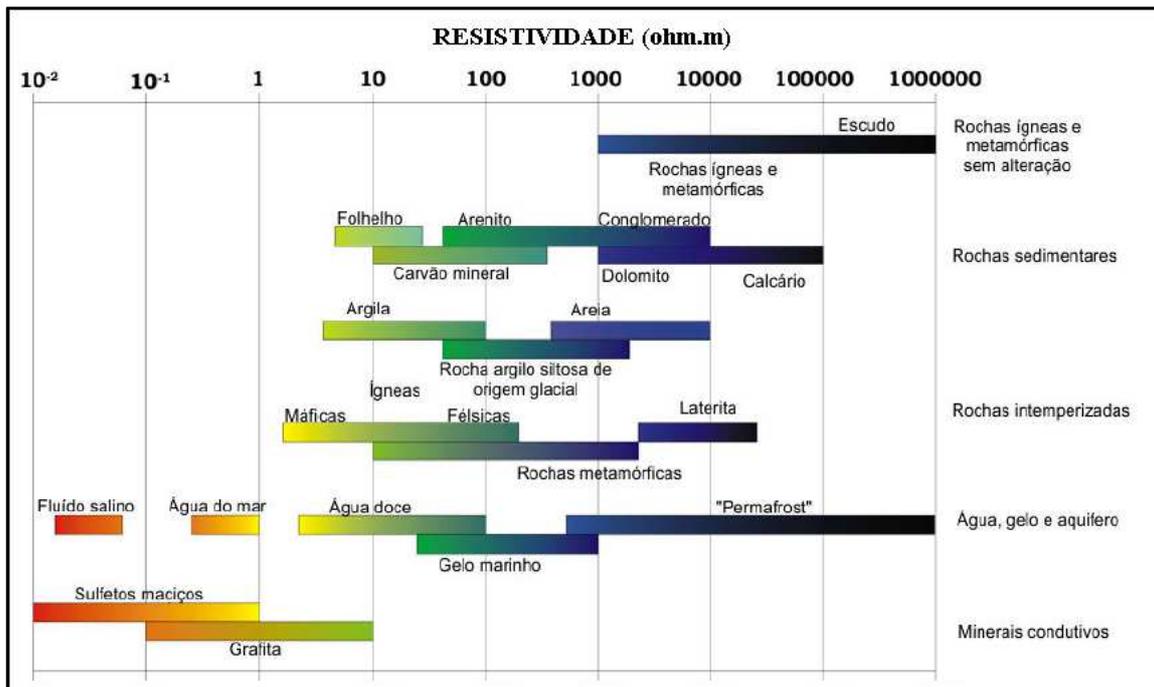


Figura 17 – Resistividade elétrica em materiais da Terra. Modifica de Palacky (1987), obtida de Santos (2012).

Os seguintes intervalos resistivos e suas associações com a litologia dominante foram demarcados:

1 – Embasamento: formado por rochas metamórficas do Complexo Porongos. É compreendido em um intervalo de alta resistividade (valores de 700 a 2000 Ohms.m);

2 – Associação Vulcano-sedimentar: formado na base por rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Bom Jardim e no topo, por rochas sedimentares do Grupo Santa Bárbara. Este intervalo compreende uma faixa de resistividade moderada (valores de 100 a 700 Ohms.m);

3 – Sedimentar: formado pelas rochas sedimentares do Grupo Guaritas. Compreende o intervalo de baixa resistividade (valores abaixo de 100 Ohms.m).

### 3.5 – Bibliografia de Suporte

As bibliografias pesquisadas forneceram apoio para as interpretações realizadas neste trabalho, como por exemplo:

Colombo (2011) apresenta um modelo interpretativo semelhante ao realizado neste trabalho (fig.18). Em seu modelo, o autor separa a cobertura vulcânica (superfície de cores verdes a amareladas (resistividade moderada) acima da azul) das rochas sedimentares (cores azuis, baixa resistividade). Apresenta uma linha tracejada delimitando o contato com o embasamento (cores quentes, alta resistividade) e as feições estruturais interpretadas em função do relevo identificado (estruturas de *grábens*).

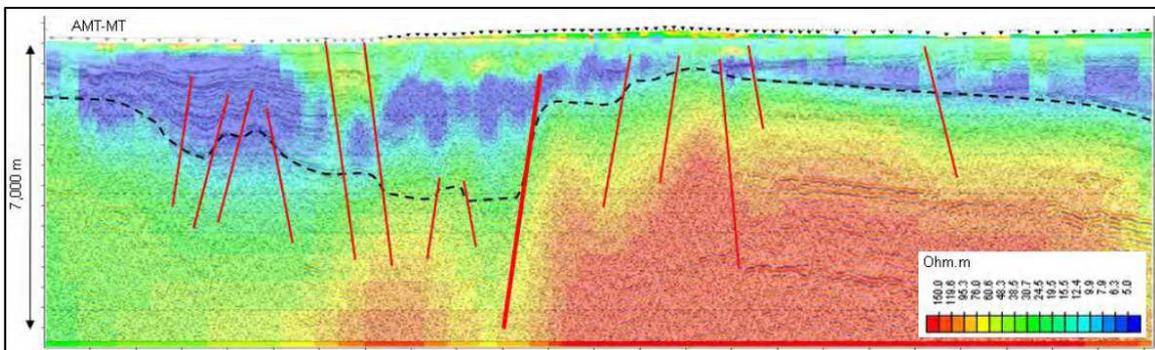


Figura 18 – AMT-MT resultado da inversão 2D sobreposto a uma seção sísmica na Arábia Saudita. Interpretação esquemática das falhas principais, localização das principais camadas sedimentares e cobertura dos basaltos. Obtido de Colombo (2011).

Spratt (2009) apresenta um modelo de interpretação litológica baseado nos diferentes níveis de resistividade (fig 19).

No perfil A as cores frias superficiais (alta resistividade) evidenciam os basaltos, enquanto as cores verde-amarelas (resistividade moderada) até 1,8 km de profundidade delimitam uma camada essencialmente sedimentar. A linha tracejada separa esta camada do embasamento (cores verdes a azuis, resistividade moderada a alta).

No perfil D a mesma lógica de interpretação é seguida e os limites são demarcados em função de trocas do intervalo resistivo (destaque da esquerda). Na parte destacada da direita do modelo, uma variação na resistividade é questionada em função de uma feição estrutural ou variação da composição química, o que poderia ocasionar a queda de resistividade evidenciada em uma camada de resistividade moderada.

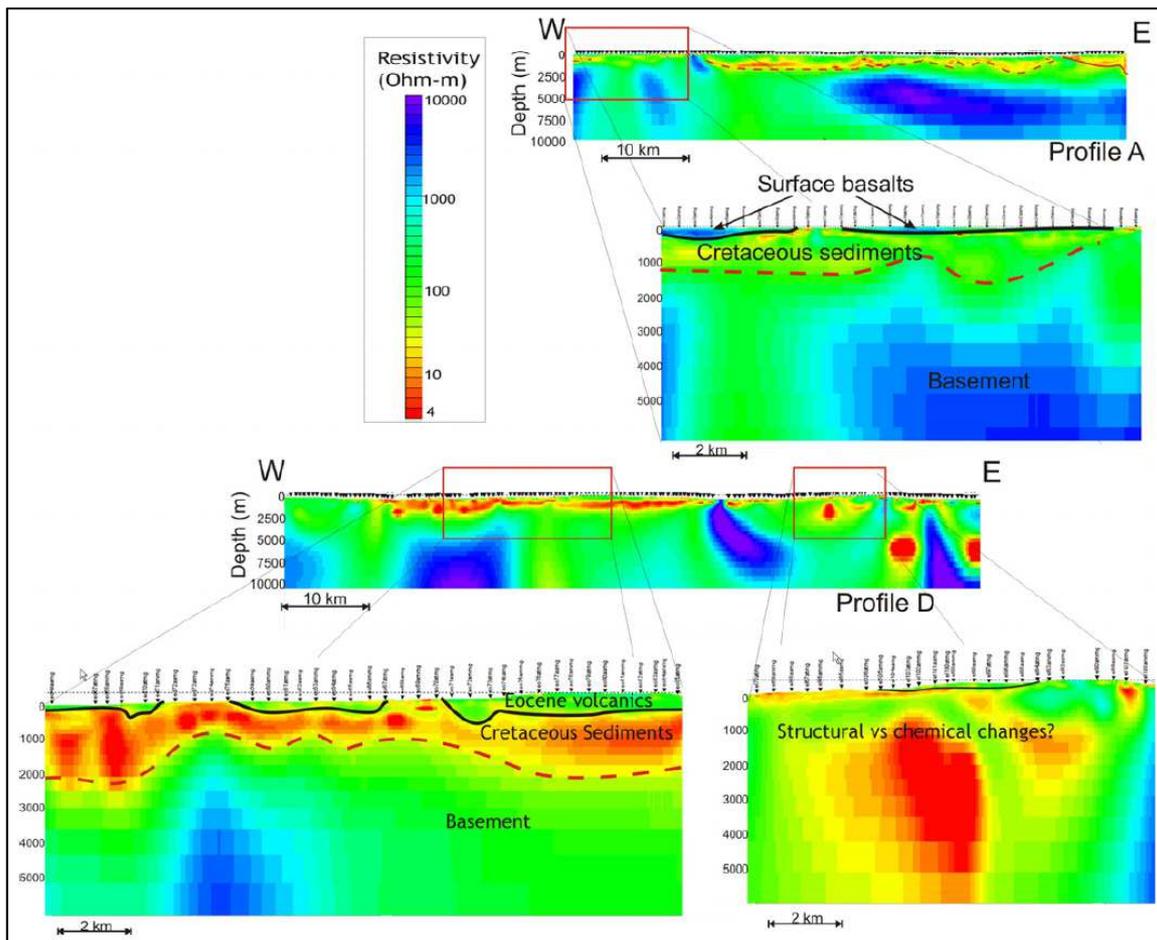


Figura 19 – Exemplos de seções 2D geradas ao longo de um perfil MT na Bacia do Nechako. Obtido de Spratt (2009).

#### 4 – Resultados: Interpolação e Modelos Gerados

A última parte do processamento geofísico corresponde à geração das seções MT. Os dados pontuais de cada estação retirados do campo (resistividade das rochas e profundidade) são processados em uma malha (fig. 20 B) pré-estabelecida pelo software de inversão. Cada célula desta malha retorna um valor médio de resistividade entre seus vizinhos (fig. 20 A), produzindo assim, uma seção de profundidade x resistividade (figs. 21 e 22).

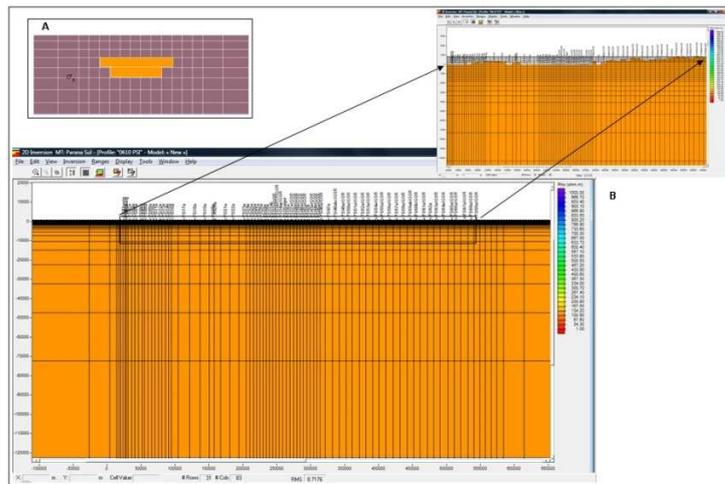


Figura 20 – Grid de interpolação padrão da Phoenix. A: união de células com mesmo valor de resistividade. B: encaixe da seção no grid de interpolação.

Um último recurso visual ainda pode ser aplicado chamado de “suavização”. A suavização é um processo gráfico que retira o aspecto rústico quadriculado da seção tornando-a mais homogênea e apresentando contatos mais graduais (figs. 23 e 24).

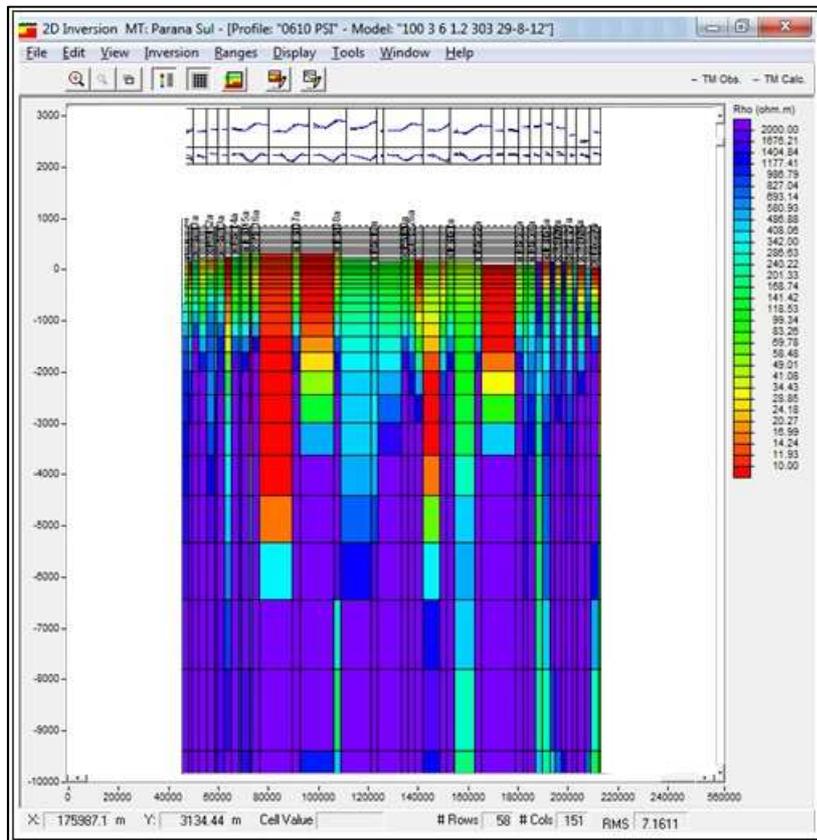


Figura 21 – PSI: Seção longitudinal ao eixo do rifte em malha, não suavizada.

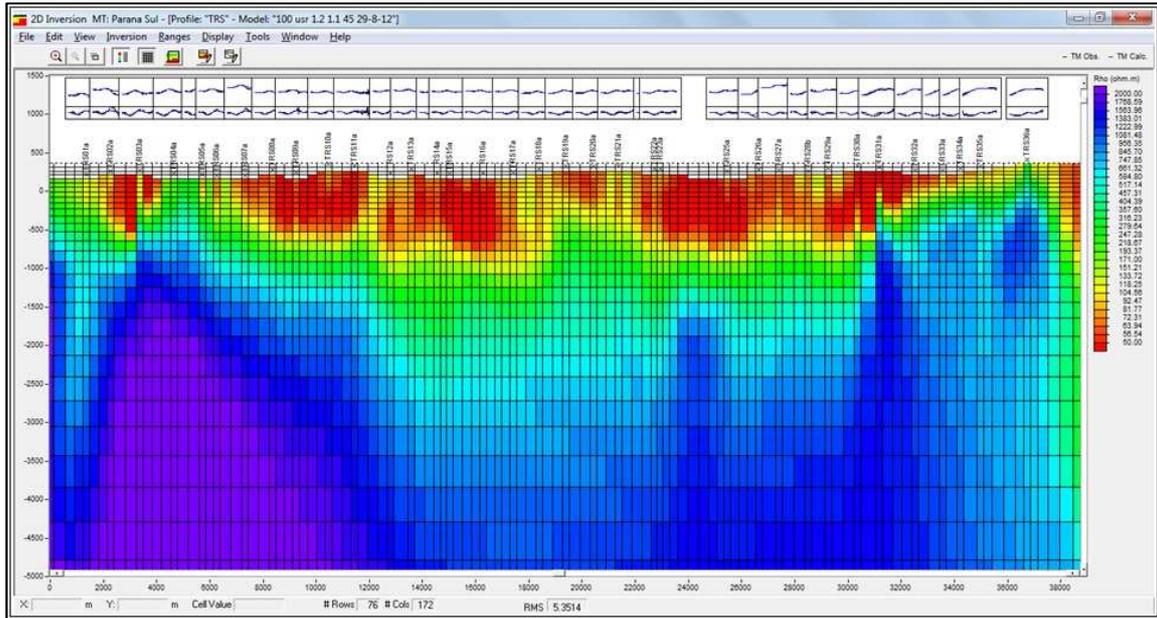


Figura 22 – TRS: Seção perpendicular ao eixo do rifte em malha, não suavizada.

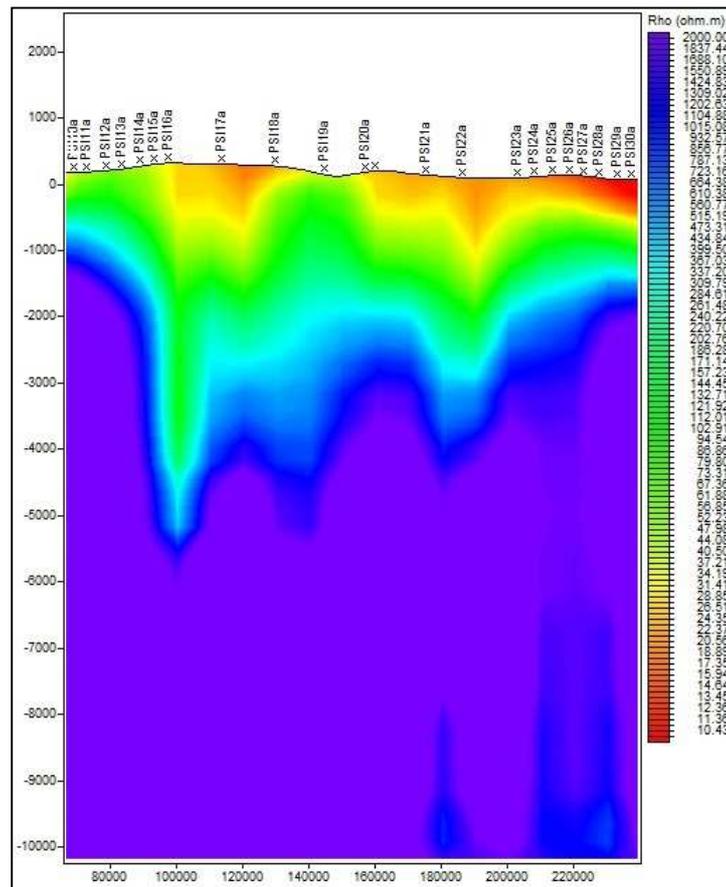


Figura 23 – PSI: Seção longitudinal ao eixo do rifte, suavizada.

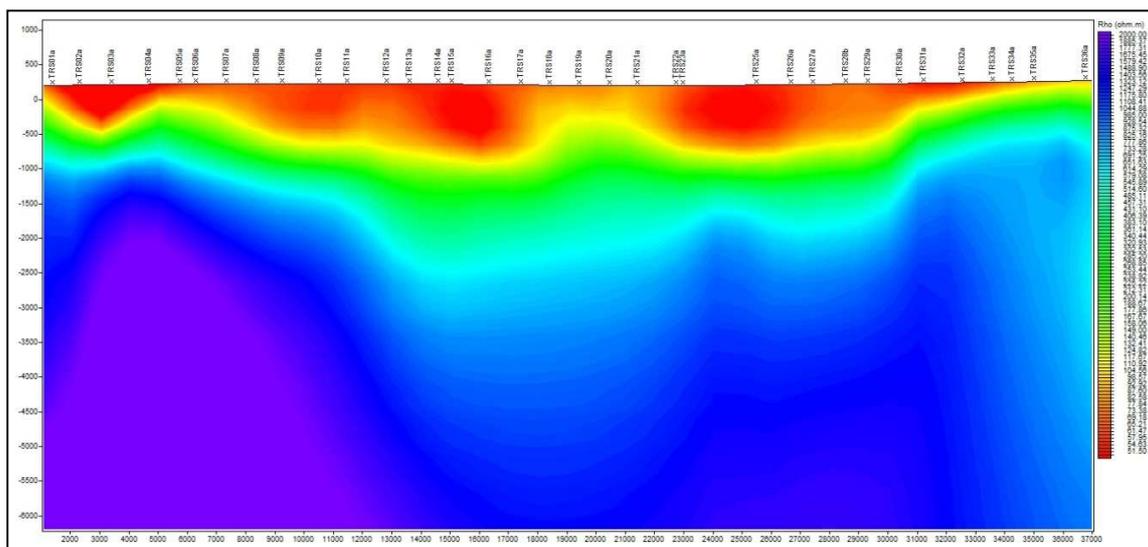


Figura 24 – TRS: Seção perpendicular ao eixo do rifte, suavizada.

#### 4.1 - Resultados Obtidos

Dos perfis geofísicos elaborados, os contatos existentes nas estações foram interpretados em função do grau de resistividade aparente da rocha com a geologia do local. Como o MT é um método suavizado, a delimitação ficou restrita às zonas de tendências, onde começa a variação dos sinais de mínimo para máximo e vice-versa.

Os falhamentos e fraturas superficiais tiveram sua projeção coletada a partir do mapa geológico do estado; já os profundos foram marcados com apoio individual dos sinais do modo TE e TM de cada estação. A interpretação é resultado da divergência das curvas. Onde as curvas dos modos se afastavam uma da outra é a indicação de que naquela profundidade encontramos uma descontinuidade de camadas.

As falhas mais visíveis estão relacionadas com zonas de grabéns e horsts. A morfologia do embasamento evidencia bem essas feições.

A figura 25 apresenta o perfil 2D ao longo do eixo do Rifte. É necessário certo cuidado em relação aos sinais apresentados nesta seção em função de seus valores pontuais (valores iguais de resistividade para bacias diferentes). Os intervalos entre as estações PSI-10 a PSI-16 e PSI-23 a PSI-30 encontram-se no domínio da Bacia do Paraná, enquanto o intervalo entre as estações PSI-17 a PSI-22 estão na Bacia do Camaquã.

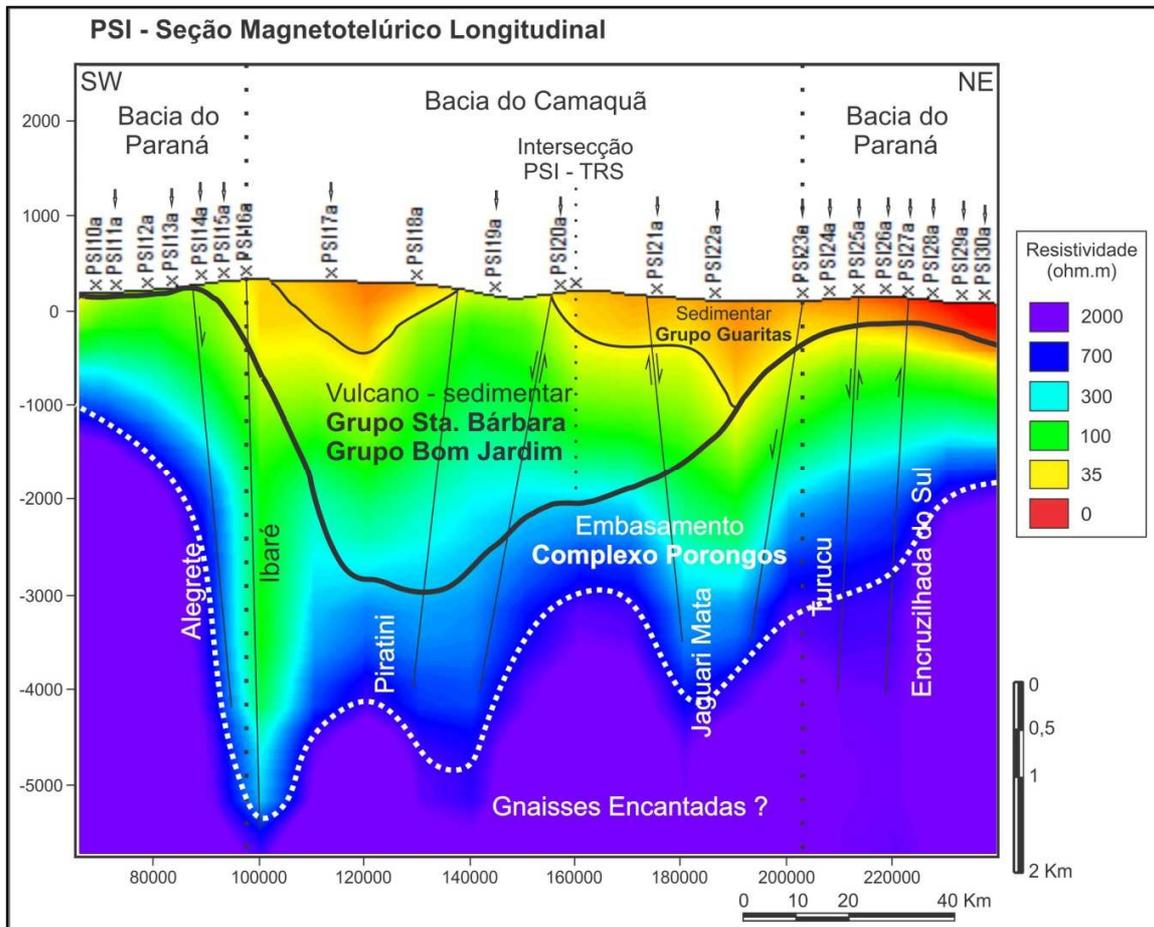


Figura 25 – Perfil 2D interpretado. Longitudinal ao eixo do rifte.

A figura 26 apresenta o perfil 2D perpendicular do eixo do Rifte. O espaçamento entre estações é menor nesta área (cerca de 1 km), o que permite melhor definição do sinal e maior precisão para futuras interpretações e confecção de modelos.

A análise dos dados de resistividade obtidos pelo método MT nas seções estudadas permitiu a identificação de três grupos de rochas distintas com base nos intervalos resistivos.

O pacote mais basal, representado pelo embasamento, é constituído pelas rochas metamórficas de baixo a médio grau do Complexo Porongos e apresentou valores de alta resistividade, compreendendo um intervalo de 700 a 2000 Ohms.m. Um limite de resistividade máxima foi demarcado para a diferenciação com o Gnaisses Encantadas. Acima do embasamento ocorrem as rochas das associações vulcano-sedimentar formado na base pelas rochas do Grupo Bom Jardim e no topo, pelas rochas sedimentares do Grupo Santa Bárbara. Este conjunto de rochas apresenta uma faixa de resistividade moderada, com

valores no intervalo entre 100 e 700 Ohms.m. O pacote mais superior é composto apenas por rochas sedimentares do Grupo Guaritas, compreendendo um intervalo de baixa resistividade com valores abaixo de 100 Ohms.m.

Na PSI a camada essencialmente sedimentar (Grupo Guaritas) tem por espessura máxima 1 km localmente associada a falha Jaguari Mata de orientação NW, enquanto na seção TRS, este grupo apresenta 900 m de espessura.

A associação Vulcano-sedimentar (formada pelos Grupos Santa Bárbara e Bom Jardim) apresenta empilhamento máximo de 3 km na PSI (localizado a Norte do Lineamento Ibaré e a sul da Falha Piratini) associados a uma feição de graben. Na TRS esta associação possui 3550 m de espessura e o seu empilhamento máximo localiza-se ao centro da seção evidenciando um depocentro.

Nas seções elaboradas o embasamento cristalino encontra-se a 3000 m na PSI e a 4450 m na TRS. Seu relevo marca feições típicas de esforços compressoriais na PSI (feições de horsts) e esforços distensionais em ambas as seções (evidenciado pelas estruturas de grabens). Os rejeitos das falhas possuem em geral, entre 300 a 1000 m.

A figura 27 apresenta o modelo da superfície de embasamento realizado no programa RECON (2011) interpretados através da união do sinal geofísico com os dados de sondagem da CPRM. Este modelo demonstra em perspectiva a calha deposicional existente na Falha Piratini da PSI (3000 m de profundidade) e a calha central na TRS (4450 m de profundidade).

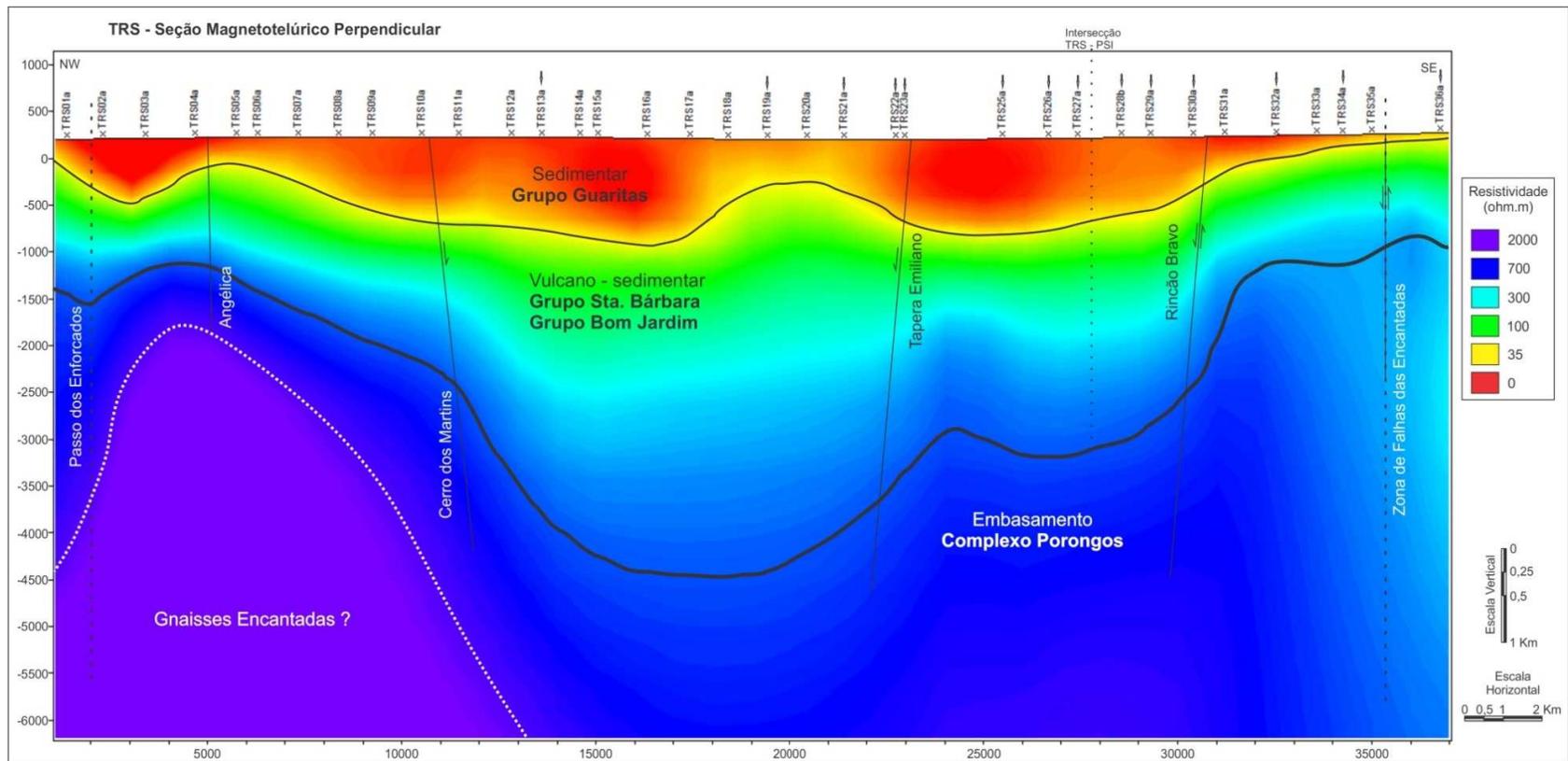


Figura 26 – Perfil 2D interpretado. Perpendicular ao eixo do rifte.

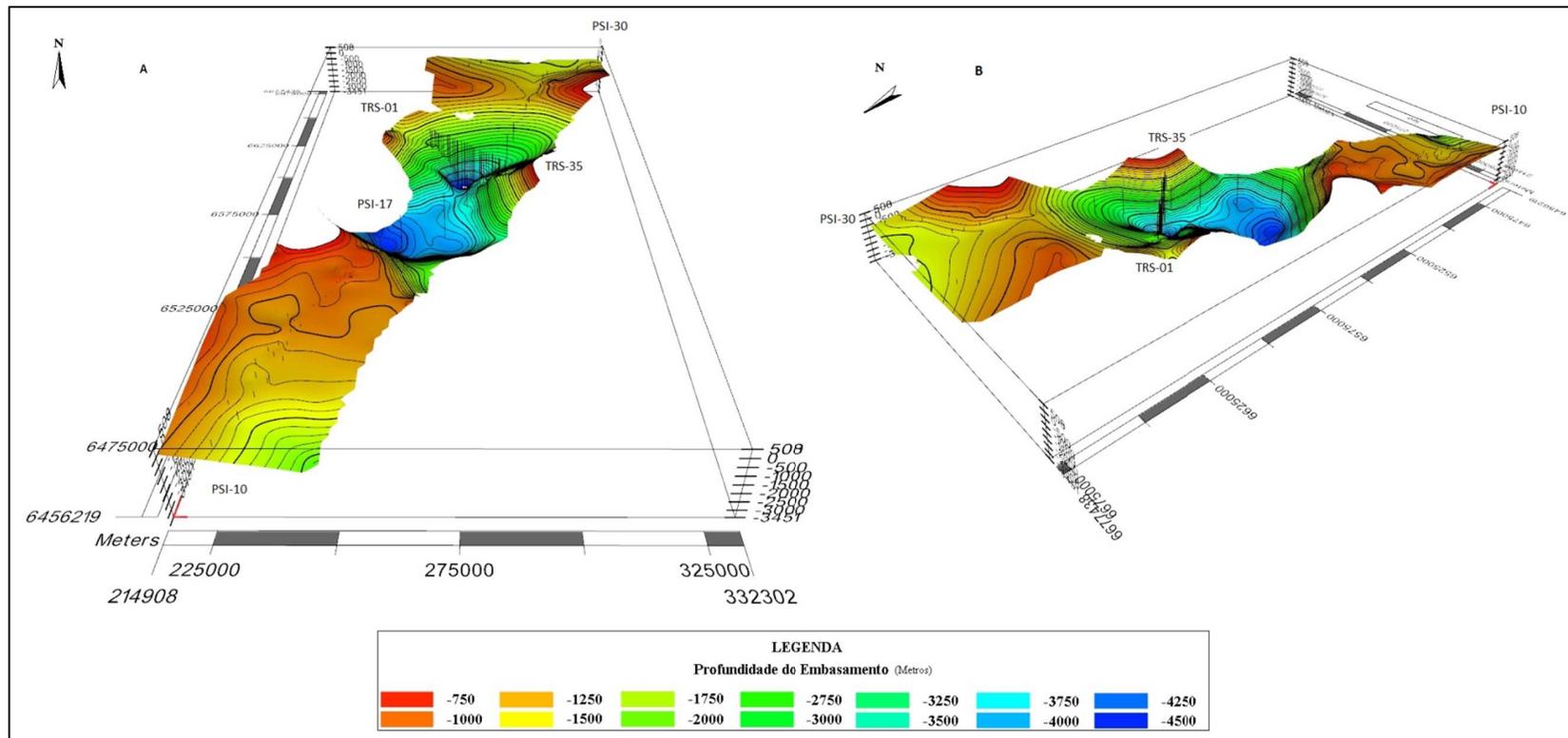


Figura 27 – Modelo do embasamento. A: Vista para Norte. B: Vista para Sudeste.

## 4.2 - Discussões

Os dados de MT representam a composição do substrato rochoso, a espessura, continuidade e disposição das associações vulcano-sedimentares da Sub-bacia Guaritas e também a disposição das estruturas tectônicas e da superfície do embasamento. A avaliação do arranjo da Sub-bacia Guaritas foi interpretada com base na integração dos dados de campo e dos dados de MT.

A interpretação dos dados de MT sempre requer cuidados com relação à presença de fatores que possam alterar significativamente a resistividade e o comportamento esperado de uma camada rochosa (intensidade da rede de fraturas, presença de níveis espessos de conglomerados polimícticos, intercalação de camadas com composição muito distinta, intercalação e presença de níveis vulcanogênicos, entre outros). Três fatores principais influenciaram localizadamente na interpretação de estruturas observadas nas seções.

O primeiro fator está associado à qualidade da rocha do embasamento na Bacia do Paraná e nas variações das condições de porosidade e permeabilidade. Estas rochas apresentam padrões de fraturamento distintos, com aumento significativo da intensidade de fraturas nas proximidades dos principais sistemas de falhas. O segundo fator refere-se propriamente ao processamento matemático do método MT. Na Bacia do Camaquã (para a PSI, fig. 25) estima-se um intervalo de interpretação com um erro de 250 metros, é possível que a imprecisão do sinal esteja diretamente ligada aos limites do método que não delimita abruptamente os contatos e sim, evidencia esta mudança progressivamente. Um terceiro fator a ser ressaltado é o chamado de “fator equivalência”. O sinal do método MT (assim como outros métodos eletromagnéticos) é sensível à combinação resistividade x espessura. Isso faz com que camadas espessas de baixa resistividade apresentem a mesma resposta de uma camada fina pouco condutiva.

Uma combinação destes fatores é o que ocorre na Bacia do Camaquã e em específico na sub-bacia Guaritas. Os Grupos Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas apresentam eventos vulcânicos entre as sucessões sedimentares. Aliado a isso, a maioria das rochas sedimentares são ortoconglomerados com clastos de rochas plutônicas, metamórficas e vulcânicas o que, por sua vez, pode influenciar a variabilidade dos valores de resistividade.

Em contrapartida, a seção TRS (fig. 26) foi composta com melhor resolução (erro interpretativo de 50 metros), demonstrando as litologias bem demarcadas e as estruturas (falhas lítricas e zonas de grábens) que compõem a compartimentação da Bacia no período ativo de rifteamento.

A disposição das superfícies limites demarcadas nas seções trazem informações e interpretações sobre a estrutura deposicional da Sub-bacia Guaritas.

Na superfície de embasamento da Seção PSI nota-se um arranjo misto de pares de falhas normais e inversas evidenciando zonas de grábens e horsts. Estas feições evidenciam esforços compressivos e distensivos longitudinais ao eixo do rifte (orientação NE-SW). Almeida (2005), sugere um evento distensivo ENE entre 600 Ma e 580 Ma responsável pela formação do Grupo Bom Jardim. Na sequência, um evento distensivo NW em 575 Ma formador do Grupo Santa Bárbara.

Posterior ao Grupo Santa Bárbara, ocorre o primeiro evento compressivo NE (535,2 Ma) seguido de uma nova distensão NW responsável por um novo ciclo de subsidência da Bacia do Camaquã no Eocambriano (Almeida, 2005). Este evento marca o início da deposição do Grupo Guaritas em  $547 \pm 6,3$  Ma. Estes esforços perduram até o Triássico. A área 3 da figura 28 marca um acúmulo sedimentar espesso em uma zona de gráben, o que corrobora esta hipótese.

Em seu trabalho, Almeida (2005), cita um segundo evento compressivo de direção NE com duração até o Permiano e forças distensivas no sentido NNE relacionadas ao soerguimento do Alto de Rio Grande.

Na seção TRS o embasamento é marcado por típicas falhas gravitacionais de limites distensivos, forte a moderadamente ativos até a deposição final do Grupo Bom Jardim, evidenciando zonas de grábens. A sequência sedimentar que ocorre logo acima (Grupo Santa Bárbara e Guaritas) assenta-se sobre estas estruturas, o que sugere que esta deposição ocorreu em um ambiente tectonicamente ativo (no eixo perpendicular ao rifte, orientação NO-SE).

Estas hipóteses são argumentadas por Chemale Jr. (2000) e Tommasi *et al.*, (1994). Segundo os autores, os Grupos Santa Bárbara e Guaritas formaram-se em um ambiente continental sob a influência final de uma tectônica transcorrente sinistral ou, nos estágios finais de formação do Cinturão Dom Feliciano.

A figura que representa o modelo do embasamento (Fig. 27) evidencia a calha deposicional ao centro da área (3 km de profundidade).

A figura 28 (PSI demarcada em distintas áreas) traz novas informações e evidencia determinadas características presentes na Bacia; as 4 áreas salientam:

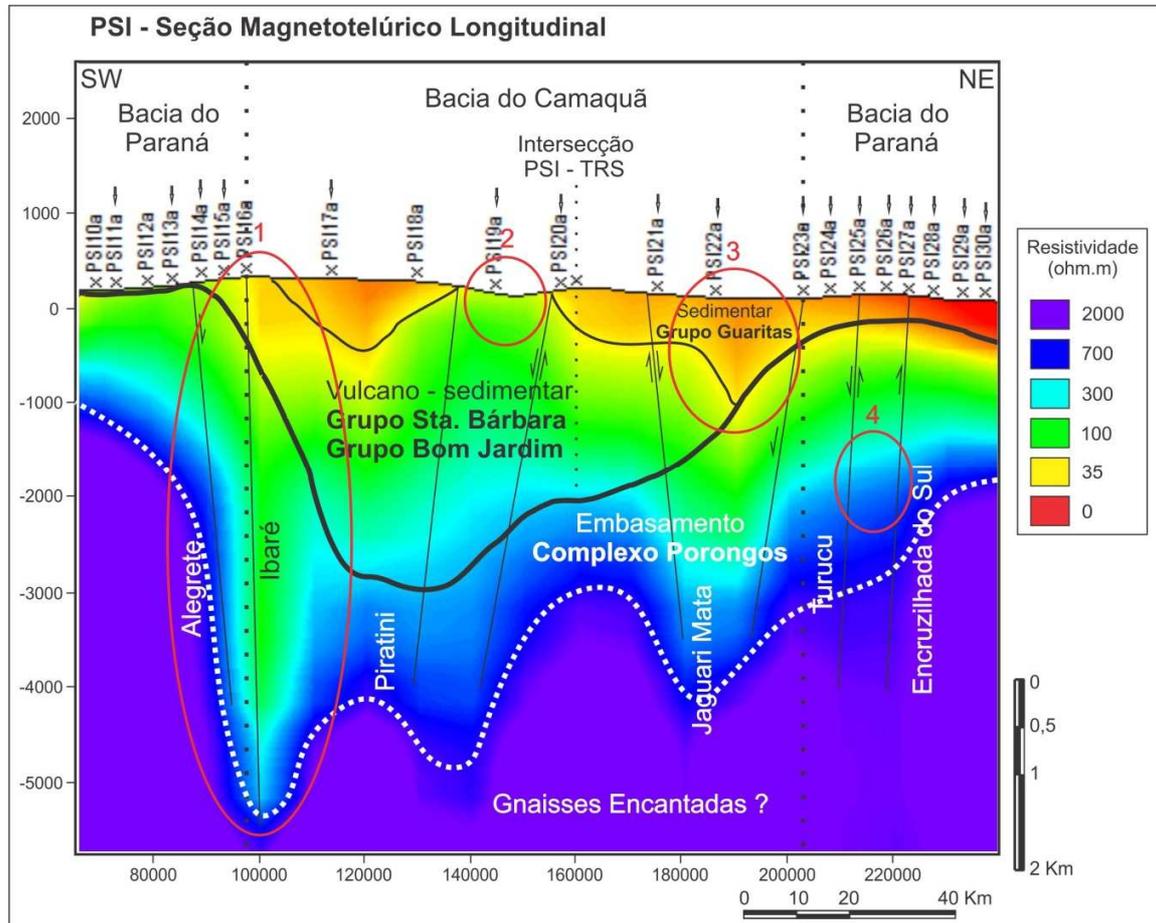


Figura 28 – Seção Longitudinal ao Rift com áreas demarcadas que evidenciam eventos distintos.

- Área 1. Neste local a seção de MT apresenta uma mudança muito brusca nos valores de resistividade e marca a atividades das Falhas Alegrete e Ibaré, com um deslocamento relativo do tipo normal, onde a profundidade do embasamento cai de 500 metros para cerca de 3000 metros, delimitando o contato entre os Terrenos Taquarembó e São Gabriel. Estes dados estipulam um rejeito de aproximadamente 2500 metros.

- Área 2. Nesta região observa-se uma diminuição dos valores de resistividade, que baixam para uma resistividade média entre 100 e 700 Ohms/m, valores que são menores que os observados nas rochas do Grupo Guaritas, e que são compatíveis com os encontrados nas litologias dos Grupos Bom Jardim e Santa Bárbara. Desta forma, esta

região apresenta uma janela estrutural, com o soerguimento de unidades mais basais e erosão por soerguimento tectônico das rochas do Grupo Guaritas. Outro fator importante a considerar é a ocorrência de andesitos da Formação Rodeio Velho entre as rochas sedimentares do Grupo Guaritas, podendo alterar os valores da resistividade.

- Área 3. Nesta área, assim com próximo a área 1, observa-se um aumento da espessura sedimentar do Grupo Guaritas. A configuração do embasamento está marcada por uma movimentação em blocos, mostrando variações setoriais de profundidade e indicando a presença de falhas com movimentos verticais. Esta tectônica rúptil com movimentação em blocos provavelmente expõem fatias distintas do Grupo Guaritas, com erosão nos blocos soerguidos onde a espessura aparente é menor.

- Área 4. Neste região a seção de MT mostra uma mudança acentuada nos valores de resistividade e marca as atividades das Falhas Jaguari-Mata, Turucu e Encruzilhada do Sul, com um deslocamento relativo do tipo normal, onde a profundidade do embasamento cai de 1000 metros para cerca de 2000 metros, delimitando a porção norte do Arco de Rio Grande. Estes dados estipulam um rejeito entre 500 e 1000 metros. No extremo norte da seção estas falhas colocam em contato tectônico as rochas do Grupo Guaritas e dos Grupos Itararé (Fm. Taciba) e Passa Dois (Fm. Rio Bonito), indicando esta estrutura se movimentou após o Permiano.

A figura 29 mostra uma comparação entre as duas seções perpendiculares ao eixo do rifte, o modelo magnetotelúrico (TRS) e o modelo magnético de Pereira (2011) (localização dos perfis na figura 30). A parte inicial do Perfil 1-1' (km 0 do perfil) dista-se ao sul, 6 km da linha transversal do MT e está localizada em uma região de baixo magnético (valores abaixo de -100 nT) por isso apresenta alta profundidade para o embasamento (7 km). No MT existe um alto marcando o embasamento a 1,5 km. Realizando uma projeção para a seção MT longitudinal, evidencia-se uma zona de falha inversa entre as estações PSI-19 e PSI-20 o que demonstra um esforço compressivo nesta localidade.

A sobreposição do modelo magnético começa a se configurar a partir dos 14 km da seção magnética (perfil 1-1') e da estação TRS-12 do modelo MT (perfil TRS). Em ambas as seções evidenciam-se similaridades tanto em relação à profundidade do embasamento

(4.780 m no modelo magnético e 4.450 m no modelo MT) quanto às estruturas que controlam este arranjo evidenciando feições típicas de rifte (zonas de grábens).

A superfície de embasamento vista no modelo 3D (fig. 27) acompanham em conformidade o Mapa do Campo Magnético Anômalo (fig. 30). O baixo magnético presente próximo as estações PSI 17 e PSI 18 é visível nos modelos como uma calha deposicional. A superfície de embasamento nesta região alcança os 3 km de profundidade.

As informações adquiridas, analisadas e comparadas com outras fontes produzidas por distintos autores fornecem subsídios para distinguir os diversos modelos relacionados a origem e evolução da Bacia do Camaquã. Trabalhos anteriores a década de 1990, sugerem que o preenchimento da Bacia do Camaquã tenha sido do tipo molássico, depositado em bacia de antepaís, durante a Orogenia Brasileira (Almeida, 1969 e Fragoso-César, 1991).

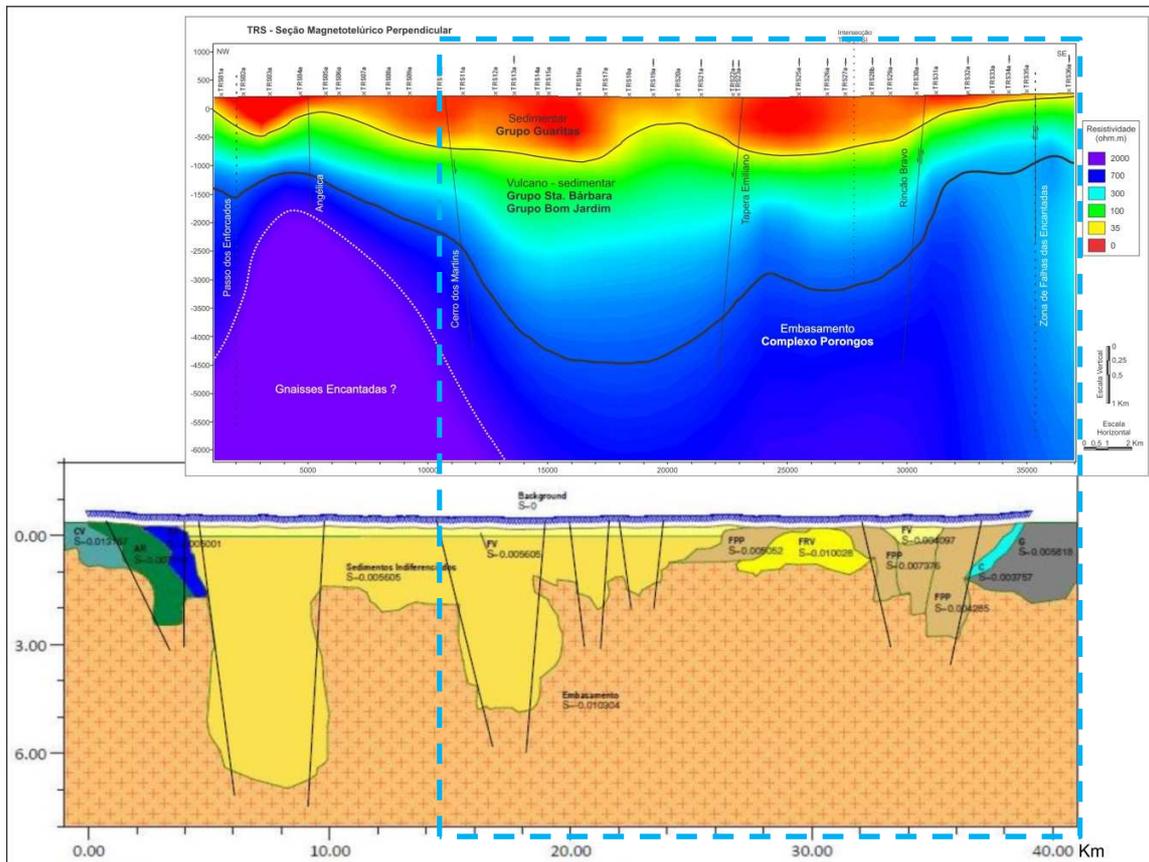


Figura 29 – Comparativo entre distintos modelos geofísico: MT X Magnético. Modelo magnético obtido de Pereira (2011). A área delimitada em azul marca o ajuste entre os modelos.

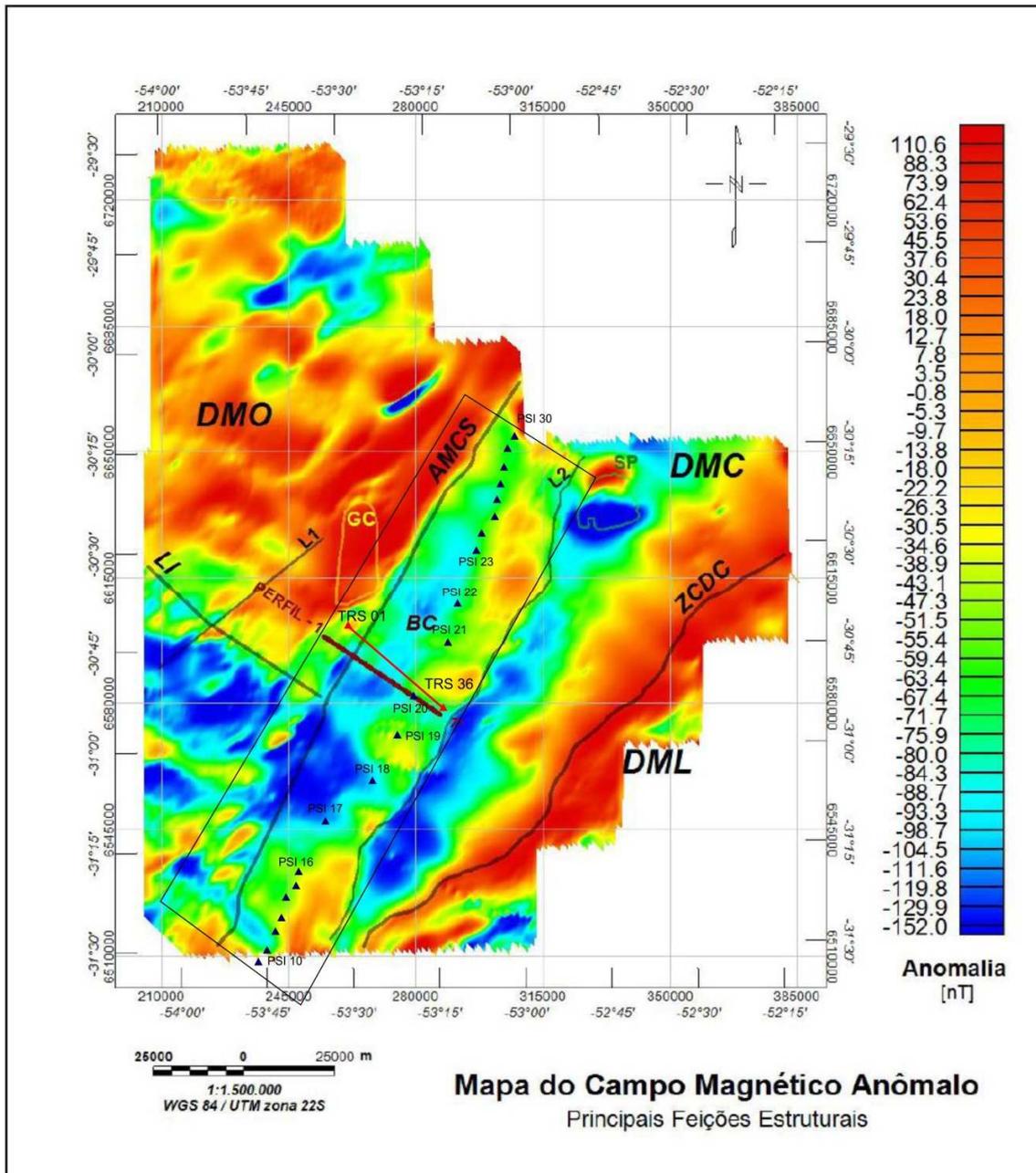


Figura 30 – Posição das estações MT e Mapa do campo magnético anômalo. Localização do perfil 1-1 utilizado para comparação com perfil TRS. Principais feições mapeadas: DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri. Obtido e Modificado de Pereira (2011).

Com o aperfeiçoamento dos modelos tectônicos, as sucessões da Bacia do Camaquã começaram a ser interpretadas como depositadas em grábens durante toda a sua atividade ou, em seus estágios finais. Fragoso-César *et al.*, (2000); Janikian *et al.*, (2003); Fambrini (2003) e Almeida (2005), propõem modelos que consideram as bacias como riftes continentais, posterior aos eventos orogênicos.

Fragoso-César *et al.*, (2003), propôs um novo modelo: a Bacia do Camaquã teria sua evolução vinculada a um sistema de riftes extensionais anorogênicos. Este modelo foi proposto em contraposição a idéia de que a transcorrência seja o principal mecanismo de formação das bacias, justamente pela proximidade das rochas sedimentares com suas principais áreas fontes.

A figura 31 mostra o modelo proposto de Borba (2006), para a Bacia do Camaquã. O autor sugere a superposição de três bacias distintas sob influência de eventos tectônicos. O primeiro relaciona-se à disposição e configuração do embasamento cristalino formado durante a colisão dos blocos crustais Rio de La Plata e Encantadas com os terrenos juvenis Neoproterozóicos e o segundo durante a justaposição do Domínio Pelotas ao restante do ESRG. A primeira Sub-bacia, Maricá, é anterior à colisão do Ciclo Brasileiro e interna a um bloco crustal Paleoproterozóico. A segunda, Bom Jardim, do final do Neoproterozóico, resultou da tectônica compressional e vulcanismo associado, e a terceira, Camaquã do tipo Rife ou pull-aparte, sobre o ESRG já completamente amalgamado.

A área ressaltada compreende a faixa do modelo abordado por esta dissertação. Os intervalos litológicos sucessores na sub-bacia Guaritas foram identificados nas seções MT, em específico na figura 26 por se tratar da seção perpendicular ao rifte (Complexo Porongos, Grupo Bom Jardim, Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas). O arranjo deposicional proposto no modelo também confere com a interpretação da seção geofísica TRS.

Paim *et al.*, (2014), caracterizam a Bacia como o resultado da superimposição entre 630 e 510 Ma de diversas bacias independentes, mas sucessivas em um mesmo locus deposicional. Independentemente, mas vinculadas aos estágios finais da orogenia Brasileira no Estado do Rio Grande do Sul, evoluindo desde bacias tardi- (bacias de retro-arco de antepaís Maricá e Transcorrentes Bom Jardim Leste e Oeste) até pós-orogênicas (riftes Santa Bárbara Oeste e Leste e Rife Guaritas).

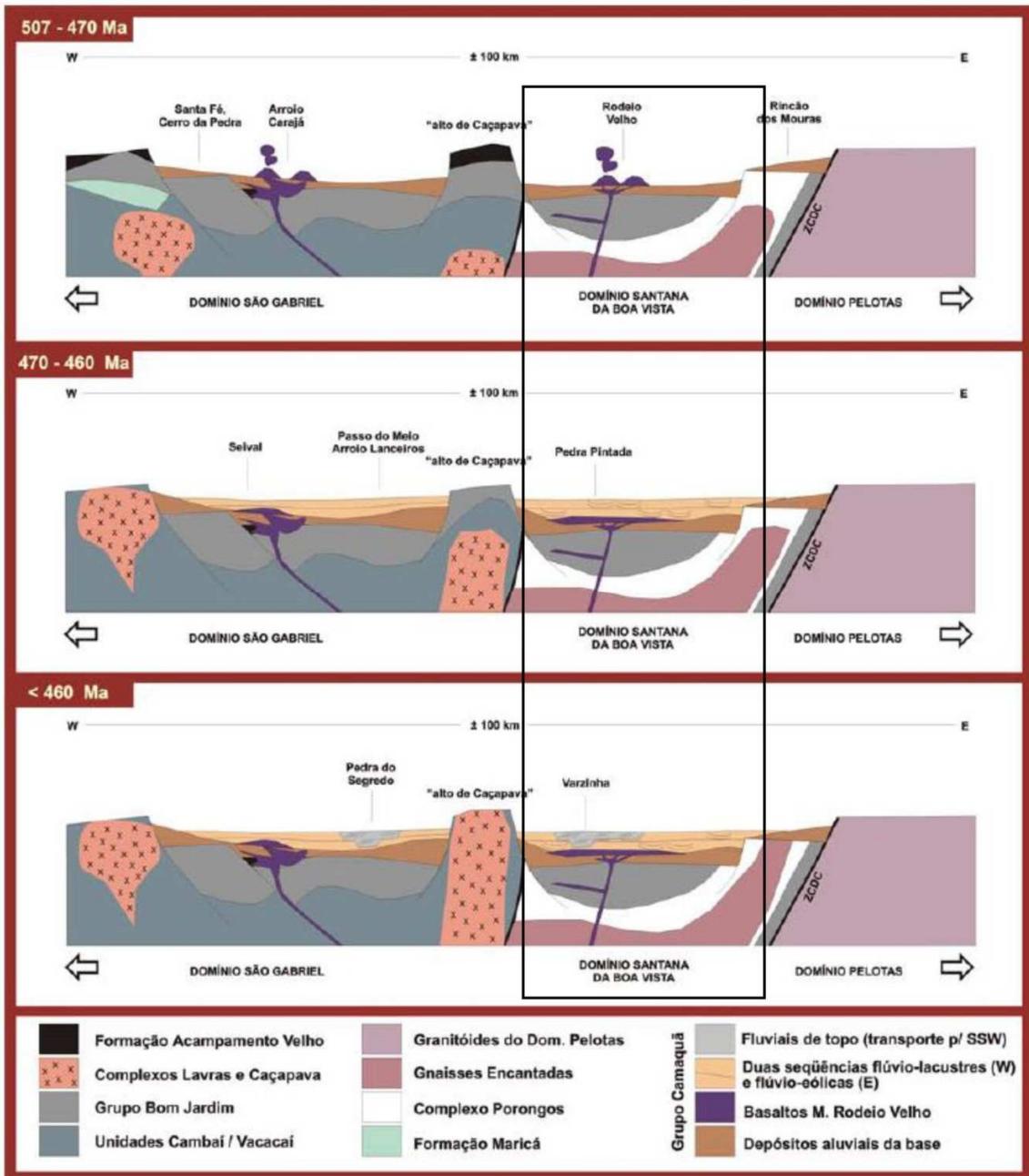


Figura 31 – Proposta de evolução geológica para o Grupo Camaquã. A oeste e leste do “alto de Caçapava”, no perfil superior, é ilustrada a deposição das rochas aluviais da base das sucessões Santa Bárbara e Guaritas, e o vulcanismo Rodeio Velho; no perfil médio, é representada a deposição das duas seqüências flúvio-lacustre a oeste, e flúvio eólicas a leste, dando origem às unidades Lanceiros e Pedra Pintada; por fim, no perfil inferior, o processo de inversão da bacia, com a deposição de sistemas fluviais entrelaçados representados pelas unidades Pedra do Segredo e Varzinha; ZCDC é a zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu, que limita os domínios Pelotas (a leste) e Santana da Boa Vista (a oeste). A área demarcada compreende a seção abordada neste trabalho (Rifte Guaritas). Adaptado de Borba (2006).

Dados U-Pb e Ar-Ar de andesitos indicam idades entre 585 e 590 Ma (Janikian *et al.*, 2008). Idades U-Pb SHRIMP de zircões em andesitos variam entre  $593 \pm 6$  Ma (Remus *et al.*, 1999) e  $580 \pm 3,6$  Ma (Janikian *et al.*, 2012). Almeida *et al.*, (2012) obtiveram idade U-Pb de  $591,8 \pm 3,0$  Ma para lamprófiros espessartíticos. Estima-se desse modo que a deposição do Alogrupo Bom Jardim ocorreu entre  $593 \pm 6$  e  $580 \pm 3,6$  Ma (Paim *et al.* 2014).

Segundo o autor, a bacia Bom Jardim Leste (rochas do Grupo Bom Jardim depositado a leste do Alto de Caçapava do Sul) foi associada às fases tardi-orogênicas em um contexto de back arc, com o arco vulcânico situado junto a uma margem continental.

Acima deste grande evento Vulcano-sedimentar ocorrem os depósitos do Grupo Santa Bárbara. As estruturas direcionais e normais junto com as demais feições Vulcano-sedimentares encontrados neste grupo sugerem uma bacia rifte formada em um contexto transtraccional. Estima-se que o Alogrupo Santa Bárbara tenha idade de deposição de  $574 \pm 7$  a  $549 \pm 5$  Ma.

Em um modelo evolutivo semelhante ao Grupo Santa Bárbara ocorre o último evento deposicional na Sub-bacia Guaritas: o Alogrupo Guaritas. O zircão mais jovem do Andesito Rodeio Velho foi datado em  $547 \pm 6,3$  Ma (método U-Pb, Almeida *et al.*, 2012), enquanto que ítilas autigênicas de arenito eólico (topo da Fm. Pedra Pintada) foram datadas em  $473,7 \pm 9,4$  Ma (método K-Ar, Maraschin *et al.*, 2010). De acordo com Hartmann *et al.* (2008b), a idade U-Pb em zircões detríticos obtida a partir da seção superior do Grupo Guaritas (Formação Varzinha) corresponde ao início da deposição Guaritas em  $535 \pm 10$  Ma. Os dados sugerem que a deposição da bacia Guaritas ocorreu entre  $547 \pm 6,3$  Ma e  $473,7 \pm 9,4$  Ma (Oliveira 2012).

De acordo com Wildner *et al.* (1997), o magmatismo Rodeio Velho sinaliza o início da inversão da Bacia do Camaquã e final da sedimentação molássica registrando uma nova fase distensiva. Considerando que a associação Vulcano-sedimentar está restrita ao rifte e a seção superior extrapola tais limites, considera-se que o Alogrupo Guaritas inclui as fases sin-e pós rifte (Almeida *et al.* 2009) de um rifte transtensional de orientação N40°E (Chemale Jr., 1993; Borba, 2006; Bicca *et al.*, 2013; Oliveira, 2012), (Paim *et al.* 2014).

As figuras 32 e 33 sintetizam de forma esquemática as interpretações realizadas neste trabalho.

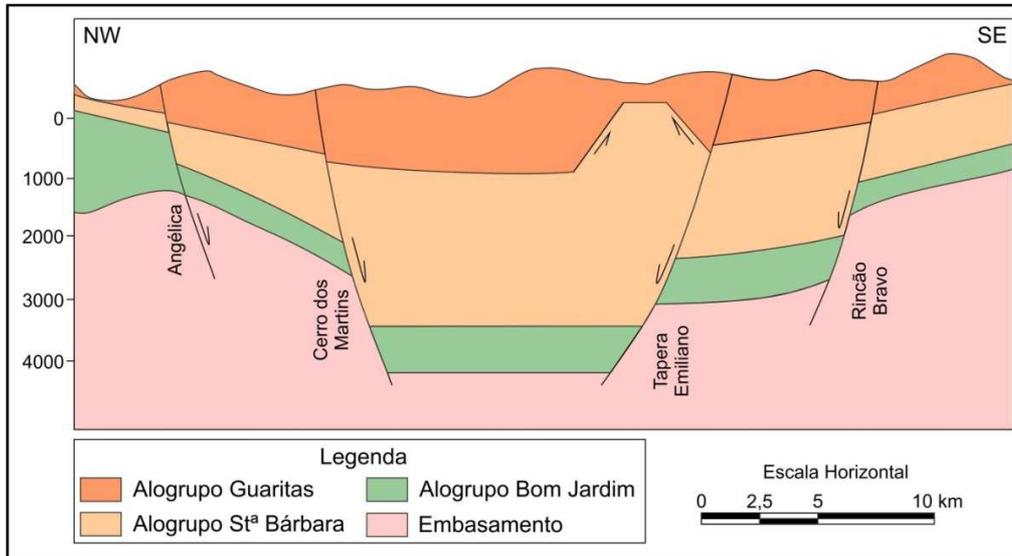


Figura 32 – Seção geológica esquemática da seção MT TRS. A compartimentação interna desta seção mostra um arranjo típico de ambientes distensionais. O flanco esquerdo mostra um abatimento de bloco causado pela falha da Angélica, seguido pelo depocentro estruturado entre as falhas Cerro dos Martins e Tapera Emiliano. O flanco direito evidencia um alto logo após a falha do Rincão Bravo.

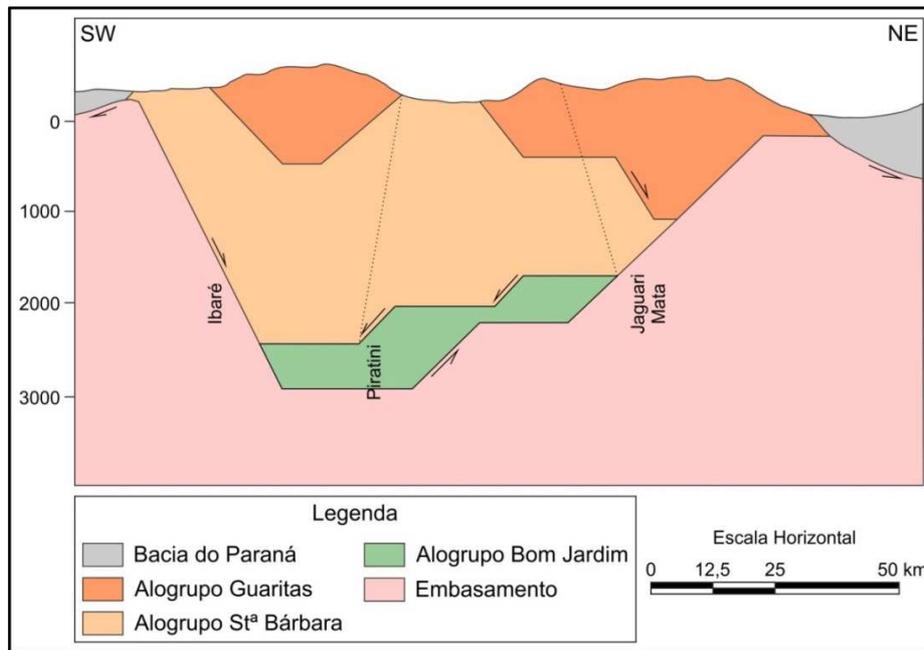


Figura 33 – Seção geológica esquemática da seção MT PSI. Esta seção mostra acúmulos sedimentares locais entre as falhas Ibaré, Piratini e Jaguari Mata demonstrando que a atividade sedimentar e os esforços tectônicos foram ativos desde o início até o fim da estruturação da Sub-bacia Guaritas.

## 5 – Conclusões

Os modelos realizados através dos dados MT apoiam os modelos da geologia conhecida na área e trazem novas informações sobre as partes mais profundas do Rifte Guaritas no Estado do Rio Grande do Sul.

Em geral os dados apresentaram excelente qualidade e comportamento típico do ambiente de aquisição desde a porção sul Bacia do Paraná, passando pelo Rifte Guaritas e retomando a bacia do Paraná identificando os sedimentos condutivos mais espessos e as rochas básicas intrusivas mais próximas a superfície.

Os modelos geológicos integrados (MT, análise estrutural e estratigráfica) mostram, em escala regional, a paleogeografia da Sub-bacia Guaritas. Para a região sudoeste de Minas do Camaquã, indica a existência de um vale profundo (mais de 3 km) orientado para NW, associado ao Lineamento Ibaré.

A arquitetura da superfície de embasamento nas seções apresentam formas semelhantes a falhas e estruturas geradas em ambientes sob o regime de esforços compressivos e distensivos na seção PSI e distensivo na seção TRS. Estas estruturas teriam sua origem vinculada aos processos tectônicos rúpteis, formadores e deformadores do Rifte Guaritas, ocorridos durante sua evolução.

A superfície de embasamento vista nos modelos 3D acompanha em conformidade o Mapa do Campo Magnético Anômalo. O baixo magnético presente próximo as estações PSI 17 e PSI 18 da seção PSI é interpretada nos modelos como uma calha deposicional. A superfície de embasamento nesta região alcança os 3 km de profundidade.

Falhas normais originadas por esforços distensivos ou regime flexural com orientação NO permitiram o depósito de sedimentos até o Eo-Permiano.

A Sub-bacia Guaritas é o resultado da deposição de três sub-bacias sob dois distintos ambientes e regime de esforços:

(a) A bacia tardi-orogênica Bom Jardim Leste foi depositada em um contexto de back arc sob o domínio de esforços compressivos / transpressivos.

(b) As bacias pós-orogênicas Santa Bárbara Leste e Guaritas foram geradas em um ambiente de rifte, sob domínio de esforços distensivos / transtrativos, com áreas fonte predominantes de rochas do Ciclo Brasileiro e Transamazônico.

O método MT empregado neste trabalho mostrou-se uma ferramenta eficaz na detecção e elaboração estratigráfica de grande porte da região permitindo a elaboração de modelos que contribuem com o conhecimento geológico local.

## 6 – Artigo Submetido

Artigo científico submetido para o periódico Journal of South American Earth Sciences - Elsevier (JSAES).

Situação do artigo:

The screenshot shows the author's submission page for the Journal of South American Earth Sciences. The page title is "Submissions Being Processed for Author Leônidas Rocha". It displays a table with one submission entry. The table has columns for Action, Manuscript Number, Title, Initial Date Submitted, Status Date, and Current Status. The submission is titled "The Rift Guaitas Structuration, Camaquã Basin, RS, Brazil, based on Magnetotelluric Geophysical Method" and was submitted on June 29, 2015, with a current status of "Submitted to Journal". The page also includes navigation links, a user profile section, and a version number (EES\_2015.7).

Journal of South American Earth Sciences

home | main menu | submit paper | guide for authors | register | change details | log out

Username: leonidasmalta@gmail.com  
Switch To: author | Go to: My EES Hub

Version: EES\_2015.7

Submissions Being Processed for Author Leônidas Rocha

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display 10 results per page.

Action	Manuscript Number	Title	Initial Date Submitted	Status Date	Current Status
<a href="#">Action Links</a>		The Rift Guaitas Structuration, Camaquã Basin, RS, Brazil, based on Magnetotelluric Geophysical Method	Jun 29, 2015	Jun 29, 2015	Submitted to Journal

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display 10 results per page.

<< Author Main Menu

## **A Estruturação do Rift Guaritas, Bacia do Camaquã, RS, Brasil, com base no Método Geofísico Magnetotelúrico**

Leônidas Malta Soares da Rocha <sup>a,\*</sup>, Ubiratan Ferrucio Faccini <sup>b</sup>, Ruy Paulo Philipp <sup>c</sup>, Sílvia Beatriz Alves Rolim <sup>d</sup>, Patrícia de Lugão <sup>e</sup>

<sup>a</sup> Universidade do Vale do Rio dos Sinos e UNISINOS, Av. Unisinos, 950, CEP 93022-000 São Leopoldo-RS, Brazil. e-mail: leonidasmalta@gmail.com

<sup>b</sup> Universidade do Vale do Rio dos Sinos e UNISINOS, Av. Unisinos, 950, CEP 93022-000 São Leopoldo-RS, Brazil. e-mail: ufaccini@unisinos.br

<sup>d</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91509-900 Porto Alegre-RS, Brazil. e-mail: silvia.rolim@ufrgs.br

<sup>e</sup> Strataimage Geophysics, Praça Floriano 55, sala 909, Centro, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, CEP: 20031.050. e-mail: patricia.lugao@strataimage.com

### **Resumo**

O presente artigo apresenta um modelo geológico para a Sub-bacia Guaritas da Bacia do Camaquã, através de dados adquiridos pelo método geofísico Magnetotelúrico combinados e associados a perfurações existentes na região. A Bacia do Camaquã é interpretada como o resultado da superimposição de diversas sub-bacias independentes, sucessivas em um mesmo locus deposicional, vinculadas aos estágios finais de evolução do Cinturão Dom Feliciano, orogenia Brasileira no Estado do Rio Grande do Sul. Na evolução da Sub-bacia Guaritas são identificadas estruturas associadas a esforços compressivos e distensivos, oriundos de uma tectônica formadora e deformadora visivelmente marcados pelas estruturas típicas de *grábens* e *horsts* encontradas nas seções geofísicas. As delimitações de intervalos específicos de resistividade permitiram a diferenciação litológica das unidades estratigráficas ocorrentes na Sub-bacia que, posteriormente, foram utilizadas na composição dos modelos. A análise combinada dos dados obtidos com as perfurações e associados a assinatura do sinal geofísico contribuiu para o entendimento da evolução tectono-sedimentar da Sub Bacia Guaritas e do Ciclo Brasileiro na região.

### **1. INTRODUÇÃO**

Distintos métodos geofísicos são aplicados na geologia, tanto em âmbito acadêmico como na área técnica/industrial. A nível mundial, o método Magnetotelúrico (MT), é principalmente empregado na indústria petrolífera e na exploração de minerais metálicos sulfetados. Na academia é utilizado na diferenciação litológica, composição e do arranjo estrutural de áreas de interesse proporcionando informações rápidas e diretas que contribuem na formulação de hipóteses e testes teóricos. Neste trabalho testamos a aplicação do MT para caracterizar as estruturas sedimentares e tectônicas que condicionam a Sub-bacia Guaritas.

No contexto geológico Sul Americano, a Bacia do Camaquã está assentada sobre o Escudo Sul-Riograndense (ESRG), uma área composta por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares pré-paleozóicas, cuja gênese está ligada aos ciclos orogênicos Transamazônico (Paleoproterozóico) e Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozóico). O ESRG é constituído por um fragmento do Cráton Rio de La Plata envolto pelas unidades do

Cinturão Dom Feliciano. Ao longo do Neoproterozóico (900 – 500 Ma), esta área configurou-se como importante zona de acreção e retrabalhamento crustal, correspondendo a construção do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso César, 1991; Solani Jr., 1986).

A Bacia do Camaquã é uma unidade constituída por sucessões de rochas sedimentares e vulcanogênicas que afloram na porção centro-sul do ESRG. Esta bacia apresenta uma forma alongada segundo a direção NE-SW e representa um excelente registro da atuação de eventos tectônicos manifestados por falhas transcorrentes compressionais e distensionais que ocorreram após o pico do metamorfismo colisional do Cinturão Dom Feliciano no RS. A evolução desta bacia está relacionada com as fases finais do ciclo orogênico Brasileiro, caracterizando o período pós-colisional. (Fragoso Cesar, 1991; Paim et al 2000; Hartmann et al. 2007; Almeida et al. 2002).

A área de estudo localiza-se na porção central da Bacia do Camaquã no denominado Rifte Guaritas, uma estrutura extensional de orientação N30°E com cerca de 105 km de extensão por 40 km de largura situada sobre o Terreno Tijucas e limitada pelas falhas Passo dos Enforcados (flanco Oeste) e a Zona de Falha das Encantadas (flanco Leste).

Nesta área foi realizado o levantamento geofísico pelo método MT compondo uma seção longitudinal e uma transversal ao eixo do rifte para identificar as sucessivas camadas rochosas em sub-superfície através de seções 2D de resistividade x profundidade. Consequentemente identificar falhas relacionadas a eventos compressivos e distensivos com orientação preferencial NE e NW e feições típicas de riftes, tais como zonas de *grábens* e *horsts*.

O presente trabalho tem como objetivo geral contribuir para o entendimento da evolução tectônica da Sub-bacia Guaritas por meio do método geofísico MT. Para isto, destina-se gerar e interpretar modelos 2D e 3D da superfície de embasamento e da arquitetura estratigráfica das unidades sedimentares e vulcânicas na região.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O ESRG é composto por unidades pertencentes ao Cratón Rio de La Plata e ao Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980; Chemale Jr. 2000, Hartmann et al. 2007). A partir da integração de dados estruturais, petrotectônicos e isotópicos foram reconhecidos no escudo os terrenos Taquarembó, São Gabriel e Tijucas, e o Batólito Pelotas. Estas unidades estão limitadas por zonas de cisalhamento dúcteis e rúpteis de alto ângulo de expressão continental (Fig. 1).

O Terreno Taquarembó (TTq) é interpretado como uma porção do Cráton Rio de La Plata. É composto pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC), de idade Paleoproterozóica. Este complexo é constituído por granulitos básicos, gnaisses trondhjemíticos/tonalíticos e por paragneisses pelíticos, calci-silicáticos e mármores. A datação U-Pb SHRIMP de zircões dos gnaisses tonalíticos mostra idades de acreção dos entre 2.43-2.35 Ga. O metamorfismo colisional de alto grau ocorreu em 2,02 Ga (Hartmann *et al.*, 2000). Os granulitos do CGSMC foram retrabalhados durante o Neoproterozóico ocorrendo intrusões dos granitóides das suítes Santo Afonso e Saibro, entre outros, e a deposição das rochas vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã.

O Terreno São Gabriel (TSG) é constituído por associações pré-colisionais e relacionadas a subducção de litosfera oceânica durante o Neoproterozóico (Criogeniano e Ediacarano). Estas associações estão dispostas como corpos alongados segundo a direção

N20-40°E, intercalando seqüências meta-vulcano-sedimentares e ortognaisses TTG de composição cálcico-alkalina baixo a médio-K e complexos máfico-ultramáficos (ofiolitos). Estas unidades evoluíram entre 900-680 Ma, possuem características isotópicas juvenis e foram descritas por Babinski *et al.* (1997), Leite *et al.* (1998), Hartmann *et al.* (2000, 2011), Salmann *et al.* (2005a) e Philipp *et al.* (2008, 2010a). Estas unidades foram afetadas por dois grupos de granitóides mais jovens com composição cálcico-alkalina alto-K e alcalina-peralcalina, cuja geração ocorreu entre 650 e 550 Ma (Soliani Jr., 1986; Leite *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 1999; Philipp *et al.*, 2002, 2003, 2010b; Frantz *et al.*, 2003).

O Terreno Tijucas (TT) ocupa a porção central do Cinturão Dom Feliciano, tem forma alongada segundo a direção N30°E e esta limitado na sua porção NW pela Zona de Cisalhamento ou Sutura de Caçapava do Sul e ao leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. O TT apresenta uma estruturação dômica de direção NE-SW, constituído por janelas do embasamento paleoproterozóico definido por domos gnáissicos do Complexo Encantadas, envoltas por rochas supracrustais caracterizadas pelas associações metavulcano-sedimentares do Complexo Porongos (Ribeiro *et al.* 1966; Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981).

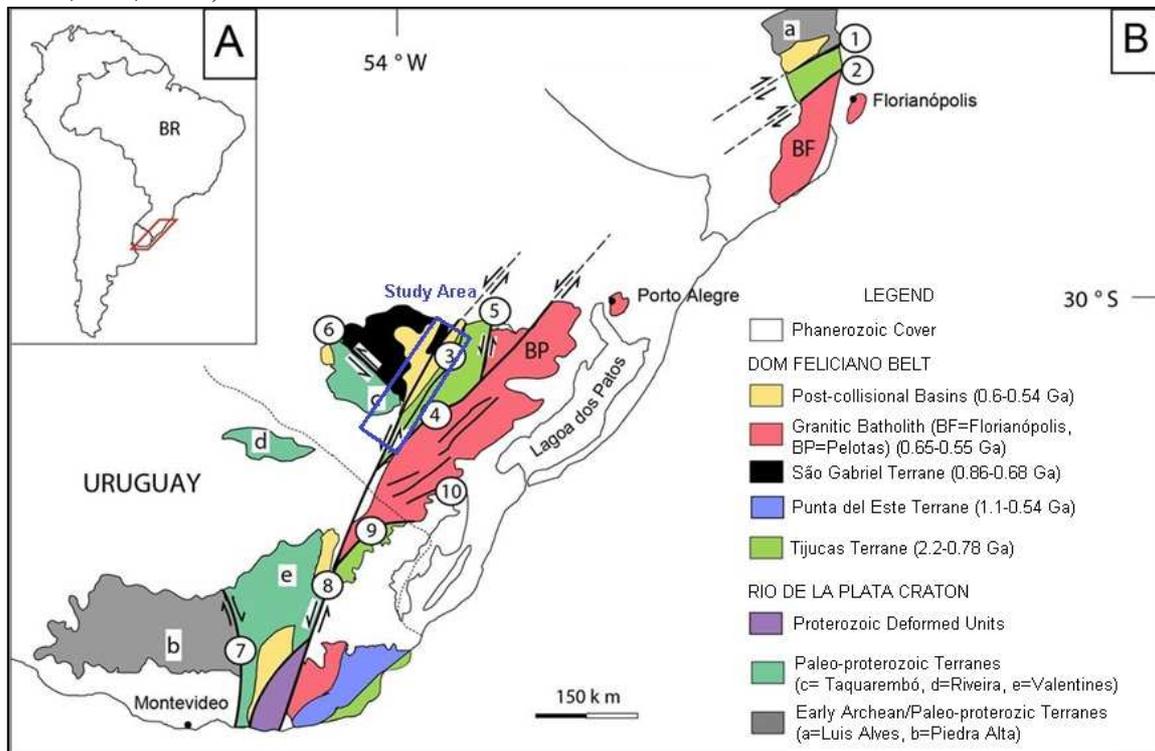


Figure 1 - (A) Geographic location. (B) Major geotectonic units in Southern Brazil and Uruguay. Main shear zones: 1 - Itajaí-Perimbó, 2 - Major Gercino, 3 - Santana da Boa Vista, 4 - Dorsal de Canguçu, 5 - Passo do Marinheiro, 6 - Ibaré, 7 - Sarandi del Yí, 8 - Sierra Ballena, 9 - Cerro Amaro, 10 - Arroio Grande. Adapted from Philipp *et al.* (2013a) e Oyhantçabal *et al.* (2009).

As rochas infracrustais estão definidas pelo Complexo Encantadas, uma unidade composta por ortognaisses, metagranitos, anfíbolitos e metahornblenditos de idade paleoproterozóica (2.26-2.00 Ga) (Hartmann *et al.*, 2003, 2007; Philipp *et al.*, 2008; Lusa *et al.* 2010; Philipp *et al.* 2013a). O Complexo Porongos é constituído por rochas

metasedimentares e metavulcânicas metamorfixadas sob condições de fácies xistos verdes a anfíbolito, com idades de proveniência U-Pb em zircão indicando fontes paleoproterozóicas a neoproterozóicas (Hartmann *et al.*, 2003, 2007; Gruber *et al.* 2010; Pertile *et al.*, 2014). As rochas metavulcânicas do Complexo Porongos tem idades U-Pb em zircão entre 780-770 (zircões de metariolitos, U-Pb SHRIMP e TIMS), obtidas por Chemale Jr. (2000) e Hartmann *et al.* (2000), e entre 805 e 790 Ma (zircões de metadacitos, metariolitos e metandesitos, U-Pb SHRIMP) recentemente obtidas por Pertile *et al.* (2014).

O Batólito Pelotas constitui a porção leste do escudo, sendo composto por um expressivo complexo plutônico multi-intrusivo com cerca de 400 km de extensão por 80 a 120 km de largura. A maior área do batólito está ocupada por suítes graníticas de caráter pós-colisional. As unidades mais antigas, representadas pelo Granito Quitéria e pelos granitóides da Suíte Cordilheira são posicionadas na fase final do processo de colisão entre os Crátos do Rio de La Plata e Kalahari (Philipp *et al.* 2009; 2012; Bom, 2011; Bom *et al.* 2013). Posteriormente, posicionam-se os granitóides do Complexo Pinheiro Machado e as suítes Erval, Viamão, Piquiri, Encruzilhada do Sul, Dom Feliciano e Itapuã (Fragoso-Cesar *et al.*, 1984; Philipp *et al.*, 2000, 2002, 2005, 2007; Oliveira *et al.*, 2001). Apesar da ocorrência de rochas básicas a intermediárias, os dados isotópicos indicam que os granitóides foram gerados essencialmente pelo retrabalhamento de uma crosta Paleoproterozóica (2.3-2.0 Ga) (Philipp *et al.* 2007).

A Bacia do Camaquã (BC) é uma bacia de caráter pós-colisional depositada sobre todas as unidades do ESRG, incluindo os terrenos Taquarembó, Tijuca, São Gabriel e o Batólito Pelotas. A BC é constituída por quatro sucessões de rochas sedimentares, acompanhadas por atividades vulcanogênicas que afloram na porção centro-sul do ESRG, apresentando um dos melhores registros dos eventos tectônicos que ocorreram após o espessamento crustal que acompanhou o metamorfismo colisional do Cinturão Dom Feliciano. A evolução desta bacia está relacionada com as fases finais do ciclo orogênico Brasileiro e caracteriza a evolução final do Cinturão Dom Feliciano no RS.

As propostas de modelos evolutivos para o Cinturão Dom Feliciano sugerem que suas unidades foram geradas pelo consumo de um oceano que margeava o Cráton Rio de La Plata, situado na porção sudoeste do Gondwana (Fragoso Cesar, 1980; Fernandes *et al.* 1992, 1995; Chemale Jr. 2000; Hartmann *et al.* 2007; Salmann *et al.* 2005a, 2010). Este modelo postula uma fase inicial de separação entre dois continentes (crátos Rio de La Plata e Kalahari) com a formação do oceano Adamastor. O fechamento deste oceano ocasionaria a formação de arcos magmáticos e bacias associadas, que seriam metamorfixadas e deformadas durante a colisão com o Cráton do Kalahari em torno de 650-630 Ma. A Bacia do Camaquã seria gerada durante os estágios finais da colisão e durante o soergimento pós-colisional.

### **3. BACIA DO CAMAQUÃ**

No contexto regional, o termo BC é utilizado de forma genérica para englobar todas as áreas do ESRG nas quais se encontram preservadas sucessões vulcano-sedimentares representativas do Estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969).

A BC é uma bacia de caráter pós-colisional depositada principalmente sobre as unidades do Cinturão Dom Feliciano, os terrenos Tijuca e São Gabriel e o Batólito Pelotas. A superposição de 4 diferentes sub-bacias na BC é definida pelo estilo tectônico, geocronologia das rochas vulcânicas e pela proveniência dos sedimentos (Fragoso-Cesar *et*

al. 1982, Fragoso-Cesar, 1991; Chemale Jr. 1993, Paim et al. 2000; Menegat & Fernandes 2001; Borba *et al.* 2006). Estas sub-bacias estão preenchidas pelas rochas dos Grupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas, cada um com características litológicas e estruturais distintas. Os últimos três grupos foram acompanhados por eventos vulcanogênicos que originaram respectivamente as Formações Hilário (andesitos e basaltos calci-alcinos e shoshoníticos), Acampamento Velho (riolitos e comenditos) e Rodeio Velho (andesitos e basaltos calci-alcinos) (Fig. 2).

### 3.1. Unidades Litoestratigráficas

A Porção inferior da BC é composta por três sucessões sedimentares (Borba *et al.*, 2006) do **Grupo Maricá**. Este Grupo ocorre exclusivamente no Terreno São Gabriel (Borba *et al.*, 2008) com aproximadamente 4000 m de espessura (Paim *et al.*, 2000). A sequência inferior compreende depósitos fluviais/aluviais de canais braided representado por corpos conglomeráticos e arenitos quartzosos e sub-arcóseos. A sequência intermediária é composta por depósitos marinhos caracterizada por rochas pelíticas associadas a depósitos de tempestade e turbiditos. (Paim *et al.*, 2000). A sequência superior é similar a sequência inferior sendo composta por arenitos de estratificação cruzada e cruzada de baixo ângulo (Borba *et al.*, 2006). Segundo Almeida *et al.* (2012), a idade máxima de deposição do Grupo Maricá é de  $601 \pm 13$  Ma (determinação baseada em zircão detrítico de arenitos arcoseanos).

O **Grupo Bom Jardim** (GBJ) compreende uma sequência vulcano-sedimentar de aproximadamente 2000 m de espessura disposta em discordância angular com o Grupo Maricá (Paim *et al.*, 2000). A associação vulcânica corresponde a Formação Hilário composta por um magmatismo hipabissal e depósitos vulcanoclásticos relacionados a eventos magmáticos de composição alto-K, cálcio-alcino com intermediário para básico (Nardi e Lima, 1985). Os depósitos sedimentares são formados por conglomerados com clastos de rochas vulcânicas básicas a intermediárias e depósitos de turbiditos relacionados a ambientes aluvial-deltáico. Dados U-Pb e Ar-Ar de andesitos indicam idades entre 585 e 590 Ma (Janikian et al., 2008). Idades U-Pb SHRIMP de zircões em andesitos variam entre  $593 \pm 6$  Ma (Remus et al., 1999) e  $580 \pm 3,6$  Ma (Janikian et al., 2012). Almeida et al., (2012) obtiveram idade U-Pb de  $591,8 \pm 3,0$  Ma para lamprófiros espessartíticos. Estima-se desse modo que a deposição do GBJ ocorreu entre  $593 \pm 6$  e  $580 \pm 3,6$  Ma (Paim *et al.*, 2014).

O **Grupo Santa Bárbara** (GSB) representa mais uma sucessão vulcano-sedimentar e engloba as formações Acampamento Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978) e Santa Bárbara (Robertson, 1966) e grupos Cerro do Bugio e Santa Bárbara (Paim et al. 2000). Preenche dois riftes (Santa Bárbara Oeste e Leste), apesar do intervalo vulcânico superior extrapolar esses limites, repousando diretamente sobre o embasamento situado a oeste (Paim *et al.*, 2014). O vulcanismo Acampamento Velho se manifesta por depósitos efusivos (fluxos de lava) e explosivos (ignimbritos e relacionados), com domínio dos termos piroclásticos ácidos e plutônicos epizonais. Os derrames iniciam com lavas básicas (base das sucessões) que são seguidas por rochas piroclásticas e lavas riolíticas até o topo da unidade (magmatismo bimodal), compreendendo um intervalo de 100-400 m de espessura (Sommer *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2012). Diversos autores (Wildner et al. 2002, Sommer et al. 2005, Lima et al. 2007 e Almeida et al. 2012) identificaram uma afinidade alcalina bimodal

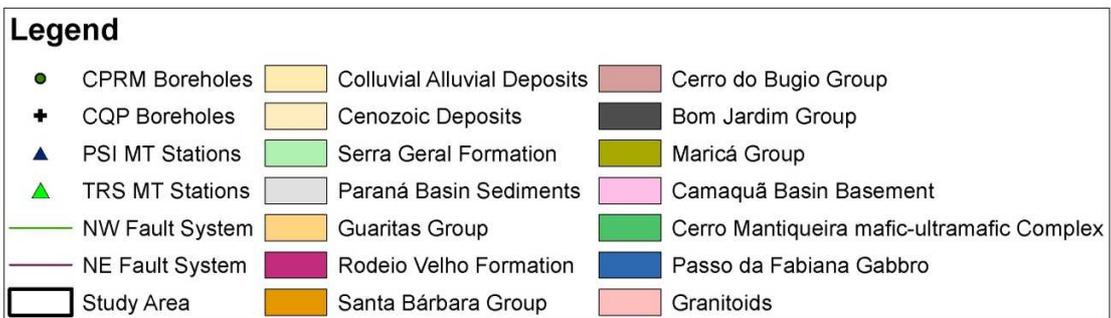
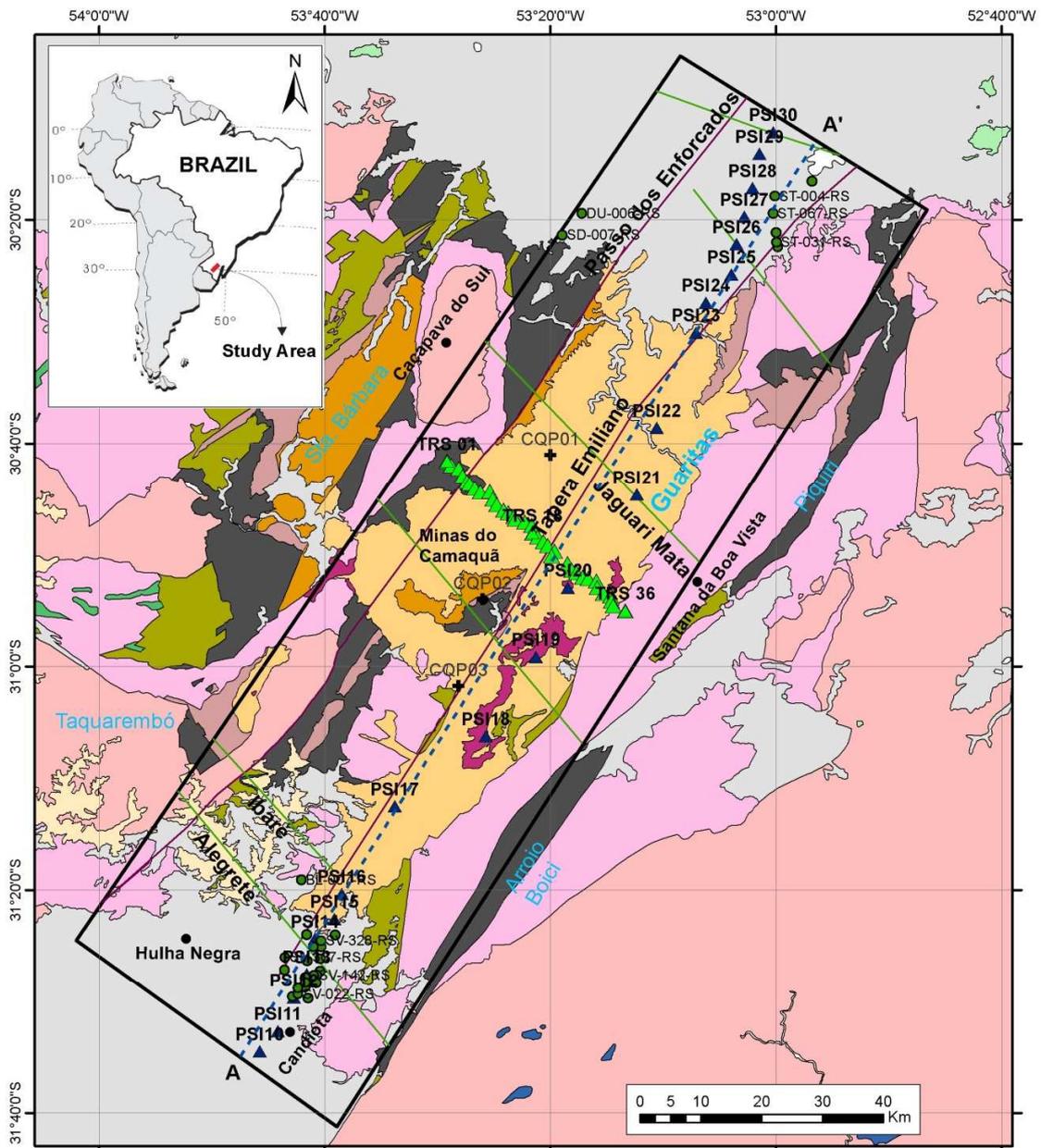


Figure 02 - Location of study area. Adapted from Wildner, 2008.

sódica. O magmatismo basal contém grãos de zircão com idades de  $549.3 \pm 5$  Ma (Sommer *et al.*, 2005) a  $574 \pm 7$  Ma (Janikian *et al.*, 2012).

O intervalo sedimentar do GSB compreende arenitos e conglomerados intercalados de forma abrupta com camadas areno-pelíticas em um intervalo de aproximadamente 2000m de espessura (Paim *et al.*, 2000). Os conglomerados e arenitos são lenticulares, bem estratificados e incluem superfícies de acreção frontal relacionadas a barras transversais (rios entrelaçados de grande porte). A fração areno-pelítica e pelítica representa um trato de fácies deltaico relacionado a frente deltaica. As paleocorrentes na Sub-bacia Santa Bárbara (Paim, 1994; Paim *et al.* 2000; Almeida, 2005; Fambrini *et al.*, 2006) indicam sistemas axiais e aporte lateral de ambos os bordos (ESE e NNW). O conjunto de dados indica uma bacia orientada para NNE com deltas de planície entrelaçada (axiais) e leques deltaicos (aporte lateral de ambos os bordos) progradando em lagos rasos e dispersando sua carga na forma de lobos de frente deltaica que gradam para turbiditos de frente deltaica e prodelta. Os sistemas aluviais incluíam canais entrelaçados cascalhosos (base e topo da unidade) e arenosos (meio da sucessão). Usando o método LA-ICPMS em zircões detríticos de arenitos da “Janela Bom Jardim”, Bicca *et al.* (2010) obteve a idade máxima deposicional de  $558 \pm 13$  Ma para o GSB.

O último evento deposicional na BC é representado pelo **Grupo Guaritas** (GG) formado essencialmente por rochas sedimentares de ambientes deposicionais distintos compreendendo um intervalo 800 m de espessura depositados entre  $547 \pm 6$  Ma (Almeida *et al.*, 2012) e  $473,7 \pm 9.4$  Ma (Maraschin *et al.*, 2010). A base do grupo é formado pela formação Pedra Pintada (Paim *et al.* 2000) que, se diferencia por expressivos depósitos eólicos e, próximo à margem SE do rifte, fácies aluviais. Esses estratos se intercalam na base com rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho (Ribeiro *et al.* 1966) se manifestando por derrames e diques intermediários a básicos, além de diques clásticos, que se intercalam com arenitos e conglomerados na base do GG. Acima ocorre a Aloformação Varzinha (Paim *et al.* 2000) com fácies fluviais, lacustres e eólicas. De Ros *et al.* (1994) apontam que a deposição do AG ocorreu sob clima árido a semi-árido, hipótese essa apoiada pela abundância de estratos eólicos (Fragoso-César *et al.*, 1984; Paim & Scherer, 2002; Almeida, 2005) e natureza efêmera dos rios (Paim, 1994, 1995) e lagos (Paim, 1994).

### 3.2 Evolução Tectônica

Os eventos tectônicos responsáveis pela formação e deformação das sub-bacias deposicionais ocorreram sob distintos tipos de deformação, incluindo fases precoces sob condições rúptil-dúcteis, mais profundas e transpressivas, evoluindo para condições rúpteis e de nível crustal mais raso, sob um domínio transtensivo.

A evolução da BC foi associada a tectônica colisional do final do ciclo orogênico Brasileiro (Issler, 1982, 1983, 1985; Jost, 1984; Gresse *et al.*, 1996). Diversos autores ressaltaram que a BC é uma bacia do tipo strike-slip, caracterizada por reativações transcorrentes de escala regional e/ou continental (Almeida *et al.*, 1976; Wernick *et al.*, 1978; Almeida *et al.*, 1981; Machado & Fragoso-Cesar, 1987; Brito Neves & Cordani, 1991; Fernandes *et al.*, 1992, e Machado & Sayeg, 1992).

Também foram propostos modelos compostos, partindo de uma tectônica colisional seguido por uma fase de deformação transtraccional e/ou extensional (Fragoso-Cesar *et al.*, 1982, 1984, 1992; Beckel, 1990, 1992; Chemale Jr., 1993; Paim *et al.*, 2000). Estudos recentes realizados nestas coberturas (Fragoso-Cesar *et al.*, 2003; Janikian, 2004; Almeida,

2005; Pelosi, 2005; Borba, 2006) também sugerem que a Bacia do Camaquã se desenvolveu por ação de uma tectônica distensivas, possivelmente desvinculada do ciclo orogênico Brasileiro. A sub-bacia Guaritas corresponde a área ocupada pelo denominado Rift Guaritas, uma calha de direção N30°E situada sobre o Terreno Tijuca e limitada pelas falhas Passo dos Enforcados e Aberta dos Cerros.

### 3.3 Estudos Geofísicos

Estudos pioneiros de geofísica regional na BC permitiram a obtenção de informações sobre as principais estruturas e espessuras das camadas rochosas que compõem a bacia. Dentre eles destaca-se o trabalho de Costa *et al*, (1997) onde, através da análise dos mapas magnetométricos dividiu-se a BC em 3 domínios magnéticos específicos.

O Domínio Magnético Oeste (DMO) situa-se a Oeste da Sutura de Caçapava. Nele estão inclusas as sub-bacias Ramada e Santa Bárbara ao Norte do Lineamento Ibaré e ao sul deste lineamento a sub-bacia Taquarém. Este domínio é caracterizado por alinhamentos estruturais de orientação N45°E que apresentam movimentação transcorrente levogira.

O Domínio Magnético Central (DMC) situa-se a Leste da Sutura de Caçapava e a Oeste da Sutura de Porto Alegre (SPA). Engloba as sub-bacias Boici-Piquirí e Guaritas que estão condicionadas por alinhamentos estruturais de orientação N30°E as quais truncam os alinhamentos estruturais N45°E que caracterizam o Domínio Magnético Leste (LMO), domínio, este, localizado a Leste da SPA.

Os levantamentos gravimétricos do mesmo autor contém informações de caráter regional a semi-regional da Sub-bacia Guaritas e Santa Bárbara Leste. A partir da modelagem 3D, nota-se a bacia, limitada por grandes alinhamentos NE, apresenta-se compartimentada em blocos menores, separados entre si por estruturas de direção NW-SE, N-S e E-W. Neste mesmo levantamento estimaram-se as maiores espessuras que ocorrem no limite oriental da Sub-bacia Guaritas, com valores de 2 km a cerca de 4 km.

Os recentes levantamentos aeromagnéticos e gravimétricos realizados por Pereira (2011) e Soares (2011) trouxeram informações mais precisas sobre a estrutura do Rift Guaritas e novas propostas vinculadas a sua formação. Os autores postulam que o rifte que estrutura a sub-bacia Guaritas seja o produto de esforços distensivos com movimentação transcorrente.

## METODOLOGIA

Para o levantamento geofísico terrestre foram adquiridas 55 estações. 20 destas estão posicionadas ao longo do eixo do Rift e 35 perpendiculares a este (a disposição das estações encontra-se na fig. 2).

O método magnetotélúrico (MT) mede os campos elétricos e magnéticos na superfície terrestre para obtenção do tensor de impedância ( $Z$ ) e dos valores de resistividade aparente e fase. A resistividade aparente ( $\rho_a$ ) e a fase ( $\Phi$ ), entre outras variáveis incluindo de dimensionalidade, são calculadas a partir de  $Z$  e utilizadas na interpretação:

$$|Z| = E/H \quad \text{e} \quad \rho_a = (1/\omega \cdot \mu) \cdot |Z|^2 \quad \text{e} \quad \Phi = \text{Arg}(Z)$$

Se considerarmos a Terra como sendo bidimensional (2D), na qual a resistividade só varia nas direções y e z, o campo eletromagnético é decomposto em dois modos distintos de propagação das ondas: Transverso Elétrico (TE) e Transverso Magnético (TM). No modo TE a relação utilizada é entre a componente do campo elétrico paralela ao strike ( $E_x$ ) e o campo magnético perpendicular a ele ( $H_y$ ). No modo TM a relação utilizada é aquela entre a componente do campo magnético paralela ao strike ( $H_x$ ) e o campo elétrico perpendicular ao strike ( $E_y$ ) (Vozoff, 1991):

$$E_x = Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \quad e \quad E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y$$

Sendo assim, temos a possibilidade de avaliar a dimensionalidade das macroestruturas, pois há informações de resistividade aparente e fase em diferentes direções.

O método MT utiliza a variação temporal natural do campo magnético da Terra. Essas variações englobam a faixa de frequência desde 0.001Hz até cerca de 100 KHz. Os canais telúricos (campo elétrico  $E_x$  e  $E_y$ ) são medidos com dipolos de 100 m em configuração cruzada utilizando eletrodos de cloreto de chumbo ( $PbCl_2$ ).

Os campos magnéticos ( $H_x$ ,  $H_y$ ) são registrados com o uso de bobinas de indução de alta sensibilidade. Os campos elétricos ( $E_x$ ,  $E_y$ ) e magnéticos ( $H_x$ ,  $H_y$ ) ortogonais registrados são alinhados para norte magnético ( $E_x$ ,  $H_y$ ) e leste ( $E_y$ ,  $H_x$ ) magnéticos orientados por bússola. Cada equipamento ficou distanciado um do outro cerca de 5 km (na Bacia do Paraná) e 15 km (na Bacia do Camaquã), estes estão ao longo do eixo do Rifte. Nas estações perpendiculares ao eixo, os equipamentos distam 1 km um do outro.

As estações foram programadas para 21 horas de coleta, o que permite uma boa aquisição de dados em alta profundidade (até 10 km). Foram utilizados dois equipamentos simultaneamente, o que permitiu a “limpeza” de possíveis ruídos eletromagnéticos produzidos pelo meio (cercas elétricas, redes de alta tensão, veículos e pessoas). Para a aquisição MT foram utilizados dois equipamentos de medidas magnetotelúrica de banda larga, modelo MTU-5A, fabricado pela Phoenix Geophysics do Canadá.

O processamento dos dados obtidos foi efetuado pela empresa geofísica Strata Image utilizando programas próprios do fabricante (Phoenix) resultando em curvas de resistividade aparente e fase, *tipper*, e inversão 2D.

Para o reconhecimento da assinatura do sinal geofísico (atribuição do sinal físico a rocha) utilizou-se parte das 33 perfurações que ocorrem na área de estudo: 3 sondagens ocorrentes na Bacia do Camaquã (CQP01, CQP02 e CQP03) e 1 sondagem na Bacia do Paraná (ST-017-RS). A figura 07 mostra a disposição das sondagens ocorrentes na área de estudo.

Como as sondagens presentes na Bacia do Camaquã não atingem o embasamento foi necessário obter este limite a partir de dados indiretos. Para isto utilizou-se como base a tabela de resistividade de Palacky, 1987 (fig. 3).

Os seguintes intervalos resistivos e suas associações com a litologia dominante foram demarcados:

- 1 – Embasamento: formado por rochas metamórficas do Complexo Porongos. É compreendido em um intervalo de alta resistividade (valores de 700 a 2000 Ohms.m);
- 2 – Associação Vulcano-sedimentar: formado na base por rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Bom Jardim e no topo, por rochas sedimentares do Grupo Santa

Bárbara. Este intervalo compreende uma faixa de resistividade moderada (valores de 100 a 700 Ohms.m);

3 – Sedimentar: formado pelas rochas sedimentares do Grupo Guaritas. Compreende o intervalo de baixa resistividade (valores abaixo de 100 Ohms.m).

É necessário reconhecer que estes valores não são absolutos e não podem ser interpretados de forma abrupta no método MT. Além dos valores pontuais de resistividade de cada estação estarem dentro de uma margem de erro pós-processado na inversão 2D (50 metros para a seção perpendicular e 250 metros para a seção longitudinal ao eixo do rifte), o método MT apresenta um linha de tendência, ou seja, onde se identifica uma mudança de valores de resistividade é indicado que nesta porção esteja o contato litológico.

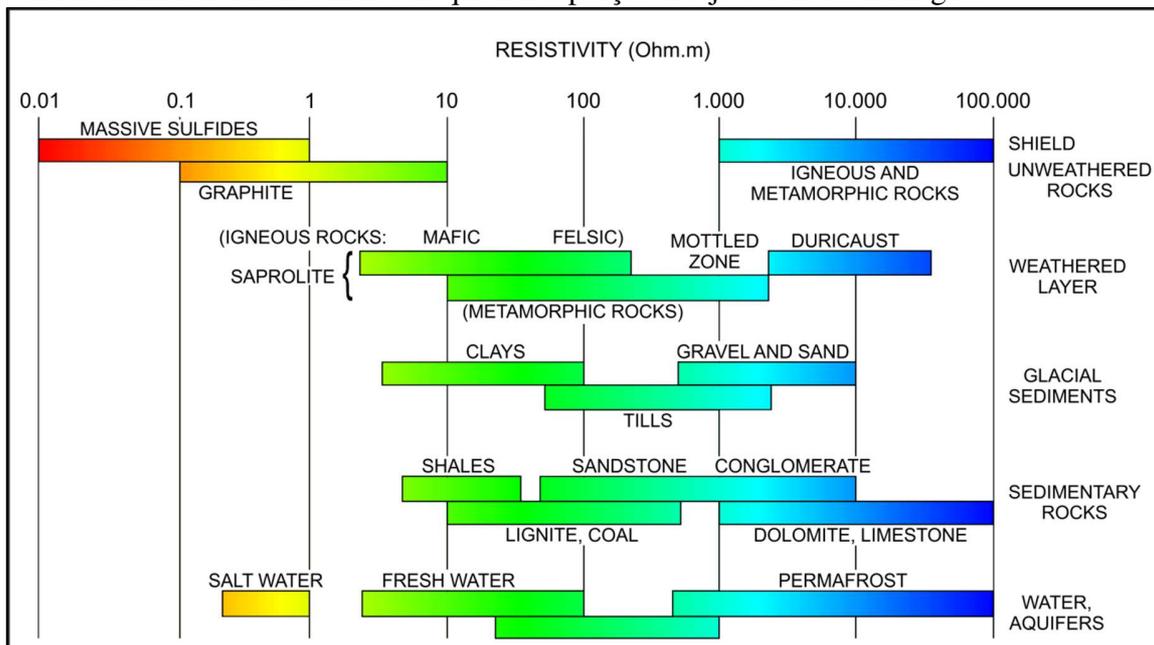


Figure 3 – Resistivities of some common rocks. Adapted from Palacky, 1987.

Os falhamentos e fraturas superficiais tiveram sua projeção coletada a partir do mapa geológico do estado, já os profundos foram marcados com apoio individual dos sinais do modo TE e TM de cada estação. A interpretação é resultado da divergência das curvas. Onde as curvas dos modos se afastavam uma da outra é a indicação de que naquela profundidade encontramos uma descontinuidade de camadas. Os mais visíveis estão relacionados com zonas de grabéns e horsts. A morfologia do embasamento evidencia bem essas feições.

As seções bidimensionais (seção perpendicular e longitudinal ao eixo do rifte) foram produzidas pela empresa Strata Image com os softwares específicos de inversão 2D da Phoenix. Já o modelo tridimensional foi realizado através do software RECON. Na configuração deste modelo optou-se pelo algoritmo de superfície com distribuição radial para que a composição do modelo ficasse fidedigna as áreas próximas das estações geofísicas.

Para efetuar a composição do modelo tridimensional, além do sinal geofísico, foram utilizados 33 dados de testemunhos de sondagem cedidos pela CPRM.

Ao longo da seção geofísica longitudinal foi levantado um perfil geológico (A – A') para comparar e estabelecer possíveis estruturas que influenciam o relevo tanto em superfície como em sub-superfície.

## RESULTADOS

As seções elaboradas (figs. 4 e 5) permitem diferenciar as litologias associadas em cada Bacia em particular e suas respectivas feições estruturais. Os seguintes intervalos resistivos e suas associações com a litologia dominante foram demarcados:

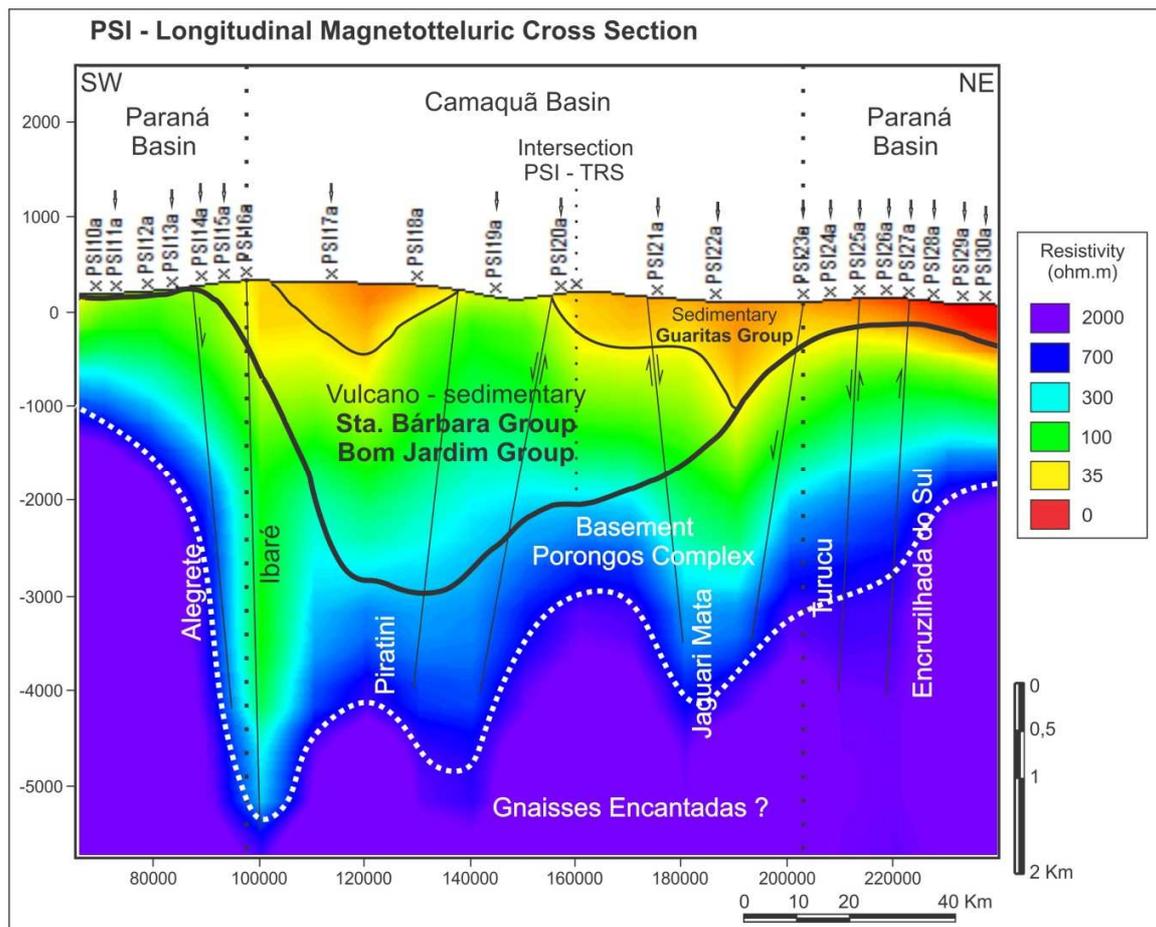


Figure 4 - 2D interpreted profile. Longitudinal axis of the rift.

1 – Embasamento: formado por rochas metamórficas do Complexo Porongos. É compreendido em um intervalo de alta resistividade (valores de 700 a 2000 Ohms.m);

2 – Associação Vulcano-sedimentar: formado na base por rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Bom Jardim e no topo, por rochas sedimentares do Grupo Santa Bárbara. Este intervalo compreende uma faixa de resistividade moderada (valores de 100 a 700 Ohms.m);

3 – Sedimentar: formado pelas rochas sedimentares do Grupo Guaritas. Compreende o intervalo de baixa resistividade (valores abaixo de 100 Ohms.m).

Com base nestas superfícies onde ocorre a troca de uma camada de baixa resistividade para moderada e de moderada para alta é possível determinar a espessura das camadas individualizadas.

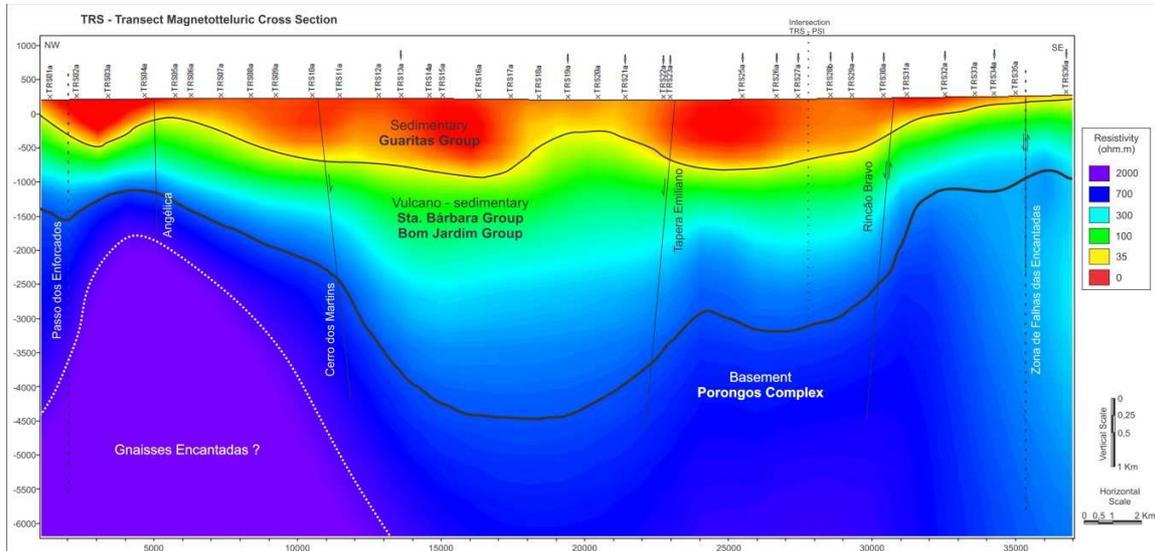


Figure 5 - 2D interpreted profile. Perpendicular to the rift axis.

Na PSI a camada essencialmente sedimentar (Grupo Guaritas) tem por espessura máxima 1 km localmente associada a falha Jaguari Mata de orientação NW, enquanto na seção TRS, este grupo apresenta 900 m de espessura.

A associação Vulcano-sedimentar (formada pelos Grupos Santa Bárbara e Bom Jardim) apresentam empilhamento máximo de 3 km na PSI (localizado a Norte do Lineamento Ibaré e a sul da Falha Piratini) associados a uma feição de *graben*. Na TRS esta associação possui 3550 m de espessura e o seu empilhamento máximo localiza-se ao centro da seção evidenciando um depocentro.

Nas seções elaboradas o embasamento cristalino encontra-se a 3000 m na PSI e a 4450 m na TRS. Seu relevo marca feições típicas de esforços compressoriais na PSI (feições de *horsts*) e esforços distensionais em ambas as seções (evidenciado pelas estruturas de *grabens*). Os rejeitos das falhas possuem em geral, entre 300 a 1000 m.

A figura 6 apresenta o modelo da superfície de embasamento realizado no programa RECON através da união do sinal geofísico com os dados de perfuração. Este modelo demonstra em perspectiva a calha deposicional existente na Falha Piratini da PSI (3000 m de profundidade) e a calha central na TRS (4450 m de profundidade). O segundo modelo foi realizado forçando o interpolador a preencher os dados vazios nesta área.

A figura 7 (PSI demarcada em distintas áreas) traz novas informações e evidencia determinadas características presentes na Bacia; as áreas ressaltadas estão abordadas no próximo tópico.

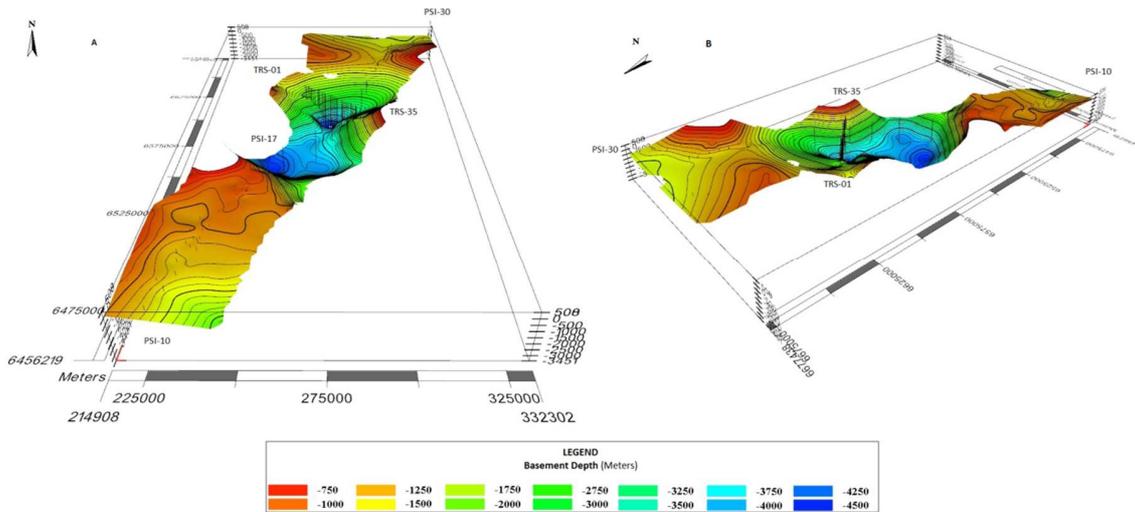


Figure 6 - A: basement model with North view. B: Southwest view.

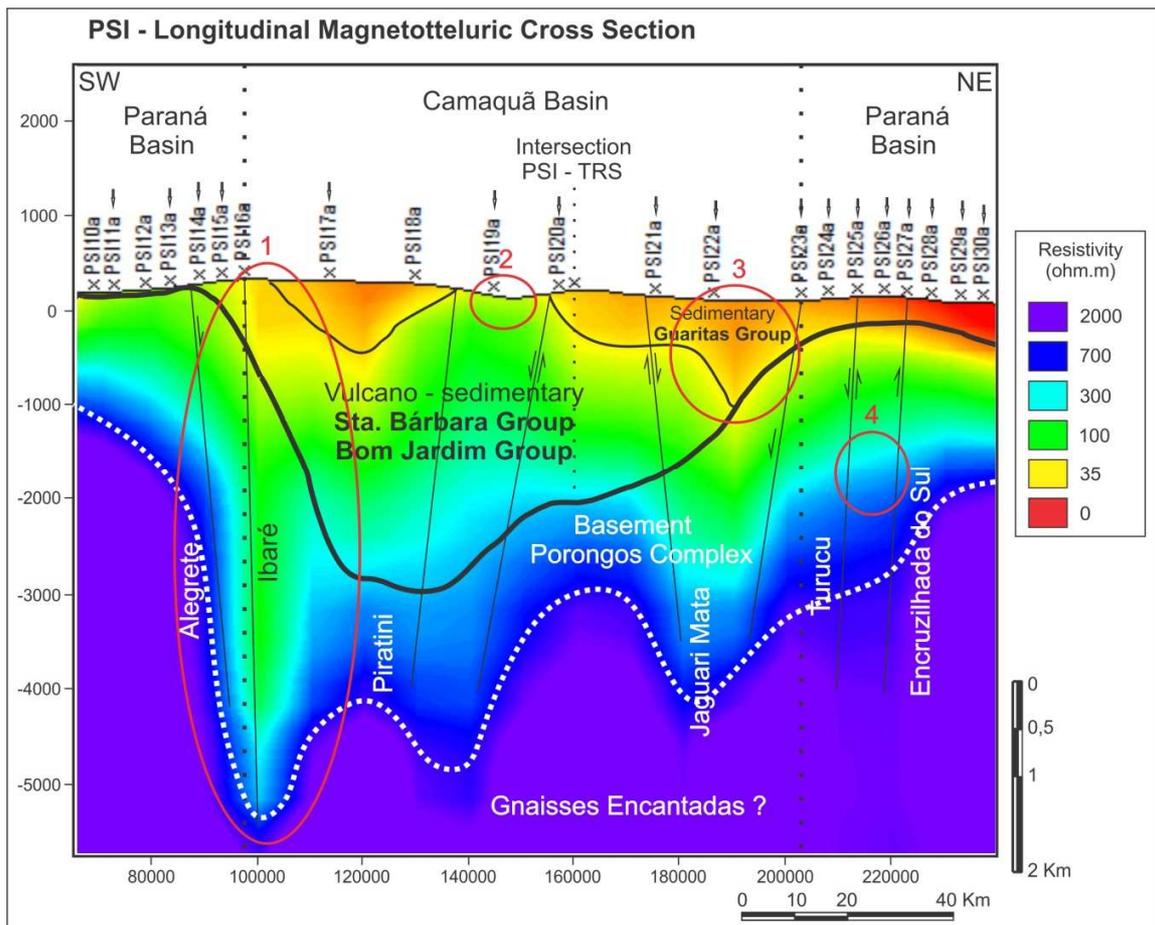


Figure 7 – Longitudinal Cross Section with marked areas that show diferent events.

## DISCUSSÕES

A Seção PSI (fig. 4) apresenta a litologia do embasamento na Bacia do Paraná com o mesmo valor de resistividade encontrado no interior da Bacia do Camaquã pela associação Vulcano-sedimentar (valores em torno de 100 a 700 Ohms/m). A delimitação da superfície de embasamento nesta seção foi definida em função da troca de bacias já que a resistividade apresentada no modelo apresenta o mesmo valor.

A partir desta constatação, três interpretações são possíveis:

A primeira diz respeito à qualidade da rocha do embasamento na Bacia do Paraná. É possível que estas rochas estejam intemperizadas ou fraturadas com associação de fluídos em seus espaços internos.

A segunda refere-se propriamente ao processamento matemático do método. Na Bacia do Camaquã estima-se um intervalo de interpretação com um erro de 250 metros, é possível que a “mascarização” do sinal esteja diretamente ligada ao erro e ao próprio modelo em si, já que o MT não delimita abruptamente os contatos e sim, ele tende a evidenciar progressivamente esta mudança.

Existe uma terceira possibilidade que é chamada de “fator equivalência”. O sinal do método MT (assim como outros métodos eletromagnéticos) é sensível à combinação resistividade x espessura. Isso faz com que camadas espessas de baixa resistividade apresentem a mesma resposta de uma camada fina pouco condutiva.

Basicamente é o que ocorre na Sub-bacia Guaritas. A maioria dos alogrupos (exceto Santa Bárbara) apresentam eventos vulcânicos entre as sucessões sedimentares. Aliado a isso a maioria das rochas sedimentares são ortoconglomerados com clastos de rochas plutônicas, metamórficas e vulcânicas o que, por sua vez, pode influenciar pontualmente na resistividade.

Em contrapartida a seção TRS (fig. 5) foi composta com melhor resolução (erro interpretativo de 50 metros), demonstrando as litologias bem demarcadas e as estruturas (falhas lítricas e zonas de grábens) que compõem a compartimentação da Bacia no período ativo de rifteamento.

A disposição das superfícies limites demarcadas nas seções trazem informações e interpretações sobre a estrutura deposicional da Sub-bacia Guaritas.

Na superfície de embasamento da Seção PSI (fig. 4) nota-se um arranjo misto de pares de falhas normais e inversas evidenciando zonas de grábens e horsts. Estas feições evidenciam esforços compressivos e distensivos longitudinais ao eixo do rifte (orientação NE-SW). Almeida 2005, sugere um evento distensivo ENE entre 600 Ma e 580 Ma responsável pela formação do Grupo Bom Jardim. Na sequência, um evento distensivo NW em 575 Ma formador do Grupo Santa Bárbara.

Posterior ao Grupo Santa Bárbara ocorre o primeiro evento compressivo NE (535,2 Ma) seguido de uma nova distensão NW responsável por um novo ciclo de subsidência da Bacia do Camaquã no Eocambriano (Almeida, 2005). Este evento marca o início da deposição do Grupo Guaritas em  $547 \pm 6,3$  Ma. Estes esforços perduram até o Triássico. A área 3 da figura 12 marca um acúmulo sedimentar espesso em uma zona de graben, o que corrobora esta hipótese.

Em seu trabalho, Almeida 2005, cita um segundo evento compressivo de direção NE com duração até o Permiano e forças distensivas no sentido NNE relacionadas ao soerguimento do Alto de Rio Grande.

Na seção TRS (fig. 5) o embasamento é marcado por falhas gravitacionais de limites distensivos, forte a moderadamente ativos até a deposição final do Grupo Bom jardim, evidenciando zonas de grábens. A sequência sedimentar que ocorre logo acima (Grupo Santa Bárbara e Guaritas) assenta-se sobre estas estruturas o que sugere que esta deposição ocorreu em um ambiente tectonicamente ativo (no eixo perpendicular ao rifte, orientação NO-SE).

Estas hipóteses são argumentadas por Chemale Jr., 2000 e Tommasi et. al., 1994. Segundo os autores, os Grupos Santa Bárbara e Guaritas formaram-se em um ambiente continental sob a influência final de uma tectônica transcorrente sinistral ou, nos estágios finais de formação do Cinturão Dom Feliciano.

A figura 6 evidencia a calha deposicional ao centro da área. É necessário observar com cuidado o modelo extrapolado, já que este apresenta uma superfície de tendência e não um dado pontual ancorado ao sinal. A superfície de embasamento nesta região atinge os 3 km de profundidade.

A figura 7 traz novas informações e evidencia determinadas características presentes na Bacia; as 4 áreas salientam:

- Área 1. Neste local a seção de MT apresenta uma mudança muito brusca nos valores de resistividade e marca a atividades das Falhas Alegrete e Ibaré, com um deslocamento relativo do tipo normal, onde a profundidade do embasamento cai de 500 metros para cerca de 3000 metros, delimitando o contato entre os Terrenos Taquarembó e São Gabriel. Estes dados estipulam um rejeito de aproximadamente 2500 metros.

- Área 2. Nesta região observa-se uma diminuição dos valores de resistividade, que baixam para uma resistividade média entre 100 e 700 Ohms/m, valores que são menores que os observados nas rochas do Grupo Guaritas, e que são compatíveis com os encontrados nas litologias do Grupos Bom Jardim e Santa Bárbara. Desta forma, esta região apresenta uma janela estrutural, com o soerguimento de unidades mais basais e erosão por soerguimento tectônico das rochas do Grupo Guaritas. Outro fator importante a considerar é a ocorrência de andesitos da Formação Rodeio Velho entre as as rochas sedimentares do Grupo Guaritas, podendo alterar os valores da resistividade.

- Área 3. Nesta área, assim com próximo a área 1, observa-se um aumento da espessura sedimentar do Grupo Guaritas. A configuração do embasamento esta marcada por uma movimentação em blocos, mostrando variações setoriais de profundidade e indicando a presença de falhas com movimentos verticais. Esta tectônica rúptil com movimentação em blocos provavelmente expõem fatias distintas do Grupo Guaritas, com erosão nos blocos soerguidos onde a espessura aparente é menor.

- Área 4. Neste região a seção de MT mostra uma mudança acentuada nos valores de resistividade e marca as atividades das Falhas Jaguari-Mata e Turucu, com um deslocamento relativo do tipo normal, onde a profundidade do embasamento cai de 1000 metros para cerca de 2000 metros, delimitando a porção norte do Arco de Rio Grande. Estes dados estipulam um rejeito entre 500 e 1000 metros. No extremo norte da seção estas falhas colocam em contato tectônico as rochas do Grupo Guaritas e dos Grupos Itararé (Fm. Taciba) e Passa Dois (Fm. Rio Bonito), indicando esta estrutura se movimentou após o Permiano.

As informações adquiridas, analisadas e comparadas com outras fontes produzidas por distintos autores fornecem subsídios para distinguir os diversos modelos relacionados a origem e evolução da Bacia do Camaquã. Trabalhos anteriores a década de 1990, sugerem

que o preenchimento da Bacia da Camaquã tenha sido do tipo molássico, depositado em bacia de antepaís, durante a Orogenia Brasileira (Almeida, 1969 e Fragoso-César, 1991).

Com o aperfeiçoamento dos modelos tectônicos, as sucessões da Bacia do Camaquã começaram a ser interpretadas como depositadas em grábens durante toda a sua atividade ou, em seus estágios finais. Fragoso-César *et al.*, 2000; Janikian *et al.*, 2003; Fambrini, 2003 e Almeida, 2005, propõem modelos que consideram as bacias como riftes continentais, posterior aos eventos orogênicos.

Fragoso-César *et al.*, 2003, propôs um novo modelo: a Bacia do Camaquã teria sua evolução vinculada a um sistema de riftes extensionais anorogênicos. Este modelo foi proposto em contraposição a idéia de que a transcorrência seja o principal mecanismo de formação das bacias, justamente pela proximidade das rochas sedimentares com suas principais áreas fontes.

Borba 2006 sugere a superposição de três bacias distintas sob influência de eventos tectônicos. O primeiro relaciona-se a disposição e configuração do embasamento cristalino formado durante a colisão dos blocos crustais Rio de La Plata e Encantadas com os terrenos juvenis Neoproterozóicos e o segundo durante a justaposição do Domínio Pelotas ao restante do ESRG. A primeira Sub-bacia, Maricá, é anterior à colisão do Ciclo Brasileiro e interna a um bloco crustal Paleoproterozóico. A segunda, Bom Jardim, do final do Neoproterozóico, resultou da tectônica compressional e vulcanismo associado, e a terceira, Camaquã do tipo Rifte ou pull-aparte, sobre o ESRG já completamente amalgamado.

Paim *et al.*, 2014, caracteriza a Bacia como o resultado da superimposição entre 630 e 510 Ma de diversas bacias independentes, mas sucessivas em um mesmo locus deposicional. Independentes, mas vinculadas aos estágios finais da orogenia Brasileira no Estado do Rio Grande do Sul, evoluindo desde bacias tardi- (bacias de retro-arco de antepaís Maricá e Transcorrentes Bom Jardim Leste e Oeste) até pós-orogênicas (riftes Santa Bárbara Oeste e Leste e Rifte Guaritas).

Dados U-Pb e Ar-Ar de andesitos indicam idades entre 585 e 590 Ma (Janikian *et al.*, 2008). Idades U-Pb SHRIMP de zircões em andesitos variam entre  $593 \pm 6$  Ma (Remus *et al.*, 1999) e  $580 \pm 3,6$  Ma (Janikian *et al.*, 2012). Almeida *et al.*, (2012) obtiveram idade U-Pb de  $591,8 \pm 3,0$  Ma para lamprófiros espessartíticos. Estima-se desse modo que a deposição do Alogrupo Bom Jardim ocorreu entre  $593 \pm 6$  e  $580 \pm 3,6$  Ma. (Paim *et al.* 2014).

Segundo o autor, a bacia Bom Jardim Leste (rochas do Grupo Bom Jardim depositado a leste do Alto de Caçapava do Sul) foi associada às fases tardi-orogênicas em um contexto de back arc, com o arco vulcânico situado junto a uma margem continental.

Acima deste grande evento Vulcano-sedimentar ocorre os depósitos do Grupo Santa Bárbara. As estruturas direcionais e normais junto com as demais feições Vulcano-sedimentares encontrados neste grupo sugere uma bacia rifte formada em um contexto transtraccional. Estima-se que o Alogrupo Santa Bárbara tenha idade de deposição de  $574 \pm 7$  a  $549 \pm 5$  Ma.

Em um modelo evolutivo semelhante ao Grupo Santa Bárbara ocorre o último evento deposicional na Sub-bacia Guaritas: o Alogrupo Guaritas. O zircão mais jovem do Andesito Rodeio Velho foi datado em  $547 \pm 6,3$  Ma (método U-Pb, Almeida *et al.*, 2012), enquanto que ilitas antigênicas de arenito eólico (topo da Fm. Pedra Pintada) foram datadas em  $473,7 \pm 9,4$  Ma (método K-Ar, Maraschin *et al.*, 2010). De acordo com Hartmann *et al.* (2008b), a idade U-Pb em zircões detríticos obtida a partir da seção superior do Grupo Guaritas (Formação Varzinha) corresponde ao início da deposição Guaritas em  $535 \pm 10$  Ma.

Os dados sugerem que a deposição da bacia Guaritas ocorreu entre  $547\pm 6,3$  Ma e  $473,7\pm 9,4$  Ma. (Oliveira 2012).

De acordo com Wildner *et al.*, 1997, o magmatismo Rodeio Velhosinaliza o início da inversão da Bacia do Camaquã e final da sedimentação molássica registrando uma nova fase distensiva. Considerando que a associação Vulcano-sedimentar está restrita ao rifte e a seção superior extrapola tais limites, considera-se que o Alogrupo Guaritas inclui as fases sin-e pós rifte (Almeida *et al.* 2009) de um rifte transtensional de orientação N40°E (Chemale Jr., 1993; Borba, 2006; Bicca *et al.*, 2013; Oliveira, 2012).

## CONCLUSÕES

Os modelos realizados através dos dados MT apoiam os modelos da geologia conhecida na área e trazem novas informações sobre as partes mais profundas do Rifte Guaritas no Estado do Rio Grande do Sul. Em geral os dados apresentaram excelente qualidade e comportamento típico do ambiente de aquisição desde a porção sul Bacia do Paraná, passando pelo Rifte Guaritas e retomando a bacia do Paraná identificando os sedimentos condutivos mais espessos e as rochas básicas intrusivas mais próximas a superfície.

Os modelos geológicos integrados (MT, análise estrutural e estratigráfica) mostra, em escala regional, a paleogeografia da Sub-bacia Guaritas. Para a região sudoeste de Minas do Camaquã, indica a existência de um vale profundo (mais de 3 km) orientado para NW, associado ao Lineamento Ibaré.

A arquitetura da superfície de embasamento nas seções apresentam formas semelhantes a falhas e estruturas geradas em ambientes sob o regime de esforços compressivos e distensivos na seção PSI e distensivo na seção TRS. Estas estruturas teriam sua origem vinculadas aos processos tectônicos rúpteis formadores e deformadores do Rifte Guaritas ocorridos durante sua evolução.

A superfície de embasamento vista nos modelos 3D acompanha em conformidade a estruturação da Bacia. A alta profundidade identificada nas estações PSI 17 e PSI 18 da seção PSI é interpretada nos modelos como uma calha deposicional. A superfície de embasamento nesta região alcança os 3 km de profundidade.

Falhas normais originadas por esforços distensivos ou regime flexural com orientação NO permitiram o depósito de sedimentos até o Eo-Permiano.

A Sub-bacia Guaritas é o resultado da deposição de três sub-bacias sob dois distintos ambientes e regime de esforços.

A bacia tardi-orogênica Bom Jardim Leste foi depositada em um contexto de back arc sob o domínio de esforços compressivos / transpressivos.

As bacias pós-orogênicas Santa Bárbara Leste e Guaritas foram geradas em um ambiente de rifte sob domínio de esforços distensivos / transtrativos, com áreas fonte predominantes de rochas do Ciclo Brasileiro e Transamazônico.

O método MT empregado neste trabalho mostrou-se uma ferramenta eficaz na detecção e elaboração estratigráfica de grande porte da região permitindo a elaboração de modelos que contribuem com o conhecimento geológico local.

## REFERÊNCIAS (Artigo)

- Almeida, F.F.M., 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Anais, pp. 24-46.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B., 1976. The upper Precambrian of South America. Bol. Inst. Geoc., USP, 7:45-80.
- Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Reviews 17, 1-29.
- Almeida, D.P.M.; Zerkass, H.; Basei, M.A.S.; Petry, K. & Gomes, C.H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil). Gondwana Research, 5 (3): 721-733.
- Almeida, R.P., 2005 - Tectônica e Sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). USP, SP, 2005.
- Almeida R.P. et al. 2009. Evolution of a rift basin dominated by sub aerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. Sedimentary Geology 217, 30-51
- Almeida, D.P.M. et al. 2012. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, in: Al-Juboury, A.I. (Ed.), Petrology – New Perspectives and Applications, pp. 73-135.
- Babinski, M.; Chemale JR., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R.; Silva, L.C. 1997. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. Geology, 24(5):439-442.
- Beckel, J. Metalogênia Del Cu, Pt y Zn em La Cuenca de Camaquã durante El Ciclo Orogênico Brasileiro, Rio Grande do Sul (Brasil). Tese de doutorado, Univ. Salamanca, Espanha, 1990, 275p.
- Beckel, J. Características físico-químicas do fluido hidrotermal, formador das mineralizações de cobre das minas de Camaquã, RS. In: Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras 1. São Leopoldo, Boletim de resumos expandidos... SBG, 1992. p. 6-11
- Bicca, M.M., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Guadagnin, F., 2010. Estudos tectônicos da porção sul da bacia do Camaquã, região de Minas do Camaquã, RS. In: VI Congreso Uruguayo de Geología e II Simposio Internacional Del Neoproterozoico. Cámbrico de la Cuenca del Plata, Minas, p. 34.
- Bicca, M.M. et al. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 48, 173-192.
- Bom, F.M. 2011. Origem e Evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS. Porto Alegre, 73p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bom, F.M.; Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Junges, S.L.; Zvirtes, G. 2013. Edad U-Pb SHRIMP del metamorfismo del Complejo Várzea do Capivarita y la generación de leucogranitos peraluminosos, Cinturón Dom Feliciano, Rio Grande do Sul, Brasil. Congreso Uruguayo de Geología, VII, Montevideo, Boletim de Resumos, pg. 21.
- Borba, A.W. 2006. Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico Inferior do Escudo Sul-Riograndense, RS, Brasil: uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Tese de Doutorado, Porto Alegre, UFRGS/IG, 110p.
- Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A.; Koester, E.; Noronha, F.L.; Casagrande, J. (2006) Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil): petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. Gondwana Research, v. 9 (4), pp. 464-474.

- Borba, A.W. et al. 2008. U–Pb zircon and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research* 20, 359–375.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South América during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- Chemalle Jr., F; Alkmim, F.F.; Endo, I. 1993. Late Proterozoic Tectonism In The Interior Of The São Francisco Craton. In: R. H. Findlay; H. R. Banks; J. J. Veevers; R. Unrug. (Org.). *Gondwana 8: assembly, evolution and dispersal*. Rotterdam: Balkema, 1993, v. , p. 29-41.
- Chemalle Jr. F., Quade H., Van Schmus W.R.V. 1997. Petrography, Geochemistry and Geochronology of the Borrachudo Granite, Minas Gerais, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 3-6: 739-750.
- Chemalle Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Ed. Holz, M.; De Ros, L.F., Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p.13-52.
- Costa, A.F.U., 1997. Teste e Modelagem Geofísica da Estruturação das Associações Litotectônicas Pré-Cambrianas no Escudo Sul-riograndense. Tese de Doutorado, IG/UFRGS Porto Alegre, RS. 291p.
- De Ros, L.F., Morad, S., Paim, P.S.G., 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. *Sediment. Geol.* 92, 197 e 228.
- Fambrini, G.L., 2003. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) a norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil (Ph.D. thesis). São Paulo University.
- Fambrini, G.L. et al. 2006. Estratigrafia e evolução paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara (Eoediacarano) na Sub-bacia Camaquã Ocidental, Rio grande do sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 36 (3): 550-565.
- Fernandes, L. A.; Tommasi, A. & C. C. Porcher. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5(1): 77-96.
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Kramer G., Tommasi A., Porcher C.C., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:351-374
- Folk R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. The University of Texas, Austin, Hemphill's, 170pp.
- Fragoso-Cesar, A. R.S., 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. *Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 31, Camboriú, 5:2879-2891*.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Wernick, E., Soliani Jr, E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, Anais... Salvador, SBG, v. 1, p. 13-23.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Lavina, E.L.; Paim, P.S.G.; Faccini, U.F. 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, trabalhos, v. 7, p. 3272-3283
- Fragoso-Cesar, A.R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 366p.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Machado, R.; Saes, G.; Fambrini, G., 1992. Bacias Orogênicas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai. In: I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, 1992, São Leopoldo. *Boletim Especial de Resumos Expandidos I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, 1992. v. 1. p. 47-53*.

- Fragoso-César, A.R.S.; Fambrini, G.L.; Paes de Almeida, R.; Pelosi, A.P.M.R.; Janikian, L.; Riccomini, C.; Machado, R.; Nogueira, A.C.R.; Saes, G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30 (3), pp. 438-441.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Almeida R.P., Fambrini G.L., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: SBG, Encontro Estrat. Rio Grande do Sul - Escudos e Bacias, 1, Anais, p.139-144.
- Frantz, J.C., Mcnaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F. & Caravaca, G. 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, 2003, Salvador. Short Papers. Salvador, SBG, v.1, p. 174-177.
- Gresse, P.G.; Chemale Jr., F.; Silva, L.C.; Walraven, F. & Hartmann, L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-AfricanBrasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8: 157-171.
- Gruber, T., Fub, S., Voss, R. & Glaser-Zikuda, M. 2010, Examining student satisfaction with higher education services using a new measurement tool. *International Journal of Public Sector Management*, 23(2), 105-123.
- Hartmann, L.A.; Leite, J.A.D.; Silva, L.C.; Remus, M.V.D.; Mcnaughton, N.J.; Groves, D.I.; Fletcher, I.R.; Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47:829-844.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Leite, J.A.D., Porcher, C.C., Mcnaughton, I., Neal, J. 2003. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 75(3), 393-403.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, p. 97-123.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., 2008b. Detrital Zircon U-Pb Age Data, and Precambrian Provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review* 50, 364-374.
- Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Santos, J.O.S. & MC Naughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Issler, R.S. 1982. Evento geodinâmico brasileiro - fechamento de oceano e colisão continental dos cratons Rio de La Plata e Dom Feliciano; granitos a duas micas e ofiolitos. CONGR. BRAS. GEOL. 32. Salvador. Anais... Salvador. SBG. v.I. p.24-38.
- Issler, R.S. 1983 Evolução crustal da Faixa Arcu-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Craton Dam Feliciano. SIMP. SUL-BRAS. GEOL. 1. Porto Alegre. Atas. Porto Alegre. SBG - Nucleo 23-SC. p.19-36. 1983.
- Issler, R.S. 1985. Bacia periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. 2, pp. 184-198.
- Janikian, L.; Almeida, R.P.; Fragoso-César A.R.S.; Fambrini, G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua Área-Tipo: Litoestratigrafia, Evolução Paleoambiental e Contexto Tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*. p: 349-362.
- Janikian, L. 2004. Sequências Depositionais e Evolução Paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 189p.
- Janikian, L. et al. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *TerraNova*, (20), 259-266.

- Janikian, L. et al. 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research* 21, 466-482.
- Jost, H. & M.F. Bitencourt. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 7:27-60.
- Jost, H. 1981. Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista, South Brazil. Tese (Doutorado) University of Georgia. Athens, 1981. 272 f.
- Jost H. & Hartmann L.A. 1984. Província Mantiqueira setor meridional, In F.F.M. Almeida & Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blüncher, 345-367.
- Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; Mcnaughton, N.J. & Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40:688-705.
- Lima O.N.B, Uhlein A., Britto W. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 204-215.
- Lusa, M.; Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S. 2010. Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista, RS: a evolução de uma margem continental ativa no Paleoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 40(2):151-166.
- Machado, R.; Fragoso-Cesar, A.R.S. 1987. Deformações brasileiras do cinturão Dom Feliciano no Uruguai. In: *SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3., 1987, Curitiba, PR. Atas... Curitiba, v. 2, p. 911-919.
- Machado, R. & Sayeg, H.S. 1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionam a bacia molássica do Arroio Boicé, RS. *WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS*, 1. Boletim de Resumos Expandidos, 73-76.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P., Zwingmann, H., Borba, A.W., Sbrissa, G.F., 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 29, 400-411.
- Menegat, R.; Fernandes, L.A.D. 2001 A reappraisal of the nature and age of the lateorogenic basins of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil. *Tectonic Studies Group Annual Meeting*, 2001, Leeds (UK).
- Nardi L.S.V., Lima E.F., 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rer. Bras. Geoc*, 15(2):139-146.
- Netto R.G., Paim P.S.G., Rosa C.L.M. 1992. Registro Preliminar da ocorrência de traços fósseis em sedimentos das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: *Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras*, 1, Bol. de Res. Expan., pp:90-96.
- Oliveira, L.D., Koester, E., Soliani Jr., E. 2001. Geoquímica das rochas graníticas póstranscorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. *Geochimica Brasiliensis*: 15(2), p.65-92.
- Oliveira, C.H.E., 2012. Evolução Tectono-Estratigráfica das Bacias Santa Bárbara e Guaritas, Rio Grande do Sul. Rio Grande do Sul Federal University (M.Sc. Dissertation).
- Paim, P.S.G. 1994. Depositional systems and palaeogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins. Brazil. PhD. Thesis. University of Oxford. 277p.
- Paim, P.S.G. 1995. Alluvial Palaeogeography of the Guaritas Depositional Sequence of Southern Brazil. *Spec. Publs. Inter. Ass. Sediment.*, 22, p. 3-16.
- Paim, P.S.G.; Lopes, R.C.; Chemale Jr., F. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO-UERGS, 231-274.

- Paim, P.S.G. & Scherer, C.M.S. 2002. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: P. S. G. Paim; U. F. Faccini; R. G. Netto (Eds) Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares - Estudo de Casos, São Leopoldo, p. 38-58.
- Paim, P.S.G., Chemale JR., F., Wildner, W. 2014. Estágios Evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, Santa Maria, v. 36 Ed. Especial, 2014 p. 183–193. *Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas – UFSM*
- Palacky G.I., 1987, Resistivity characteristics of geological targets. In: M. Nabighian, Editor, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, pp.53-129.
- Pelosi A.P.M.R. 2001. Evolução paleogeográfica das formações Maricá e Crespos (Neoproterozóico III) na porção norte de Sub-Bacia do Camaquã Ocidental, Caçapava do Sul, RS. São Paulo, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 153p.
- Pelosi A. & Fragoso-César A.R.S. 2003. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. *Rev Bras Geoc* 33: 137-148.
- Pelosi, A.P.M.R. 2005. Evolução paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico pré-600 Ma do Rio Grande do Sul. São Paulo. 2005. 146p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Pereira, J.G. 2011. Contribuição ao Estudo Geológico da Bacia do Camaquã - RS, Através de Modelagem Aeromagnética 2,5D. UFRGS, dissertação de Mestrado. 142 pp.
- Pertille, J.; Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Petry, T.S.; Lana, C.C. 2014. Origin of the Ediacaran Porongos Complex, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes.
- Pertille, J.; Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.; Philipp, R.P.; Petry, T.S. 2014. Preliminary studies of provenance of detrital zircons from the Porongos Complex, Neoproterozoic south Brazil: Predominance of Meso and Paleoproterozoic sources. SAAGI (Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica, 2014, São Paulo).
- Philipp, R.P., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul: 2000*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.133-160.
- Philipp, R.P.; Machado, R.; Nardi, L.V.S.; Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (2): 277-290.
- Philipp, R.P.; Machado, R.; Nardi, L.V.S.; Lafon, J.M. 2003. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 277-290.
- Philipp, R.P.; Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, v.19, p. 461-478.
- Philipp, R.P.; Machado, R.; Chemale Jr.,F. 2007. A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C.; (Org.). *50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências. Contribuições. 1 ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1,p. 59-77.
- Philipp, R.P.; Bitencourt, M.F.; Junges, S.L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, SBG, Anais, Curitiba, p.21.

- Philipp, R.P.; Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F. 2009. Significado Geotectônico das unidades Paleoproterozóicas no Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Simpósio 45 Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: EDUSP, 2009. v. 1. p. 283-285.
- Philipp, R.P.; Dussin, I.; Formoso, M.L.L.; Chemale Jr., F.; Campos, R.S. 2010a. Estruturas primárias e tectônicas do Anortosito Capivarita, Pantano Grande (RS): significado e implicações na sua evolução petrogenética. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 40(1):99-110.
- Philipp, R.P.; Campos, R.S., 2010b. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque: registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema, SC.. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40, p. 301-318
- Philipp, R.P.; Campos, R.S.; Massone, H.; Chemale Jr., 2012. Early Post-collisional Brasiliano Magmatism in Botuverá Region, Santa Catarina, Southern Brazil: Evidence from Petrology, Geochemistry, Isotope Geology and Geochronology of the Diabase and Lamprophyre Dikes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 37, p. 266-278.
- Philipp, R.P., Massonne, H-J. & Campos, R. 2013a. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43:8-24.
- Porcher C.A., Leites S.R., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995. Mapa geológico da Folha Passo do Salsinho, estado do Rio Grande do Sul. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM-RS, 339p.
- Remus, M.D.V.; Hartmann, L.A; McNaughton, M.J.; Fletcher, I.R. (1999) Shrimp UPb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1. Boletim de Resumos, p. 83.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P.R; Figueiredo, F.P.M; Tessari, R.I., 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 232 pp. (Boletim 127).
- Ribeiro, M., Fantinel, L., 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-riograndense: I-Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. *Inheringia. Sér. Geol.* 5, 19 e 54.
- Robertson, J.F., 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos - IG/UFRGS*, v. 1 (2). pp. 41-54.
- Salmann, K., L.A. Hartmann M.V.D. Remus, E. Koesterb, R.V. Conceição. 2005. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research* 136 (2005) 159-175.
- Salmann, K, Gerdes, A, Lahaye, Y, Hartmann, LA, Remus, M,V,D" Uifer, A, 2010, Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences* 100, 355-378.
- Silva, L.C., Mcnaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. 41, p. 531-551.
- Soares Jr., A.V.; Hasui, Y.; Costa, J.B.S.; Machado, F.B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 30, n. 4, p. 669-692.
- Soliani JR., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, 425 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Somer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. 1999. Aspectos petrográficos do vulcanismo ácido na porção sul do Platô Taquarembó, Dom Pedrito - RS. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, Boletim de resumos, p. 32.

Sommer, C.A., et al. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18 (3), 237-254.

Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., 1994. Orogen-parallel strike-slip faulting and synkinematic magmatism in the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Tectonics* 13, 421-437.

Vozoff, K., 1991. The Magnetotelluric Method, in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, edited by M.N. Nabighian, Society of Exploration Geophysicists.

Wernick, E. 1978. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 8, n.3, p. 206-16

Wildner, W.; Lima, E.F.; Camozzato, E.; Lopes, R.C. 1997. Vulcanismo Neoproterozóico Cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e aspectos texturais. *A Terra em Revista*, 3 (3), 19-27.

Wildner, W. & Nardi, L.V.S. 2002. Características Geoquímicas e de Posicionamento tectônico do Magmatismo Neoproterozóico aflorante no Platô do Taquarembó - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n. 2, p. 169-184. 2002

Wildner, W, Ramgrab, G.E., Lopes, R. DA C., Hoff, R., Iglesias, C. M. F. Mapa Geológico do Rio Grande do Sul. 2008, CPRM, Porto Alegre. 1 CD.

Zerfass, H.; Almeida, D.M.P.; Gomes, C.H. 2000. Faciologia of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul - RS). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 375-379.

## REFERÊNCIAS (Dissertação)

- Almeida, F.F.M., 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Anais, pp. 24-46.
- Almeida, R.P., 2005 - Tectônica e Sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental). USP, SP, 2005.
- Almeida, D.P.M. *et al.* 2012 Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, in: Al-Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*, pp. 73-135.
- ArcGIS 10.2.2 for Desktop, 2014. Copyright 1999-2014 Esri Inc.
- Babinski, M.; Chemale JR., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R.; Silva, L.C. 1997. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5): 439-442.
- Bahr, K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *J. Geophys.*, v. 62, n. 2, p. 119-124, 1988.
- Bahr, K., 1990. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66, p. 24-38, 1990.
- Bahr, K. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 66, n. 1, p. 24-38, 1991.
- Bhattacharyya, B.K., 1967. Some general properties of potential fields in space and frequency domain: a review. *Geoexploration*, 5:127-143.
- Bendat, J.S.; Piersol, A.G. *Random data: analysis and measurement procedures*. Wiley, 1971. v. 729.
- Berdichevsky, M. N.; Zhdanov, M. S. *Advanced theory of deep geomagnetic sounding*. Number 19. Elsevier Science Ltd, 1984.
- Bicca, M.M. 2013 Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara, Região de Minas do Camaquã – RS. Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS, 130 p.
- Bom, F.M. 2011. Origem e Evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS. Porto Alegre, 73p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bom, F.M.; Philipp, R.P.; Pimentel, M.M.; Junges, S.L.; Zvirtes, G. 2013. Edad U-Pb SHRIMP del metamorfismo del Complejo Várzea do Capivarita y la generación de leucogranitos peraluminosos, Cinturón Dom Feliciano, Rio Grande do Sul, Brasil. Congresso Uruguaio de Geologia, VII, Montevideo, Boletim de Resumos, pg. 21.
- Borba, A.W., 2006 - Evolução Geológica da Bacia do Camaquã (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Porto Alegre, UFRGS, 2006.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, p.605-635, 1953.
- Campos, J.E.G. & Dardenne, M.A. 1994. O sistema fluvial entrelaçado dos conglomerados e arenitos do Membro Abaeté na região de Canabrava MG. III Simp. Bras. Geol. do Cretáceo. Rio Claro SP. p. 185-87.

- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, v. 66, pp. 1-72.
- Cas R.A.F. & Wright J.V. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*, 53:357-380.
- Chave, A.D.; Thomson, D.J.; Ander, M.E. On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer functions. *J. geophys. Res.*, v. 92, n. B1, p. 633-648, 1987.
- Chave, A.D.; Thomson, D.J. A bounded influence regression estimator based on the statistics of the hat matrix. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, v. 52, n. 3, p. 307-322, 2003.
- Chemale JR., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. *Geologia do Rio Grande do Sul*. Ed. Holz, M.; De Ros, L.F., Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p.13-52.
- Colombo, D.; Keho, T.; Janoubi, E.; Aramco, S.; Soyer, W., 2011. Sub-basalt imaging with broadband magnetotellurics in NW Saudi Arabia. SEG San Antonio 2011 Annual Meeting.
- Constable, S. C.; Parker, R.L.; Constable, C. G. 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 3, p. 289-300, 1987.
- Costa, A.F.U., 1997. Teste e Modelagem Geofísica da Estruturação das Associações Litotectônicas Pré-Cambrianas no Escudo Sul-riograndense. Tese de Doutorado, IG/UFRGS Porto Alegre, RS. 291p.
- Constable, S.C., Parker, R.L., Constable, C.G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, vol 52, Nº 3. 289-300 pp.
- CPRM, 1995. Folha Passo do Salsinho SH-22-Y-A-I-4, Escala 1:50.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, 339 p.
- de Raff J.F.M., Boersma J.R., Van Gelder A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 4:1-52.
- Dott R.H.Jr., Bourgeois J. 1982. Hummocky stratification: significances of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93: 663-680.
- Egbert, G.D.; Booker, J.R. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 87, n.1, p. 173-194, 1986.
- Elliott T. 1986. Siliclastic Shorelines. In: H.G Reading (Ed) *Sedimentary Environments and Facies* (2 ed). Oxford, Blackwell Scientific Publications, pp:155-189.
- Faccini, U.F.; Paim, P.S.G.; Fragoso-Cesar, A.R.S. Análise faciológica das molassas brasileiras na região das Minas do Camaquã, Eo-paleozóico do RS. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 3., 1987, Curitiba. Atas... Curitiba: SBG, 1987. p. 75-91. v. 1.
- Fambrini, G.L.; Martin, M.A.B.; McReath, I. & Fragoso, A.R.S.C. 1999. Subaqueous pyroclastic deposits of the Hilário Formation, RS. In: *Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1., 1999, Gramado. Boletim de Resumos, p.34.
- Fambrini, G. L. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) a norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil. 2003. 243 f. Tese (Doutoramento) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Kramer G., Tommasi A., Porcher C.C., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:351-374
- Flores, J.A.A.; Lima, E.F.; Pintaúde, D.A. 1992. Caracterização da sequência vulcano-sedimentar do Membro mangueirão na área do Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul. In: I Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras. *Boletim de Resumos Expandidos*, pp. 39-43.
- Folk R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. The University of Texas, Austin, Hemphill's, 170pp.
- Fragoso-Cesar, A. R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 366p.
- Fragoso-Cesar, A. R.S.; Lavina, E. L.; Paim, P. S. G.; Faccini, U. F. 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, trabalhos, v. 7, p. 3272-3283
- Fragoso-César, A.R.S.; Fambrini, G.L.; Paes de Almeida, R.; Pelosi, A.P.M.R.; Janikian, L.; Riccomini, C.; Machado, R.; Nogueira, A.C.R.; Saes, G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30 (3), pp. 438-441.
- Fragoso-César, A.R.S.; Paes de Almeida, R.; Fambrini, G.L.; Pelosi, A.P.M.R.; Janikian, L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III - Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, pp. 139-144.
- Frantz, J.C., Mcnaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F. & Caravaca, G. 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, 2003, Salvador. Short Papers...Salvador, SBG, v.1, p. 174-177.
- Gonçalves, L.A. 2004. Um estudo sobre a Transformada Rápida de Fourier e seu uso em processamento de imagens / Louis Augusto Gonçalves - Porto Alegre: PPGMAP da UFRGS. 2004. 61p
- Hamblin A.P., Walker R.G. 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth Sci.* 16: 1673-1690.
- Hartmann, L. A.; Leite, J. A. D.; Silva, L. C.; Remus, M. V. D.; Mcnaughton, N. J.; Groves, D. I.; Fletcher, I. R.; Santos, J. O. S. & Vasconcellos, M. A. Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 829-844.
- Hartmann, L. A.; Philipp, R. P.; Santos, J. O. S. & MC Naughton, N. J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). 50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, p. 97-123.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Leite, J.A.D., Porcher, C.C., Mcnaughton, I., Neal, J. 2003. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 75(3), 393-403.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., 2008b. Detrital Zircon U-Pb Age Data, and Precambrian Provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review* 50, 364-374.

- Huber, P.J. Robust statistics. 1981. Wiley, New York.
- Issler, R.S. 1985. Bacia periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. 2, pp. 184-198.
- Janikian, L.; Almeida, R.P.; Fragoso-César A.R.S.; Fambrini, G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua Área-Tipo: Litoestratigrafia, Evolução Paleoambiental e Contexto Tectônico. Revista Brasileira de Geociências. p. 349-362.
- Janikian, L. 2004. Sequências Depositionais e Evolução Paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 189p.
- Janikian, L. *et al.* 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. TerraNova, (20), 259-266.
- Janikian, L. *et al.* 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. Gondwana Research 21, 466-482.
- Johnson H.D., Baldwin C.T. 1986. Shallow Siliciclastic Seas. In: H.G Reading (Ed) Sedimentary Environments and Facies (2 ed) Oxford. Blackwell Scientific Publications, pp: 229-283.
- Jones A.G. 1998. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. Geophysics, v. 53, n. 7, p. 967-978, 1988.
- Jones, A.G.; Jodicke, H.G. Magnetotelluric transfer function estimation improvement by a coherence-based rejection technique. In: c1984.
- Jost, H. & M.F. Bitencourt. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Acta Geológica Leopoldensia, 7: 27-60.
- Journel, A. G. & Huijbregts, J.C.H. (1978) - Mining geostatistics. Academic Press, 600p.
- Larsen, J.C.; Mackie, R.L.; Manzella, A.; Fiordelisi, A.; Rieven, S. Robust smooth magnetotelluric transfer functions. Geophysical Journal International, v. 124, n. 3, p. 801-819, 1996.
- Lavina, E.L.; Faccini, U.F; Paim, P.S.G.; Fragoso-César, A.R.S. 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-paleozóico do Rio Grande do Sul. Acta Geológica Leopoldensia, v. 21, pp. 185-227.
- Leinz, V.; Barbosa, A.F.; Teixeira, E. 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Boletim 90, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio - RS, 39p.
- Leite, J. A. D.; Hartmann, L. A.; Mcnaughton, N. J. & Chemale JR., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. International Geology Review, 40: 688-705.
- Leites, S.R.; Lopes, R.C.; Wildner, W.; Porcher, C.A.; Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. Congresso Brasileiro de Geologia 36. pp. 300-312.
- Lopes, R.C.; Wildner, W.; Sander, A.; Camozzato, E. 1999. Alogrupos Guaritas: aspectos gerais e considerações sobre o posicionamento do vulcanismo Rodeio Velho (encerramento do ciclo brasileiro ou instalação da bacia do Paraná?). In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Boletim de Resumos, p. 17.

- Lusa, M.; Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S. 2010. Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista, RS: a evolução de uma margem continental ativa no Paleoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 40(2):151-166.
- Madden, T.; Nelson, P. A defense of Cagniard's magnetotelluric method, ONR. Rept, NR 371-401, Geophysics. Lab., MIT., 1964.
- Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P., Zwingmann, H., Borba, A.W., Sbrissa, G.F., 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 29, 400-411.
- Menegat, R., (Org.). 1998. Atlas Ambiental de Porto Alegre. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998.
- Menegat, R.; Fernandes, L.A.D. 2001 A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil. *Tectonic Studies Group Annual Meeting, 2001, Leeds (UK)*.
- Menegat, R.; Fernandes, L.A.D. 2003 Bacia pós-orogênicas do Escudo Sul-riograndense: contexto tectônico e arcabouço estratigráfico. In: *I Encontro sobre a estratigrafia do Rio grande do Sul: Escudo e Bacias*, pp. 123-130.
- Menezes P.T.L. 2013. Fundamentos do Método Magnetotelúrico na Exploração de Hidrocarbonetos. Rio de Janeiro: SBGf, 2013. 208 pp.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York. 582pp.
- Nardi L.S.V., Lima E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rer. Bras. Geoc*, 15( 2): 139-146.
- Netto R.G., Paim P.S.G., Rosa C.L.M. 1992. Registro Preliminar da ocorrência de traços fósseis em sedimentos das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: *Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras*, 1, Bol. de Res. Expan., pp:90-96.
- Oliveira, L.D., Koester, E., Soliani Jr., E. 2001. Geoquímica das rochas graníticas pós-transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. *Geochimica Brasiliensis*: 15(2), p. 65-92.
- Oliveira, C.H.E. 2012. Evolução Tectono-estratigráfica das Bacias Santa Bárbara e Guaritas, Rio Grande do Sul. *Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília-UNB*. Pp. 102.
- Oyhantçabal, P.B., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London*, 166: 1075-1084.
- Paim, P.S.G.; Scherer, C.M.S., 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: Paim, P.S.G.; Faccini, U.F.; Netto, R.G. (eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – Estudo de casos*. São Leopoldo: Unisinos, 2003. p. 38-58.
- Paim, P.S.G. 1994. Depositional systems and palaeogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins. Brazil. PhD. Thesis. University of Oxford. 277p.
- Paim, P. S. G. Alluvial paleogeography of the Guaritas depositional sequence of southern Brasil. In: PLINT, A. G. (Ed.). *Sedimentary Facies Analysis. International Association of Sedimentologists – Special Publication* 22, 1995, p. 3-16.

Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F.; Lopes, R.C. 2000 A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO-UFRGS, 231-274.

Paim, P.S.G.; Lopes, R.C.; Chemale Jr., F. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul, CIGO-UFRGS, 231-274.

Paim, P.S.G., Chemale JR., F., Wildner, W. 2014. Estágios Evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). Ciência e Natura, Santa Maria, v. 36 Ed. Especial, 2014 p. 183–193. Revista do Centro de Ciências Naturais e Exatas – UFSM.

Palacky, G.J., 1987, Resistivity characteristics of geologic targets, in Nabighian, M.N., ed., Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory: Tulsa, Okla., Society of Exploration Geophysicists, v. 1, p. 53-129.

Paraná-Sul: Influência dos lineamentos regionais na estruturação estratigráfica da Bacia do Paraná no extremo sul do Brasil: reavaliação dos dados de superfície e subsuperfície. Integrantes: Ubiratan Ferruccio Faccini, Paulo Sergio Gomes Paim, Ernesto Lavina, Renata Guimarães Netto, Ricardo Cunha Lopes, Francisco Manoel Wohnrath Tognoli, Ruy Paulo Philipp, Wilson Wildner, Silvia Beatriz Alves Rolim, Andréa Ritter Jelinek, Fernando Farias Vesely, Joice Cagliari, Leônidas Malta Soares da Rocha, Marlise Colling Cassel, Heiny Paim Kloss, Gustavo Zvirtes. Financiador(es): Petroleo Brasileiro S A - Auxílio financeiro / Universidade Federal do Paraná - Cooperação / Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Cooperação. 2014.

Pelosi A.P.M.R. 2001. Evolução paleogeográfica das formações Maricá e Crespos (Neoproterozóico III) na porção norte de Sub-Bacia do Camaquã Ocidental, Caçapava do Sul, RS. São Paulo, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 153p.

Pelosi, A.P.M.R., Fragoso-Cesar, A.R.S., 2003. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de Geociências 33, 137-148.

Pereira, J.G. 2011. Contribuição ao Estudo Geológico da Bacia do Camaquã - RS, Através de Modelagem Aeromagnética 2,5D. UFRGS, dissertação de Mestrado. 142pp.

Philipp, R. P.; Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, Londres, v. 19, p. 461-478.

Philipp, R.P. & Camozzato, E. 2009a. A colocação do Batólito Pelotas e suas relações com o metamorfismo regional orogênico no cinturão Dom Feliciano, RS. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 12; International Symposium of Tectonic Studies, 6, 2009, OURO PRETO. ANAIS... OURO PRETO, SBG, p. 112

Philipp, R.P., Massonne, H-J. & Campos, R. 2013a. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 43: 8-24.

Philipp, R.P.; Bitencourt, M.F.; Junges, S.L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. Congresso Brasileiro de Geologia, 46, SBG, Anais, Curitiba, p.21.

Philipp, R.P.; Dussin, I.; Formoso, M.L.L.; Chemale Jr., F.; Campos, R.S. 2010a. Estruturas primárias e tectônicas do Anortosito Capivarita, Pantano Grande (RS): significado e implicações na sua evolução petrogenética. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 40(1):99-110.

Philipp, R.P.; Machado, R. 2002a. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS. Pesquisas Em Geociências, Porto Alegre, v. 29, n. 1, p. 43-60.

Philipp, R.P.; Machado, R.; Chemale Jr., F. 2007. A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C.; (Org.). 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. 1 ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 59-77.

Philipp, R.P.; Machado, R.; Nardi, L.V.S.; Lafon, J.M. 2003. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 277-290.

Phoenix, 1990. Phoenix Geophysics, 3781 Victoria Park Avenue, Unit 3 Toronto, Ontario, Canada M1W 3K5.

Pilar, M.A.D.; Zervas, H.; Basei, M.A.; Petry, K.; Gomes, C.H., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS - Brasil). Gondwana Research, V. 5, N° 3, pp. 721-733.

Porcher C.A., Leites S.R., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995. Mapa geológico da Folha Passo do Salsinho, estado do Rio Grande do Sul. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM-RS, 339p.

RECON, 2011. Austin GeoModeling, Inc. 1996-2014.6500 River Place Blvd Building 4, Suite 107 Austin, Texas 78730 USA.

Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Groves D.I., Reischl J.L.. 1997. Pb and S isotope signature of sulphides and constraints on timing and sources of Cu (Au) mineralisation at Camaquã and Santa Maria Mines, Caçapava do Sul, southern Brazil. In: SSAGI-South-American Symposium on Isotope Geology, Resumos Expandidos, 253-255.

Remus, M. D. V.; Hartmann, L. A.; McNaughton, M.J.; Fletcher, I. R. (1999) Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1. Boletim de Resumos, p. 83.

Ribeiro M. 1983. Informes sobre a Formação Maricá. Inheríngia, Série Geologia, Porto Alegre, 7: 1-50.

Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo, F., P.M.; Tessari, R.I., 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 232 pp. (Boletim 127).

Ribeiro, M. & Lichtenberg, E., 1978. Síntese da geologia do escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXX, Recife, 1978. Anais do..., Recife, SBG, 1978. v. 6, p. 2451-63.

Robertson, J.F., 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio grande do Sul, Brazil. Notas e Estudos - IG/UFRGS, v. 1 (2). pp. 41-54.

Rodi, W.; Mackie, R., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics, v. 66, n. 1, p. 174-187, 2001.

Saalmann, K.; Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, Southern Brazil. Geological Magazine, v. 143 (1), pp. 59-88.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V. 2005a. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel belt, southernmost Brazil: Evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the La Plata Craton. Precambrian Research 136, 159-175.

- Santos, A.C.L., 2012. Imageamento Magnetotelúrico de Estruturas da Listosfera na Porção SE da Província Borborema. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências UNB. Brasília, DF, 2012. 160 pp.
- Serson, P.H. 1973. Instrumentations for induction studies on land. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7:313-322.
- Silva, L.M.C 2006. Uma Nova Metodologia para Inversão e Coleta de Dados Magnetotelúrico. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará.
- Silva, L.C., Mcnaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. 41, p. 531-551.
- Silva Filho, M.A. 1997. Evolução Geológica; Petrolina. In: ANGELIM, Luiz Alberto de Aquino. (Org.). Petrolina; Folha SB. 24-V-C Geologia e Metalogênese. Brasília, 1997, v. 1, p. 59-61.
- Silva Filho, M.A.; Torres, H.H.F.; Melo, C.B.M., 1996. As Megaestruturas contracionais do Médio São Francisco. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, 1996, Salvador. Sessões Técnicas. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. v. 1, p. 473-475.
- Sims, W.E.; Bostick, F.X.; Smith, H.W. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, v. 36, n. 5, p. 938-942, 1971.
- Soliani JR., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, 425 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Somer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. 1999. Aspectos petrográficos do vulcanismo ácido na porção sul do Platô Taquarembó, Dom Pedrito - RS. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, Boletim de resumos, p. 32.
- Somer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. de; Pierosan R., Waichel, B.L. 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In: I Encontro Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre. Anais... v. 1, p: 105-110.
- Spratt, J.E.; Craven, J.; 2009. Imaging the Nechako Basin, British Columbia, using Magnetotelluric Methods. *Frontiers+Innovation*, 2009 CSPG CSGE CWLS Convention. Calgary, Alberta, Canada.
- Sutarno, D.; Vozoff, K. Phase-smoothed robust m-estimation of magnetotelluric impedance functions. *Geophysics*, v. 56, n. 12, p. 1999-2007, 1991.
- Swift, C.M.A , 1967. Magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern. United State. Tesis (Doctoral) M. I. T., 1967.
- Tommasi, A., Vauchez ,A., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., 1994. Orogen-parallel strike-slip faulting and synkinematic magmatism in the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Tectonics* 13, 421-437.
- Travassos, J.M.; Beamish, D. Magnetotelluric data processing - a case study. *Geophysical Journal*, v. 93, n. 2, p. 377-391, 1988.
- Vozoff, K., 1972, The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins: *GEOPHYSICS*, 37, 98-141.
- Walker R.G. 1992. Turbidites and submarine fans. In: R.G. Walker & N.P James (Eds) *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Ontario, Canada. Geol. Assoc. Can., pp: 239-265

Walker R.G., Plint A.G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: R.G. Walker & N.P. James (Eds) *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Ontario, Canada. Geol. Assoc. Can., pp:219-239.

Weidelt, P., 1972. The inverse problem of geomagnetic induction. *Zeitschrift für Geophysik*, n. 38, p. 257-289, 1972.

Wildner, W. & Nardi, L.V.S. 2002. Características Geoquímicas e de Posicionamento tectônico do Magmatismo Neoproterozóico aflorante no Platô do Taquarembó - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n. 2, p. 169-184. 2002

Wildner, W.; Lima, E.F.; Camozzato, E.; Lopes, R.C. 1997. Vulcanismo Neoproterozóico Cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e aspectos texturais. *A Terra em Revista*, 3 (3), 19-27.

Wildner et al. Mapa Geológico do RS, escala 1:750.000. Programa Geologia do Brasil (integração, atualização e difusão de dados da geologia do Brasil, subprograma Mapas Geológicos Estaduais). 2008.

Zerfass, H.; Almeida, D.M.P.; Gomes, C.H. 2000. Faciologia of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul - RS). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 375-379.