

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

AUGUSTO CÉSAR DE OLIVEIRA

**CORRELAÇÃO DE RESULTADOS SÍSMICOS E MAGNETOTELÚRICOS NA
BACIA DO PARANÁ, SE DO BRASIL**

**Caçapava do Sul
2019**

AUGUSTO CÉSAR DE OLIVEIRA

**CORRELAÇÃO DE RESULTADOS SÍSMICOS E MAGNETOTELÚRICOS NA
BACIA DO PARANÁ, SE DO BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geofísica da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geofísica.

Orientador: Marcus Vinicius Aparecido
Gomes de Lima

**Caçapava do Sul
2019**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

0048c Oliveira, Augusto César

CORRELAÇÃO DE RESULTADOS SÍSMICOS E MAGNETOTELÚRICOS NA
BACIA DO PARANÁ, SE DO BRASIL / Augusto César Oliveira.
126 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOFÍSICA, 2019.

"Orientação: Marcus Vinicius Aparecido Gomes Lima".

1. Correlação. 2. Magnetotelúrico. 3. Sísmica. 4.
Geofísica. I. Título.

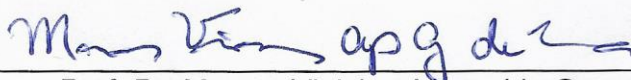
AUGUSTO CÉSAR DE OLIVEIRA

**CORRELAÇÃO DE RESULTADOS SÍSMICOS E MAGNETOTELÚRICOS NA
BACIA DO PARANÁ, SE DO BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geofísica da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geofísica.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 03 de 07 de 2019.

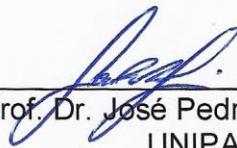
Banca examinadora:



Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima
Orientador
UNIPAMPA



Prof. Dr. Mario Jesus Tomas Rosales
UNIPAMPA



Prof. Dr. José Pedro Rebes de Lima
UNIPAMPA

AGRADECIMENTO

Agradeço primeiramente a todos os amigos que muito amo e que me deram suporte para superar os obstáculos para chegar ao final desta etapa. Em especial Ana Paula, Alex Junior, Daniel H. Caetano, Bruno Costa, William Brasil, Eloisa Nascimento, Luís Guilherme, Guilherme Guadalupe, Tulio Resende, Wagner Teixeira, Frederico e Mario Junior.

A todos os meus familiares e profissionais que foram importantíssimas nestas etapas, sem elas com certeza eu não teria conseguido chegar onde cheguei. Em especial Debora Freitas, Hervandil, Ricardo Bernardini, Everton Frigo, Bruno Silva, Helena Oliveira, Leopoldo Oliveira, Elmo Henrique, Helena Oliveira (Leininha), Liara Londero e Leila.

Ao Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima pelo apoio e fé em mim para que eu conseguisse finalizar este trabalho.

Uma menção especial ao falecido coorientador Icaro Vittorello por sua ajuda na disposição de dados e toda disponibilidade fornecida para a realização deste trabalho.

Um último agradecimento especial a minha mãe, Claudia Roberta Leite e a meu pai, Elcio José de Oliveira. Apesar de distantes de mim durante este trabalho, eles foram toda a força e base que precisei para não desistir e seguir em frente até o final.

“Para trás nem pra pegar impulso. Porque não falta quem queira te fuder! Seu bosta!”

Clovis de Barros Filho

RESUMO

A correlação de resultados em trabalhos geofísicos é utilizada para melhor entendimento dos resultados e podem nos levar a encontrar possíveis soluções para os modelos em subsuperfície. Este trabalho tem como objetivo correlacionar resultados modelados pelo método magnetotelúrico a um modelo proposto por dados sísmicos do projeto PABBRISE (*Paraná Basin, Brasília-Ribeira belts Seismic Experiment*), realizado no estado de São Paulo no segundo semestre de 2013. A área de estudo do presente trabalho está localizado no estado de São Paulo e representa um perfil sísmico e magnetotelúrico de aproximadamente 700 km de extensão na direção NW-SE que teve início no município de Santa Clara D'Oeste nas margens do rio Paraná e se estendeu até a cidade do litoral norte paulista, Caraguatatuba, na região da Bacia do Paraná. O resultado deste trabalho é uma seção geoeletrica modelada em 1D, a partir do método magnetotelúrico, que quando correlacionada em conjunto com o modelo sísmico e o modelo magnetotelúrico propostos anteriormente por outros autores, resulta em um melhor entendimento da complexidade do meio geológico.

Palavras-Chave: Correlação, Magnetotelúrico, Sísmica, Geofísica.

ABSTRACT

The correlation of results in geophysical work is used to better understand the results and may lead us to find possible solutions for subsurface models. This work aims to correlate results modeled by the magnetotelluric method to a model proposed by seismic data from the PABBRISE (Paraná Basin, Brasília-Ribeira belts Seismic Experiment) project, carried out in the state of São Paulo in the second half of 2013. The study area of this work is located in the state of São Paulo and represents a seismic and magnetotelluric profile of approximately 700 km in NW-SE direction that began in the municipality of Santa Clara D'Oeste on the banks of the Paraná River and extended to the city of north coast of São Paulo, Caraguatatuba, in the region of the Paraná Basin. The result of this work is a geoelectric section modeled in 1D from the magnetotelluric method, which when correlated together with the seismic model and the magnetotelluric model previously proposed by other authors, results in a better understanding of the complexity of the geological environment.

Keywords: Correlation, Magnetotelluric, Seismic, Geophysics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa tectônico simplificado da região em estudo com a localização do perfil PABBRISE	03
Figura 2 - Espectro de potência das variações naturais do campo magnético. A inserção mostra a potência do sinal reduzido dentro da faixa de frequência de banda morta.	08
Figura 3 – Figura que representa a solução de modelagem magnetotelúrica realizada em 1D, considerando a Terra em camadas homogêneas e com n camadas. Cada camada tem sua própria resistividade e espessura	16
Figura 4 – Seção com o modelo bidimensional de velocidades sísmicas de ondas P para a crosta e manto superior derivado por modelagem direta ao longo do perfil PABBRISE.	19
Figura 5 - Perfil MT contendo 42 estações banda larga com espaçamento médio de 10 km entre si. Também são mostradas as localizações de poços adjacentes, estações sísmicas e cidades ao redor do perfil.	21
Figura 6 - Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade do skin depth máximo	22
Figura 7 - Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade de 5 km	22
Figura 8 – Curvas de resistividade aparente e fase que representam a junção das bandas processadas separadamente, cada cor representa uma janela do espectro dividido no momento do processamento.	24
Figura 9 – Curvas de resistividade aparente e fase processadas pelo grupo de pesquisas em Geomagnetismo da Divisão Geofísica Espacial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – GEOMA/DGE/INPE.	25
Figura 10 - Seção da análise dimensional por período realizado pelo algoritmo WALDIM apresentado por A Marti, P Queralt, J Ledo (2009) e processado pelo grupo de pesquisas em Geomagnetismo da Divisão Geofísica Espacial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – GEOMA/DGE/INPE.	27
Figura 11 – Curva de resistividade e fase invertidas pelo algoritmo GENETIC-MT1D da estação SNB052A.	28
Figura 12 – Curva de resistividade e fase invertidas pelo algoritmo GENETIC-MT1D da estação SNB036A.	29

Figura 13 – Curva de resistividade e fase invertidas pelo algoritmo GENETIC-MT1D da estação SNB044A.	29
Figura 14 – Curva de resistividade e fase invertidas pelo algoritmo GENETIC-MT1D da estação SNB028A.	30
Figura 15 – Modelo de integração das seções geolétricas no modo XY com profundidade até 50 km, processadas pelo algoritmo GENETIC-MT1D e do resultado sísmico proposto por BERNARDES, R.B, (2015).....	31
Figura 16 – Modelo de integração das seções geolétricas no modo YX, com profundidade até 50 km processadas pelo algoritmo GENETIC-MT1D e do resultado sísmico proposto por BERNARDES, R.B, (2015).....	32
Figura 17 – Modelo de integração das seções geolétricas no modo XY, com profundidade até 5 km processadas pelo algoritmo GENETIC-MT1D e do resultado sísmico proposto por BERNARDES, R.B, (2015).....	33
Figura 18 – Modelo de integração das seções geolétricas no modo YX, com profundidade até 5 km processadas pelo algoritmo GENETIC-MT1D e do resultado sísmico proposto por BERNARDES, R.B, (2015).....	34

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	OBJETIVOS.....	2
2.1	OBJETIVO GERAL	2
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
3	JUSTIFICATIVA.....	2
4	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	3
5	CONTEXTO GEOLÓGICO	4
5.1	BACIA DO PARANÁ	5
5.2	MAGMATISMO SERRA GERAL	5
6	MATERIAIS E MÉTODOS	6
6.1	FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO SÍSMICO.....	6
6.2	FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	8
6.2.1	INTRODUÇÃO TEÓRICA	8
6.2.2	MODELO MAGNETOTELÚRICO 1D	19
7	MODELOS ANTERIORES.....	24
7.1	MODELO SÍSMICO	24
7.2	MODELO MAGNETOTELÚRICO.....	27
8	RESULTADOS E DISCUSSÃO	30
8.1	DADOS E PROCESSAMENTO	30
8.2	ANÁLISE DE DIMENSIONALIDADE	33
8.3	INVERSÃO/MODELOS.....	35
8.4	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	48
9	REFERÊNCIAS	49
10	ANEXOS.....	53
10.1	DADOS DAS PSEUDOSEÇÕES.....	54
10.2	RESULTADOS DAS INVERSÕES.....	78

1 INTRODUÇÃO

O método magnetotelúrico é muito utilizado na pesquisa de bacias, crosta terrestre, explorações de hidrocarbonetos e minerais. O método magnetotelúrico é, de fato, o único método geoeletrico capaz de penetrar a grandes profundidades da crosta e manto, Chave and Jones, (2012).

Para o estudo de estruturas profundas como mapeamento de bacias, crosta terrestre e manto superior, estudos sísmicos e sismológicos têm sido amplamente empregados (Bernardes, 2015). Porém onde a sísmica apresenta “*no record*” de acordo com (Keeva Vozoff, 1972) é justificado a utilização do método magnetotelúrico na análise de áreas extensas e inexploradas, por sua eficiência e economia.

A Bacia do Paraná, em função da busca de hidrocarbonetos, tem sido uma das bacias mais exploradas, porém ela apresenta um grande problema em sua exploração, a maior parte da bacia, cerca de 800.000 km², é intrudida por derrames basálticos de até dois quilômetros de espessura, tornando este o mais volumoso complexo basáltico do mundo (D. Beamish & J.M. Travassos, 1992).

Então, para estudo de áreas complexas como a Bacia do Paraná, decidiu-se utilizar uma abordagem de correlação de modelos sísmico e magnetotelúricos. O objetivo é correlacionar um modelo magnetotelúrico a modelos obtidos por dados sísmicos e magnetotelúricos, provenientes do projeto PABBRISE (*Paraná Basin, Brasília-Ribeira belts Seismic Experiment*), realizado no estado de São Paulo no segundo semestre de 2013. A correlação de resultados em trabalhos geofísicos é comumente utilizada com objetivo de analisar os diversos modelos, avaliando, assim, as possíveis soluções para os modelos em subsuperfície.

A justificativa do trabalho é que a correlação dos resultados tende a diminuir os resultados possíveis fornecendo um modelo final mais robusto. Correlação possível por termos a nossa disposição, dados, que foram obtidos pelo projeto de pesquisa intitulado "Estudo da Transição da Crosta Continental-Crosta Oceânica na Região Sudeste do Brasil: Experimentos de Refração Sísmica Profunda e Magnetotelúrico e Estudos Geológicos na Faixa Ribeira e Bacia do Paraná - Transecta Refração (PETROBRAS/UnB - 2012/05132)".

Em específico, neste trabalho pretende-se criar um modelo geoeletrico das estruturas litosférica usando como referência os resultados já obtidos no modelo

sísmico e magnetotelúrico interpretado em Bernardes, (2015) e Minei, (2015) buscando, assim, confrontar as respostas geofísicas e melhor definir os modelos da bacia geológica.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral este trabalho é a determinação de um modelo de resistividade elétrica a partir da modelagem magnetotelúrica 1D e sua correlação com modelos magnetotelúricos e sísmicos de refração profunda da transecta da Bacia do Paraná do projeto PABBRISE.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Determinar um modelo de resistividade elétrica da crosta e manto superior cujas estruturas sejam correlacionáveis com o modelo magnetotelúrico sísmico do projeto PABBRISE.
2. Definir a correlação de existência das camadas de basalto e possíveis camadas sub-basálticas não identificadas pela sísmica e os modelos geoelétricos propostos.
3. Avaliar possíveis incompatibilidades nos resultados de todos os modelos de propostos, determinando assim a confiabilidade na interpretação dos modelos.

3 JUSTIFICATIVA

Para definirmos a estrutura interna da Terra, devemos caracterizá-la em termos das propriedades físicas dos materiais presentes na região estudada. Esta prática de estudo condiz em estabelecer um conjunto de métodos geofísicos para determinar as

estruturas alvo baseado nos contrastes de propriedades físicas que as estruturas são suscetíveis.

A prática geofísica de correlação de modelos é uma tarefa comum, pois reduz a ambiguidade inerente das soluções dos modelos propostos. Há vários trabalhos que demonstram a utilização conjunta de dados magnetotelúricos, dados sísmicos e/ou outros conjuntos de dados, aplicados ao mapeamento da estrutura litosférica em regiões com presença de grandes formações basálticas (Beamish, 1992; Zevallos, 2004; Zevallos, 2009).

Neste contexto, justifica-se o presente trabalho, cuja proposta fundamenta-se na correlação de dados sísmicos e magnetotelúricos, com o intuito de se reduzir o número de modelos aceitáveis, visto que o modelo final deve ser consistente com todos os modelos propostos. Correlação possível por termos a nossa disposição, dados, que foram obtidos pelo projeto de pesquisa intitulado "Estudo da Transição da Crosta Continental-Crosta Oceânica na Região Sudeste do Brasil: Experimentos de Refração Sísmica Profunda e Magnetotelúrico e Estudos Geológicos na Faixa Ribeira e Bacia do Paraná - Transecta Refração (PETROBRAS/UnB - 2012/05132)".

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo do presente trabalho está localizada no estado de São Paulo, próxima ao perfil de refração sísmica do projeto PABBRISE. Este perfil foi levantado no âmbito do projeto de pesquisa "Estudo da Transição da Crosta Continental-Crosta Oceânica na Região Sudeste do Brasil: Experimentos de Refração Sísmica Profunda e Magnetotelúrico e Estudos Geológicos na Faixa Ribeira e Bacia do Paraná - Transecta Refração" (PETROBRAS/UnB - 2012/05132) e representa um perfil sísmico de aproximadamente 700 km de extensão na direção NW-SE (Figura 1), estendendo-se do município de Santa Clara D'Oeste, nas margens do rio Paraná até a cidade do litoral norte paulista, Caraguatatuba.

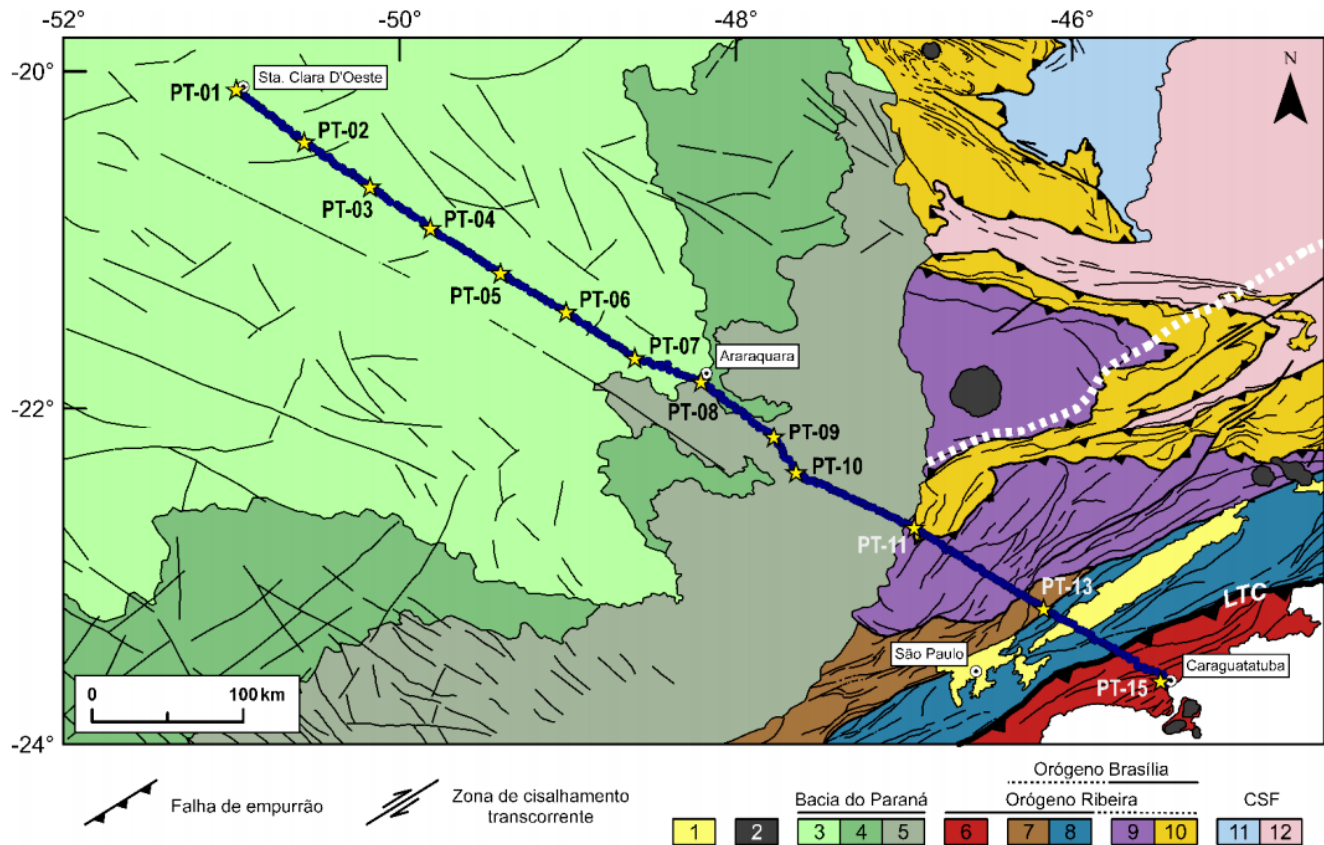


Figura 1 – Mapa tectônico simplificado da região em estudo com a localização do perfil PABBRISE. Na legenda 1-Bacias cenozóicas do tipo rifte; 2-Plutons alcalinos do Cretáceo Superior/Cenozóico; Bacia do Paraná: 3- Grupo Bauru; 4-Formação Serra Geral; 5-Rochas pré-vulcânicas; 6 – Terreno Oriental (Arco Rio Negro); 7– Terreno Apiaí-São Roque; 8 – Terreno Embu-Paraíba do Sul; 9 –Nappe Socorro-Guaxupé; 10 – Sistema de nappes Andrelândia, Nappe Passos eKlippe Carrancas; Cráton do São Francisco e seu antepaís: 11 – Cobertura (Grupo Bambuí); 12 – Cráton do São Francisco. LTC – Limite Tectônico Central (sutura). A linha tracejada em branco representa a influência da frente de deformação da Faixa Ribeira (segundo Trouwet al., 2013). Imagem retirada de BERNARDES, R.B, (2015).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

O contexto geológico da região atravessada pelo perfil PABBRISE, compreende, de noroeste para sudeste, as seguintes unidades geotectônicas da porção sudeste do Brasil: Bacia do Paraná, Faixa Brasília meridional (Nappe Socorro-Guaxupé), Faixa Ribeira (terrenos Apiaí-São Roque e Embu Paraíba do Sul), o segmento meridional do Graben de Taubaté e, novamente a Faixa Ribeira (terreno Oriental/Arco Magmático Rio Negro).

A escala de tempo absoluta aqui empregada é a *International Stratigraphic Chart* da *International Commission on Stratigraphy* (Cohen et al., 2013). Este trabalho vai tratar do problema geofísico de identificação das camadas de basalto existentes na

Bacia do Paraná, provenientes dos derrames basálticos conhecidos como formação Serra Geral.

5.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná representa área de aproximadamente 1,5 milhão km² de sedimentação e magmatismo fanerozóicos – Meso-Ordoviciano ao final do Cretáceo Superior – presentes na porção sudeste do continente sul-americano. Comumente classificada como do tipo cratônica, ela possui formato ovalado, com eixo maior de aproximadamente 1.750 km na direção NNE-SSW, largura média de aproximadamente 900 km, espessura total máxima da pilha sedimentar magmática por volta de 7.000 m e seu depocentro estrutural coincide espacialmente com a região de calha do Rio Paraná (Zalán et al., 1990, 1991; Milani et al., 2007). O atual contorno da bacia é determinado por limites erosivos e/ou tectônicos (arcos e soerguimentos) associados a eventos tectônicos atuantes no Continente Sul-Americano, grande parte desses durante o Meso-Cenozóico (Zalán et al., 1990; Milani et al., 2007).

Dois episódios magmáticos interceptam o registro sedimentar da Bacia do Paraná. O mais antigo Basalto Três Lagoas, foi amostrado próximo à base do poço perfurado junto ao Rio Paraná na porção central da bacia, Estado do Mato Grosso do Sul. Essa rocha está associada à superssequência basal Rio Ivaí e foi datada de 443 ± 10 Ma pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em plagioclásio (Milani, 2004). Para Milani (2004), tal ocorrência marca o evento que deu origem à Bacia do Paraná. O segundo episódio é composto pelo magmatismo Serra Geral (Superssequência Gondwana III).

5.2 MAGMATISMO SERRA GERAL

Esse intenso magmatismo fissural, associado a diques e soleiras por toda a bacia, representa os maiores derrames de basaltos continentais fanerozóicos do mundo (Milani et al., 2007). Com um volume de aproximadamente $2,35 \times 10^6$ km³ (Gladczenko et al., 1997), seu depocentro no extremo oeste do Estado de São Paulo alcança quase 2.000 m de espessura (Milani, 2004; Milani et al., 2007). Petrologicamente, a Formação Serra Geral é dominada por basaltos toleíticos e andesitos basálticos, com alguns riolitos e riodacitos subordinados (Peate, 1992).

Datações realizadas por meio do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugerem que o magmatismo Serra Geral teve duração $< 1,2$ milhão de anos e foi iniciado há $134,7 \pm 1$ Ma, o que resultou em uma taxa de erupção mínima geral de $\sim 2,0 \text{ km}^3$ de magma por ano (Renne, 1996). Por meio de isócrona pelo método $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$, (Rocha-Júnior et al. 2012) obtiveram idade de $131,6 \pm 2,3$ Ma para os basaltos, intervalo relativamente concordante com os resultados obtidos pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ supracitado. Por outro lado, os trabalhos de (Turner, 1994) e (Stewart, 1996) indicam um período extrusivo de ~ 11 milhões de anos, que teria começado em torno de 140 Ma e terminado por volta de 129 Ma. Tal intervalo teria proporcionado uma taxa de erupção mínima geral muito menor, quando comparada às taxas de outras províncias de derrames basálticos continentais pelo mundo. (Thiede & Vasconcelos, 2010) sugerem que a ampla distribuição de idades obtida por (Turner, 1994) e (Stewart, 1996) representa, na verdade, artefato do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ utilizado por esses autores e, portanto, não denotaria o verdadeiro intervalo de idades para as extrusões.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO SÍSMICO

O método sísmico se baseia na propagação de ondas elásticas. As ondas mecânicas utilizadas no método sísmico, geradas a partir de fontes naturais (terremotos) ou artificiais (explosões, canhões de ar comprimido), se propagam no meio até atingirem interfaces de meios diferentes, parte de sua energia é refletida e retorna à superfície (sísmica de reflexão), onde é captada. Uma outra parte da onda é refratada para o meio inferior (sísmica de refração), voltando à superfície por outro caminho (Kearey, 2009).

Embora a sísmica de reflexão tenha dominado a exploração sub-superficial e o mapeamento por meio século, as refrações de alto ângulo (muitas vezes chamadas 'ondas de mergulho') e reflexões carregam informações adicionais consideráveis, particularmente na velocidade sísmica da sub-superfície. Essa informação de velocidade aprimorada pode ser crucial na compreensão e imagem da estrutura crustal profunda. Em termos gerais, os dados de reflexão convencionais fornecem uma boa imagem das formas das interfaces sub-superficiais, enquanto os dados de

grande angular fornecem um bom controle das velocidades e, portanto, das litologias da sub-superfície. Portanto, a incidência normal e os dados de alto ângulo fornecem informações complementares. Dados de grande angular também podem ser de uso particular para problemas especializados, como sedimentos de imagem sob camadas de alta velocidade causadas por sal, basalto ou tabular, por estruturas complexas de undershooting como aquelas criadas por domos de sal e por gerar modelos de velocidade para pré-stack migração de profundidade, Bernardes, 2015.

O método sísmico de amplo ângulo (WARR, do inglês: wide-angle reflection/refraction) utiliza receptores (sensores) que registram o sinal de fontes controladas (explosões/tiros ou unidades móveis de percussão/vibração). As fontes e receptores são posicionados em espaçamentos relativamente regulares e em perfil para que, respectivamente, gerem e registrem as oscilações mecânicas produzidas. As ondas sísmicas interagem com o meio em que se propagam e podem ser refratadas e refletidas em interfaces do meio. As porções refratadas e refletidas retornam à superfície e geram alinhamentos de fases sísmicas em curvas tempo-distância que, por sua vez, são utilizados, por meio do cálculo da distribuição de seus tempos de trânsito e outras propriedades sísmicas ao longo do perfil para traduzir as características físicas e estruturais do meio que percorreram, neste caso, a crosta continental e o manto superior (Bernardes, 2015).

Este método sísmico pode ser utilizado para resolução de vários problemas, como estudos geológicos e tectônicos a problemas estruturais. Para estes problemas, perfis de dezenas de metros a centenas de quilômetros podem ser necessários que são estabelecidos de acordo com os objetivos do levantamento (Green, 1974). De maneira geral, em estudos crustais são utilizados arranjos com extensão de sete a dez vezes maiores do que a profundidade visada para investigação (Soares, 2005).

A aplicação do WARR tem contribuído para o estudo da crosta continental e do manto superior por permitir bom controle da distribuição do campo de velocidade das ondas sísmicas no meio, e conseqüentemente, um bom controle da profundidade das descontinuidades mais expressivas da litosfera como, por exemplo, o limite sísmico/sismológico entre a crosta e o manto, ou seja, a descontinuidade de Mohorovicic, comumente referida como a "Moho", em homenagem ao seu primeiro observador, o cientista croata Andrija Mohorovicic (Bernardes, 2015).

6.2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

6.2.1 INTRODUÇÃO TEÓRICA

O método magnetotelúrico, abreviado por MT, é conhecido por fornecer imagens com uma resolução espacial limitada pela difusão das ondas eletromagnéticas no interior da Terra e a penetração é limitada pela absorção exponencial da energia do campo incidente (Menezes, P.T.L, 2013). Ela é um dos métodos eletromagnéticos de exploração passiva que utiliza como fonte de energia variações geomagnéticas naturais, que por sua vez causam indução eletromagnética na Terra.

O método magnetotelúrico está mais relacionado com a sondagem de profundidade geomagnética (GDS), que foi desenvolvida no final do século XIX, depois que a existência de campos magnetovariacionais resultantes da indução foi demonstrada por Schuster (1889) e Lamb (ver Schuster, 1889, p. 513-518). Eles aplicaram uma técnica matemática, inventada por Gauss (1839) para a separação de campos magnetovariacionais originados internamente à Terra daqueles de origem externa, para dados do observatório geomagnético e detectaram um componente interno significativo.

Na década de 1950, Tikhonov (1950, reimpresso em 1986) e Cagniard (1953) perceberam que se variações de campo elétrico e magnético são medidas simultaneamente, razões complexas (impedâncias) podem ser derivadas e descrevem a penetração de campos eletromagnéticos na Terra. As profundidades de penetração dos campos eletromagnéticos dentro da Terra dependem do período de sondagem eletromagnética e da estrutura de condutividade da Terra. Thikhonov (1950) e Cagniard (1953) propuseram a teoria do método considerando que as variações temporais dos campos elétricos (E) e magnético (H) naturais são devidas à incidência de ondas eletromagnéticas planas que se propagam verticalmente no interior da Terra. Esta é a base da técnica MT, onde a ideia central para as teses de ambos os autores foi a compreensão de que respostas eletromagnéticas de qualquer profundidade poderiam ser obtidas simplesmente pela extensão do período de sondagem magnetotelúrica.

O método é baseado na medição de duas componentes simultaneamente, as componentes ortogonais do campo elétrico (E) e as componentes ortogonais do campo magnético (H). O método visa, no domínio da frequência, fornecer informações

sobre a distribuição de resistividade das rochas em subsuperfície através da relação entre o campo elétrico e magnético de algumas dezenas de metros a centenas de quilômetros de profundidade (Simpson e Bahr, 2005).

Em se tratando da fonte de energia do método, Kirchhoff (1991) diz que o campo magnético terrestre é gerado pelos movimentos de fluidos metálicos de alta condutividade no núcleo da Terra, que provocam correntes elétricas que induzem um campo magnético. Este campo magnético não é estável e tem variações temporais de segundos até milhões de anos, assim como variações espaciais. Vale salientar que as variações do campo relacionadas ao próprio núcleo da Terra, têm períodos muito longos e não são usadas pelo método MT.

Como o método utiliza como fonte, a variação no tempo do campo magnético terrestre, este campo inclui frequências de sinais que variam entre 0,001Hz a 16 kHz (Vozoff, 1991). Dentro desta faixa de frequências, as variações nos campos eletromagnéticos possuem várias causas e são divididas em frequências acima e abaixo de 1Hz.

Enquanto os processos magneto-hidrodinâmicos dentro do núcleo externo da Terra geram a maior parte do campo magnético da Terra, são as flutuações superimpostas, mais transitórias e de menor amplitude de origem externa, que o método MT procura explorar. O espectro de energia (Figura 2) dessas flutuações tem uma redução brusca de valores na faixa de frequência de 0,5 a 5 Hz, minimizando a uma frequência de 1 Hz. Essa chamada banda morta de sinais de baixa amplitude é atribuível aos mecanismos de fonte indutiva, um efetivo acima de 1 Hz, o outro abaixo de 1 Hz.

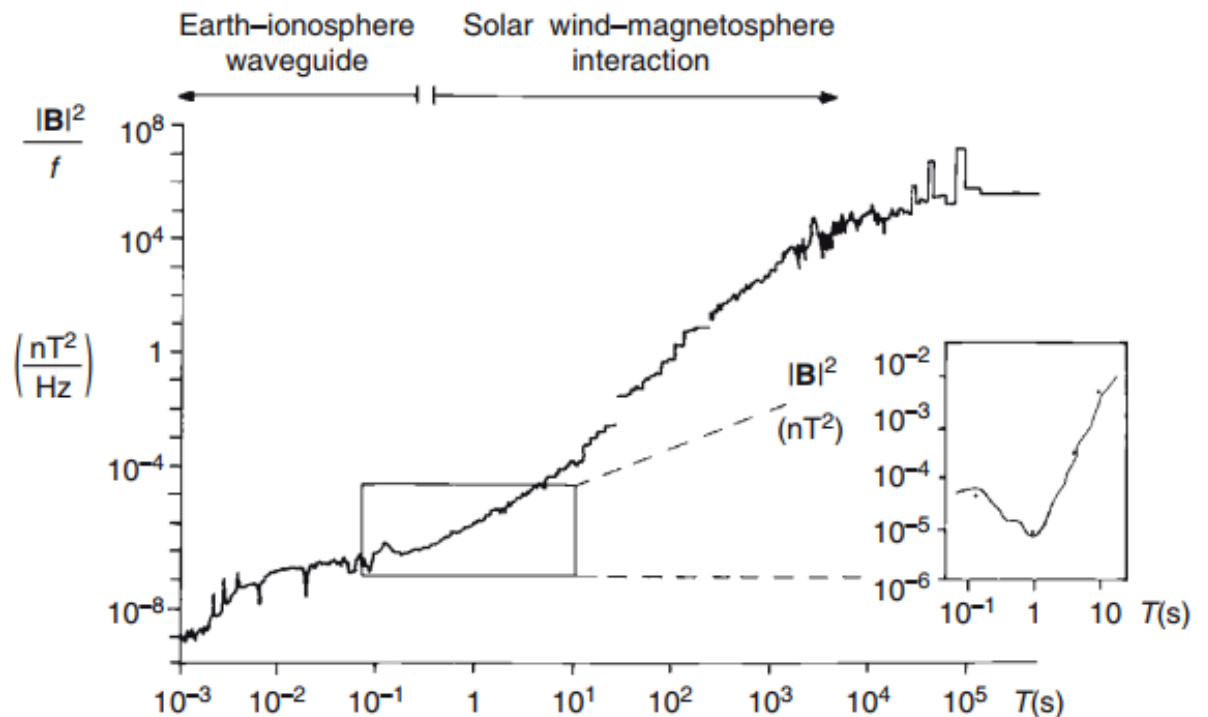


Figura 2 - Espectro de potência das variações naturais do campo magnético. A inserção mostra a potência do sinal reduzido dentro da faixa de frequência de banda morta. (Retirado de Junge, 1996)

As frequências acima de 1 Hz têm contribuições de sistemas humanos, como redes elétricas e afins, essas contribuições causadas por sistemas humanos normalmente são tratadas como ruídos para as respostas magnetotélúricas. Ainda para as frequências acima de 1 Hz, contribuições devidas atividades meteorológicas associadas a tempestades elétricas são facilmente encontradas na literatura (Telford, 1990).

Para frequências menores que 1 Hz, os campos eletromagnéticos originam-se a partir da interação de ventos solares e a magnetosfera terrestre, como o fluxo do vento solar que interage com a magnetosfera não é constante, são geradas variações temporais no campo geomagnético denominadas pulsações geomagnéticas.

As pulsações geomagnéticas se propagam para a superfície terrestre, sejam pelas correntes elétricas presentes na atmosfera, sejam pelas descargas elétricas atmosféricas e sofrem tanto refração quanto reflexão. A pequena parte de energia que não é refletida induz no interior da Terra as chamadas correntes telúricas. À medida que essas correntes se difundem em subsuperfície, atravessam regiões de condutividade variável, relacionadas a não homogeneidade do meio, e o sinal

eletromagnético gera campos eletromagnéticos secundários que podem ter parte deles propagada de volta a superfície, trazendo informações da distribuição de condutividade em subsuperfície (Santos, 2012).

Para o propósito de considerar a indução eletromagnética na Terra, uma série de hipóteses simplificadoras são consideradas (por exemplo, Cagniard, 1953; Keller e Frischknecht, 1966):

- (i) As equações eletromagnéticas gerais de Maxwell são obedecidas.
- (ii) A Terra não gera energia eletromagnética, mas somente a dissipa ou absorve.
- (iii) Todos os campos podem ser tratados como conservadores e analíticos longe de suas fontes.
- (iv) Os campos naturais de fontes eletromagnéticas utilizados, sendo gerados por sistemas de corrente ionosférica de larga escala que estão relativamente distantes da superfície da Terra, podem ser tratados como ondas eletromagnéticas uniformes, polarizadas no plano, que se chocam com a Terra em quase incidência vertical. Essa suposição pode ser violada em regiões polares e equatoriais.
- (v) Espera-se que nenhum acúmulo de cargas livres seja sustentado dentro de uma Terra em camadas. Em uma Terra multidimensional, as cargas podem se acumular ao longo de descontinuidades. Isso gera um fenômeno não indutivo conhecido como deslocamento estático.
- (vi) A carga é conservada, e a Terra se comporta como um condutor ôhmico, obedecendo a equação:

$$j = \sigma E$$

(1)

onde, j é a densidade de corrente elétrica total (em $A m^{-2}$), σ é a condutividade do meio de sondagem (em $S m^{-1}$), e E é o campo elétrico (em $V m^{-1}$).

- (vii) O campo de deslocamento elétrico é quase-estático para os períodos de sonorização de MT. Portanto, correntes de deslocamento variando no tempo (decorrentes de efeitos de polarização) são desprezíveis em comparação com as correntes de condução variáveis no tempo, o que

promove o tratamento da indução eletromagnética na Terra puramente como um processo de difusão.

- (viii) Quaisquer variações nas permissibilidades elétricas e nas permeabilidades magnéticas das rochas são consideradas insignificantes em comparação com as variações nas condutividades da rocha fraturada.

Para os propósitos do método MT, podemos supor que em latitudes médias (longe dos complicados sistemas atuais gerados pelos elétrojetos equatoriais e aurorais), ondas planas providas da ionosfera, incidem normalmente na superfície condutiva da Terra. Uma onda plana é aquela que se propaga normal a um plano no qual os campos são constantes. (Por exemplo, ondas oceânicas desobstruídas são aproximadamente planas). Para ondas eletromagnéticas planas, campos elétricos (E) e magnéticos (B) com amplitudes na origem de E_0 e B_0 , frequência angular ω (período, $T = 2\pi/\omega$) e comprimento de onda, $\lambda = 2\pi/k$, (onde k é o número de onda), tome as formas matemáticas:

$$E = E_0 e^{i\omega t - kz}$$

(2)

$$B = B_0 e^{i\omega t - kz}$$

(3)

A suposição de ondas planas é fundamental para o método MT, porque implica na invariância temporal da fonte excitante. Como consequência da invariância no tempo, o tensor de impedância calculado a partir dos campos elétricos e magnéticos ortogonais em qualquer local deve ser similar, independentemente de quando os campos são registrados (desde que a estrutura de condutividade elétrica a Terra não mude e as relações sinal-ruído sejam adequadas). Wait (1954) e Price (1962) mostraram que as limitações da suposição de ondas planas normalmente incidentes surgem quando a extensão lateral do campo fonte não é significativamente maior que a profundidade de penetração de campos eletromagnéticos na Terra, exigindo alguns segundos para corrigir as alterações a serem feitas na formulação de Cagniard (1953).

No entanto, as suposições de Cagniard sobre o campo de origem são geralmente válidas em latitudes médias por períodos inferiores a 104 s (Madden e Nelson, 1964, reimpresso em 1986).

O comportamento dos campos eletromagnéticos em qualquer frequência é descrito de forma concisa pelas equações de Maxwell, as quais, para um meio polarizável e magnetizável, podem ser expressas como:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t}$$

(4)

$$\nabla \times H = j_f + \frac{\partial D}{\partial t}$$

(5)

$$\nabla \times B = 0$$

(6)

$$\nabla \times D = \eta_f$$

(7)

onde E é o campo elétrico (em $V m^{-1}$), B é indução magnética (em T), H é a intensidade magnética (em $A m^{-1}$), D é deslocamento elétrico (em $C m^{-2}$), j_f é a densidade de corrente elétrica devido a encargos livres (em $A m^{-2}$) e η_f é a densidade de carga elétrica devido a encargos livres (em $C m^{-3}$). Curl ($\nabla \times$) e div ($\nabla \cdot$) são expressões de cálculo vetorial. A equação (4) é a Lei de Faraday e declara que as variações de tempo no campo magnético induzem flutuações correspondentes no campo elétrico fluindo em um circuito fechado com seu eixo orientado na direção de o campo indutor. A equação (5) é a Lei de Ampere, que estabelece que qualquer circuito fechado de corrente elétrica terá um campo magnético associado de magnitude proporcional ao fluxo total de corrente. Assumindo que as correntes de deslocamento variáveis no tempo são insignificantes, a Lei de Ampere reduz para:

$$\nabla \times H =$$

$$j_f$$

(8)

A equação (6) afirma que não existem cargas magnéticas livres. Para um meio linear e isotrópico, dois relacionamentos adicionais mostram-se:

$$B =$$

$$\mu H$$

(9)

$$D =$$

$$\varepsilon E$$

(10)

Para estudos MT, variações nas permissividades elétricas, e permeabilidades magnéticas de rochas são insignificantes comparadas com as variações nas condutividades de rochas fraturadas (de acordo com a suposição (viii)), valores de espaço livre ($\varepsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} \text{F m}^{-1}$ e $\mu_0 = 1,2566 \times 10^{-6} \text{H m}^{-1}$) são assumidos. Aplicando as Equações (2.5a) e (2.5b) e a Lei de Ohm (Equação (2.1)), as equações de Maxwell podem ser reescritas na forma:

$$\nabla \times E =$$

$$-\frac{\partial B}{\partial t}$$

(11)

$$\nabla \times B =$$

$$\mu_0 \sigma E$$

(12)

$$\nabla \times B =$$

$$0$$

(13)

$$\nabla \times E = \eta_f / \varepsilon$$

(14)

Assumindo que não existem fontes atuais dentro da Terra,

$$\nabla \cdot j = \nabla \cdot (\sigma E) = 0$$

(15)

Para o caso de um meio-espço homogêneo (ou seja, $\nabla \sigma = 0$):

$$\nabla \cdot (\sigma E) = \sigma \nabla \cdot E + E \nabla \sigma = \sigma \nabla \cdot E$$

(16)

Portanto, a Equação 14 pode ser definida como zero. A passo de que $\nabla \cdot j = 0$ e $\nabla \cdot E = 0$ também é correto para uma Terra dando origem apenas a campos elétricos horizontais:

$$\frac{d\sigma}{dx} = \frac{d\sigma}{y} = 0 \text{ e } E = (E_x, E_y, 0)$$

(17)

Para uma distribuição de condutividade que varia na direção vertical e em uma direção horizontal, a divergência do campo paralelo ao limite de condutividade também é zero:

$$\frac{d\sigma}{dx} = 0 \text{ e } \frac{d\sigma}{dy} \neq 0 \text{ e } E = (E_x, 0, 0)$$

(18)

No entanto, $\nabla \cdot E \neq 0$ se considerarmos um campo elétrico perpendicular a um limite:

$$\frac{d\sigma}{dy} \neq 0 \text{ e } E = (0, E_y, 0)$$

(19)

Para o caso da Terra, podemos considerar que um campo magnético externo variável no tempo induz um campo elétrico (de acordo com a Lei de Faraday (Equação 11), que por sua vez induz um campo magnético interno secundário (de acordo com a Lei de Ampere). Ao pegar a ondulação da Equação (11) ou (12), podemos derivar uma equação de difusão em termos do campo elétrico variável no tempo, a partir da qual informações sobre a estrutura de condutividade da Terra podem ser extraídas, para tanto, utilizamos uma identidade vetorial comprovada:

$$\nabla \times (\nabla \times F) = (\nabla \cdot \nabla \cdot F) - \nabla^2 F$$

(20)

onde F é qualquer vetor. Por exemplo, pegando a curva da Equação (11), substituindo a equação (12), e assumindo um modelo da Terra para o qual $\nabla \cdot E = 0$ produz:

$$\nabla \times \nabla \times E = -\nabla \times \frac{\partial B}{\partial t} = \mu_0 \sigma \frac{\partial E}{\partial t} \quad \therefore \quad \nabla^2 E = \mu_0 \sigma \frac{\partial E}{\partial t}$$

(21)

A equação (21) assume a forma de uma equação de difusão. Assumindo uma onda plana com uma amplitude de superfície E_0 e uma dependência de tempo

harmônico da forma $e^{-i\omega t}$, o lado direito da Equação (21) pode ser avaliado para fornecer:

$$\nabla^2 E = i\omega\mu_0\sigma E$$

(22)

Similarmente,

$$\nabla^2 B = \mu_0\sigma \frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{ou} \quad \nabla^2 B = i\omega\mu_0\sigma B$$

(23)

No ar, $\sigma \rightarrow 0$. Portanto, os campos eletromagnéticos externos não são significativamente atenuados pela camada de ar entre a ionosfera e a superfície da Terra. As equações (22) e (23) nos dizem que as medições de MT dependem de uma fonte de energia que se difunde através da Terra e é exponencialmente dissipada. Como os campos eletromagnéticos se propagam de forma difusa, as medições de MT produzem sondagens de volume (isto é, as funções de resposta são médias volumétricas do meio de amostra).

A relação existente entre as componentes elétricas e magnéticas é descrita pela impedância Z , onde em meios mais complexos e multidimensionais a impedância Z torna-se uma grandeza tensorial e pode ser descrita pela equação 24 e equação 25.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

(24)

Ou

$$E = ZH$$

(25)

Onde E_x e E_y são as componentes do campo elétrico, H_x e H_y são as componentes do campo magnético e Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} e Z_{yy} são componentes do tensor de impedância Z .

A partir da impedância derivam-se as principais respostas magnetotelúricas, resistividade aparente ρ_a (Equação 26) e fase φ (Equação 27). Como a permeabilidade magnética das rochas varia muito pouco em comparação a resistividade elétrica, podemos aproxima-la a uma constante e igual à permeabilidade magnética no vácuo (μ_0).

A resistividade aparente é dada pela equação 26:

$$\rho_{a,xy}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} \left(Z_{xy}(\omega) \right)^2$$

(26)

Onde ω é a frequência em radianos por segundo e ρ_a em *ohm.m*.

A fase é dada pela equação 27:

$$\varphi_{xy}(\omega) = \arctan \left(\frac{\Im(Z_{xy}(\omega))}{\Re(Z_{xy}(\omega))} \right)$$

(27)

Onde φ é dada em graus. E analogamente para $\rho_{a,yx}(\omega)$ e $\varphi_{yx}(\omega)$.

A propagação dos campos EM no interior da Terra é função da condutividade do meio e da frequência da onda incidente. Respostas EM de qualquer profundidade podem ser obtidas simplesmente por estender o período da sondagem MT. Este princípio é incorporado na relação de profundidade pelicular (skin depth) dada pela Equação 28:

$$\delta(T) = \left(\frac{T}{\pi \mu \sigma} \right)^{1/2}$$

(28)

Onde $\delta(T)$ é a profundidade de investigação em metros em um dado período T , σ é a média de condutividade do meio e μ é a permeabilidade magnética.

A uma profundidade $\delta(T)$ os campos EM são atenuados de e^{-1} . (37) da sua amplitude na superfície terrestre. Em estudos da Terra μ é normalmente considerado o valor no vácuo ($\mu_0 = 4\pi * 10^{-7} Hm^{-1}$), então a Equação 29:

$$\delta(T) \approx 500 \sqrt{T \rho_a}$$

(29)

Onde ρ_a é a resistividade aparente ou a média da resistividade de um semi-espaço homogêneo (Simpson e Bahr, 2005).

O método tem várias vantagens e desvantagens, onde uma de suas principais é sua capacidade de investigar estruturas profundas sem o emprego de fontes artificiais. Vozoff (1972) diz que a interpretação de profundidades baseada em dados MT é mais bem estimada do que as baseadas em dados gravimétricos e magnéticos. O método atualmente vem sendo amplamente aplicado, principalmente em domínios marinhos e locais onde a sísmica mostra dificuldade no imageamento.

6.2.2 MODELO MAGNETOTELÚRICO 1D

Algoritmos Genéticos (AG) é uma técnica computacional utilizada para encontrar soluções aproximadas em problemas de otimização e busca. É baseado na teoria da evolução proposta por Charles Darwin e Alfred Russel Wallace. Os procedimentos nos algoritmos genéticos são concebidos a partir da versão moderna da teoria da evolução – a grande síntese (Holland, 1975). Uma das grandes vantagens está no fato de simplificarem a formulação e solução de problemas complexos que trabalham com um

grande número de variáveis (consequentemente, espaços de soluções de dimensões elevadas), além de não impor muitas das limitações encontradas nos métodos de busca tradicionais. São capazes de identificar e explorar fatores ambientais e se aproximar de soluções ótimas, ou aproximadamente ótimas, em níveis globais. Em muitos casos onde outras estratégias de otimização falham na busca de uma solução, os AGs convergem. Possuem um paralelismo implícito decorrente da avaliação independente de cada indivíduo e não são sensíveis a erros de arredondamento no que se refere a resultados finais.

No contexto da otimização, a função objetivo (chamada de função de aptidão) funciona como o ambiente (o mecanismo da pressão evolutiva). Seguindo a seleção natural, somente os indivíduos mais aptos na população serão selecionados para serem os pais dos indivíduos da nova geração. A nova geração será levemente distinta da geração anterior por uma variação aleatória em algum ou mais itens do genótipo. Na versão clássica de algoritmos genéticos, há 3 operadores fundamentais: (i) seleção, (ii) cruzamento, (iii) mutação, demonstrados em (Chiwiacowsky, L. D. 2005).

O GENETIC-MT1D é um programa de inversão magnetotelúrico 1D (MT) que utiliza um algoritmo genético de valor real para encontrar o modelo inverso de melhor ajuste para um conjunto de dados de resistividade aparente e respostas de fase. Foi escrito como parte de um projeto para a turma GEOPH526 na Universidade de Alberta. Resultados de sucesso do algoritmo podem ser encontrados em artigos como Jones & Ferguson (2001).

A maioria das formulações magnetotelúricas 1D, se não todas, são processos iterativos e por isso são implementadas em formas de códigos computacionais. A formulação apresentada aqui segue um código implementado na linguagem JULIA denominado GENETIC-MT1D que utiliza a função implementada por James R. Wait (1954).

A inversão faz uso de um algoritmo genético de valor real. Os modelos são representados como matrizes $N \times 2$ (N = número de camadas) e sua resistividade aparente e resposta de fase são modeladas usando Wait (1954). O algoritmo genético tenta minimizar o desajuste RMS entre os modelos e os dados fornecidos até que esteja entre 0,5 e 1,5.

A seleção é implementada como uma seleção de torneio com um tamanho de torneio personalizável e probabilidade de seleção. Crossover usa um crossover

binário simulado (SBX) para combinar dois pais e produzir dois descendentes. Além dos filhos, uns certos números de clones elitistas são copiados para a próxima geração. A mutação é aplicada por parâmetro em cada modelo. Para cada parâmetro, geramos um número aleatório e, se for menor que a chance de mutação, escolhemos um novo valor para o parâmetro dentro das restrições da camada. Como a mutação é aplicada por parâmetro, o efeito da taxa de mutação dependerá do número de camadas que você está tentando inverter além do tamanho da população.

Existem várias formas de se derivar a resistividade aparente ρ_a para as respostas magnetotelúricas. James R. Wait (1954) baseia seu método em Cagniard (1953) que relaciona a resistividade aparente com a impedância geoeletrica, equação 30.

$$(Z) \left(\rho_a |Z| = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z|^2 \right)$$

(30)

Onde Z é o tensor de impedância geoeletrica, ρ_a é a resistividade aparente, ω é a frequência em radianos por segundo e μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo.

Weidelt (1972) trabalhou em funções respostas do tipo da equação 31 onde a definição correspondente de resistividade aparente se torna a equação 32.

$$C(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{dE_x\omega/dx}$$

(31)

Onde $C(\omega)$ é a função resposta e $E_x(\omega)$ é a componente do campo elétrico.

$$\rho_a |C| = \omega \mu_0 |C(\omega)|^2 = \rho_a |Z|$$

(32)

A formulação do código inicia-se da base do modelo (camada n) e iterativamente resolve as camadas acima (Figura 3). Em outras palavras a solução é computada e resolvida da camada n para a camada 1.

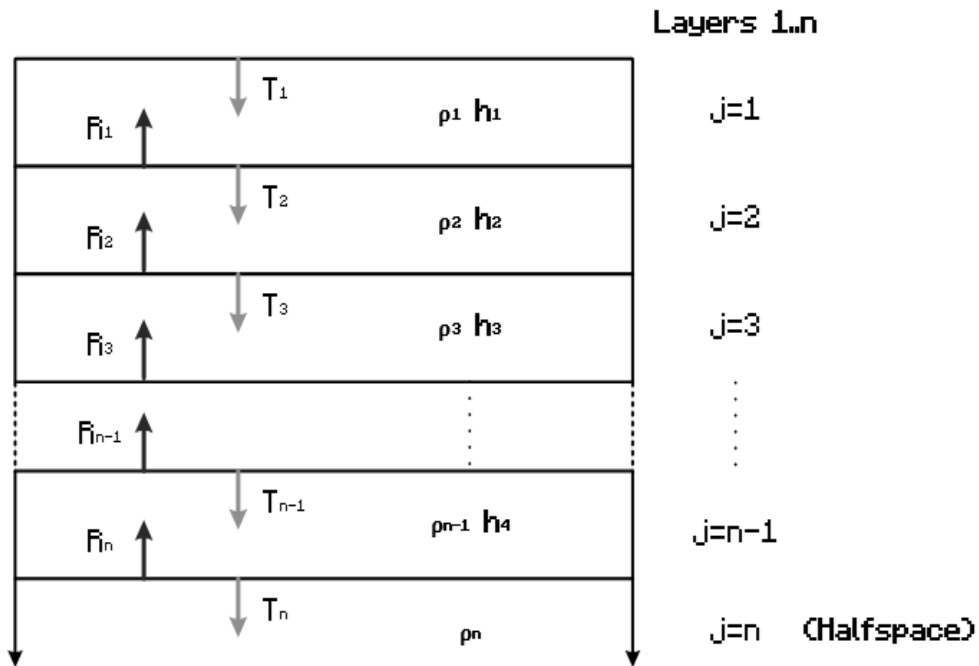


Figura 3 – Figura que representa a solução de modelagem magnetotelúrica realizada em 1D, considerando a Terra em camadas homogêneas e com n camadas. Cada camada tem sua própria resistividade e espessura. Imagem retirada de PETHICK, A (2013).

O processo de interação se inicia resolvendo a impedância do semi-espaço. A impedância pode ser pensada como a proporcionalidade entre E_x e H_y , mostrado pela equação 33.

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho}$$

(33)

Então iniciando da base (camada n), Z_{xy} se torna Z_n , mostrado na equação 34.

$$Z_n = \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho_n}$$

(34)

Z_n é um numero complexo e pode ser pensado como impedância teórica da base do modelo. Para o caso de não existir nenhuma camada acima, esta pode ser pensada como a impedância medida. Então para resolver as camadas acima nós precisamos saber qual a energia que é refletida e transmitida em cada camada acima. Isto é feito calculando o coeficiente de reflexão R_j , mostrado na equação 37.

Para o cálculo do coeficiente de reflexão R_j , temos que calcular primeiro o parâmetro de indução Y_j , o fator exponencial E_j e a impedância intrínseca W_j , mostradas nas equações 34,35 e 36 respectivamente.

$$Y_j = \frac{1}{\sqrt{i\omega\mu_0\sigma_j}}$$

(35)

$$E_j = \exp - 2Y_j h_j$$

(36)

$$W_j = Y_j \rho_j$$

(37)

Onde j é a j ésima camada e σ é condutividade da camada em S/m

O coeficiente de reflexão R_j é então calculado pela equação 38.

$$R_j = \frac{W_j - Z_{j+1}}{W_j + Z_{j+1}}$$

(38)

A impedância da camada é então calcula pela equação 39.

$$Z_j = W_j \frac{1-R_j E_j}{1+R_j E_j}$$

(39)

O processo iterativo continua até que todas as impedâncias sejam calculadas, da camada n até a camada n=1. Assim se inicia o processo de calcular as respostas de resistividade aparente ρ_a e fase φ , mostradas nas equações 40 e 41.

$$\rho_a = \frac{1}{W} |Z_1|^2$$

(40)

$$\varphi = \tan^{-1} \frac{\Im(Z_1)}{\Re(Z_1)}$$

(41)

7 MODELOS ANTERIORES

Os dois principais estudos já realizados na área deste trabalho que são referência ao processo de correlação de dados magnetotelúricos e sísmicos aqui aplicados são os trabalhos de Minei, (2015) e Bernardes, (2015).

7.1 MODELO SÍSMICO

O trabalho de Bernardes, (2015), é uma dissertação de mestrado que traz consigo informações de um modelo de velocidades sísmicas de ondas P da crosta e manto superior ao longo de um perfil chamado PABBRISE. O trabalho de Bernardes

traz consigo o modelo da estrutura litosférico na Bacia do Paraná (Figura 4) a partir de dados sísmicos de refração/reflexão de alto ângulo aplicados acima de um perfil de nome PABBRISE no estado de São Paulo.

De acordo com Bernardes, 2015, seções sísmicas realizadas no perfil PABBRISE mostram que a estrutura de velocidades da Bacia do Paraná possui variações laterais e verticais significativas de velocidades das ondas sísmicas.

O controle por isópacas feito por (Zalán et al., 1990) revela espessura máxima por volta de 900 m para os derrames basálticos entre os km 105 e 145 do perfil sísmico PABBRISE. Nesta mesma região também ocorrem as maiores velocidades para a camada de basaltos ($V_p = 4,98\text{--}5,05\text{ km/s}$).

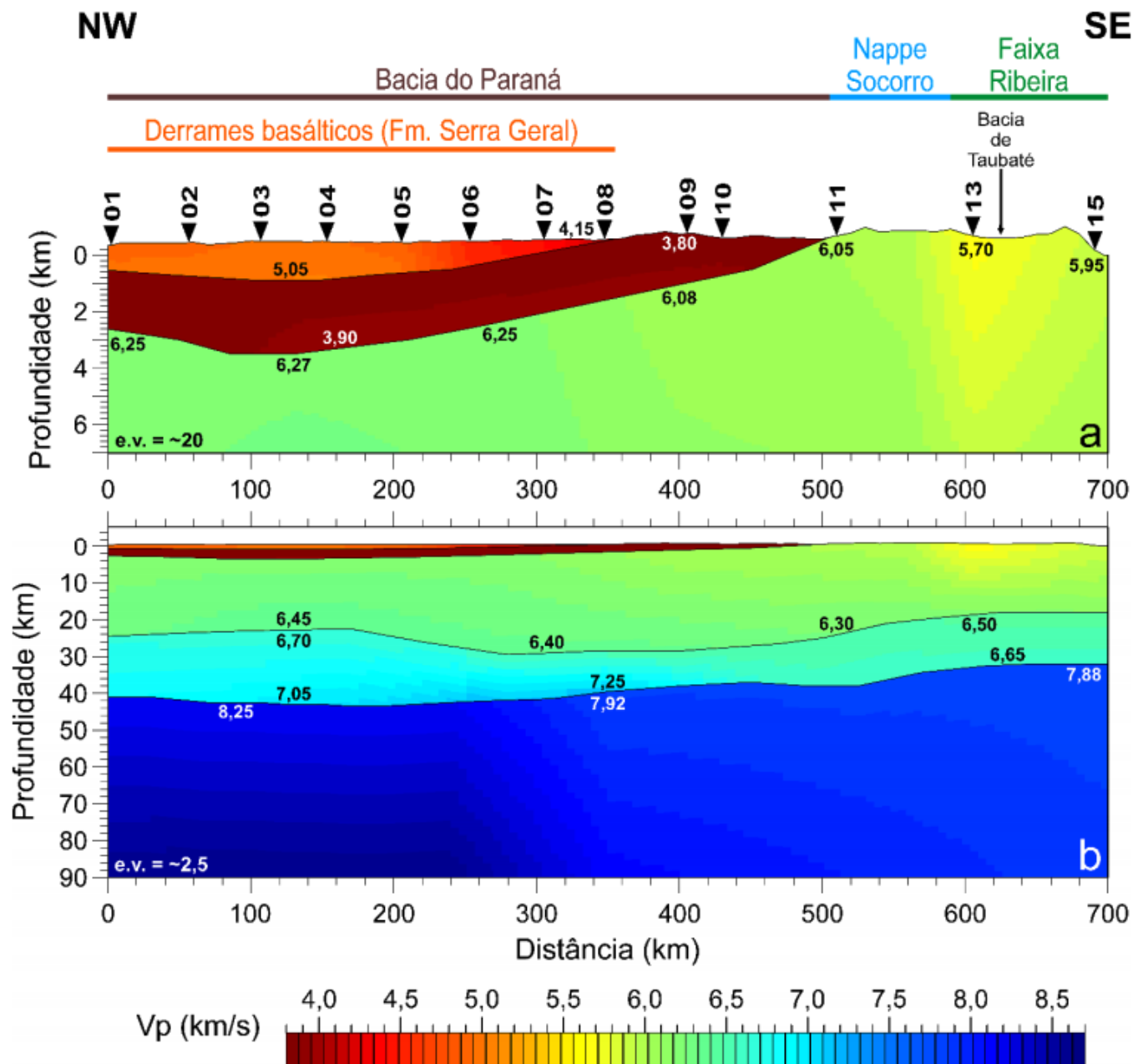


Figura 4 – Seção com o modelo bidimensional de velocidades sísmicas de ondas P para a crosta e manto superior derivado por modelagem direta ao longo do perfil PABBRISE. a) Enfoque na parte superior do modelo. Exagero Vertical de 20:1. b) O modelo completo. Exagero Vertical de 2,5: 1. Os triângulos pretos mostram as posições dos pontos de tiro (PT 01-11, 13 e 15). Os números em cada camada indicam o valor da velocidade da onda P (km/s) para a região. Os limites geotectônicos estão indicados na porção superior da figura. Imagem retirada de BERNARDES, R.B, (2015).

Tanto a espessura quanto a velocidade dos derrames basálticos são reduzidas gradualmente para sudeste. Um marco importante nesse gradiente lateral fica próximo ao km 240 do perfil. A sudeste deste ponto a espessura total dos basaltos não ultrapassa 500 m, desaparecendo próximo ao km 356. Concomitantemente com o afinamento dos derrames para sudeste, a V_p passa de 4,64–4,68 km/s, próximo ao km 240, para 4,15 km/s no km 356 do perfil. As velocidades obtidas para os basaltos ($V_p = 4,15$ a 5,05 km/s) refletem a heterogeneidade primária e alterações secundárias dos derrames basálticos da Formação Serra Geral. Planke & Cambray (1998) obtiveram V_p média de 4,17 km/s para a pilha de derrames basálticos da margem sudeste da Groenlândia. Os autores referem que a distribuição de velocidade é em geral bimodal, com velocidades que aumentam com a profundidade, de 2,50 a 5,50 km/s no topo brechado e vesiculoso dos derrames, e velocidades mais uniformes, entre 5,00 e 6,00 km/s, nas porções maciças próximas ao centro e à base dos derrames. As variações da V_p são atribuídas a mudanças sistemáticas na porosidade total, geometria dos poros, espessuras dos derrames e alterações mineralógicas secundárias. Sob a camada de basaltos há o pacote de rochas sedimentares mesozóicas/paleozóicas da Bacia do Paraná. Este pacote possui espessura máxima de pouco mais de 2.600 m entre os km 85 e 131 do perfil e, como nos derrames basálticos, torna-se progressivamente menos espesso para sudeste (Bizzi et al., 2003), com o limite lateral da bacia com seu embasamento situando-se próximo ao km 505.

Como a maior parte do pacote de rochas sedimentares está sob a Formação Serra Geral, não foi possível a obtenção direta da distribuição de velocidade nesta camada do modelo sísmico, exceto em sua porção aflorante (entre os km 356 e ~505). Nessa porção não há influência dos derrames basálticos, tão somente de soleiras, e provavelmente outras estruturas intrusivas menores. A partir das ondas diretas (P_{sed}) fornecidas pelos pontos de tiro PT-09 e PT-10 foi definida $V_p = 3,80$ – $3,90$ km/s para este pacote. Estes valores foram extrapolados para a porção dessa camada sísmica

sob os basaltos a fim de permitir e simplificar a modelagem das camadas mais profundas.

Outra feição estrutural importante presente na Bacia do Paraná pode ser observada do km 0 ao 106. Nessa porção do perfil tanto os derrames basálticos quanto o pacote sedimentar se tornam menos espessos para noroeste, atingindo 540 m e 2.080 m de espessura, respectivamente. Muito provavelmente esta estrutura desempenhou papel importante na origem e evolução da Bacia do Paraná, podendo estar diretamente relacionada com a implantação do vulcanismo Três Lagoas (Ordoviciano) e/ou Serra Geral (Cretáceo) nessa região (Bernardes, 2015).

7.2 MODELO MAGNETOTELÚRICO

O trabalho de Minei, 2015, traz consigo o imageamento crustal e litosférico no nordeste da Bacia do Paraná por sondagens magnetotelúricas, em um perfil relativamente denso que consegue imagear as estruturas de basalto da formação Serra Geral (Figura 5).

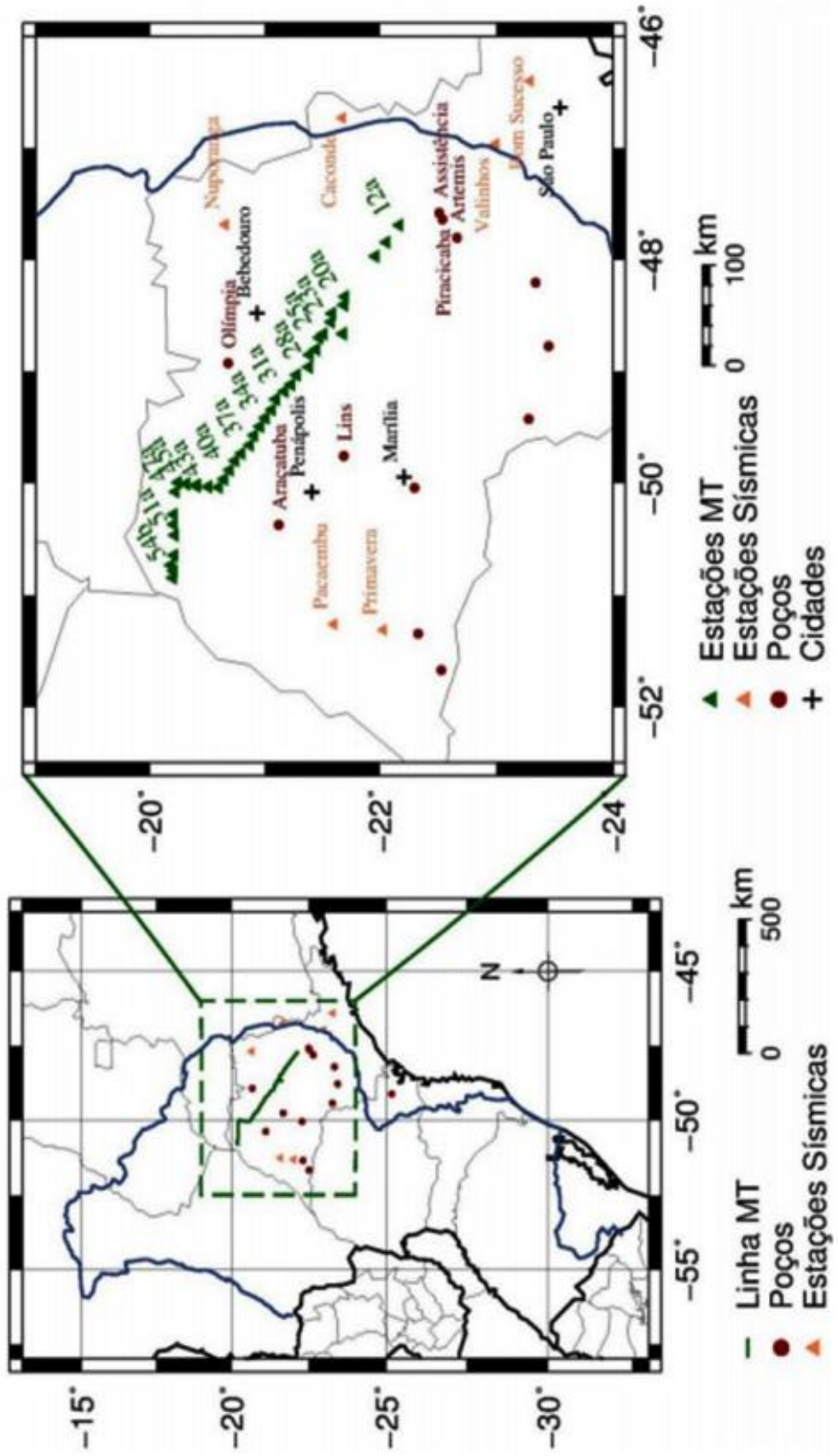


Figura 5 - Perfil MT contendo 42 estações banda larga com espaçamento médio de 10 km entre si. Também são mostradas as localizações de poços adjacentes, estações sísmicas e cidades ao redor do perfil. A linha azul representa o limite da Bacia do Paraná. Imagem retirada de MINEI, C.O, (2015).

Os resultados do trabalho de Minei, 2015, geraram seções geolétricas com os dados coletados no perfil PABBRISE. Resultados como os das figuras 6 e 7, mostram seções geolétricas de modelos 2D nos modos conjuntos TE e TM das respostas magnetotelúricas que juntamente com os resultados de Bernardes, 2015, foram usadas como referência para a interpretação de seções geolétricas deste trabalho.

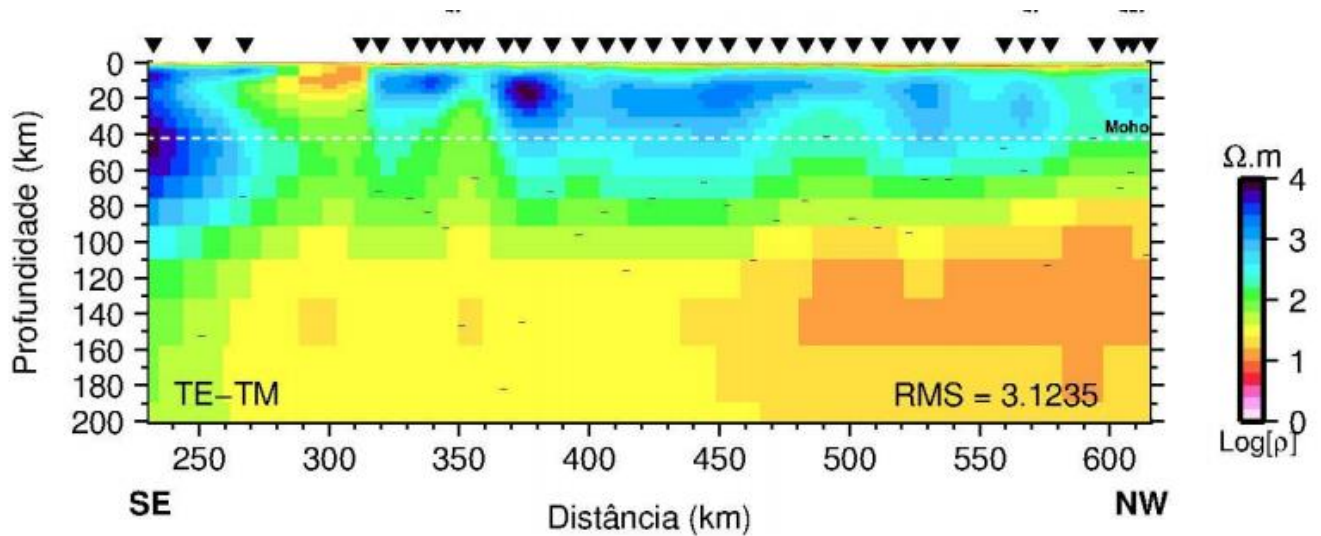


Figura 6 - Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade do skin depth máximo. Os traços pretos representam a profundidade máxima de investigação dos dados pela transformada de Niblett-Bostick. Imagem retirada de MINEI, C.O, (2015).

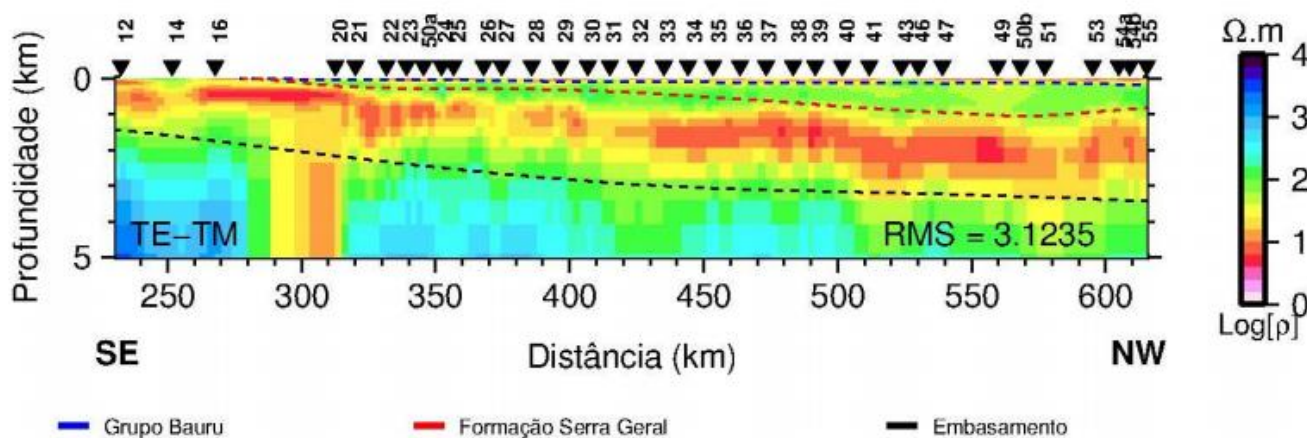


Figura 7 - Modelo 2D de resistividade obtido pela inversão do modo TE e TM do tensor de impedância MT até a profundidade de 5 km. Na Figura são plotadas as profundidades do Grupo Bauru, da

Formação Serra Geral e do embasamento previstas por dados regionais de poços. Imagem retirada de MINEI, C.O, (2015).

Minei em seu trabalho conclui que os basaltos Serra Geral foram mapeados com um horizonte moderadamente resistivo ($\sim 100 \text{ ohm.m}$), o que está de acordo com outros trabalhos MT na bacia, como o realizado por Nunes, 2010. Os dados MT detectaram um espessamento dos basaltos da Formação Serra Geral de até 500m no centro do perfil, entre as estações 29a e 37a. Em profundidade de até 60 km, os modelos MT mostram predominantemente uma zona resistiva heterogênea. Esta zona engloba toda a crosta da região, uma vez que a profundidade da Moho é de aproximadamente 42 km, segundo análises sísmicas (Assumpção et al. 2013). Um resultado típico esperado para a crosta seria sua porção superior resistiva e a inferior condutiva (Jones, 1992). No entanto, uma crosta inferior condutiva não é observada, o que pode ser explicada pela idade da crosta, possivelmente sendo proterozoica ou arqueana.

Em conclusão as duas bibliografias apresentaram resultados coerentes de acordo com o método utilizado, porém detalhes apresentados por Bernardes, como a variação da profundidade da descontinuidade da Moho não foram observadas por MINEI, 2015.

8 RESULTADOS E DISCUSSÃO

8.1 DADOS E PROCESSAMENTO

Os dados deste trabalho foram levantados pelo grupo de pesquisa em Geomagnetismo da Divisão Geofísica Espacial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – GEOMA/DGE/INPE, onde vários processos de análise e filtragem dos dados foram aplicados.

Esses processos visam transformar os dados coletados a partir de filtragens de frequência, melhoramento de sua razão sinal/ruído e remoção de outliers para obtenção das funções de transferência MT e do tensor de impedância MT(Z) em forma curvas de resistividade aparente e fase.

Nesta fase de processamento para que os processos sejam bem analisados os dados são divididos em janelas onde se obtém um resultado em separado para cada uma delas, demonstrado na figura 8.

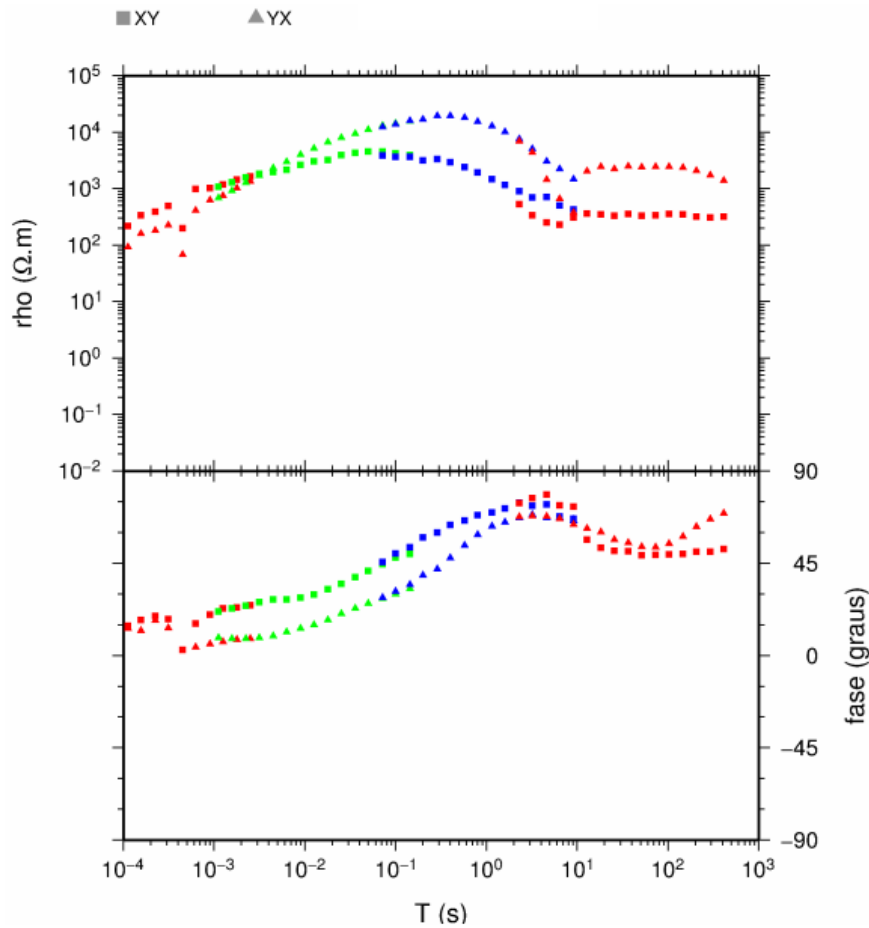


Figura 8 – Curvas de resistividade aparente e fase que representam a junção das bandas processadas separadamente, cada cor representa uma janela do espectro dividido no momento do processamento. Imagem retirada de Makibara, M. T., Vitorello, Í., & Bologna, M. de S. (2012).

Espera-se de um bom processamento que estas bandas quando em conjunto tenham continuidade e com variações suaves durante o aumento do período.

Alguns dos resultados obtidos do processamento são demonstrados na figura 9.

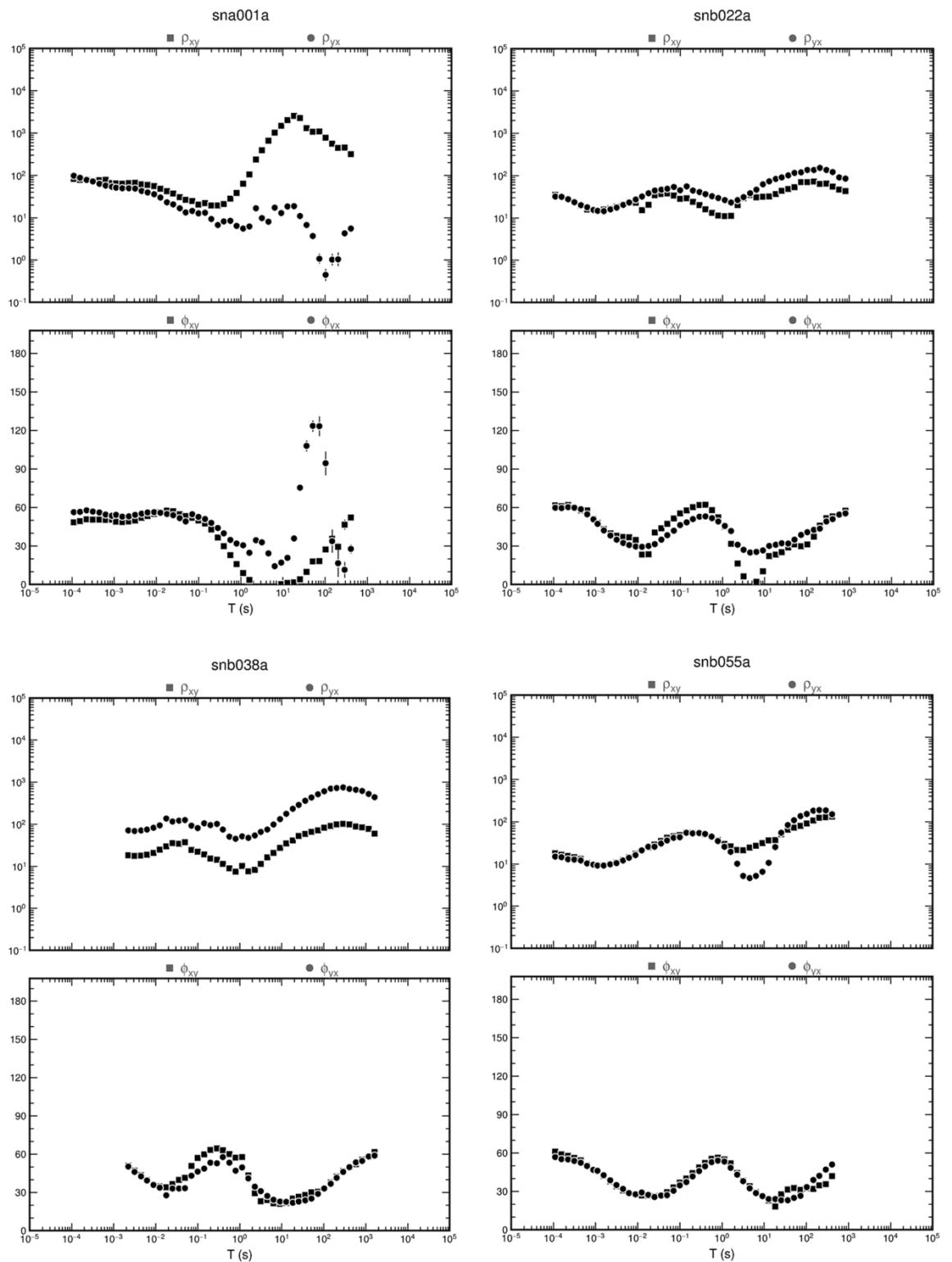


Figura 9 – Curvas de resistividade aparente e fase processadas pelo grupo de pesquisas em Geomagnetismo da Divisão Geofísica Espacial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – GEOMA/DGE/INPE.

Padilha (1995) sugere que no trecho de períodos entre 1s e 10s pode se observar uma queda acentuada da componente YX da resistividade aparente, que pode ser correspondente à falta ou baixo sinal da região de banda morta e que apresenta pouco efeito na fase devido a Anomalia Magnética do Atlântico Sul. Este tipo ruído tem pouca influência na resistividade aparente da componente XY e nas fases de todas as componentes. Algumas curvas perdem um pouco da sua suavidade na faixa próxima aos 60 Hz, pois o sinal gerado por linhas de transmissão de energia trabalha nessa frequência e constituem uma significativa fonte de ruído para o magnetotelúrico.

8.2 ANÁLISE DE DIMENSIONALIDADE

Depois de gerado as curvas de resistividade aparente e fase, uma análise de dimensionalidade deve ser realizada, pois devemos atribuir a estes dados a sua consistência para a realização das modelagens em 1D, 2D ou 3D. Este trabalho é de extrema importância neste trabalho, pois estaremos utilizando apenas os dados consistentes com respostas MT em 1D.

Agarwal, Weaver and Lilley (2000) dizem que o tensor de impedância magnetotelúrico é definido em termos de sete parâmetros independentes que são invariantes sob uma rotação dos eixos horizontais na superfície da Terra, mais um ângulo que define a orientação dos eixos de referência. Os invariantes são algebricamente relacionados, mas, no entanto, diferentes daqueles recentemente propostos por Szarka & Menvielle (1997). Eles foram escolhidos de modo a ter representações claras em um diagrama circular de Mohr e também para revelar propriedades geoeletricas da Terra perto do local onde os dados de impedância são medidos. Os dois primeiros invariantes definem as propriedades de uma Terra 1-D quando os próximos quatro invariantes são insignificamente pequenos. Se os dois próximos também não forem desprezíveis, a Terra é 2-D com uma direção de strike que pode ser recuperada. Os últimos três invariantes indicam diferentes graus de tridimensionalidade e a discussão deles com referência à distorção galvânica de pequena escala em uma estrutura de outra forma 1-D ou 2-D, em grande parte remonta ao perspicaz trabalho pioneiro de Bahr (1988).

Um código FORTRAN denominado WALDIM apresentado por A Marti, P Queralt, J Ledo (2009) foi utilizado para realizar a análise de dimensionalidade do conjunto de dados MT, de acordo com os critérios de invariantes rotacionais do método WAL (Weaver et al. 2000). Estes critérios baseiam-se na possível anulação dos invariantes do tensor MT, que permitem recuperar o máximo de informação possível a partir desse tensor, sem assumir qualquer pressuposto de dimensionalidade. Ao determinar a dimensionalidade dos dados reais e, portanto, ruidosos, surgem dois problemas. O primeiro é devido aos erros de dados, que se propagam para os valores das invariantes e, portanto, para a determinação da dimensionalidade. A segunda é o fato de que os invariantes raramente são precisamente zero, e a definição de um limiar é necessária. Para resolver esses problemas, o código WALDIM leva em consideração os erros de dados. Seu resultado (Figura 10) é demonstrar a viabilidade da modelagem 1D, 2D ou 3D para cada estação em seus respectivos valores de frequência.

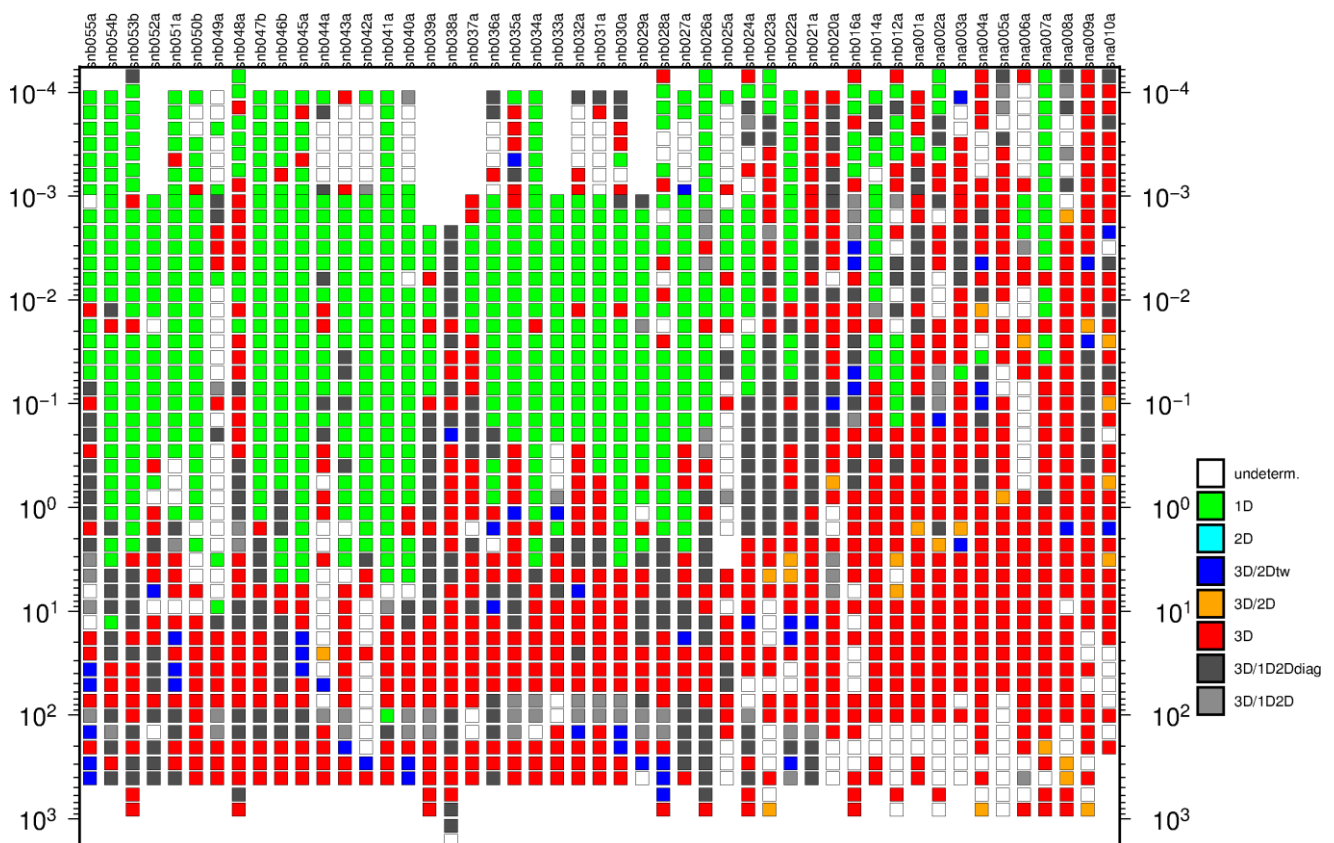


Figura 10 - Seção da análise dimensional por período realizado pelo algoritmo WALDIM apresentado por A Marti, P Queralt, J Ledo (2009) e processado pelo grupo de pesquisas em Geomagnetismo da Divisão Geofísica Espacial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – GEOMA/DGE/INPE.

Os intervalos de frequência apresentados na cor verde são os resultados que permitem uma modelagem confiável de dados em dimensionalidade 1D. Os dados das estações que não apresentam ou apresentam pouca confiabilidade em relação à dimensionalidade 1D foram excluídos da modelagem que se segue.

8.3 INVERSÃO/MODELOS

O programa utilizado para inverter os dados e gerar um modelo 1D é nomeado de GENETIC-MT1D, um algoritmo genético de valores reais que tem como objetivo um modelo de inversão que melhor se ajuste a um conjunto de dados de resistividade e fase. O GENETIC-MT1D foi escrito como parte de um projeto para a classe GEOPH526 na Universidade de Alberta que já foi utilizado com sucesso para reprodução de dados em artigos como Jones & Ferguson (2001).

O algoritmo GENETIC-MT1D leva em consideração um modelo de camadas horizontais homogêneo de comprimento infinito e profundidade definida pelo usuário. Para definirmos a quantidade e profundidade das camadas a serem modeladas, uma análise das curvas de resistividade aparente foi realizado, onde os pontos máximos onde as curvas sofrem inflexão calculamos o skindepth para o respectivo ponto de medida. Uma filtragem das linhas de dados onde a condutividade em grande profundidade aumentava muito, teve de ser realizada, pois o caráter interpretativo do modelo 1D é de que os valores de skindepth devem ser crescentes, caso que se tornava falso em camadas muito condutivas de grande profundidade.

O caráter de dados 1D foi bem estabelecido na maioria das estações, porém os modelos de dados das estações onde temos o início da bacia sedimentar apresentaram erros muito grandes devido à complexidade da estrutura em subsuperfície, gerando erros em duas bandas de período, entre $10^{-4}s$ e $10^{-2}s$, assim como entre 10^0s e 10^1s .

Os resultados são curvas de resistividade em função da frequência dos dados XY e YX (Anexo 2), assim como um modelo de camadas para cada uma destas curvas, os resultados apresentam variações de erro nos encaixes dos modelos 1D variando de 2,21% (Figura 11) até 37,74% (Figura 12) para os dados XY e variando de 6,78% (Figura 13) até 39,18% (Figura 14) para os dados YX.

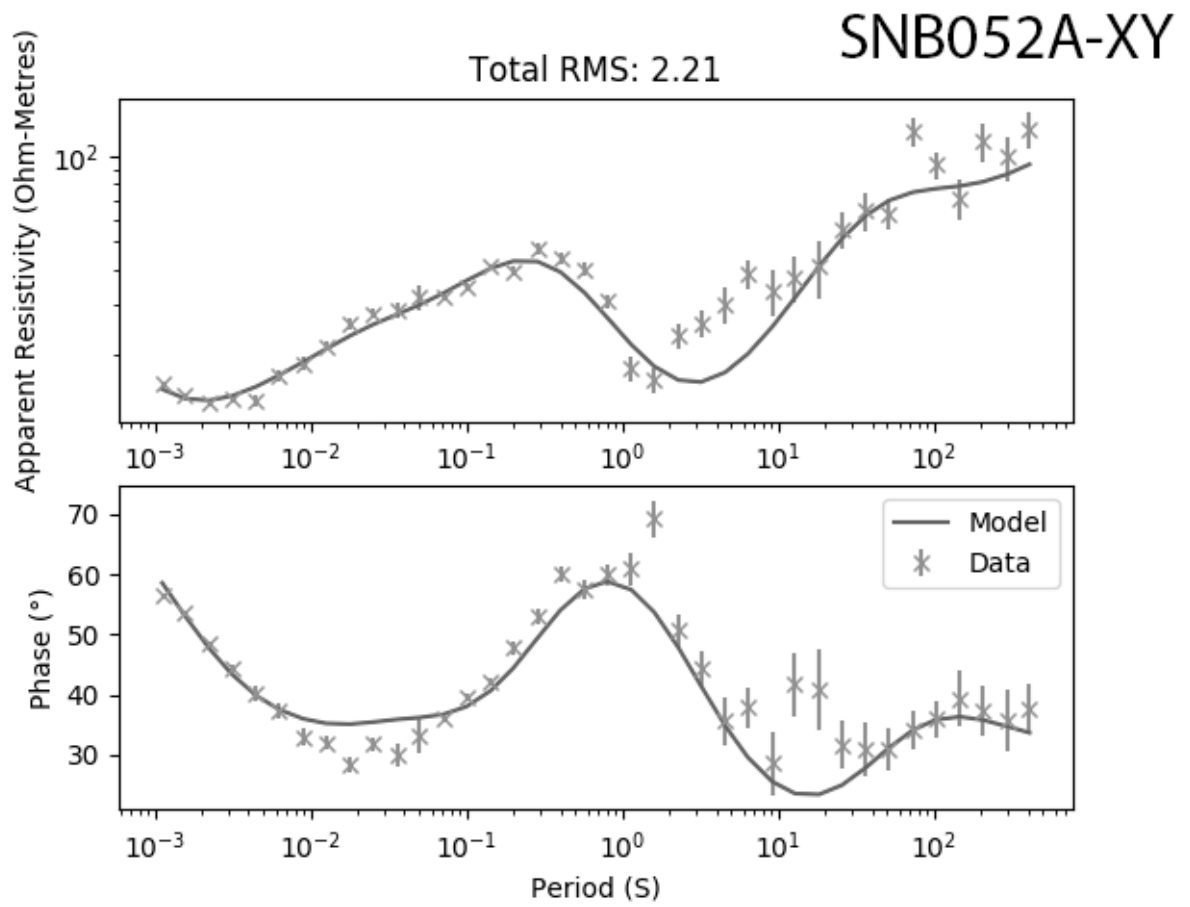


Figura 11 – Curva de resistividade e fase invertidas pelo algoritmo GENETIC-MT1D da estação SNB052A.

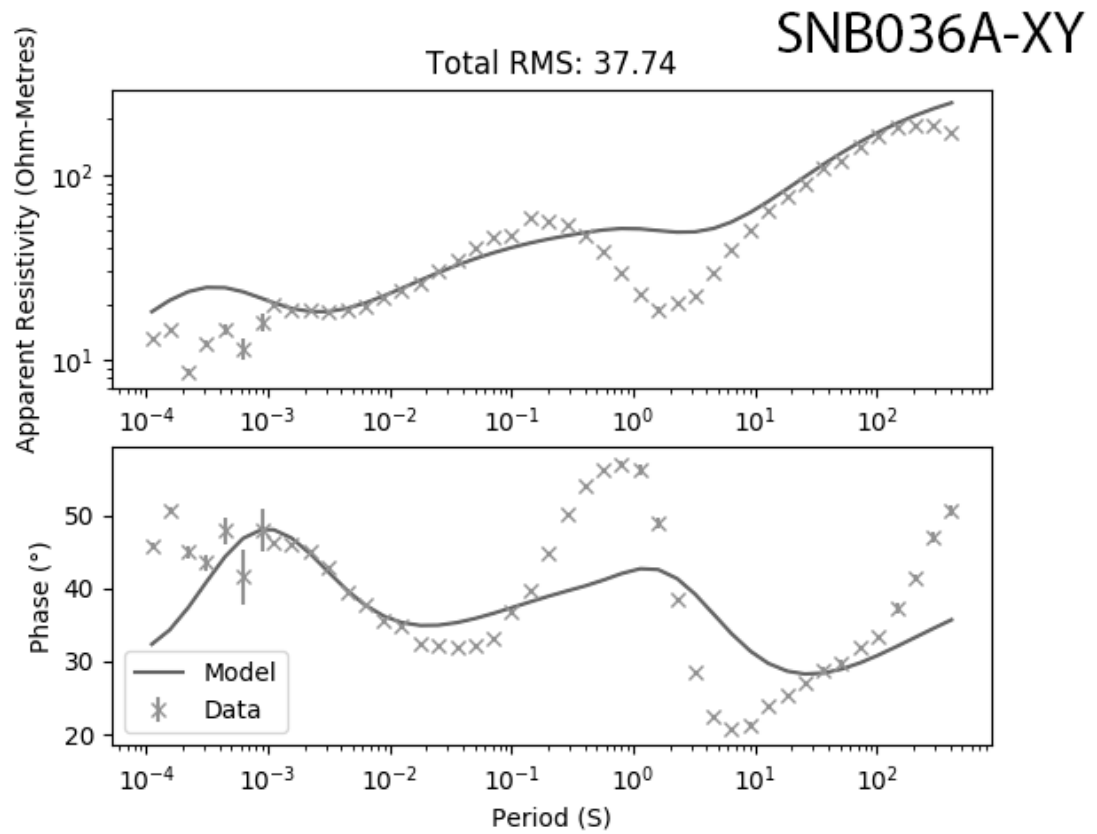


Figura 12 – Curva de resistividade e fase invertidas pelo algoritmo GENETIC-MT1D da estação SNB036A.

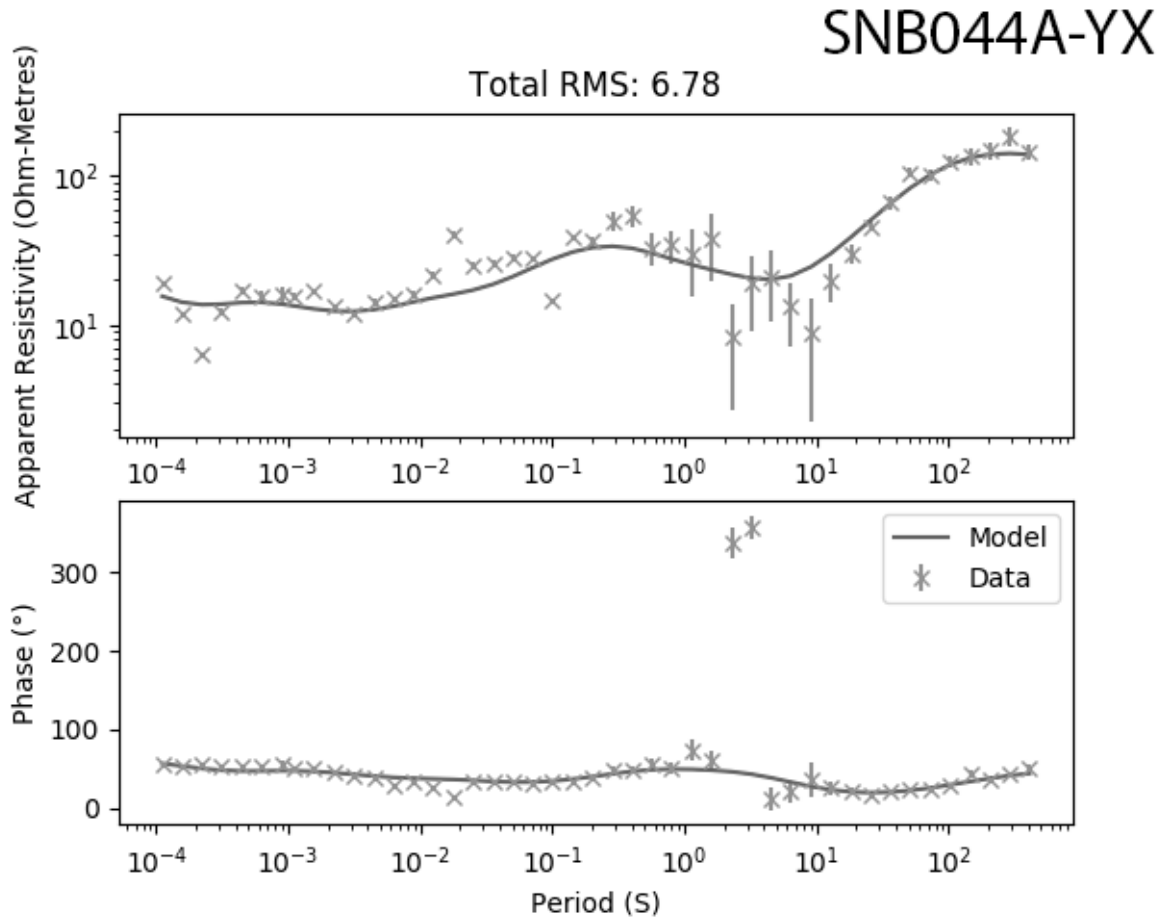


Figura 13 – Curva de resistividade e fase invertidas pelo algoritmo GENETIC-MT1D da estação SNB044A.

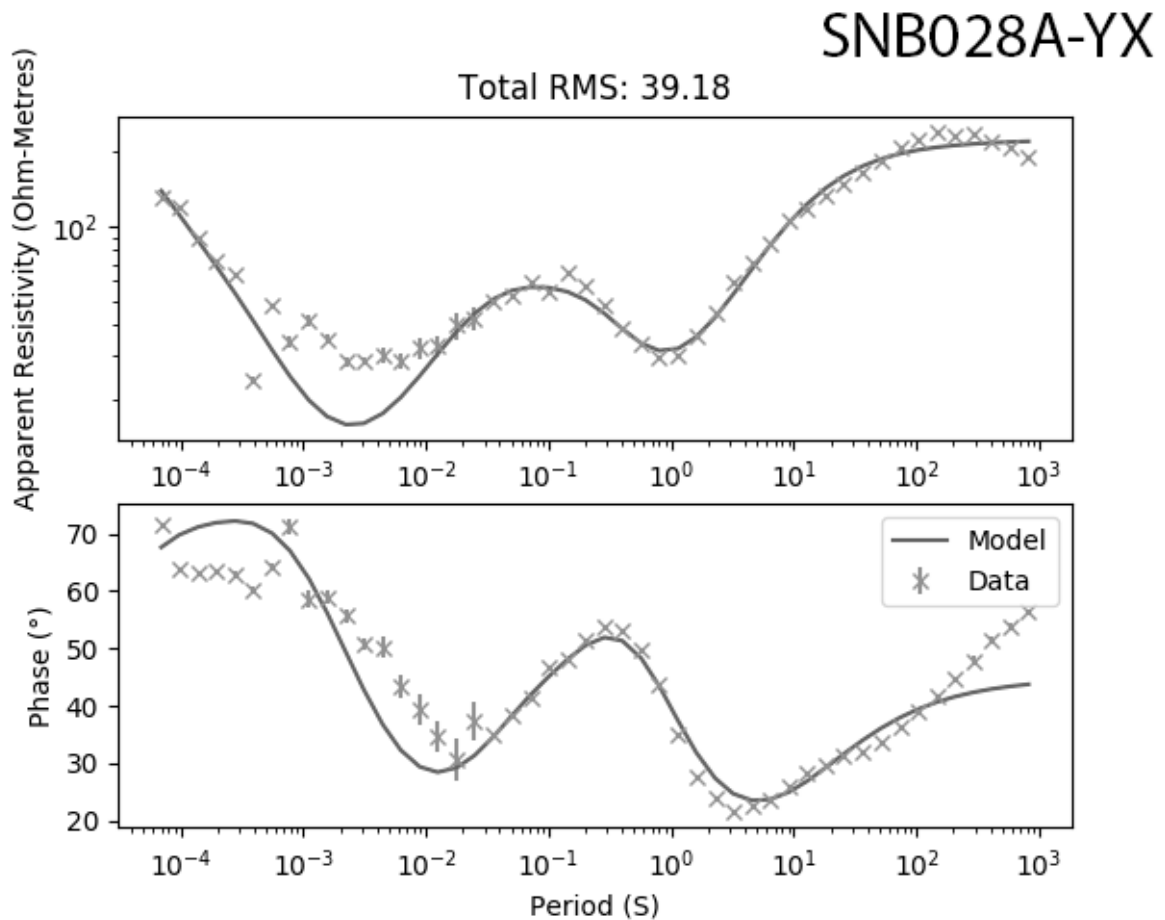


Figura 14 – Curva de resistividade e fase invertidas pelo algoritmo GENETIC-MT1D da estação SNB028A.

Plotando os resultados em seu respectivo modelo de camadas em conjunto com o resultado sísmico obtido por Bernardes, R.B. (2015), temos a integração dos resultados até profundidades de 50 km a ser analisada nas figuras 15 (modo XY) e 16 (modo YX).

Para melhor visualização da área da bacia, as figuras 17 (modo XY) e 18 (modo YX) mostram um zoom nos primeiros 5 km para que possamos melhor visualizar os resultados na região da bacia.

MT1D-XY + SÍSMICA

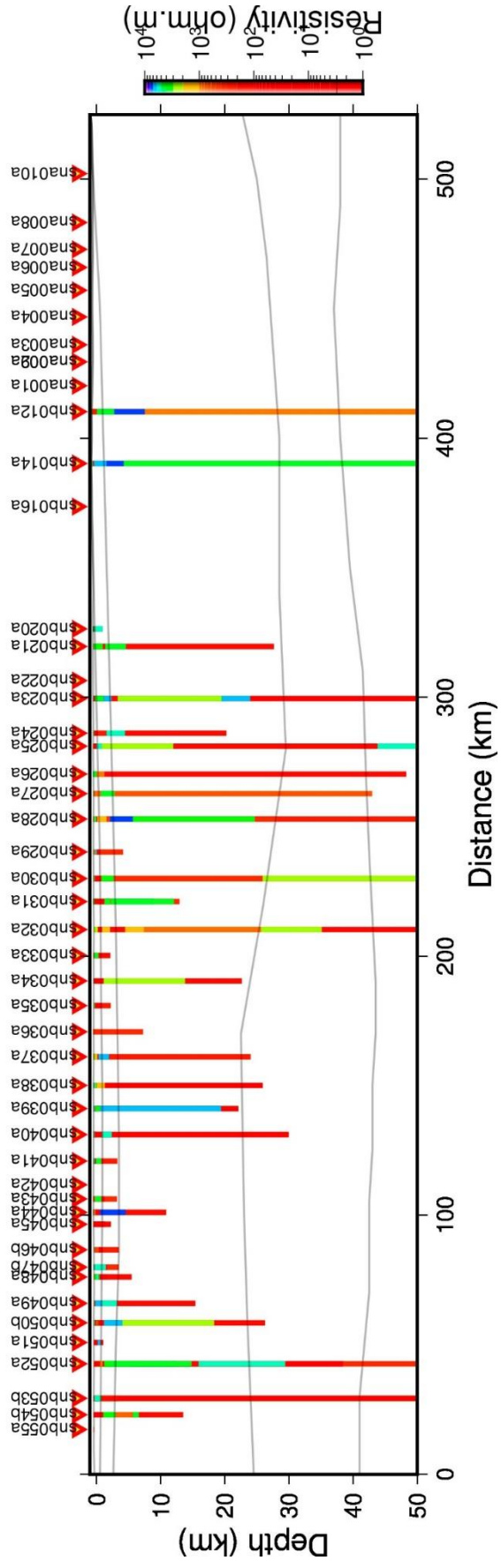


Figura 15 – Modelo de integração das seções geolétricas no modo XY com profundidade até 50 km, processadas pelo algoritmo GENETIC-MT1D e do resultado sísmico proposto por BERNARDES, R.B, (2015).

MT1D-YX + SÍSMICA

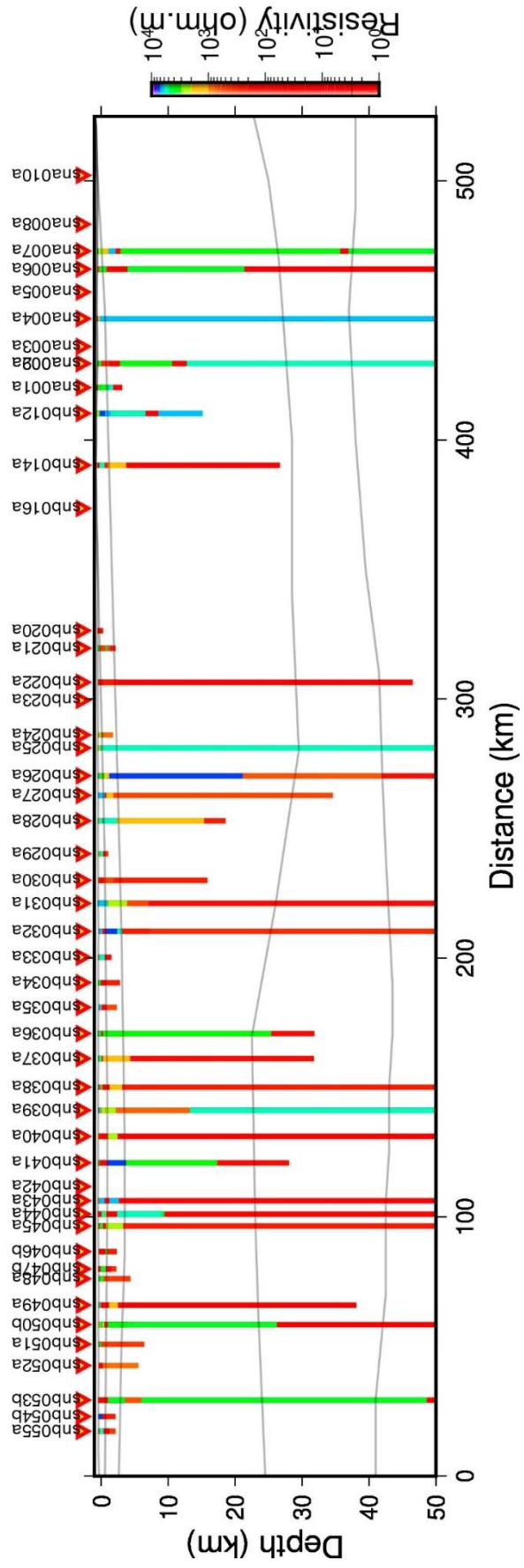


Figura 16 – Modelo de integração das seções geolétricas no modo YX, com profundidade até 50 km processadas pelo algoritmo GENETIC-MT1D e do resultado sísmico proposto por BERNARDES, R.B, (2015).

MT1D-XY + SÍSMICA

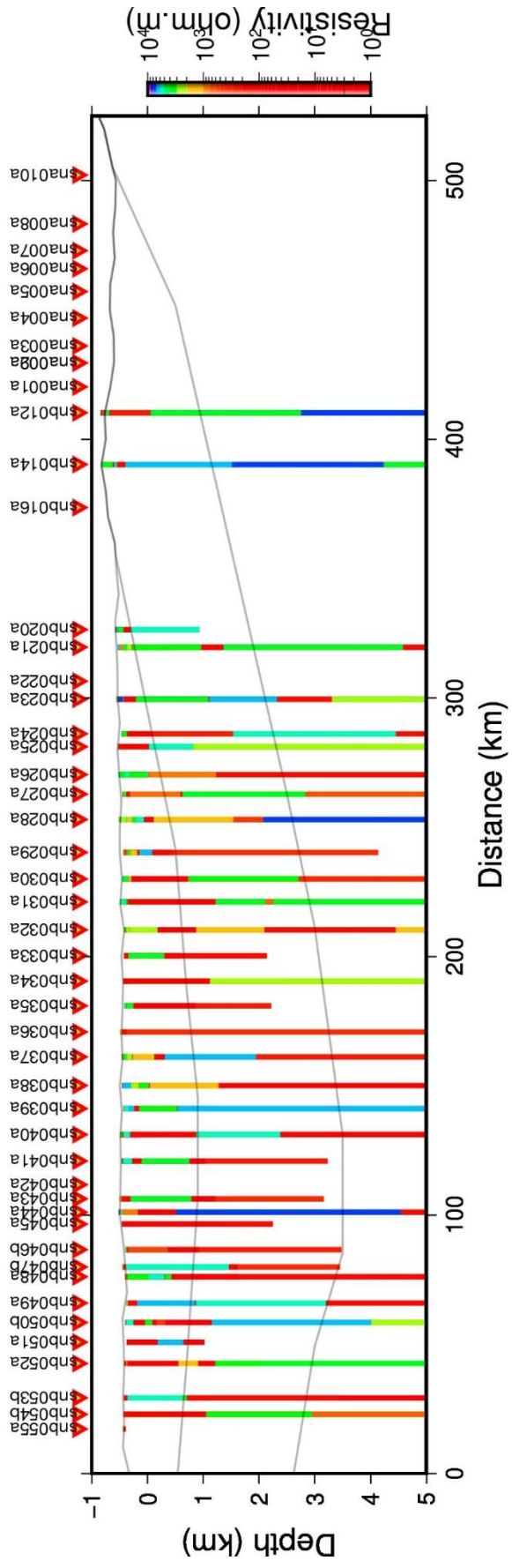


Figura 17 – Modelo de integração das seções geolétricas no modo XY, com profundidade até 5 km processadas pelo algoritmo GENETIC-MT1D e do resultado sísmico proposto por BERNARDES, R.B, (2015).

MT1D-YX + SÍSMICA

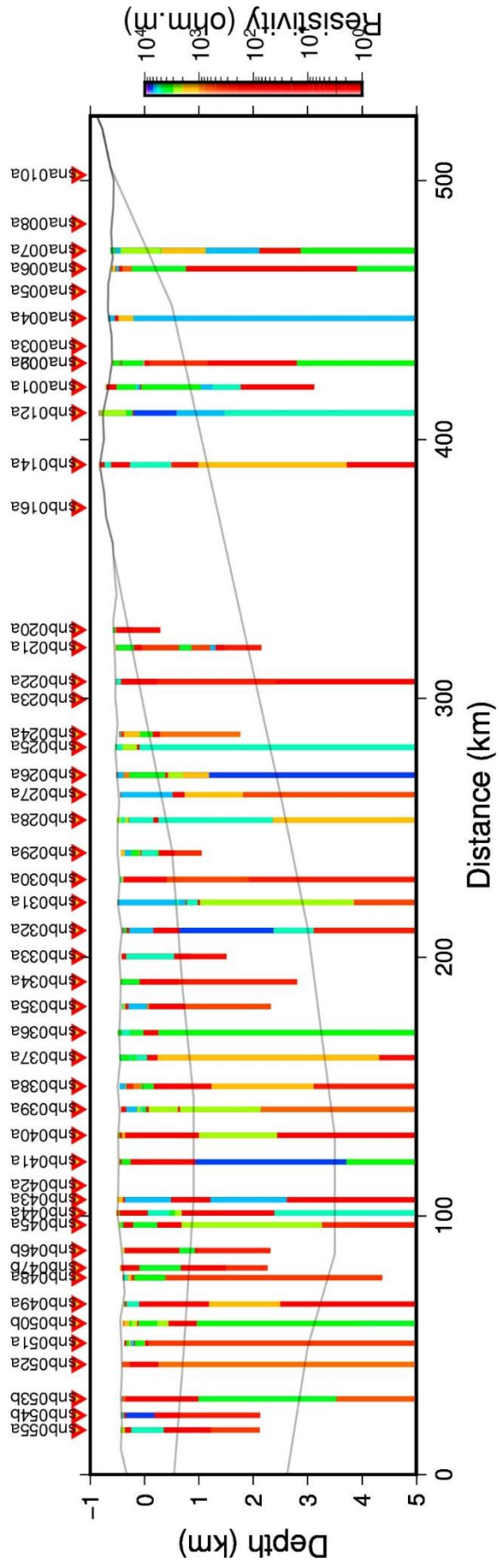


Figura 18 – Modelo de integração das seções geoeletricas no modo YX, com profundidade até 5 km processadas pelo algoritmo GENETIC-MT1D e do resultado sismico proposto por BERNARDES, R.B, (2015).

8.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da execução deste trabalho podemos concluir que:

- 1) Foi obtido de forma satisfatória um modelo de resistividade elétrica a partir do modelo de inversão magnetotelúrica 1D gerado pelo GENETIC-MT1D, comprovando que a inversão a partir de algoritmos genéticos é um método eficaz no ajuste de dados magnetotelúricos.
- 2) Apesar da obtenção de valores de RMS altos (~30%) em algumas sondagens, os resultados têm caráter interpretativo que pode ser explicado quanto a sua dimensionalidade. A parte do resultado das curvas de resistividade aparente e fase onde temos um desajuste entre os dados modelados e os dados observados demonstra que naquela região a subsuperfície apresenta uma complexidade geoeletrica que não pode ser representada pelo modelo 1D, conforme a análise de dimensionalidade pela técnica WALDIM obtida para todas as estações.
- 3) Em geral os modelos de resistividade elétrica gerados não conseguiram determinar estruturas da crosta e manto superior que sejam condizentes com os resultados da sísmica principalmente pelo fato de o modelo 1D não conseguir gerar resultados a profundidades das descontinuidades de Conrad e Mohorovičić, devido à complexidade das propriedades geoeletricas em subsuperfície a grandes profundidades.
- 4) Os resultados dos modelos geoeletricos na escala da bacia sedimentar conseguem imagear em várias estações resultados que poderiam indicar a presença de camadas de basalto, porem em se tratando de um aspecto geral, as estruturas geoeletricas não aparentam ter uma continuidade bem definida. Os motivos que determinam essa descontinuidade não são aparentes devido à grande variedade de possíveis geradores do mesmo. Resultados gerados por outros modelos como o de MINEI, (2015) e Bernardes, (2015) já apresentavam modelos das estruturas basálticas bastante divergentes, o que pode indicar que a complexidade das estruturas talvez não possa ser representada por modelos

simples como os anteriormente propostos pelos métodos sísmico e magnetotelúrico.

- 5) Considerando a qualidade dos ajustes obtidos em nossos resultados, robustez da técnica proposta e informações dos modelos anteriores podemos afirmar que ambos os modelos 2D, modelo sísmico de Bernardes, (2015) e o modelo magnetorelúrico de MINEI, (2015), não representam em sua totalidade a complexidade do meio geológico.

9 REFERÊNCIAS

- AGARWAL, A.K., Weaver, J.T., and LILLEY, F.E.M" 2000, An application of tensor invariant analysis to real data: 15th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, Cabo Frio, Brazil, Abstract EM 12-4.
- ASSUMPÇÃO, M.; BIANCHI, M.; JULIÀ, J.; DIAS, F. L.; FRANÇA, G. S.; NASCIMENTO, R.; DROUET, S.; PAVÃO, C. G.; ALBUQUERQUE, D. F.; LOPES, A. E. V. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 74-85, 2013.
- BAHR, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *J. Geophys.*, 62, 119-127.
- BEAMISH, D. and TRAVASSOS, J.M., 1992. Magnetotelluric Imaging of basalt covered sediments. *First Break*, 10, 345-357. DOI: 10.3997/1365-2397.1992018
- BERNARDES, R.B. 2015. P-wave seismic velocity model of the crust and upper mantle along the PABBRISE profile, São Paulo State. Dissertation (M.Sc. in Geology) – Institute of Geosciences, University of Brasilia, Brasilia. 92 p.
- BIZZI, L. A. SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. (Editores.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM-SGB - Brasília, 2003, 674p.
- CAGNIARD, L., 1953, Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting: *Geophysics*, 18, 605–635.
- CHAVE, A.D., JONES, A.G. (Eds.), 2012. *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. Cambridge Univ. Press. 552 pp.
- COHEN, K.M.; FINNEY, S.C.; GIBBARD, P.L.; FAN, J.-X. 2013; updated. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.

- C. F. Gauss (ed.), *Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus* (1839), pp. 1–57, pp. 146–148; *Scientific Memoirs, Selected from the Transactions of Foreign Academies and Learned Societies and from Foreign Journals*, ed. R. Taylor (London, 1841), pp. 184–251, pp. 313–316 (in English).
- E.H. Shiguemori, L.D. Chiwiacowsky, H.F. de Campos Velho, An inverse vibration problem solved by an artificial neural network, *TEMA—Tendências em Matemática Aplicada e Computacional* 6 (2005) 163–175.
- GLADCZENKO, T.P.; HINZ, K.; ELDHOLM, O.; MEYER, H.; NEBEN, S.; SKOGSEID, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Geological Society of London Journal*, v. 154, p. 465–470.
- GREEN, R. 1974. The seismic refraction method – A review. *Geoexploration*, 12, p. 259-284.
- HOLLAND, J. H. 1975. *Adaptation in Natural and Artificial Systems*. University of Michigan Press. (Second edition: MIT Press, 1992.)
- JAMES R. Wait (1954). ON THE RELATION BETWEEN TELLURIC CURRENTS AND THE EARTH'S MAGNETIC FIELD. *GEOPHYSICS*, 19(2), 281-289.
- JONES, A. G. Electrical conductivity of the continental lower crust. In: FOUNTAIN, D. M., ARCULUS, R. J., KAY, R. W. (Eds.), *Continental lower crust*. Amsterdam: Elsevier, Series Developments in Geotectonics, 1992, p. 81-143.
- JONES AG, FERGUNSON IJ. 2001, The eletric Moho. *Nature* 409:331-333
- KELLER, G. V. and Frischknecht, F. C. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting. In *International Series of Monographs in Electromagnetic Waves*, 10, eds. A.L. Cullen, V. A. Fock, and J. R. Wait. Oxford: Pergammon Press.
- KEAREY, K.; BROOKS, M.; HILL, I.; 2009. *Geofísica de exploração*. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo. Oficina de Texto, 438p.
- KIRCHHOFF VWJH. 1991. *Introdução a geofísica espacial*. São Paulo: Nova Stella, Ed. USP/FAPESP, 149 p.
- MADDEN, T. and NELSON, P. (1964, reprinted 1986). A defence of Cagniard's magnetotelluric method. In *Society of Exploration Geophysicists, Geophysics Reprint Series, No. 5.*, ed. K. Vozoff.
- MAKIBARA, Melissa Tami; VITORELLO, Ícaro; BOLOGNA, Maurício de Souza. *Processamento de dados de sondagens magnetotelúricas coletados na Província Borborema, Região Nordeste do Brasil Anais São Paulo: IAG-USP, 2012.*
- MARTÍ, A.; QUERALTI, P.; LEDO, J. 2009 WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor. *Computers and Geosciences*, 35,2295-2303.

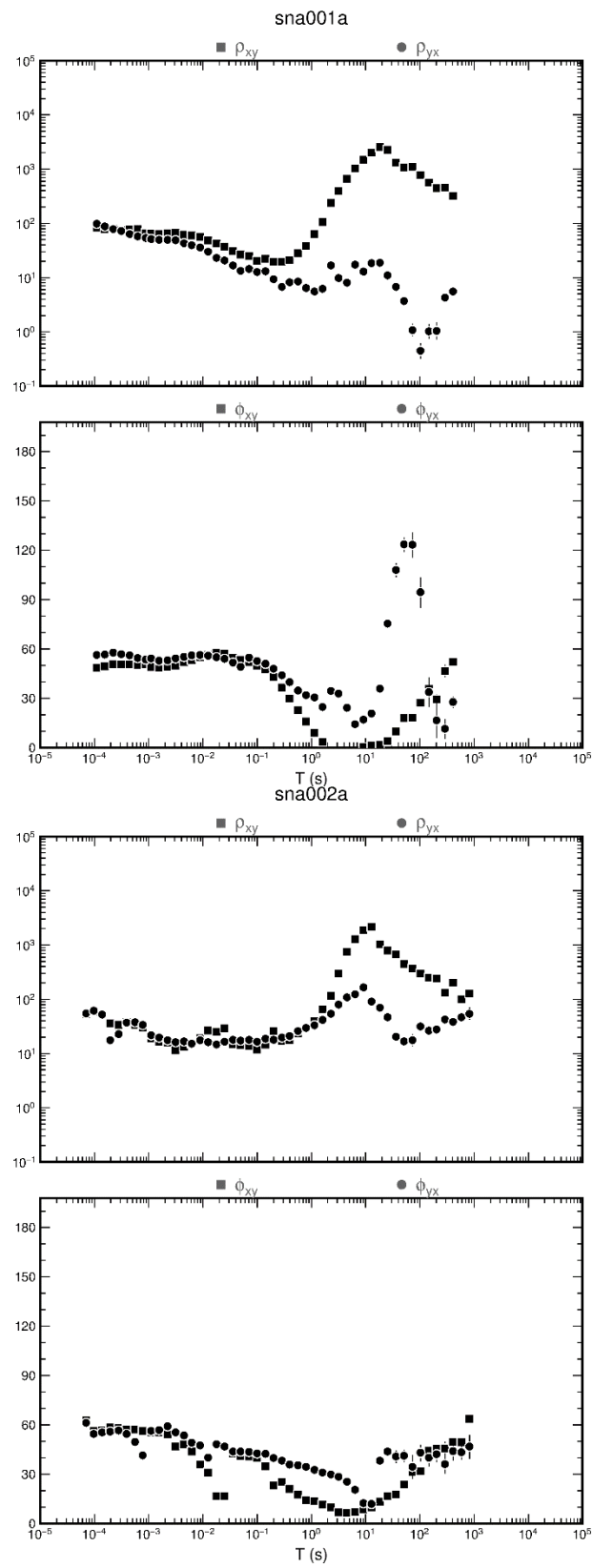
- MENEZES, Paulo T. L. Fundamentos do método magnetotelúrico na exploração de hidrocarbonetos. Rio de Janeiro: SBGf, 2013.
- MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca, São Paulo, pp. 265-279.
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. 2007. Bacia do Paraná, Bol. de Geociências da Petrobrás, 15(2), 265–287.
- MINEI, C.O. 2015. Imageamento Crustal e Litosférico no Nordeste da Bacia do Paraná por Sondagens Magnetotelúricas. Dissertação (Mestrado em Geofísica). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 61 p.
- NUNES, H. O. Imageamento das estruturas geoeletricas da litosfera na porção norte da Bacia do Paraná pelo método magnetotelúrico. Dissertação de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil. 2010. 126 p.
- PADILHA, A.L., Distortions in magnetotelluric fields possibly due to ULF activity at the South Atlantic magnetic anomaly region, J. Geomag. Geoelectr., J7, 1311-1323, 1995.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas, South America: classification of magma types and their spatial distribution. Bulletin of Volcanology 55, 119-139.
- PRICE, A. T. (1962). The theory of magnetotelluric fields when the source field is considered. J. Geophys. Res. 67: 1907–1918.
- PLANKE, S., and CAMBRAY, H., 1998. Seismic properties of flood basalts from Hole 917A downhole data, southeast Greenland volcanic margin. In Saunders, A.D., Larsen, H.C., and Wise, S.W., Jr. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 152: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 453–462.
- PETHICK, A. Tutorial 1D Forward Modelling (Magnetotelluric). Digital Earth Lab, 2013. Disponível em: < <http://www.digitalearthlab.com/tutorial/tutorial-1d-mt-forward/>>. Acesso em: 06 jul. 2016, 10:40:00.
- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. 1996, Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism: Earth and Planetary Science Letters, v. 144, p. 199–211.
- ROCHA-JÚNIOR, E.R.V.; PUCHTEL, I.S.; MARQUES, L.S.; WALKER, R.J.; MACHADO, F.B.; NARDY, A.J.R.; BABINSKI, M.; FIGUEIREDO, A.M.G. 2012. Re-Os isotope and highly siderophile element systematics of the Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). Earth and Planetary Science Letters 337-338, 164-173.

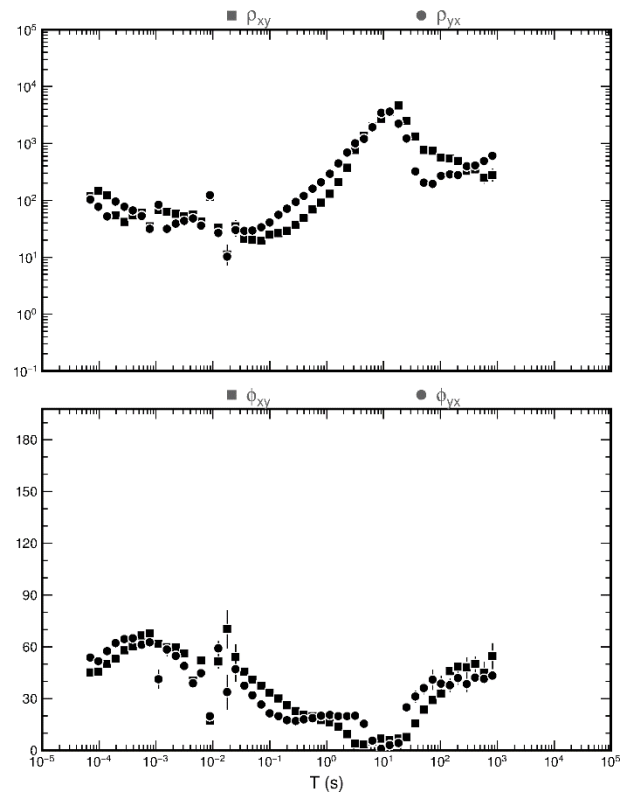
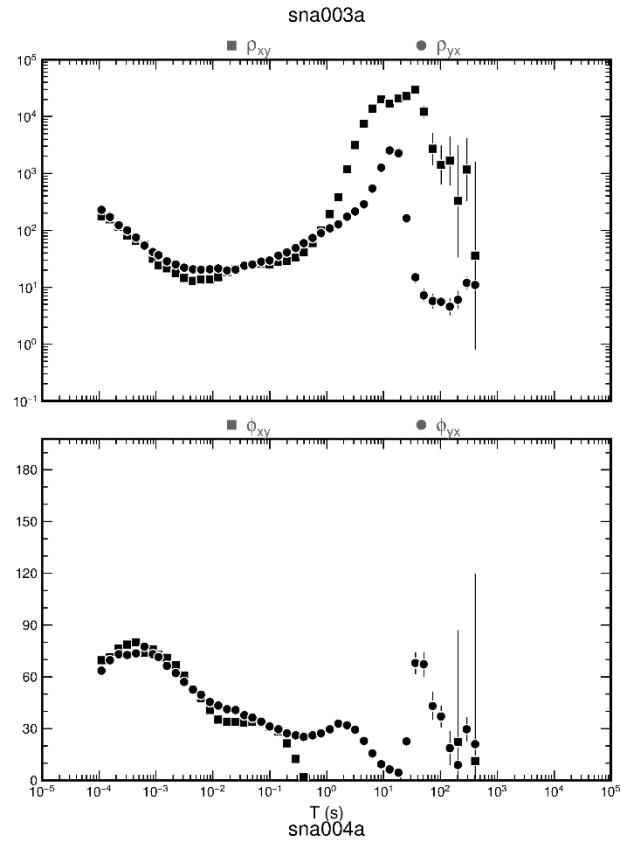
- SCHUSTER, A. (1889). The diurnal variation of terrestrial magnetism. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A180, 467–518
- SANTOS, A.C.L., 2012. Imageamento magnetotelúrico de estruturas litosféricas na porção SE da Província Borborema. Orientada por A. C. Bittencourt Pires (UnB) e I. Vitorello (INPE).
- SIMPSON, F.; BAHR, K. 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge. 270 p.
- SZARKA, L. & MENVIELLE, M., 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor, *Geophys. J. Int.*, 129, 133–142.
- STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. 1996. 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 143, p. 95–109.
- SOARES, J.E.P. 2005. Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Tese de doutorado, n. 73. Brasília. p. 128.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. 1990. *Applied geophysics*. Second Edition, Cambridge, Cambridge University Press. 770 p.
- THIEDE, D.S. & VASCONCELOS, P.M. 2010. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, 38 (8), 747-750.
- TIKHONOV, A. N., 1950, Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust: *Doklady Akadamaia Nauk*, 73, 295–297.
- TROUW, R. A. J. et al. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasilia belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* v. 48, p43-57, 2013.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333–348.
- VOZOFF, K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, vol.37, NO. 1, p. 98-141.
- VOZOFF, K. 1991 The magnetotelluric method. In: NABIGHIAN, M. (ed), *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, vol. 2, part B, p. 641 -711.
- WAIT, J. R. (1954). On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. *Geophysics* 19: 281–289.

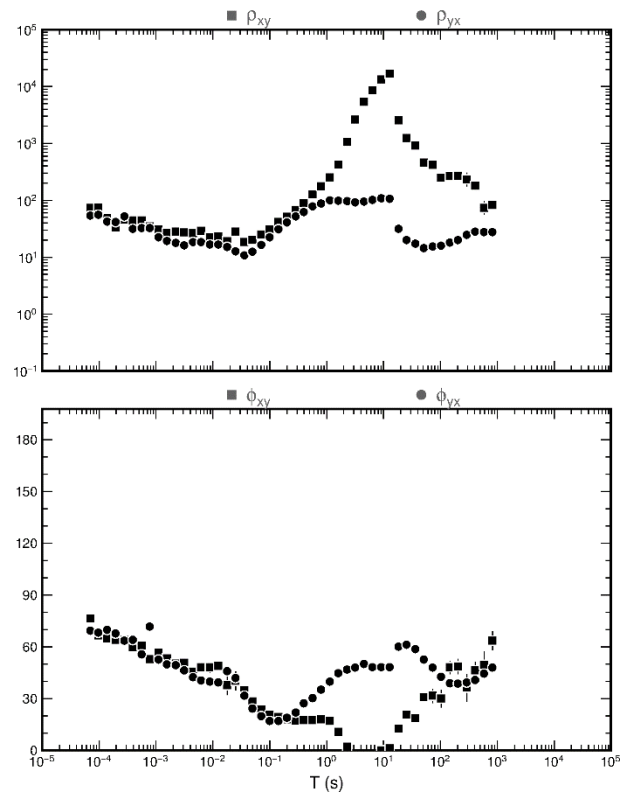
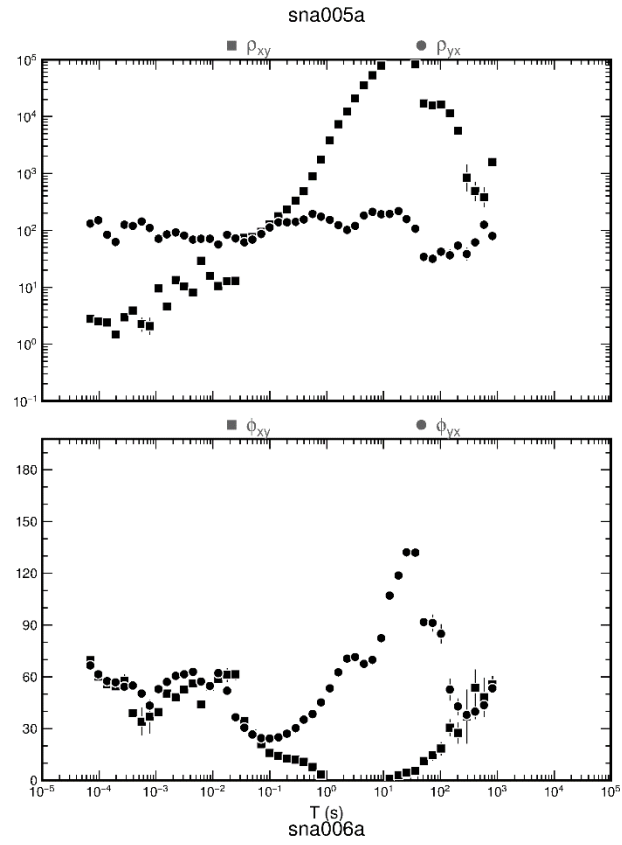
- WEIDELT, P.: The inverse problem of geomagnetic induction. *Z. f. Geophys.* 38, 257-289, 1972
- WEAVER, J.T., AGARWAL, A.K., and LILLEY, F.E.M., 2000, Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants: *Geophysical Journal International*, 141, 321-336,
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; SANTOS NETO, E.V.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.F.; EIDEL, J.J. (Eds.). Interior cratonic basins. AAPG Memoir, 51. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1991. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (Coords.) Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRÁS. Rio de Janeiro: Ed. Gávea. p. 135-164.
- ZEEVALLOS, I. 2004. Modeling the Paraná basin, Capivara reservoir, through joint inversion of receiver function and magnetotelluric sounding. PhD thesis (in Portuguese), University of São Paulo, Brazil, 101pp.
- ZEEVALLOS, I. 2009. Inversion of teleseismic receiver function and magnetotelluric sounding to determine basement depth in the Paraná Basin, SE Brazil. *Journal of Applied Geophysics* 68, p. 231–242.

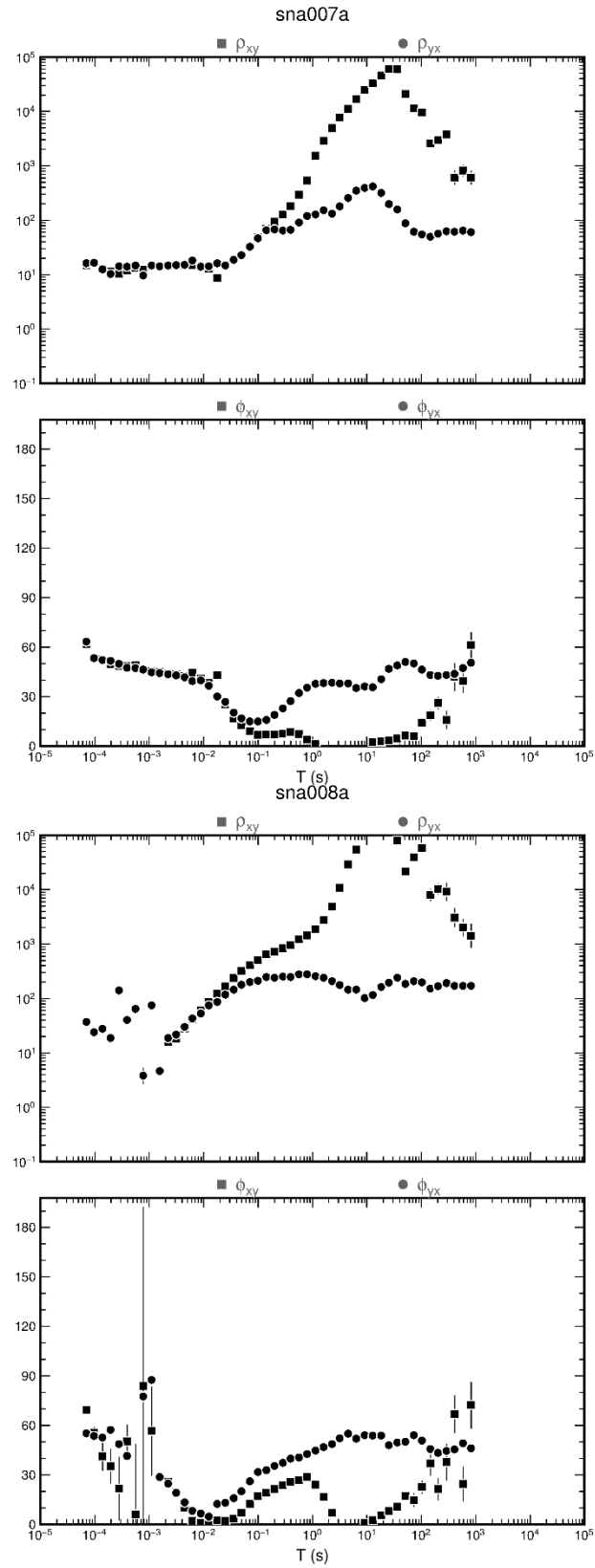
10 ANEXOS

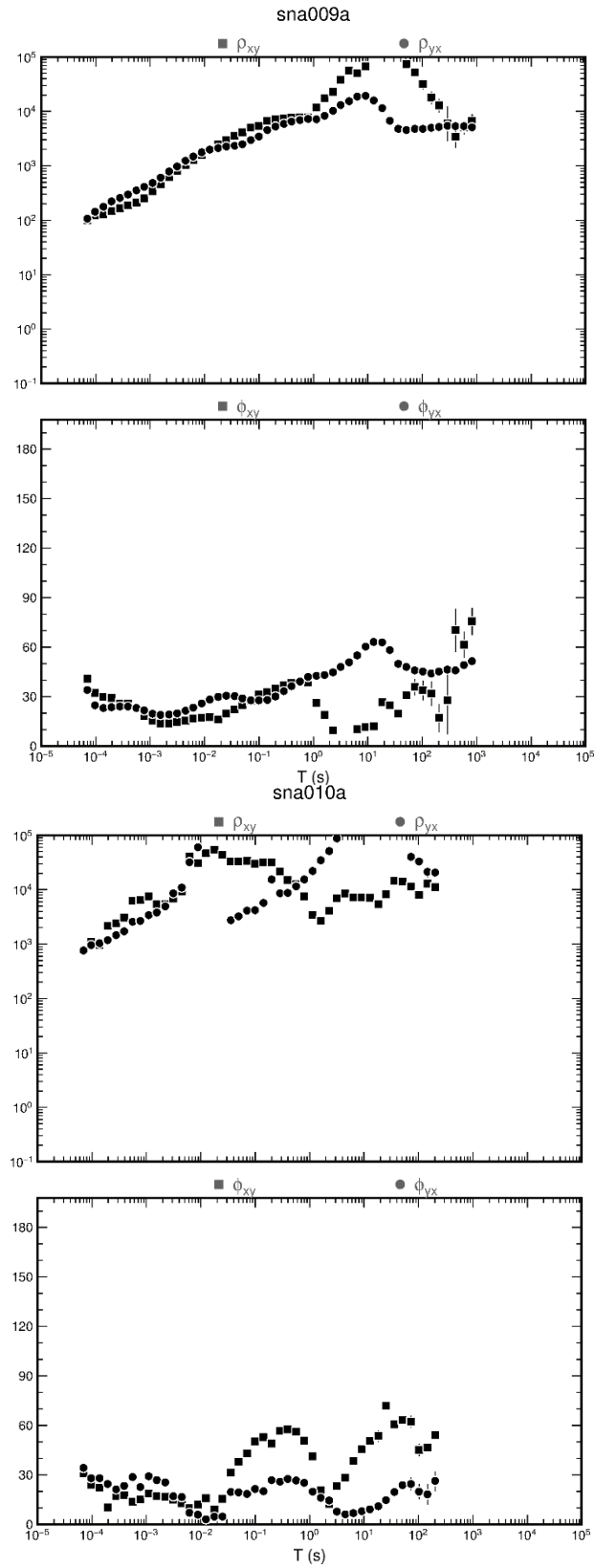
10.1 DADOS DAS PSEUDOSEÇÕES

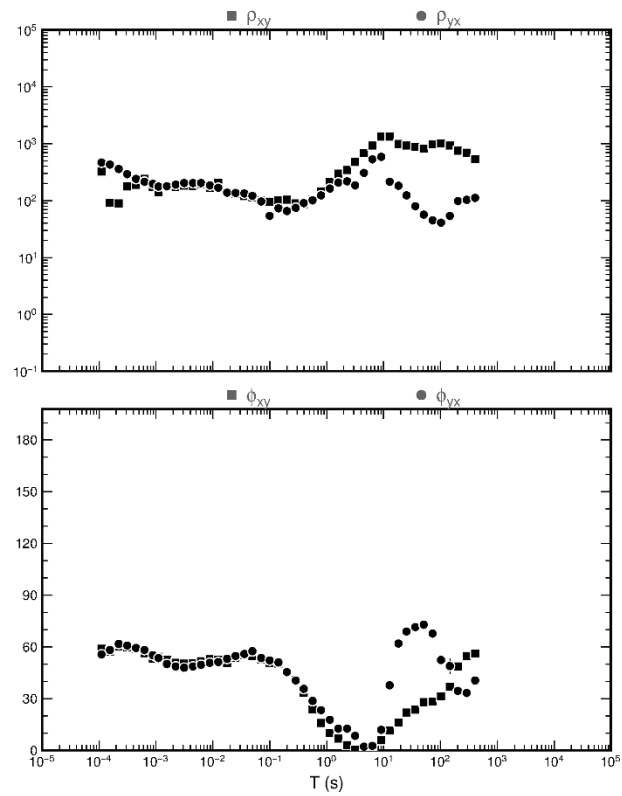
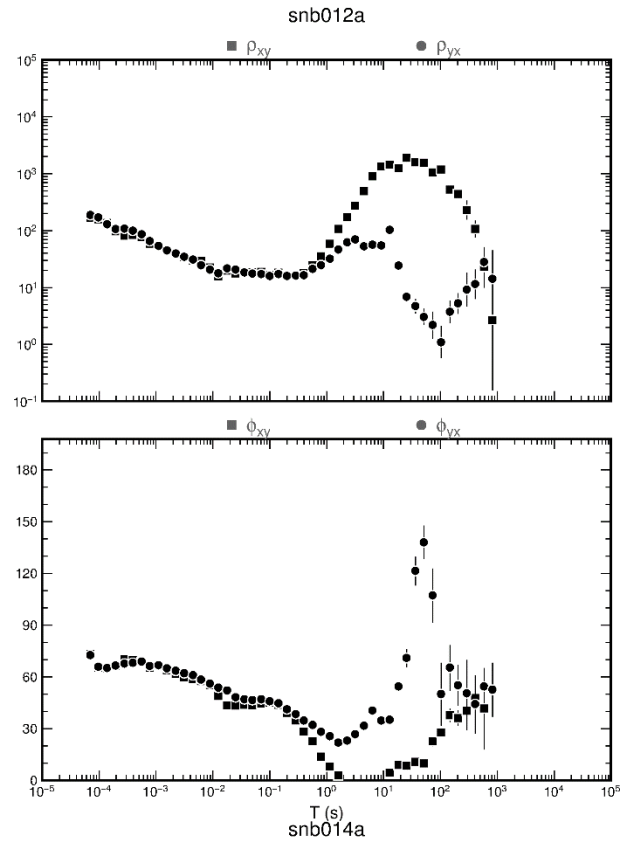


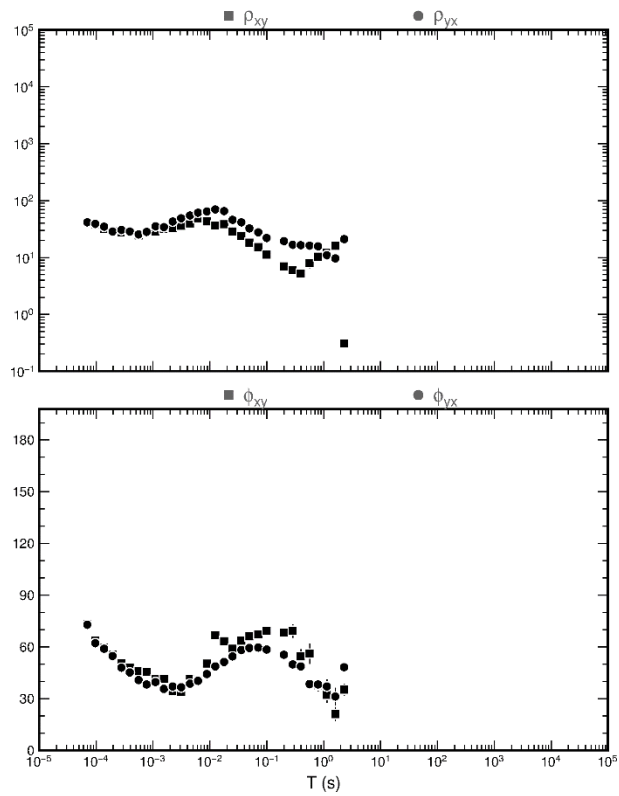
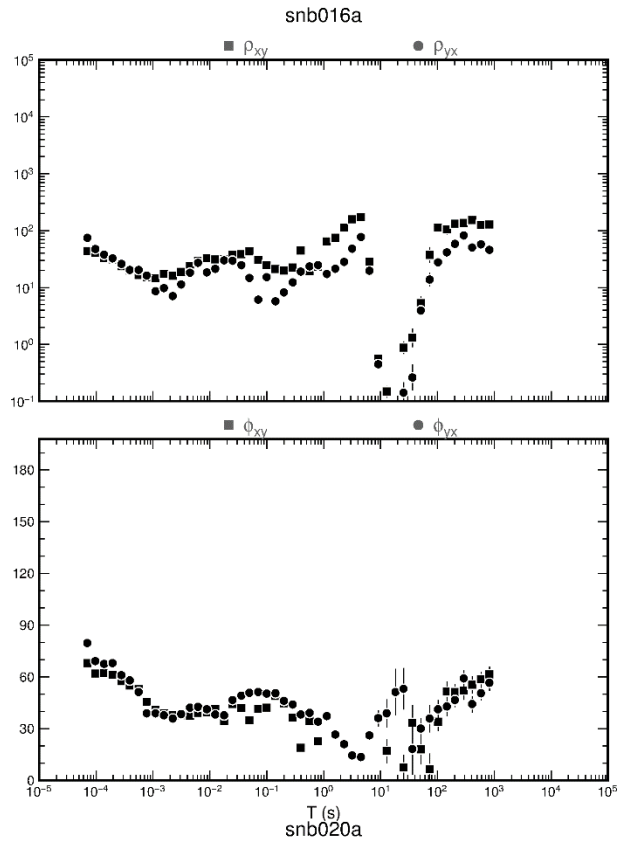


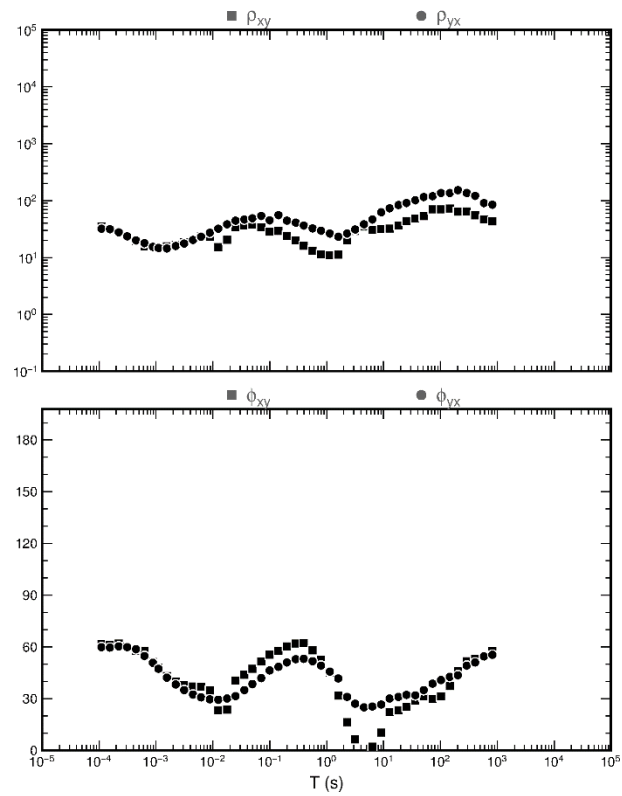
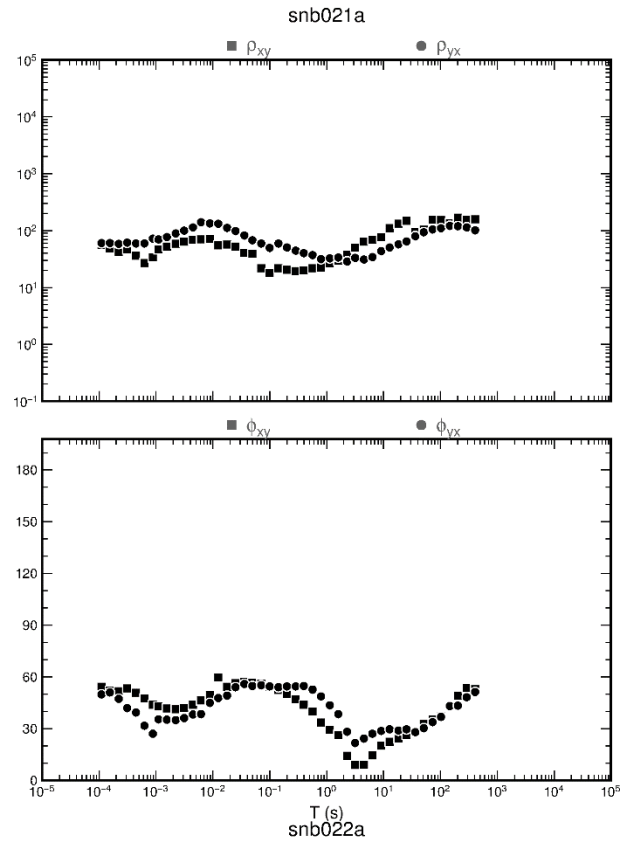


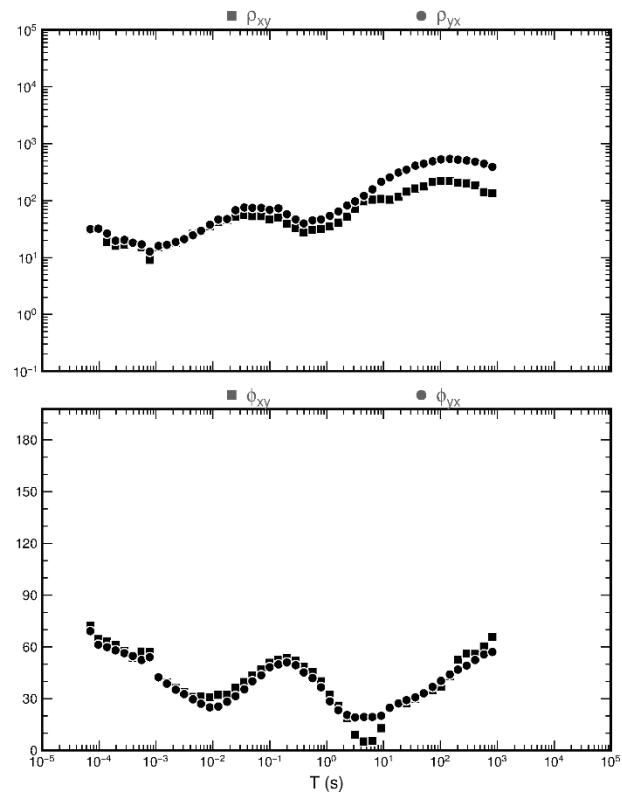
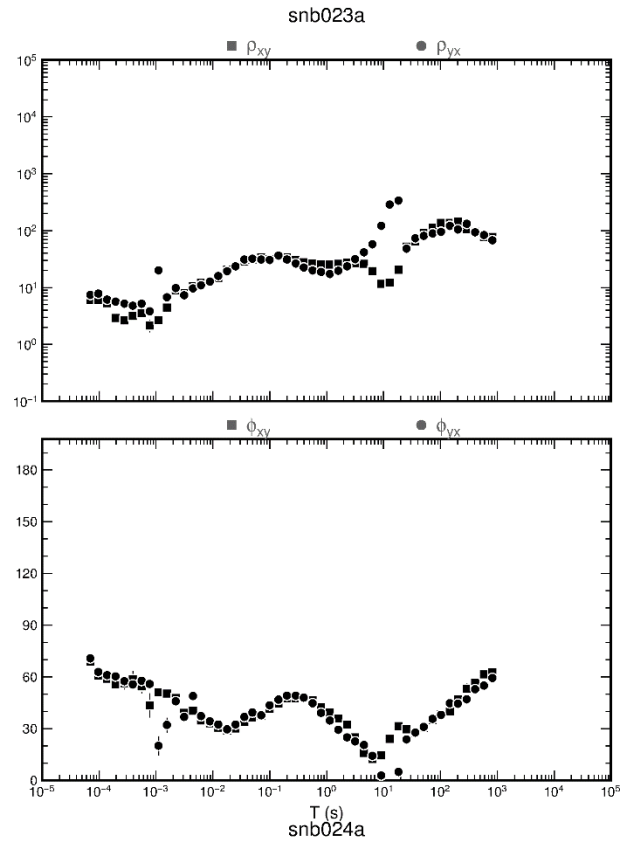


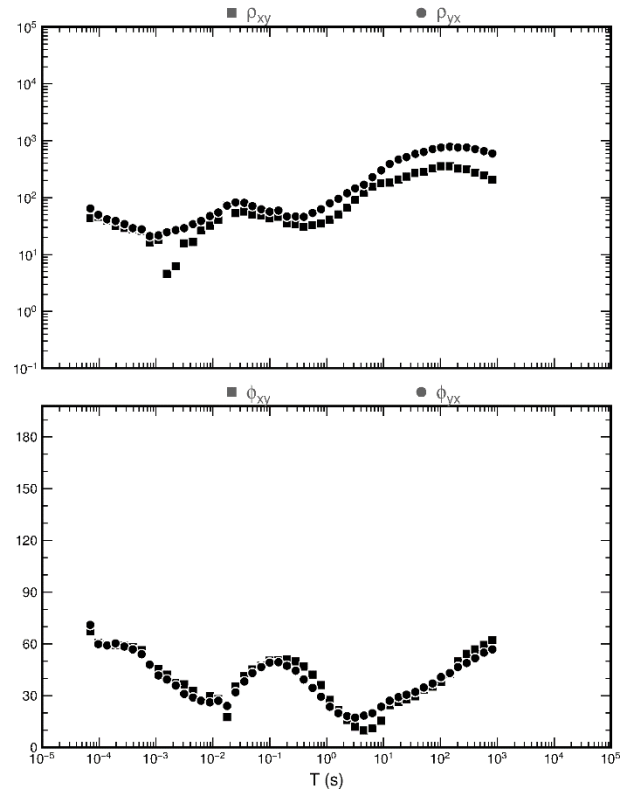
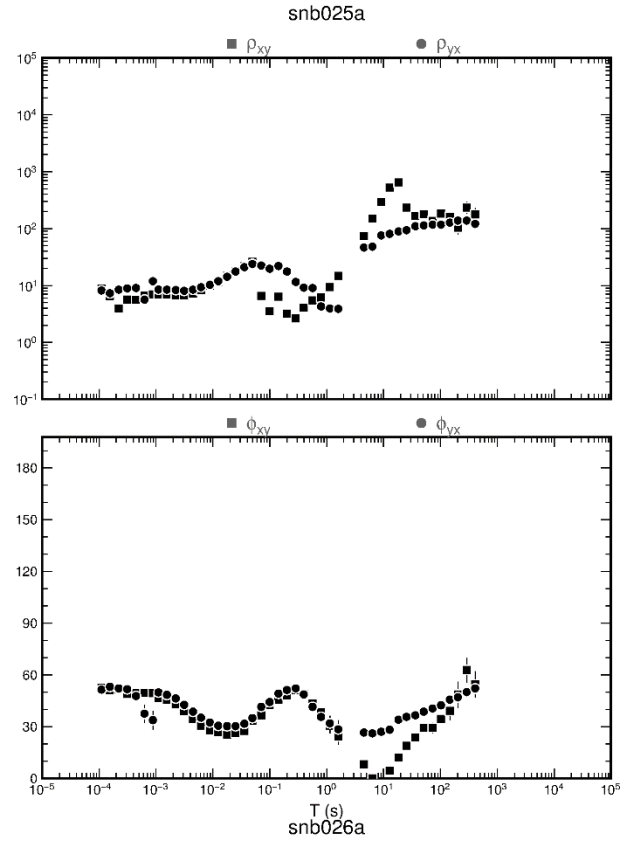


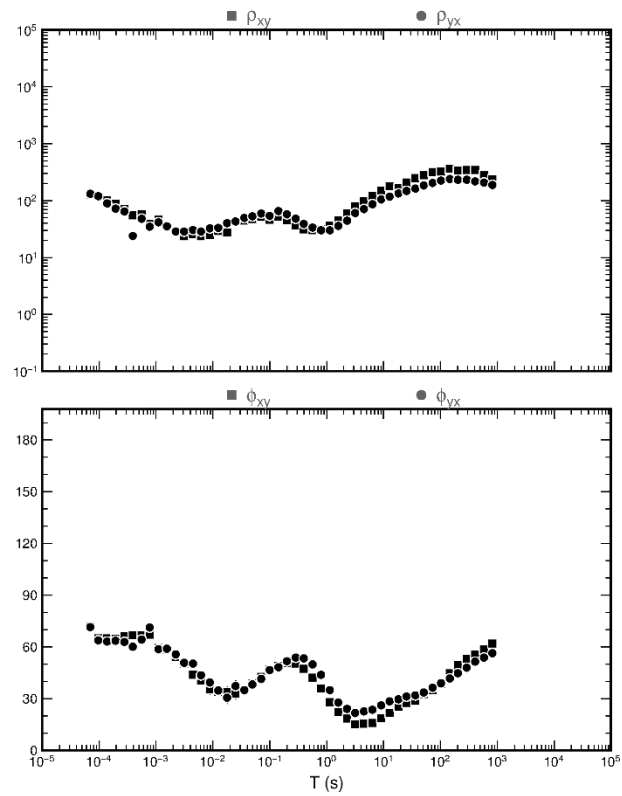
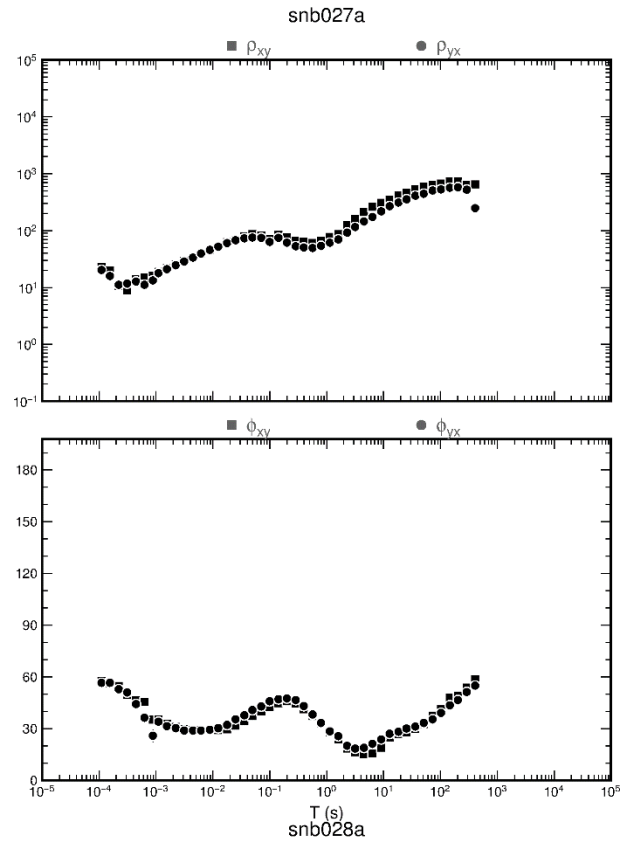


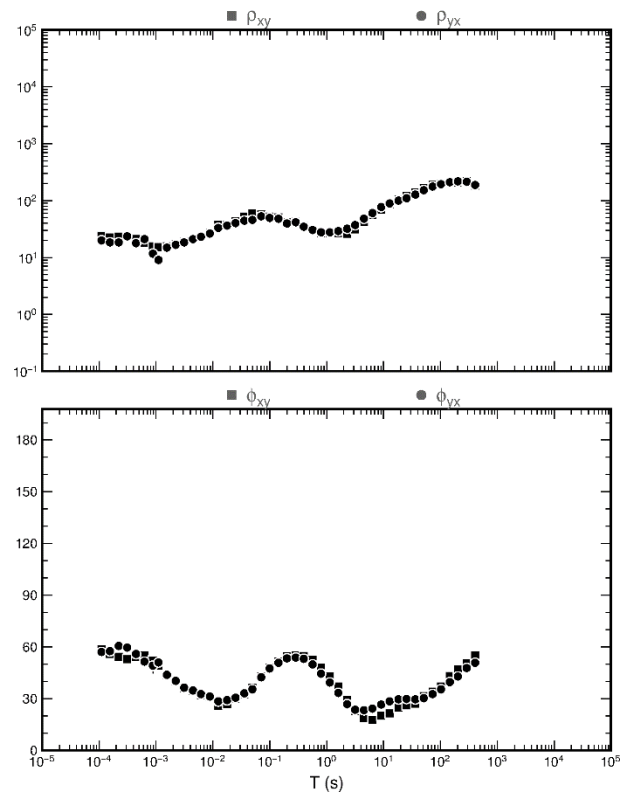
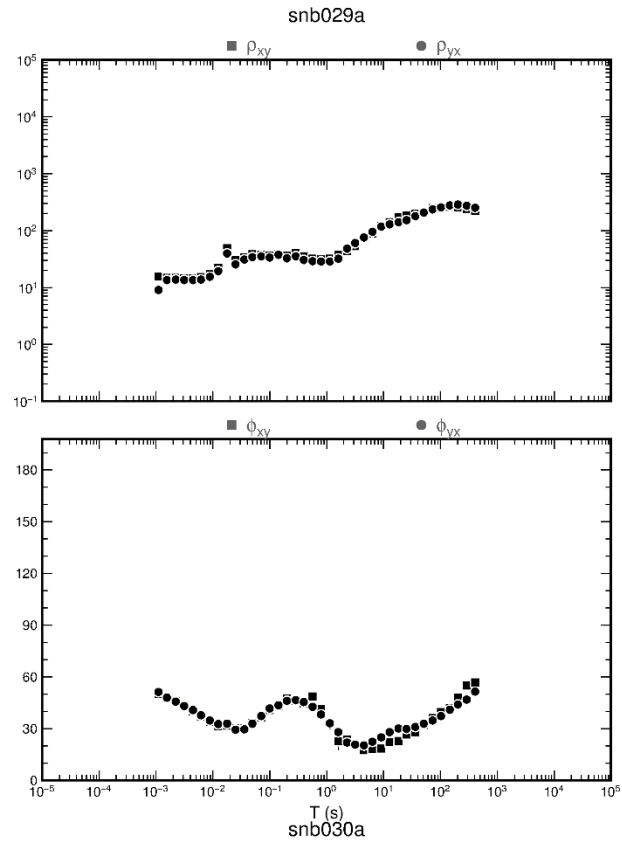


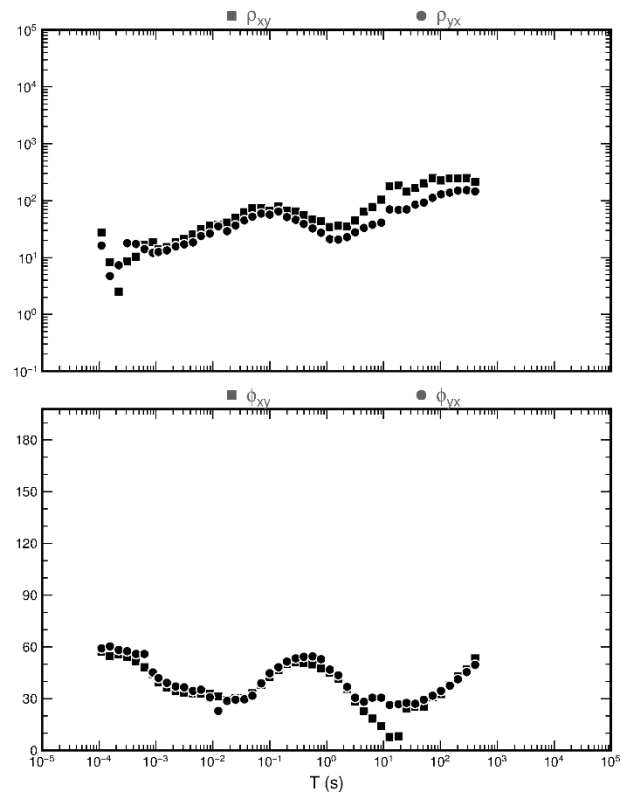
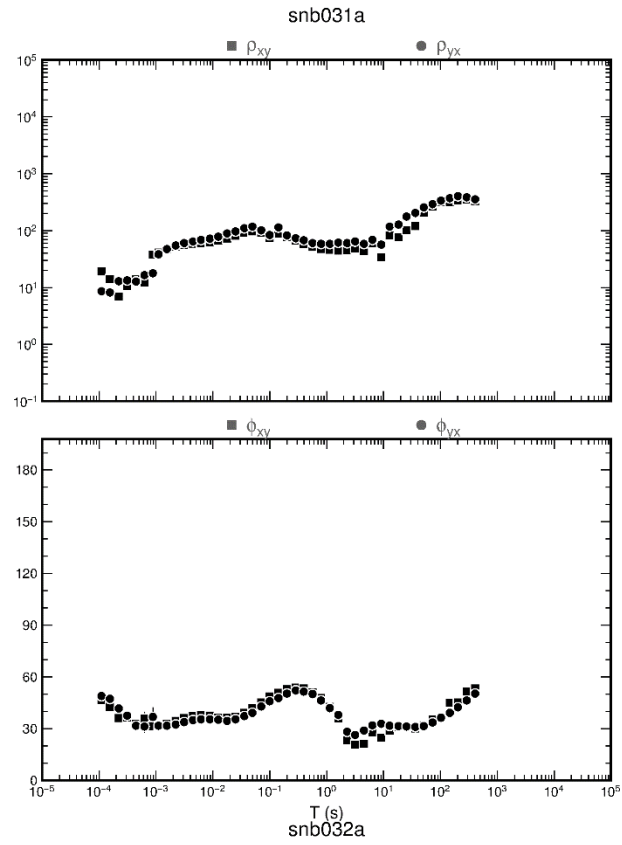


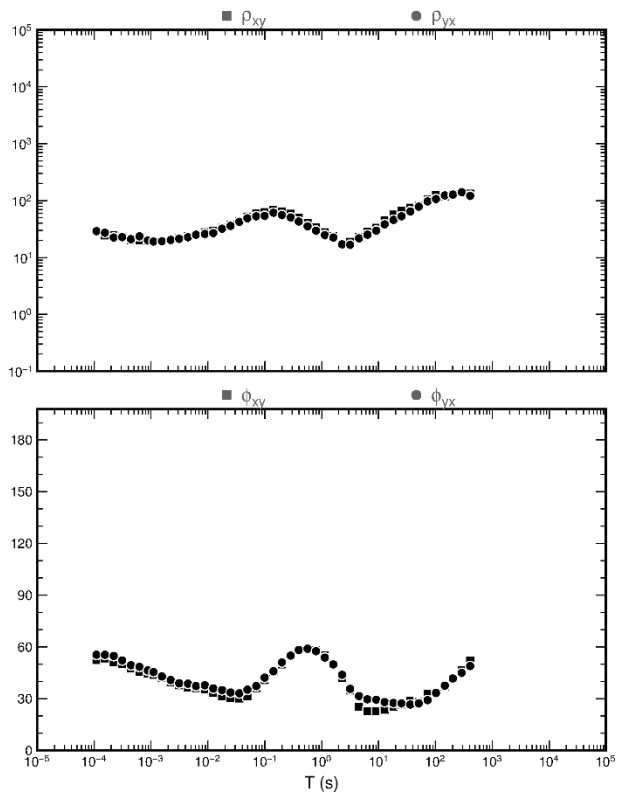
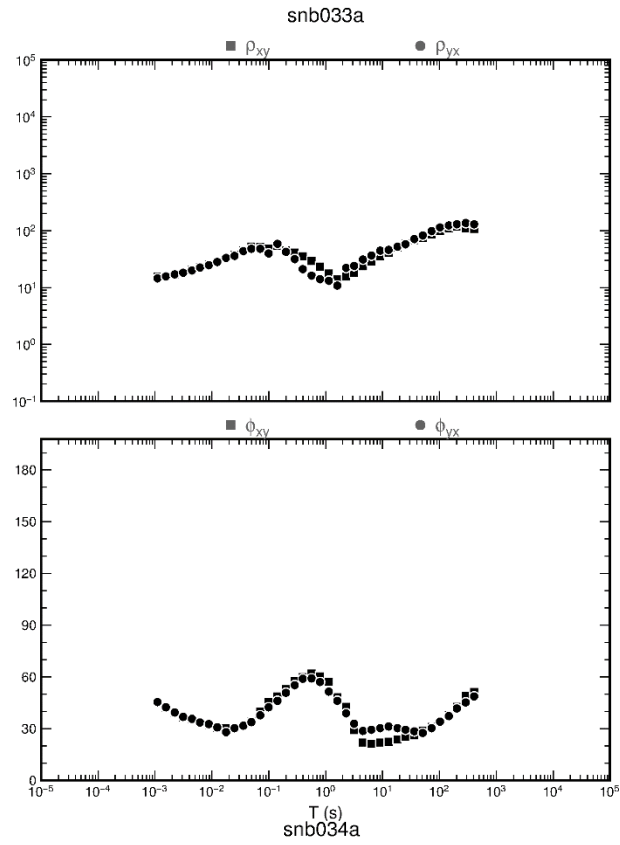


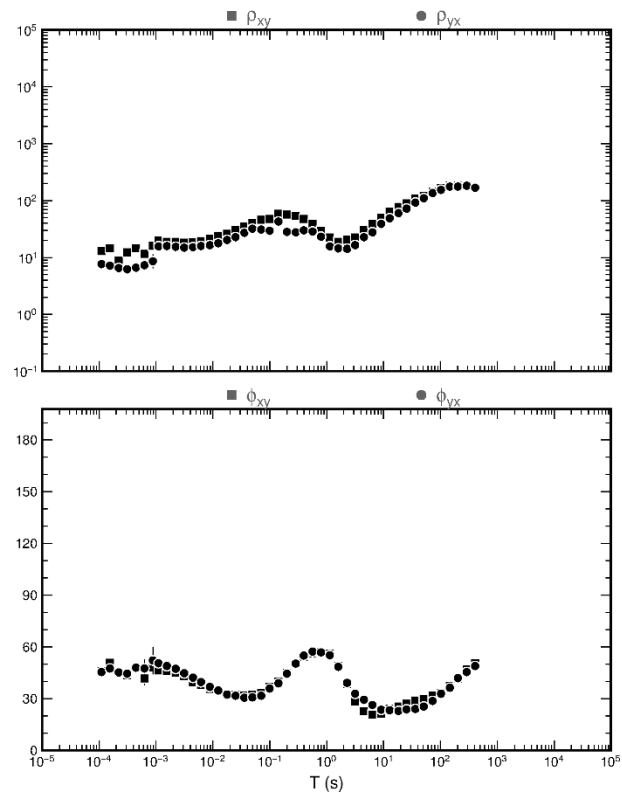
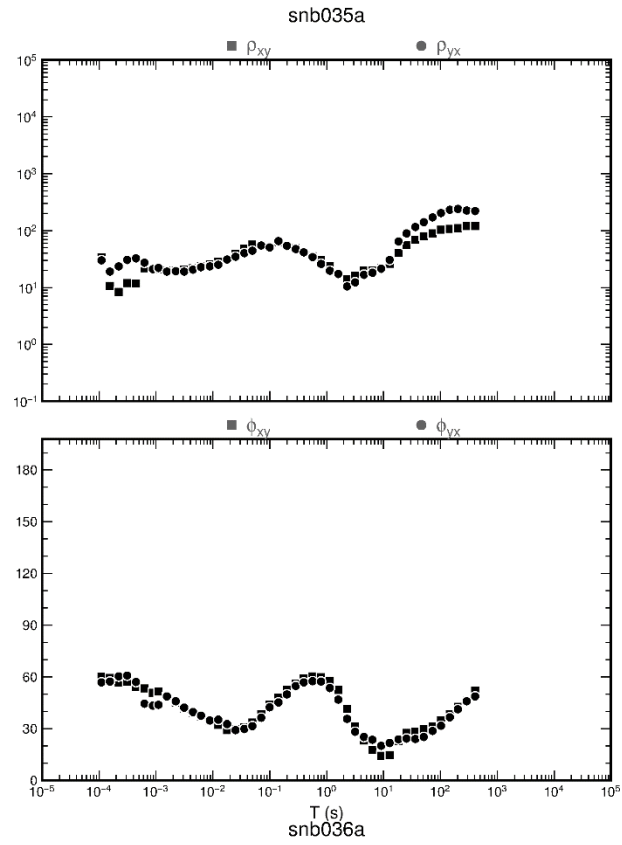


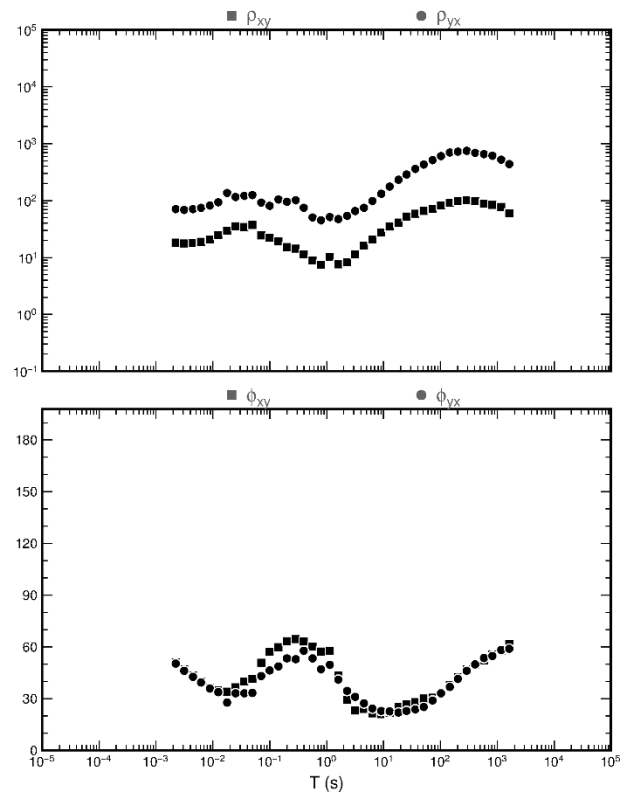
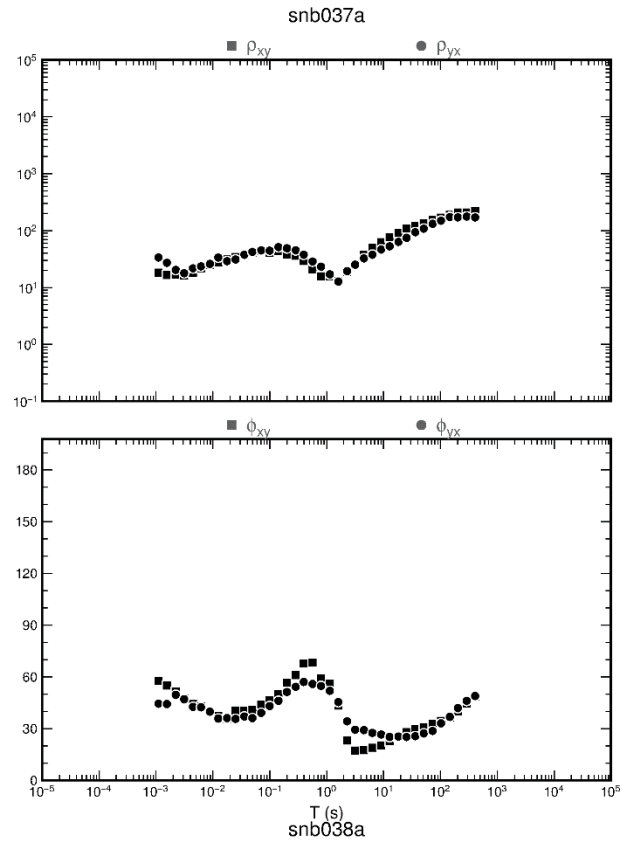


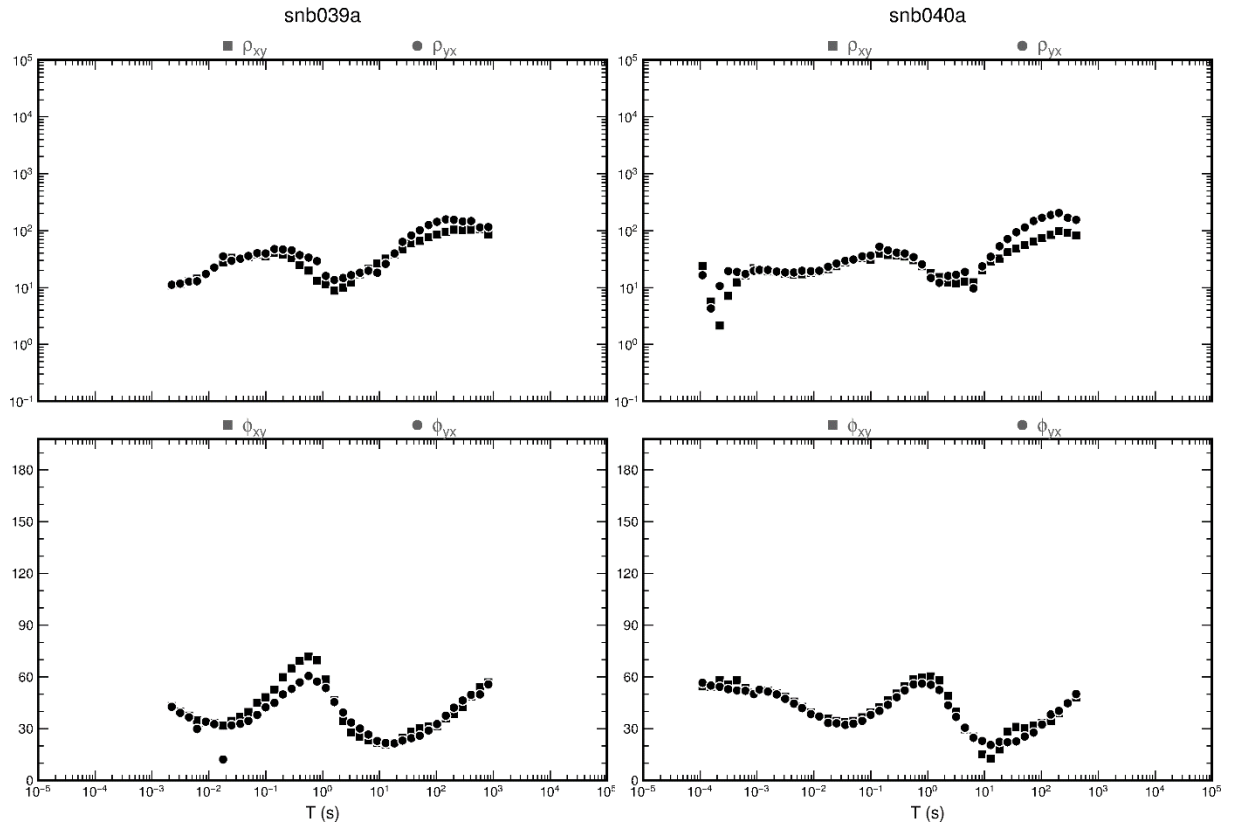


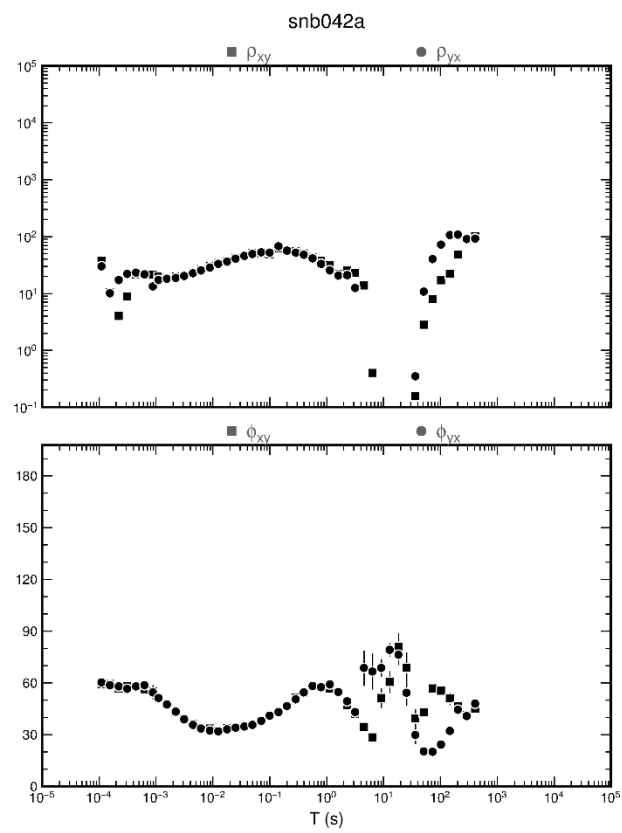
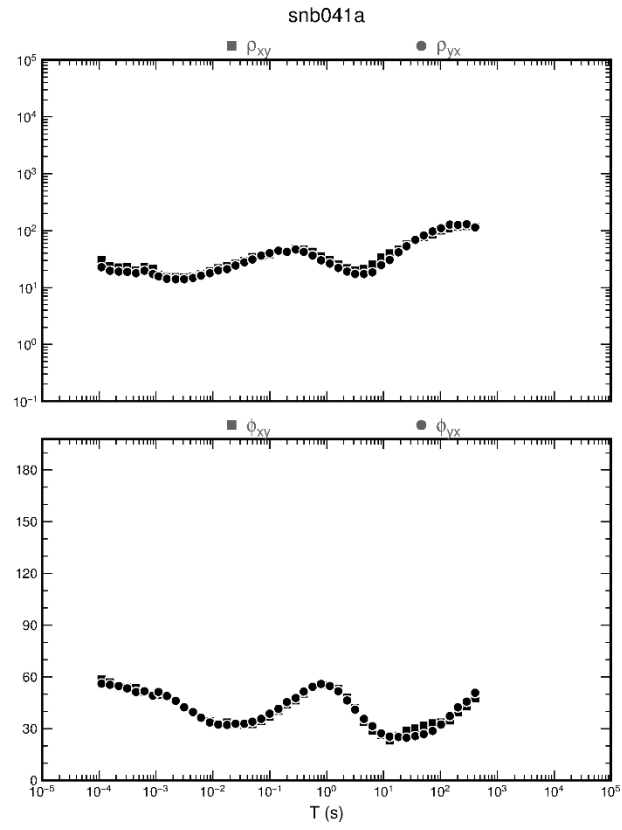


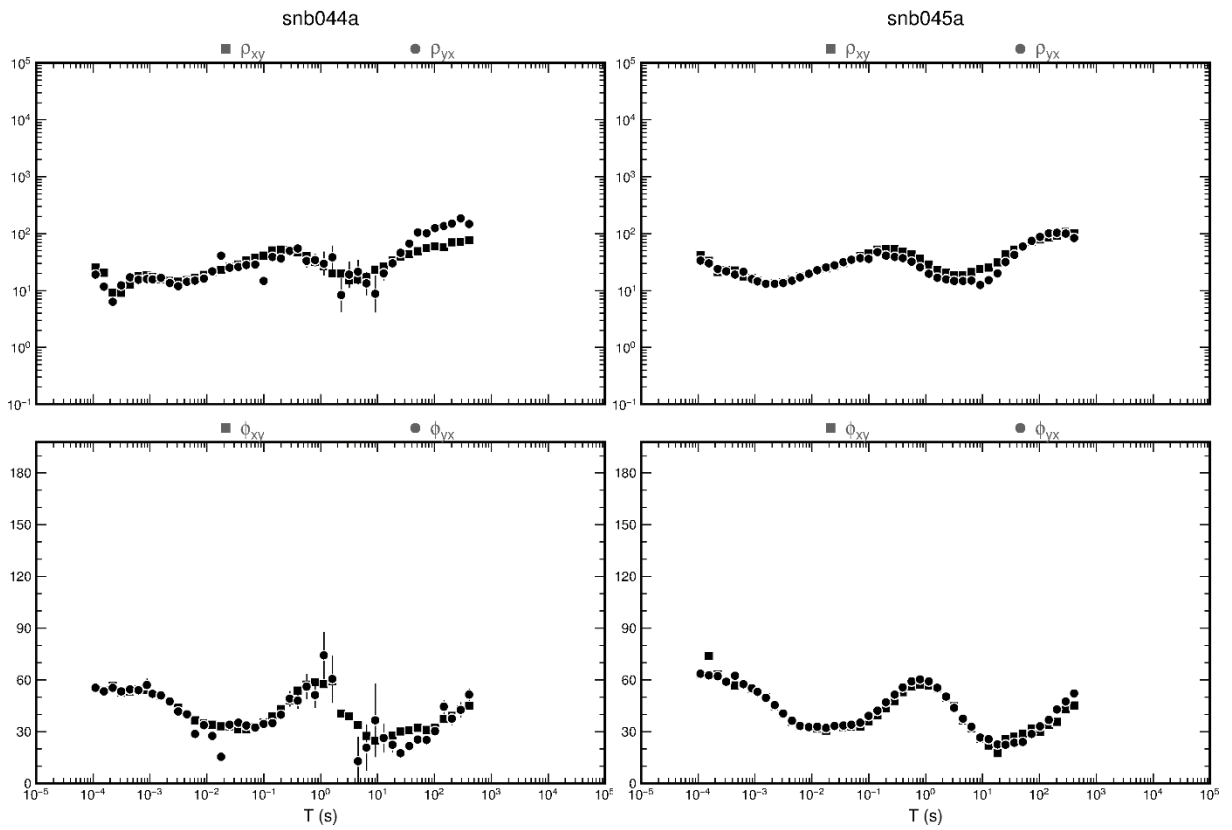
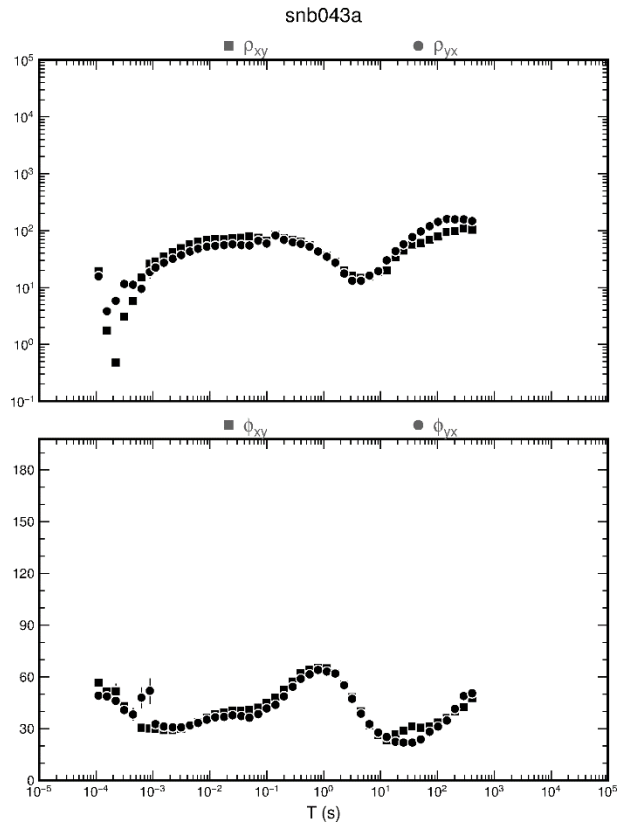


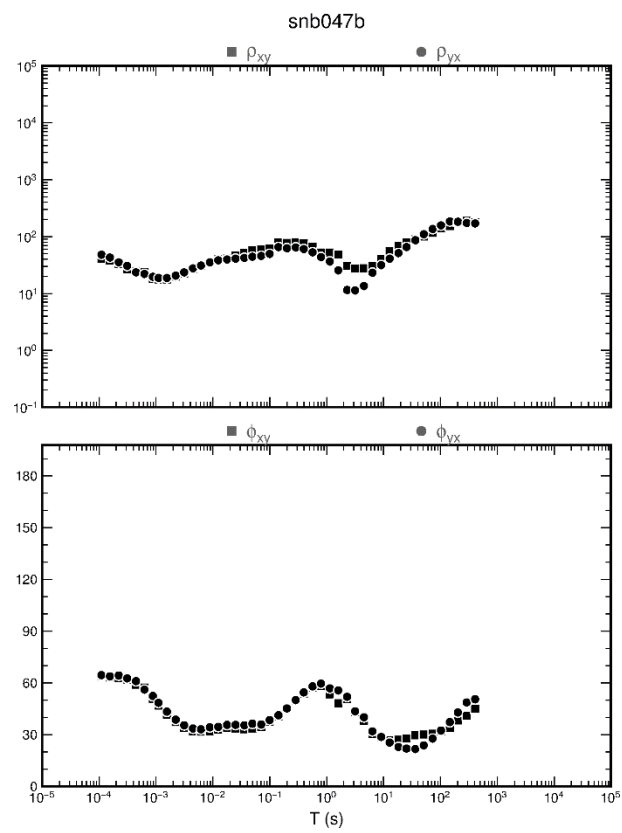
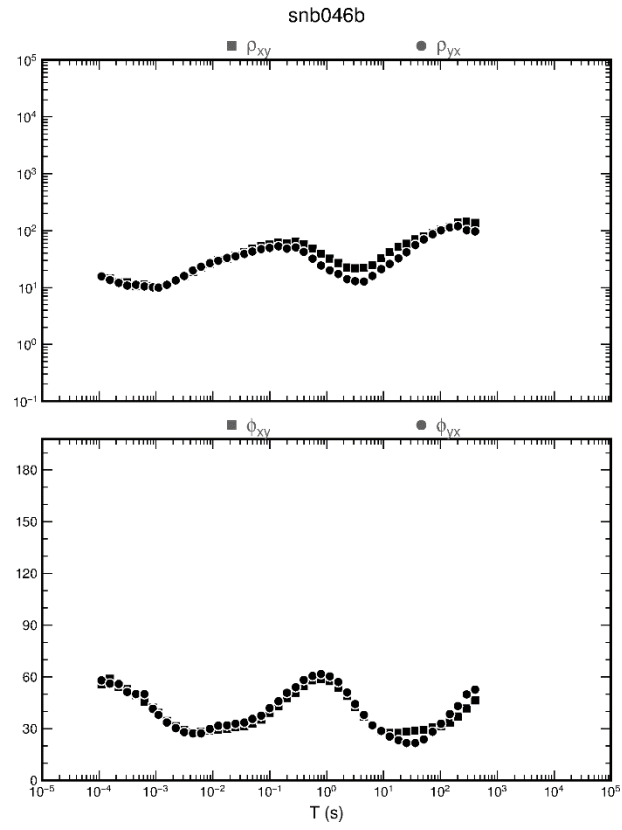


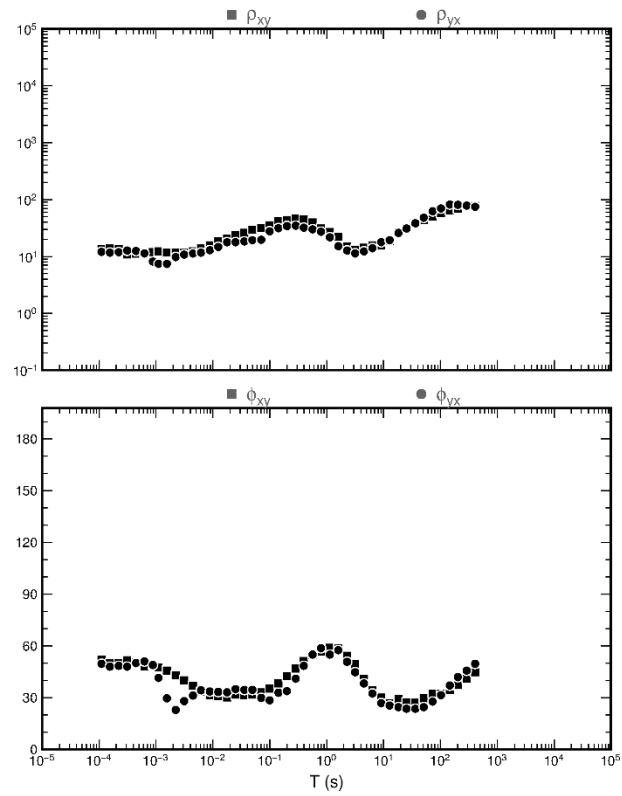
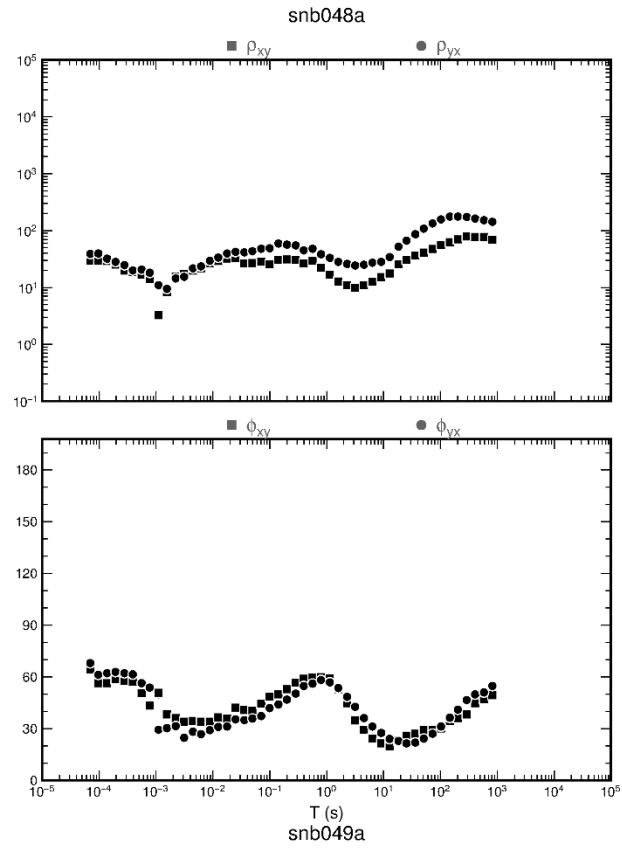


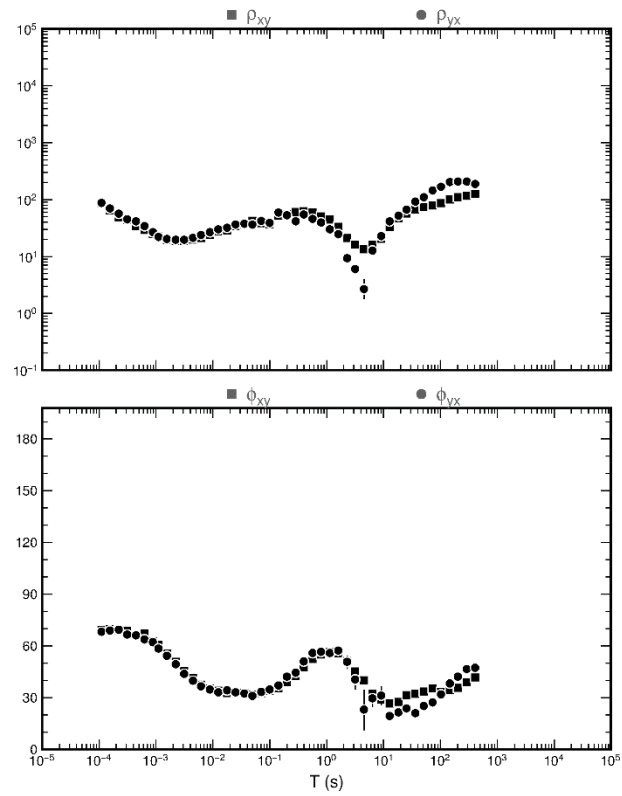
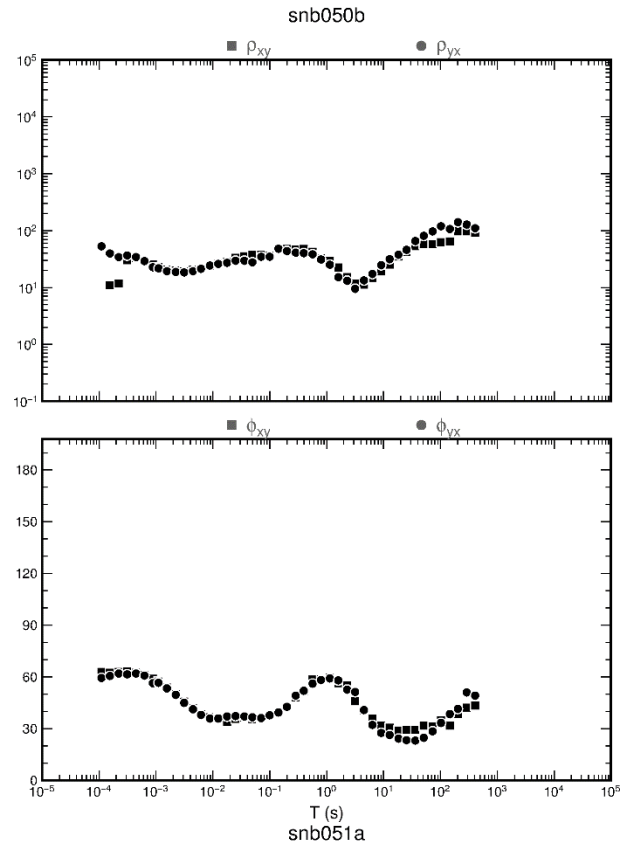


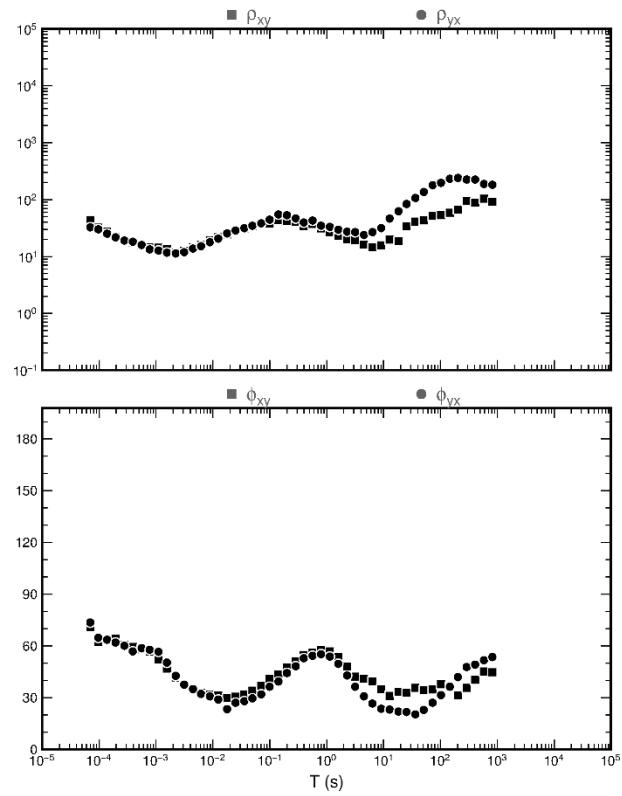
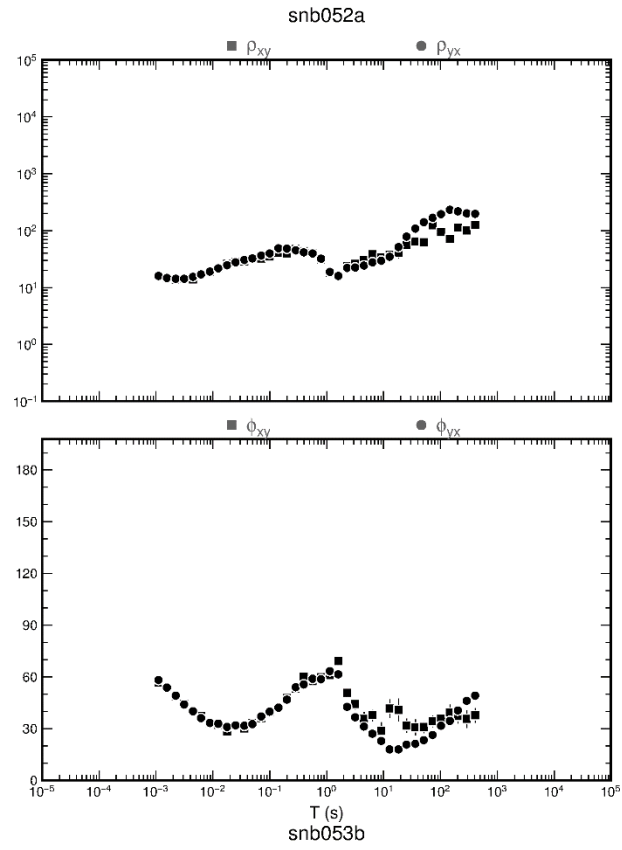


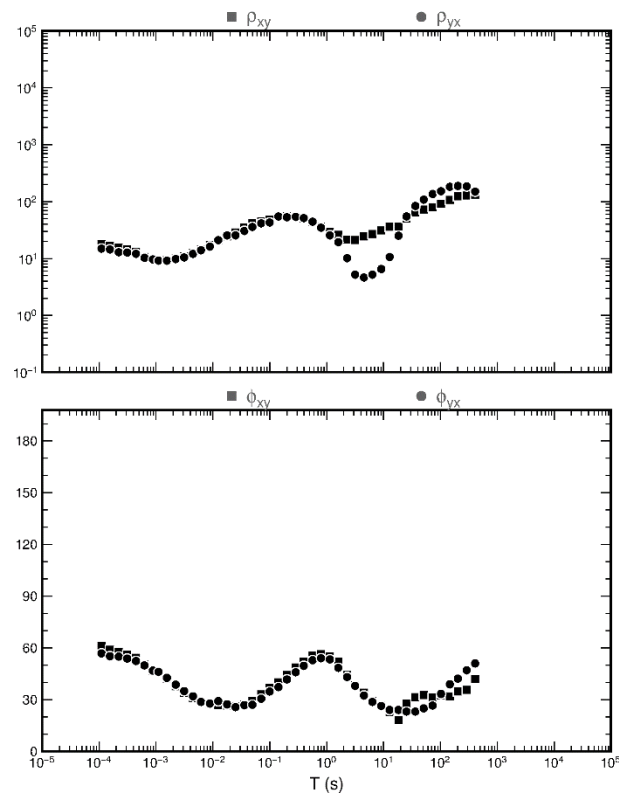
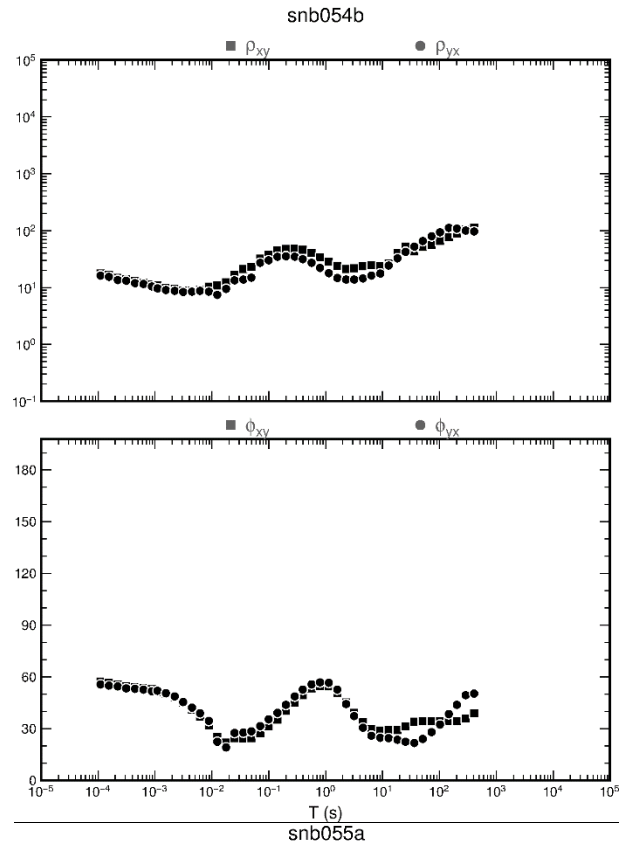




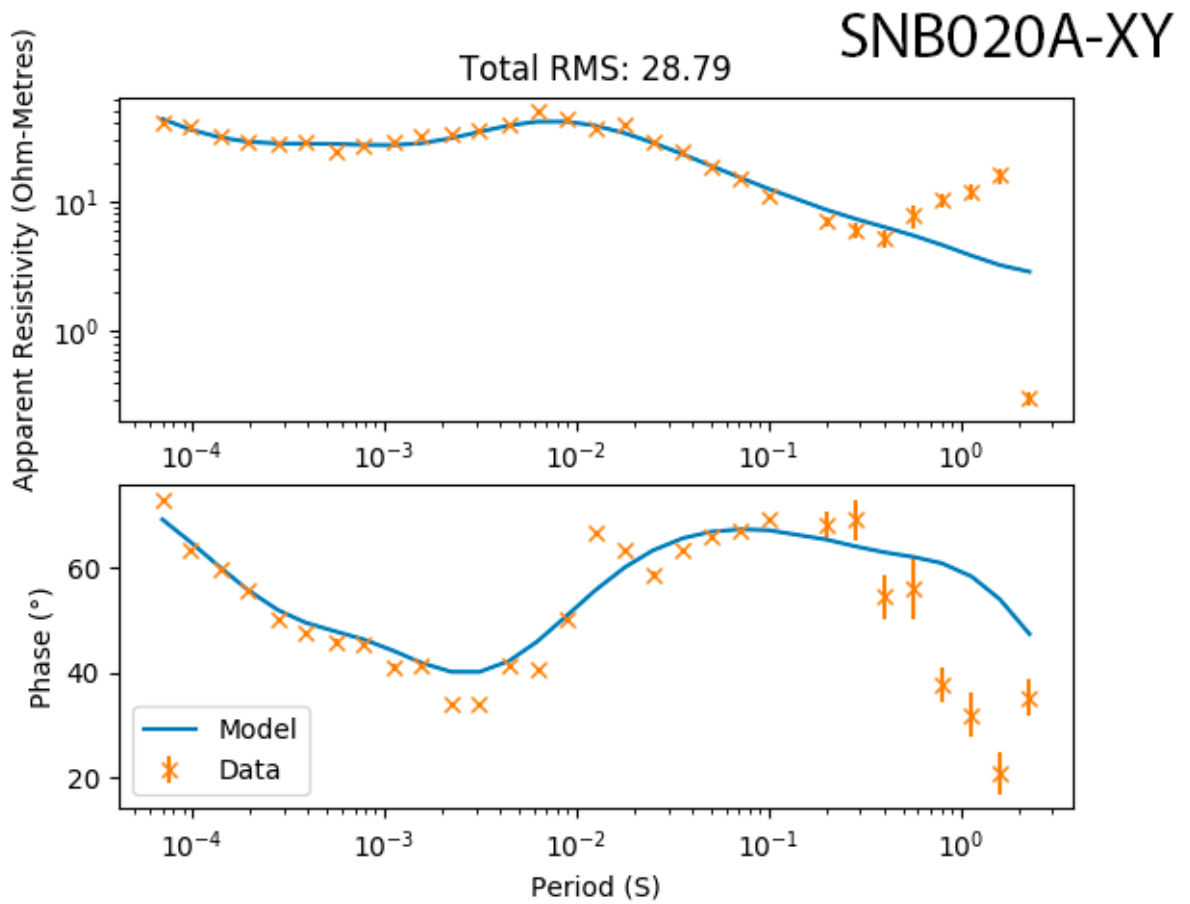
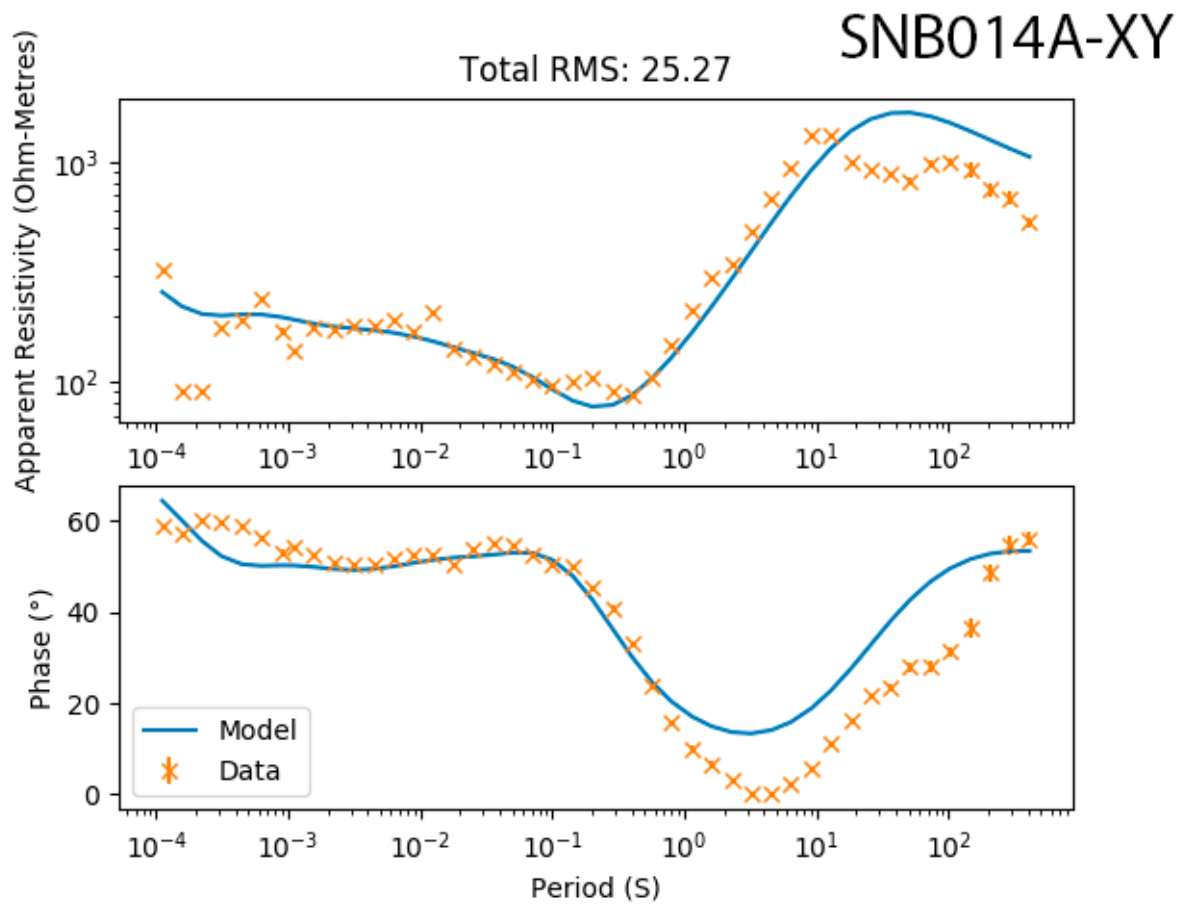


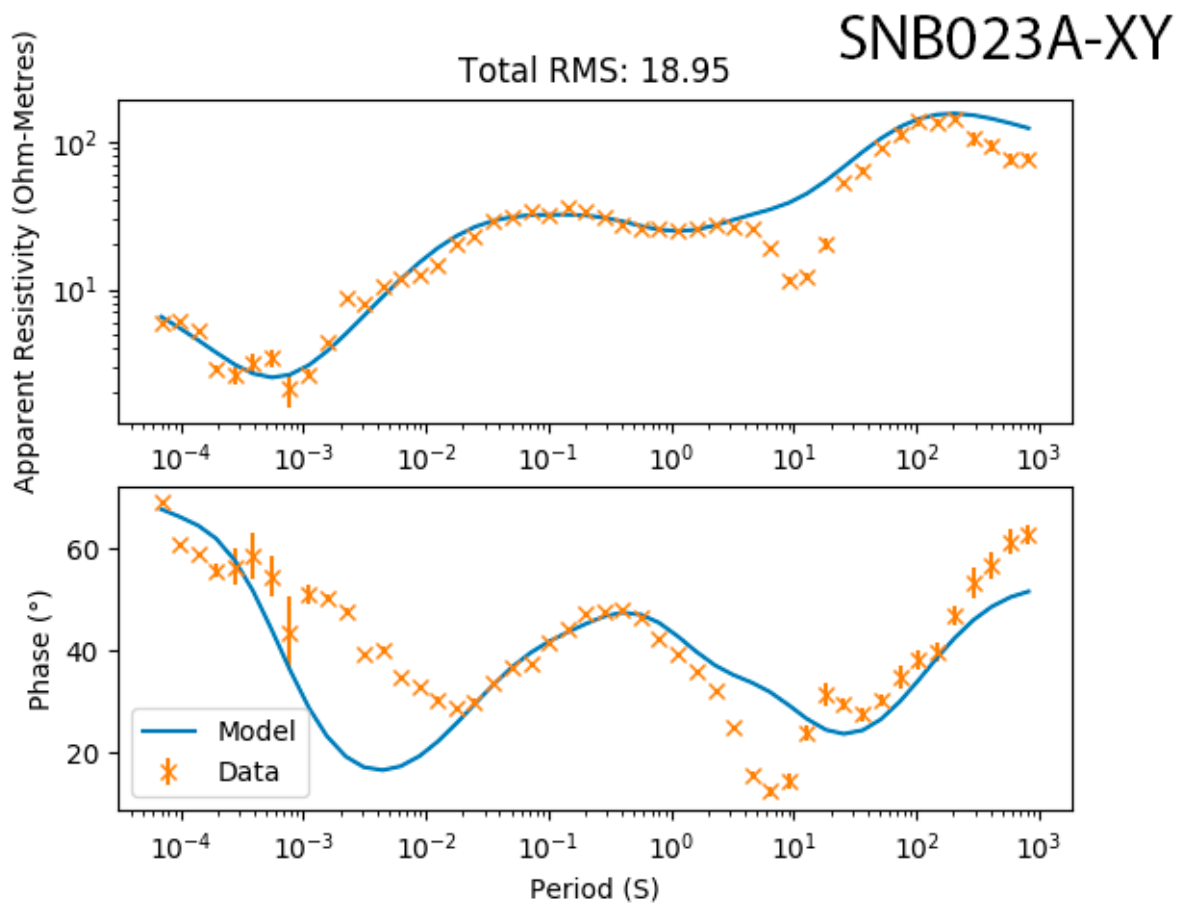
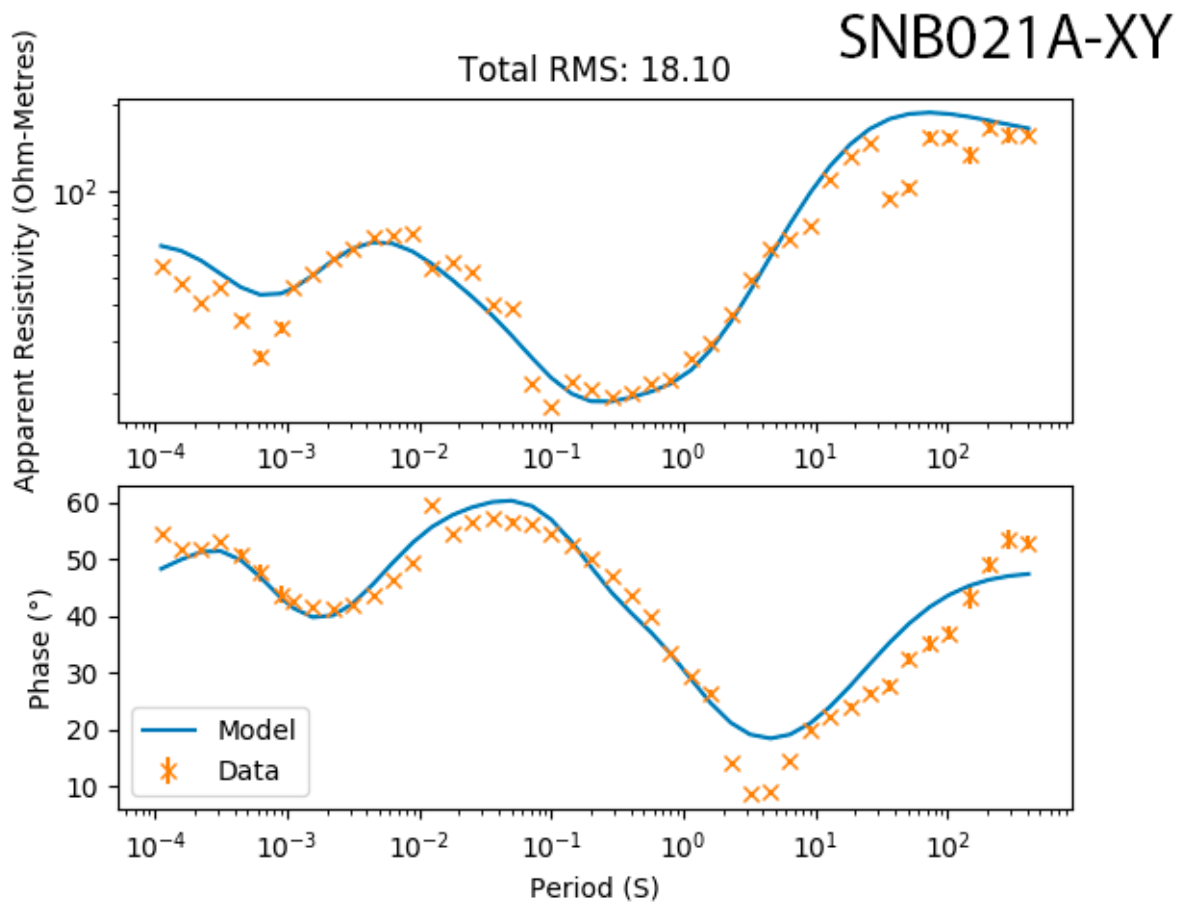


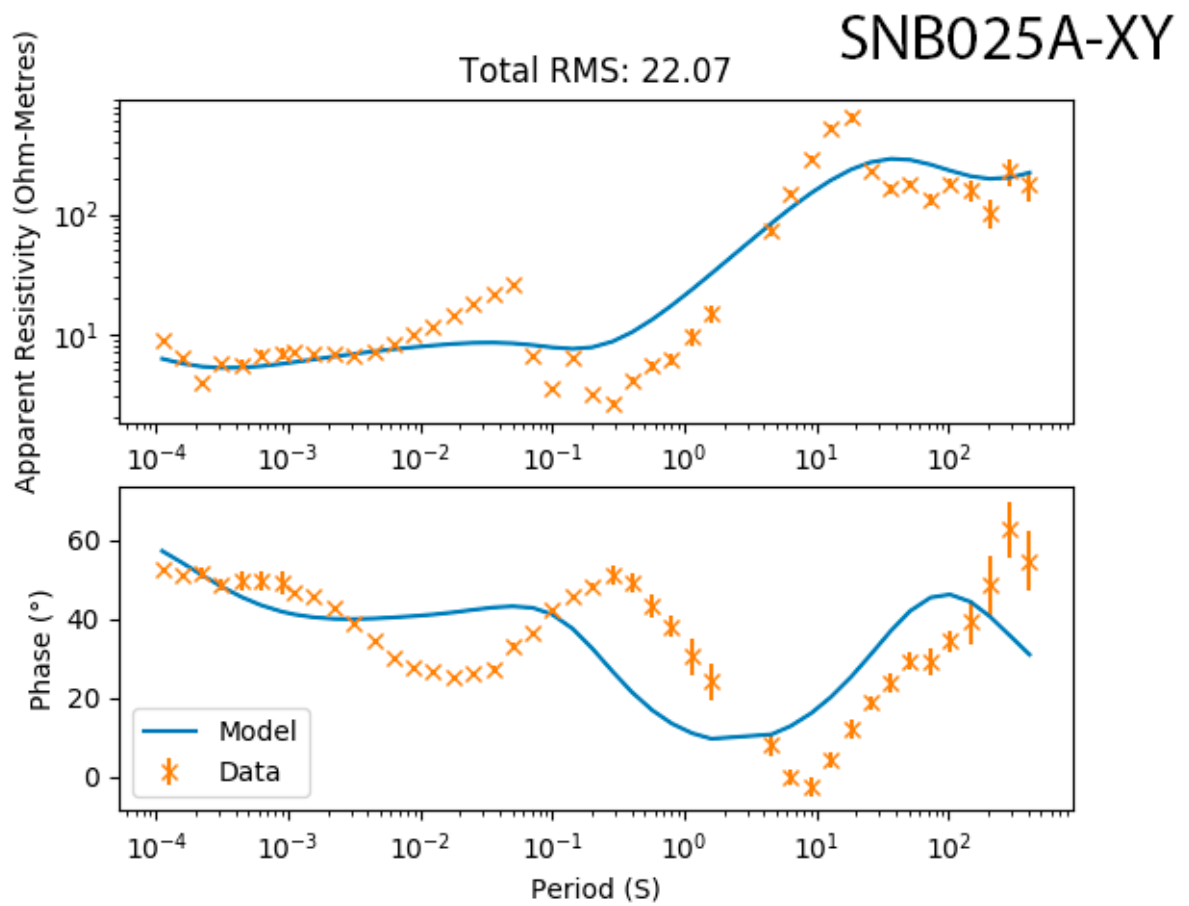
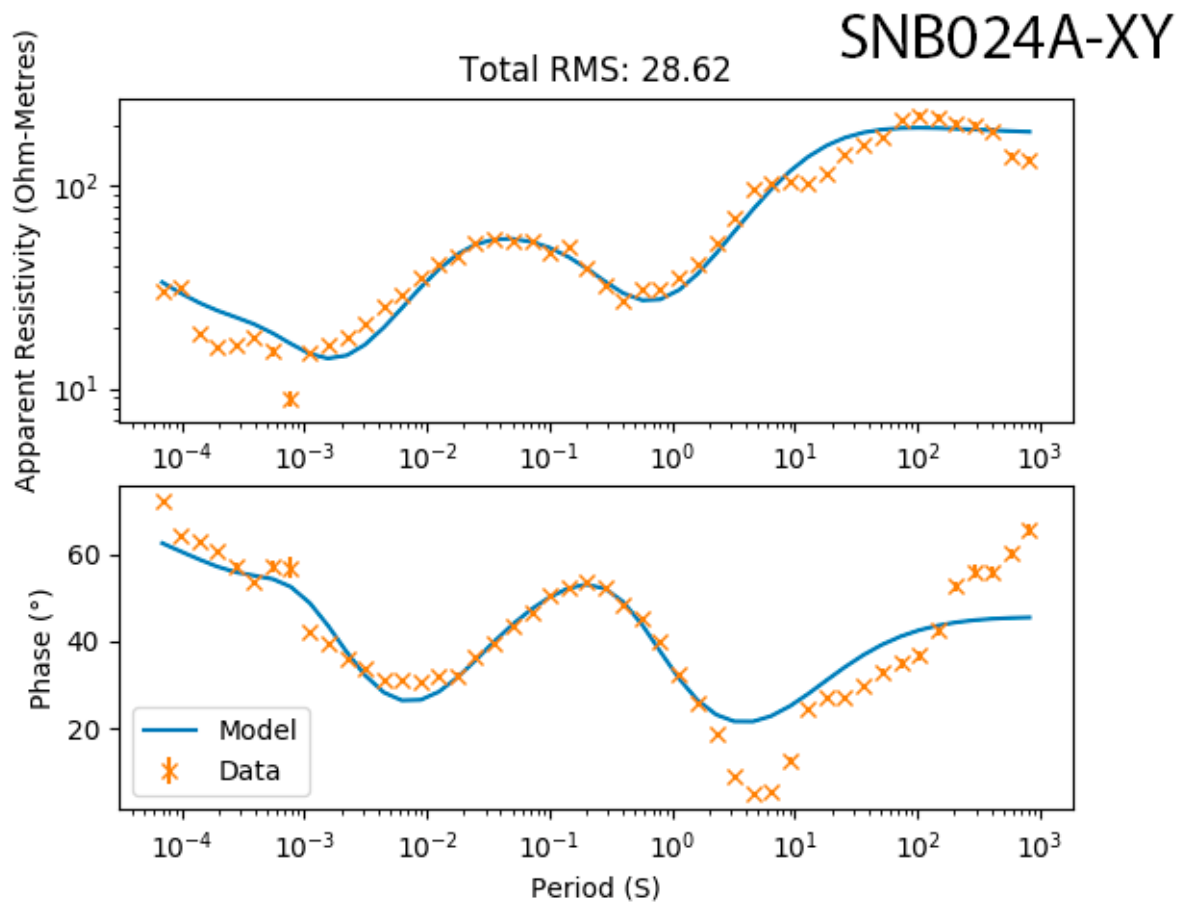


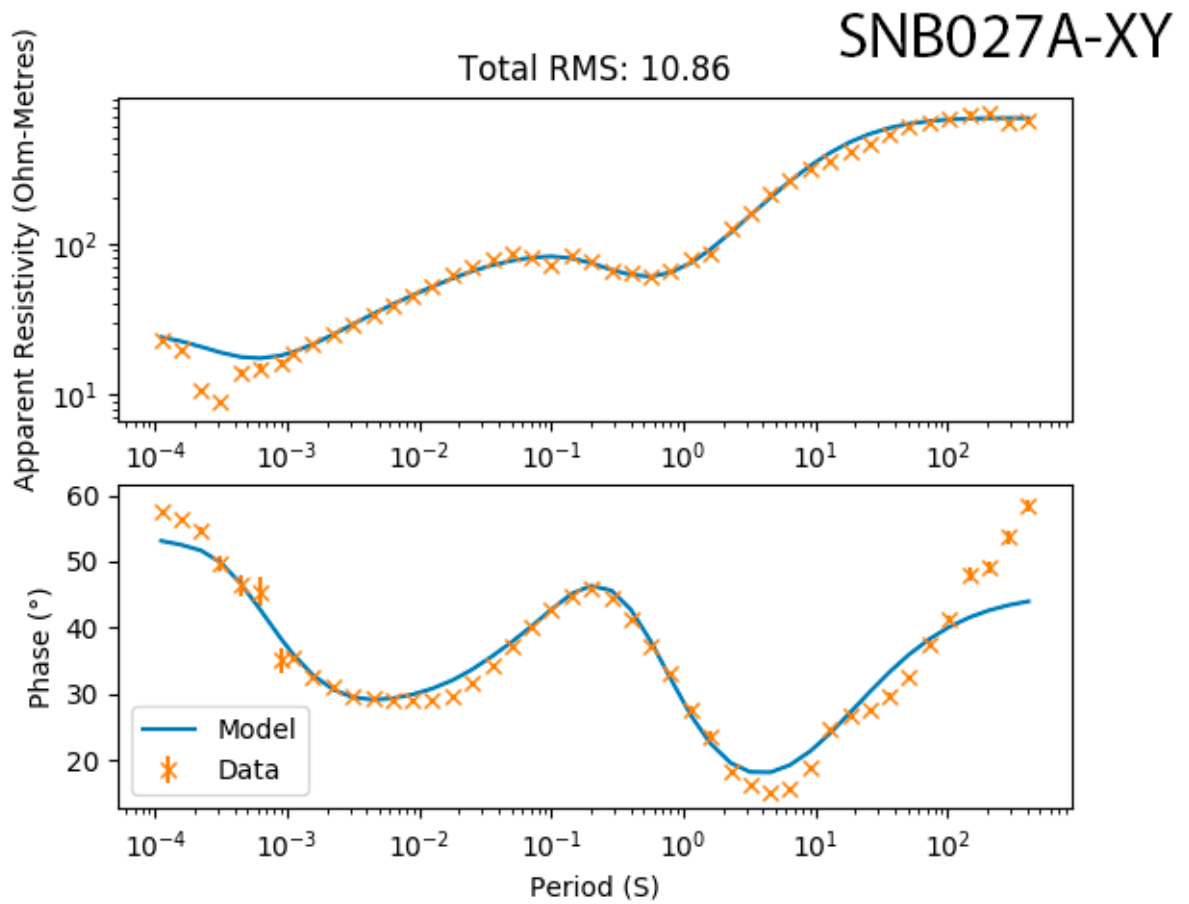
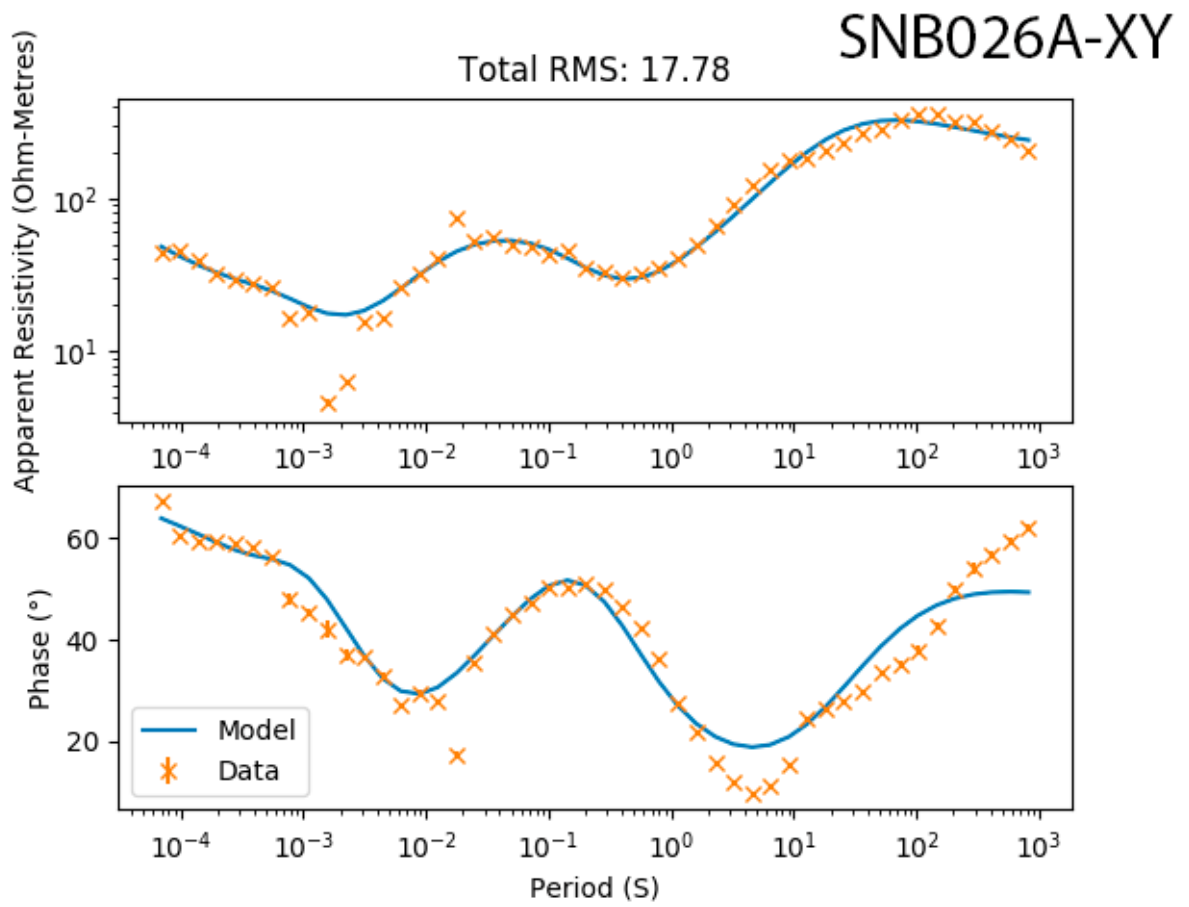


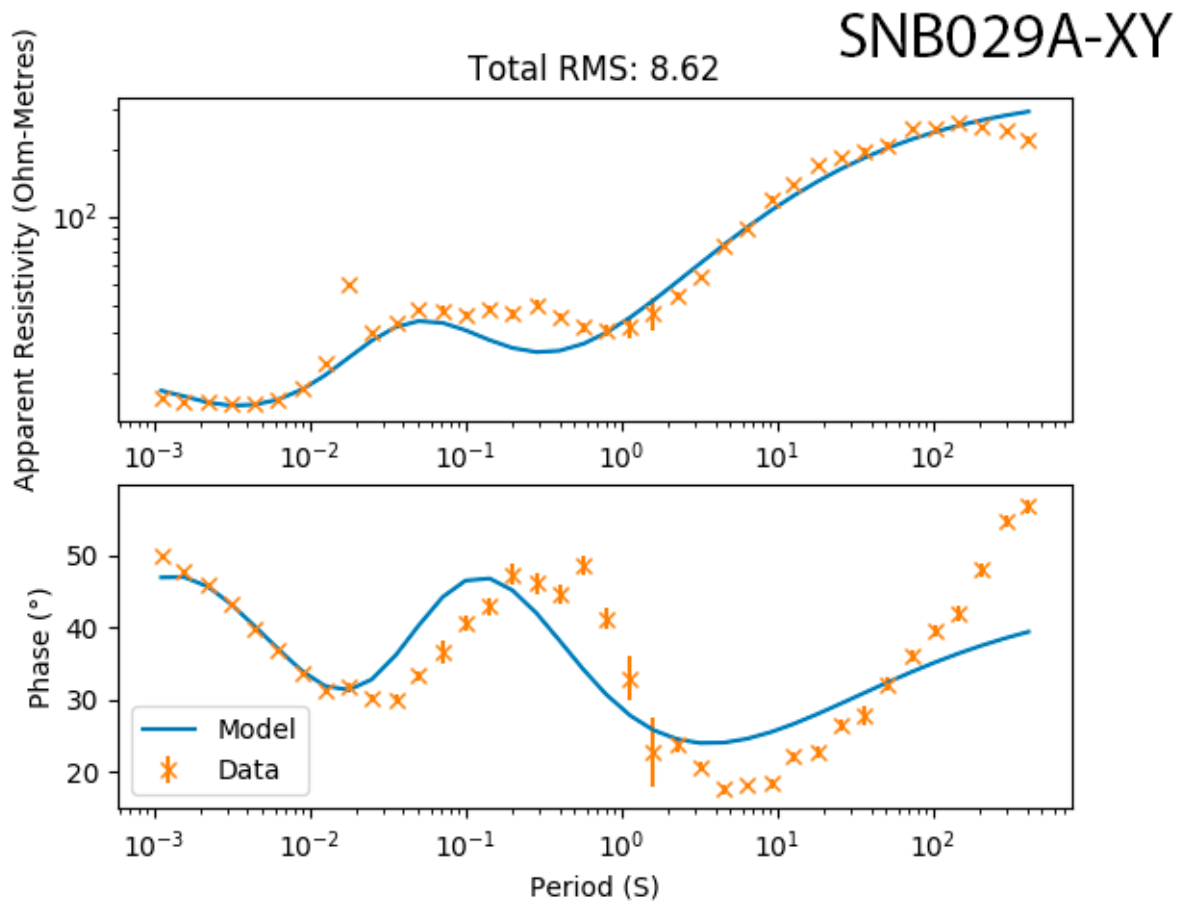
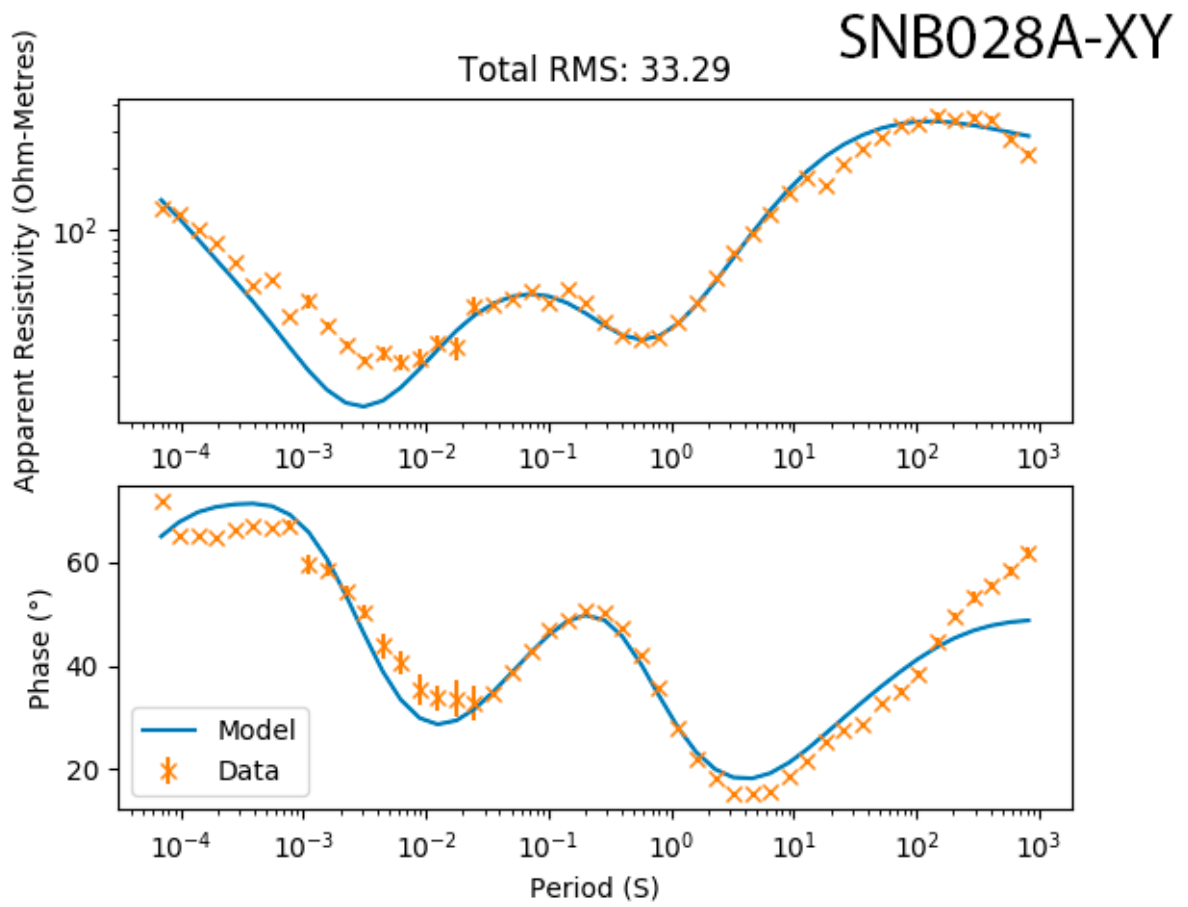
10.2 RESULTADOS DAS INVERSÕES

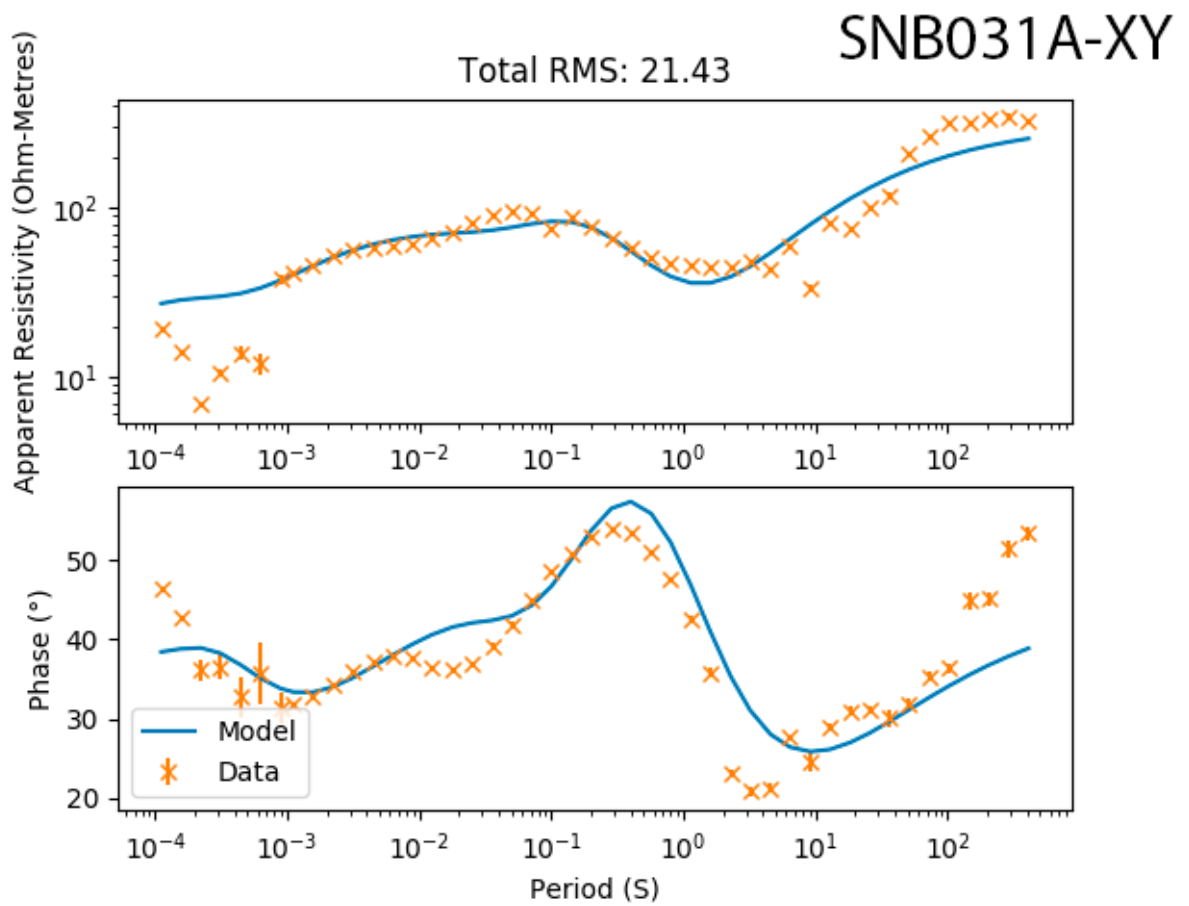
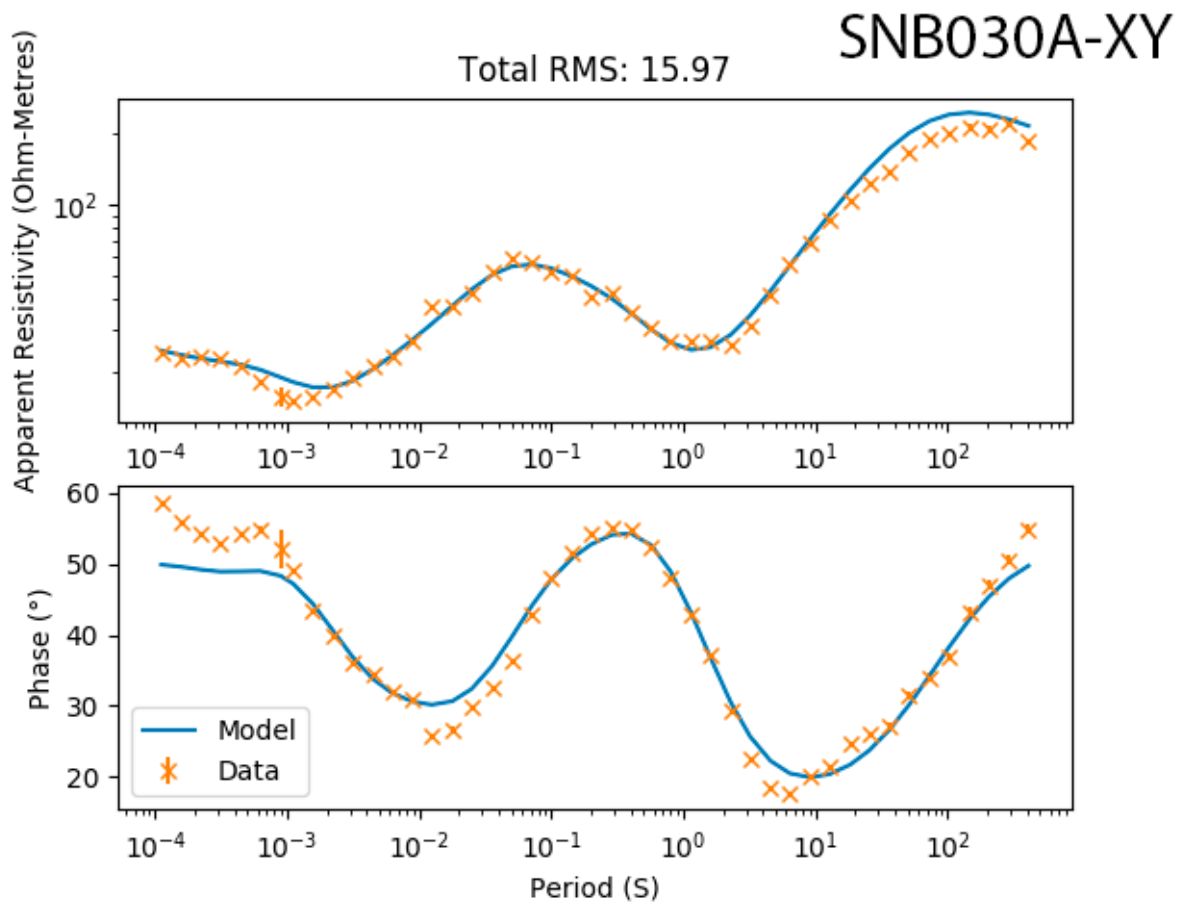


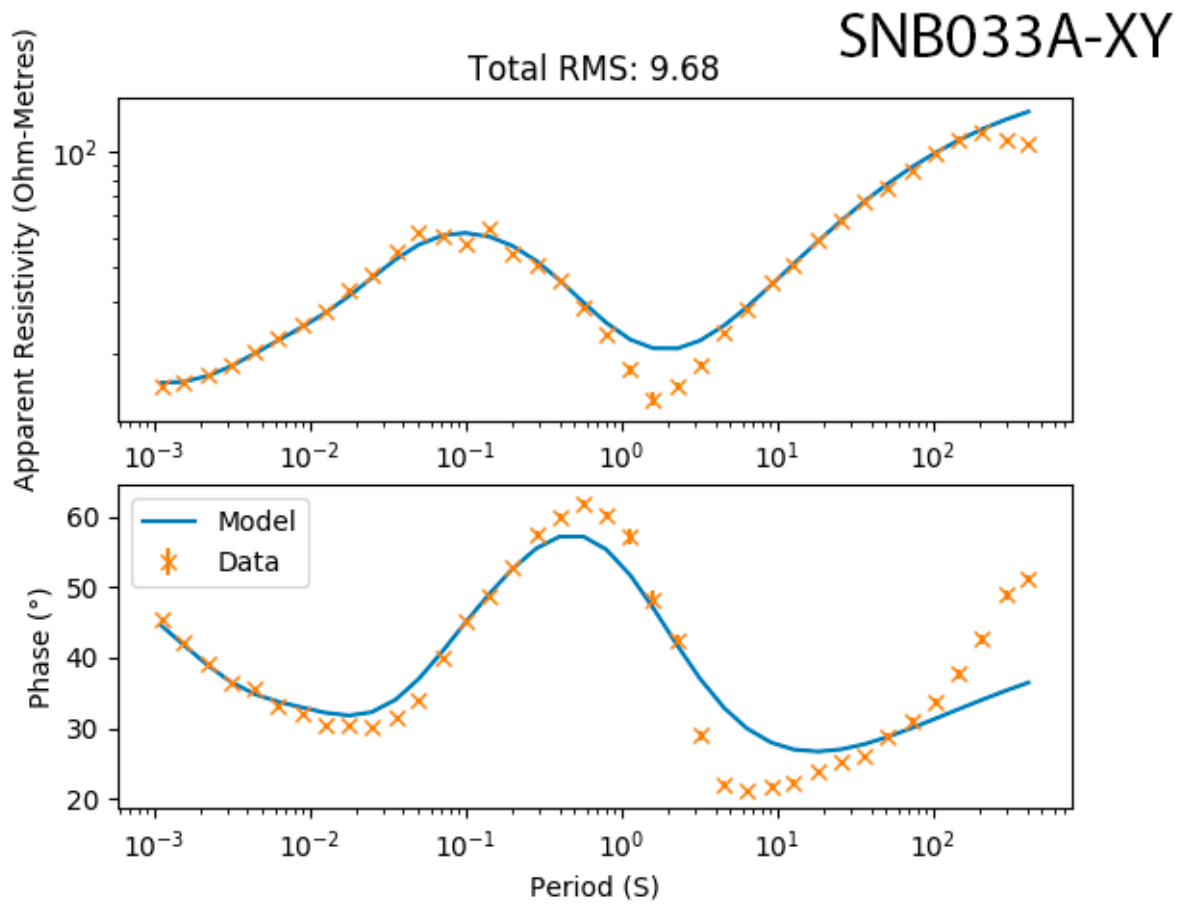
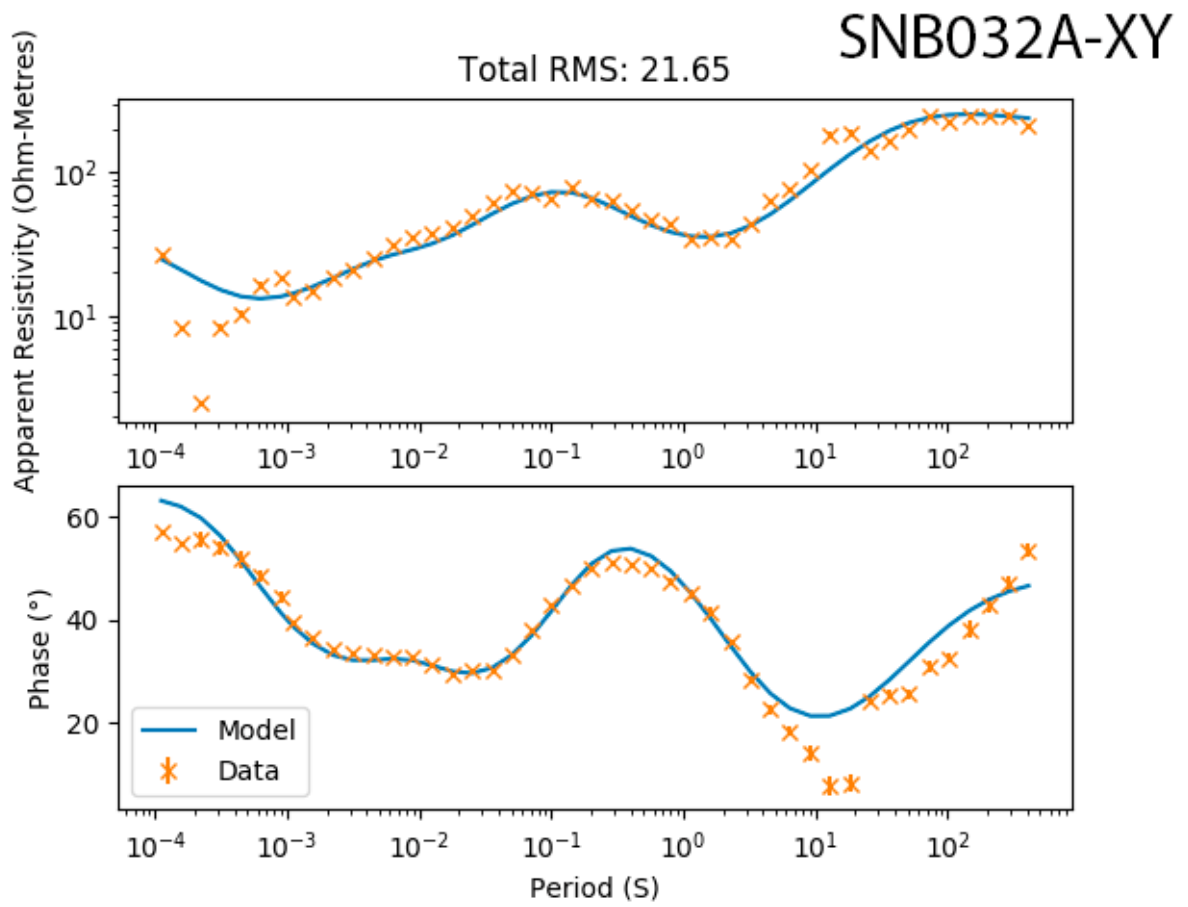


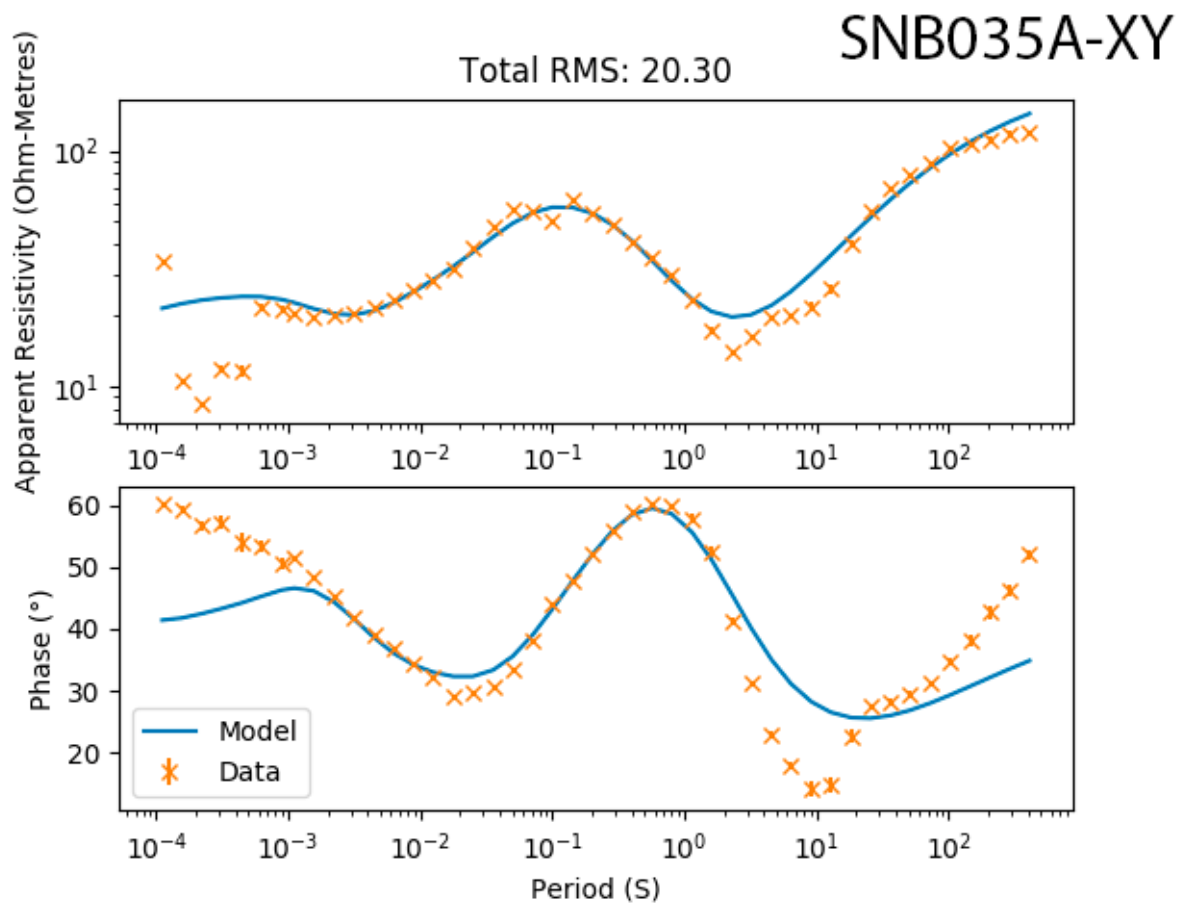
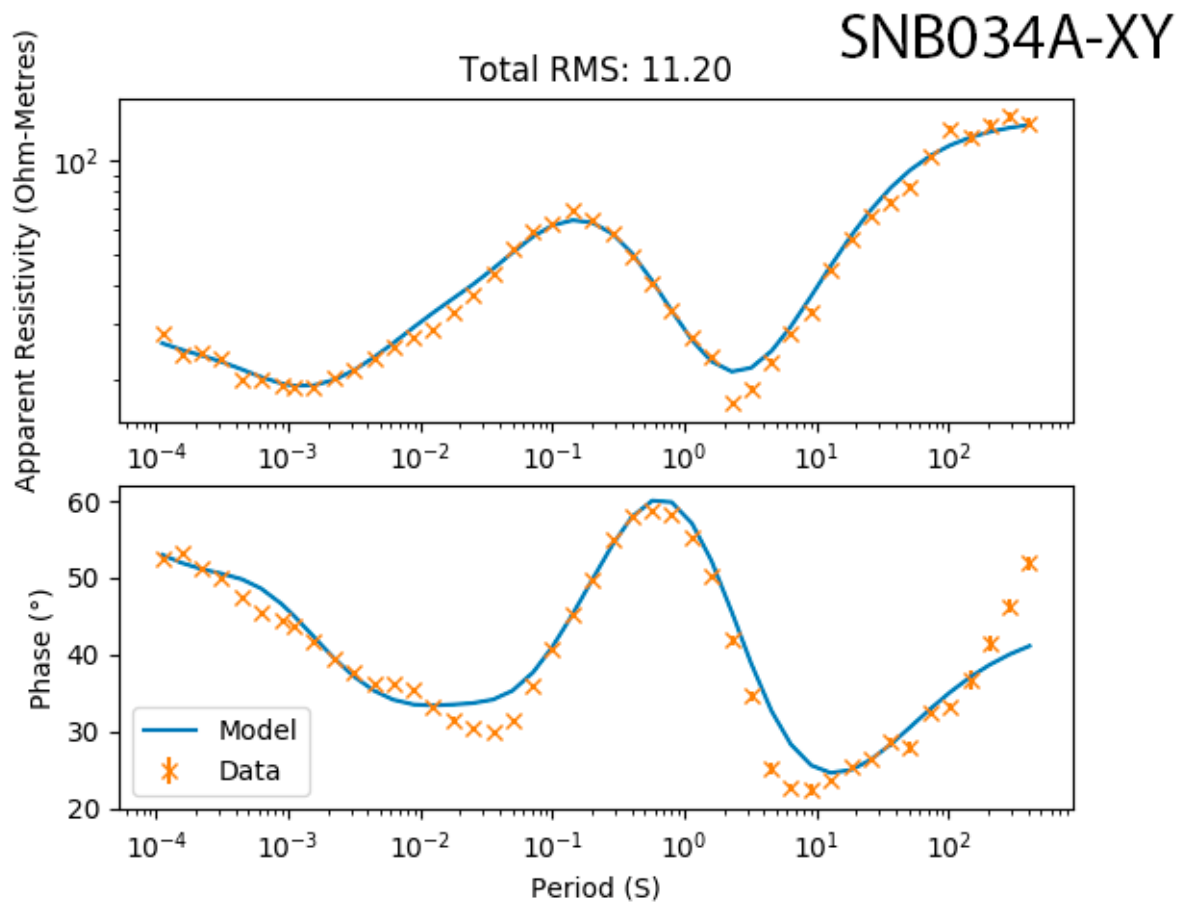


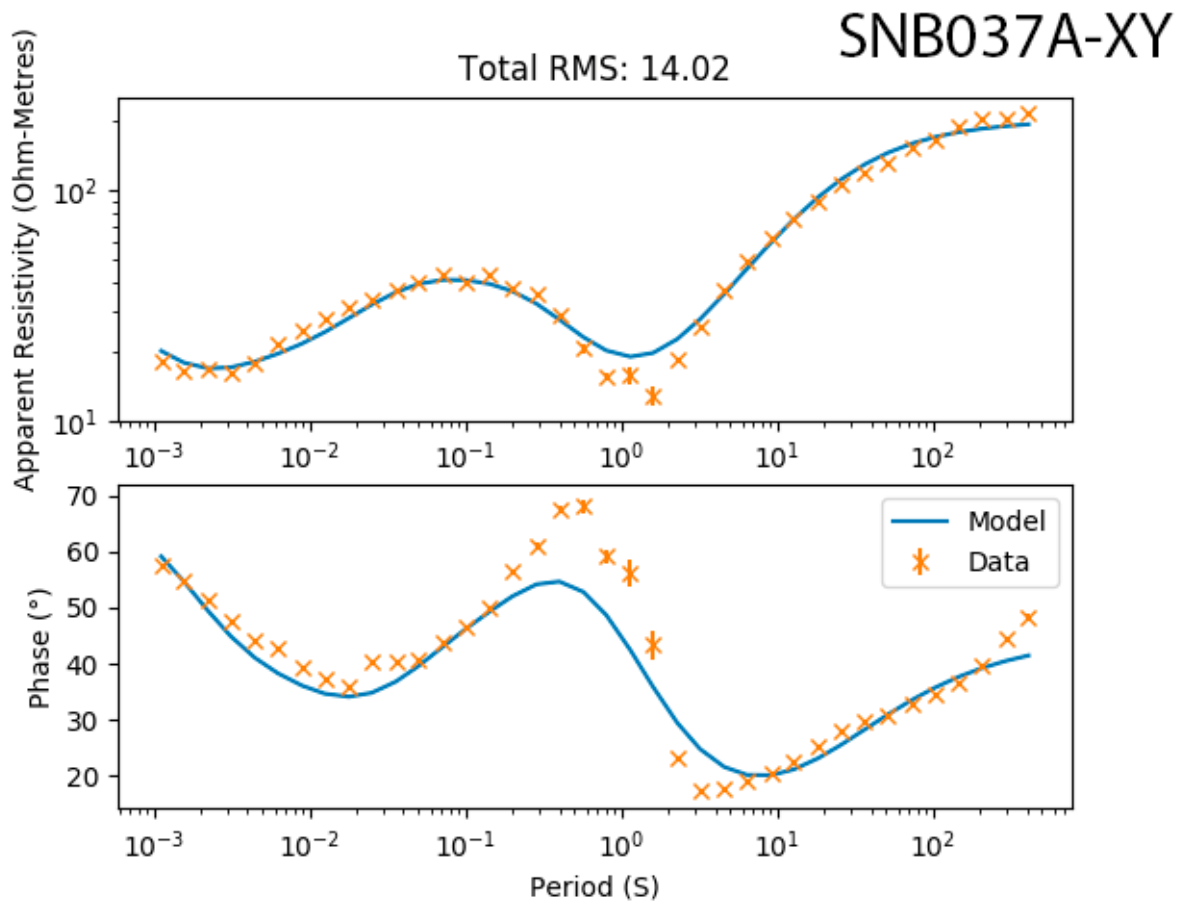
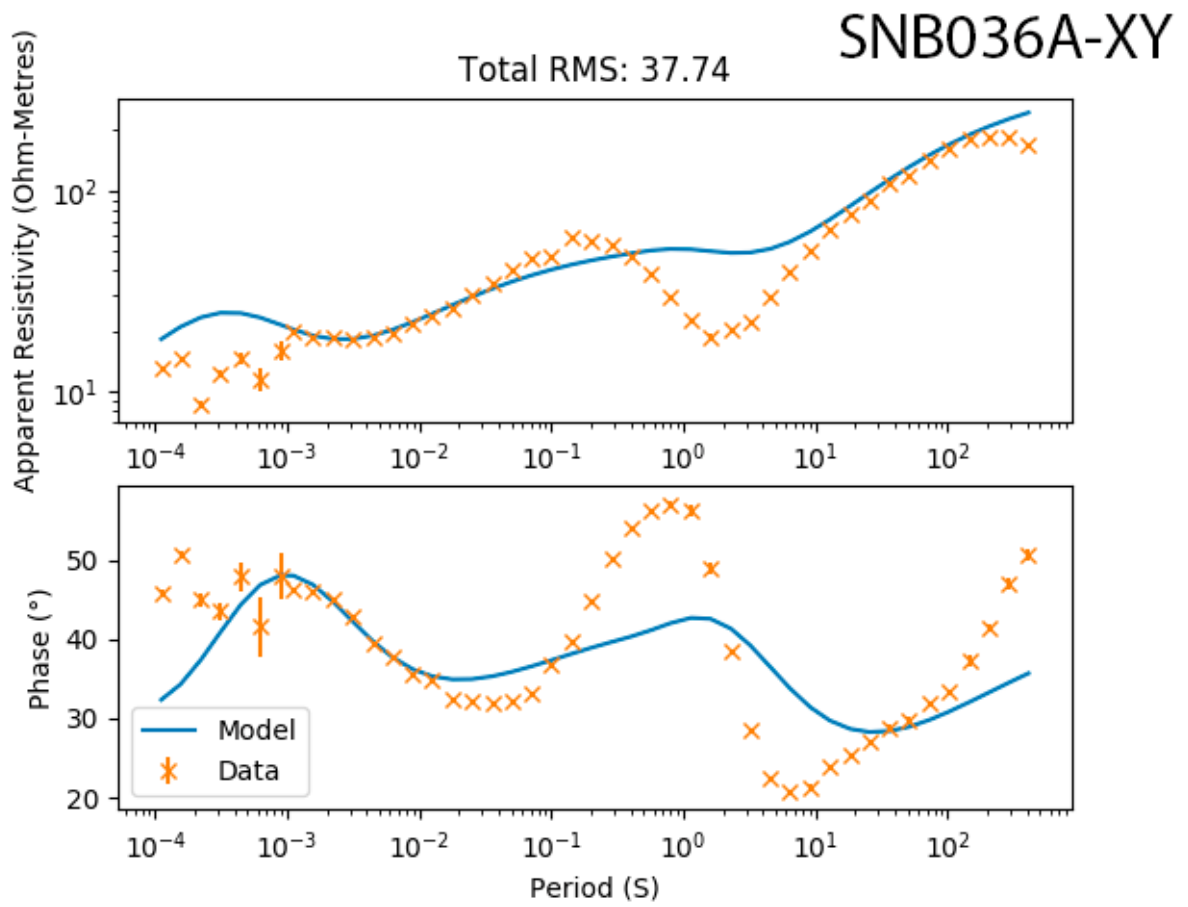


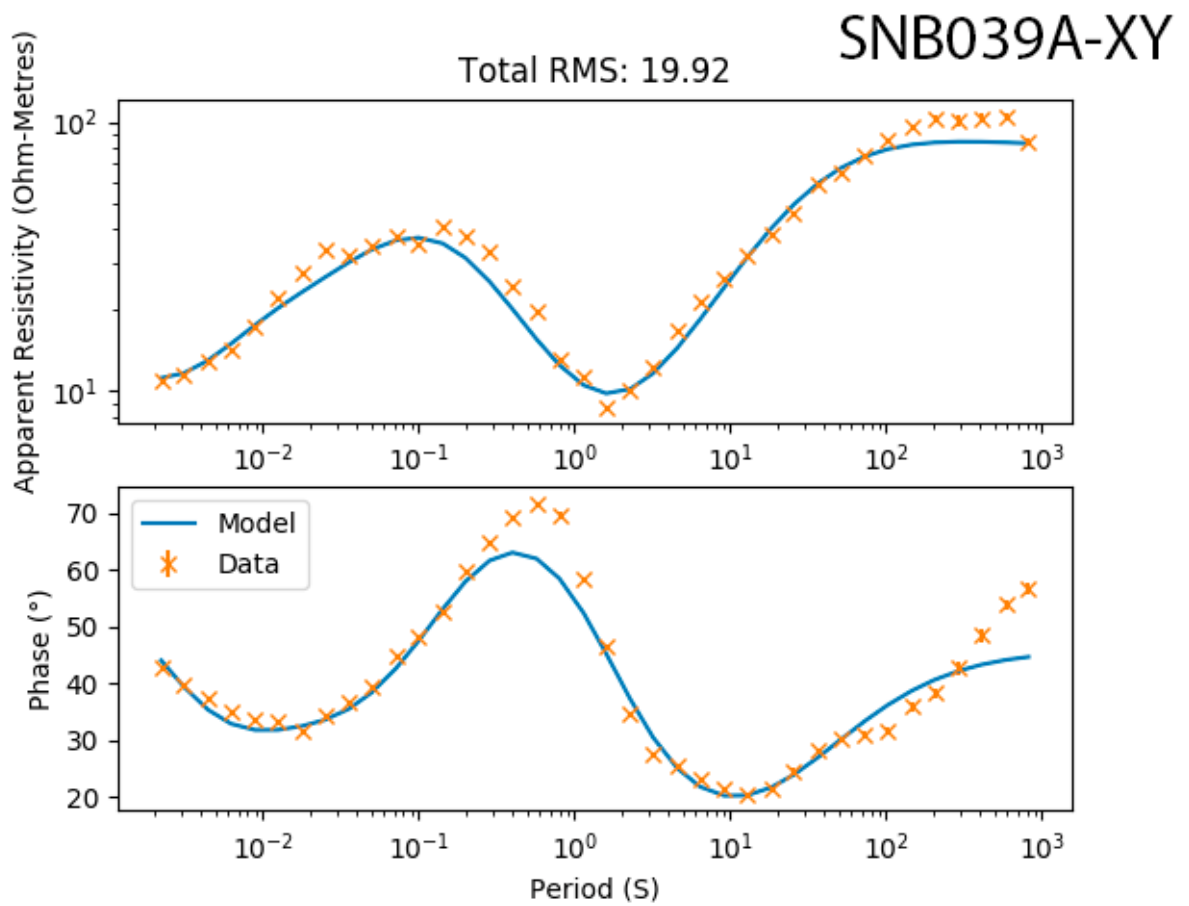
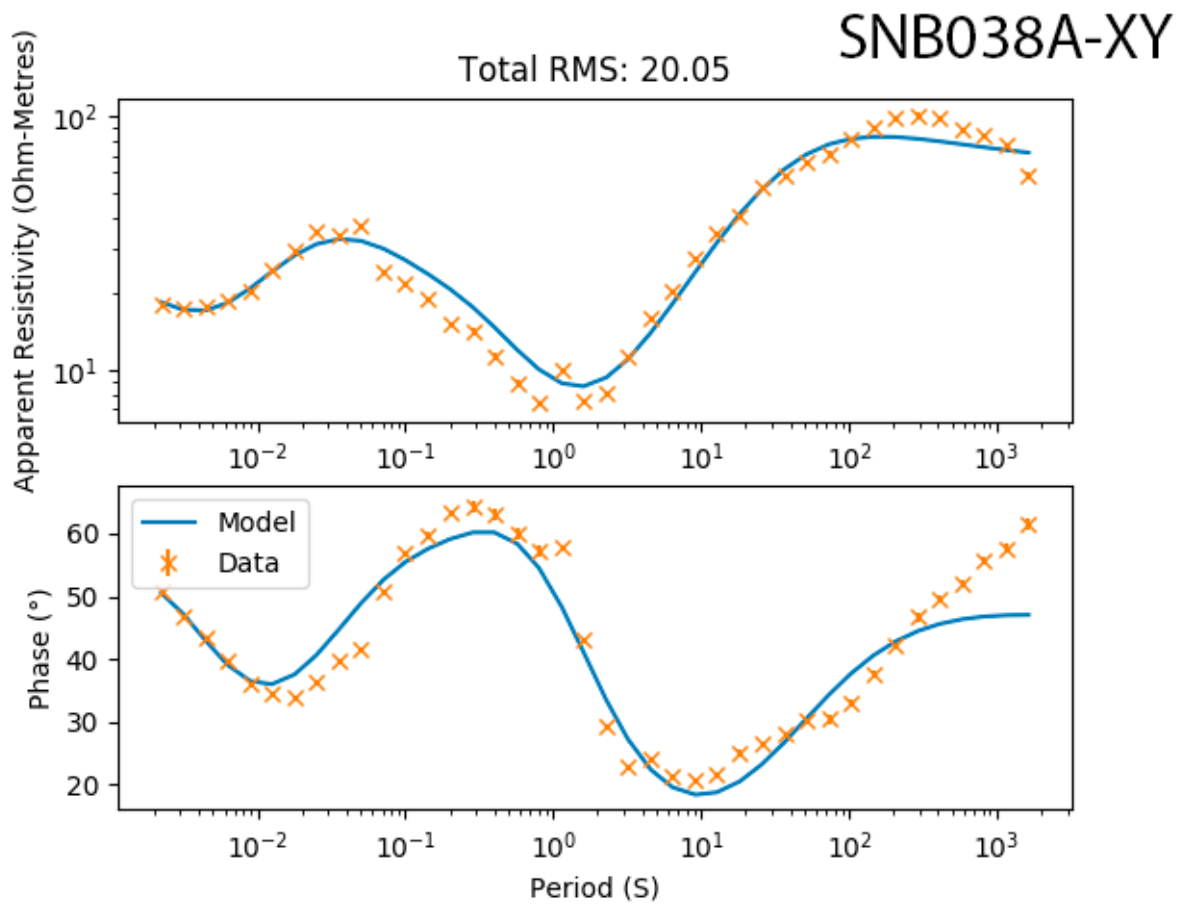


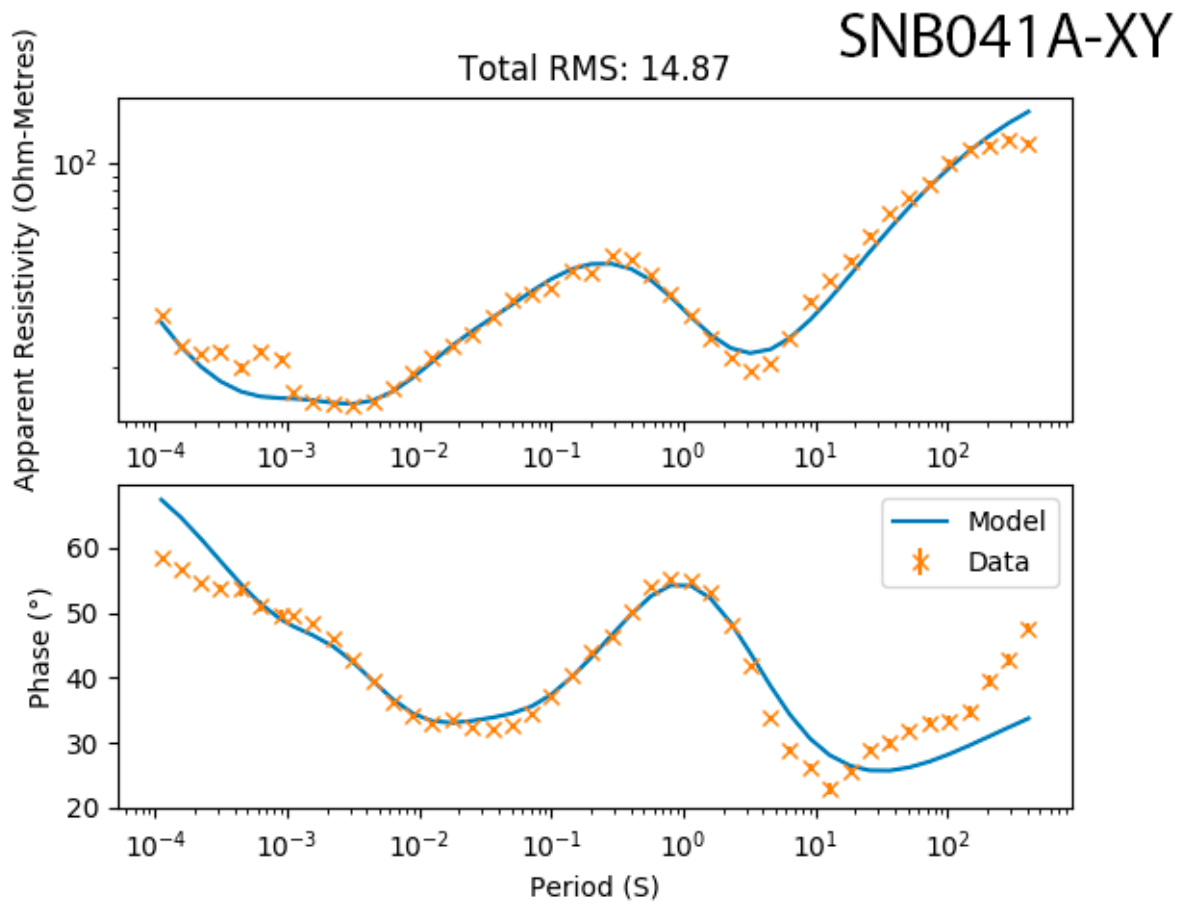
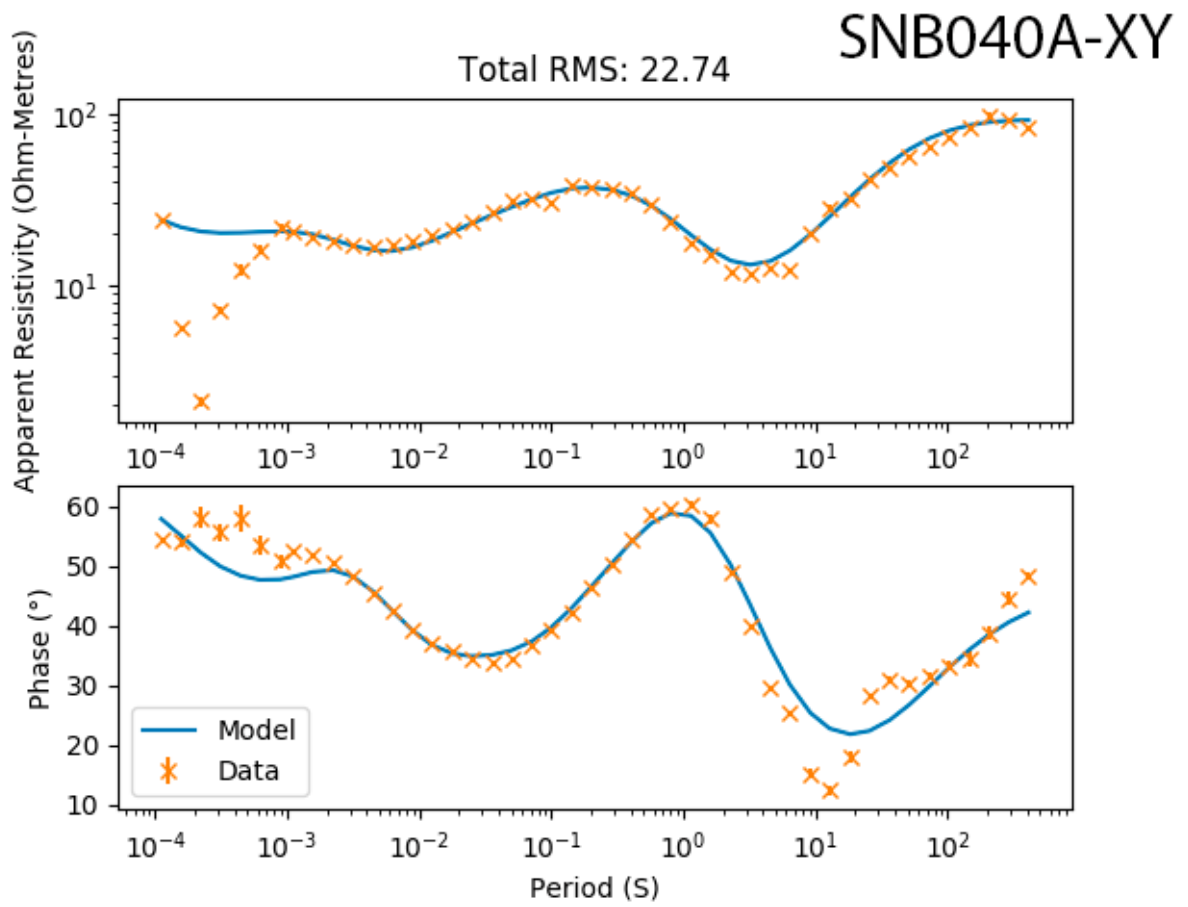


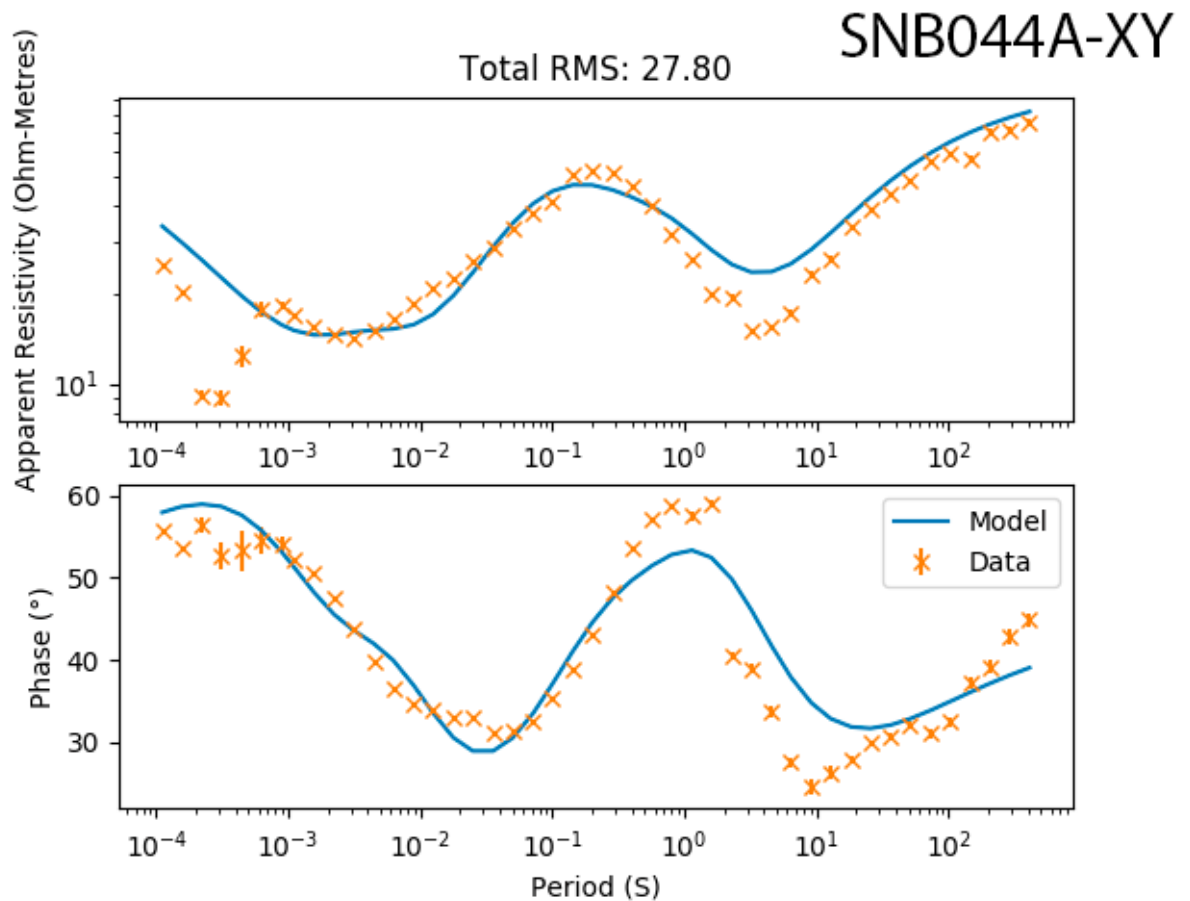
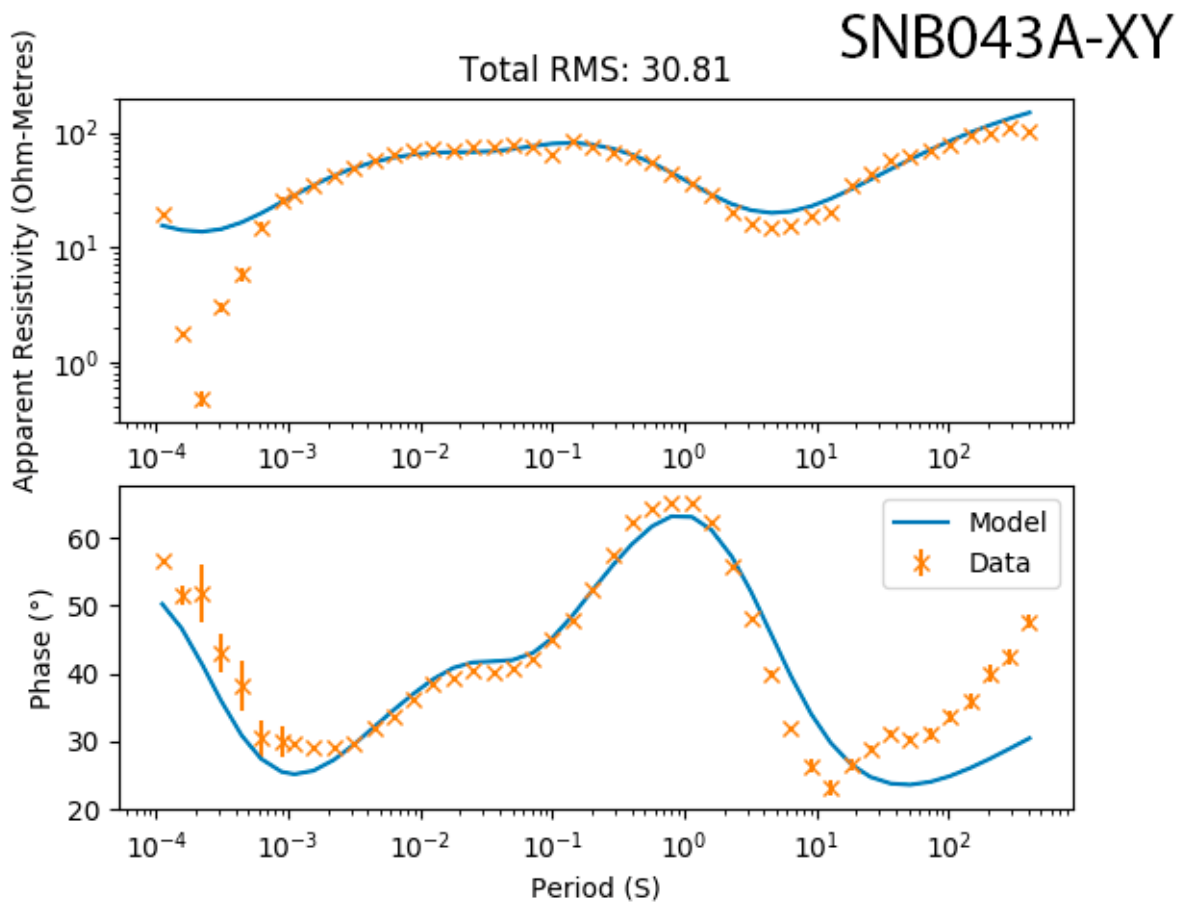


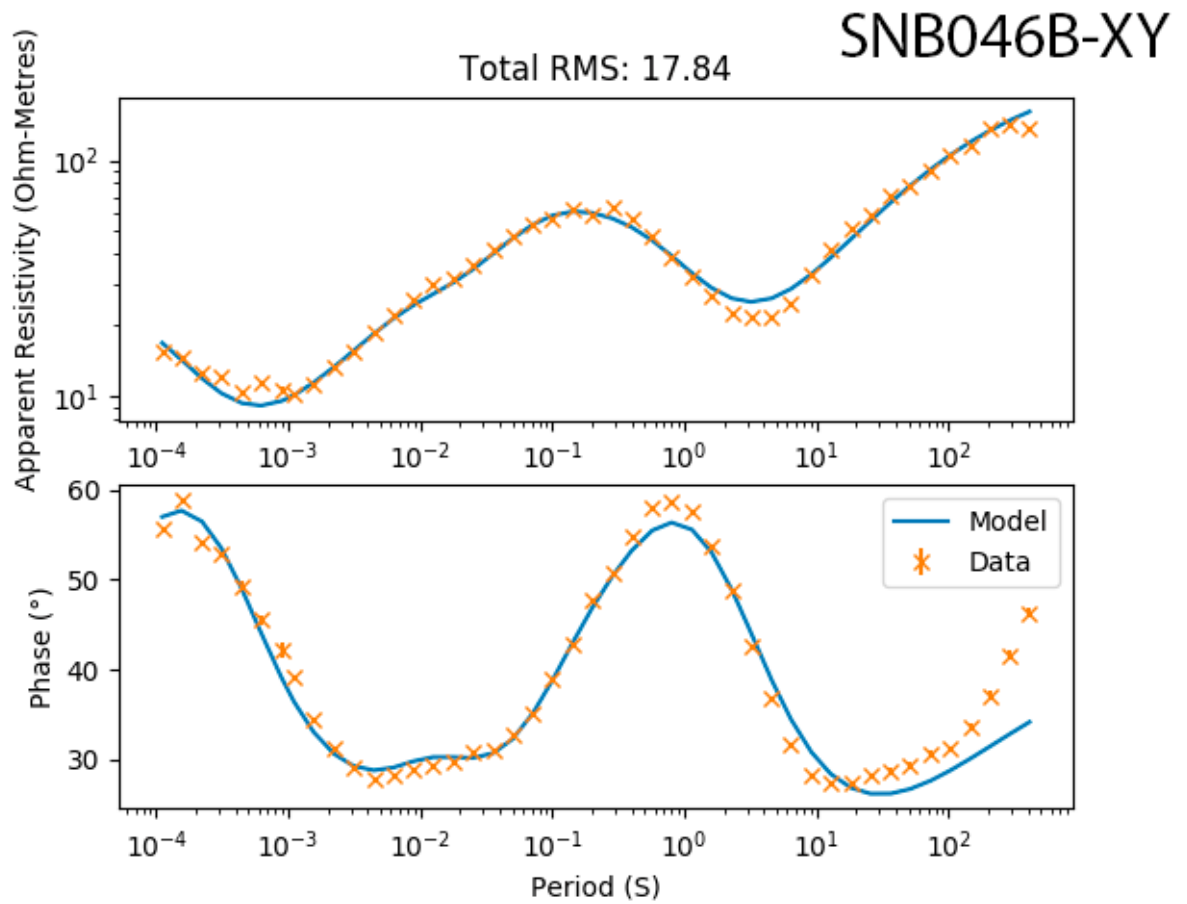
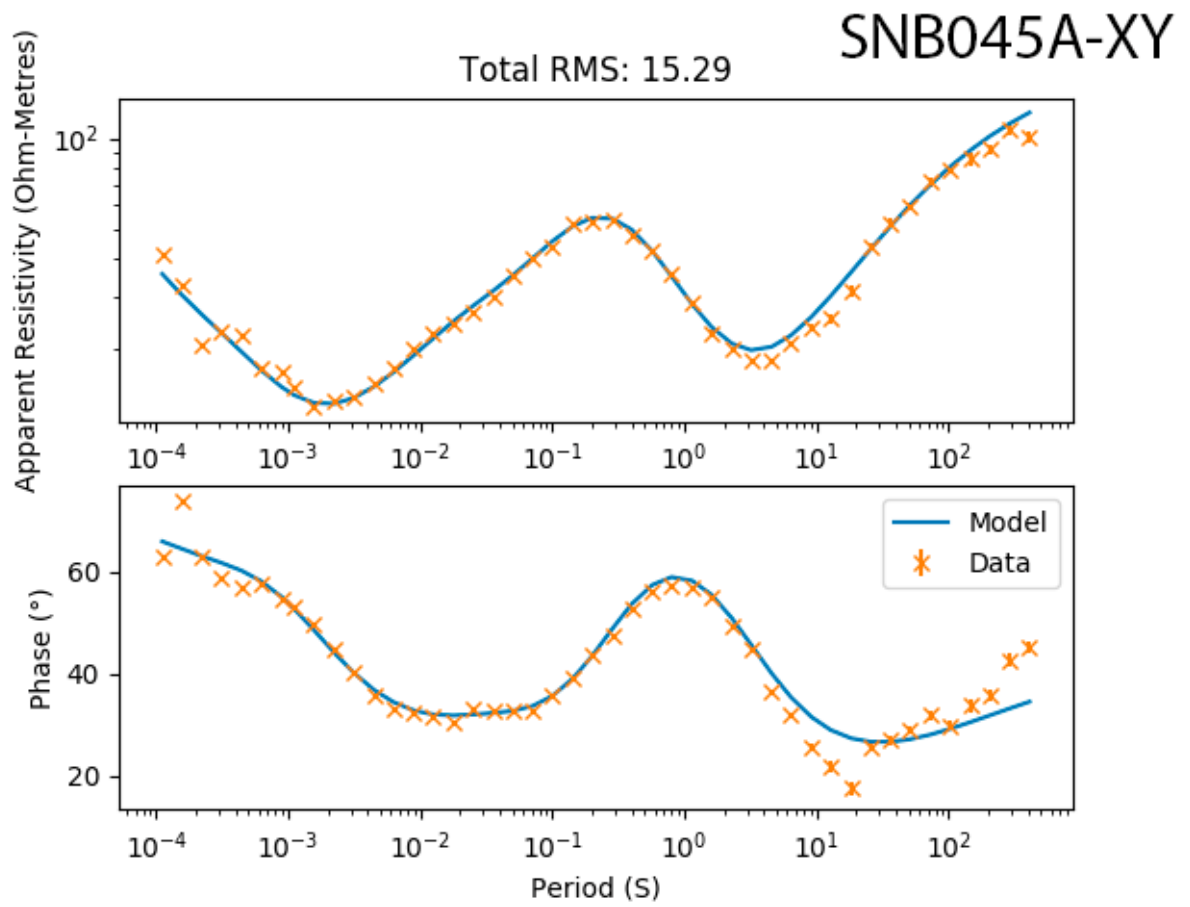


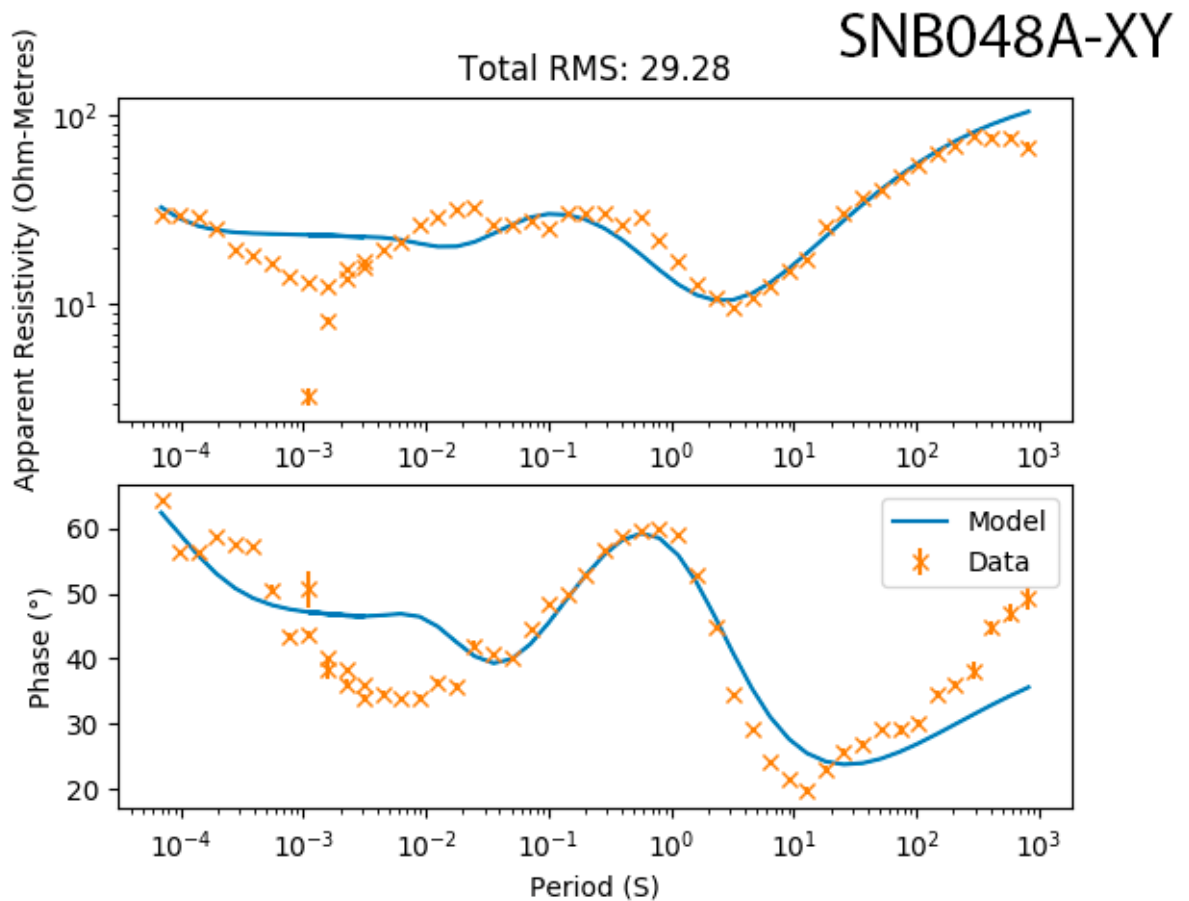
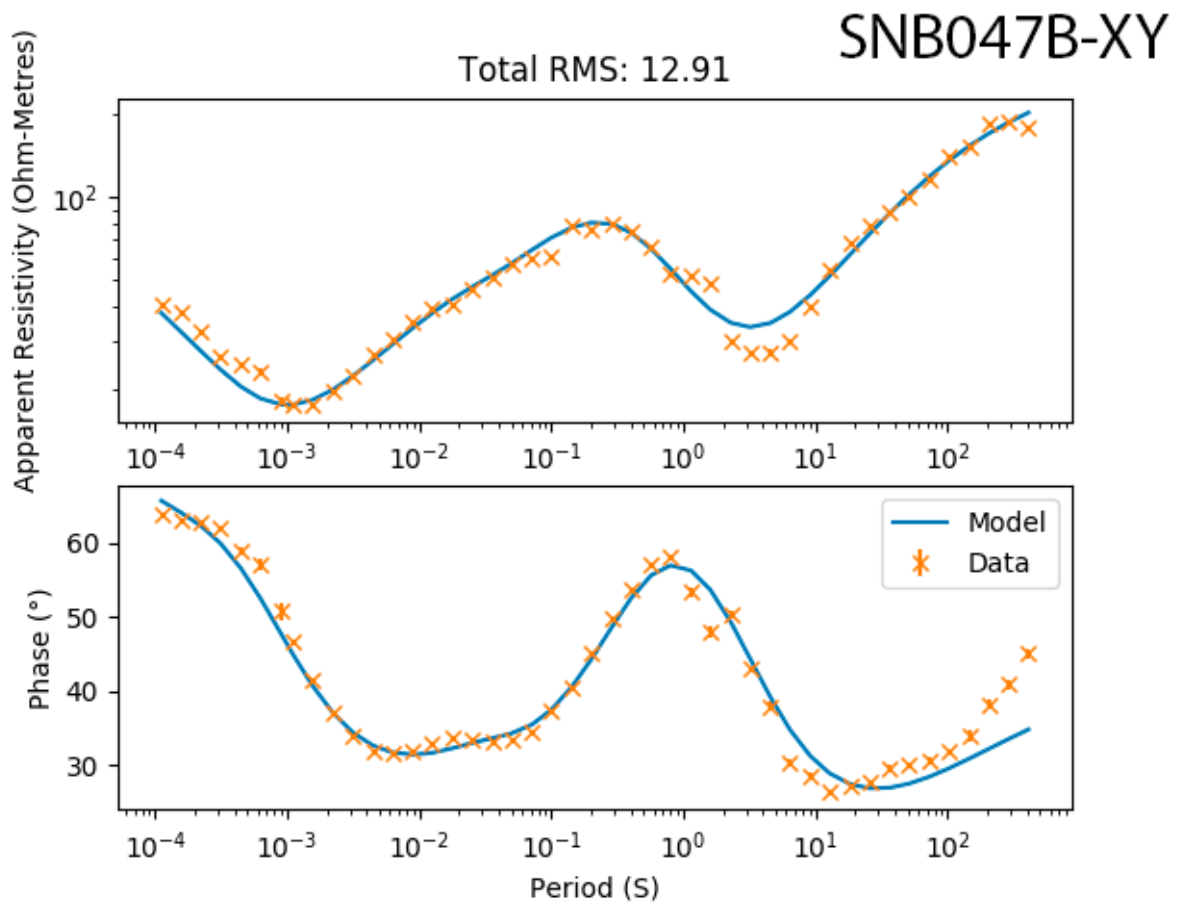


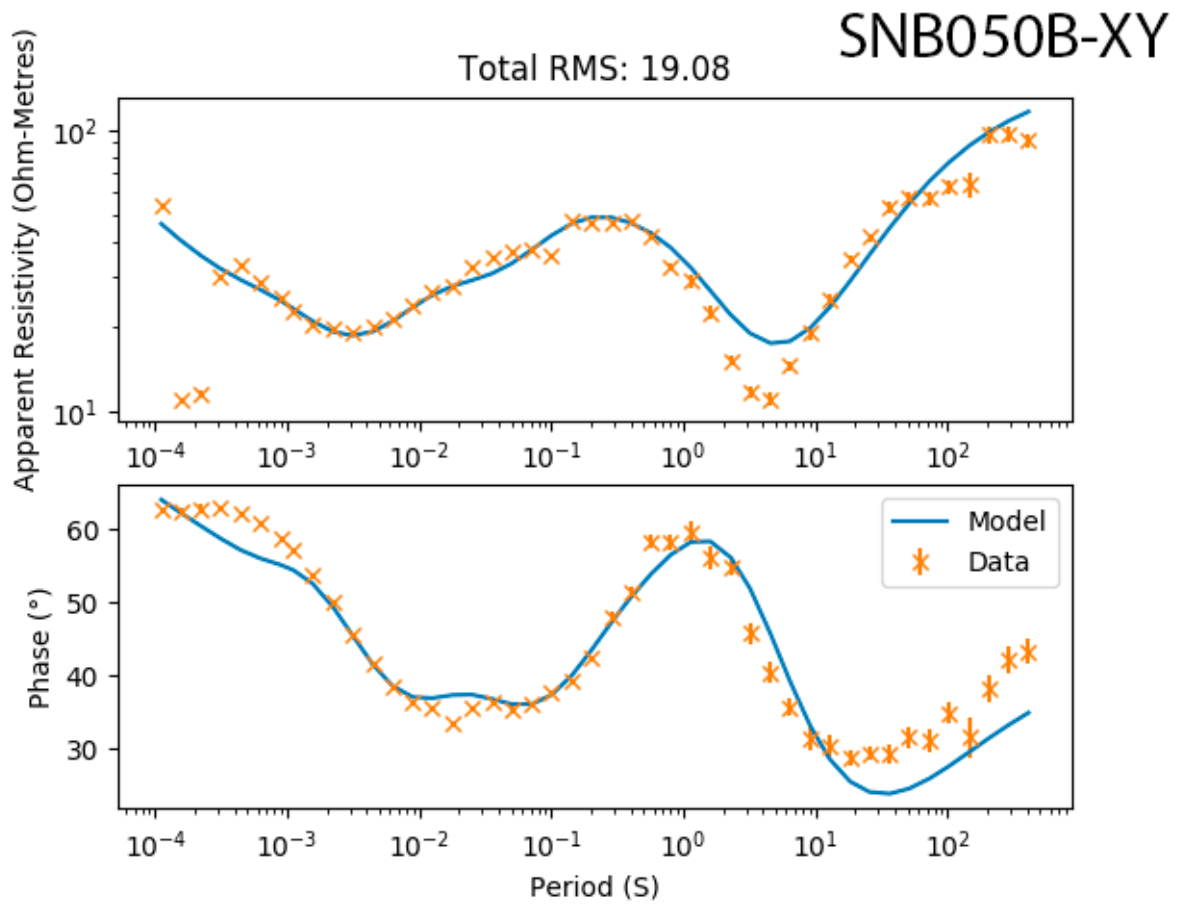
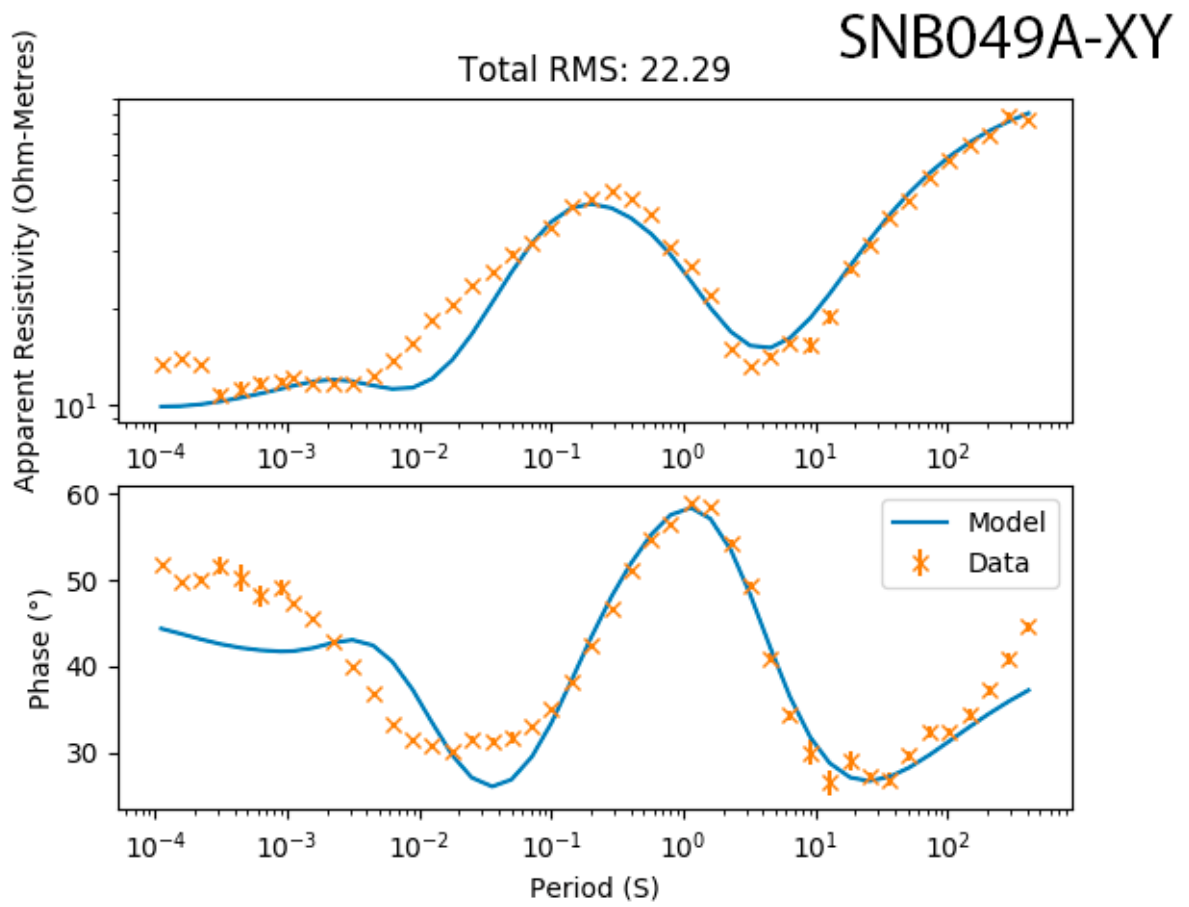


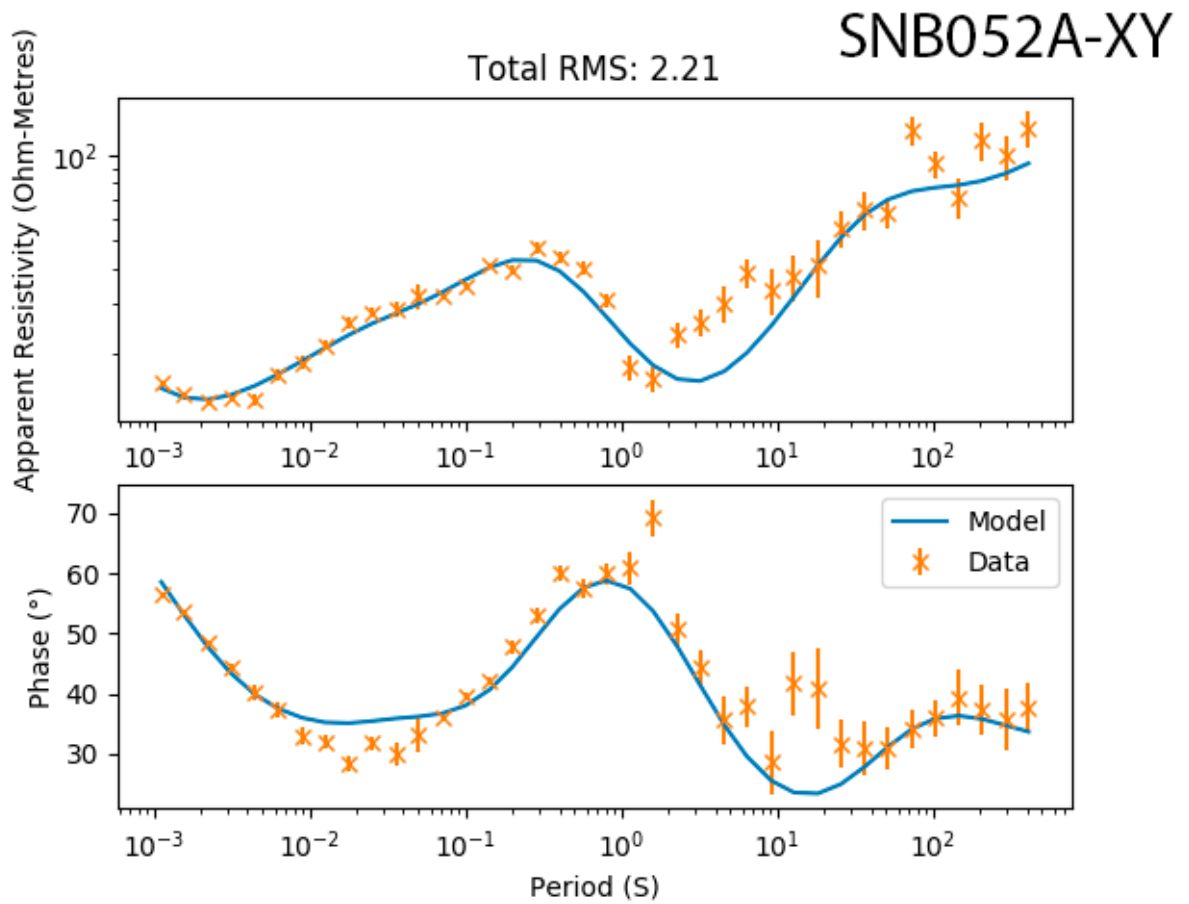
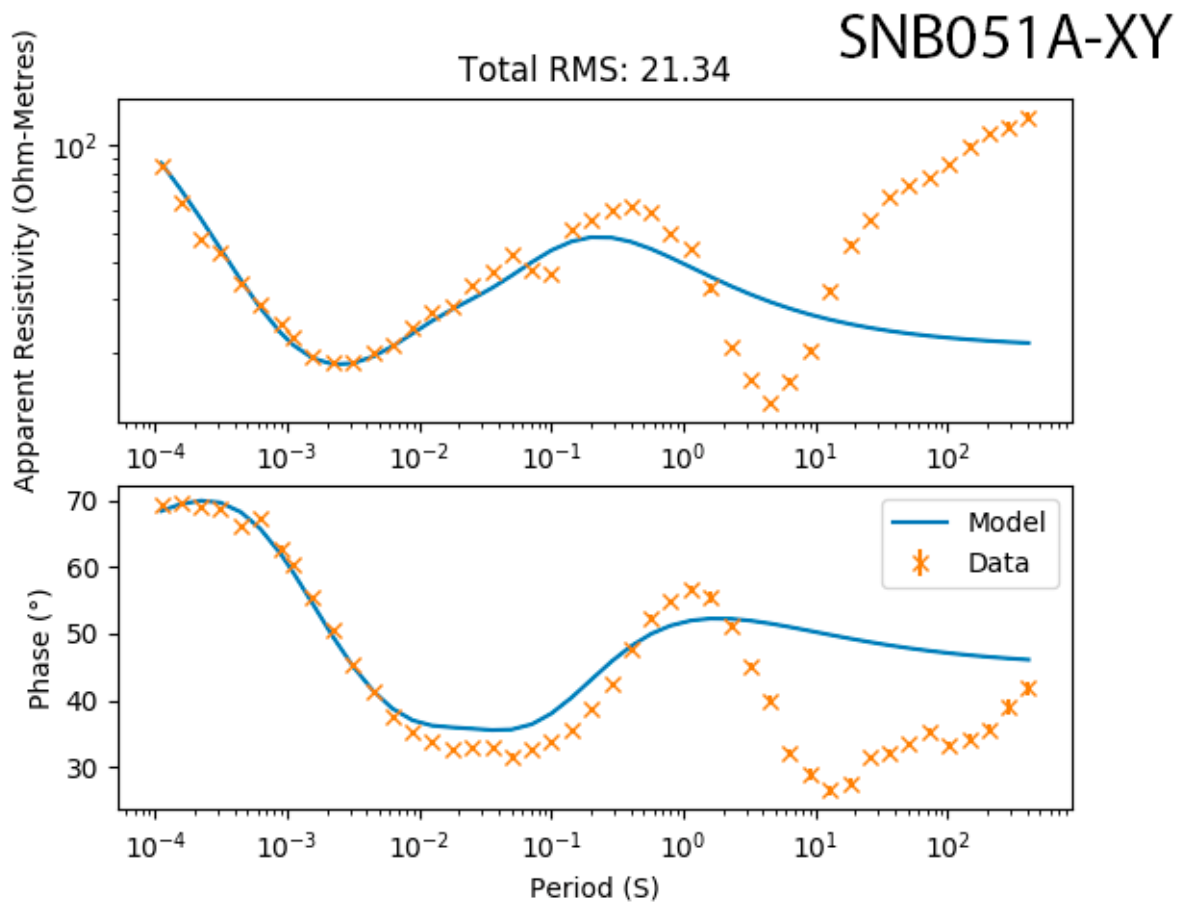


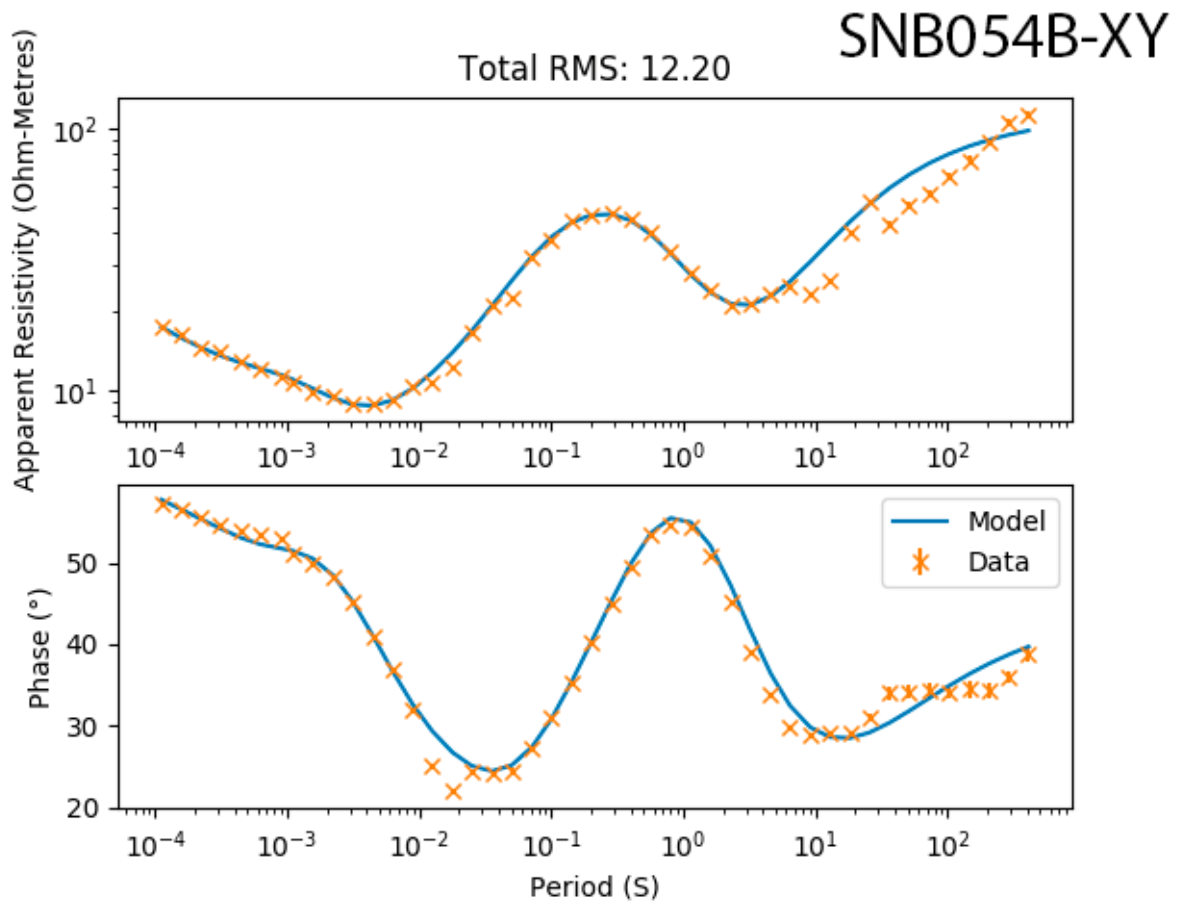
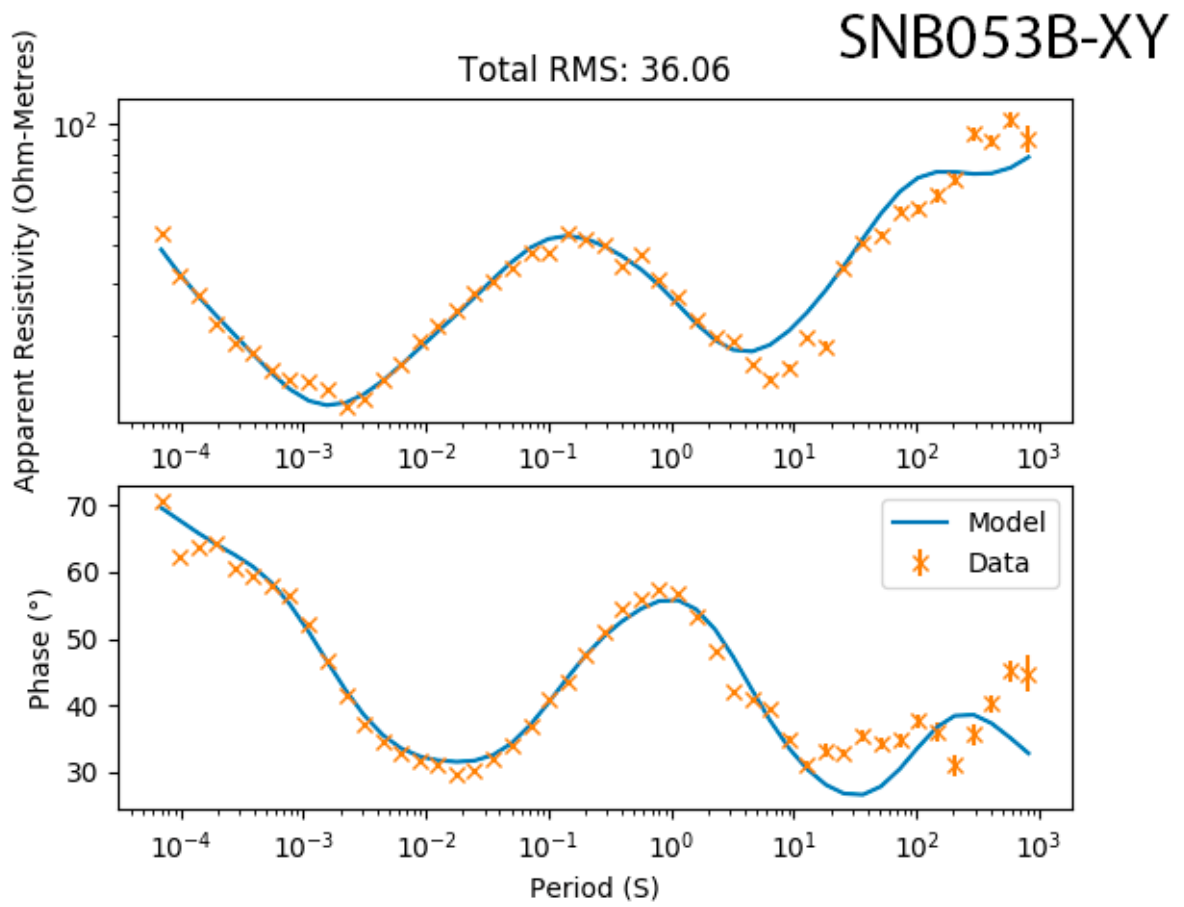




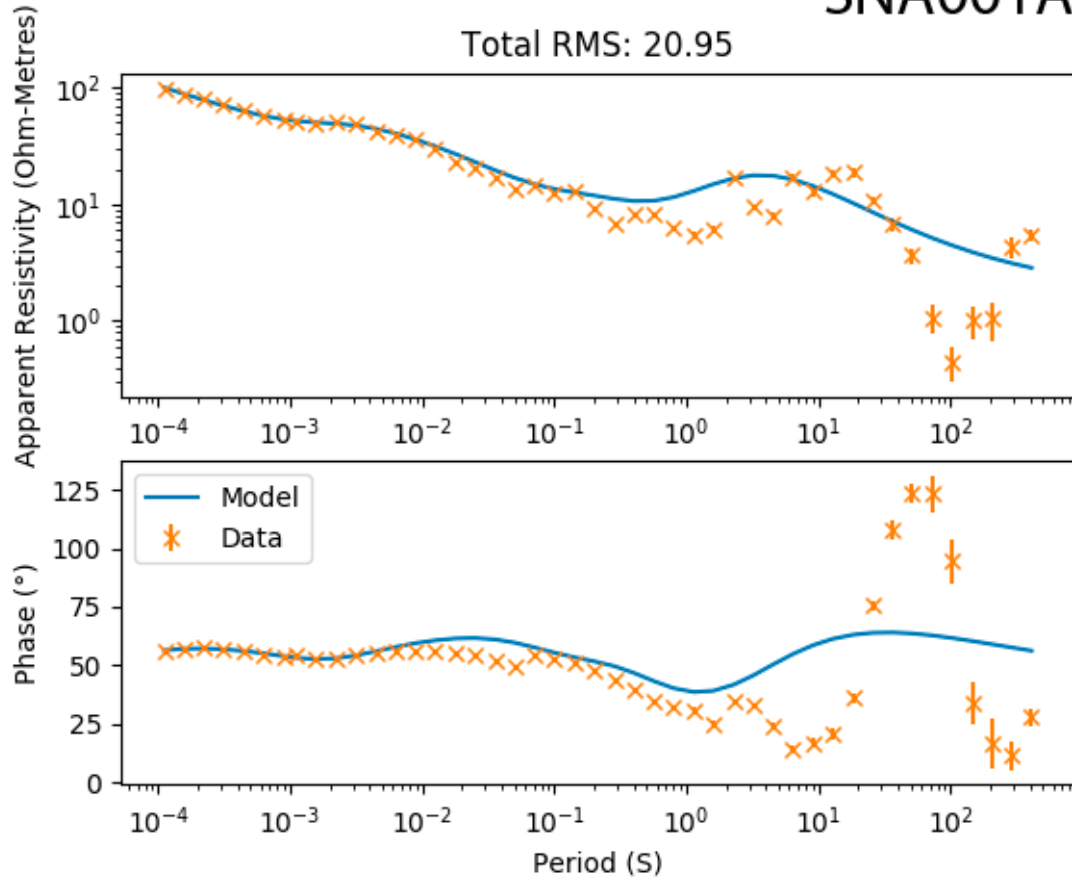




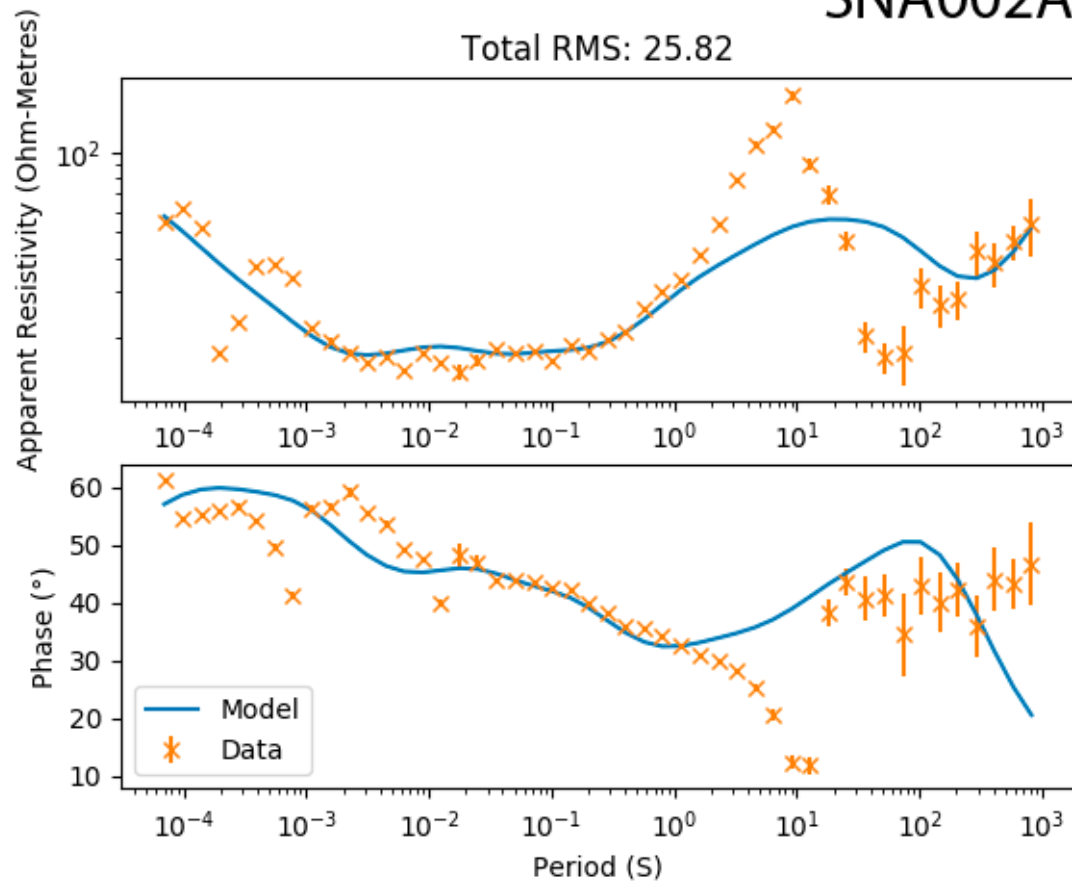




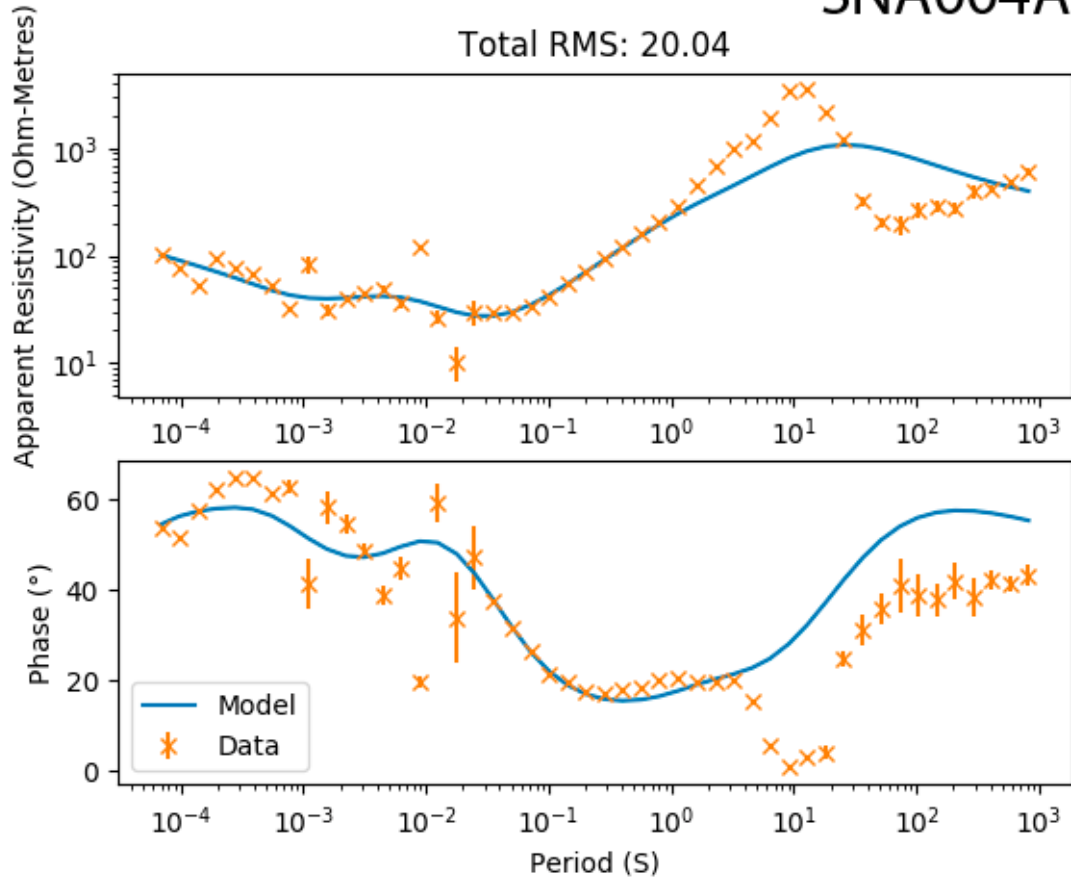
SNA001A-YX



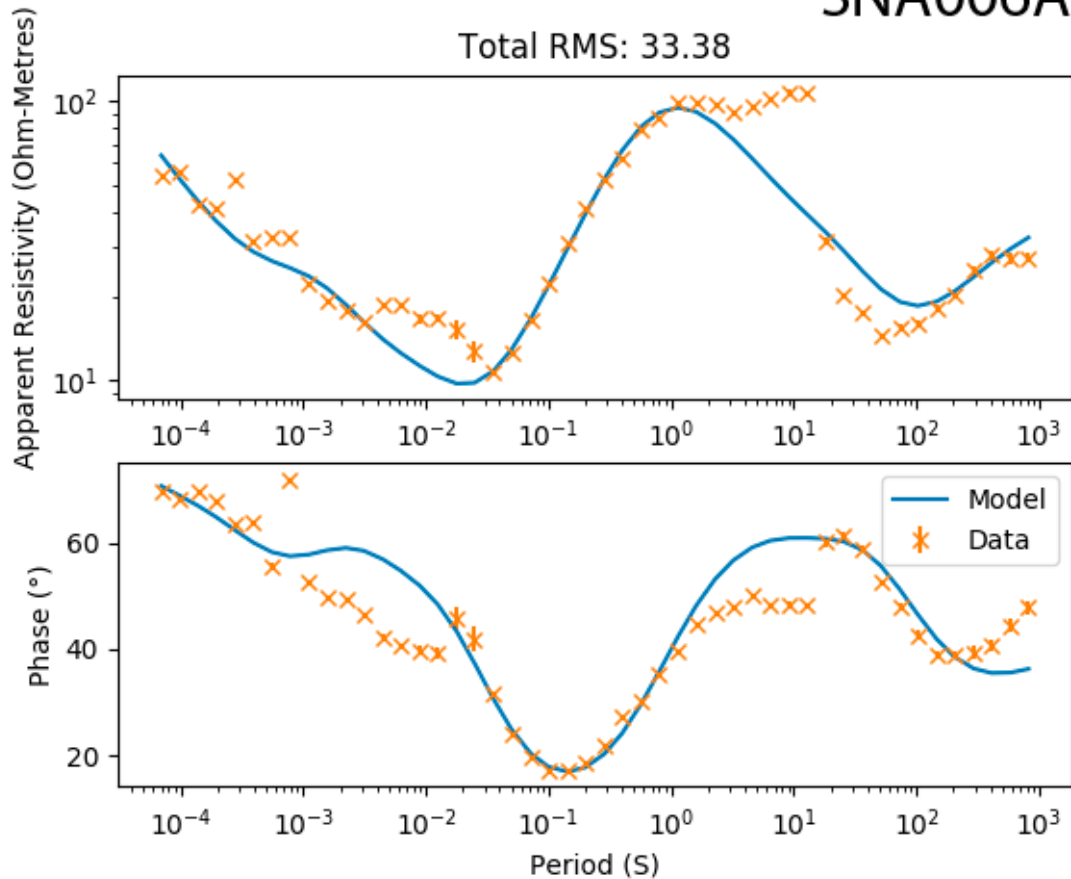
SNA002A-YX



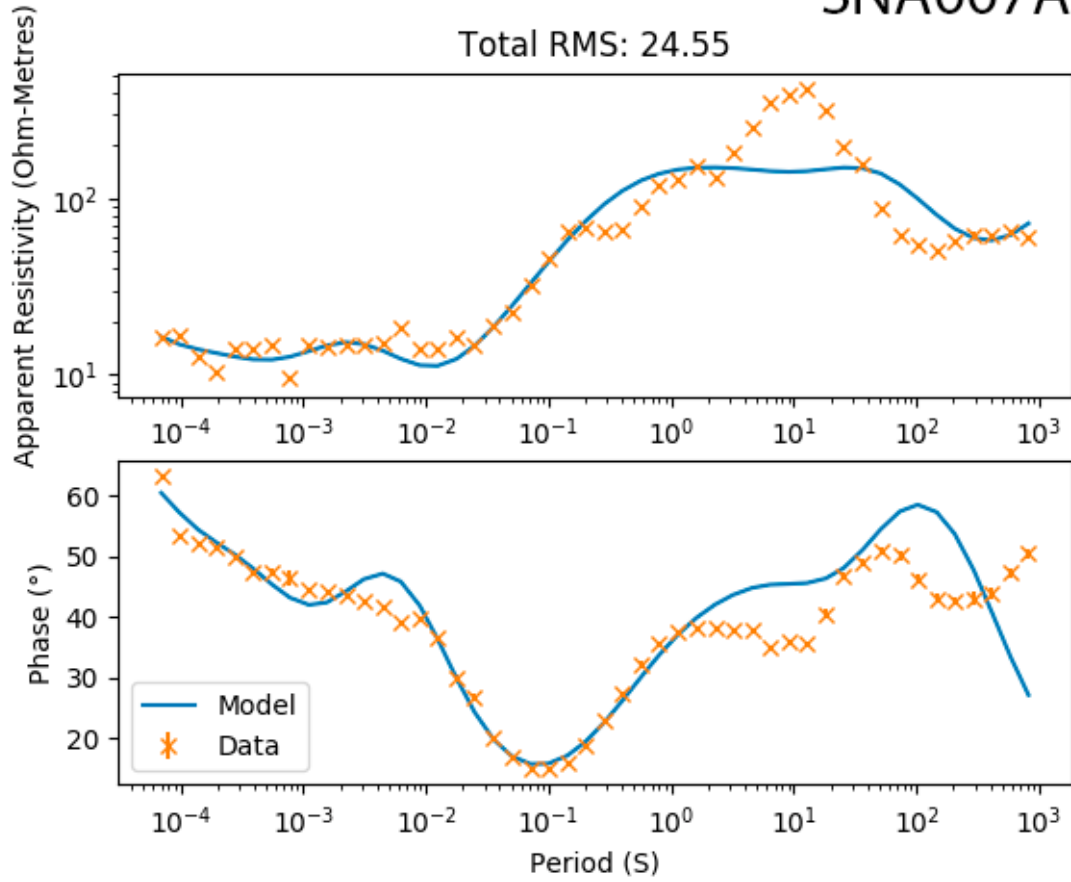
SNA004A-YX



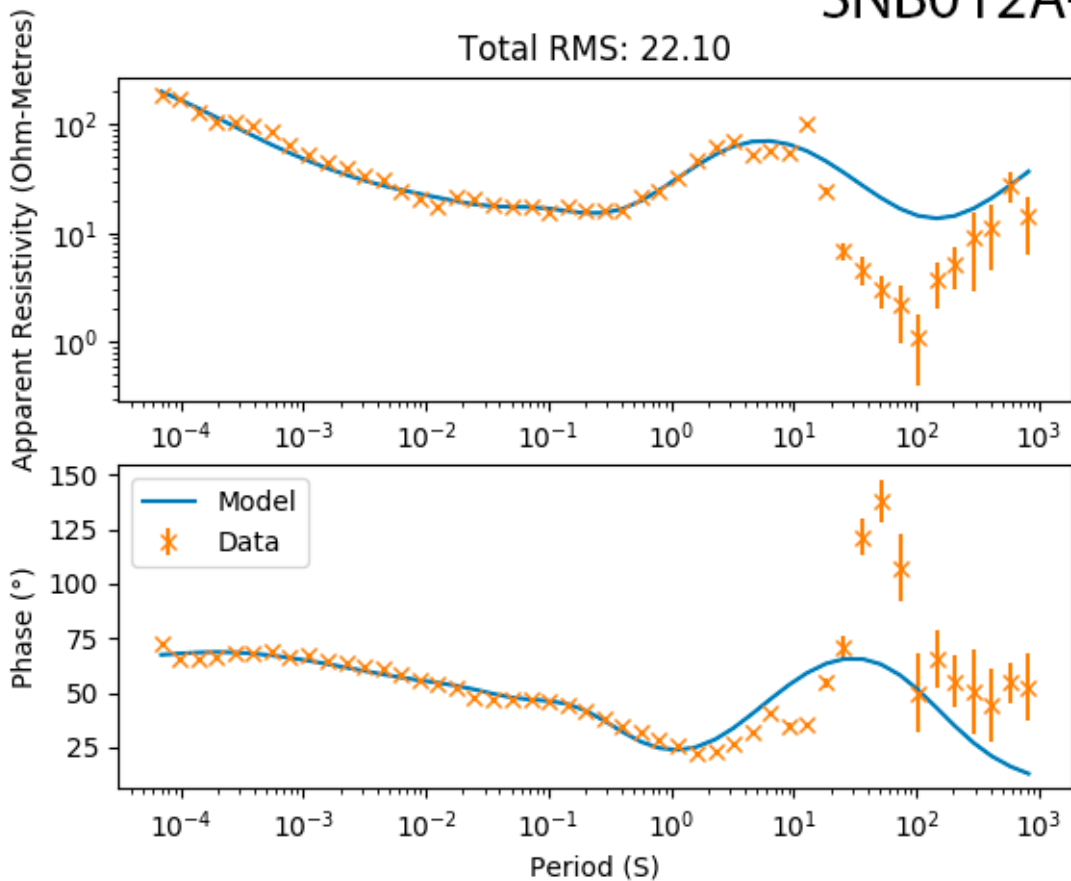
SNA006A-YX



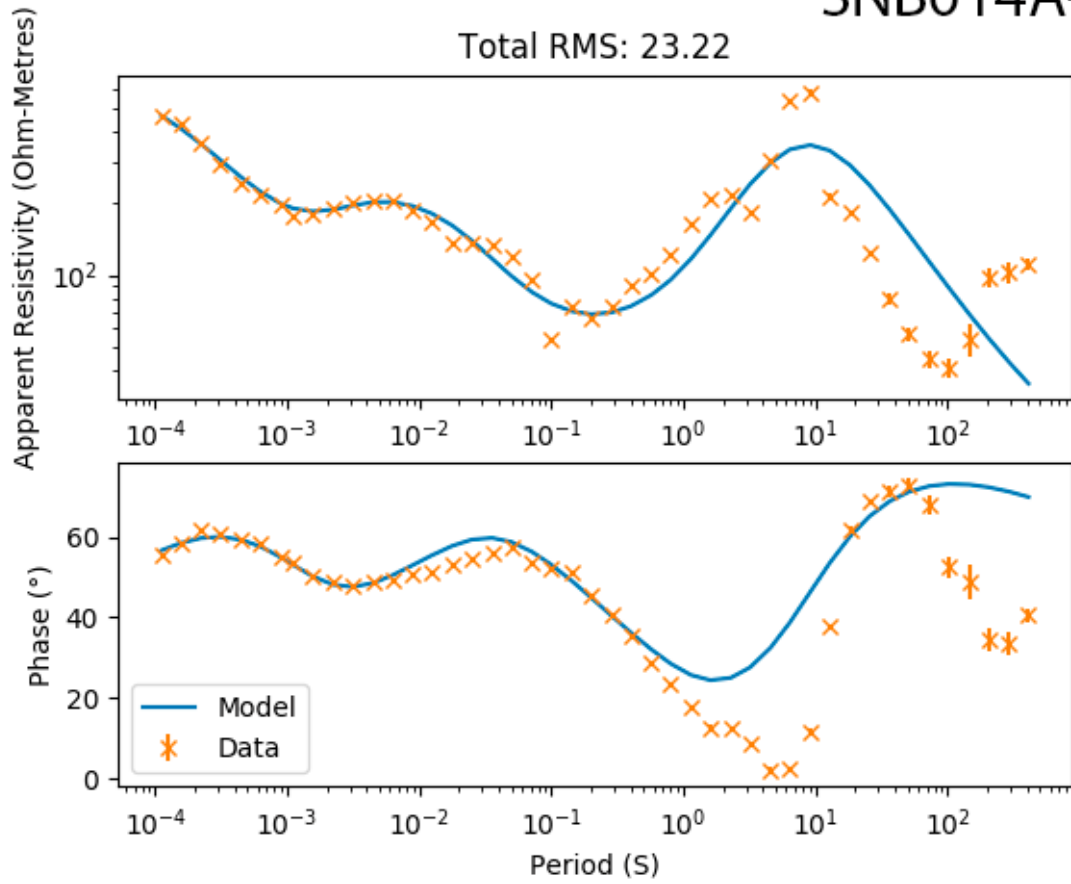
SNA007A-YX



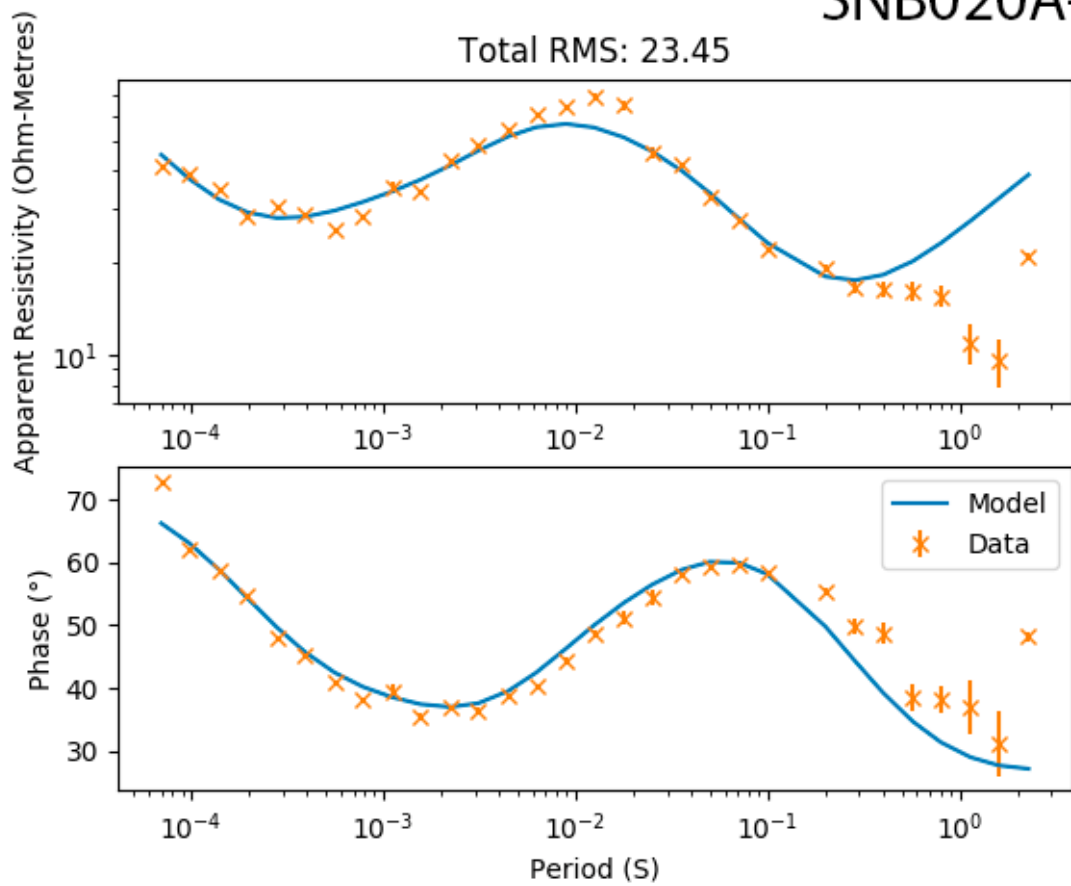
SNB012A-YX



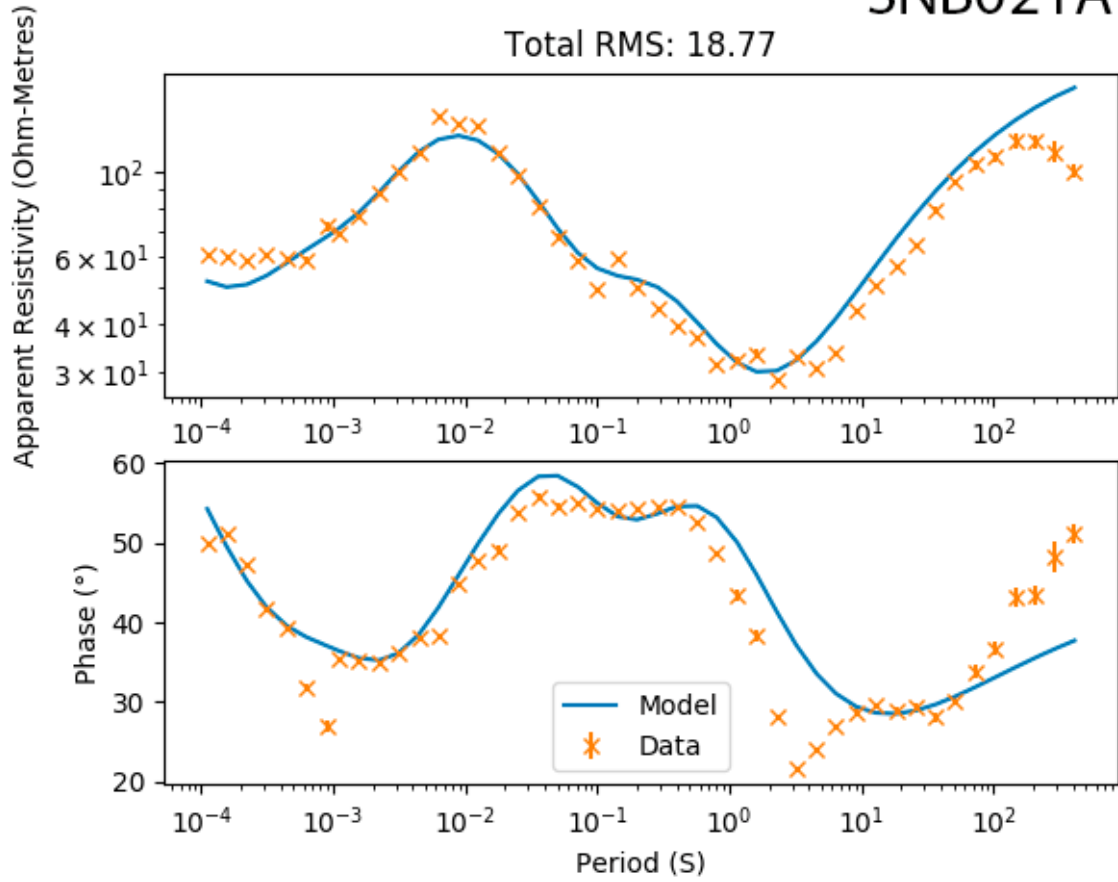
SNB014A-YX



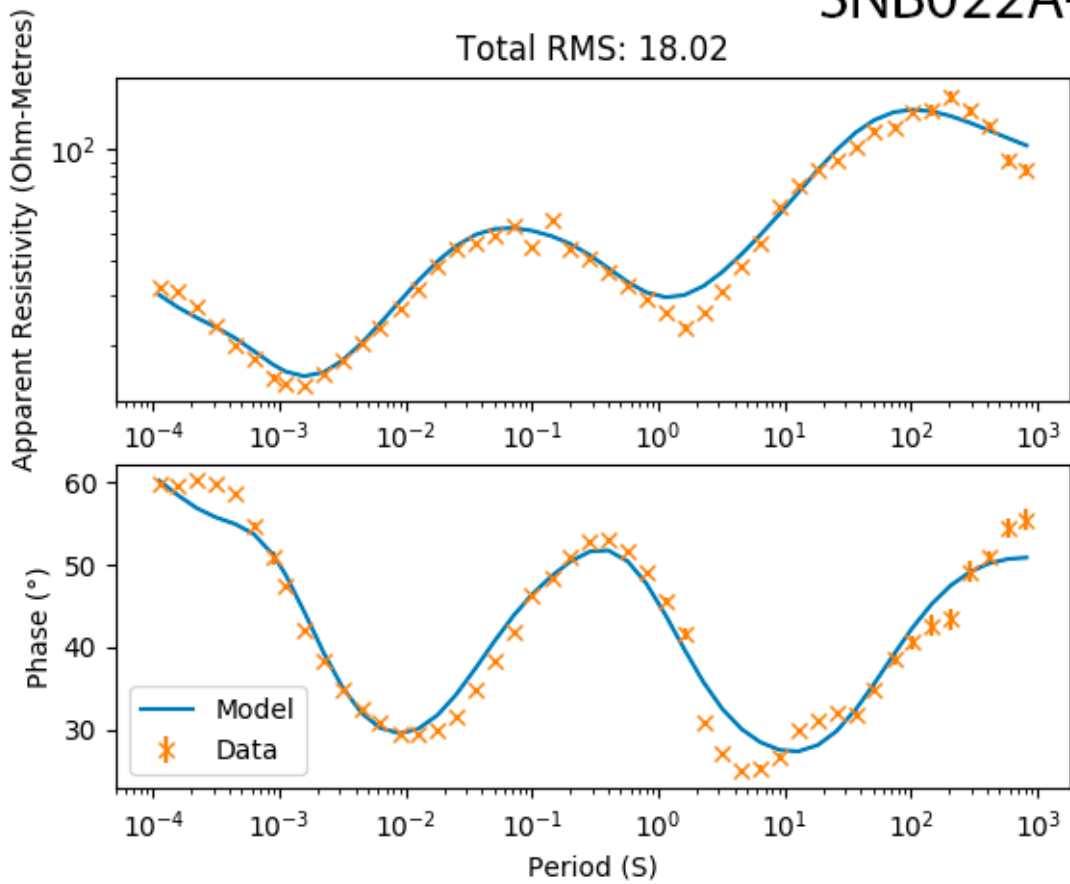
SNB020A-YX



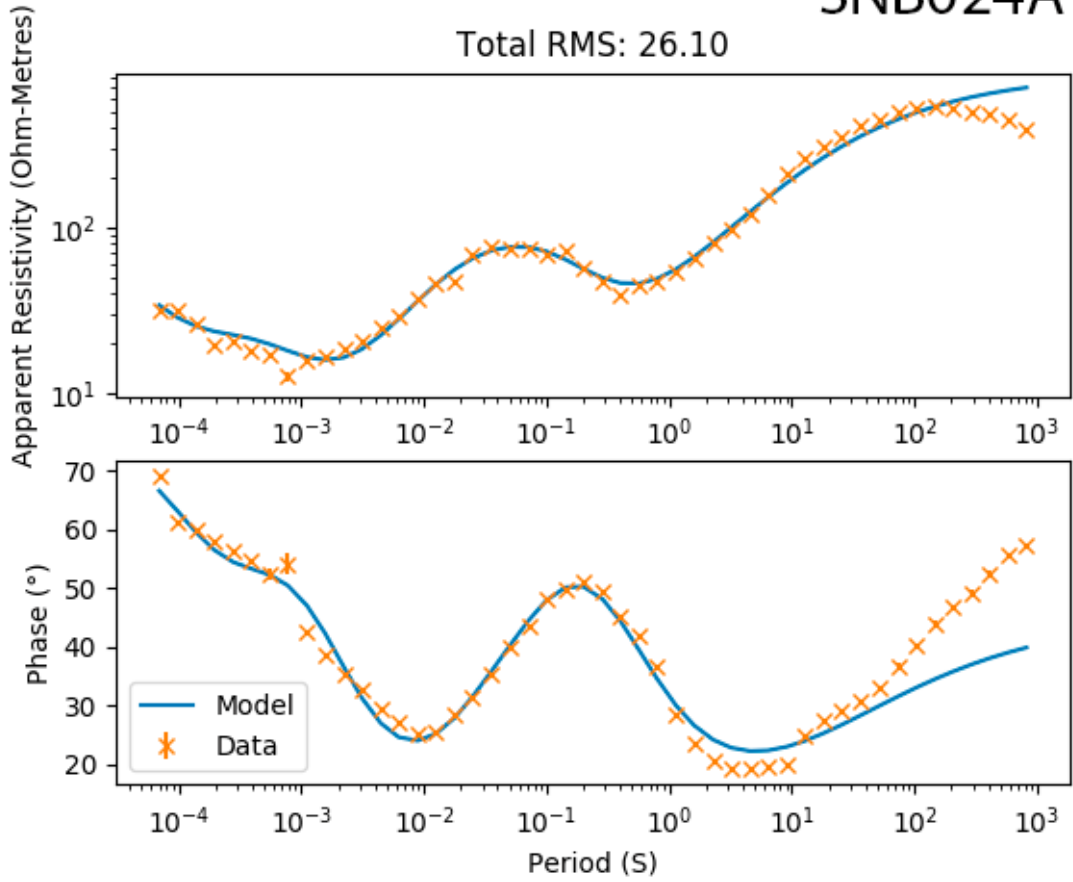
SNB021A-YX



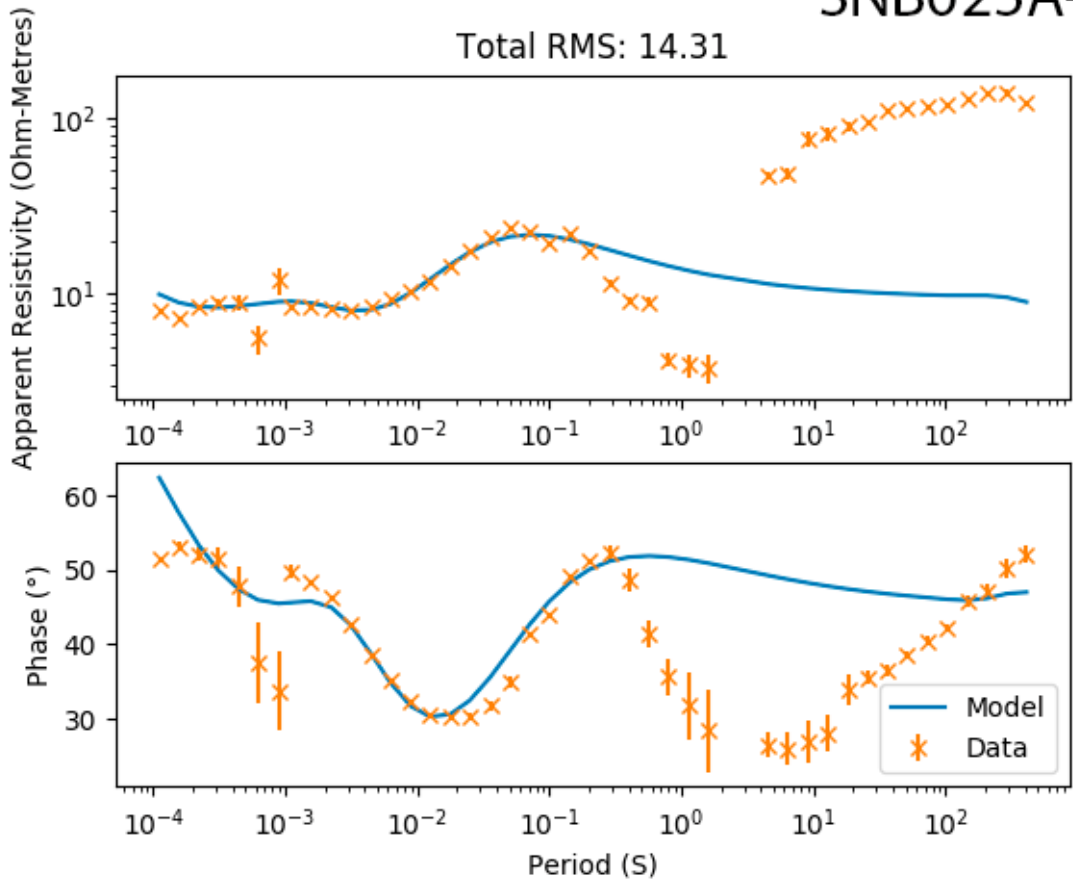
SNB022A-YX



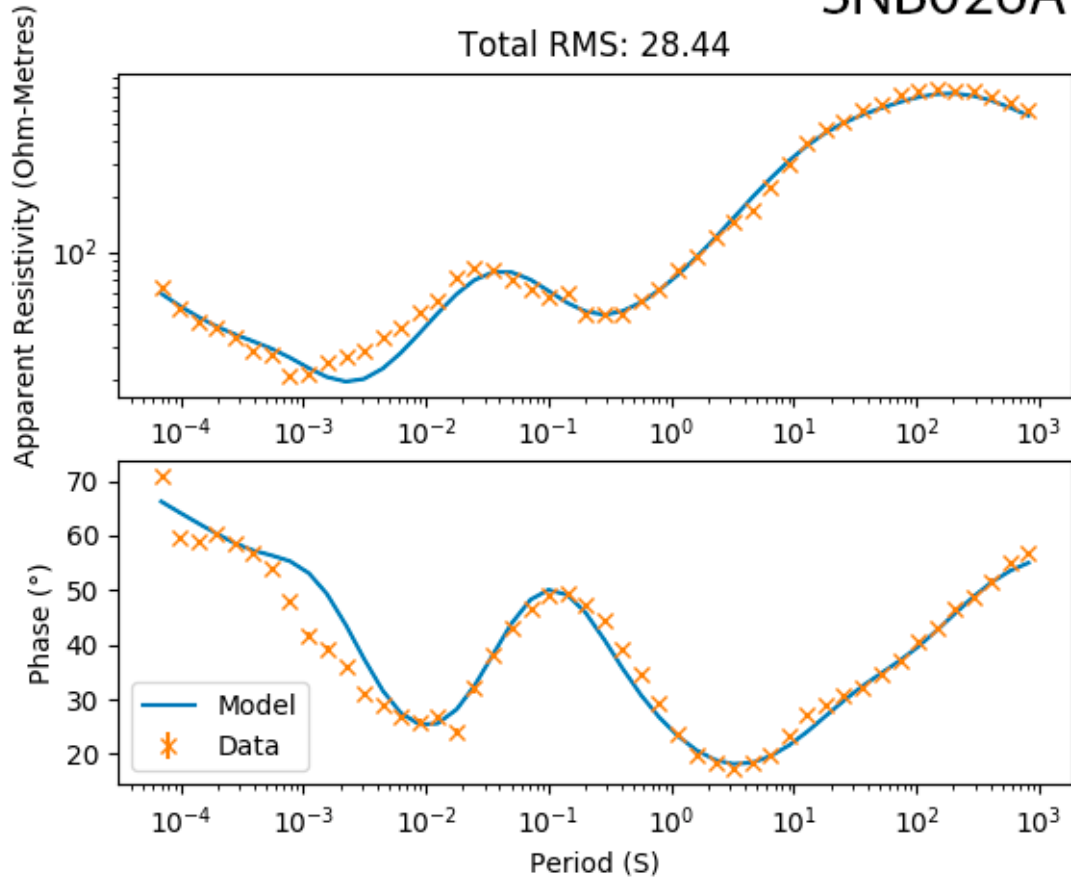
SNB024A-YX



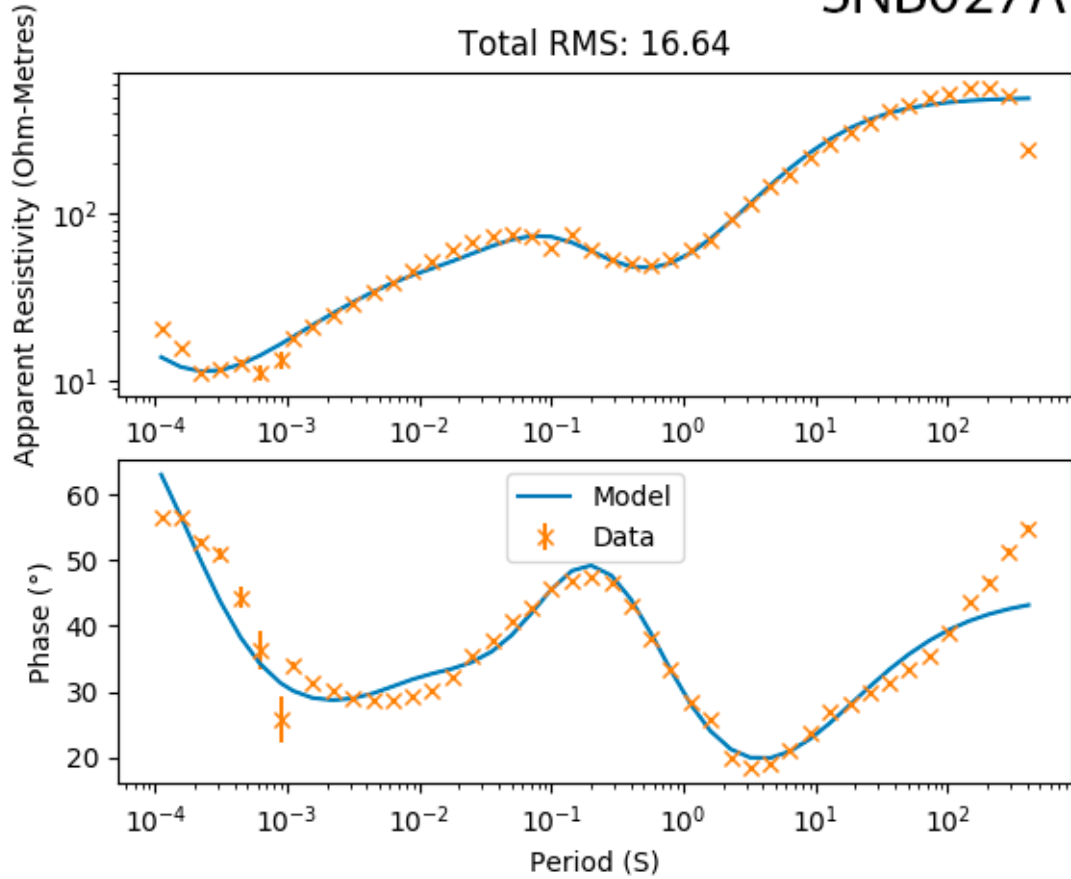
SNB025A-YX



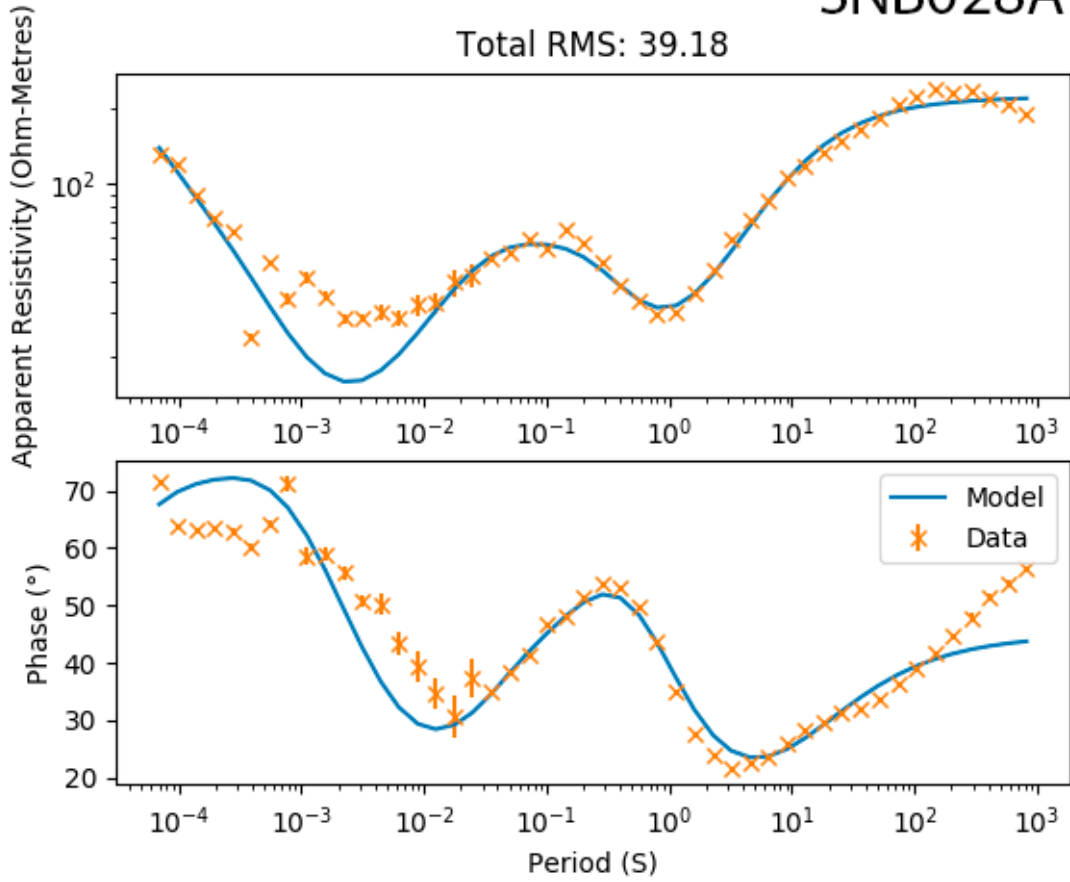
SNB026A-YX



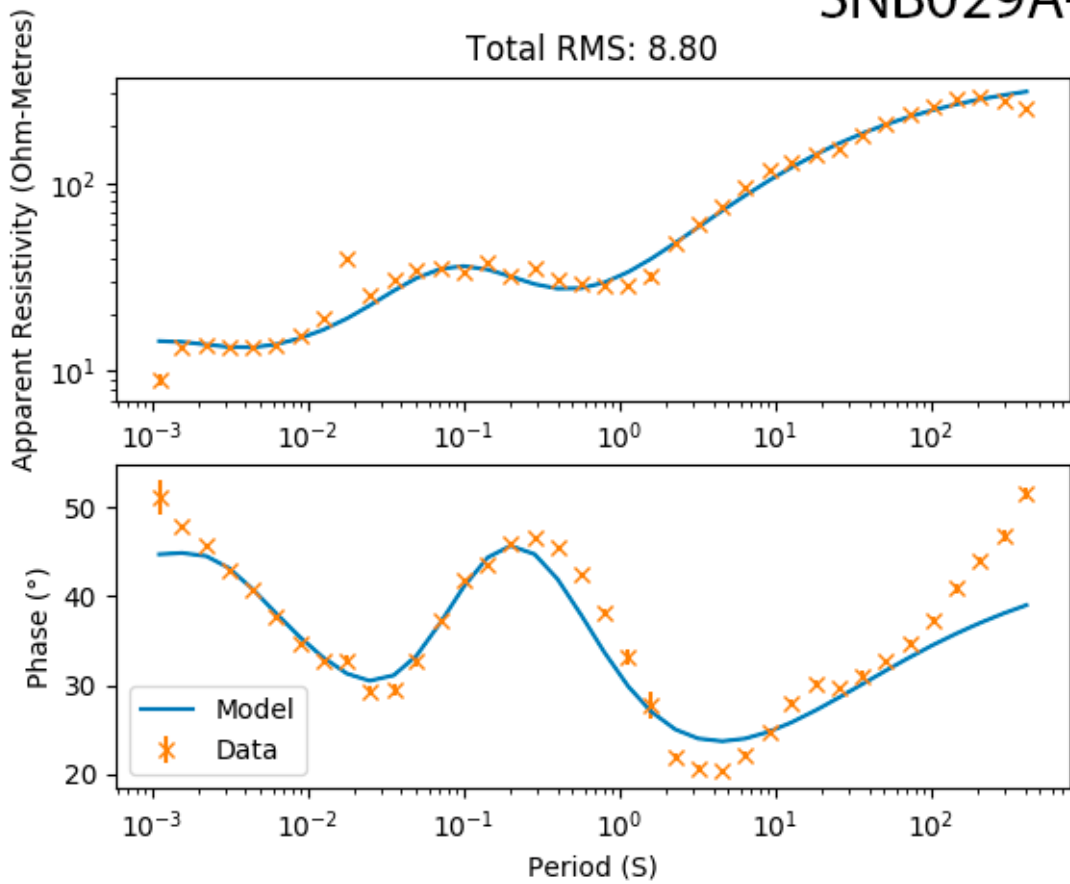
SNB027A-YX



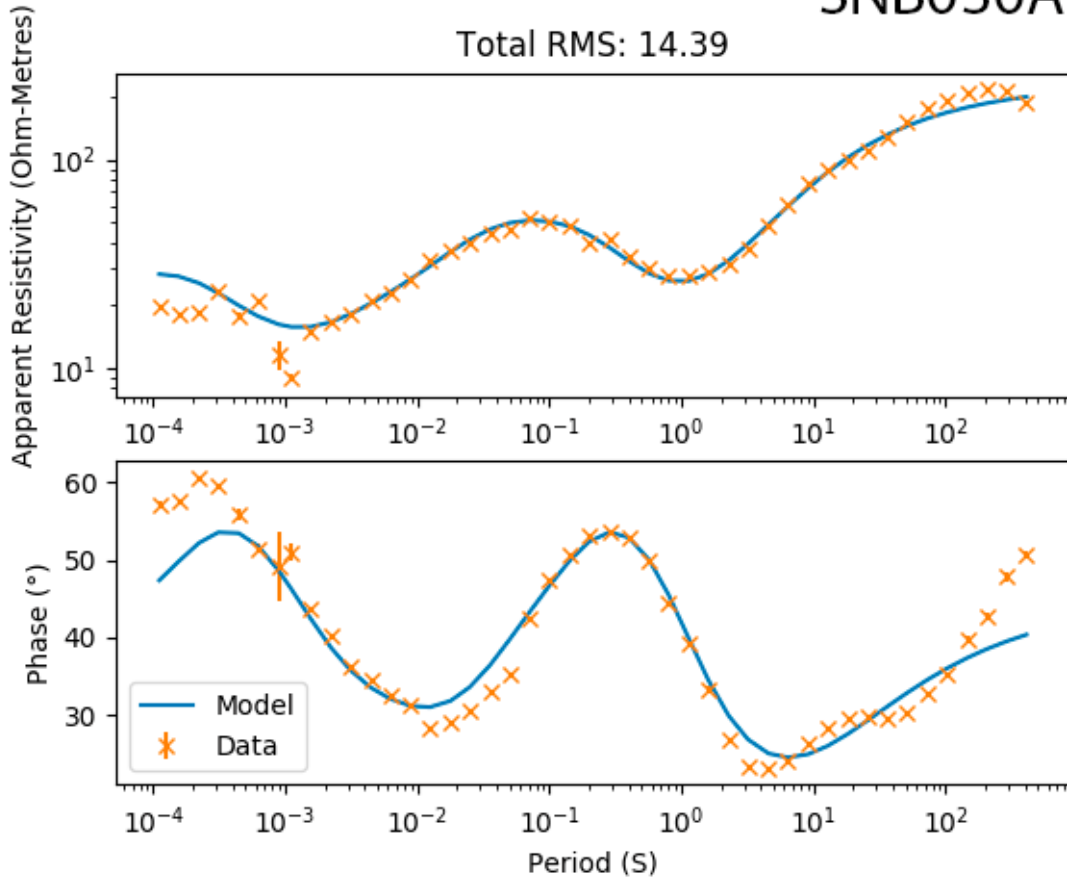
SNB028A-YX



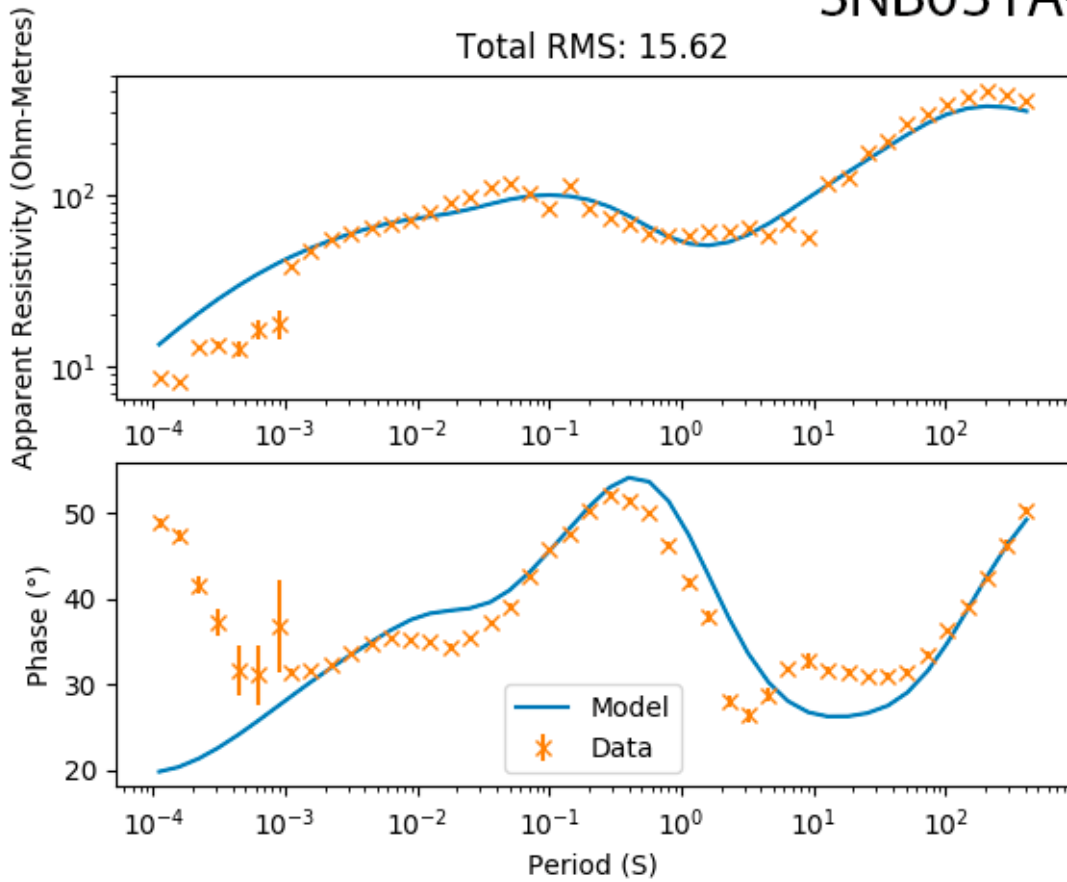
SNB029A-YX



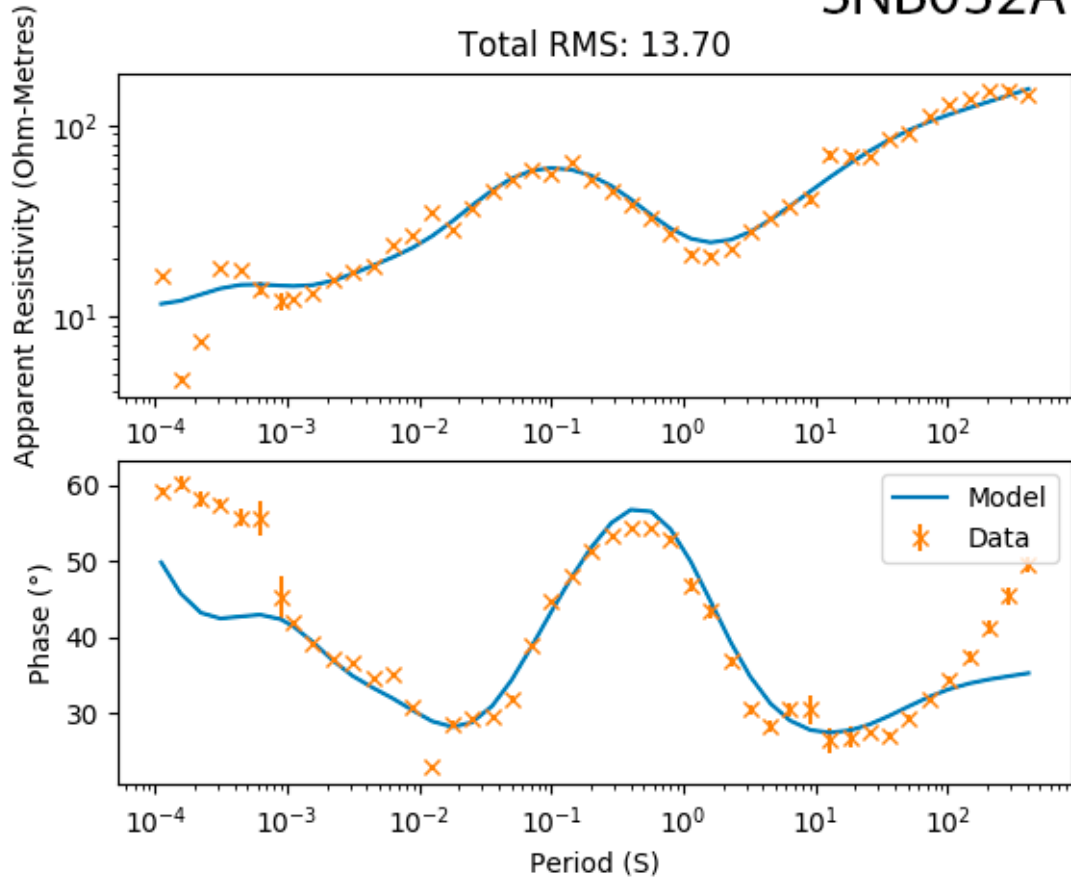
SNB030A-YX



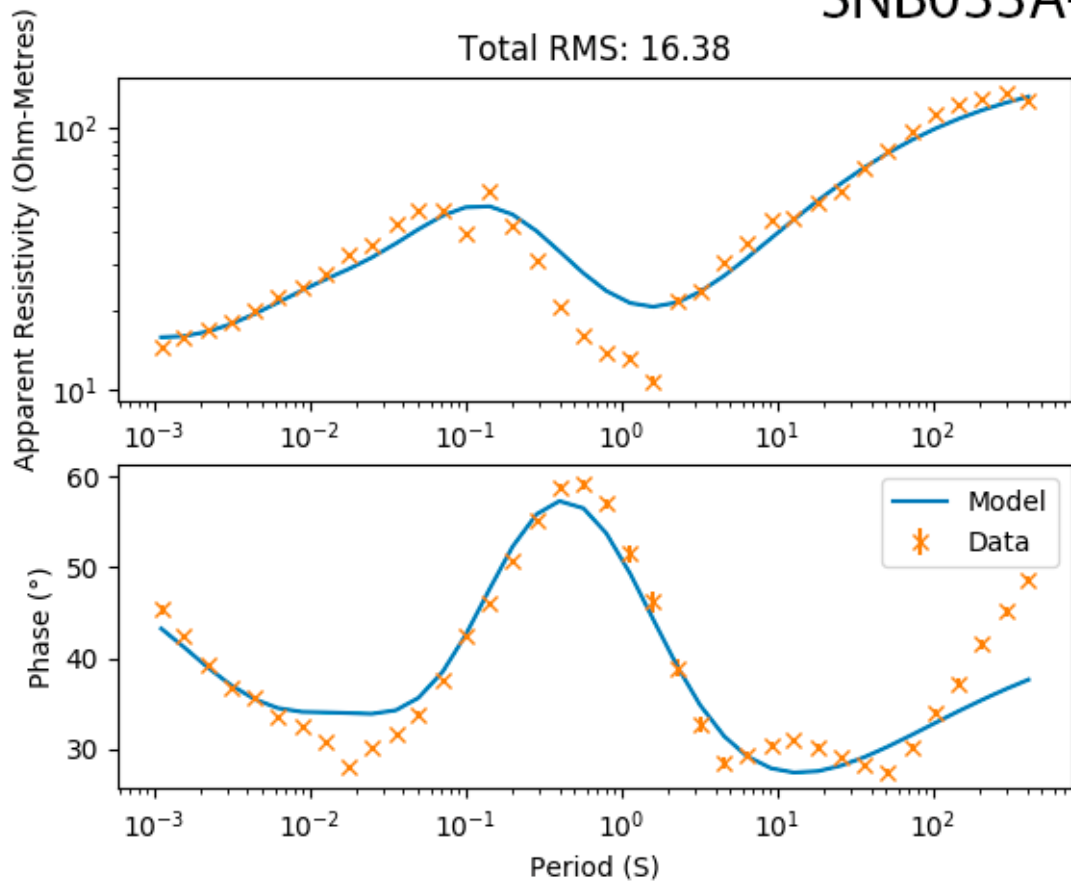
SNB031A-YX



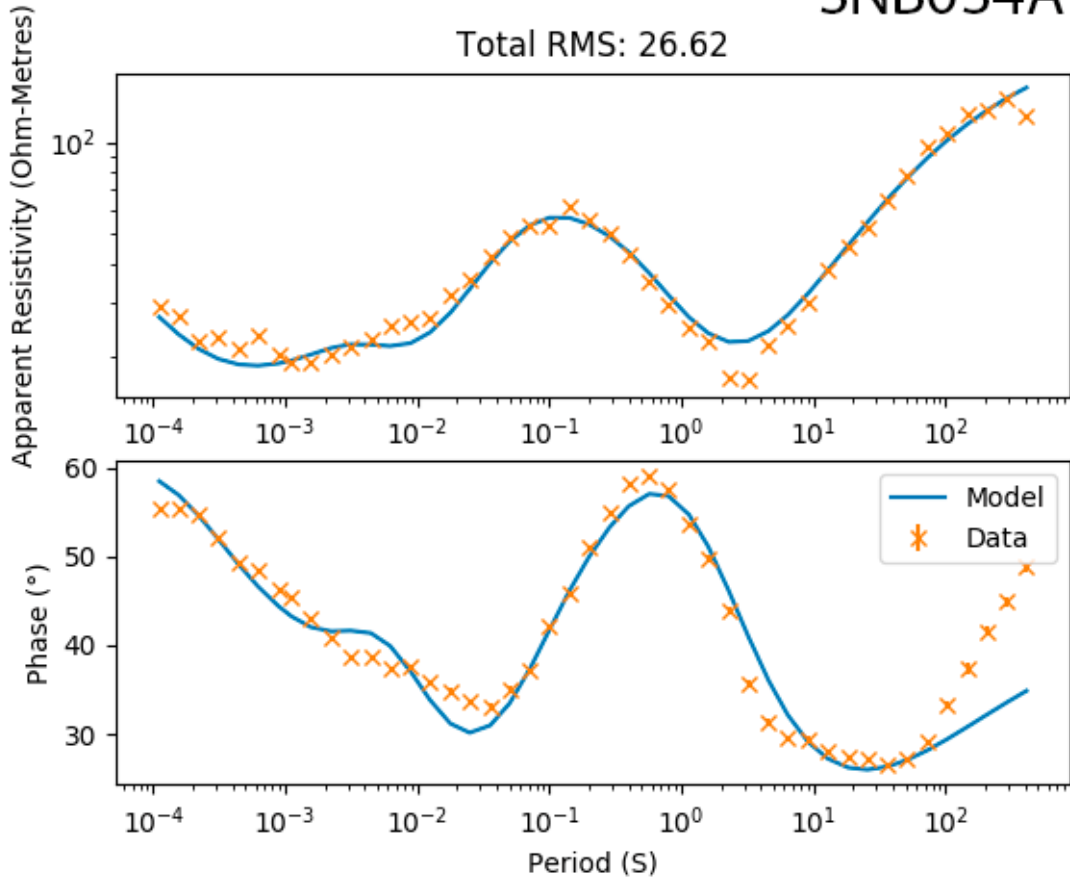
SNB032A-YX



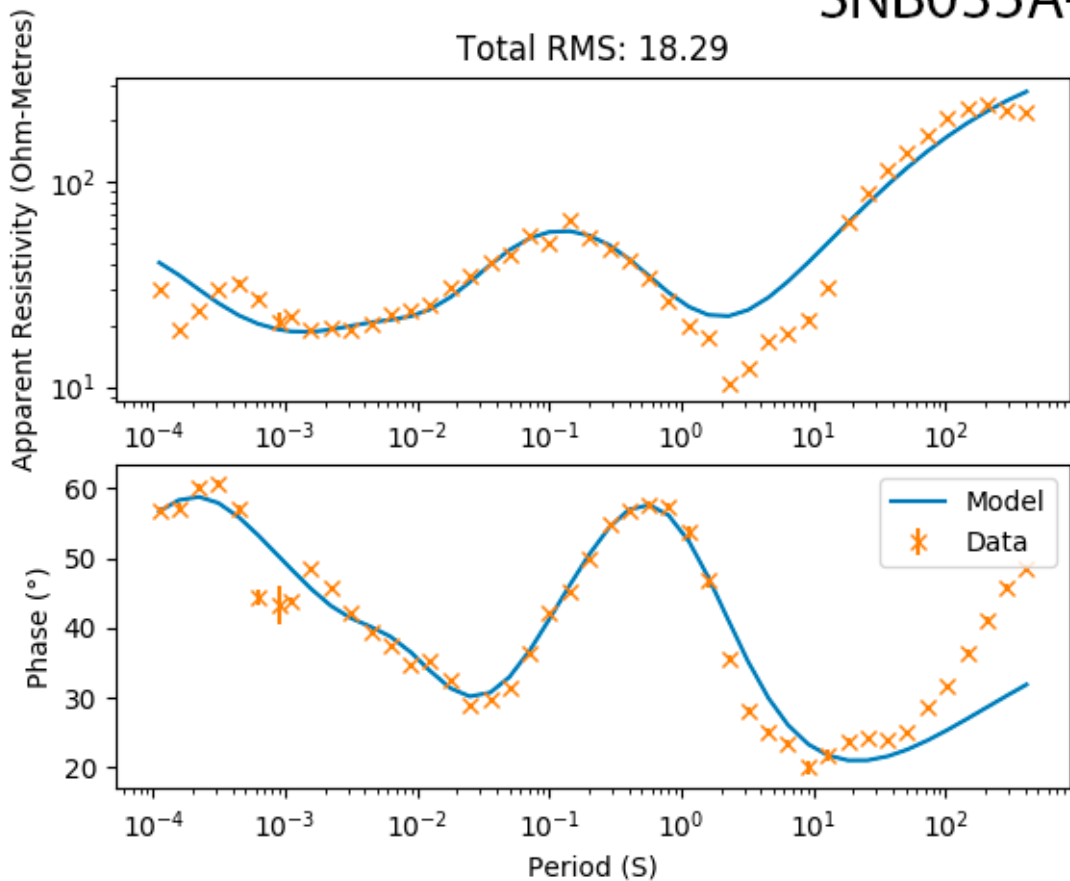
SNB033A-YX



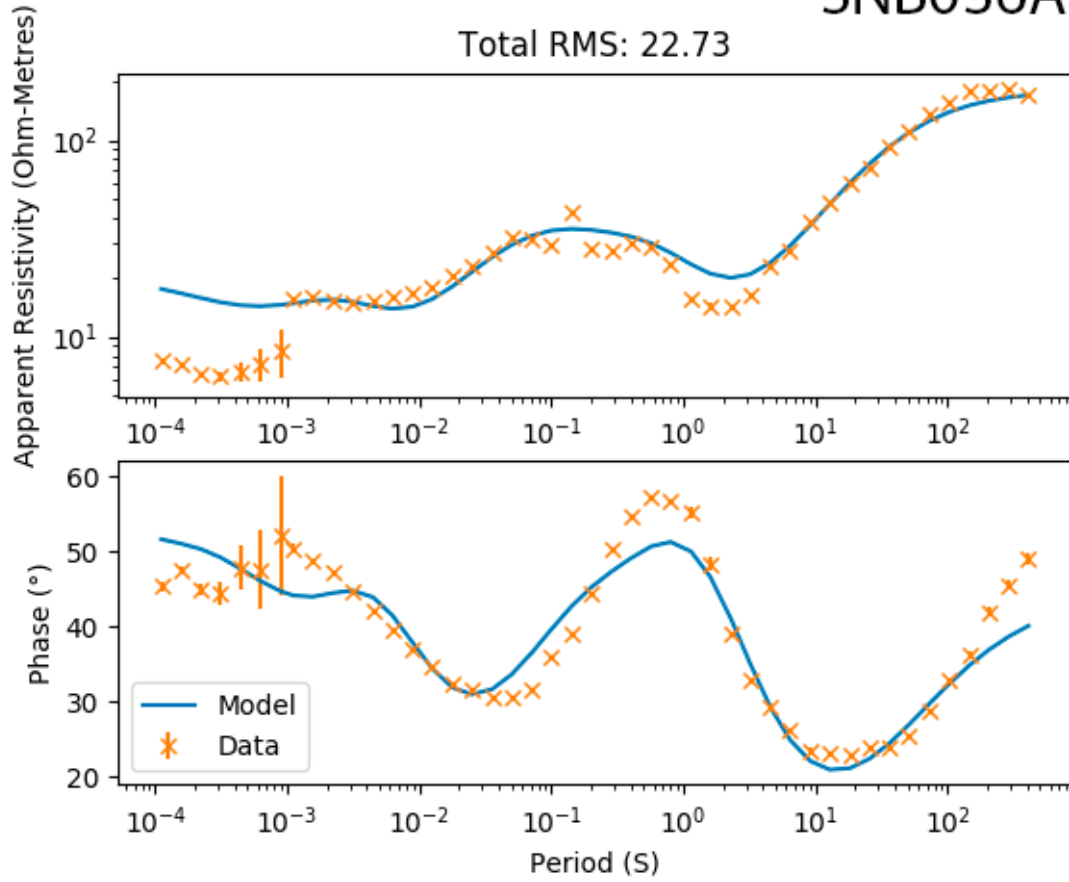
SNB034A-YX



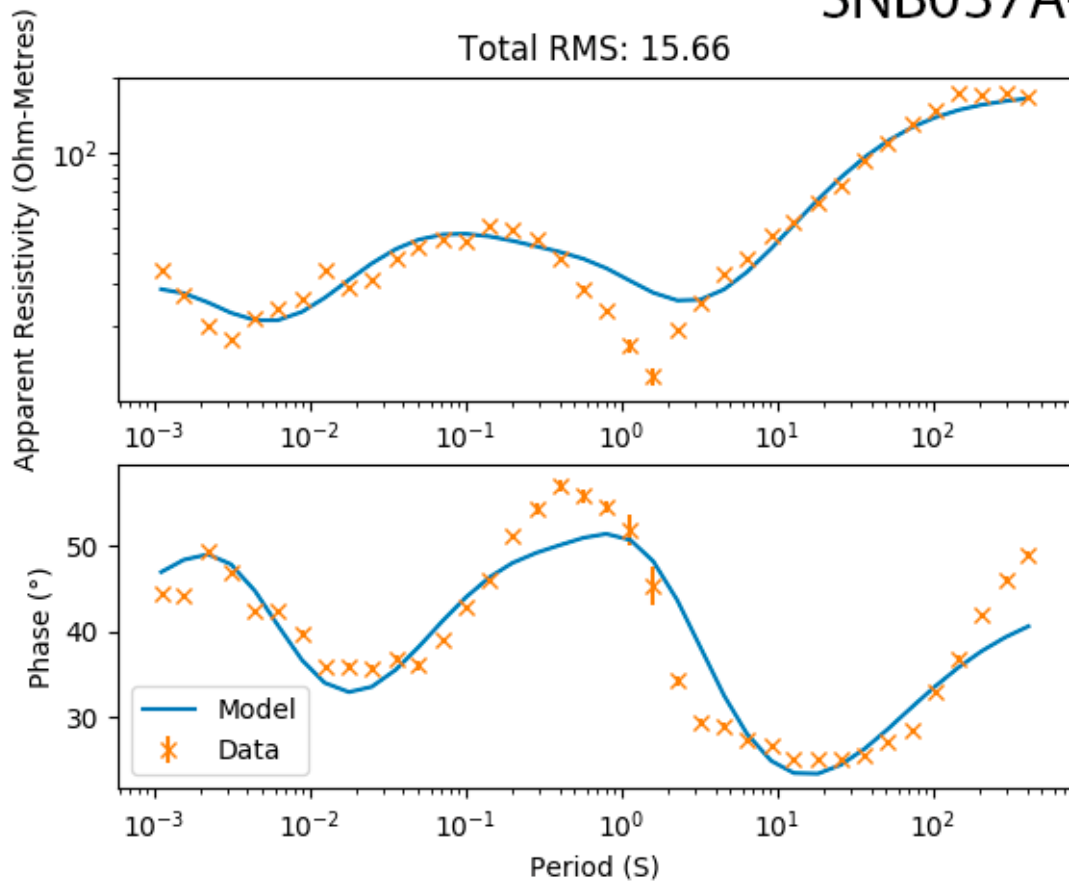
SNB035A-YX



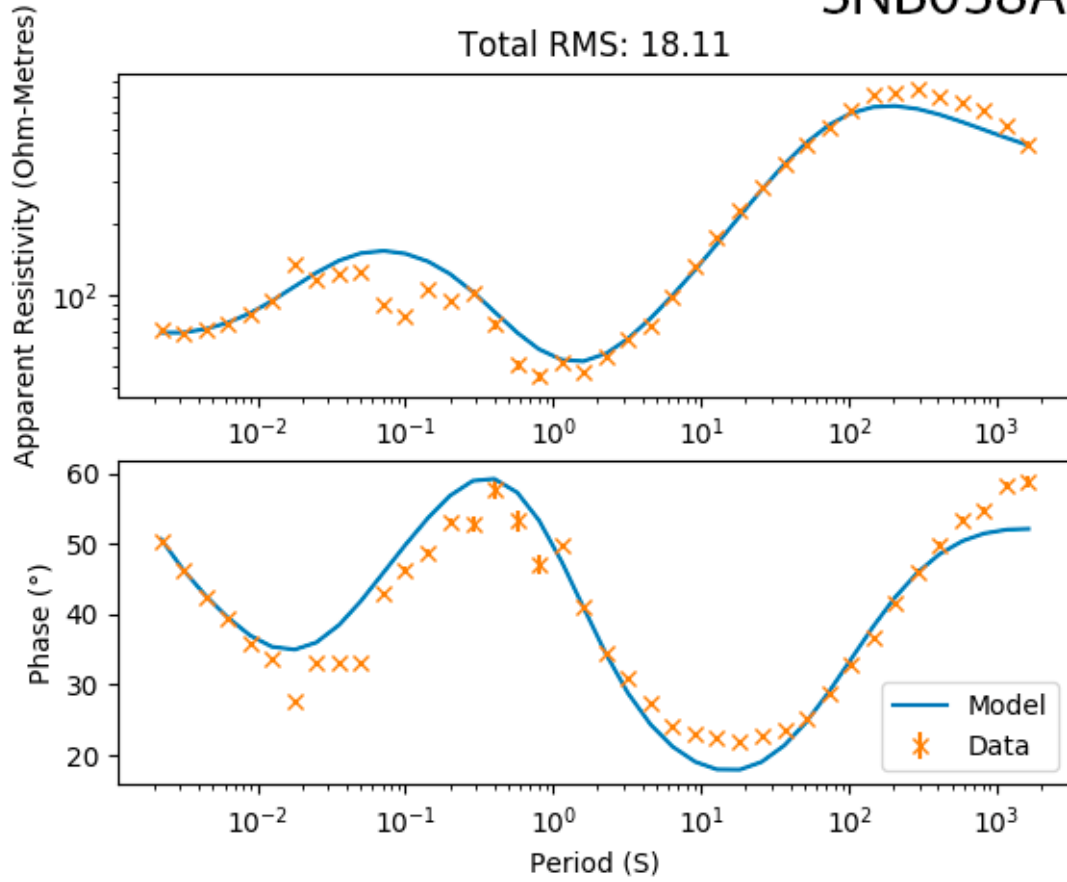
SNB036A-YX



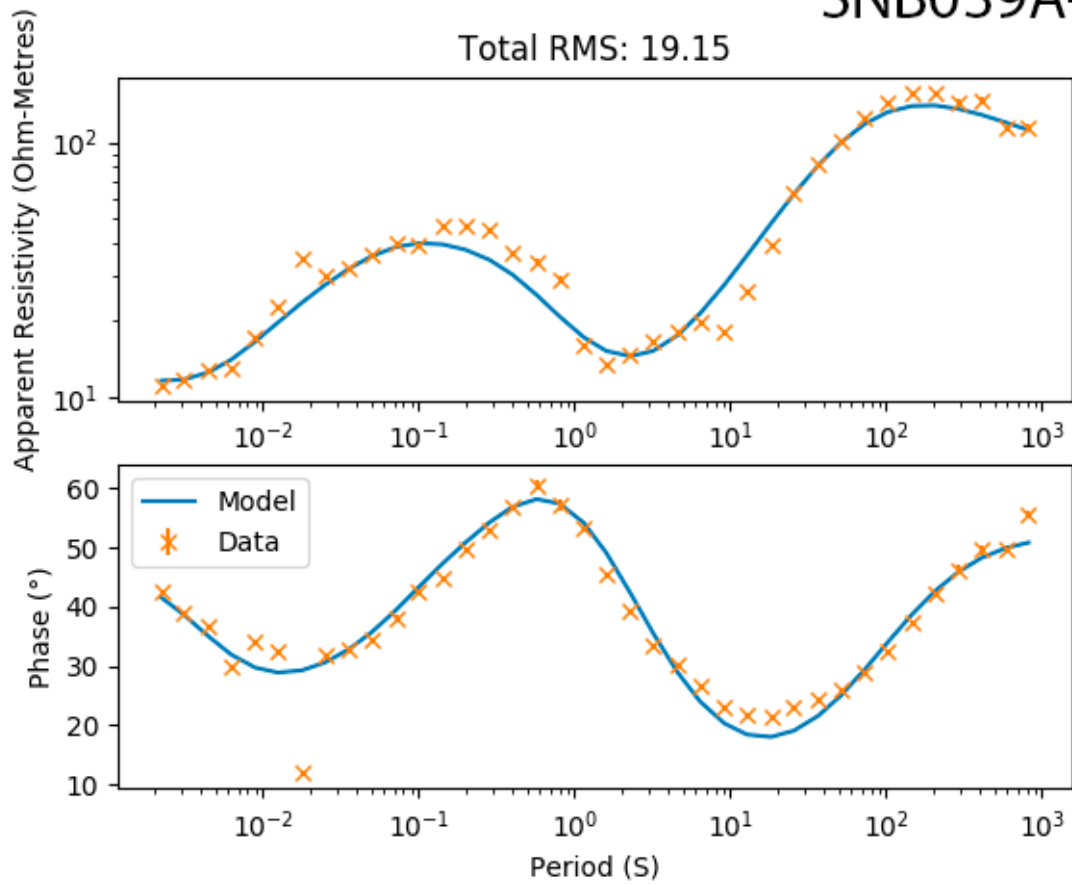
SNB037A-YX



SNB038A-YX

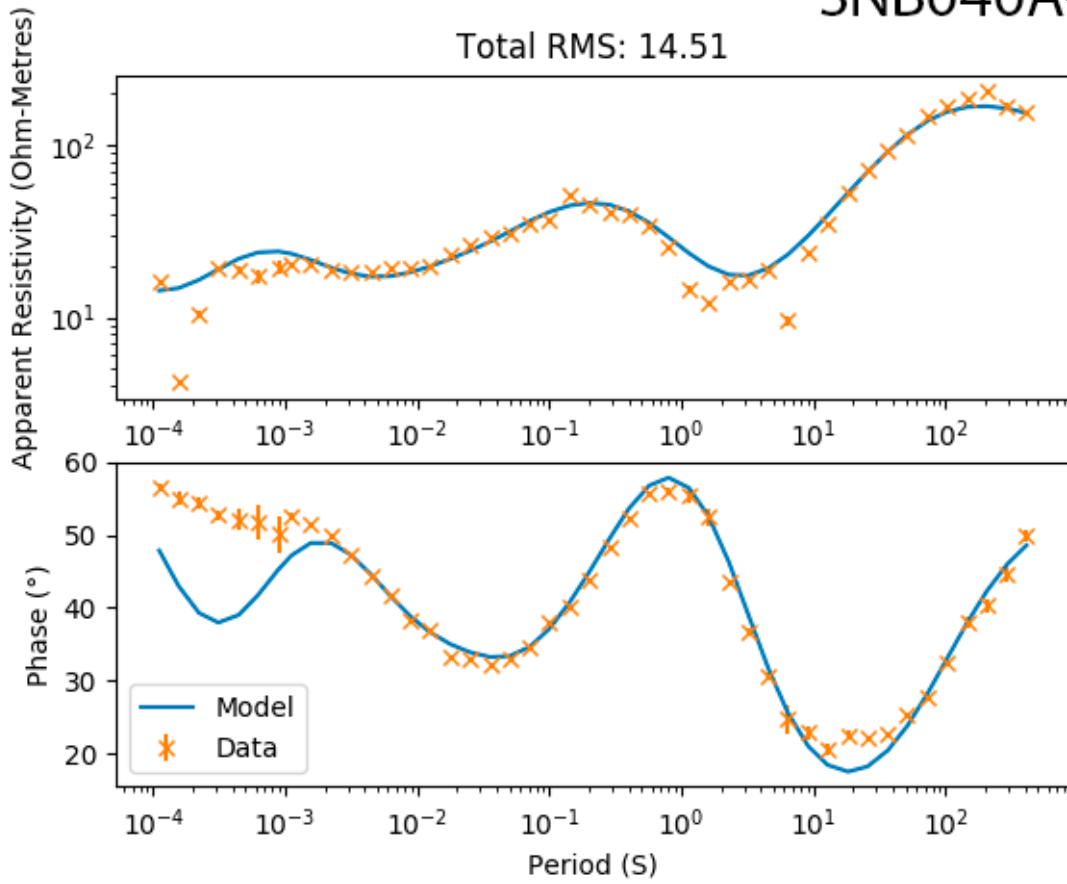


SNB039A-YX



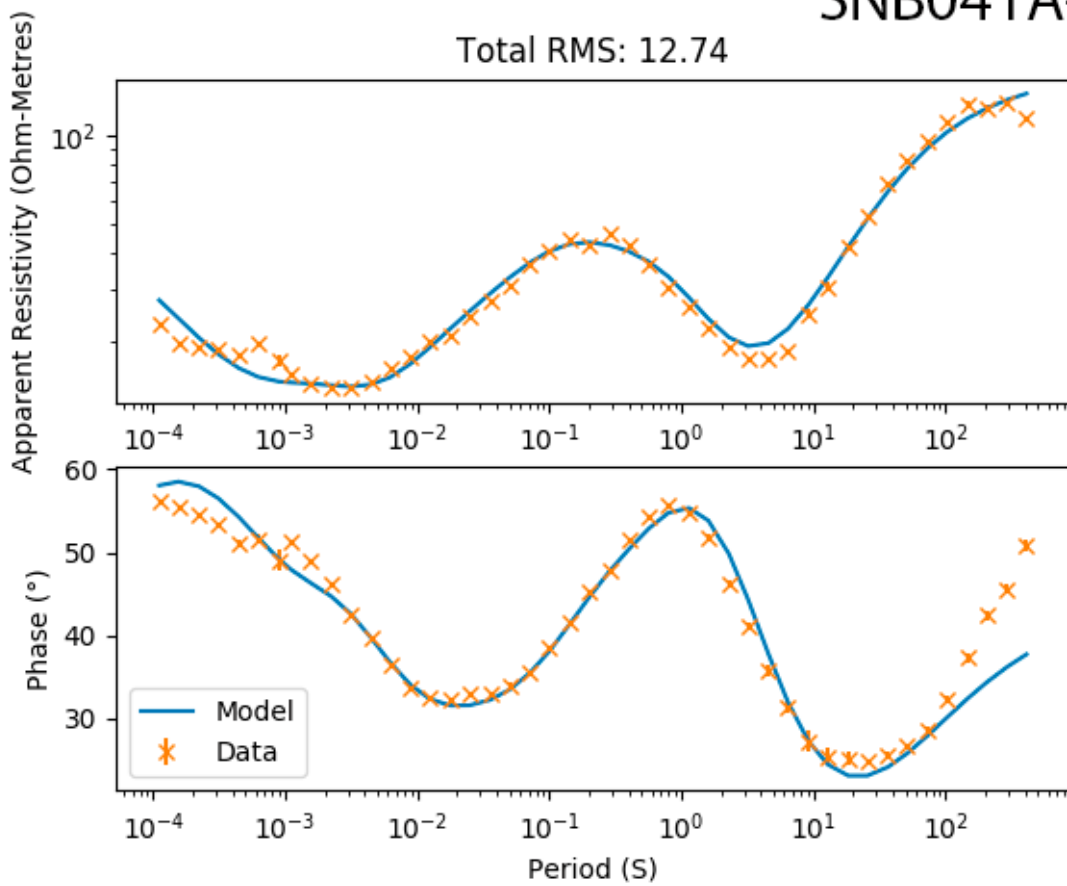
SNB040A-YX

Total RMS: 14.51

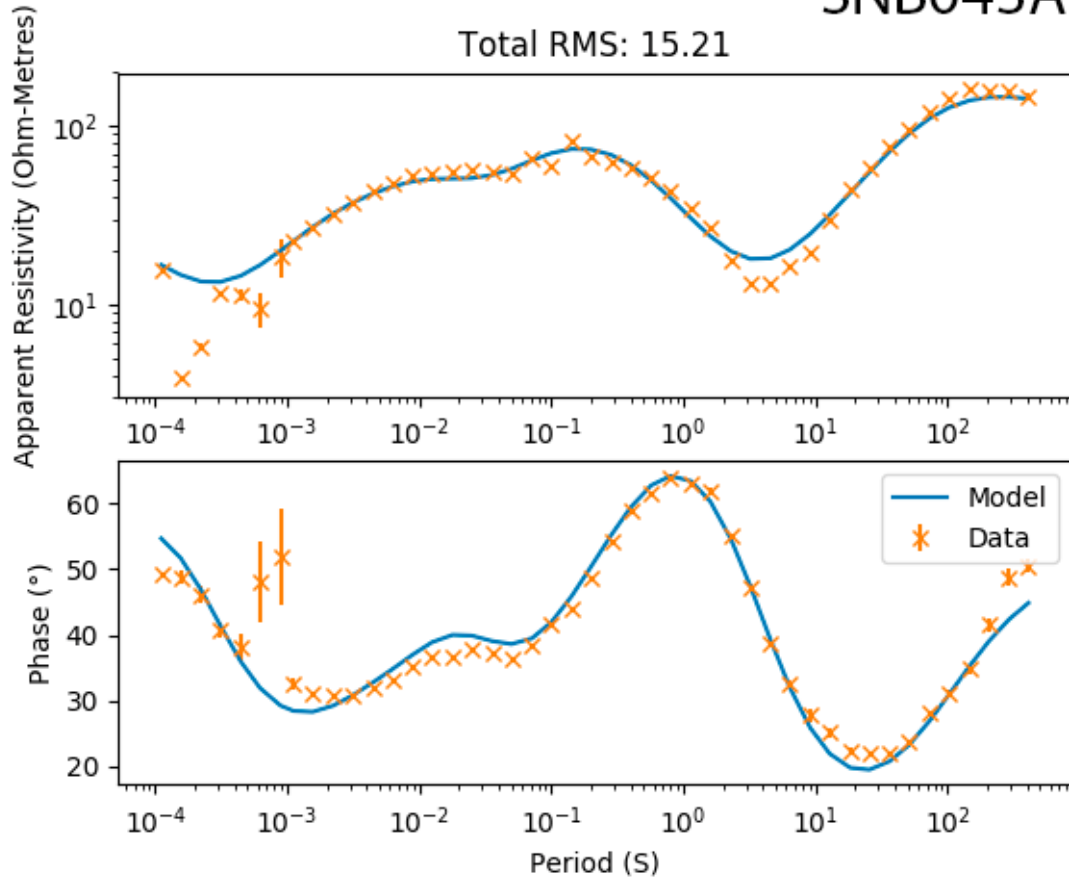


SNB041A-YX

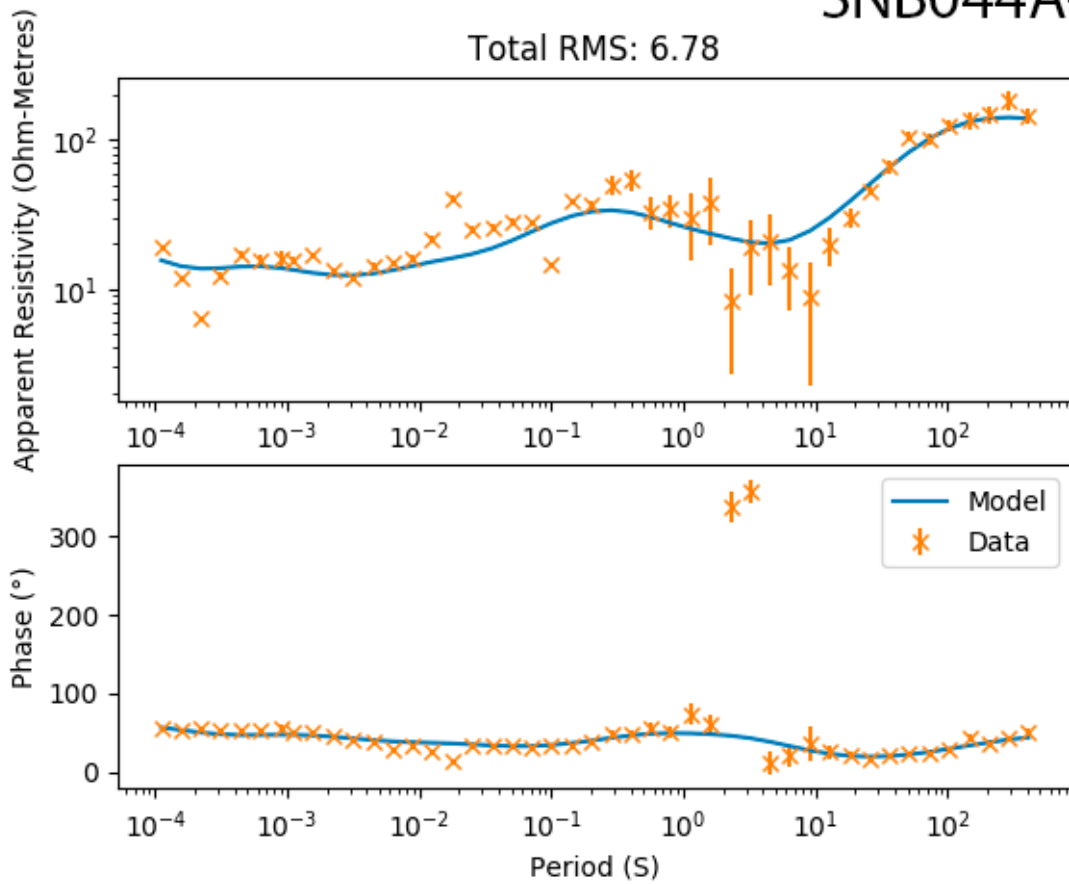
Total RMS: 12.74



SNB043A-YX

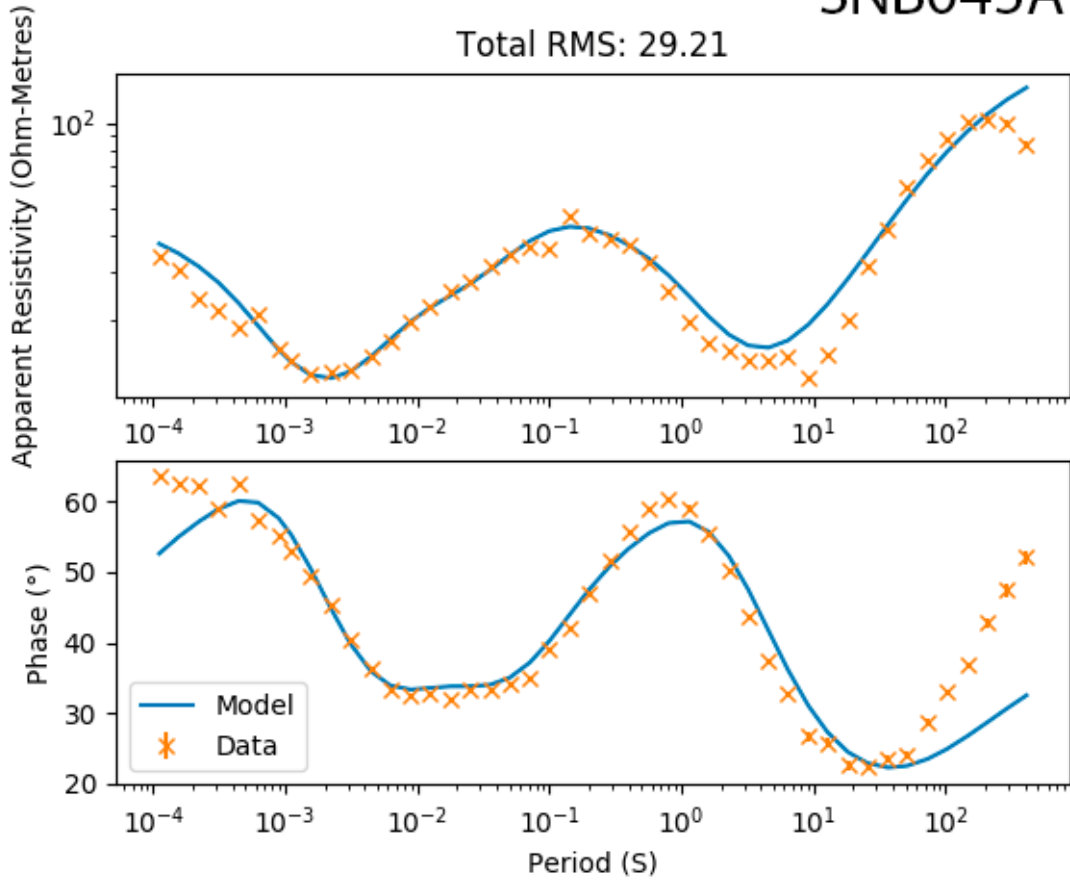


SNB044A-YX



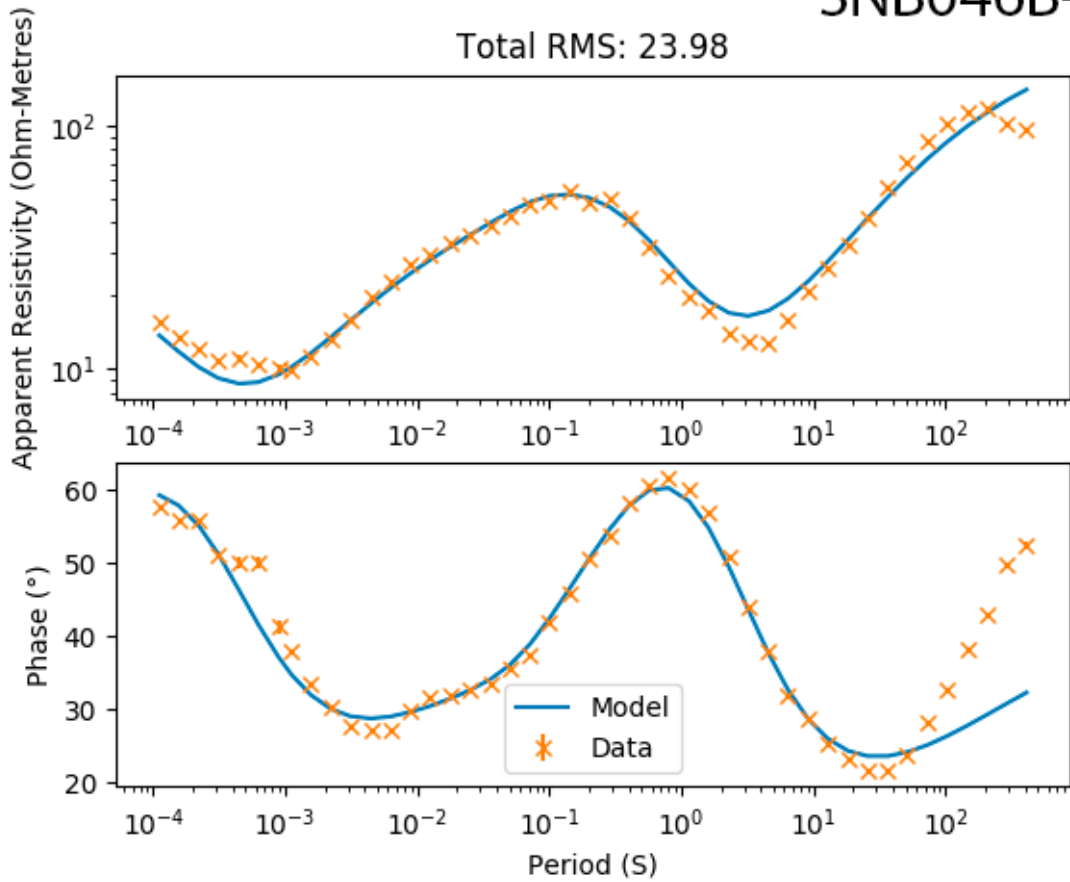
SNB045A-YX

Total RMS: 29.21

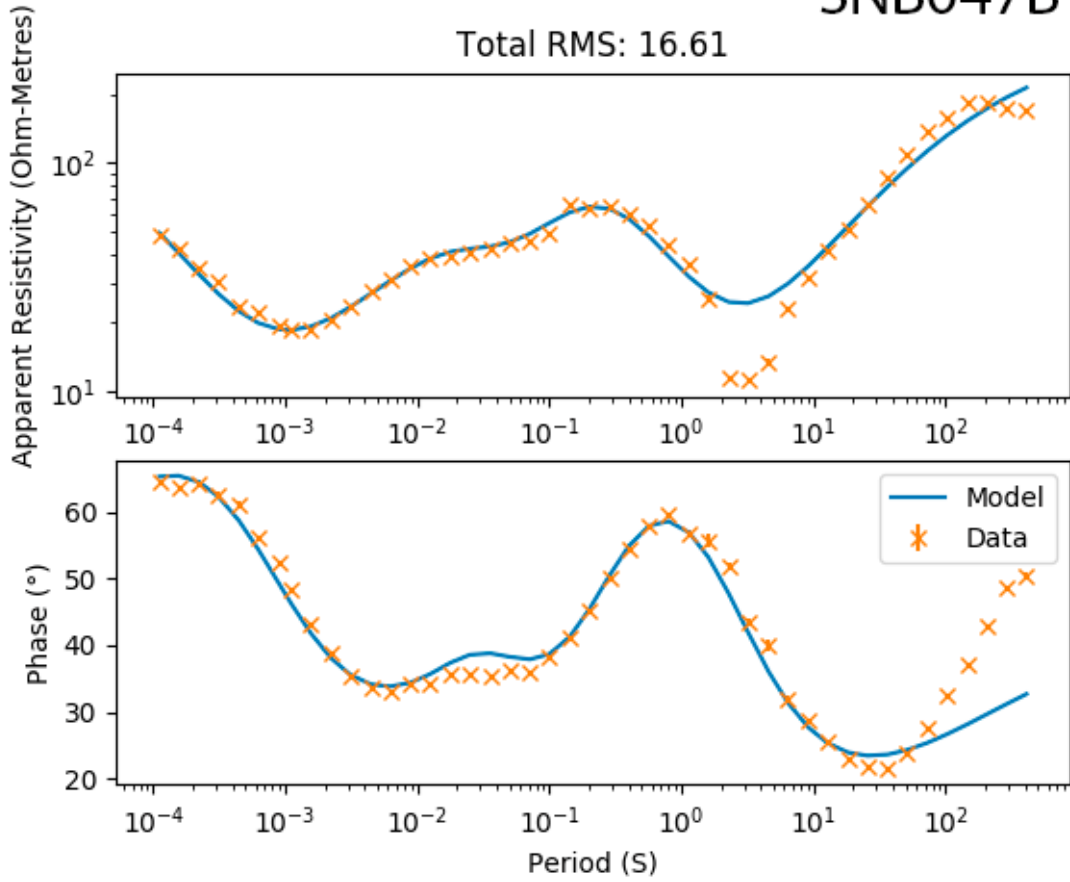


SNB046B-YX

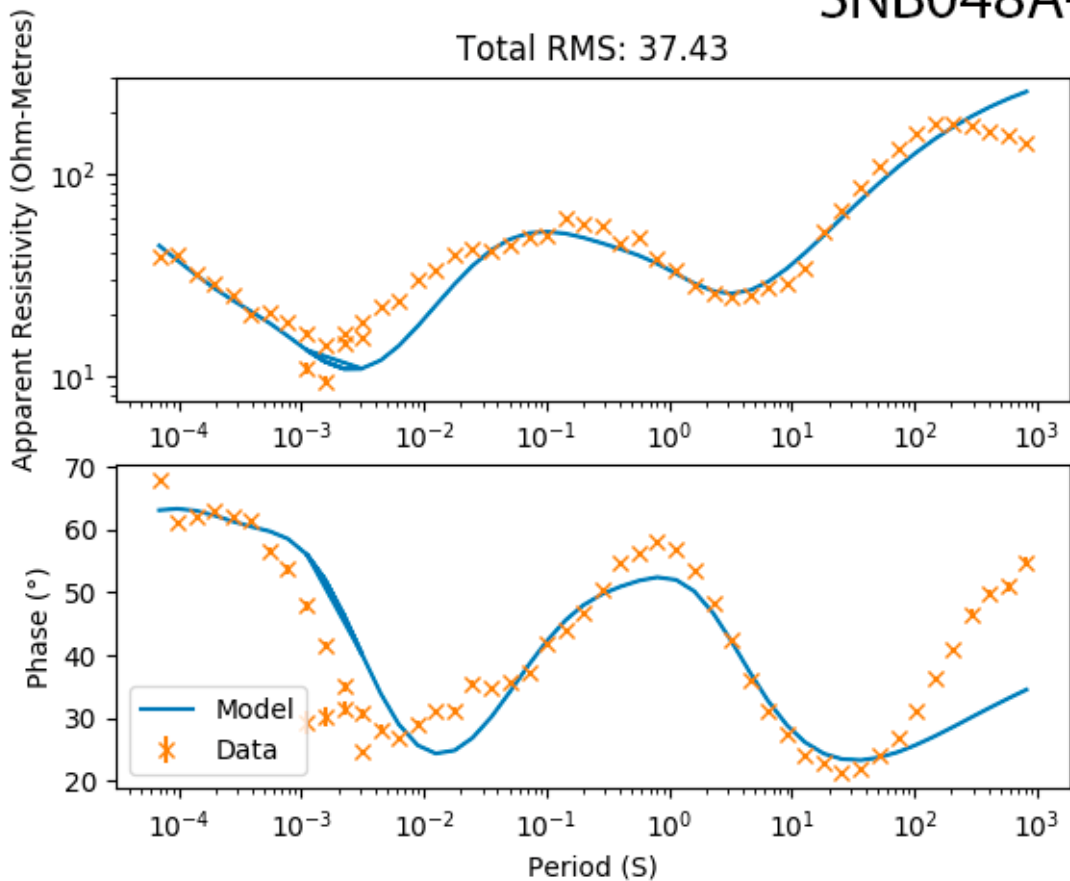
Total RMS: 23.98



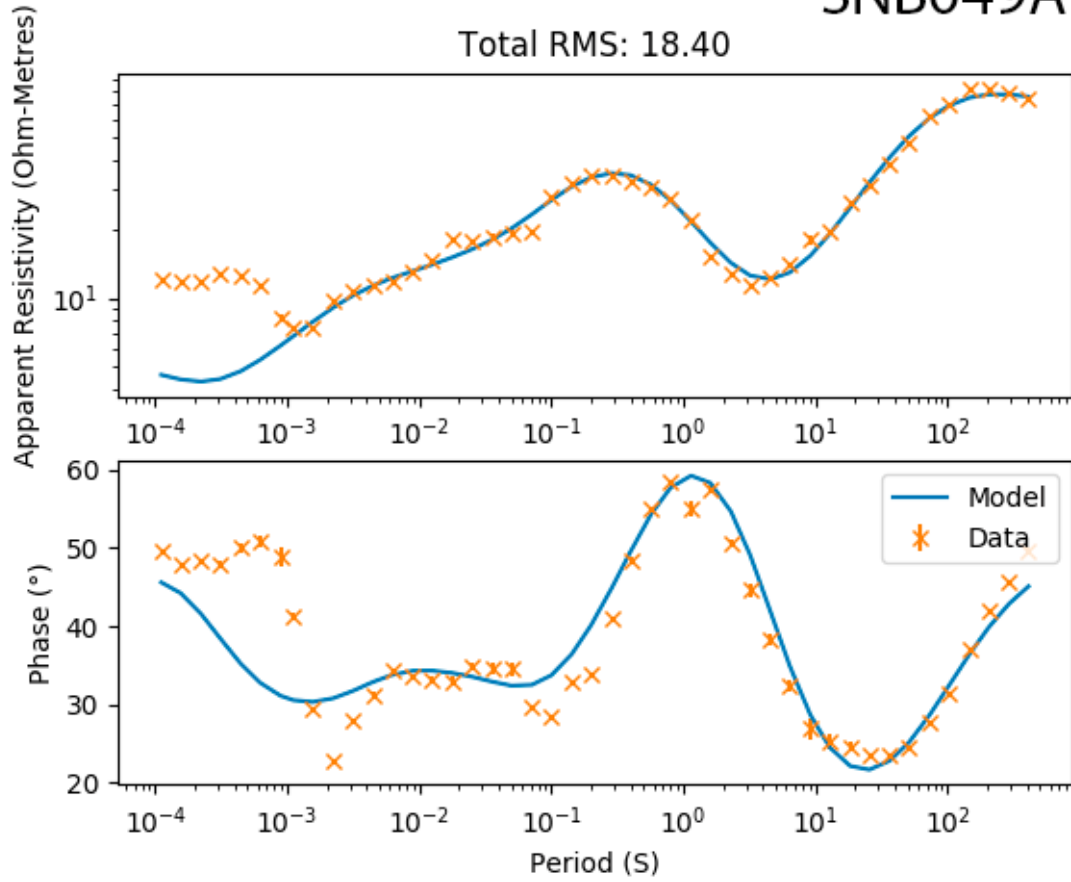
SNB047B-YX



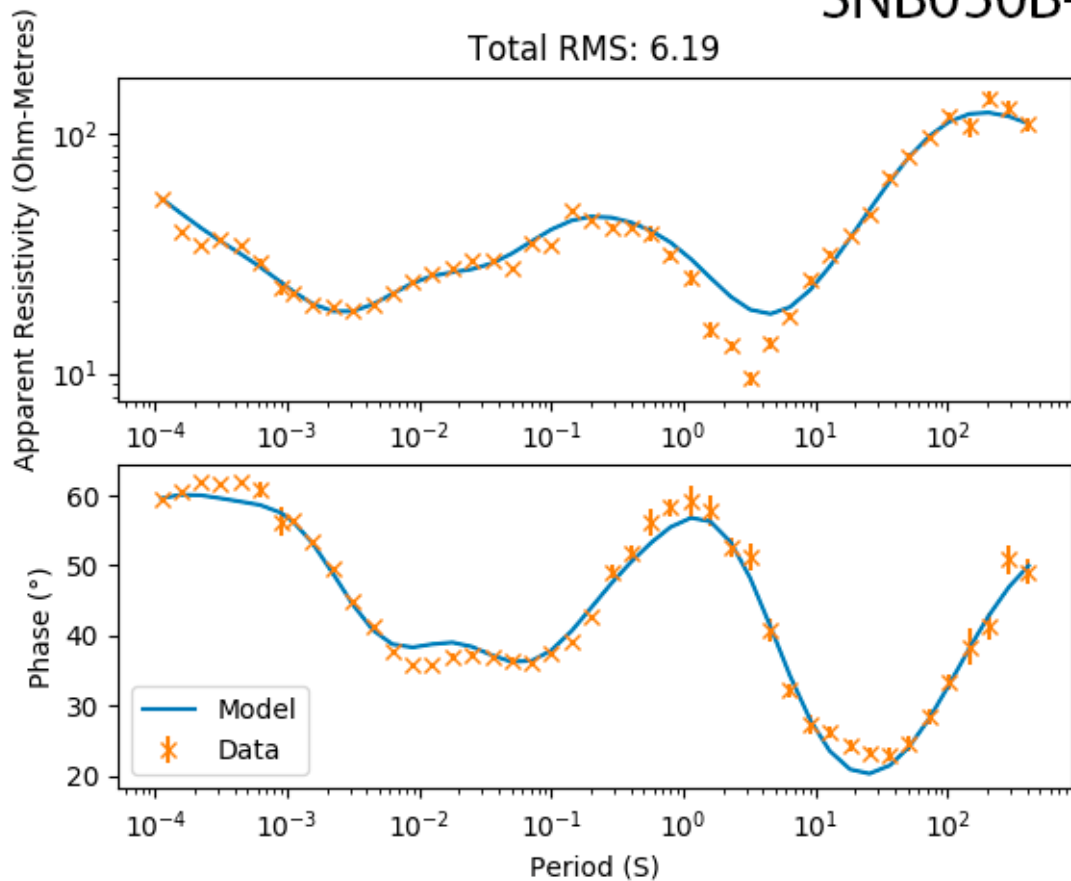
SNB048A-YX



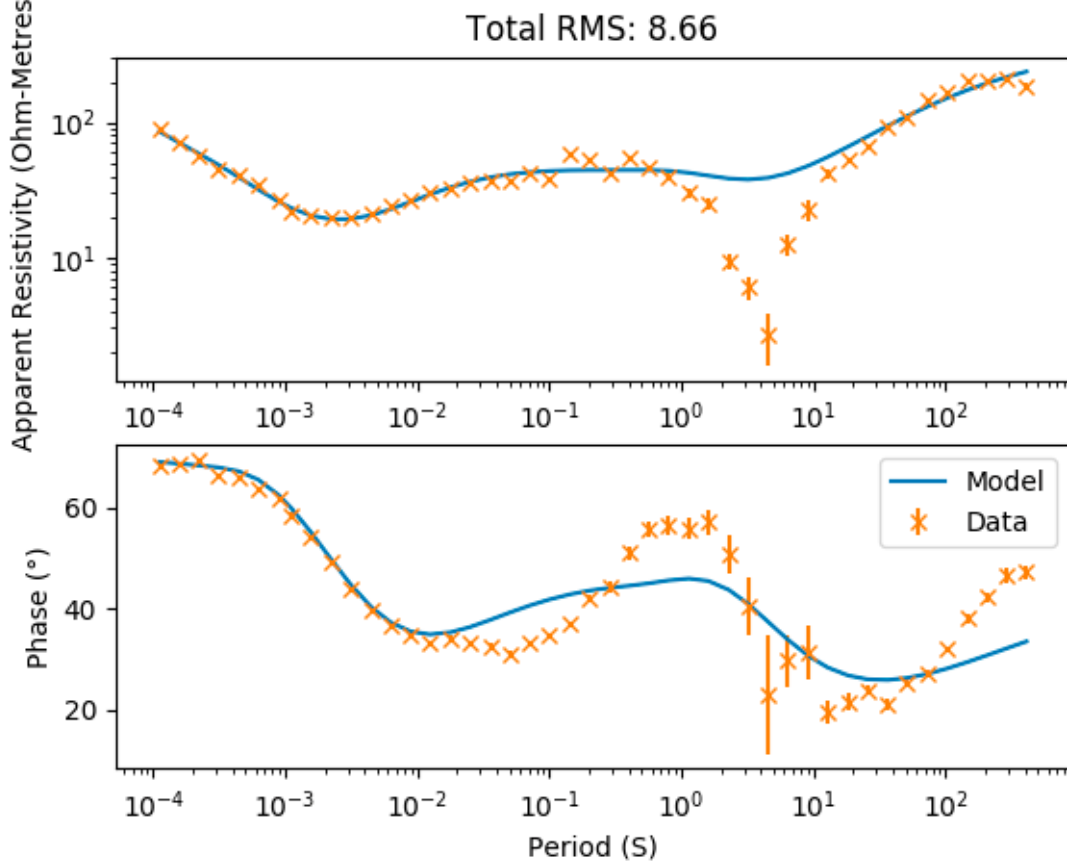
SNB049A-YX



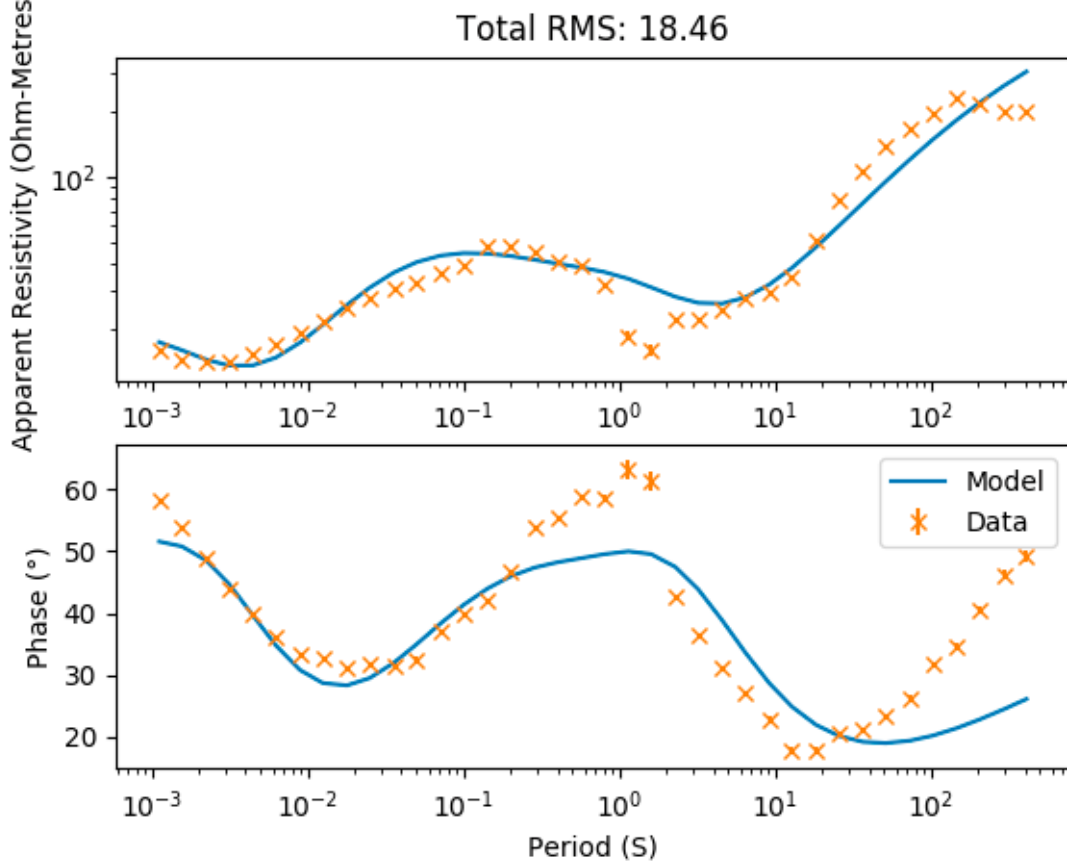
SNB050B-YX



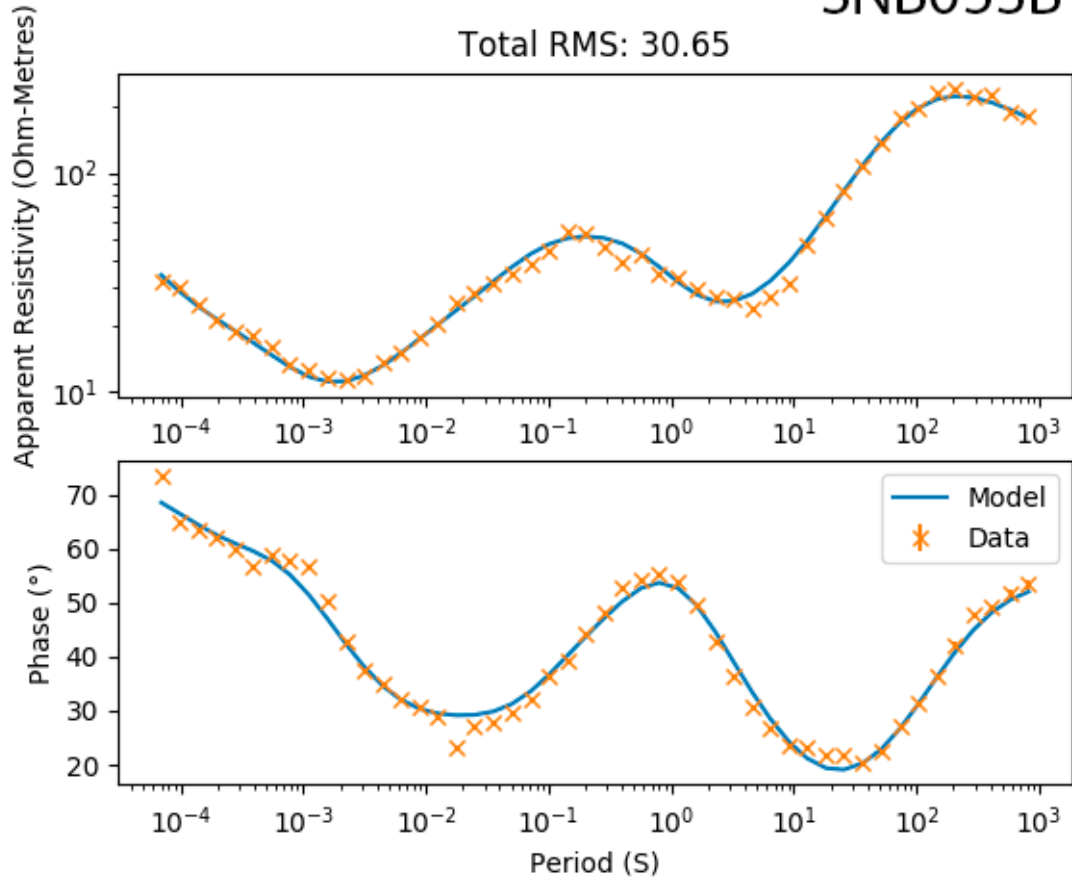
SNB051A-YX



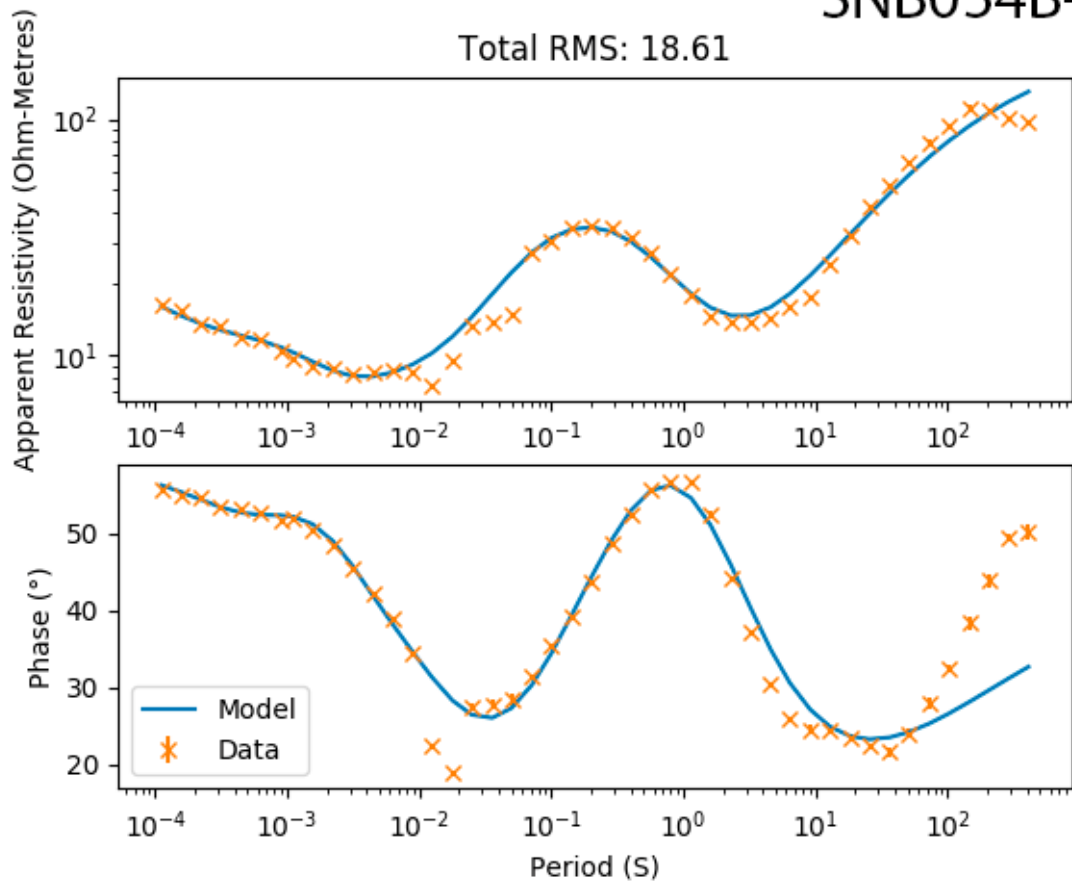
SNB052A-YX



SNB053B-YX



SNB054B-YX



SNB055A-YX

