

Aquisição magnetométrica na transição Bacia de Pelotas/embasamento do Estado do Rio Grande do Sul, municípios de Capão da Canoa, Terra de Areia, Osório e Maquiné – Resultados preliminares.

Maximilian Fries¹, Marco Antônio Fontoura Hansen¹, José Pedro Rebés de Lima¹, Felipe Caron¹, George Caminha Maciel¹, Marcelo Lusa¹ e Moisés Razera¹

¹Universidade Federal do Pampa, Laboratório de Geofísica Aplicada/LGA, Grupo de Estudos Geofísicos e Costeiros/GeoCoMar – Campus Caçapava do Sul

Copyright 2013, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 26-29, 2013.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Resumo

O presente estudo visa obter um melhor entendimento das litologias e arcabouço geológico-estrutural na região Costeira do Estado do Rio Grande do Sul, RS, municípios de Capão da Canoa, Terra de Areia, Osório e Maquiné. Foi empregado o método geofísico da magnetometria terrestre em uma escala de semidetalhe, associado a informações geológicas de superfície. A identificação de lineamentos, falhamentos e profundidade do limite embasamento/sedimentos fornecem subsídios para a formulação e refinamento de modelos de evolução e compartimentação da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. o método magnetométrico mostrou-se uma eficaz ferramenta na identificação e análise preliminar. Serviu, também, como subsídio para determinação de novas aquisições, adensamento de pontos medidos e para proposta de novas metodologias integradas para identificação, análise e avaliação.

Introdução

Métodos geofísicos denominados de potenciais, como a magnetometria, quando associado a técnicas de processamento e realce, correlacionados com informações de superfície, fornecem informações a respeito das litologias presentes em diferentes níveis de profundidade e de seus limites laterais. O arcabouço tectono-estratigráfico da Bacia de Pelotas, inserida no contexto da conhecida Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS) e sua evolução, possui direta relação com as feições estruturais e lineamentos que compõem o embasamento e vem sendo, também, alvo de diversos estudos nas últimas décadas. Um levantamento geofísico magnetométrico terrestre em uma região onde a escala de detalhamento geofísico é ainda escassa e, por vezes, inexistente, possibilita a identificação dos limites laterais e em profundidade dessas estruturas e lineamentos, preenchidos pelas rochas vulcânicas que compõem o

embasamento em superfície e em subsuperfície. O objetivo deste trabalho é contribuir com a caracterização do arcabouço estrutural do embasamento da Bacia de Pelotas na área de estudo. Uma abordagem preliminar, por meio de perfis magnetométricos ao longo das principais rodovias e acessos, permite a identificação das principais anomalias magnéticas servindo como subsídios para novas aquisições, interpretações e modelamentos geofísicos de maior detalhe.

Localização da área e histórico

A região de estudo é delimitada pelos municípios de Osório, Maquiné, Terra de Areia e Capão da Canoa e situa-se a 160 km da cidade de Porto Alegre e a 450 km de Caçapava do Sul, Estado do Rio Grande do Sul, RS. O acesso dá-se por meio da RS – 290 até a cidade de Osório e pela RS 407 até Capão da Canoa (Figura 1).

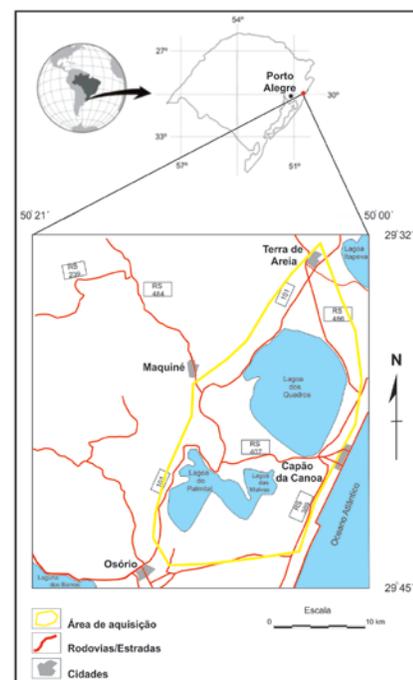


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo (em amarelo), principais rodovias, estradas e limites da área de aquisição.

Contexto geológico da área

A região deste estudo situa-se, no contexto geológico e geomorfológico, na denominada Planície Costeira do Rio Grande do Sul. É representada pelas rochas sedimentares da Baía de Pelotas, segmento meridional das bacias marginais que compõem a margem continental brasileira e, pelas rochas do embasamento. O embasamento faz parte da denominada Província da Mantiqueira segundo ALMEIDA *et al* (1981), composta pelas unidades do Escudo Sul Rio Grandense e da Bacia Sedimentar do Paraná.

Segundo FONTANA (1996), a história da Baía de Pelotas pode ser dividida em três grandes fases. Essas fases corresponderiam à formação de uma Megassequência rifte, desenvolvida nos momentos iniciais de abertura, seguida por uma Megassequência Transgressiva que tem início no Aptiano. A partir do Paleoceno, teria início o desenvolvimento da Megassequência Regressiva. Essas três megassequências poderiam ser subdivididas em 17 sequências deposicionais, cinco pertencentes à fase transgressiva e 12 à fase regressiva.

No trabalho de BUENO *et al.* (2007) as grandes fases de preenchimento da bacia são denominadas Supersequências Pré-rifte, Pós-rifte e Drifte. A Supersequência Pré-rifte está relacionada com processos magmáticos associados ao estágio inicial de rifteamento, com a geração de espessos derrames vulcânicos (Grupo Serra Geral). O magmatismo continental teria idade entre 138 e 127 Ma, com ápice em torno de 132 Ma.

A supersequência Rifte pode ser dividida em dois estágios, o Rifte I, com predomínio de basaltos (Fm. Imbituba) e o Rifte II, com a deposição de siliciclásticos (Fm. Cassino). Esta fase consiste do preenchimento de meio-grabens antitéticos, a partir de, aproximadamente 125 Ma.

A Supersequência Pós-Rifte é composta pela Suíte Vulcânica da Formação Curumim (basaltos, andesitos, traquiandesitos), intercalada com sedimentos lacustres que gradam para arenitos e carbonatos marinhos

Com a continuidade da abertura tem início a Supersequência Drifte, que pode ser dividida em três fases: inicial (plataforma rasa), intermediária (transgressiva) e final (cunha regressiva).

A fase inicial, de idade Albiana, é marcada por depósitos carbonáticos e siliciclásticos (Fm Portobelo e Tramandaí) sobre delgadas seções de evaporitos da Formação Ariri. Esta fase termina com início do ciclo transgressivo que se estende entre o Albiano e o Oligoceno. O ciclo transgressivo é composto por 12 sequências as quais podem ser agrupadas em três etapas distintas.

O fim da Supersequência Drift é marcado pela fase regressiva, que possui quatro sequências, cuja progradação caracteriza uma cunha siliciclástica Formação Cidreira e Imbé, que se desenvolveu entre o Mioceno e o Holoceno.

No trabalho realizado por ABREU (1998) a Baía de Pelotas foi dividida em quatro unidades: Embasamento, Fase Transgressiva (Aptiano-Turoniano), Fase Agradacional (Coniaciano-Eoceno) e Fase Regressiva (Oligoceno-Recente).

A PCRS corresponde à morfologia da parte proximal, emersa, da Baía de Pelotas, uma bacia marginal aberta que, como consequência dos processos de abertura e expansão do Atlântico Sul, desenvolveu-se no extremo sul da margem continental brasileira. A bacia acumulou um pacote de sedimentos predominantemente siliciclásticos que alcança, em seu depocentro, uma espessura superior a 12 km (FONTANA, 1996). A PCRS é uma expressão geomorfológica superficial da porção mais proximal deste pacote sedimentar. Os depósitos sedimentares acumulados na PCRS são provenientes da erosão de duas áreas fontes principais. Na porção central e sul as fontes são representadas pelas rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. Na porção norte da planície as fontes principais são as rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, de idade paleozoica e mesozoica TOMAZELLI & VILLWOCK (2000).

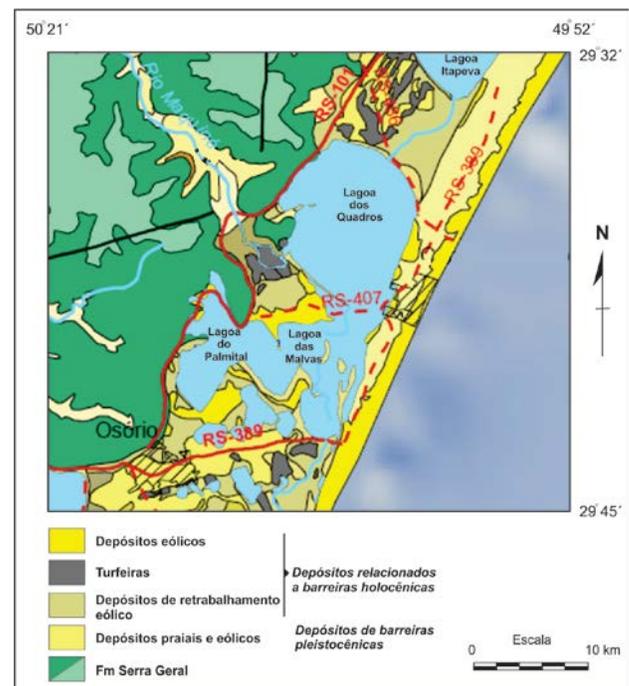


Figura 1: Mapa geológico no contexto regional da área de estudos com as litologias referentes a transição costeira/embasamento segundo CPRM, (2008).

Material e métodos

Foram adquiridos até o presente momento um total de 191 estações magnetométricas terrestres ao longo das principais rodovias e estradas de acesso (Figura 3). As leituras magnéticas das estações levantadas foram

obtidas através de um magnetômetro de precessão de prótons da GEM Systems Inc, modelo GSM – 19T. O espaçamento entre cada estação medida foi de 500 metros. O georeferenciamento das estações foi realizado usando-se um receptor GPS portátil de mão com posterior verificação em carta topográfica e geológica da consistência das coordenadas, em função da escala de trabalho adotada.

Mapa magnetométrico de campo total

O mapa de campo magnético anômalo total é produto de um *grid* gerado por meio de interpolação, aplicando o método da mínima curvatura. Possui 105 X 103 pontos (direções X e Y respectivamente) com células de 250X250 metros. Para o registro das variações diurnas do campo magnético terrestre, foi empregado um magnetômetro *Base* que registrou as leituras de forma contínua a cada 60 segundos, e um magnetômetro *Móvel* para as leituras das estações magnetométricas levantadas ao longo da área. A estação base para a correção diurna dos levantamentos magnetométricos foi locada próxima ao município de Capão da Canoa, em local livre de ruídos.

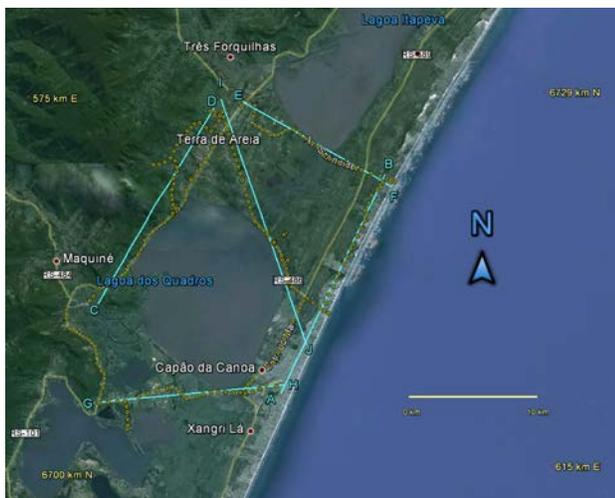


Figura 3: Mapa de pontos das estações magnetométricas medidas na área de estudo e os perfis determinados A – B, C – D, E – F, G – H e I – J.

Para obtenção dos dados corrigidos aplicou-se a remoção posterior de um nível de base de 22.622,5 nT considerado representativo do campo principal da Terra na época do levantamento. Todos procedimentos para correção diurna foram executados de acordo com o manual do equipamento e os cálculos para interpolações dos dados de base/móvel através de *Software* apropriado. A base de dados com todas as estações magnetométricas, coordenadas, geração de *grid*, anomalias magnéticas, mapas de isovalores sombreados e perfis foram elaborados por rotinas executáveis em um *software* apropriado.

Resultados obtidos

Mapas geofísicos das anomalias magnéticas resultante de processamento e técnicas de realce foram gerados de acordo com a Figura 4 com o objetivo de se verificar o comportamento das feições anômalas apresentadas. Cinco perfis traçados próximos às estações medidas foram determinados no mapa de campo anômalo total (Figura 4A). Valores elevados com alto gradiente horizontal e elevadas amplitudes são detectados ao longo de uma faixa de direção NE-SW de acordo com os mapas apresentados na Figura 4 A, B, C e D. Amplitudes menores e atenuadas são visíveis ao longo de um domínio de direção, também, NE-SW

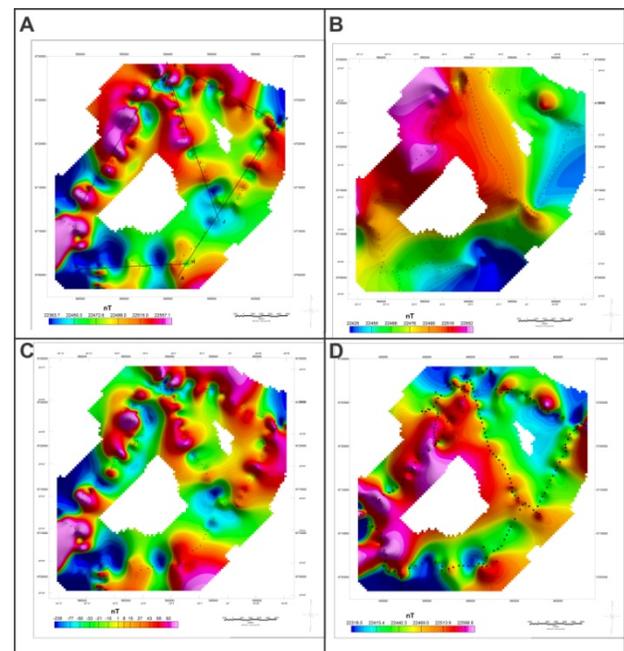


Figura 4: Mapas dos valores magnéticos, estações e respectivas anomalias observadas: **A)** campo anômalo, **B)** tendência (superfície grau 4), **C)** resíduos e **D)** reduzidos ao pólo.

As direções paralelas à linha de costa NE-SW são representadas pelos perfis A-B e C-D de acordo com a Figura 5. Há uma diferença de amplitude entre os dois domínios observados de acordo com o mapa de campo anômalo total.

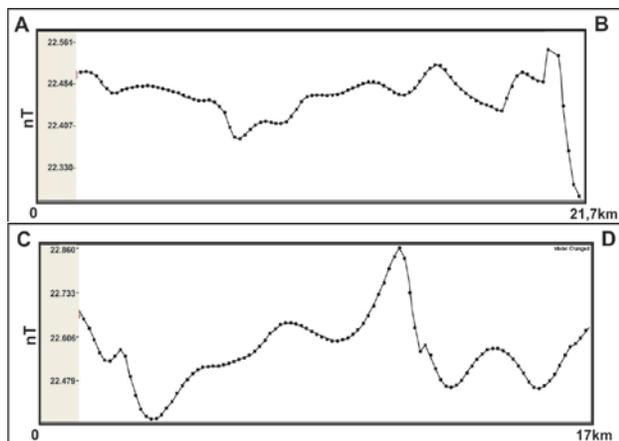


Figura 5: Perfis A – B e C – D dos dados magnéticos anômalos observados.

As direções perpendiculares à linha de costa são representadas pelos perfis E-F e G-H e possuem, também, significativa diferença quanto às amplitudes e frequências (perfil G – H) dos valores anômalos magnéticos (Figura 6).

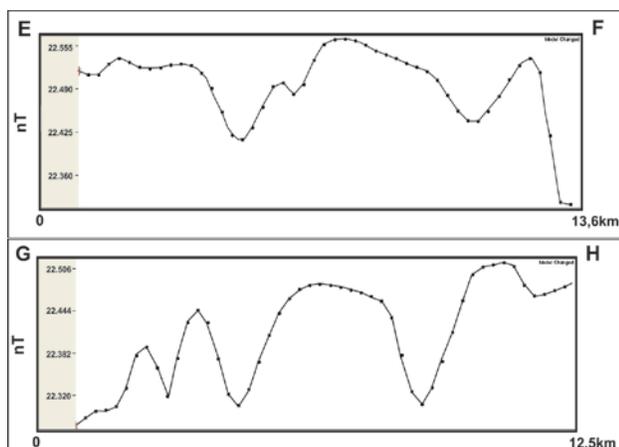


Figura 6: Perfis E – F e G – H dos dados magnéticos anômalos observados

O perfil de direção NW – SE apresenta amplitudes elevadas das anomalias magnéticas, porém, com altas frequências no domínio próximo as serra e de pouca influência dos sedimentos costeiros (Figura 7).

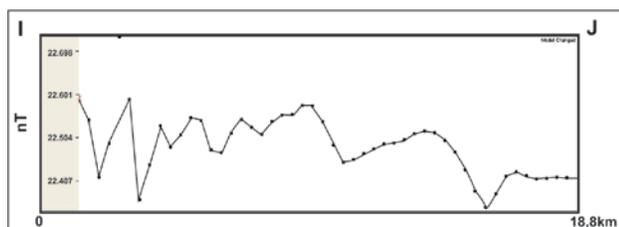


Figura 7: Perfil I – J dos dados magnéticos anômalos observados.

Discussão e conclusões

A baixa densidade de estações magnetométricas medidas é um fator que determinou a análise por meio dos perfis aqui apresentados. Limites impostos pelo processamento, como o método de interpolação (efeitos de borda), fatores antrópicos/culturais geradores de ruídos inerentes ao método magnetométrico e a baixa densidade de pontos justificam esta abordagem. O espaçamento usado para a amostragem de 500 metros, possibilita, ao longo dos perfis, detectar-se significantes diferenças nas amplitudes e frequências, relacionadas a presença de alta susceptibilidade causada, na sua maioria pelos materiais em subsuperfície (rochas vulcânicas, sedimentos e solo). Nos perfis G - H e I - J há uma transição de altas para baixas frequências caracterizando um contraste lateral de rochas com alta resposta magnética/níveis mais rasos para rochas com menores susceptibilidades ou possivelmente níveis mais profundos. A distância das fontes magnéticas (diques e *sills*) de diferentes profundidades e larguras são os prováveis causadores destes diferentes padrões anômalos detectados em dois domínios predominantes. A faixa de domínio NE-SW situada na região de influência das rochas da Formação Serra geral confirma este padrão juntamente com materiais correlatos como leques aluviais, material de escorregamento próximo as encostas, rejeitos de obras e do solo oriundo desta litologia. A presença no solo de minerais neofomados com alta susceptibilidade como a hematita contribui, também, para as anomalias mais tênues observadas. Anomalias de grande amplitude e altas frequências são prováveis produtos de basculamentos, falhamentos e lineamentos que se estendem abaixo dos sedimentos e prolongam-se na Bacia de Pelotas, sendo responsáveis pelo arcabouço tectono-estratigráfico reconhecido atualmente. A aquisição feita neste estudo corrobora com a presença de blocos delimitados por falhamentos e estruturas causadas pelo vulcanismo da fase *pré-rifte* e *rifte* da plataforma continental brasileira. Eventos mais tardios neotectônicos, causadores de processos endógenos (diagênese) e exógenos, (sedimentares e geoquímicos) são, também, possíveis causadores das anomalias de menor amplitude e baixa frequência observadas na área. Considerando que nesta região proposta, o arcabouço estrutural, a compartimentação dos blocos e sua correlação com a evolução do embasamento e da Bacia de Pelotas necessitam de maior detalhamento e novas técnicas investigativas, o método magnetométrico mostrou-se uma eficaz ferramenta na identificação e análise preliminar. Serviu, também, como subsídio para determinação de novas aquisições, adensamento de pontos medidos e para proposta de novas metodologias integradas para identificação, análise e avaliação.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Pró-Reitoria de Pesquisa/PROPESQ da Universidade Federal do Pampa

pelo auxílio através dos editais: i) Apoio à Pesquisa na compra do equipamento EM-34 3XL do projeto de n. 03.002.09 e apoio nas atividades de campo ii) Edital Apoio a Grupos de Pesquisa 2012.

Referências

ABREU, V. S. 1998. Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa). Implications for global sea-level changes. Houston, 354p. Tese de Doutorado – Rice University, Houston, Texas. USA.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y., NEVES, B.B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an Introduction. *Earth Science Review*. 17: 1-29.

BUENO, G. V.; ZACHARIAS, A. A.; OREIRO, S. G.; CUPERTINO, J. A.; FALKENHEIN, F. U. H. e MARTINS NETO, A. M. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 15(2): 551-559.

FONTANA, R.L. 1996. Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Porto Alegre, 214 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

TOMAZELLI, L.J. e VILLWOCK, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: Holz, M. e De Ros, L.F. (eds) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre. p. 375-406.