

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE DA ESTRUTURA E DEFORMAÇÃO NO
MANTO SUPERIOR A PARTIR DO ESTUDO DA
ANISOTROPIA SÍSMICA NA REGIÃO
SUDESTE DO BRASIL.**

Thatyana Benevides

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio Silva

Co-Orientador: Dr. Marcelo Sousa de Assumpção

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2000/22)

SÃO PAULO
2000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE DA ESTRUTURA E DEFORMAÇÃO NO MANTO
SUPERIOR A PARTIR DO ESTUDO DA ANISOTROPIA SÍSMICA
NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL**

THATYANA BENEVIDES



DISCIPLINA 0440500 - TRABALHO DE FORMATURA

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Marcos Egidio da Silva

A handwritten signature in black ink, written over a horizontal line.

Prof. Dr. Carlos José Archanjo

A handwritten signature in black ink, written over a horizontal line.

Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto

A handwritten signature in black ink, written over a horizontal line.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE DA ESTRUTURA E DEFORMAÇÃO NO MANTO
SUPERIOR A PARTIR DO ESTUDO DA ANISOTROPIA
SÍSMICA NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL**

DEDALUS - Acervo - IGC



30900006071

Thatyana Benevides



Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio Silva
Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo S. Assumpção

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2000/22)**

SÃO PAULO
2000

TF
B465
T.a

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE SOCIOLOGIA

ANÁLISE DA ESTRUTURA E DEFORMAÇÃO DO MANTO
SUPERIOR A PARTIR DO ESTUDO DA
SISMICA NA REGIÃO SUDESTE

DOAÇÃO Comissão
do Trabalho de Formatura
Data: 07/02/01



Thais Benedita

Orientador: Prof. Dr. Marcelo S. Assunção
Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo S. Assunção

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(1999-2001)

SÃO PAULO
2001

Agradecimentos

À minha mãe, Rosângela, e ao meu pai, João, por tudo.

À amiga Helaine Deyler pelo apoio e incentivo durante a fase final do trabalho e amizade.

À amiga Lena Monteiro pela ajuda na elaboração do trabalho.

À Prof. Dr. Custódio Juliani pelo apoio e pelas facilidades disponibilizadas em Genética.

Às amigas Nívea Dettler, Giboia, Tereza, Cristiane, Dr. J. Pinheiro e a todos as amigas que no momento não consigo listar.

À Prof. Dr. Genyza Maria Garcia pela paciência de ouvir e pelo incentivo.

Às Profs. Dra. Marcia Egidio Silva e Marcela Assunção pela oportunidade e orientação.

À Cleusa e Zé Roberto, técnicos do Laboratório de Genética do IAD-USP pela ajuda no período de aquisição de dados.

À Fapesp.

Dedico este trabalho aos meus pais

Agradecimentos

Ao companheiro Rafael Hernandez pela compreensão e carinho.

À amiga Heloísa Dehler pelo empenho em ajudar na fase final do trabalho e amizade.

À amiga Lena Monteiro pela ajuda na elaboração do trabalho.

Ao Prof. Dr. Caetano Juliani pelo apoio e pelos inúmeros ensinamentos em Geologia.

Aos amigos Nolan Dehler, Gilberto, Tânia, Cristiane, Liz Zanchetta e à todos os amigos que no momento não consigo listar.

À Prof. Dr. Gianna Maria Garda pelos plantões de ajuda e pela amizade.

Aos Profs. Drs. Marcos Egydio Silva e Marcelo Assumpção pela oportunidade e orientação.

À Cleusa e Zé Roberto, técnicos do Laboratório de Sismologia do IAG-USP pela ajuda no período de aquisição de dados.

À Fapesp.

ÍNDICE

	<i>Resumo</i>	i
	<i>Abstract</i>	ii
I.	INTRODUÇÃO	1
II.	OBJETIVOS	3
III.	ARCABOUÇO TECTÔNICO NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E CINTURÃO RIBEIRA	3
IV.	ARCABOUÇO TECTÔNICO NA BACIA DO PARANÁ	5
V.	ANISOTROPIA SÍSMICA	6
VI.	SHEAR WAVE SPLITTING	8
	<i>VI.I. Shear wave splitting e parâmetros de splitting</i>	8
	<i>VI.II. Ondas SKS e SKKS</i>	9
VII.	LITOSFERA CONTINENTAL: ASPECTOS GEOFÍSICOS	9
VIII.	ORIGEM DA ANISOTROPIA SÍSMICA: LITOSFÉRICA OU ASTENOSFÉRICA	11
IX.	QUAL É A REGIÃO DE ORIGEM DA ANISOTROPIA NO MANTO?	12
X.	CONTRIBUIÇÃO CRUSTAL PARA A ANISOTROPIA SÍSMICA	13
XI.	ACOPLAMENTO OU DESACOPLAMENTO MANTO-CROSTA?	13
XII.	METODOLOGIA	16
	<i>XII.I. Medidas de parâmetros de splitting utilizando o Programa SAC (Seismic Analysis Code)</i>	16
XIII.	CRONOGRAMA DE ATIVIDADES REALIZADAS	18
XIV.	RESULTADOS OBTIDOS	18
	<i>XIV.I. Discussão dos Resultados</i>	19
	<i>XIV.I.I. Estação Canoas</i>	19
	<i>XIV.I.II. Estação Porto Primavera</i>	20
	<i>XIV.I.III. Estação Igaratá</i>	21
	<i>XIV.I.IV. Estação Juquiá</i>	22
	<i>XIV.I.V. Estação Juiz de Fora</i>	23
	<i>XIV.I.VI. Estação Barbacena</i>	24
	<i>XIV.I.VII. Anisotropia em relação às estruturas da litosfera e astenosfera</i>	24
XV.	CONCLUSÕES	25
XVI.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	29

Resumo

A anisotropia sísmica abaixo dos continentes é comumente analisada pelo *splitting* de ondas de cisalhamento registradas em estações sísmicas localizadas em diversas regiões do mundo. A anisotropia é interpretada como uma propriedade intrínseca decorrente da deformação no manto de atividades orogênicas passadas e atuais. O comportamento de litosfera durante eventos deformacionais, recorrente à origem da anisotropia, está relacionada com duas hipóteses principais: a primeira associa a anisotropia sísmica com o fluxo astenosférico simples, induzido pelo movimento absoluto da placa (APM), indicando uma origem astenosférica para a anisotropia. A segunda, associa este fenômeno à deformações registradas na crosta inferior e manto superior desde o último evento deformacional penetrativo, indicando um acoplamento mecânico entre a litosfera e a astenosfera durante processos deformacionais, sugerindo uma origem litosférica.

As evidências para a definição entre as hipóteses ainda são insuficientes, porém a coerência observada na deformação crustal implica que o manto exerce um papel dominante nos eventos orogênicos, sugerindo que os continentes devem estar acoplados mecanicamente ao manto em convecção.

Abstract

Seismic anisotropy beneath the continents is commonly analyzed from shear-wave splitting recorded at seismic stations all over the world. Anisotropy is found to be an intrinsic property due to mantle deformation from past and present orogenic activity. The behavior of the continental lithosphere during deformational events, is related to the origin of the seismic anisotropy, associated to two main hypotheses: the first puts the seismic anisotropy as a function of the simple astenospheric flow, induced by the absolute plate motion (APM), indicating an astenospheric origin for the anisotropy. The second, associates this phenomena to deformations recorded in the lower crust and upper mantle since the last penetrative deformational event, implying that exists a mechanical coupling between the lithosphere and astenosphere during deformational processes, suggesting an lithosphere origin.

The evidences for the definitions between the two hypotheses are not sufficient, although the observed coherence with the crustal deformation implies that the mantle plays a dominant role in orogenies, suggesting that continents are coupled to mantle general circulation.

I. INTRODUÇÃO

O estudo da formação e subsequente deformação dos continentes exerce um papel fundamental na Geologia. Por necessidade, a Geologia focalizou-se quase que exclusivamente na crosta continental. As rochas em superfície revelam uma interessante história, de modo que regiões são deformadas, erodidas e deformadas novamente em um caminho evolucionário complexo. De fato, são os continentes que preservam para nós, a história da Terra. A tectônica de placas mudou nossa visão a respeito dos continentes e evolução continental de muitas formas, expandindo substancialmente nossas perspectivas. Os continentes constituem o topo de um sistema convectivo global, e vista sob este prisma, a história do tectonismo continental é a acumulativa resposta passiva do continente para os esforços convectivos através da vida do planeta Terra. Esta expansão na perspectiva, mudou também o modo com que as orogêneses são estudadas; sabemos agora que a maior parte das orogêneses são consequência do Ciclo de Wilson de quebras continentais, e colisões. Devem ser vistas agora portanto, no contexto da dinâmica de placas: interações entre placas, deformação interna de placa, e acoplamento da placa ao manto em convecção. Isto coloca uma grande ênfase no papel do manto, particularmente na deformação do manto, em processos orogenéticos.

Embora todos aspirem por acessos diretos a regiões de manto orogenéticas, precisamos buscar maneiras mais remotas de obter informações ou, como no caso de nódulos de kimberlitos, as análises de rochas do manto que foram transportadas para superfície por processos muito especiais. A sismologia é uma importante ferramenta que permite estender estas análises geológicas ao manto subcontinental. As características das ondas sísmicas são funções das propriedades elásticas do manto, que por sua vez são funções de variáveis físicas e geológicas ainda mais interessantes como temperatura, pressão, mineralogia e composição.

Uma capacidade menos conhecida da sismologia é que esta pode fornecer informações sobre a deformação no manto, pela propriedade da anisotropia sísmica. Anisotropia é o termo geral utilizado para descrever um meio cujas propriedades elásticas são funções da orientação. Ondas sísmicas em um meio anisotrópico viajam em velocidades diferentes dependendo tanto da direção de propagação como da de vibração (polarização). Como discutido acima, a existência de anisotropia indica um meio ordenado. No manto superior, esta ordem é criada primeiramente pela orientação de cristais anisotrópicos em resposta à deformação finita, apresentando-se como orientação preferencial de retículo. Se a relação entre a orientação preferencial de retículo e deformação (como a orientação do plano de foliação e direção de lineação) é conhecida,

então a anisotropia sísmica pode ser utilizada para determinar a deformação no manto e finalmente proporcionar relevantes discussões geológicas e geofísicas. Neste trabalho, utilizamos uma manifestação particular da anisotropia – *splitting* de ondas de cisalhamento – para tentar entender dois problemas: o papel do manto em uma orogênese e a extensão do acoplamento mecânico entre a litosfera continental e o manto convectivo abaixo.

Assumindo-se o possível papel do manto em uma orogênese, consideram-se três possibilidades: Primeiro, a orogênese pode ser, essencialmente, um processo crustal, de modo que o comportamento do manto litosférico não é importante, ele pode apenas servir para transportar a crosta para uma zona orogênica, enquanto permanece indeformada, ou a porção do manto sob a placa pode ser removido através de um processo como delaminação. Segundo, se uma orogênese é apenas relacionada a uma deformação da placa, durante a fase colisional do Ciclo de Wilson, então a crosta e o manto deveriam deformar-se coerentemente como parte da placa. Finalmente, o manto poderia dominar os processos orogênicos, devido a sua grande força, e por constituir a maior parte da placa. A fraca crosta iria, portanto, passivamente deformar-se juntamente com o manto. No primeiro caso, deve haver pouca correspondência entre deformação crustal e mantélica, enquanto, nos dois últimos casos, a deformação da crosta e do manto deve depender uma da outra. O que intriga os aspectos da orogênese é que houve até recentemente poucas observações diretas que pudessem favorecer uma das hipóteses. É claro que a informação que falta é o modo com que o manto deforma-se durante orogêneses, passadas e atuais, e particularmente, a extensão da coerência entre a deformação da crosta e do manto.

A questão do acoplamento entre uma placa, em particular uma placa continental, e o manto convectivo, surgiu nos primórdios da revolução da tectônica de placas e permanece um importante tópico até hoje. Esta dúvida está diretamente relacionada à outras importantes questões correspondentes às forças propulsoras da tectônica de placas. Se as placas estão acopladas ao manto, então o manto em convecção é uma força propulsora significativa para as placas. Se desacoplado, as forças de geração das placas são as forças propulsoras dominantes. Se uma zona de desacoplamento separa de fato as placas superficiais do manto, deve concentrar a deformação e gerar um simples sinal anisotrópico observável. Estaremos então, preparados para testar a existência de uma camada anisotrópica abaixo dos continentes.

II. OBJETIVOS

O trabalho apresentado tem como principal objetivo o reconhecimento da estrutura e deformação do manto superior na região sudeste do Brasil, através do estudo e análise da anisotropia sísmica, a qual visa compreender a complexa estrutura da litosfera continental e possivelmente, obter informações complementares em relação ao limite litosfera/astenosfera, alcançando profundidades de até 400 km, atravessando a zona de transição do manto superior.

Este trabalho constitui-se em uma contribuição que permite uma complementação dos dados já existentes, os quais foram coletados através de outras estações sísmicas instaladas na região sudeste, relativas a projetos anteriores. Os novos dados, juntamente com as novas interpretações, forneceram subsídios para a elaboração de um mapa mais preciso e ainda, serviram de ferramenta para eventuais comparações e aprimoramento da pesquisa em andamento.

Finalmente, a pesquisa realizada contribui para a definição das orientações principais da anisotropia sísmica na região, procurando traçar limites entre diferentes domínios de anisotropias, a fim de relacioná-los com os variados *trends* tectônico-estruturais na área, permitindo assim, aventar as hipóteses sobre a real origem da anisotropia sísmica.

III. ARCABOUÇO TECTÔNICO NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E CINTURÃO RIBEIRA

O Cinturão Ribeira foi formado no Proterozóico Superior quando da formação do supercontinente Gondwana, nos limites de um proto-continente Arqueano a Mesoproterozóico. Este cinturão de dobramentos exibe características estruturais incomuns, sugerindo que a terminação sul do Cráton do São Francisco tenha influenciado mecanicamente o campo deformacional no Cinturão Ribeira (Vauchez *et al.*, 1994). O *trend* estrutural do cinturão sofre uma variação de N020 na porção setentrional, ao longo da borda leste do cráton, para N070 na região sul, além da terminação do Cráton do São Francisco. Esta variação na direção do *trend* estrutural tectônico, juntamente com a mudança no metamorfismo onde são observadas rochas de fácies granulito na porção norte, até rochas de fácies xisto verde na parte sul, também devem estar associados ao limite meridional do cráton. Neste modelo, a porção norte do Cinturão Ribeira foi confinado à oeste pelo domínio cratônico resultando em um afinamento da crosta pela tectônica de nappes. Ainda, a convergência do sul do cráton foi acomodada por escape lateral. Vauchez *et al.* (1994) propõem um modelo em que existe a previsão de que a deformação na parte central do

Cinturão Ribeira possa ter sido transpressional, associando o afinamento da litosfera e as falhas transcorrentes.

Estes modelos, juntamente com a geologia, sustentam a idéia que a separação da deformação e a transpressão possa resultar em heterogeneidades reológicas induzidas em escalas litosféricas pela terminação do cráton rígido e frio.

Portanto, a região sudeste, em especial a região dos domínios do Cráton do São Francisco e Cinturão Ribeira, foi escolhida para a realização deste trabalho, pois esta traz uma oportunidade única de estudar sismicamente os conceitos da estrutura da litosfera. Neste sentido, três razões foram decisivas para a escolha da região: primeiramente, o sudeste do Brasil traz um caso clássico de estudo de formação da plataforma continental e estabilização de cráton. A litosfera continental foi formada durante o evento Brasiliano, onde um complexo mosaico de blocos cratônicos e microplacas de várias idades foram acrescidas para formar o Supercontinente Gondwana. A região de estudo inclui o antigo e estruturalmente rígido bloco cratônico do São Francisco e também a Bacia do Paraná, intracratônica. Estes antigos blocos continentais, são separados por faixas móveis brasilianas e terrenos retrabalhados tanto Arqueanos como Proterozóicos. A variedade de províncias tectônicas nesta região, torna-a ideal para o estudo da natureza da litosfera continental.

Um estudo preliminar referente a este tema foi iniciado em 1996, em colaboração com pesquisadores franceses e americanos. As análises estruturais e sismológicas foram realizadas na região estudada e também na Faixa Brasília, para uma primeira amostragem. Os resultados destes estudos preliminares são extremamente promissores. A pesquisa realizada na Faixa Brasília apresenta uma direção NW-SE, para a polarização das ondas de cisalhamento rápidas, a qual está bem caracterizada e apresenta-se de maneira regular, sendo tal orientação interpretada como resultado da sutura do Cráton do São Francisco e o embasamento da Bacia do Paraná. Na parte sul do Cinturão Ribeira, onde predomina a tectônica transcorrente, a onda de cisalhamento rápida encontra-se polarizada na direção ENE-WSW, enquanto que as medidas na porção norte do cinturão, que é caracterizada por uma deformação oblíqua (quase perpendicular) ao *trend* regional, indicam uma polarização da onda rápida na direção NNW a NW. Tais direções foram interpretadas como resultado do cisalhamento do manto superior no momento da deformação. Esses dados revelam que parece existir um bom acordo entre a direção de polarização da onda rápida (direção do fluxo do manto) e estrutura crustal das faixas neoproterozóicas.

IV. ARCABOUÇO TECTÔNICO NA BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica sul-americana, desenvolvida completamente sobre crosta continental, e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam entre o Siluriano e o Cretáceo. A extensão oriental Argentina, possui uma evolução geológica diferente, muito mais ligada ao ambiente de antepaís andino do que intracratônico.

O conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná representa a superposição de pacotes depositadas em três diferentes ambientes tectônicos, decorrentes da dinâmica de placas do continente Gondwana.

Os limites atuais da bacia podem ser de natureza erosional ou tectônica. No primeiro caso, os sedimentos simplesmente afinam ou são suavemente afinados por erosão, sem a interferência de qualquer atividade tectônica maior. O segundo caso, é o mais comum. A borda oeste da bacia é representada pelo Arco de Assunção, que é uma extensa flexura do embasamento, com direção N-S, que atravessa o Paraguai e a parte ocidental do estado do Mato Grosso do Sul.

Em relação ao arcabouço estrutural, a bacia apresenta um marcante padrão de feições lineares, sendo estas feições divididas em três grupos, com orientações NW-SE, NE-SW e E-W. As orientações mais importantes são as NW-SE e NE-SW, constituindo falhas simples ou extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento. Esses dois grupos, são zonas de fraqueza antigas, que foram recorrentemente ativas durante a evolução da bacia. Apesar da atividade freqüente destas falhas, os rejeitos verticais são relativamente pequenos, atingindo, poucas centenas de metros. Este fato pode ser explicado devido a suavidade dos deslocamentos recorrentes e pela reversão de movimentos, que provavelmente contribuíram para a atenuação destes movimentos (Milani and Ramos, 1998).

Vários domos pequenos são conhecidos na bacia, *horsts* e *grabens*, assim como falhas lítricas reversas. Para alguns autores, a maior parte destas estruturas está relacionada com corpos ígneos intrusivos em subsuperfície ou a reativação de zonas de falhas importantes.

A Bacia do Paraná implantou-se no Eosiluriano sobre a crosta continental do recém formado Gondwana, ainda em processos de resfriamento e subsidência, como resultado subsequente direto do Ciclo Brasileiro. Esta crosta, consistia de um complexo sistema de placas e micropalacas interpostas. O embasamento da Bacia do Paraná apresentava então, um enorme número das mais variadas zonas de fraqueza concentradas segundo suas direções principais: N45 - 65W e N50 -70E.

A evolução tectono-sedimentar da bacia, principalmente a paleozóica, foi relacionada às reativações sofridas por estes dois grupos de unidades estruturais. Tal fato pode ser inferido pelo forte controle das curvas de isópacas de algumas unidades litoestratigráficas, conseqüente reflexo da distribuição faciológica das unidades. No Mesozóico, a evolução foi fortemente influenciada pela ruptura do Gondwana e pela abertura do Atlântico Sul. A fase Juro-cretácica da erupção e intrusão de lavas representa a mais violenta fase tectônica da bacia, criando o terceiro *trend* estrutural, de direção E-W (Milani and Zalán, 1999).

A análise termo-mecânica de uma bacia, é geralmente feita com auxílio de curvas de subsidência tectônica do embasamento. Em decorrência da perturbação térmica, causada pelo afinamento litosférico, percebe-se na região crustal uma tendência de aumento de densidades, devido à intrusão de material do manto astenosférico, fazendo com que haja um reajustamento isostático inicial e instantâneo. Como conseqüência a parte superior da crosta, que já possuía um ambiente de tendência rúptil, favorece a geração de calhas do tipo *rift*. A variação na superfície topográfica pode ser subdividida em duas partes: uma relativa ao comportamento rúptil da crosta continental e à formação de uma calha inicial, e outra, relativa à componente dúctil associada ao aquecimento subcrustal, sendo a subsidência inicial, a soma destas componentes. Após o estiramento, associado ao fator β (fator de estiramento subcrustal), considerado instantâneo, que constitui a fase inicial do processo de formação de uma bacia do tipo da Bacia do Paraná, segue-se o período de resfriamento e contração térmica da litosfera, produzindo a denominada subsidência térmica ou flexural, controlada pela própria evolução termo-mecânica da litosfera (Quintas *et. al.*, 1999).

O modelo de estiramento apresentado adequa-se muito bem à formação da Bacia do Paraná, e constitui uma ferramenta importante na interpretação da evolução tectônica desta bacia, instrumento importante para a obtenção de respostas quanto a anisotropia sísmica encontrada nesta região, e suas relações com a espessura da crosta e sua influência na anisotropia.

V. ANISOTROPIA SÍSMICA

O *fabric* que produz a anisotropia sísmica pode ter muitas causas: camadas isotrópicas alternadas com diferentes propriedades elásticas, fraturas preenchidas por fluidos, como é a mais provável fonte da anisotropia sísmica na crosta continental (Kaneshima *et al.*, 1988), ou a orientação de minerais anisotrópicos do manto (orientação preferencial de retículo), pela deformação (Nicolas & Christensen, 1987). É este último processo que parece ser dominante no manto superior continental. Assumindo-se que o

manto superior é a principal fonte da anisotropia, então é necessário entender o comportamento dos minerais do manto superior, especialmente a olivina, que é tanto fortemente anisotrópica como desenvolve orientação preferencial de retículo em resposta à deformação finita. Ainda, associado a estes dois requisitos para um meio anisotrópico, necessita-se um processo de ordenamento que produza deformações coerentes sobre uma região suficientemente grande para detectar-se macroscopicamente por ondas sísmicas, com comprimentos de ondas de dezenas de quilômetros. Então, o uso da anisotropia como uma medida da deformação exige o conhecimento de várias manifestações sismológicas, em relação às propriedades dos agregados cristalinos, e finalmente ao estilo de deformação orogênica.

A anisotropia sísmica é revelada como variações de velocidades tanto como função das direções de propagação como das de polarização das ondas sísmicas. Geralmente, os pesquisadores ao estudar anisotropia de propagação exploram variações azimutais na velocidade sísmica das ondas de corpo da fase P_n que propagam-se abaixo da descontinuidade de Moho, e de ondas superficiais de longo período. A anisotropia de polarização diferencia-se da velocidade de cisalhamento (ou onda de superfície) como função da polarização, fornecendo uma outra boa fonte de dados. A discrepância entre os modelos de velocidades no manto superior baseados em ondas Rayleigh (verticalmente polarizadas) e Love (horizontalmente polarizadas) é há muito conhecida, e foi a base para permitir que os 220 km superiores do manto no modelo da Terra (PREM) fossem transversalmente isotrópicos (Anderson & Dziewonski, 1982) com eixo simétrico vertical. A anisotropia de polarização têm sido utilizada para mapear variações regionais em isotropia transversal (Gaherty & Jordan, 1995). Mais recentemente, uma técnica foi desenvolvida para explorar as ondas quase Love – ondas Love que foram convertidas de ondas Rayleigh durante certa trajetória, indicando ser uma maneira promissora de mapear a localização de gradientes laterais em propriedades anisotrópicas (Park & Yu, 1993).

Outra importante manifestação de anisotropia de polarização é o *splitting* de ondas de cisalhamento, um fenômeno análogo à birrefringência observada em meios ópticos anisotrópicos, como nos cristais de calcita. Uma onda simples de cisalhamento passando por um meio fracamente anisotrópico divide-se em duas ondas de cisalhamento ortogonalmente polarizadas e com velocidades diferentes. Esta técnica foi utilizada para estudar a anisotropia no manto e crosta nos últimos anos (Vinnik *et al.*, 1992; Silver & Chan, 1988, 1991; Kaneshima & Silver, 1995).

A distinção entre anisotropia de propagação e de polarização é muito importante. Devido a anisotropia de propagação ser detectada pela comparação de ondas sísmicas viajando por diferentes trajetórias. Existe sempre uma contradição com estruturas variando

lateralmente que também produzem mudanças dependentes das trajetórias. Onde a anisotropia de propagação obteve o maior sucesso foi no manto abaixo das bacias oceânicas, onde as variações nas estruturas lateralmente isotrópicas são geralmente pequenas e lentamente modificadas. Para anisotropia de polarização, esta discrepância com estruturas isotrópicas é muito menor no caso de ondas de superfície e inexistente no caso de *splitting* de ondas de cisalhamento. Portanto, é muito mais fácil interpretar observações de anisotropia de polarização.

Devido a sua simplicidade, utilizamos a anisotropia de polarização. E mais especificamente, o *splitting* de ondas de cisalhamento telessísmicas como as fases SKS e SKKS (figura 1/ Anexo1), devido a excelente resolução lateral dada por estas fases. Desta forma, domínios geológicos pequenos e suas fronteiras e limites podem ser cuidadosamente amostrados. A resolução vertical não é muito boa no geral, de modo que a anisotropia poderia, a princípio, residir em qualquer lugar entre o limite manto-núcleo (CMB – Core-mantle boundary) e a superfície, no caso da fase SKS/SKKS.

Em um meio isotrópico, heterogêneo, existem dois tipos de ondas de corpo, P e S; em um meio fracamente anisotrópico (como na crosta terrestre e manto superior), existem três, uma quase P e duas quase ondas de cisalhamento. Na maioria dos casos, as direções de deslocamentos das ondas P e S são ainda paralela e perpendicular, respectivamente, à direção de propagação, assim como para um meio isotrópico. As duas ondas de cisalhamento têm polarizações que são ortogonais entre si e propagam-se em diferentes velocidades. Para um meio homogêneo, as velocidades e direções de deslocamentos das três ondas são dadas por oito valores e oito autovetores da matriz de polarização V definida pela equação de Christoffel, $\rho v_{il} = C_{ijkl} p_j p_k$ (Backus, 1965), onde C_{ijkl} é o tensor elástico para o meio, p é um vetor unitário que define a direção de propagação, e ρ a densidade. Os dois parâmetros básicos de *splitting* obtidos por dados sísmicos são a direção de polarização da onda de cisalhamento mais rápida, ϕ (ϕ), e o atraso, dt (delay time), entre o tempo de chegada das ondas de cisalhamento rápida e lenta (figura 2/Anexo1) (Silver & Chan, 1991).

VI. SHEAR WAVE SPLITTING

VI.1. Shear wave splitting e parâmetros de splitting

A anisotropia sísmica é deduzida a partir de uma característica muito importante das ondas de cisalhamento: uma onda de cisalhamento linearmente polarizada que viaja através de um meio birrefringente divide-se em duas ondas viajando a diferentes velocidades e com

polarizações perpendiculares. As direções de polarização das ondas rápida e lenta que são divididas dependem da estrutura que atravessaram. O método utilizado permite medir o azimute ϕ da componente mais rápida da onda. Ainda, a diferença no tempo de percurso entre as duas ondas, dt , é medido.

VI.II. Ondas SKS e SKKS

As medidas neste trabalho foram feitas usando as fases SKS e SKKS. A fase SKS é uma onda que deixa a origem como uma onda de cisalhamento, S, e viaja pelo núcleo externo como uma onda compressional e transforma-se em uma onda de cisalhamento no limite manto-núcleo. A SKKS "rebate" no limite manto-núcleo antes de deixar o núcleo externo. Ambas as fases são convenientes para efetuar a observação da anisotropia sísmica por diversas razões: quando a onda de cisalhamento converte-se para uma onda compressional no limite manto-núcleo, a informação da fonte sobre a anisotropia é perdida. Se o *splitting* é observado no receptor, este necessariamente ocorreu no caminho entre o manto e a crosta abaixo da estação. No limite manto-núcleo, a fase é polarizada radialmente. O ângulo de incidência no receptor é quase vertical, de forma que o *splitting* em uma boa aproximação depende apenas da geometria da estrutura anisotrópica. Finalmente, a fase SKS é registrada a uma distância de pelo menos 90° do epicentro, o que indica que as medidas podem ser feitas em regiões completamente inativas sísmicamente, o que ocorre no caso deste trabalho. Teoricamente, todas as fases sísmicas que terminam em ..KS podem ser utilizadas para medições de *splitting*, pois todas mostram as características mencionadas acima, porém nem sempre é fácil separar estas fases em um sismograma.

Portanto, as fases utilizadas neste estudo são as SKS e ocasionalmente as SKKS, com polarização radial, sem anisotropia da fonte, boa resolução lateral e incidência quase vertical no receptor, fornecendo uma possibilidade ideal para medir anisotropia horizontal da orientação preferencial de minerais abaixo da estação (Silver, 1996).

VII. LITOSFERA CONTINENTAL: ASPECTOS GEOFÍSICOS

A palavra *litosfera* possui pelo menos três utilizações na literatura geofísica: pode ser uma camada de limite mecânico, uma camada de limite térmico ou químico (James, 1989). Apesar de ser um conceito geofísico importante, a definição de litosfera como uma camada de limite mecânico não será considerada neste trabalho, pois não está relacionada diretamente a estrutura sísmica, composição geoquímica, e nem portanto, à coerência e evolução das placas continentais, que são de interesse neste trabalho.

Partiremos do conhecimento adquirido a partir do estudo de nódulos do manto trazidos para superfície em cones kimberlíticos localizados em crátons antigos, o que mostra que um manto diferenciado abaixo do interior dos continentes estende-se por pelo menos 200km de profundidade. Isto sugere que existem heterogeneidades geológicas entre continentes e oceanos por muitos bilhões de anos, o que implica que a litosfera não é constituída apenas de crosta continental, mas também de uma porção do manto de espessura variada que está acoplada e movimenta-se com os continentes. Esta porção deve ser um componente quimicamente estável dos continentes - um reserva separada do manto - que não participa dos processos de convecção.

As porções continentais profundas podem representar uma camada de limite químico ou térmico. Esta distinção entre os dois limites é importante, mas comumente não compreendido. A camada de limite térmico pode ser definida como a camada mais externa da Terra onde a transferência de calor é dominada por condução. Se a viscosidade efetiva da astenosfera abaixo de crátons estáveis é de 10^{21} Pa s, isto implica que a temperatura de transição da zona de transferência de calor por condução para convecção está entre 1300 e 1400° C para composições típicas do manto (Morgan, 1984). A espessura da camada de limite térmico é altamente variável para regiões continentais devido aos repetitivos episódios de distúrbios térmicos e tectônicos e baseada na superfície de fluxo de calor, pode atingir 90 a 220 km, levando em consideração a produção de calor crustal.

O termo *tectosfera* foi introduzido por Jordan (1978) para abranger algumas das dificuldades associadas às definições conflitantes de litosfera e para explicar os dados das trajetórias de ondas de cisalhamento abaixo dos continentes. Pelo modelo de tectosfera, as porções profundas dos núcleos continentais são sujeitas a consistir em grande parte, densidade baixa exaurida (Jordan, 1979) que estabiliza as fontes do manto contra desligamentos térmicos em profundidades abaixo da camada de limite térmico. Portanto, o efeito térmico de um gradiente geotérmico baixo (atuando para aumentar a densidade de rochas do manto abaixo dos crátons) é balanceado gravitacionalmente pelo efeito composicional de depleção geoquímica (atuando para diminuir a densidade das rochas do manto abaixo dos crátons). A existência de uma camada de limite químico, espessa, de baixa densidade e alta produção de calor significa que a profundidade para a camada de limite térmico pode ser substancialmente maior que o a calculada com base em um modelo térmico simples. Isto indica que a dedução a respeito de profundidades de camadas anisotrópicas do manto superior e crosta inferior não pode ser estimada a partir do *splitting* de ondas de cisalhamento telessísmicas, pois estas deduções são feitas a partir de outros métodos, que podem correlacionar os limites térmicos, mecânicos e químicos da do manto, com boa resolução vertical, propriedade inexistente no método utilizado neste trabalho.

VIII. ORIGEM DA ANISOTROPIA: LITOSFÉRICA OU ASTENOSFÉRICA

Pesquisadores das Ciências da Terra têm tido, nos últimos anos, um grande interesse na anisotropia sísmica da litosfera continental. O interesse maior é devido à fonte da anisotropia registrada que, de forma geral, está relacionada com a forte orientação preferencial desenvolvida nas rochas do manto superior quando são plasticamente deformadas. Uma relação clara entre a anisotropia sísmica e a direção de fluxo do manto superior pode também ser esperada.

Em áreas orogênicas onde toda a litosfera sofreu deformação para acomodar movimentações de escalas continentais, a anisotropia sísmica pode estar relacionada à deformação no manto superior durante os processos orogênicos. Se isto é verdade, o estudo da anisotropia pode tornar-se um importante método para investigações sobre o comportamento da litosfera e contribuir para o entendimento global da geodinâmica de formações de cadeias montanhosas.

Muitos progressos têm sido alcançados nas diferentes áreas de estudo: sismologia (tomografias regionais e globais, transmissão e reflexão de ondas de corpo no núcleo, ondas superficiais de longo período, anisotropia crustal, ...), petrofísica (medidas laboratoriais de amostras do manto, medidas de petrofábrica e modelamentos sísmicos, ...), e tectônica (fluxo do manto e crosta em grandes escalas na geração de cadeias montanhosas, modelamentos numéricos e termo-mecânicos, ...). A união de especialistas de todas estas áreas de conhecimento coordenam estudos pela mundo para correlacionar a anisotropia sísmica e as grandes movimentações dos cinturões orogênicos.

Os maiores *trends* em dados telessísmicos recentes de regiões continentais foram abordados em trabalhos de Babuska *et al.* (1984, 1993), Bormann *et al.* (1993), e Diaz *et al.* (1993), para a Europa Central, e Savage & Silver (1993), para a porção oeste dos Estados Unidos. Estas contribuições interpretam a anisotropia observada devida a fontes do manto, tanto na astenosfera como na litosfera, ou ambas. Os dados telessísmicos das fases SKS foram utilizados pela maioria dos autores.

As anisotropias sísmicas de fontes do manto e da crosta foram analisadas em muitos trabalhos como por exemplo Kern (1993), Mainprice & Silver (1993), Barruol & Mainprice (1993), e muitos outros. No trabalho de Kern (1993), o autor utilizou medidas laboratoriais diretas para ilustrar a anisotropia sísmica de ondas P e S nas rochas do manto, mostrando que xenólitos de Iherzolitos do Maciço central não apresentavam *splitting* de ondas S para direções de propagação normais a foliação, o que coincide com o máximo da olivina [010]. De maneira similar, não existe *splitting* paralelo ao máximo da olivina [010] na região de Ivrea. Mainprice & Silver (1993), utilizaram petrofábrica para calcular as propriedades

sísmicas da litosfera subcontinental (nódulos peridotíticos, kimberlíticos ou xenólitos) e de rochas da crosta inferior para o atraso das fases SKS (uma medida da anisotropia vertical da onda S).

IX. QUAL É A REGIÃO DE ORIGEM DA ANISOTROPIA DO MANTO?

A maioria dos pesquisadores concordam que a maior área fonte da anisotropia sísmica é o manto. A discussão está centrada na importância relativa da anisotropia da astenosfera e litosfera. Ambas camadas estão presentes abaixo dos continentes, porém quais são suas espessuras, a magnitude e orientação destas anisotropias. Alguns trabalhos como o de Montagner & Tanimoto (1991) mostraram que existe alguma anisotropia abaixo das áreas de escudo em 300 a 400 km, o que contrasta com a anisotropia abaixo dos oceanos, que é mais pronunciada nos primeiros 200 km, porém diminui muito com o aumento de profundidade. Seria a forte anisotropia relacionada a uma litosfera relativamente fria e estável, e uma fraca anisotropia relacionada a uma deformação ativa da astenosfera? Silver & Chan (1988,1991) propuseram que a litosfera subcontinental teria uma anisotropia sísmica fóssil relacionada a antigas deformações durante a formação dos crátons. Mainprice & Silver (1993), calcularam a anisotropia em amostras do manto subcontinental em 4% para ondas S, anisotropia necessária para explicar uma espessura da litosfera de 200-250 km abaixo de áreas estáveis, e atrasos de fases SKS de 1-2s. Vinnik *et al.* (1989) e Makayeva *et al.* (1992) sugeriram que a litosfera não é suficientemente espessa ou anisotrópica para explicar os atrasos e preferiram uma espessura e anisotropia astenosférica. Evidentemente, existem sempre algumas discordâncias entre a espessura da camada anisotrópica e a magnitude da anisotropia. A inversão de dados de ondas superficiais fornece a localização correta da profundidade da anisotropia, porém sua resolução lateral (aproximadamente 1500 km) é muito pobre. A comparação de dados de ondas de corpo e ondas superficiais é muito difícil, pois os comprimentos de ondas são significativamente diferentes. No entanto, algumas coincidências são encontradas em zonas onde eventos envolvem comprimentos de onda maiores (e.g. Colisão Índia-China). Ainda, se admitirmos que existem duas camadas (Farra *et al.*, 1991 e Savage & Silver, 1993), então o papel da interferência construtiva e destrutiva é problemático. É improvável que a anisotropia das duas camadas tenha a mesma orientação, simetria e magnitude. Apenas um controle melhor da espessura da litosfera e da anisotropia das camadas pode resolver os problemas de interpretação envolvidos neste problema. Em certas regiões, por exemplo e bacias oceânicas, existe melhor chance de caracterizar a astenosfera. Um modelo alternativo é proposto por Babuska *et al.* (1984, 1993) onde existe acreção de litosfera em zonas de subducção

abortadas. O mecanismo resulta em um "escorregamento" da litosfera anisotrópica de 45° com a vertical.

X. CONTRIBUIÇÃO CRUSTAL PARA ANISOTROPIA SÍSMICA

A crosta contém seqüências fortemente deformadas de minerais muitos anisotrópicos. Geralmente a contribuição da crosta é ignorada, pois é considerada mineralogicamente complexa e heterogeneamente deformada. É assumido que tal combinação resulte em uma média isotrópica, se a escala de comprimento é suficientemente longa. O conhecimento petrofísico das rochas crustais é essencial para discutir a interpretação de dados sísmicos. Barruol & Mainprice (1993) mostram, por exemplo, que a crosta pode contribuir cerca de 0,1-0,2s para cada 10km de espessura nos atrasos de fases SKS. Ainda a orientação do plano de polarização da onda de cisalhamento mais rápida é paralela à foliação nas rochas que contém minerais micáceos. Barruol & Mainprice (1993), encontraram *splitting* significativo em ondas de cisalhamento para direções de propagação paralelas à foliação. McDonough & Foutain (1988) mostram que a anisotropia da onda P em rochas da crosta inferior é dominada pela orientação preferencial das micas, de tal maneira que um milonito fortemente deformado pobre em mica pode conter uma anisotropia menor que as rochas adjacentes. Uma anisotropia regional pode desenvolver-se, se um *fabric* regional for desenvolvido. Barruol & Mainprice (1993) especularam que este pode ser o caso de porções no manto superior de falhas transcorrentes (e.g. Falha de San Andreas) e limites de placas convergentes com acreção de terrenos (e.g. Alaska). Nos dois casos a foliação será subvertical. Resultando em um máximo (paralelo a foliação) e mínimo (normal a foliação) sendo o *splitting* observado em registros de fases SKS.

XI. ACOPLAMENTO OU DESACOPLAMENTO MANTO-CROSTA?

Considerar que a fonte da anisotropia está presente em uma litosfera congelada intensamente deformada pode gerar alguns problemas. Estariam o manto superior e crosta inferior mecanicamente acoplados durante uma deformação? Esta questão representa um assunto de grande importância para aumentar o conhecimento do significado geodinâmico da anisotropia e o comportamento da litosfera. É claro que os trabalhos sobre este assunto nunca respondem esta questão de maneira definitiva. No entanto, estes contribuem substancialmente para definir mais precisamente os problemas de interpretação de coleta de dados.

De acordo com resultados previamente publicados, muitas contribuições fornecem novas evidências que existe uma boa correlação entre a estrutura do continente e os parâmetros de anisotropia sísmica. Variações rápidas nas características da anisotropia sísmica geralmente correspondem a limites geológicos maiores. Ainda, em muitos casos o azimute da onda de cisalhamento mais rápida é paralelo à direção do cinturão e segue as direções principais do cinturão. Isto pode sugerir que durante um evento tectônico responsável pela deformação da crosta exposta em superfície, o manto esteve fluindo paralelo ao cinturão. Uma interpretação deste paralelismo, favorecendo o acoplamento entre crosta e manto, é considerar que o manto foi deformado abaixo de zonas de cisalhamento litosférico paralelas (Vauchez & Nicolas, 1991; Nicolas, 1993). Esta interpretação está de acordo com dados do oeste do Estados Unidos (Savage & Silver, 1993) onde o azimute da onda de cisalhamento mais rápida é paralelo a uma falha transcorrente. Nicolas (1993) propõe que o *fabric* induzido pelo manto durante um estágio pré-orogênico de *rifting* intracontinental pode contribuir significativamente com a anisotropia observada. Esta interpretação está baseada no fato de que em muitos cinturões tectônicos, *riffts* continentais pré-orogênicos paralelos ao limite da placa foram formados e o fluxo do manto nestes *riffts*, de uma certa distância do diápiro do manto astenosférico, esteve paralelo à direção do *rift*. Partes da litosfera podem ter retido este *fabric* anterior durante os processos orogênicos. A evolução das Cordilheiras Betic (Tubía *et al.* 1992a) , fornece um excelente exemplo natural confirmando a precisão geológica deste modelo. Durante um evento pré-orogênico, um *rift* continental é formado na margem da Placa Ibérica no futuro domínio interno; o fluxo do manto neste *rift*, deduzido a partir da deformação de alta temperatura de peridotitos, foi paralelo à direção do futuro cinturão. Subseqüentemente, durante a convergência continental, a deformação no domínio externo foi dominada por deslocamentos orogênicos paralelos, resultando na herança do *fabric* pré-orogênico da litosfera.

Existem, contudo, situações para as quais o modelo de zonas de cisalhamento litosféricas paralelas aparentemente não enquadram-se bem. Um bom exemplo foi dado por Makayeva *et al.* (1992). Em Tien Shan (Ásia central) a anisotropia está praticamente paralela ao *trend* compressional do Cinturão, exceto sobre uma região de um manto excepcionalmente quente, onde desvia-se para 90°. Os autores sugerem que a direção anômala corresponde a plumas ascendentes do manto e a anisotropia paralela ao cinturão, devida a uma convecção termicamente dirigida durante processos colisionais atuais. Em outras áreas, deslocamentos tectônicos normais ao cinturão são sugeridos por geologia de superfície, embora o azimute da onda S rápida seja paralelo ao *trend* estrutural. Este é, por exemplo, o caso do Cinturão de dobramentos Hercínico na Europa central, onde existe uma vergência para noroeste, uma direção de transporte de material crustal predominantemente

transversal ao *trend* sugerido pela geometria assimétrica do cinturão. Nesta região, o *splitting* de ondas de cisalhamento SKS estudado por Bormann *et al.* (1993), mostra uma direção de polarização da onda mais rápida pouco paralela ao *trend* estrutural do cinturão. Azimute da onda S mais rápida, ortogonal à vergência do cinturão foi interpretado em termos de orientação preferencial de retículo da olivina, desenvolvido durante uma deformação por cisalhamento puro, assumindo-se que este é o caso de um cinturão compressional (e.g. Silver & Chan, 1988): o eixo *b* da olivina encontra-se alinhado paralelamente à direção de máximo encurtamento e o eixo *a* paralelo à direção de extensão no manto superior, ou distribuída aleatoriamente a um plano normal à direção de compressão. No modelo de cisalhamento puro de Silver & Chan (1988) o eixo *a* da olivina e a direção máxima de extensão são horizontais. A máxima extensão e o eixo *a* da olivina não podem ser verticais pois não há *splitting* de onda S nesta direção na olivina (Kern, 1993; Mainprice & Silver, 1993), enquanto pesquisadores observam 1-2s de atraso para trajetórias de fases SKS. Tal tectônica de cisalhamento puro postula problemas de compatibilidade de deformação lateral na direção da máxima extensão sob grandes deformações. A compatibilidade pode ser obtida através de uma tectônica de escape ou de blocos. O modelo de Makayeva *et al.* (1992) implica em uma extensão uniforme no plano normal à direção de compressão, em direções horizontais a verticais no plano vertical. Tal mecanismo colocaria problemas de topografia tectônica para grandes deformações e implicaria em uma anisotropia intrínseca mais baixa para a litosfera, pois o eixo *a* da olivina é aleatoriamente distribuído no plano vertical (Kern, 1993). Uma interpretação alternativa mais apropriada para a cinemática do manto, seria considerar que o eixo *a* da olivina encontra-se no plano de fluxo e paralelo à direção de fluxo em deformações extensas em um regime de fluxo de cisalhamento. Desta forma, os dados de anisotropia sísmica sugerem que o manto abaixo da Europa Central esteve paralelo ao cinturão e ortogonal à direção de transporte assumida na crosta. A consequência de tal situação seria a ocorrência de um desacoplamento mecânico entre o manto e crosta, com o manto fluindo lateralmente para acomodar o encurtamento da litosfera perpendicular ao cinturão.

Os inúmeros exemplos citados mostram que existem muitas interpretações para o comportamento do manto e crosta durante processos tectônicos diversos, o que de fato, pode dificultar o alcance do consenso entre pesquisadores sobre a origem da anisotropia e suas complexidades, porém muitos estudos nesta área estão sendo efetuados para que seja possível, a partir de uma maior número de dados, estabelecer um padrão de comportamento da litosfera e astenosfera, e suas relações com a anisotropia sísmica.

XII. METODOLOGIA

O estudo da anisotropia sísmica da litosfera continental utiliza-se de algumas ferramentas para sua realização, porém em relação a quantidade e diversidade de materiais este é relativamente simples.

Os locais para a instalação das estações sísmicas foram escolhidos, usando como critério principal, o padrão deformacional regional e seu contexto geotectônico. Sendo assim, as estações sísmicas foram instaladas ao longo do Cinturão Ribeira, onde seu estilo deformacional varia de deslocamentos paralelos à faixa para deslocamentos perpendiculares, posicionando as estações dentro, nas bordas e fora do Cráton do São Francisco.

Utilizamos estações sísmicas do tipo REFTEK, digitais, instaladas pela equipe de técnicos e professores do IAG, nos locais mais relevantes para este tipo de pesquisa e também, onde as condições de afloramento de rochas frescas são relativamente adequados. Em locais de rochas muito alteradas, ou ainda de muito ruído externo presente, como carros, água corrente, pessoas caminhando ou mesmo rebanho de animais, não é recomendável a instalação de tais estações, pois dada a sensibilidade destas, registram estes ruídos, o que vêm a atrapalhar as leituras, e conseqüentemente as interpretações.

Os programas utilizados para a leitura e separação dos dados sísmicos são o PQL e SAC, programas rodados em UNIX, sendo responsáveis pela separação dos telessismos, mais especificamente, as ondas SKS, a serem reconhecidas para verificação da anisotropia sísmica.

A determinação das anisotropias foi feita com auxílio de bibliografia e também do programa SPLIT, desenvolvido na Carnegie "Institution of Washington" por Silver & Chan (1991).

Nos primeiros meses de desenvolvimento deste trabalho, foram enfatizados o aprendizado dos programas utilizados, o estudo bibliográfico e também a separação dos dados a serem tratados na primeira etapa, para que nos meses de trabalho seguintes, a análise e interpretação dos dados fosse prioritária.

XII. Medidas de parâmetros de splitting utilizando o Programa SAC (Seismic Analysis Code)

Um sismômetro de três componentes (EW, NS, vertical) registra os sinais, que chegam a uma estação sísmica. Esta informação, chamada de sismograma, pode ser vista através do SAC, um software desenvolvido para trabalhar em sismogramas - uma macro

pode executar medidas de *splitting* no programa SAC. As componentes transversal e radial das fases SKS ou SKKS, no plano horizontal são calculadas dos registros das componentes EW e NS deste sismograma. (A componente radial é dada pelo azimute da direção de chegada da onda, e a transversal, é a componente perpendicular no plano horizontal. Se o *splitting* não ocorre, as ondas vibram sem distúrbios na direção de polarização obtida pela transformação, no limite manto-núcleo, como por exemplo na direção radial. Se a onda passa por um meio anisotrópico e divide-se em duas ondas de diferentes polarizações, energia observada na componente radial também é observada na componente transversal.

Para determinar as direções das polarizações rápida e lenta, da aparente estrutura anisotrópica, o programa calcula o par de parâmetros ϕ (em graus) e dt (em segundos) da onda, função que minimiza a energia da componente transversal (Silver e Chan, 1991). Posteriormente, as componentes radial e transversal são corrigidas com os parâmetros ϕ e dt .

Como controle na determinação dos parâmetros de *splitting* alguns gráficos mostram as componentes radiais e transversais sobrepostas não corrigidas e corrigidas. A figura 3 (Anexo 1) mostra no primeiro quadro a componente radial (linha cheia) e a transversal (linha tracejada) da fase SKS sem correção, permitindo uma comparação das duas formas. No segundo quadro a componente transversal é corrigida através do atraso dt . Derivadas originalmente da mesma onda, as formas das fases divididas devem ser idênticas e devem correlacionar-se.

Os gráficos de movimento de partícula fornecem um terceiro controle das medidas. Este movimento é elíptico, se a energia é encontrada tanto na componente radial como na transversal, e é linearizada se a energia é removida da componente transversal (Figura 4/Anexo 1).

A figura 5 (Anexo 1) mostra os dois parâmetros dt e ϕ com respeito a confiabilidade da determinação. A estrela no gráfico marca o par de parâmetros para o qual o mínimo da energia na componente transversal foi alcançado pelo programa. A linha dupla indica a região de 95% de confiabilidade, enquanto todas as linhas seguintes mostram a diminuição de 5% da confiabilidade.

Ondas que não mostram energia na componente transversal, chamadas medidas nulas, geralmente marcam a ausência de anisotropia. Exceções ocorrem para ondas que chegam diretamente na direção de polarização rápida de anisotropia ou perpendiculares a ela. Estas fases não se dividem e portanto não mostram energia na componente transversal, mesmo que atravessem a região anisotrópica.

XIII. CRONOGRAMA DE ATIVIDADES REALIZADAS

O cronograma proposto inicialmente para a execução deste trabalho está constituído de seis etapas principais, são elas:

1. Levantamento bibliográfico
2. Aquisição de dados das estações sísmicas
3. Treinamento do uso dos programas PQL, SAC e SPLIT
4. Tratamento dos dados extraídos
5. Interpretação geofísica e geológica dos resultados.
6. Compilação dos dados preexistentes com os dados obtidos durante este projeto.

A etapa fina de trabalho, constituiu-se da elaboração de uma mapa de direções de anisotropias, onde neste mapa podem ser observadas as direções obtidas em relação às principais direções tectono-estruturais das áreas estudadas. As direções dos *trends* estruturais plotadas na mapa, estão inseridas de maneira simplificada, visando apenas a comparação das principais orientações em relação às direções de anisotropia.

XIV. RESULTADOS OBTIDOS

Foram obtidos, neste trabalho, resultados referentes a seis estações sísmicas distribuídas pela região sudeste do Brasil. Cada uma das estações registrou no período de 1998 a 1999 chegadas de fases de ondas sísmicas, onde foram separadas as fases de interesse deste projeto, as fases SKS e SKKS, muitas vezes aparecendo claras e na maioria das vezes, dispersas em meio a ruídos muitos fortes ou então em meio a outras fases sísmicas.

A tabela 1 (Anexo2) mostra os eventos em que as chegadas das fases SKS e SKKS mostraram-se nítidas e de qualidade, no entanto apenas alguns eventos puderam ser utilizados para o cálculo das anisotropias, e dentre os eventos calculados estão assinalados na tabela aqueles que efetivamente apresentaram alguma medida.

As medidas obtidas foram classificadas em dois grupos: nulas e boas.

Os resultados considerados nulos são aqueles em que o cálculo da anisotropia foi realizado, porém a medida da direção (ϕ) e do atraso (dt) para as chegadas não apresentaram valores coerentes, devido a fatores como o erro no atraso ser muito alto, ou seja próximo ou maior que a medida do atraso, e o erro na direção acusar um valor de 22,5°, o que dentro do programa utilizado para o cálculo (Programa SPLIT), é um valor padrão para resultados considerados nulos, pois indica que o cálculo não apresentou resposta

aceitável para a definição da margem de erro correta. Outro problema pode ser o das direções apresentarem dois mínimos, separados de 90°, o que também torna a medida pouco confiável, e portanto classificada como nula, neste caso, no entanto, algumas medidas com tendências para dois mínimos ainda podem ser consideradas aceitáveis, pois indicam direções similares às das medidas classificadas como boas.

As medidas consideradas boas são aquelas em que após o cálculo da anisotropia o erro tanto do atraso como das direções são pequenos e confiáveis. Estas apresentam uma única direção de mínimo, o que é indicativo de que o cálculo foi efetuado de forma que o programa obteve resposta para calcular a margem de erro correta para às direções.

Os eventos assinalados no campo Gráfico da tabela 1 (Anexo2), são aqueles que apresentaram gráficos representativos, muitas vezes com medidas nulas, porém significativos para as interpretações quanto às direções gerias de anisotropia e atrasos obtidos.

Os gráficos referentes às anisotropias calculadas estão mostrados para cada estação no Anexo 3.

XIV.I. Discussão dos Resultados

Os resultados serão discutidos nesta seção em separado, ou seja, cada estação terá seus resultados analisados individualmente. A tabela 2 (Anexo2), mostra os resultados discutidos, indicando todas as medidas, nulas ou boas, e a média dos valores feita com base nos resultados classificados como bons.

XIV.I.I. Estação de Canoas (Canb)

O primeiro resultado a ser discutido está relacionado com os registros calculados para a estação de Canoas, onde foram calculados 9 eventos, dos quais, 7 foram considerados ruins, 1 foi calculado como nulo e apenas em 1 cálculo foi obtido um resultado classificado como bom, ou seja, a direção a ser utilizada na interpretação da anisotropia para esta estação corresponde a direção do resultado bom e correlacionável com o resultado classificado como nulo.

O primeiro evento, Taiwan, calculado com base na fase SKKS, apresentou um mínimo da energia na direção $-76^{\circ} \pm 22,5^{\circ}$. O padrão de distribuição das energias transversais, indica porém duas direções de mínimos: aproximadamente -76° e 166° , a 90° uma da outra. Isto é característico da ausência de anisotropia, ou de que o azimute de chegada das ondas (backazimute) já coincida com uma das duas direções principais de

anisotropia. De fato, o backazimute deste evento (82°) é consistente com a direção de anisotropia dada pelo segundo evento, ocorrido na Turquia, que apresentou uma boa medida.

O evento ocorrido na Turquia, calculado com base na fase SKS, mostrou um resultado bom, com mínimo em torno de 82° , com um erro máximo de 10° . O dt obtido foi de 1.1s, um resultado bom, pois está dentro da média esperada segundo Silver & Chan, 1991.

A estação de Canoas está localizada na Bacia do Paraná, onde as principais direções tectônico-estruturais estão orientadas a N45-65W e N50-70E. As medidas de anisotropia adquiridas para esta estação, portanto, apresentaram concordância com uma das principais direções tectono-estruturais da bacia, entre N50 e N70, o que pode ser interpretado como uma anisotropia congelada desde da deformação responsável por estas orientações, já que estas são relacionadas segundo Milani & Ramos (1998) como decorrentes das deformações associadas às placas e microplacas constituintes do embasamento da bacia durante o Ciclo Brasileiro.

Em relação a direção da APM da placa da América do Sul (E-W), a direção obtida para a estação de Canoas é aproximadamente coerente com esta direção, porém difere de alguns graus, o que pode ser indicativo de que este processo não está relacionado com a presença da anisotropia no manto superior abaixo desta região. A Bacia do Paraná também apresenta como direção preferencial a direção E-W (Milani & Ramos, 1998), no entanto, esta orientação está relacionada com eventos mais recentes, quando da abertura do oceano Atlântico, o que pode então indicar que a movimentação da placa atual pode estar contribuindo para anisotropias encontradas.

XIV.1.II. Estação de Porto Primavera (Popb)

A segunda estação a ser apresentada é Porto Primavera, que registrou 17 boas chegadas de fases SKS e SKKS, possíveis de serem calculadas as anisotropias, porém 13 cálculos apresentaram-se inviáveis, e apenas 4 indicaram algum resultado. No entanto, os quatro eventos calculados apresentaram resultados nulos, o que pode ser indicativo de ausência de anisotropia nesta região.

O primeiro cálculo foi realizado com base na fase SKKS, do evento de Taiwan, onde foi observado um mínimo de 85° com erro de $22,5^\circ$, porém com tendência de dois mínimos e um dt muito ruim com erro muito grande, o que faz este resultado ser classificado como nulo. Já no evento de Northern Sumatra observa-se uma tendência a dois mínimos maior, um a -35° e outro a aproximadamente 60° . O dt foi calculado em torno de 1.85s, com erro razoavelmente baixo. Outra medida, calculada com base na fase SKS, do evento ocorrido

nas Ilhas Kermadec, apresentou mínimo em torno de 68° da direção da anisotropia, e um dt de 0.85s. Observa-se uma tendência a dois mínimos separados por 90° de diferença, porém esta tendência é fraca, o que torna o dado ainda interessante para a interpretação. O evento da Turquia, cujas medidas foram feitas com base na fase SKS, apresentou resultado nulo, com mínimo em torno de 58° .

A estação de Porto Primavera está localizada na Bacia do Paraná, porém não apresentou anisotropia nesta região, o que pode indicar que o manto superior e a crosta inferior abaixo desta região são isotrópicos, o que no entanto é uma possibilidade muito remota. Outra alternativa para a ausência de dados sobre a anisotropia nesta região é a que os backazimutes dos eventos calculados coincidam com as direções de anisotropia presentes, como por exemplo o backazimute do evento de Taiwan ($75,9^\circ$) que coincide aproximadamente com a direção de anisotropia obtida para a estação de Canoas (83° com erro máximo de mais ou menos 10°). Os backazimutes dos outros três eventos não indicam este tipo de relação, pois diferem muito das direções obtidas. Os dt s conseguidos para os eventos de Northern Sumatra e Turquia, apesar de apresentarem resultados classificados como nulos, mostram um erro baixo, em torno de mais ou menos 0,2s, e média do dt s aproximadamente de 1,25s, medida que pode ser correlacionada com as medidas para a estação de Canoas, coincidindo com os resultados obtidos por Silver & Chan, 1991.

O fato de todos os resultados nesta estação apresentarem-se nulos pode ser dado, ainda, pelo alto índice de dispersão das fases SKS e SKKS dentre outras fases, fazendo com que o sinal torne-se ruidoso, prejudicando o cálculo das anisotropias, Porém esta hipótese é muito remota, pois foram registradas muitas boas chegadas de SKS e SKKS, sendo muito difícil acreditar que nenhuma delas possuísse boa qualidade no cálculo.

A estação de Porto Primavera está colocada no centro da bacia, onde a espessura da cobertura sedimentar em relação à estação colocada em Canoas, aproximadamente na borda da bacia, é maior, ou seja, este fato pode também explicar o resultado atingido nesta região, pois em áreas de cobertura sedimentar espessa, o registro das ondas telessísmicas é diferente, devido às propriedades elásticas dos sedimentos, muito diferentes das rochas do embasamento.

XIV.I.III. Estação de Igaratá (Igab)

A estação de Igaratá registrou 17 boas chegadas de fases SKS e SKKS, as quais apresentaram bons cálculos em 4 eventos.

A medida para o registro das Ilhas Fiji apresentou tendências para dois mínimos de direção da anisotropia, 66 graus, porém esta medida foi considerada boa. O dt medido está

em torno de 3.5 segundos com erro em torno de 0,3s, resultado interessante, porém bastante elevado se comparado com a média apresentada por Silver (1996). A medida da direção de anisotropia do registro de New Britain, feita com base na fase SKKS, foi considerada boa, por apresentar apenas um mínimo de direção na anisotropia, em torno de 70°, com erro de mais ou menos 14°. O dt foi de 1.8s, apresentando um erro de 0,5s.

A terceira medida a ser apresentada, foi baseada na fase SKKS do evento da região de Hokkaido no Japão, mostrando direção de anisotropia 80° ou 170°, possuindo portanto dois mínimos, sendo então considerado nulo. O dt foi calculado em torno de 1.7s, apresentando um erro muito grande, tornando o dado pouco preciso. Por último temos o evento das Ilhas Kermadec, onde foi utilizada a fase SKS para efetuar as medidas, que mostram um mínimo em aproximadamente 90° e um dt de 1.4s, resultado também coerente com os resultados obtidos por Silver e Chan, 1991.

A média dos valores considerados bons para a estação de Igaratá está em 75° com erro de mais ou menos 13°, com a média dos valores de dt em 1,6s com erro de 0,45s. A direção de aproximadamente 75° é próxima a direção aproximada da APM da placa da América do Sul, que é em torno de E-W, podendo sugerir uma origem astenosférica para a anisotropia encontrada, segundo a proposta de Vinnik *et al.* (1992), no entanto difere da direção da APM em 10°, aproximadamente. Contudo, esta direção também é coerente com as direções das zonas de cisalhamento do Cinturão Ribeira, em sua porção onde estão concentradas as direções de transcorrência, ou seja as direções de anisotropia nesta região são paralelas as direções das zonas de transcorrências presentes no domínio do Cinturão Ribeira, podendo indicar uma origem litosférica para esta anisotropia, onde as direções obtidas permaneceram "congeladas" na base da crosta e manto superior provavelmente desde do último grande evento orogênético, correspondente ao Ciclo Brasileiro na região, confirmando a hipótese de Silver & Chan (1991).

XIV.I.IV. Estação de Juquiá (Juqb)

A estação de Juquiá registrou 4 boas chegadas de fases SKS e SKKS, porém só uma medida foi viabilizada no cálculo, e portanto esta é a direção utilizada para a interpretação da anisotropia na área.

O evento analisado ocorreu em Luzon, Ilhas Filipinas, e apresentou um resultado classificado como bom, feito com base na fase SKKS e com direção 83° e erro de mais ou menos 9°. O dt encontrado foi 1,2s com erro de mais ou menos 0,23s, o que representa uma margem de erro confiável.

A direção encontrada está muito próxima da direção obtida para a estação de Igaratá, o que pode sugerir que ambas apresentam anisotropias de origem semelhante, ou seja, direções próximas as direções da APM na placa da América do Sul e também paralela às zonas de transcorrência do Cinturão Ribeira, podendo indicar uma origem astenosférica no primeiro caso e litosférica no segundo.

XIV.I.V. Estação de Juiz de Fora (Jfob)

Os registros feitos pela a estação de Juiz de Fora somaram 17 boas chegadas de fases SKS e SKKS, onde foram calculados 7 eventos, dos quais 4 apresentaram resultados classificados como nulos e 3 classificados como bons.

O primeiro evento correspondente às Ilhas Fox, foi calculado com base na fase SKKS, e apresentou resultado nulo, com direção 74° com erro de $22,5^\circ$ e um dt de 1,0, porém com um erro muito alto, por este motivo este resultado foi considerado nulo. Outro evento analisado foi de Sul do Irã, e o cálculo feito a partir da fase SKS, apresentando direção de 88° mais ou menos 6° , e dt de 1,05s com erro de 0,23s, sendo classificado como um bom resultado.

O evento de New Britain apresentou resultado nulo, com direção de 39° mais ou menos $22,5^\circ$ e dt de 4,0s, porém com erro elevado. O registro do evento da Turquia (99229) apresentou um bom resultado com direção 76° e erro de 18° e dt de 1,05s mais ou menos 0,4s, o que considera-se um resultado bom.

O evento de Taiwan apresentou resultado perante o cálculo nulo, com direção de 71° e erro $22,5^\circ$ e dt de 1,05s com erro muito alto. Outro evento originado na Turquia (99316) mostrou medida nula, baseada na fase SKS, com direção de 65° mais ou menos $22,5^\circ$ e dt de 2,7s com erro elevado. Finalmente o evento calculado a partir da fase SKKS, originado em Luzon nas Ilhas Filipinas, apresentou um bom resultado, com direção calculada de 63° mais ou menos 6° e dt de 1,25s com erro de 0,15s.

A média feita para as medidas classificadas como boas definiu direção 73° mais ou menos 10° , com dt de 1,1s e erro de 0,25s. A direção média encontrada para esta estação é aproximadamente perpendicular à direção de transporte de massa, ou seja, à direção das falhas de empurrão nesta região, o que implica em uma perpendicularidade entre as direções de anisotropias e as direções dos esforços compressionais. Este resultado enquadra-se no modelo de Silver & Chan (1991), para o hipótese VCD, implicando um acoplamento mecânico entre a crosta inferior e o manto superior no decorrer da deformação, referente neste caso, à formação do Cinturão Ribeira no Ciclo Brasileiro.

XIV.I.VI. Estação de Barbacena (Barb)

Finalmente, foram analisados os 16 eventos para a estação de Barbacena, e calculadas anisotropias para 9 destes registros, dos quais 4 apresentaram resultados nulos e 5 medidas classificadas como boas.

O primeiro cálculo foi efetuado para o evento das Ilhas Fiji, a partir da fase SKS, mostrando um resultado nulo, de direção 86° e erro $22,5^\circ$, com dt $0,55s$ e erro muito alto. Para o evento de Minahassa também encontrou-se um resultado nulo, com direção 71° e erro $22,5^\circ$, e dt $0,69$, porém com erro muito grande.

Outros resultados nulos para esta estação foram obtidos dos eventos das Ilhas Kermadec e Hokkaido, com direções de 74° e 59° com erros de $22,5^\circ$, e dt s de $0,45$ e $0,3s$, com erros ainda elevados, respectivamente.

Os resultados considerados bons foram obtidos dos eventos da Turquia (2), Sul do Irã, Ilhas Kodiak e Luzon, nas Filipinas, apresentando direção média de 74° mais ou menos 13° , com dt de $1,03$ mais ou menos $0,4s$.

A direção média obtida aproxima-se da direção da estação de Juiz de Fora, e por estar na mesma condição tectônica que ela, pode-se interpretar suas direções da mesma maneira, pois o arcabouço estrutural é muito similar.

Desta forma, trabalharemos com duas hipóteses simples, já descritas acima, e colocadas de forma direta em relação às direções de ϕ e dt , e suas relações com as estruturas da litosfera e astenosfera.

XIV.I.VII. Anisotropia em relação às estruturas da litosfera e astenosfera

A maior parte da anisotropia na litosfera pode estar relacionada com a movimentação da placa, e portanto com seu desenvolvimento junto à astenosfera. A estrutura penetrativa da litosfera deve resultar em uma lineação paralela à direção da APM (Absolute Plate Motion). Os esforços cisalhantes em uma astenosfera viscosa levam a um alinhamento mineral e com isso a uma camada anisotrópica, e portanto a uma foliação horizontal e uma lineação paralela a direção de movimentação absoluta da placa (APM). Uma camada única e anisotrópica, combinando tanto a litosfera e astenosfera, é esperada desde que não ocorra nenhuma mudança na movimentação da placa. Neste caso, a direção da anisotropia (ϕ) seria paralela à direção da APM.

A mudança na direção de movimentação da placa em qualquer momento deve levar a uma mudança na direção de alinhamento mineral na astenosfera. (Vinnik *et. al.*, 1992). A figura 6 (Anexo 1), mostra, de maneira esquemática, o modelo apresentado por Vinnik *et al.*

(1992).

Silver e Chan, 1991, consideram que a crosta e o manto superior deformam-se verticalmente coerentes em orogêneses e, de que no caso de episódios múltiplos, o último evento penetrativo prevalece, não importando se este ocorreu no Arqueano ou recentemente. Neste caso, variações espaciais nos parâmetros de *splitting* devem levar a variações geológicas. Esta hipótese é conhecida como *Vertically Coherent Deformation* (VCD).

Baseada na geologia de superfície e nos parâmetros de *splitting* das ondas SKS, três categorias de deformação podem ser definidas: os regimes transcorrente, colisional e extensional. Na verdade, regimes puramente colisionais são raramente observados, e na maioria das vezes a contribuição de um regime transcorrente é significativa (Vauchez and Nicolas, 1991), e está relacionada a uma transpressão.

Para uma deformação transcorrente, assume-se que o plano da foliação é vertical e a direção de lineação é horizontal e paralela à estrutura transcorrente, e portanto ϕ também é paralelo a esta estrutura. Para a transpressão, assume-se novamente que o plano de foliação é vertical, mas a direção da lineação não é vertical, porém ϕ ainda será paralelo às direções de transpressão. No caso de ambientes extensionais ou de *rift*, o plano da foliação deve ser horizontal e a lineação de estiramento paralela à direção de extensão.

Portanto, a direção da anisotropia estaria relacionada com os três diferentes tipos de regimes propostos, sendo paralela à direção de extensão, perpendicular à direção da compressão e paralela à direção de transcorrência. A figura 7 (Anexo 1) mostra de forma esquemática, o modelo de Silver & Chan (1991).

Estas relação podem ser observadas nos mapas das figuras 8 e 9 (Anexo 1), para toda a região sudeste e em detalhe para a região do Cráton do São Francisco e Cinturão Ribeira.

XV. CONCLUSÕES

As direções encontradas para as estações localizadas na Bacia do Paraná mostraram que a anisotropia presente nesta área, preferencialmente na região do município de Canoas, é dada pelo fenômeno da "frozen anisotropy", ou seja a anisotropia congelada na base da crosta e manto superior desde o último evento deformacional, orogênico que afetou esta região. Isto é sugerido pelo fato da direção de anisotropia paralelizar-se com as direções das maiores estruturas de transcorrência presentes nesta região, que possuem orientação geral N50-70E, associadas ao evento deformacional do Ciclo Brasileiro, quando da colisão do embasamento da Bacia do Paraná e o Cráton do São Francisco, coincidindo

com a direção de anisotropia calculada para a estação de Canoas.

No caso específico da estação de Porto Primavera, a anisotropia não foi detectada, fato que pode ser explicado de diversas maneiras como presença de um manto isotrópico abaixo, coincidência entre a direção de anisotropia e o backazimute de eventos, espessura de sedimentos da bacia, e ainda, dispersão das fases SKS e SKKS em meio a outras fases sísmicas. Os resultados obtidos para estação de Porto Primavera, embora nulos, indicam uma direção de anisotropia similar às direções na estação de Canoas. Futuramente, mais dados serão obtidos na região, e seguramente a questão da ausência de anisotropia na região de Porto Primavera será solucionada. Por enquanto, os dados existentes apontam para uma tendência de coincidência com as direções em Canoas, o que pode ser indício do mesmo processo responsável pela anisotropia.

As estações de Juquiá e Igaratá estão localizadas no Cinturão Ribeira, em sua porção sul, onde ocorre o domínio transcorrente-transpressional do cinturão de dobramentos. As direções encontradas para as duas estações mostraram-se paralelas às direções das falhas transcorrentes da região, com desvios mínimos de até 5°. Tal observação tende a indicar que a deformação responsável pela anisotropia está registradas nas rochas do manto superior e crosta inferior por aproximadamente 600 milhões de anos, idade proposta para o Ciclo Orogenético Brasileiro.

Finalmente, as estações de Juiz de Fora e Barbacena, apresentaram direções perpendiculares às direções da zona de compressão do Cinturão Ribeira, ou seja, são perpendiculares às direções principais do empurrão na área. Isto também, é um indicativo de que a deformação esteve congelada desde o último evento orogenético nesta região.

Tais observações podem sugerir, segundo o modelo de Silver & Chan (1991), um acoplamento mecânico entre a litosfera e a astenosfera durante episódios deformacionais, onde o manto superior e a crosta inferior deformam-se coerentemente. Portanto, assumindo a hipótese de Silver & Chan (1991) para a região sudeste do Brasil, conclui-se que a anisotropia sísmica presente tem origem litosférica,

Considerando-se a hipótese de Vinnik *et al.* (1992) pode-se pensar que as direções de anisotropia obtidas neste trabalho aproximam-se da orientação de movimentação da placa Sul-americana, e portanto segue a APM da placa da América do Sul. Se isto é verdade, então a origem da anisotropia é astenosférica, pois a crosta não estaria sendo deformada coerentemente junto ao manto superior, e portanto, estariam completamente desacoplados durante uma orogênese.

Os dados obtidos neste trabalho podem ser estão ilustrados no mapa da figura 8 e 9 (Anexo 1), onde respectivamente estão plotadas as direções de anisotropia para o Cinturão Ribeira e para a Bacia do Paraná. Este trabalho faz parte de um projeto maior, que

já obteve diversos resultados em muitas regiões onde foram instaladas estações sísmicas. Desta forma, os dados apresentados nesta monografia somam-se àqueles já apresentados anteriormente para as outras áreas.

Os dados já obtidos, juntamente com os novos resultados indicam quatro direções principais de anisotropia para a região sudeste:

- 1) Perpendiculares às direções dos esforços compressoriais à norte do Cinturão Ribeira;
- 2) Paralelas às direções de transcorrência - transpressão à sul do Cinturão Ribeira;
- 3) Aproximadamente paralelas às direções das estruturas transcorrentes N50-70E da Bacia do Paraná;
- 4) Aproximadamente perpendiculares às direções dos esforços compressoriais da Faixa Brasília;

As direções de anisotropia encontradas para a região do Cinturão Ribeira e Cráton do São Francisco mostram que nas áreas onde encontram-se os domínios de compressão, como no caso dos empurrões da Faixa Brasília e Cinturão Ribeira, a direção de anisotropia é perpendicular a direção do eixo de máxima compressão; e no caso dos domínios das zonas de cisalhamento transcorrentes, as anisotropias encontram-se paralelas às direções de transcorrência.

Tais observações podem ser relacionadas com a hipótese de Silver & Chan (1991), onde para uma origem de anisotropia litosférica, estas direções de deformação estiveram preservadas desde o último evento deformacional, que seria no caso do Cráton do São Francisco e Cinturão Ribeira, além da Faixa Brasília, a orogênese Brasileira. Resultados similares foram encontrados por Silver (1991) para o Cráton do Kaapval, em relação às faixas móveis Pan-africanas.

Se isto é verdade, então temos que o manto superior e a crosta inferior registraram a mesma deformação durante esta orogênese, e portanto estiveram acoplados mecanicamente no decorrer do evento deformacional.

Para a Bacia do Paraná foi encontrada uma direção preferencial de anisotropia, esta próxima à direção de transcorrência das estruturas do embasamento da bacia (Milani & Ramos, 1998), podendo indicar que o embasamento da Bacia do Paraná, quando de sua colisão com o Cráton do São Francisco, esteve em um regime deformacional semelhante ao do Cinturão Ribeira, deformando-se coerentemente com o manto superior logo abaixo, registrando neste caso esta anisotropia em suas porções subcrustais.

Muitos pesquisadores associam as duas hipóteses, VCD e APM, como ocorrendo simultaneamente, originando anisotropias conjuntas geradas por estes dois processos, no entanto, a correlação entre estes dois processos ainda é pouco compreendido, necessitando

de pesquisas feitas com outros métodos além do *splitting* de ondas telessísmicas de cisalhamento.

- Anderson, D.L. and Dziewanowski, A.M., 1982. Upper mantle anisotropy: evidence from free oscillations. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 89: 303-324.
- Sabatini, V.C., Ponomorov, J. and Slagter, J., 1994. Large-scale oriented structures in the subcrustal lithosphere of central Europe. *Ann. Geophys.* 7: 647-662.
- Roberts, V.C., Ponomorov, J. and Slagter, J., 1993. Models of seismic anisotropy in deep continental lithosphere. *Phys. Earth Planet. Int.* 79: 187-191.
- Bachus, G.J., 1983. Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *J. Geophys. Res.* 70: 3425-3438.
- Barnick, G. and Margonia, G., 1995. A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear wave splitting of teleseismic SKS waves. *Phys. Earth Planet. Int.* 78: 251-265.
- Barnick, G. and Korn, H., 1998. Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from the Hess zone - experimental and calculated data. *Phys. Earth Planet. Int.* 95: 175-192.
- Barnick, G., 1997. Shear wave splitting around the northern Atlantic: frozen Pangean lithospheric anisotropy? *Tectonophysics* 279: 135-148.
- Bohman, P., Burgard, P.C., Skarzewski, L.J. and Vittek, L.P., 1993. Teleseismic shear-wave splitting and deformation in central Europe. *Phys. Earth Planet. Int.* 78: 157-169.
- Choi, J., Hong, A., Gahal, J. and Sonck, L., 1993. Evidence for azimuthal anisotropy in continental litha from deep seismic sounding data. *Phys. Earth Planet. Int.* 78: 193-208.
- Feng, Y., Vittek, L.P., Ruzminovitz, S., Kozarski, G.L., and Kind, R., 1991. Isolation of teleseismic S particle motion for azimuthal anisotropy in the upper mantle: a feasibility study. *Geophys. J. Int.* 106: 421-431.

XVI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, D.L. and Dziewonski, A.M. 1992. Upper mantle anisotropy: evidence from free oscillations. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **69**: 383-404.
- Babuska, V.; Plomerová, J. and Sílený, J. 1984. Large-scale oriented structures in the subcrustal lithosphere of central Europe. *Ann. Geophys.* **2**:649-662.
- Babuska, V.; Plomerová, J. and Sílený, J. 1993. Models of seismic anisotropy in deep continental lithosphere. *Phys. Earth Planet. Int.*, **78**: 167-191.
- Backus, G.E. 1965. Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *J. Geophys. Res.* **70**:3429-3439.
- Barruol, G. and Mainprice, D. 1993. A quantitative evaluation of the contribution of crustal rocks to the shear wave splitting of teleseismic SKS waves. *Phys. Earth. Planet. Int.* **78**: 281-300.
- Barruol, G. and Kern, H. 1996. Seismic anisotropy and shear-wave splitting in lower-crustal and upper-mantle rocks from the Ivrea zone - experimental and calculated data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **95**: 175-194.
- Barruol, G. 1997. Shear wave splitting around the northern Atlantic: frozen Pangean lithospheric anisotropy? *Tectonophysics*, **279**: 135-148.
- Bormann, P., Burghardt, P.T., Makayeva, L.I. and Vinnik, L. P. 1993. Teleseismic shear-wave splitting and deformations in central Europe. *Phys. Earth. Planet. Int.* **78**: 157-166.
- Díaz, J. ; Hirn, A.; Gallart, J. and Senos, L. 1993. Evidence for azimuthal anisotropy in southeast Iberia from deep seismic sounding data. *Phys. Earth Planet. Int.* **78**: 193-206.
- Farra, V.; Vinnik, L.P.; Romanowicz, B.; Kosarev, G.L. and Kind, R. 1991. Inversion of teleseismic S particle motion for azimuthal anisotropy in the upper mantle: a feasibility study. *Geophys. J. Int.* **106**: 421-431.

- Gaherty, J.B. and Jordan, T.H. 1995. Lehmann discontinuity as the base of an anisotropic layer beneath the continents. *Science* **268**:1468-1471.
- Hess, H.H. 1964. Seismic anisotropy of the upper most mantle under oceans. *Nature*, **203**: 629-631.
- James, D.E. 1989. Continental Lithosphere. In: *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. Van Nostrand Reinhold Co., Inc., NY. 92-97.
- James, D. E. and Assumpção, M. 1996. Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil. *Geophys. J. Int.*, **126**: 1-10.
- Jordan, T.H. 1975. The continental tectosphere. *Reviews Geophys. Space Phys.*, **13**: 1-12.
- Jordan, T.H. 1978. Composition and development of the continental tectosphere. *Nature* **274**: 544-548.
- Jordan, T.H. 1979. Mineralogies, densities and seismic velocities of garnet lherzolites and their geophysical implications. In: *F.R. Boyd and H.O.A. Meyer, eds., The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and other Volcanics*, Washington, D.C., *Am. Geophys. Union*, 1-14.
- Kaneshima, S.; Ando, M. and Kimura, S. 1988. Evidence from shearwave splitting for the restriction of seismic anisotropy to the upper crust. *Nature* **335**: 14, 077-092.
- Kaneshima, S. and Silver, P.G. 1995. Anisotropic Loci in the mantle beneath central Peru. *Phys. Earth. Planet. Int.* **88**:257-272.
- Kern, H. 1993. P-and S-wave anisotropy and shear-wave splitting at pressure and temperature in possible rocks and their relation to the rock fabric. *Phys. Earth. Planet. Int.* **78**: 245-256.
- Mainprice, D. and Nicolas, A. 1989. Development of Shape and Lattice Preferred Orientations : application to the Seismic Anisotropy of the Lower Crust. *J. Struct. Geol.*, **11**: 175-189.

15681

- Mainprice, D. and Silver, P.G. 1993. Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**(3-4): 257-280.
- Makayeva, L.I.; Vinnik, L.P. and Roecker, S.W. 1992. Shear-wave splitting and small-scale convection in the continental upper mantle. *Nature* **358**:144-147.
- Mcdonough, D.T. and Foutain, D.M. 1988. Reflection characteristics of a mylonite zone based on compressional wave velocities of rocks samples. *Geophys. J.*, **93**: 547-558.
- Milani, E. J. and Ramos, V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. **28**(4): 473-484.
- Milani, E. J. and Zalán, P. V. 1999. Na outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*. **22** (3): 199-205.
- Montagner , J.P and Tanimoto, T. 1991. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies. *J. Geophys. Res.* **96**:20, 337-351.
- Morgan, P. 1984. The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. *Physiscs Chem. Earth*. **16**: 107-193.
- Nicolas, A. and Christensen, N.I. 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites - A reiview. In: *Composition, Structure and Dynamics of the Litosphere- Astensphere System*, ed. K Fuchs, C Froidevaux, **16**: 111-123. Washington DC: Am. Geophys. Union.
- Nicolas, A. 1993. Why fast polarization directions of SKS seismic waves are parallel to mountain belts. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **78**: 337-342.
- Quintas, M. C. L., Mantovani, M. S. M and Zalán, P. V. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2): 217-226.

- Park, J. and Yu, Y. 1993. Seismic determination of elastic anisotropy and mantle flow. *Science*, **261**:1159-1162.
- Savage, M.K. and Silver, P. G. 1993. Mantle deformation and tectonics: Constraints from seismic anisotropy in western United States. *Phys. Earth. Planet. Int.* **78**: 207-227.
- Silver, P.G. and Chan, W.W. 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature*, **335**: 34-39.
- Silver, P.G. and Chan, W.W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.*, **96**: 16429-16454.
- Silver, P. G. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the Depths of Geology. *Annu. Ver. Earth. Planet. Sci.* **24**: 385-342.
- Tubía, J. M.; Cuevas, J.; Navarro-Vilá, F.; Alvarez, F. and Aldaya, F. 1992a Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *J. Struct. Geol.*, **14**: 193-203.
- Vauchez, A. and Nicolas, A. 1991. Mountain building: Strike-parallel displacements and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, **185**: 183-201.
- Vauchez, A.; Tommasi, A. and Egydio-Silva, M. 1994. Self-identification of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, **22**: 967-970.
- Vinnik, L.P.; Farra, V. and Romanowicz, B. 1989. Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **79**: 1542-1558.
- Vinnik, L.P., Makayeva, L.I., Milev, A. and Usenko, A.Y. 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophys. J. Int.*, **111**: 433-437.

XVII. ANEXOS

ANEXO 1 - Figuras

Figura 1	Desenho esquemático para a trajetória das fases SKS e S
Figura 2	Desenho esquemático para o <i>splitting</i> de ondas de cisalhamento
Figura 3	Gráfico de correção do atraso
Figura 4	Gráfico de movimento de partícula
Figura 5	Gráfico de distribuição das direções de anisotropia
Figura 6	Modelo de fluxo astenosférico simples
Figura 7	Modelo de deformação vertical coerente
Figura 8	Mapa da região sudeste do Brasil
Figura 9	Mapa de detalhe da figura 8

ANEXO 2 – Tabelas

Tabela 1	Tabela de eventos analisados
Tabela 2	Tabela de resultados obtidos

ANEXO 3 – Gráficos dos resultados obtidos

Gráficos A	Estação Canoas
Gráficos B	Estação Porto Primavera
Gráficos C	Estação Igaratá
Gráficos D	Estação Juquiá
Gráficos E	Estação Juiz de Fora
Gráficos F	Estação Barbacena

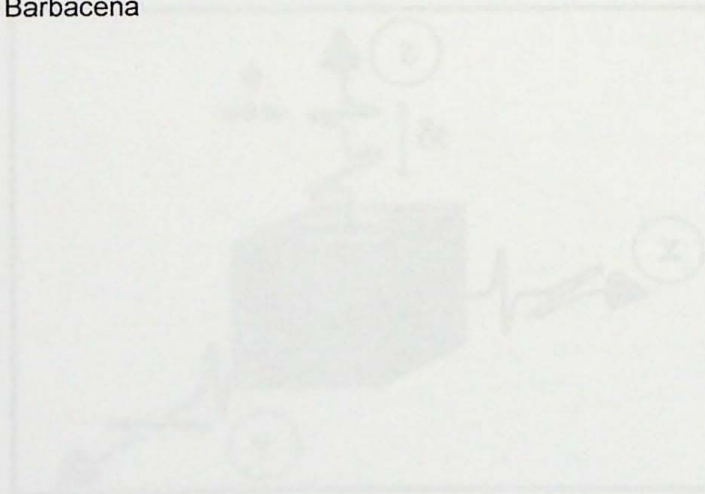


Figura 2 - Desenho esquemático para o *splitting* de ondas de cisalhamento (Silver 1996)

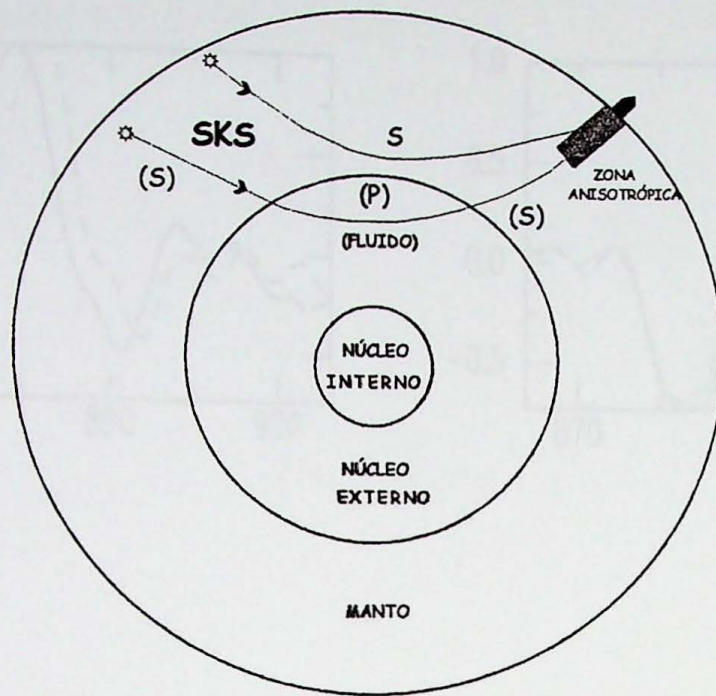


Figura 1 - Desenho esquemático para a trajetória das fases SKS e S. Modificado de Silver 1996.

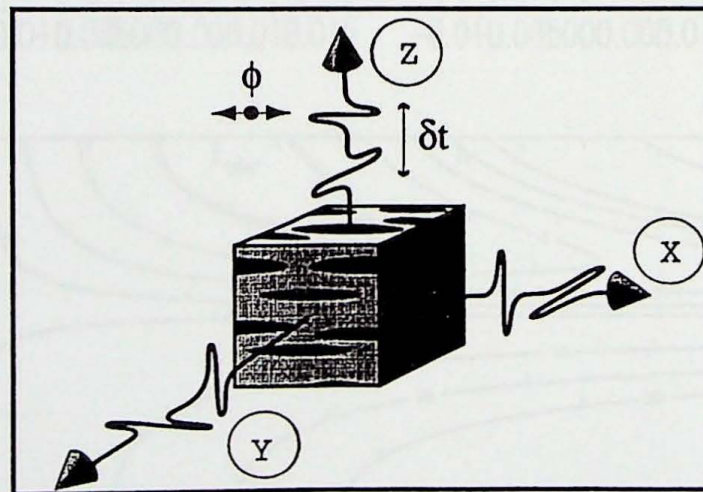


Figura 2 - Desenho esquemático para o splitting de ondas de cisalhamento (Silver 1996).

Figura 3 :

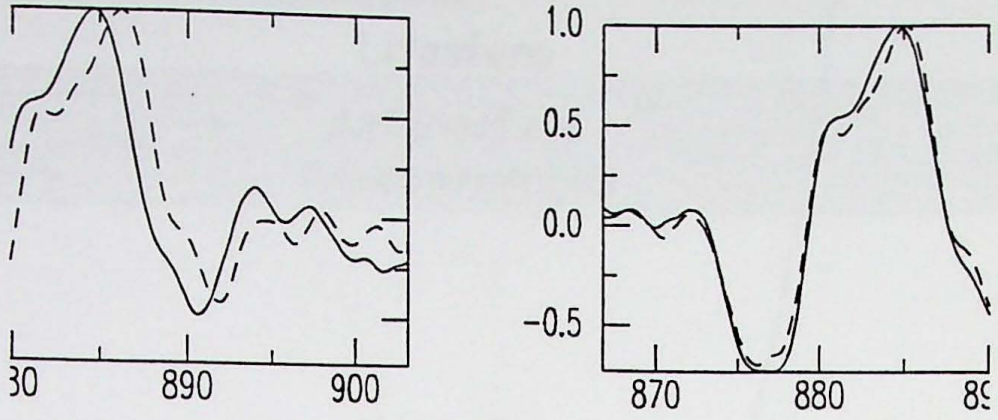


Figura 4:

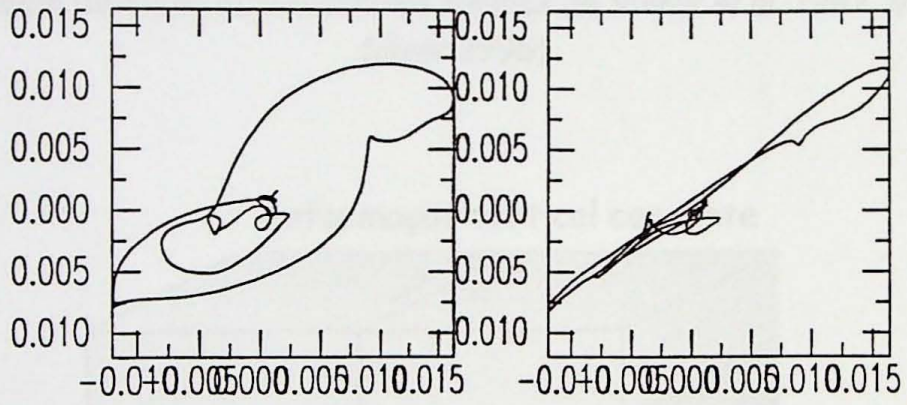
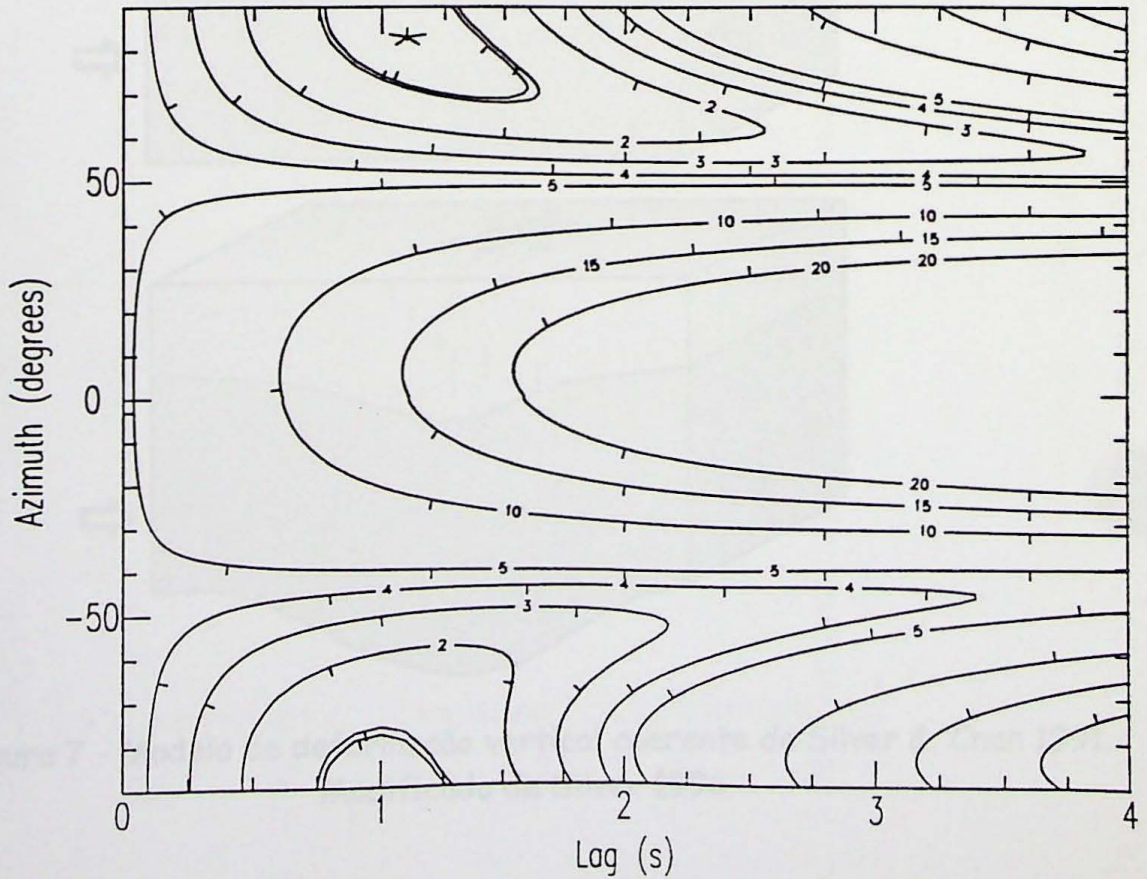


Figura 5:



Fluxo astenosférico simples

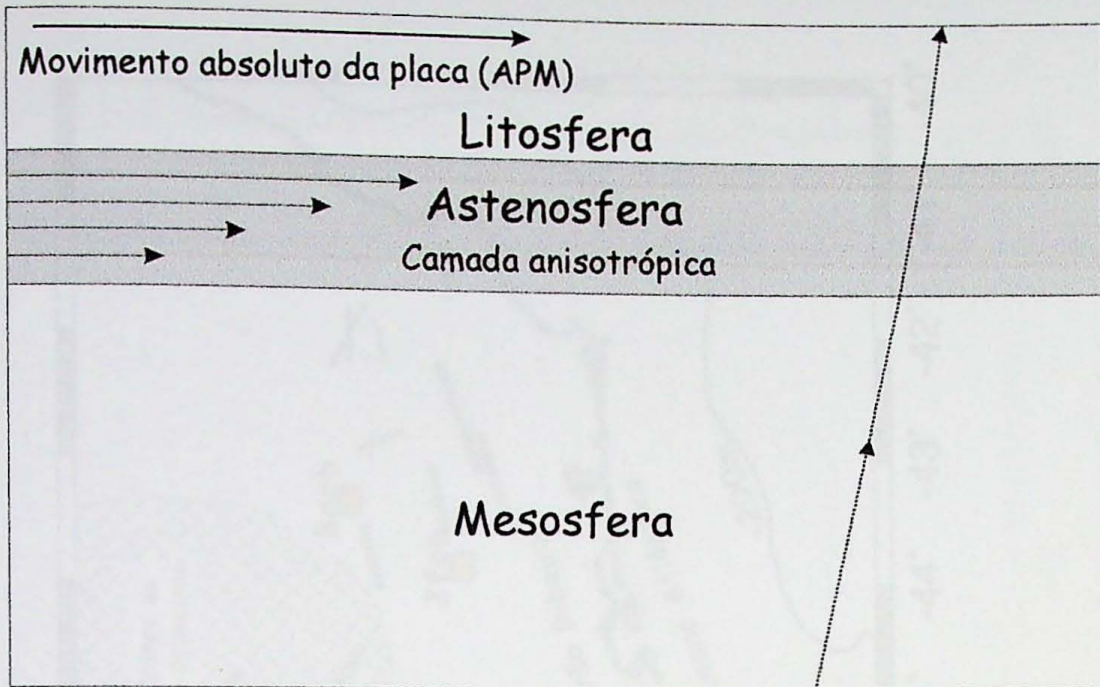


Figura 6 - Modelo de fluxo astenosférico simples de Vinnik *et al.* 1992. Modificado de Silver 1996)

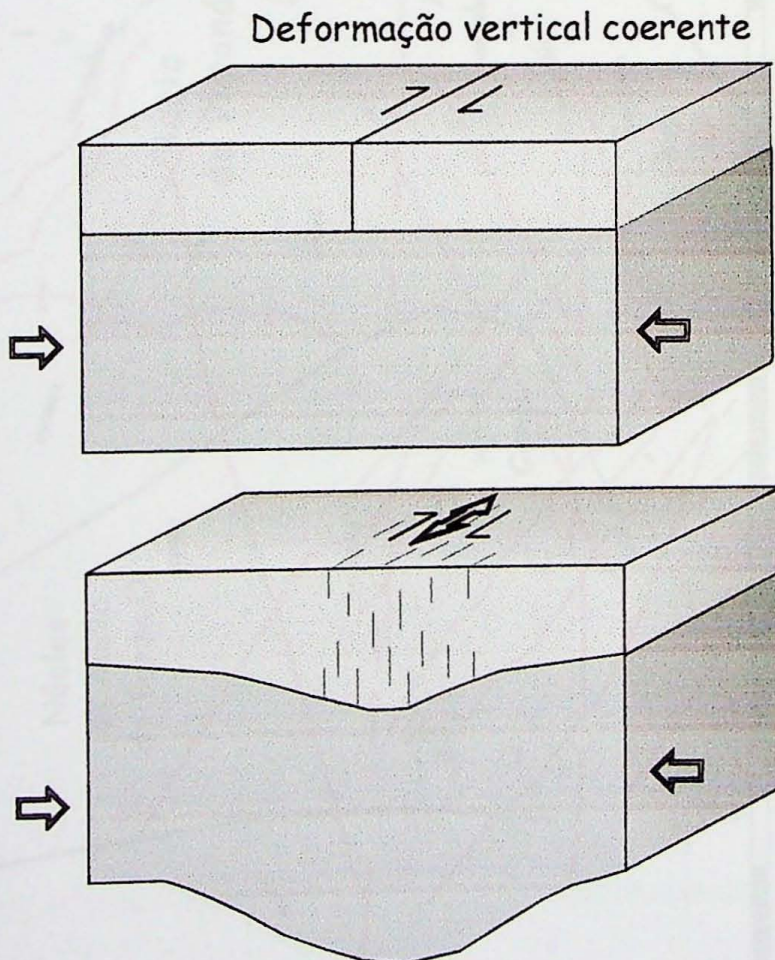


Figura 7 - Modelo de deformação vertical coerente de Silver & Chan 1991. Modificado de Silver 1996.

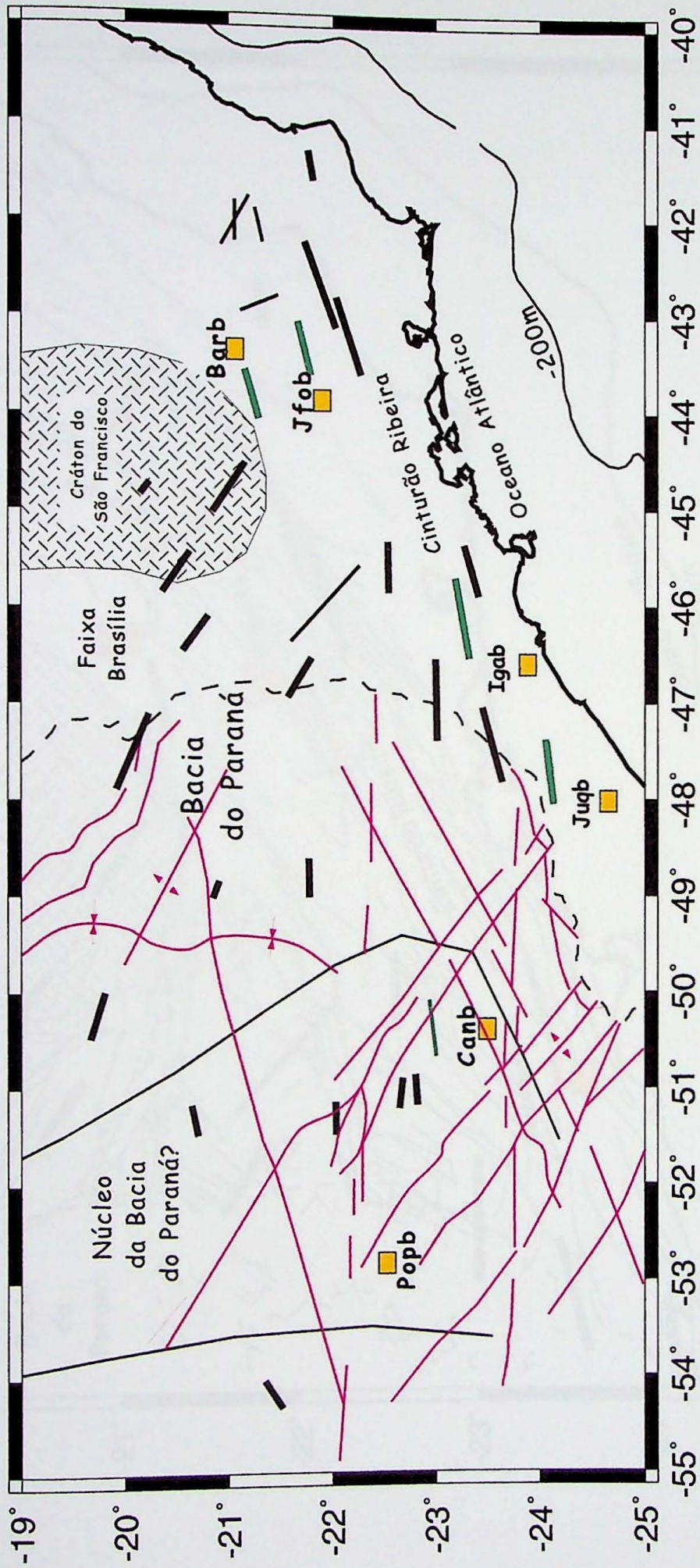


Figura 8 - Direções de anisotropia sísmica na região sudeste do Brasil.

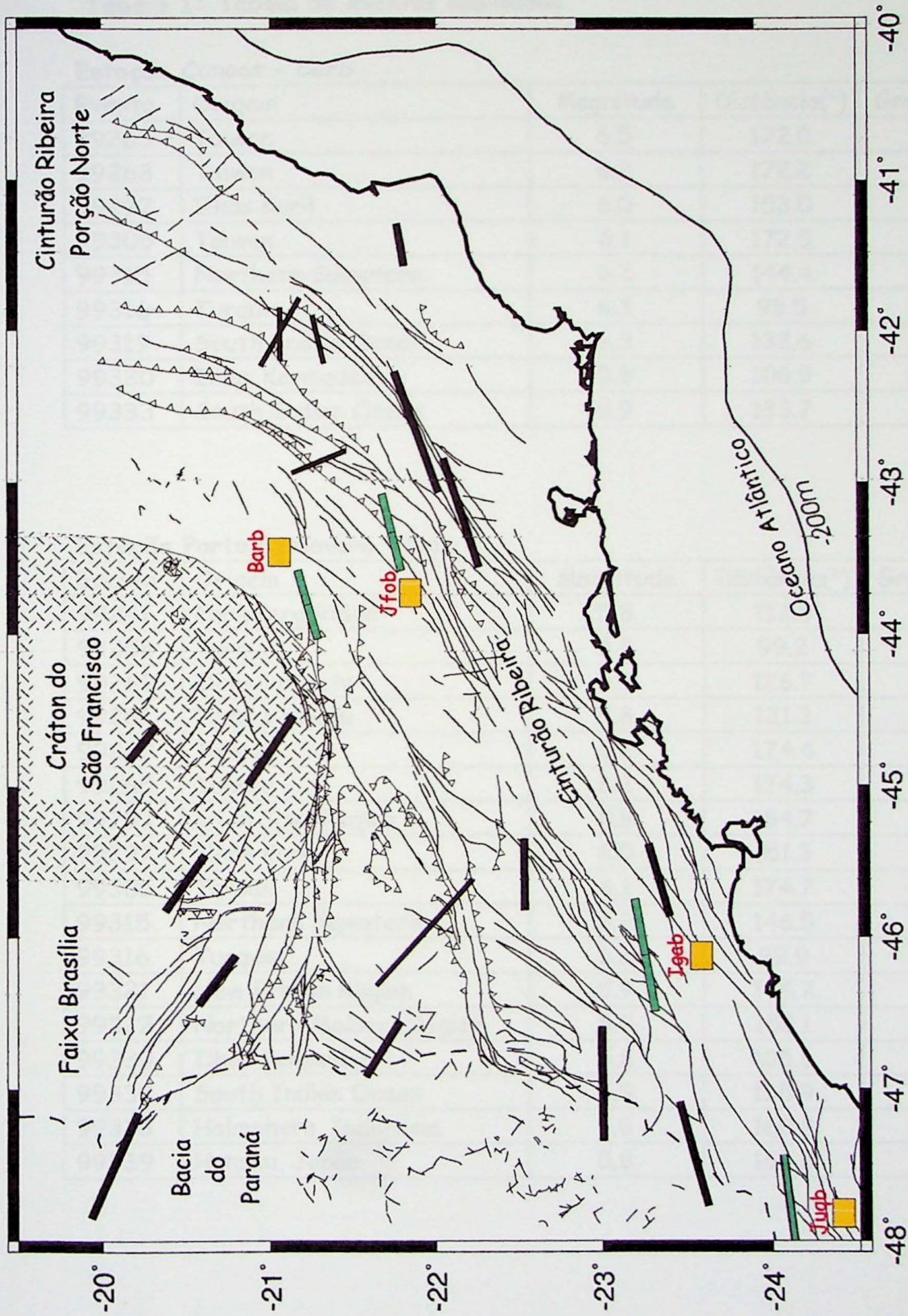


Figura 9 - Direções de anisotropia sísmica na região sudeste do Brasil (Detalhe da figura 8).

Tabela 1: Tabela de eventos analisados

Estação Canoas - Canb

Evento	Origem	Magnitude	Distância(°)	Gráfico
99263	Taiwan	6.5	172.0	✓
99268	Taiwan	6.2	172.2	-
99297	Ilhas Kuril	6.0	153.0	-
99305	Taiwan	6.1	172.5	-
99315	Northern Sumatera	6.2	144.4	-
99316	Turquia	6.3	98.5	✓
99319	South Indian Ocean	6.3	133.6	-
99330	Ilhas Kermadec	5.8	106.9	-
99333	South Indian Ocean	5.9	133.7	-

Estação Porto Primavera - Popb

Evento	Origem	Magnitude	Distância(°)	Gráfico
99241	Carlsberg Ridge	5.8	117.6	-
99256	Turquia	5.8	99.2	-
99260	Ilhas Vanuatu	5.9	126.7	-
99261	Ilhas Vanuatu	5.8	121.3	-
99263	Taiwan	6.2	174.4	-
99265	Taiwan	6.2	174.3	✓
99283	Irian Jaya Region	5.9	154.7	-
99297	Ilhas Kuril	6.0	151.3	-
99305	Taiwan	6.1	174.7	-
99315	Northern Sumatera	6.2	146.5	✓
99316	Turquia	6.3	99.9	✓
99321	New Britain Region	5.9	144.7	-
99322	Northern Molucca Region	5.9	158.1	-
99330	Ilhas Kermadec	5.8	105.6	✓
99333	South Indian Ocean	5.9	135.9	-
99338	Halmahera, Indonésia	5.8	160.8	-
99339	Honshu, Japão	5.8	167.3	-

Estação Igaratá - Igab

Evento	Origem	Magnitude	Distância(°)	Gráfico
99095	New Britain Region	6.2	147.5	✓
99098	Rússia- N. China	6.5	159.5	-
99103	Ilhas Fiji	6.5	114.4	✓
99110	Ilhas Kermadec	6.2	109.1	✓
99130	New Britain Region	6.5	147.2	-
99132	Hokkaido, Japão	5.9	158.6	✓
99180	Afeganistão / Rússia	5.9	125.0	-
99190	Ilhas Solomon	5.8	143.9	-
99200	Ilhas Kermadec	6.3	110.4	-
99261	Ilhas Vanuatu	5.8	125.1	-
99263	Taiwan	6.5	168.2	-
99265	Taiwan	5.9	168.3	-
99268	Taiwan	6.2	168.3	-
99275	Honshu, Japão	5.8	161.4	-
99305	Taiwan	6.1	168.6	-
99312	Afeganistão/Tajikistão	6.2	124.9	-
99316	Turquia	6.3	95.8	-

Estação Juiz de Fora - Jfob

Evento	Origem	Magnitude	Distância(°)	Gráfico
98312	Savu Sea	6.0	145.8	-
98333	Ceram Sea	6.5	153.7	-
98350	Molucca Passage	5.9	157.1	-
99012	Ilhas Bonin	5.9	174.1	-
99024	Mid-ocean rise	6.0	103.0	-
99028	Ilhas Fox-Ilhas Aleutian	6.3	128.5	✓
99126	Southern Iran	5.9	104.7	✓
99130	New Britain Region	6.5	149.8	✓
99200	Ilhas Kermadec	6.3	113.3	-
99207	New Britain Region	5.8	149.4	-
99229	Turquia	6.3	92.0	✓
99256	Turquia	5.8	92.1	-
99263	Taiwan	6.5	165.4	-
99265	Taiwan	6.2	165.5	✓
99316	Turquia	6.3	92.9	✓
99340	Ilhas Kodiak	6.5	119.5	-
99345	Luzon, Ilhas Filipinas	6.5	162.9	✓

Estação Juquiá - Juqb

Evento	Origem	Magnitude	Distância(°)	Gráfico
99340	Ilhas Kodiak	5.7	118.9	-
99345	Luzon, Ilhas Filipinas	6.5	165.6	✓
99351	Australia	5.5	105.7	-
99356	Ilhas Santa Cruz	5.6	132.5	-

Estação Barbacena - Barb

Evento	Origem	Magnitude	Distância(°)	Gráfico
98136	Ilhas Fiji	6.1	118.9	✓
98141	Península Minahassa	6.2	153.5	✓
98178	Turquia	5.8	94.2	✓
98190	Ilhas Kermadec	6.2	112.9	✓
99126	Southern Iran	5.9	104.8	✓
99130	New Britain Region	6.5	150.1	-
99132	Hokkaido, Japão	5.9	157.3	✓
99169	Mindanao, Ilhas Filipinas	6.1	161.8	-
99200	Ilhas Kermadec	6.3	113.3	-
99207	New Britain Region	5.8	149.6	-
99316	Turquia	6.3	92.8	✓
99323	New Britain Region	6.0	149.9	-
99330	Ilhas Vanuatu	6.5	131.1	-
99340	Ilhas Kodiak	6.5	118.8	✓
99341	Ilhas Tonga	6.2	118.7	-
99345	Luzon, Ilhas Filipinas	6.5	163.5	✓

Tabela 2: Tabela de resultados obtidos

Estação: Canoas - Canb

Data	Dist. (°)	Origem	Fase	Backaz.	Phi (°)	dt (s)	Qualidade
99263	172,0	Taiwan	SKKS	82	-76 ±22,5	0,5±2,3	nulo
99316	98,5	Turquia	SKS	50	83± 10,0	1,10±0,2	bom
Média entre os dados bons (1)					83±10,0	1,10±0,2	bom

Estação: Porto Primavera - Popb

Data	Dist. (°)	Origem	Fase	Backaz.	Phi (°)	dt (s)	Qualidade
99265	174,5	Taiwan	SKKS	75,9	85±22,5	0,55±2,3	nulo
99315	146,5	N. Sumatera	SKKS	125	-34ou40±3	1,85±0,2	nulo
99316	99,9	Turquia	SKS	50	-58±22,5	0,65±0,2	nulo
99330	105,6	Il. Kermadec	SKS	48	68±22,5	0,85±1,0	nulo
Média entre os dados bons (0)					-	-	-

Estação: Igaratá - Igab

Data	Dist. (°)	Origem	Fase	Backaz.	Phi (°)	dt (s)	Qualidade
99103	114,4	Ilhas Fiji	SKS	51	-66±1,5	3,5±0,3	bom
99095	147,5	New Britain	SKKS	30	70±14	1,8±0,5	bom
99132	158,6	Hokkaido	SKKS	159	80ou170±18	1,7±2,8	nulo
99110	109,1	Il. Kermadec	SKS	31	90±12	1,4±0,4	bom
Média entre os dados bons (2)					75±13	1,6±0,45	bom

Estação: Juiz de Fora - Jfob

Data	Dist. (°)	Origem	Fase	Backaz.	Phi (°)	dt (s)	Qualidade
99028	128,5	Il.Fox/Aleut.	SKKS	321,1	74±22,5	1,0±1,9	nulo
99126	104,7	South. Iran	SKS	63,8	88±6	1,05±0,23	bom
99130	149,9	New Britain	SKKS	209,1	39±22,5	4,0±3,98	nulo
99229	92,0	Turquia	SKS	46,7	76±18	1,05±0,4	bom
99265	165,6	Taiwan	SKKS	79,1	71±22,5	1,05±2,5	nulo
99316	92,9	Turquia	SKS	47,1	65±22,5	2,7±2,4	nulo
99345	162,9	Luzon Il.Fili.	SKKS	107,4	63±6	1,25±0,15	bom
Média entre os dados bons (3)					76±10	1,1±0,25	bom

Estação: Barbacena - Barb

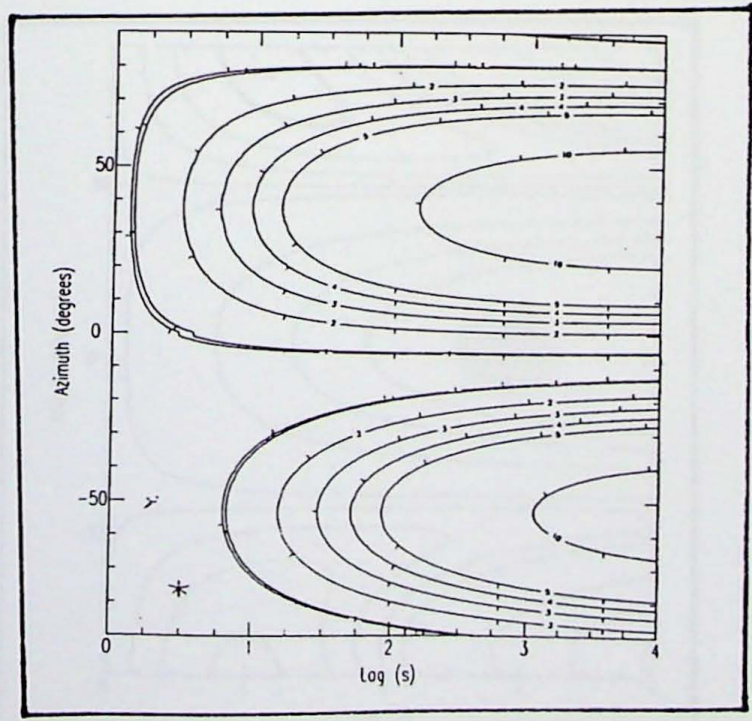
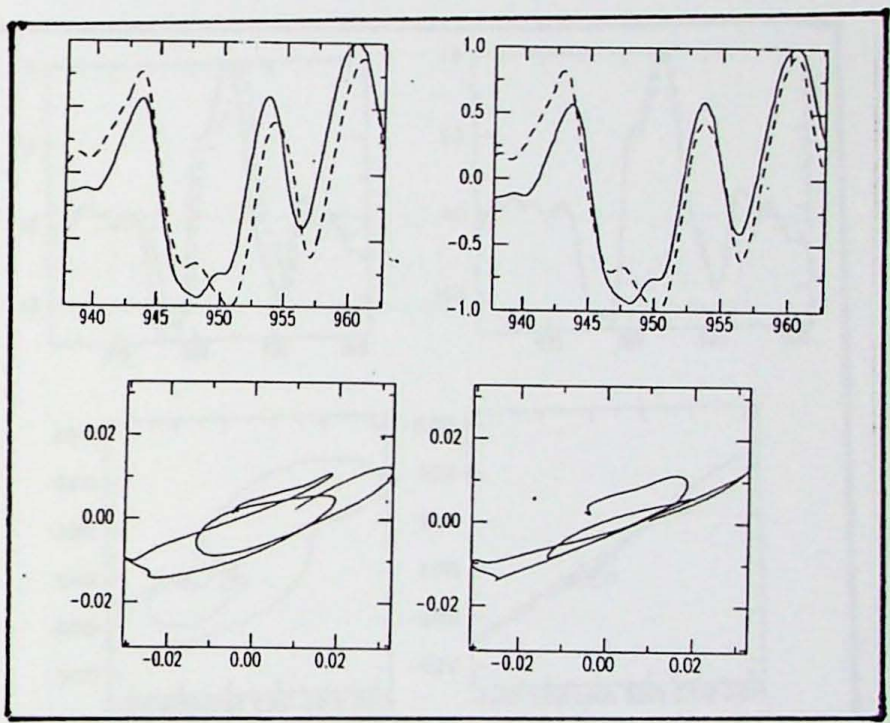
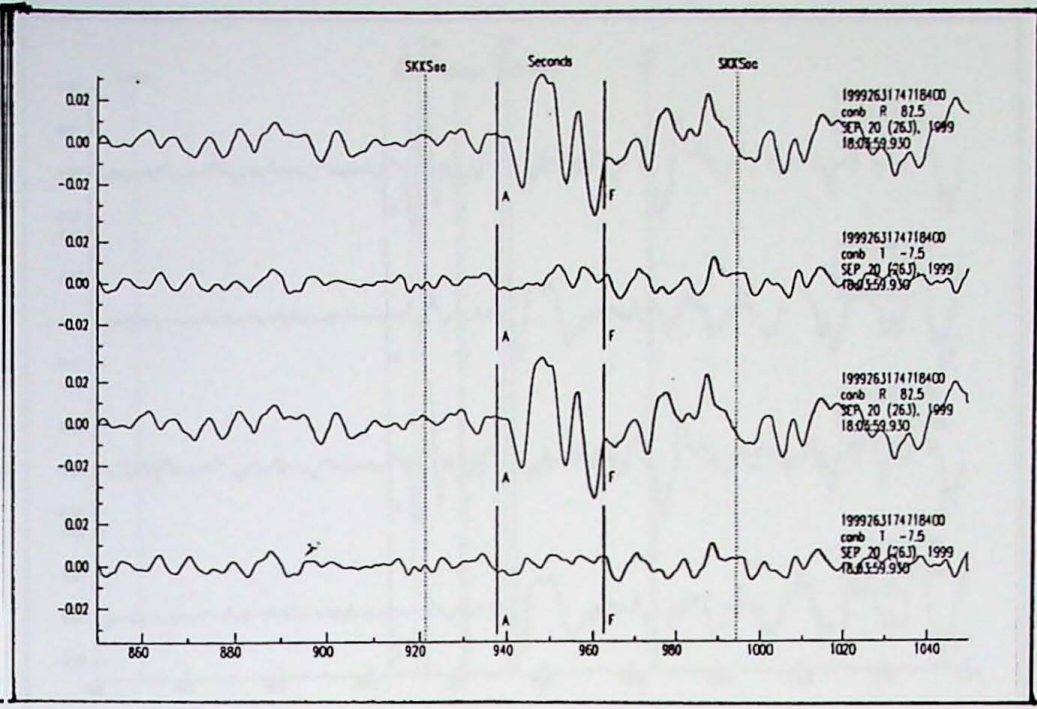
Data	Dist. (°)	Origem	Fase	Backaz.	Phi (°)	dt (s)	Qualidade
98136	118,9	Ilhas Fiji	SKS	227,7	86±22,5	0,55±1,75	nulo
98141	153,6	Minahassa	SKKS	140,1	71±22,5	0,69±2,4	nulo
98178	94,2	Turquia	SKS	52,1	67±11	1,25±0,4	bom
98190	112,9	Il. Kermadec	SKS	221,3	74±22,5	0,45±2,2	nulo
99126	104,9	South. Iran	SKS	63,8	90±14,5	0,8±0,4	bom
99132	157,3	Hokkaido	SKKS	345,4	59±22,5	0,3±2,12	nulo
99316	92,8	Turquia	SKS	47,3	72±10,5	1,0±0,2	bom
99340	118,8	Ilhas Kodiak	SKKS	324,8	66±6	1,35±0,5	bom
99345	163,5	Luzon Il.Fili.	SKKS	106,4	73±21	0,75±0,4	bom
Média entre os dados bons (5)					74±13	1,03±0,4	bom

Estação: Juquia - Juqb

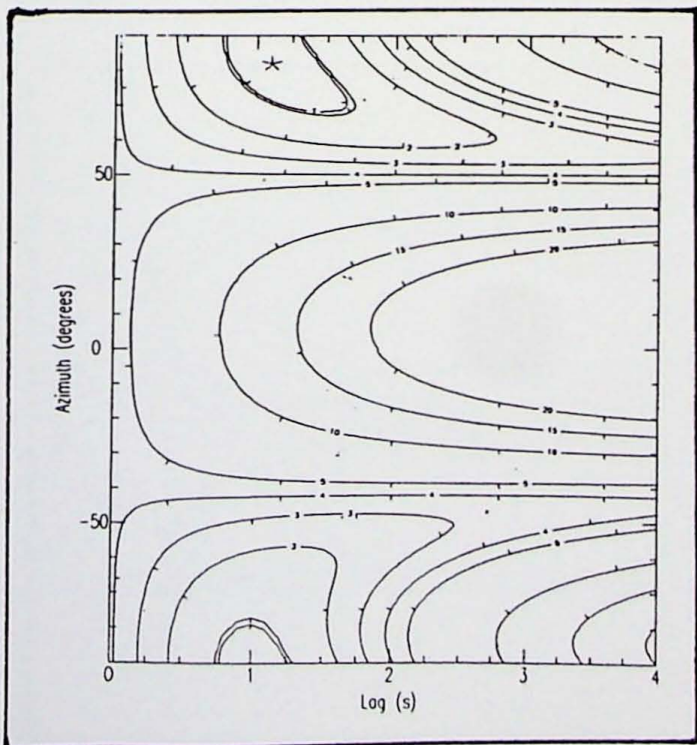
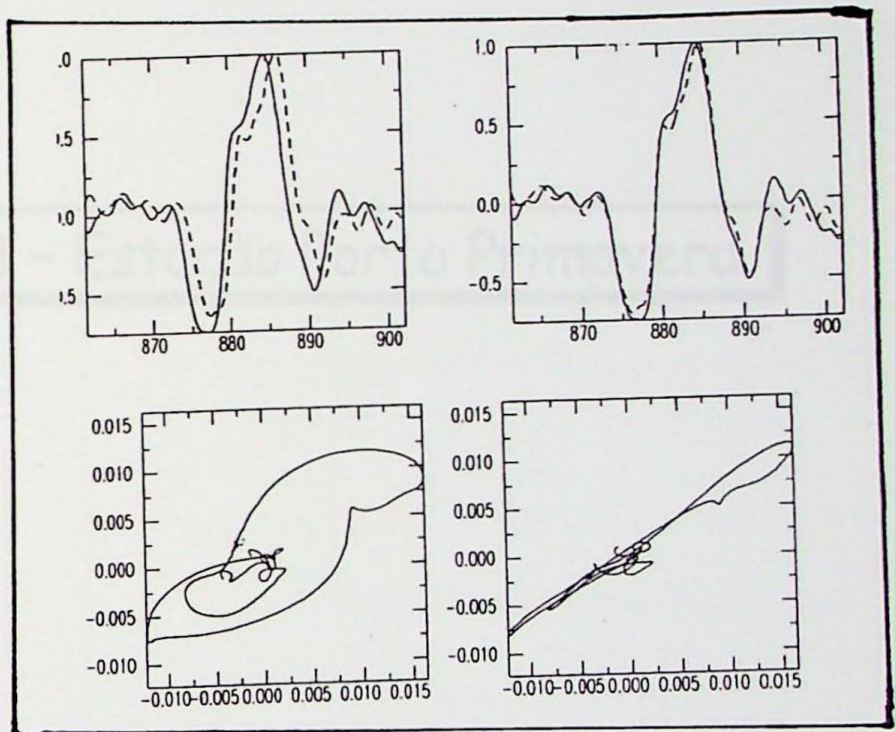
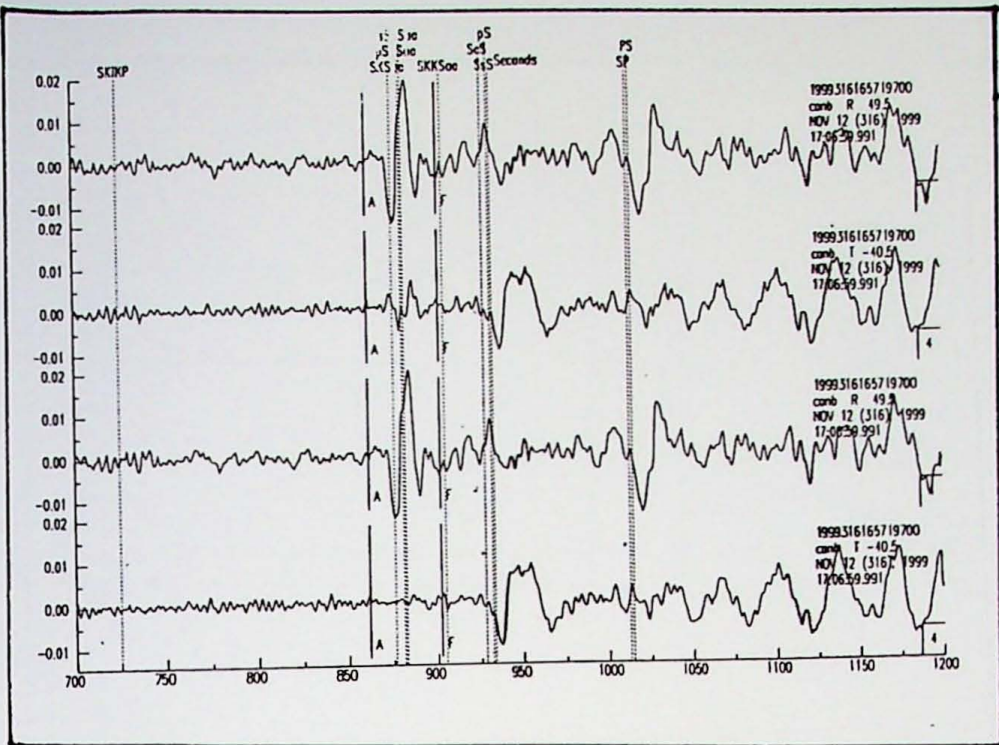
Data	Dist. (°)	Origem	Fase	Backaz.	Phi (°)	dt (s)	Qualidade
9345	165,6	Luzon Il.Fili.	SKKS	122,8	83±9	1,2±0,23	bom
Média entre os dados bons (1)					83±9	1,2±0,23	bom

Gráficos A - Estação Canoas

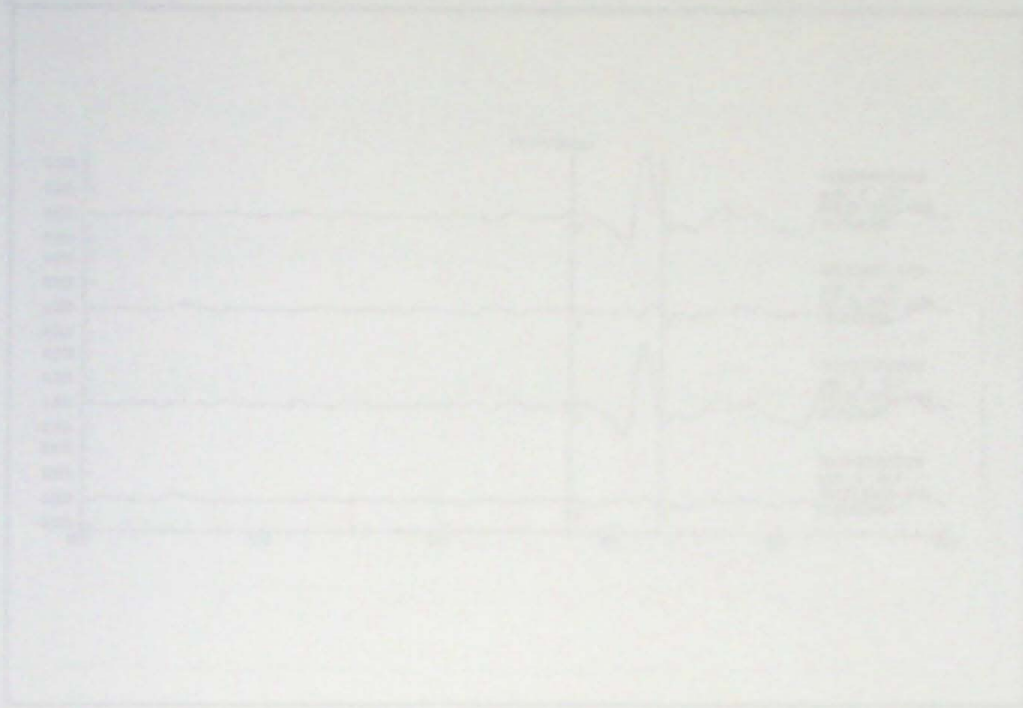
Estação: Canoas (Cerb)
Hora de Origem: 1999-263-17:47:18.4
Distância (°): 172.0
Azimute (°): 274.0
Bachimute (°): 82.3
Latitude: 23.772
Longitude: 120.982
Profundidade: 33km
T₁₀₀ (°): -76e22.5
σ_t: 0.5e2.3
Classificação do resultado: ok



Estação: Canoas (Canb)
 Hora de Origem: 1999 263 17:47:18,4
 Distância (°): 172,0
 Azimute (°): 274,0
 Backazimute (°): 82,5
 Latitude: 23,772
 Longitude: 120,982
 Profundidade: 33km
 $\Phi(\text{°})$: $-76 \pm 22,5$
 dt : $0,5 \pm 2,3$
 Classificação do resultado: nulo



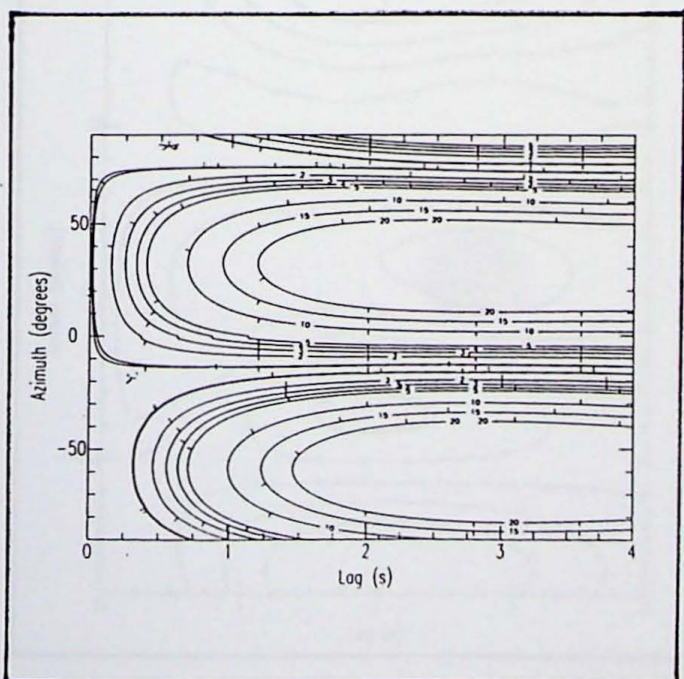
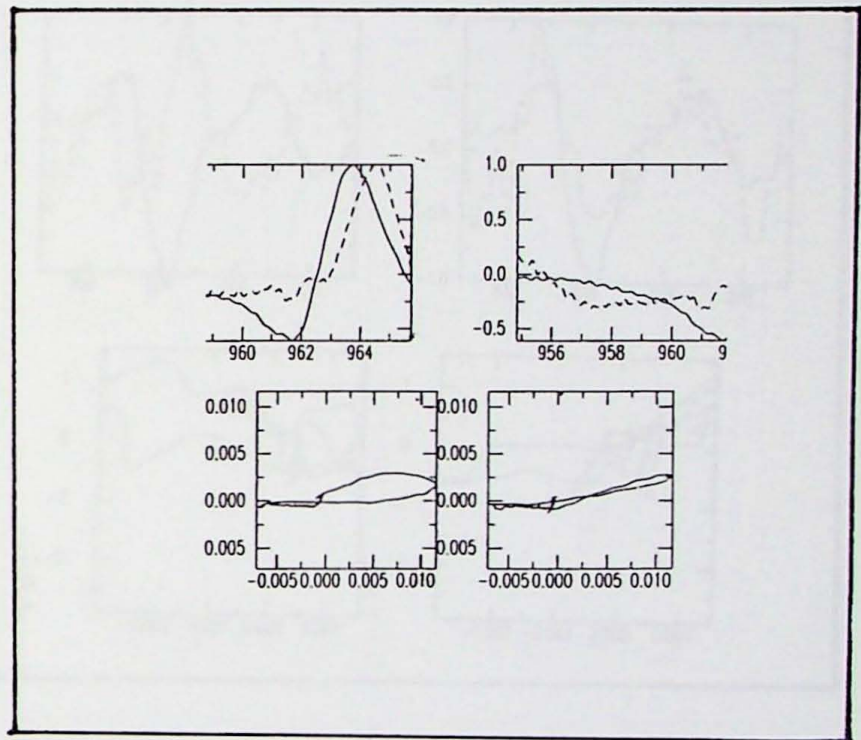
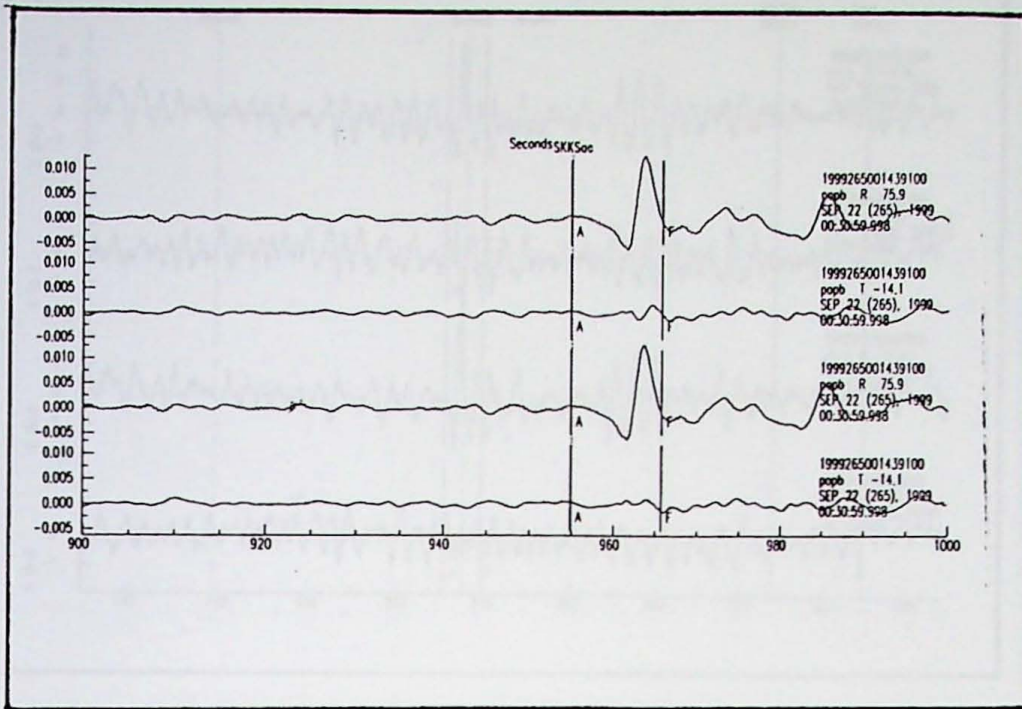
Estação: Canoas (Canb)
 Hora de Origem: 1999 316 16:57:19.7
 Distância (°): 98,5
 Azimute (°): 247,2
 Backazimute (°): 49,5
 Latitude: 40,730
 Longitude: 31,122
 Profundidade: 10km
 $\Phi(\text{°}): 82 \pm 10$
 $dt: 1,1 \pm 0,3$
 Classificação do resultado: bom



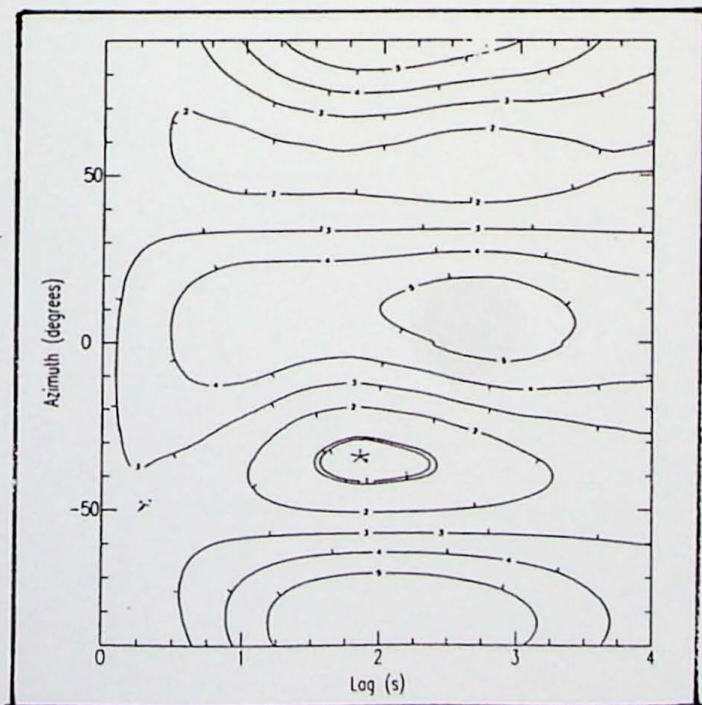
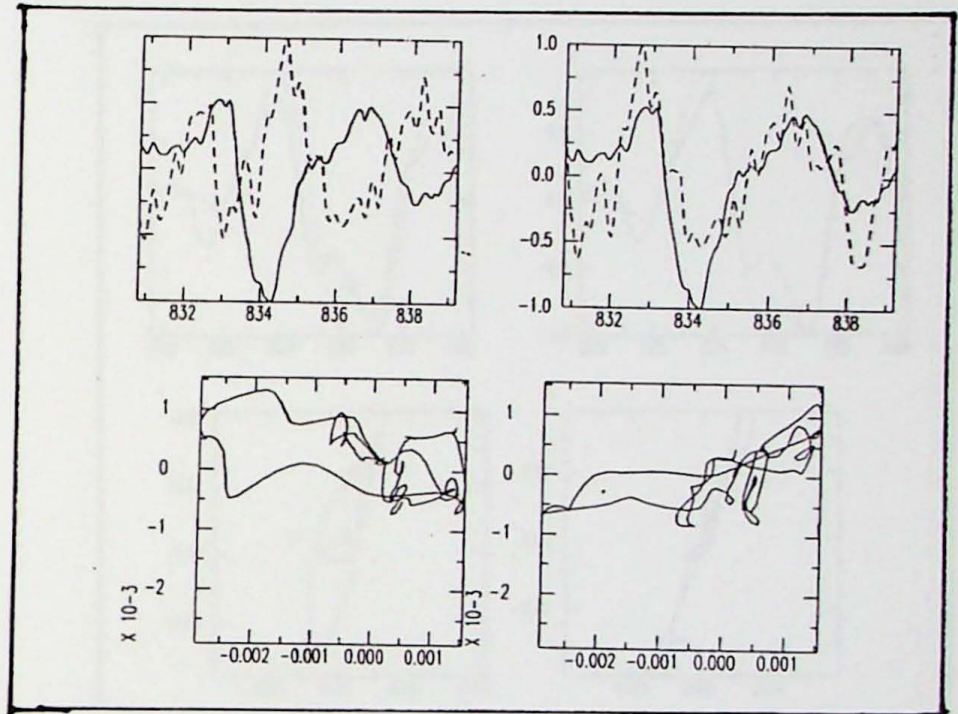
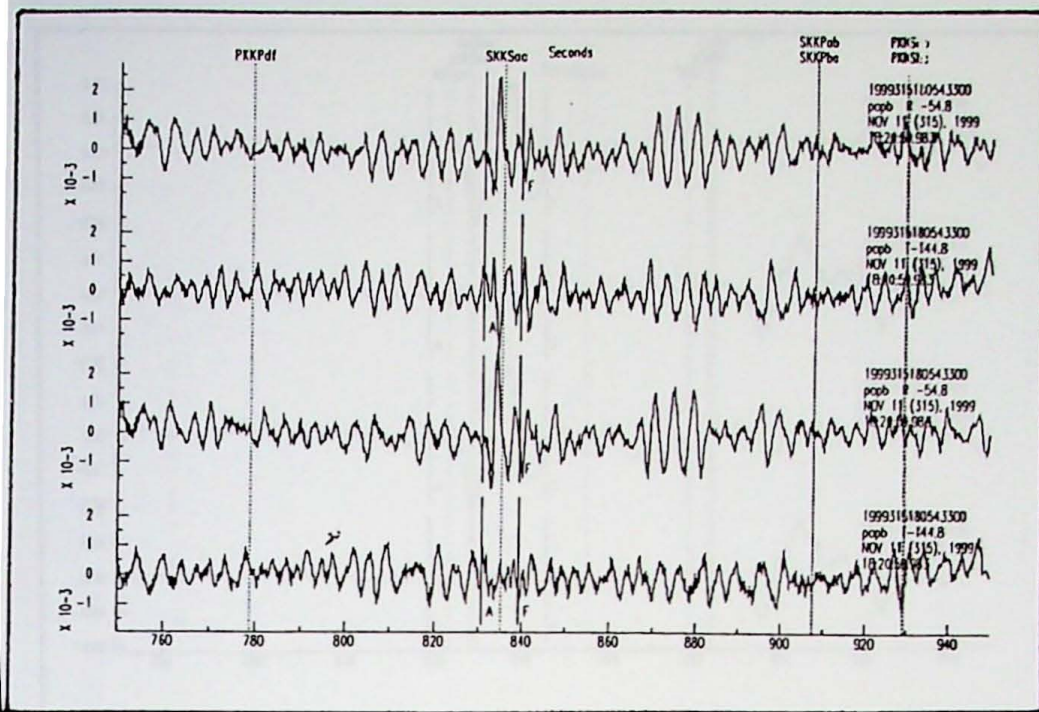
Gráficos B - Estação Porto Primavera



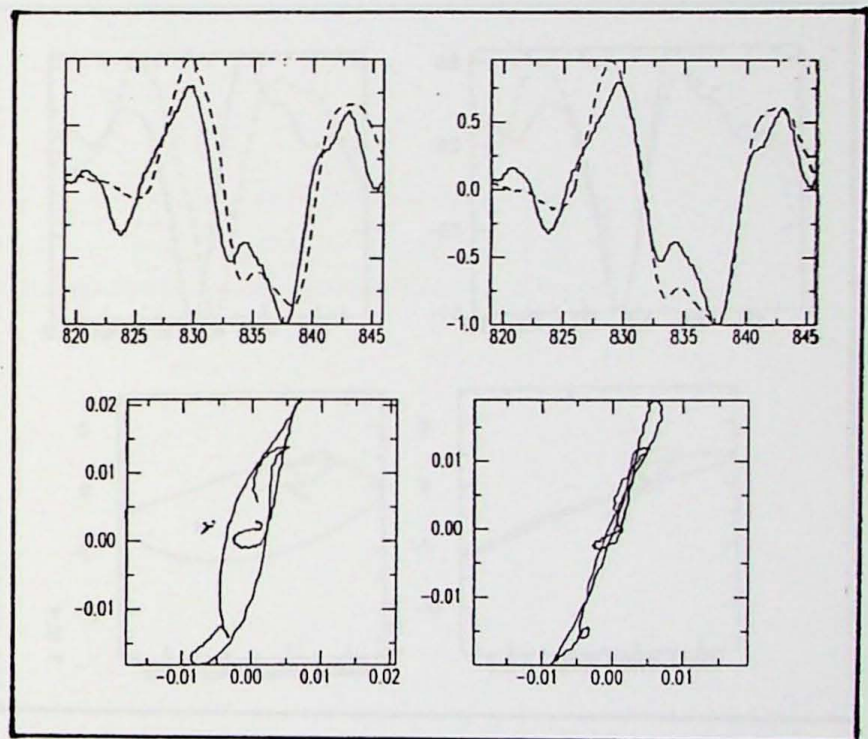
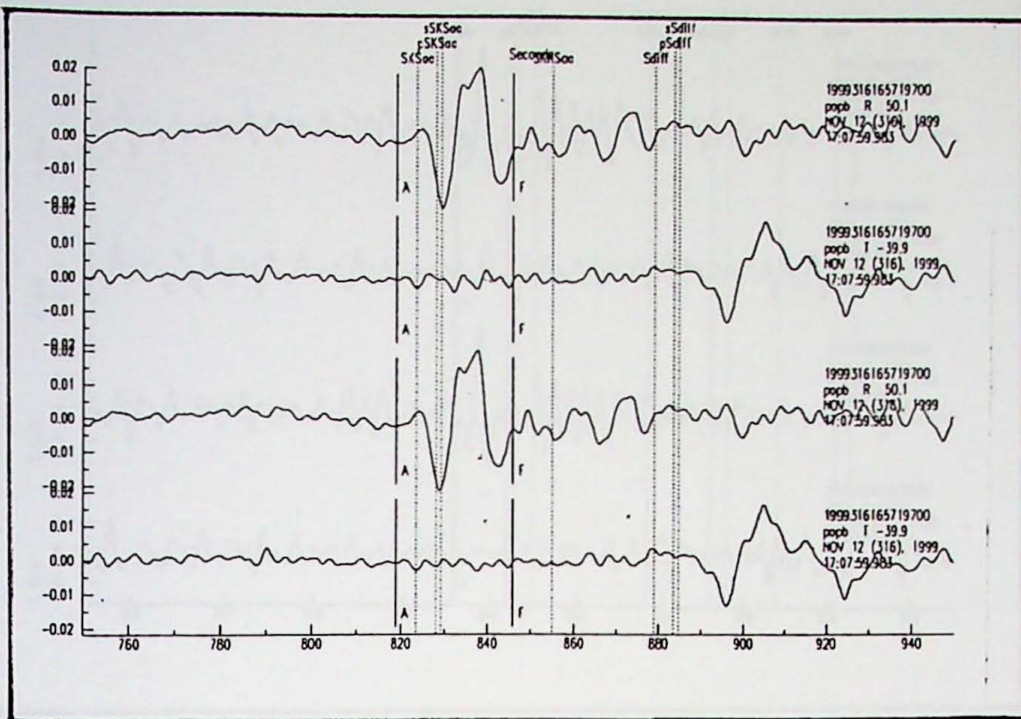
Estação: Porto Primavera (Pob)
 Hora de Origem: 1999-02-14 00:14:39.3
 Distância (°): 174.3
 Azimute (°): 281.7
 Backazimute (°): 75.9
 Latitude: 23.729
 Longitude: -121.167
 Profundidade: 26km
 $\rho(\%)$: 80±22.5
 σ : 0.35±2.3
 Classificação de resultado: não



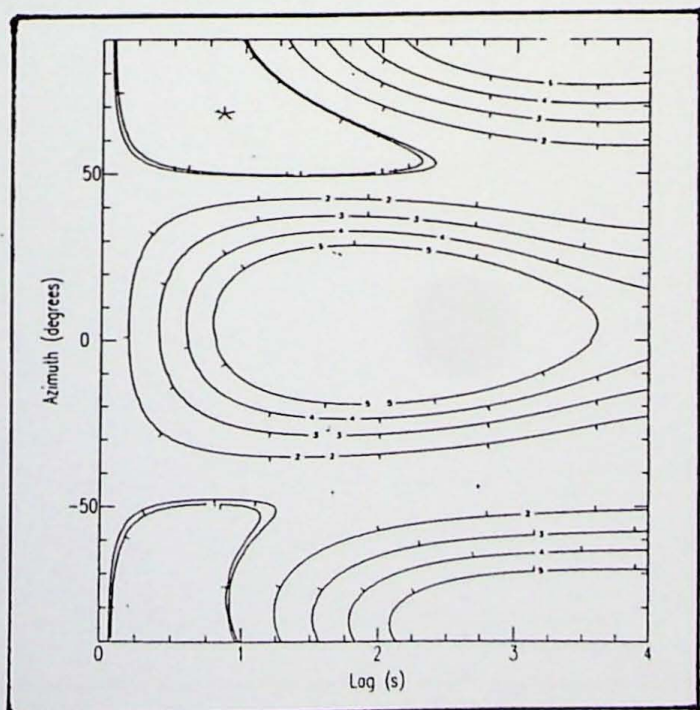
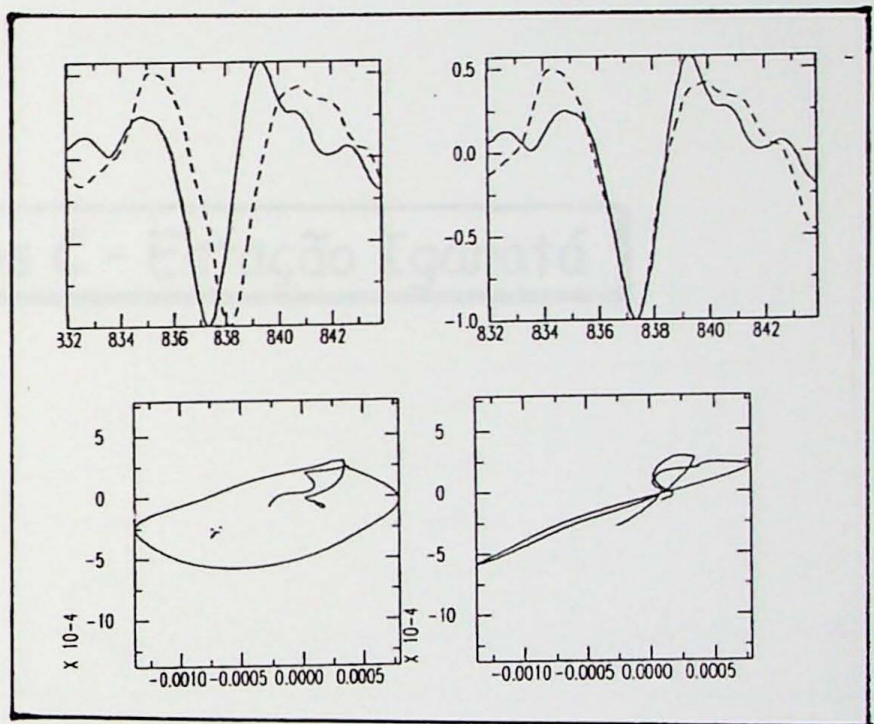
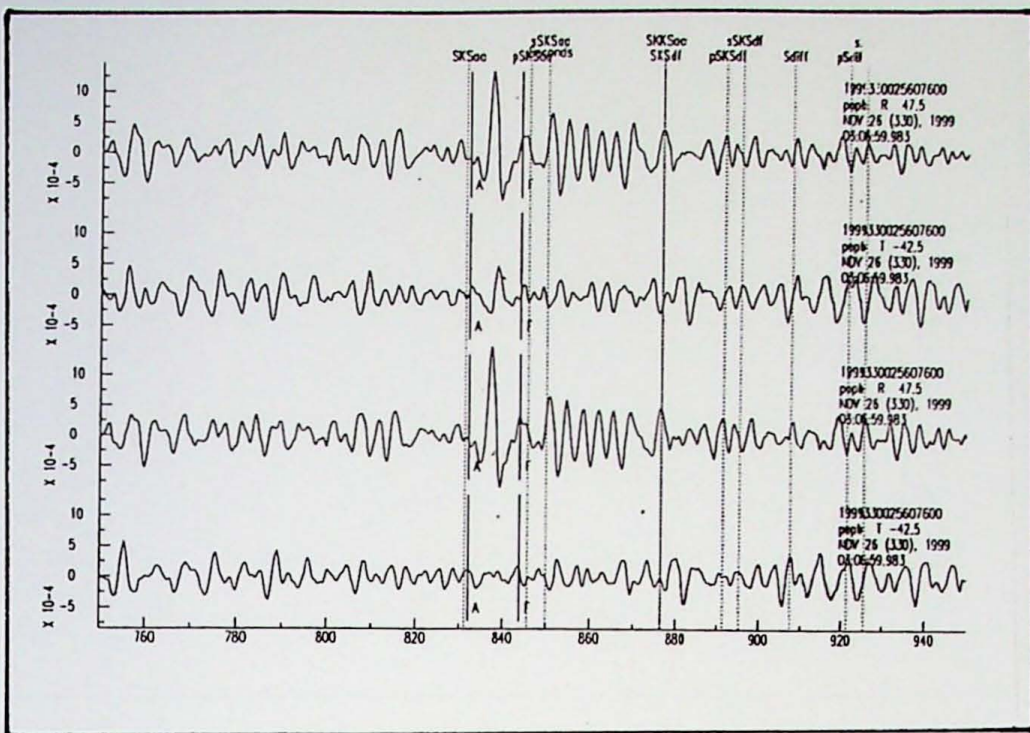
Estação: Porto Primavera (Popb)
 Hora de Origem: 1999 265 00:14:39,1
 Distância (°): 174,3
 Azimute (°): 281,7
 Backazimute (°): 75,9
 Latitude: 23,729
 Longitude: 121,167
 Profundidade: 26km
 $\Phi(\text{°}) : 85 \pm 22,5$
 $dt : 0,55 \pm 2,3$
 Classificação do resultado: nulo



Estação: Porto Primavera (Popb)
 Hora de Origem: 1999 315 18:05:43,3
 Distância (°): 146,5
 Azimute (°): 229,1
 Backazimute (°): 125,2
 Latitude: 1,306
 Longitude: 100,366
 Profundidade: 206km
 $\Phi(\text{°}): -34 \pm 3$
 $dt: 1,85 \pm 0,2$
 Classificação do resultado: bom



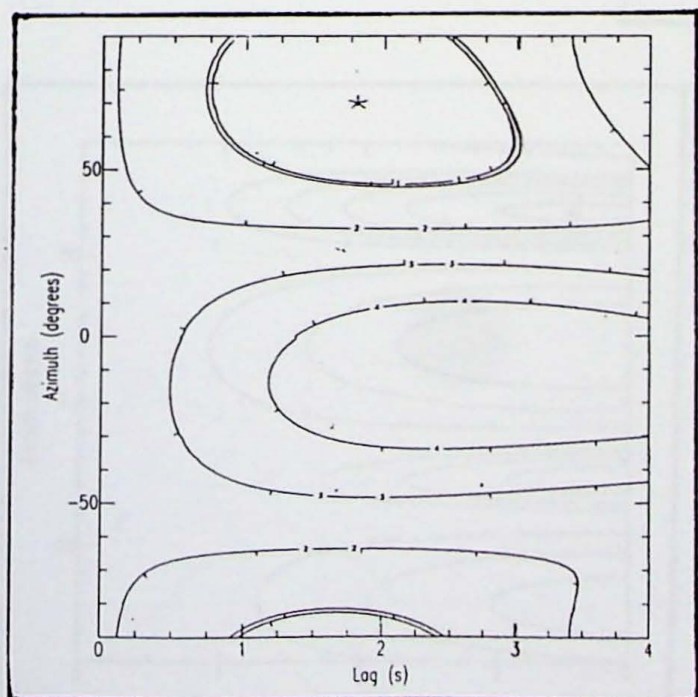
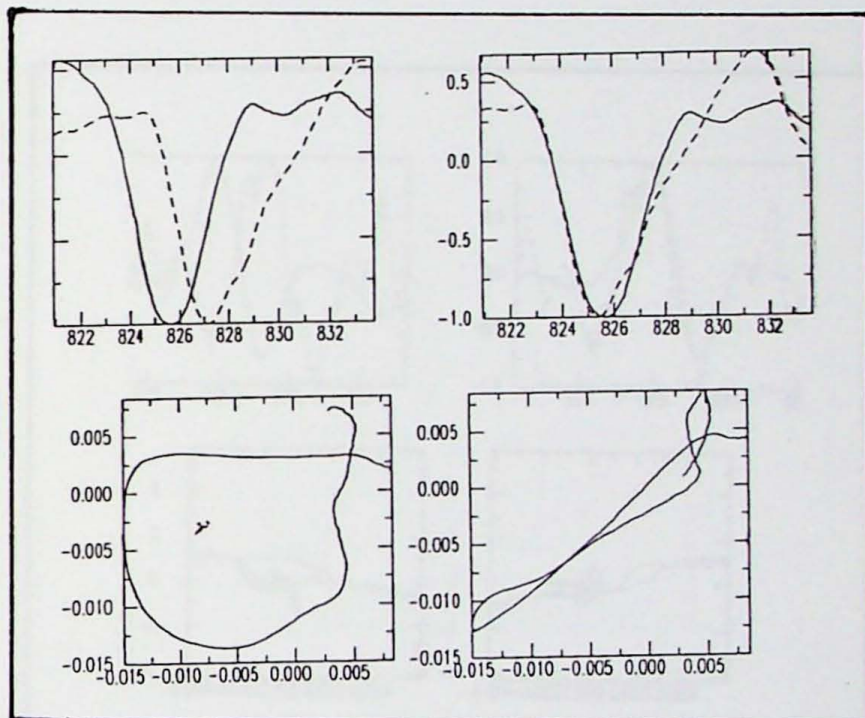
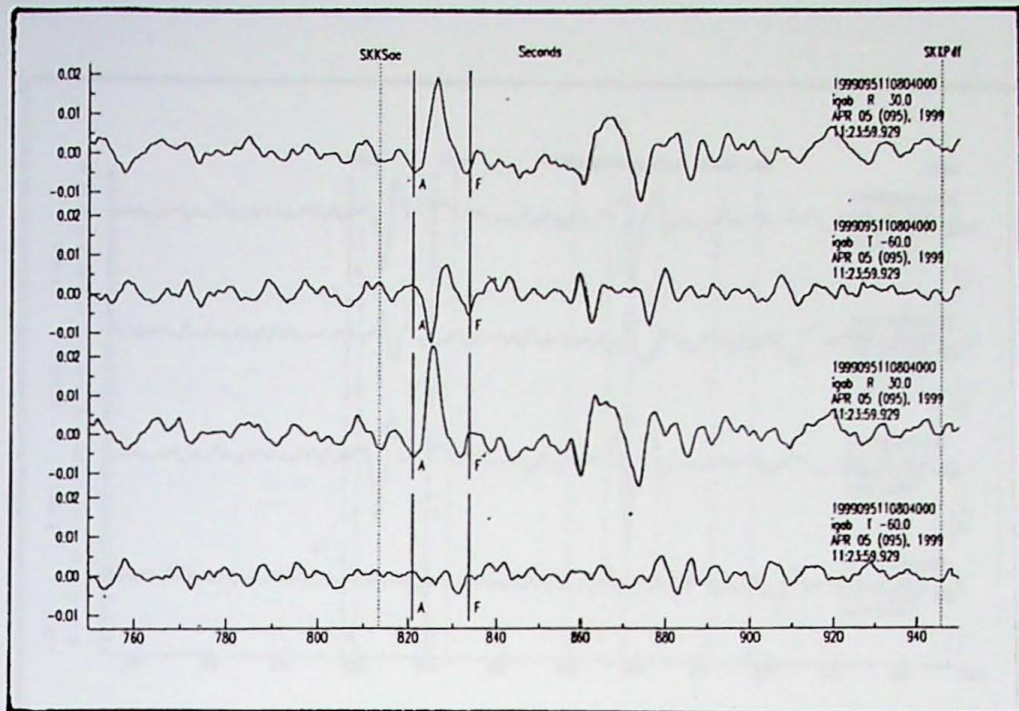
Estação: Porto Primavera (Popb)
 Hora de Origem: 1999 316 16:57:19,7
 Distância (°): 100,0
 Azimute (°): 249,1
 Backazimute (°): 50,1
 Latitude: 40,730
 Longitude: 31,122
 Profundidade: 10km
 $\Phi(\text{°})$: $-58 \pm 22,5$
 dt : $0,65 \pm 0,2$
 Classificação do resultado: nulo



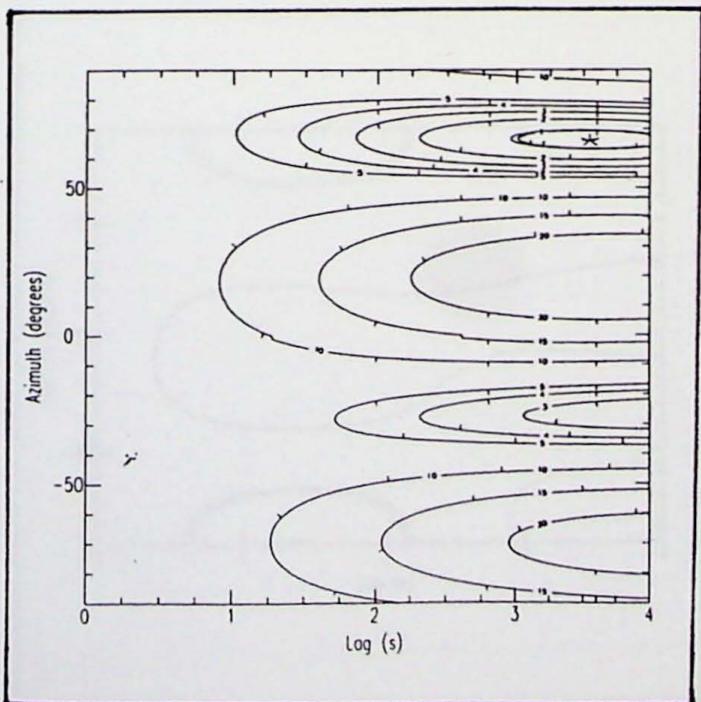
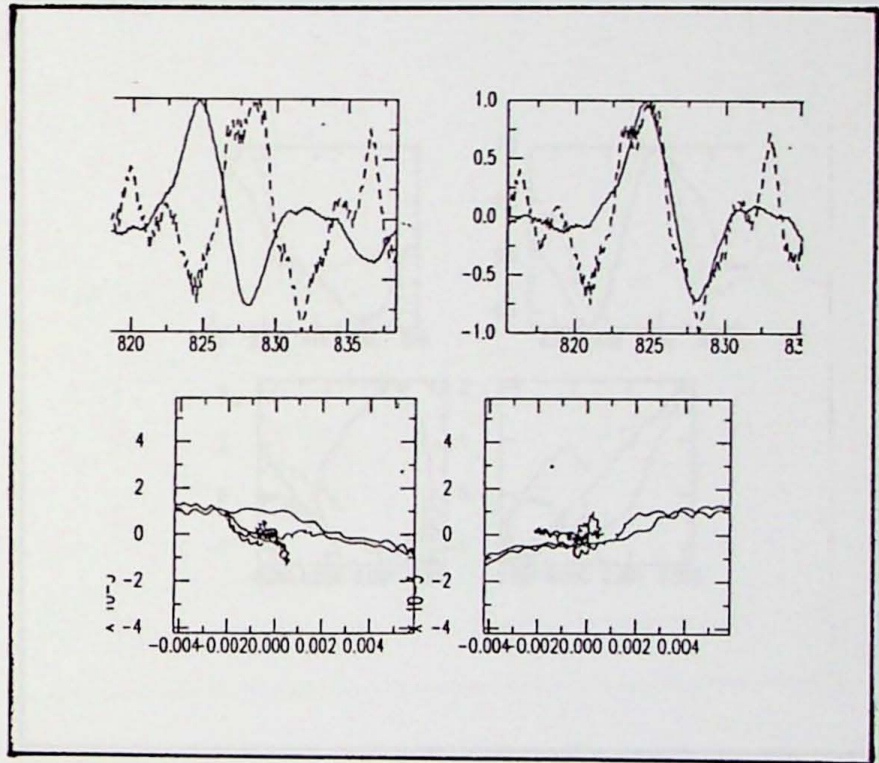
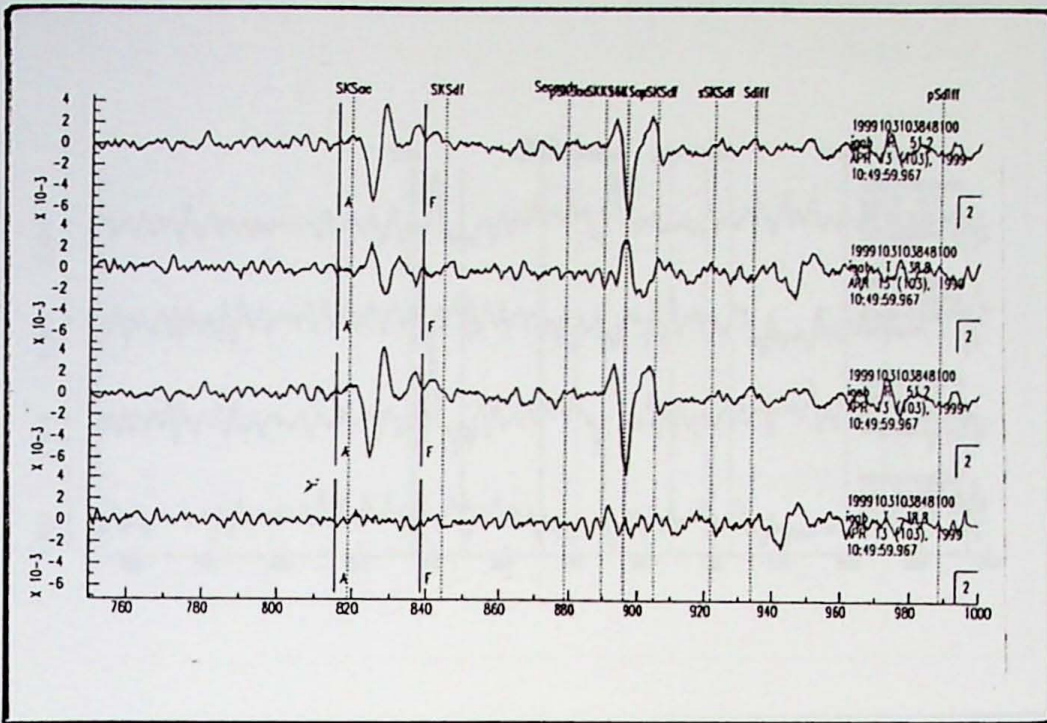
Estação: Porto Primavera (Popb)
 Hora de Origem: 1999 330 02:56:07
 Distância (°): 105,6
 Azimute (°): 128,0
 Backazimute (°): 227,5
 Latitude: -30,177
 Longitude: -177,739
 Profundidade: 33km
 $\Phi(\text{°}): 68 \pm 22,5$
 $dt: 0,85 \pm 1,0$
 Classificação do resultado: nulo

Gráficos C - Estação Igaratá

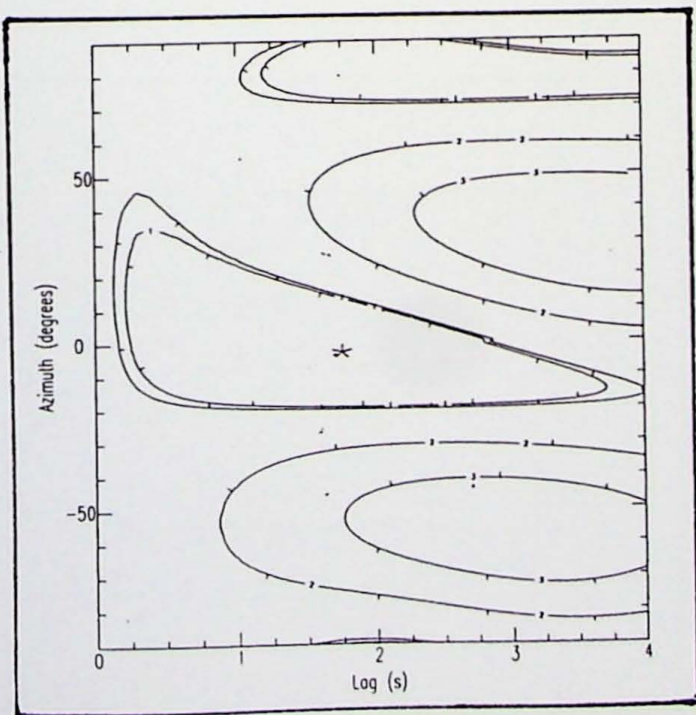
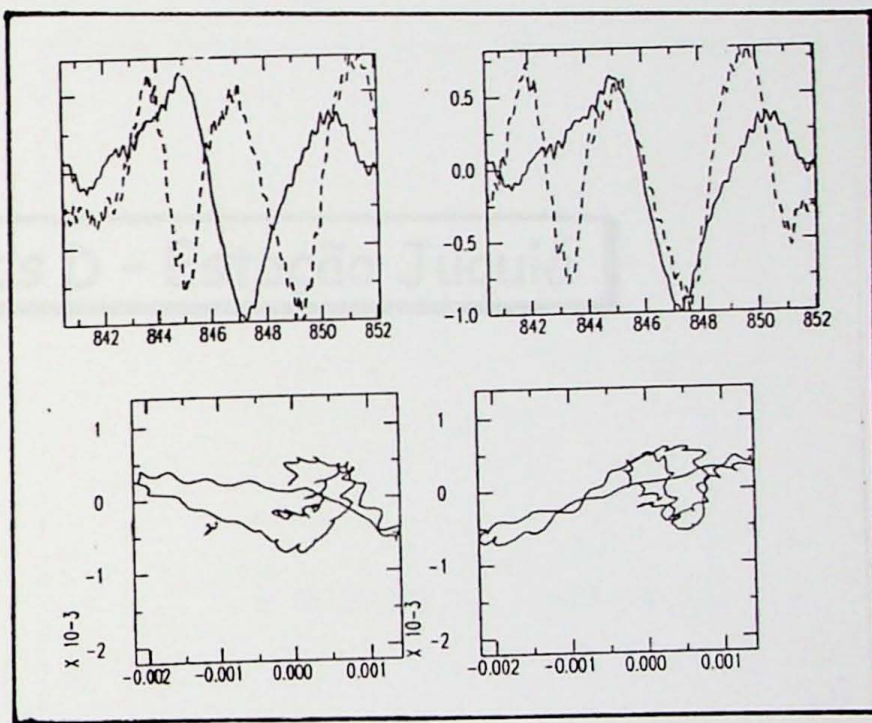
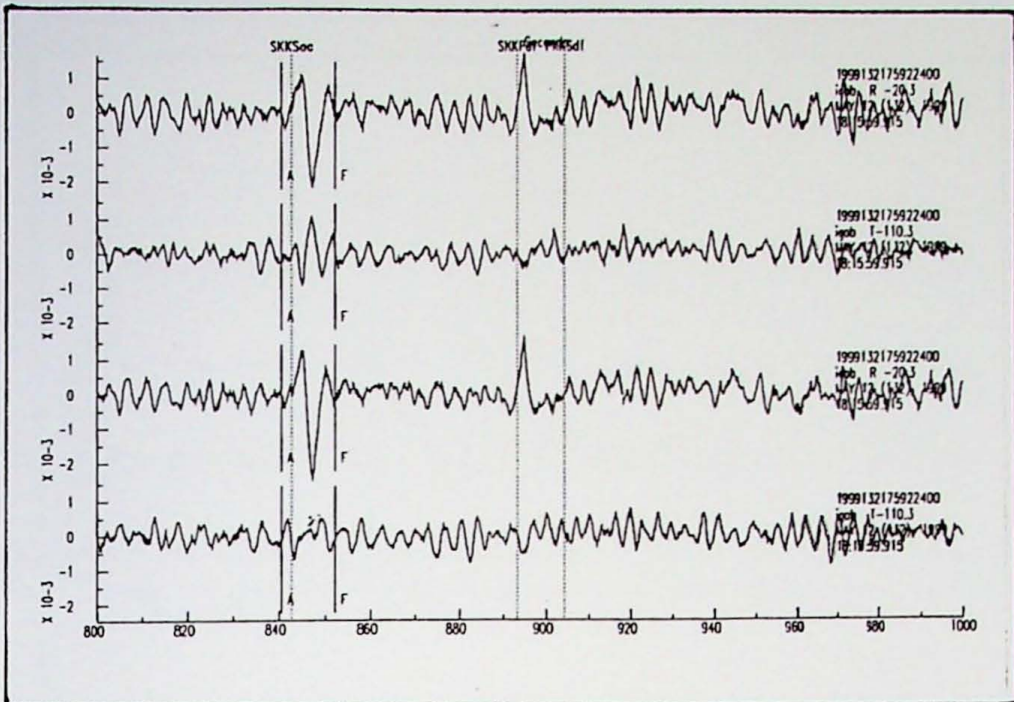
Estação: Igaratá (Lomb)
Mar de Origem: 1999 095 1108 040
Distância (°): 147.5
Azimute (°): 152.4
Declinação (°): 210.0
Latitude: -3.620
Longitude: 149.579
Profundidade: 153m
Ø (°): 70x34
Ø: 1.8x0.5
Classificação do resultado: bom



Estação: Igaratá (Igarab)
 Hora de Origem: 1999 095 11:08:04,0
 Distância (°): 147,5
 Azimute (°): 152,4
 Backazimute (°): 210,0
 Latitude: -5,620
 Longitude: 149,579
 Profundidade: 150km
 $\Phi(\text{°}): 70 \pm 14$
 $dt: 1,8 \pm 0,5$
 Classificação do resultado: bom



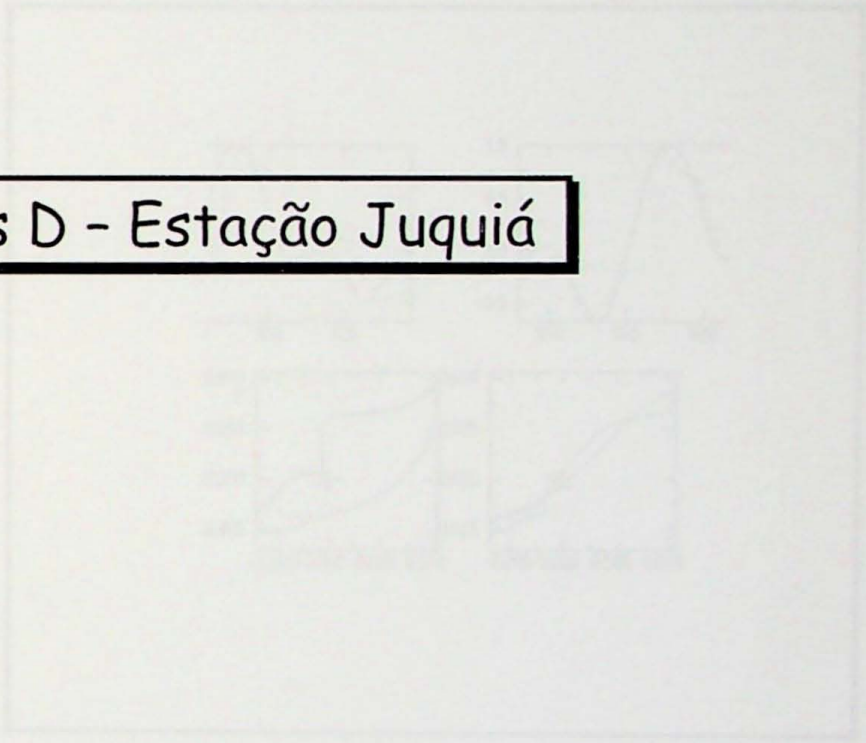
Estação: Igaratá (Igab)
 Hora de Origem: 1999 103 10:38:48,1
 Distância (°): 114,4
 Azimute (°): 129,7
 Backazimute (°): 231,2
 Latitude: -21,393
 Longitude: -176,503
 Profundidade: 165km
 Φ (°): $-66 \pm 1,5$
 dt : $3,5 \pm 0,3$
 Classificação do resultado: bom



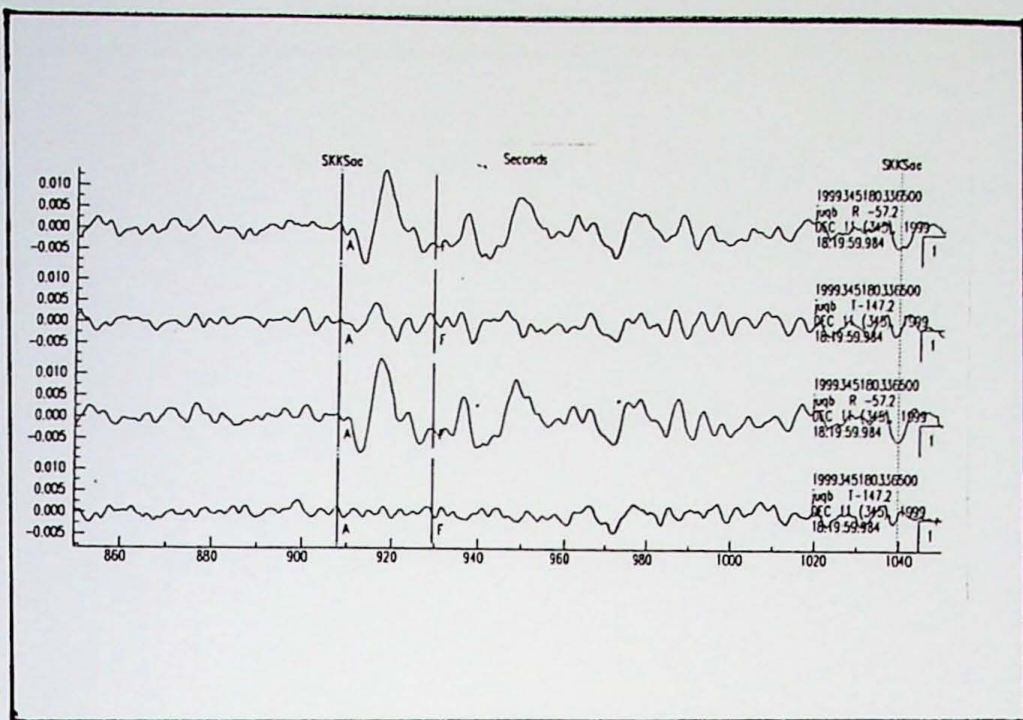
Estação: Igaratá (Igab)
 Hora de Origem: 1999 132 17:59:22,4
 Distância (°): 158,6
 Azimute (°): 25,8
 Backazimute (°): 339,7
 Latitude: 43,032
 Longitude: 143,835
 Profundidade: 103km
 $\Phi(\text{°}): -3 \pm 18,5$
 $dt: 1,75 \pm 2,8$
 Classificação do resultado: nulo



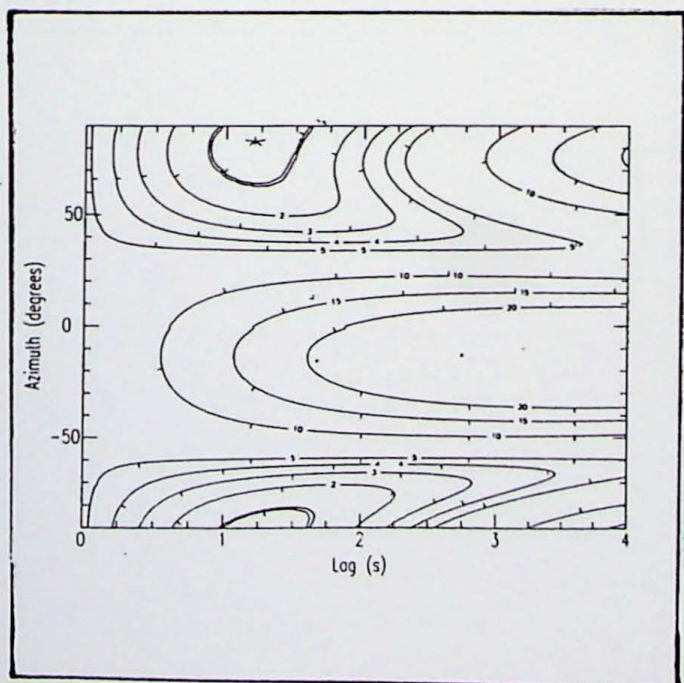
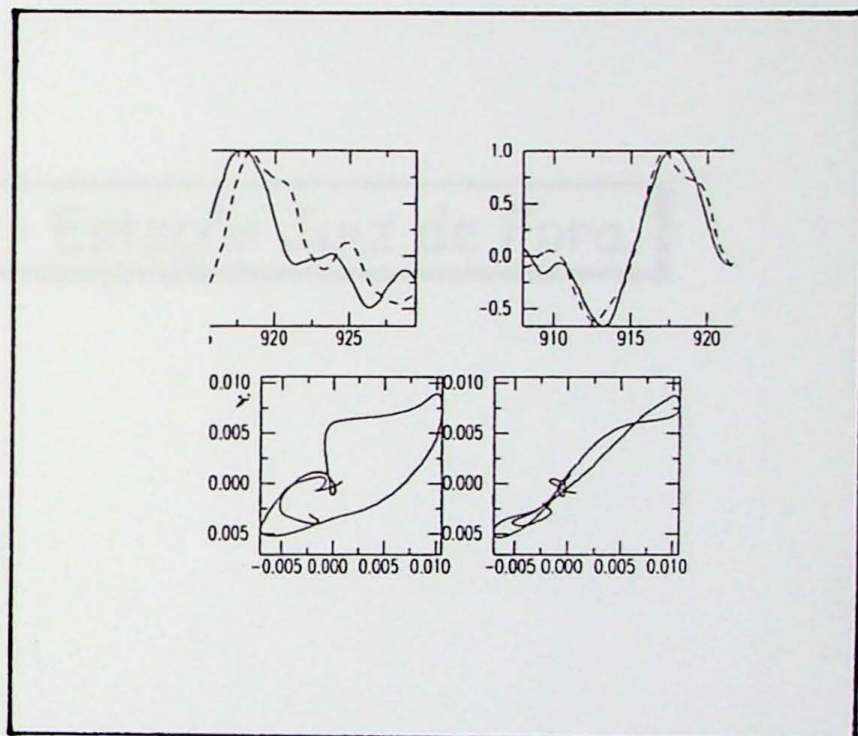
Gráficos D - Estação Juquiá



Estação: Juquiá (Jupi)
Hora de Origem: 1999-04-08 15:00:36.5
Distância (°): 165.6
Azimute (°): 232.9
Eccentricidade (°): 122.8
Latitude: 15.774
Longitude: 119.767
Profundidade: 33km
M_L(°): 82.9
M_W: 1.2-0.2
Classificação do resultado: bom



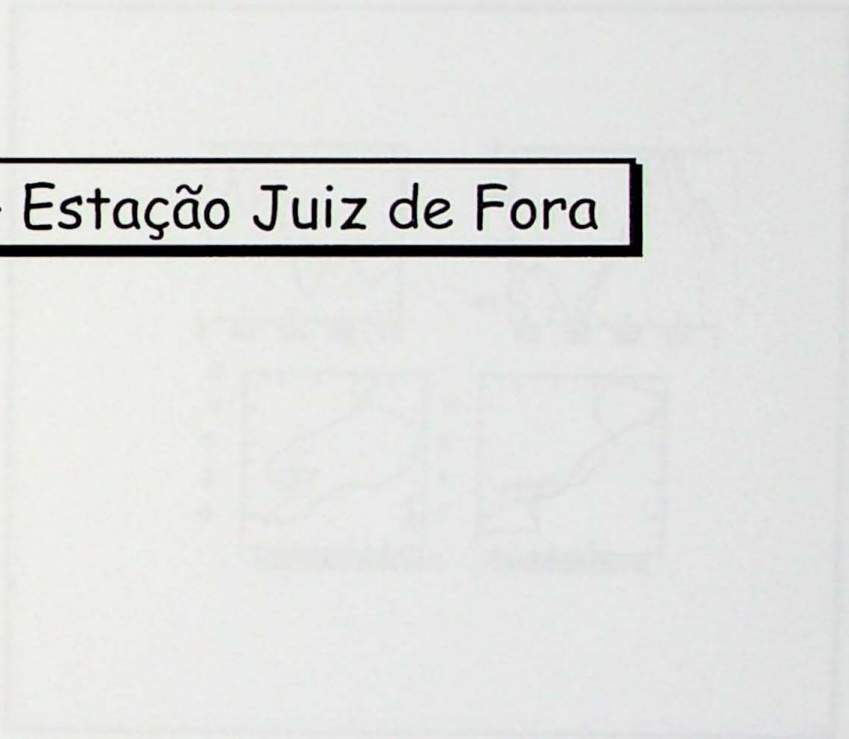
Gráficas



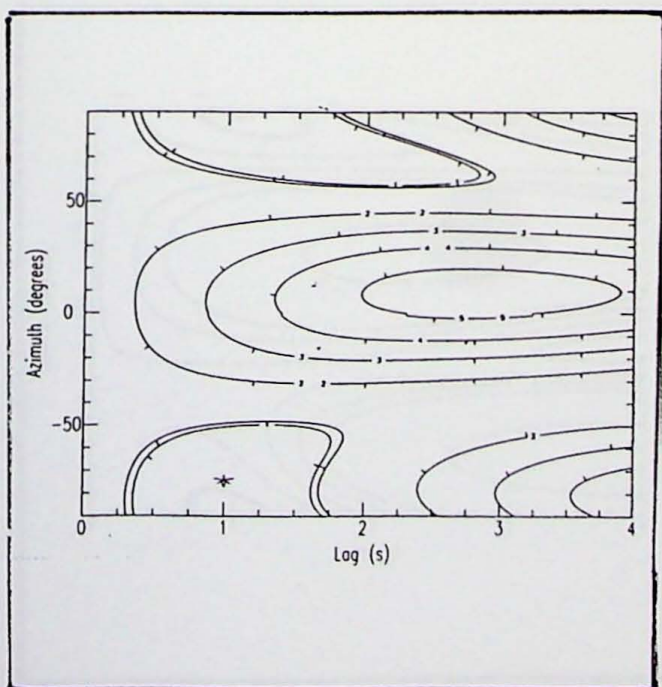
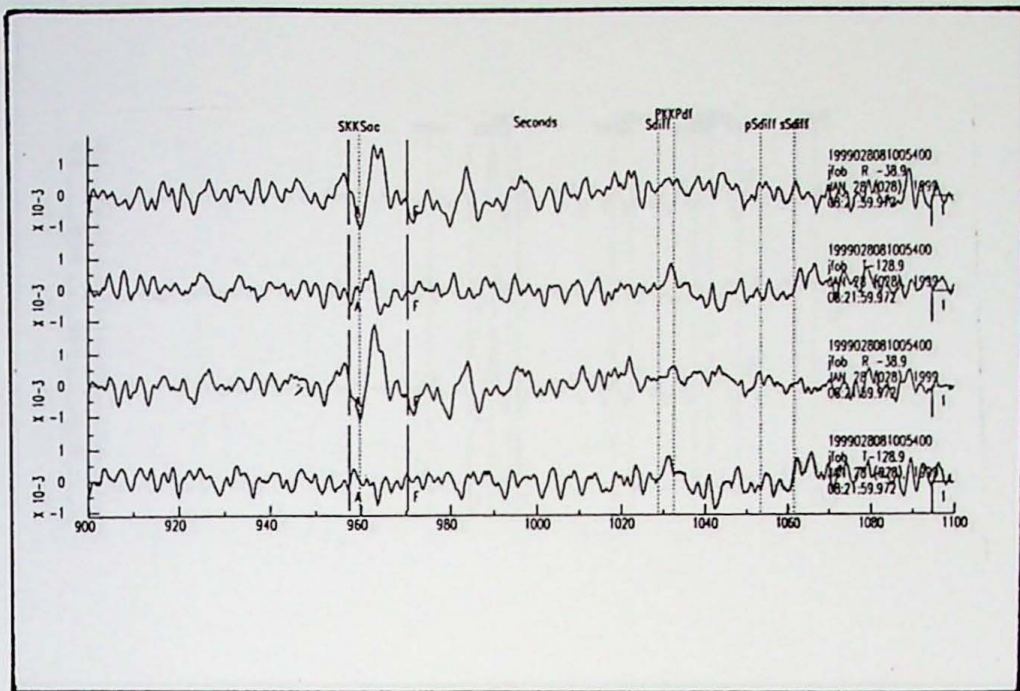
Estação: Juquiá (Juqb)
 Hora de Origem: 1999 345 18:03:36,5
 Distância (°): 165,6
 Azimute (°): 232,9
 Backazimute (°): 122,8
 Latitude: 15,776
 Longitude: 119,767
 Profundidade: 33km
 Φ (°): 83 ± 9
 dt : $1,2 \pm 0,2$
 Classificação do resultado: bom



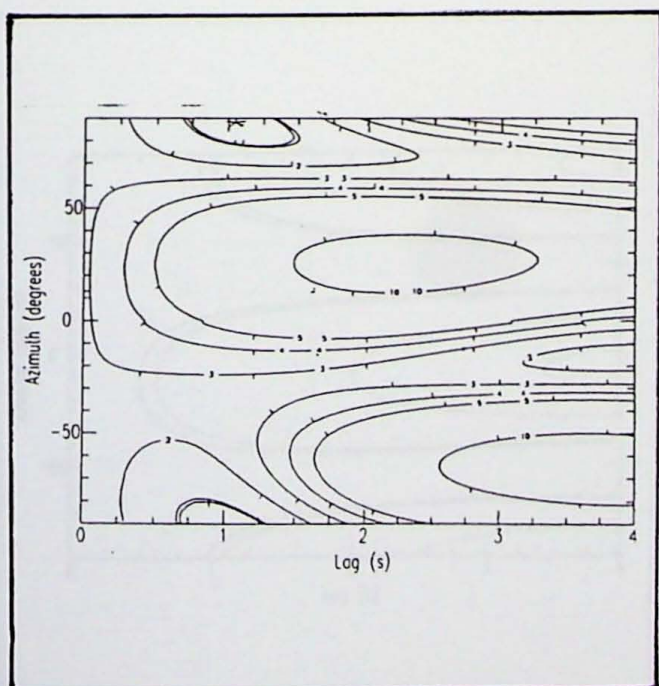
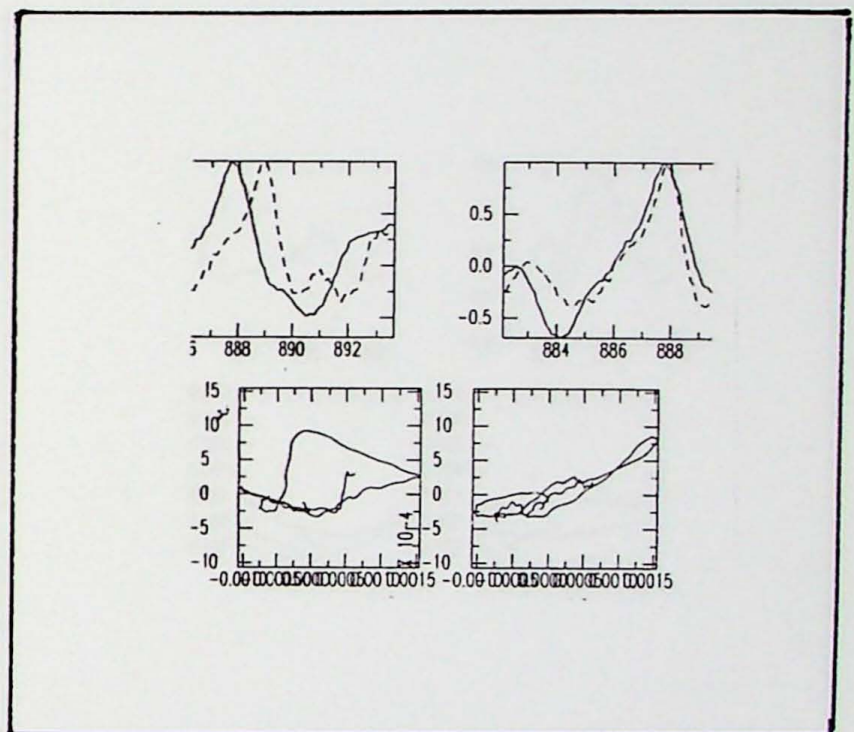
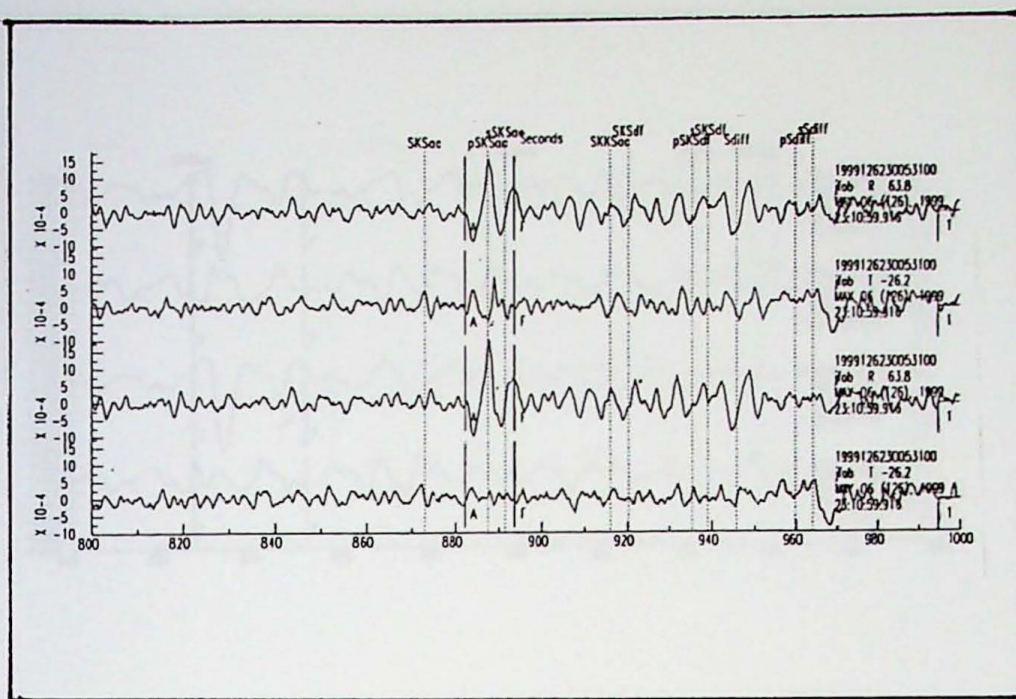
Gráficos E - Estação Juiz de Fora



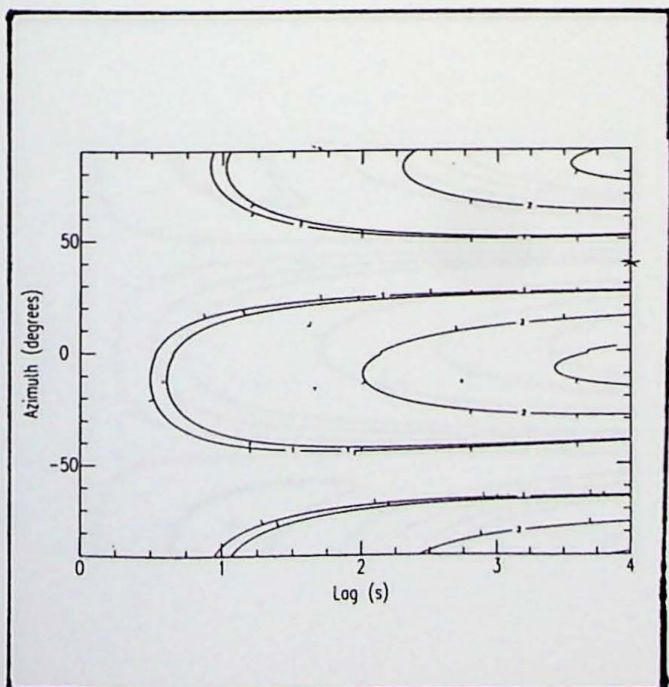
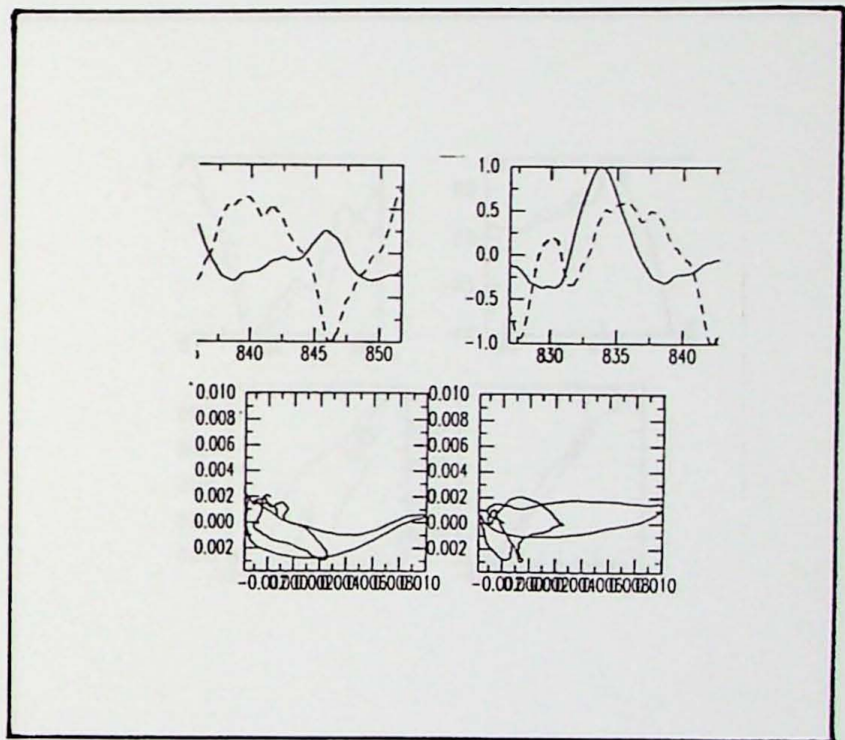
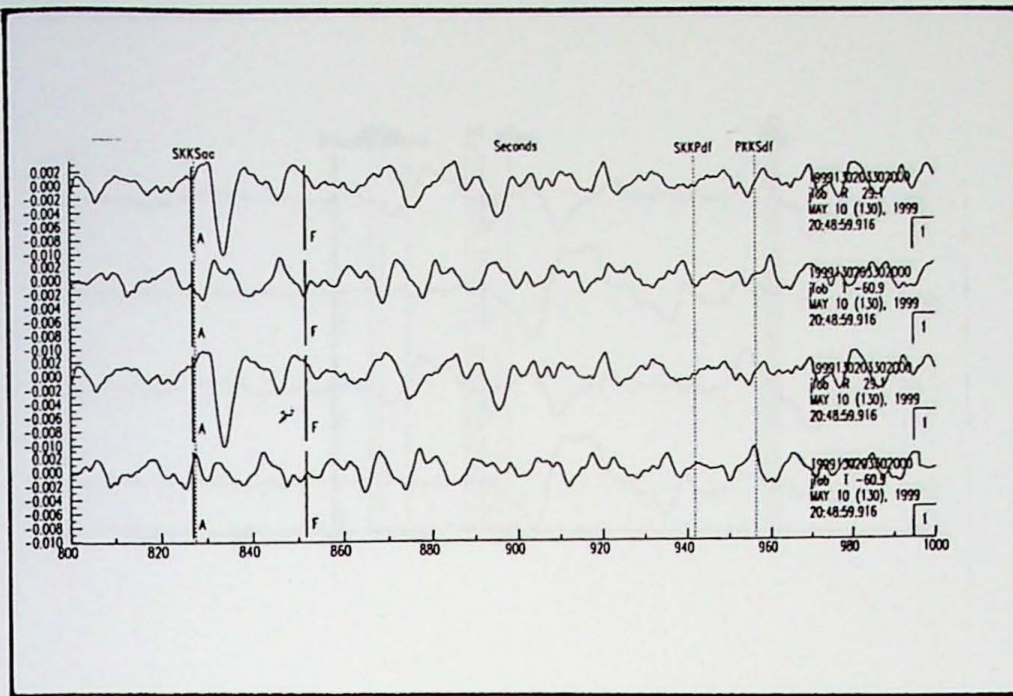
Estação: Juiz de Fora (Jfo)
Hora de Origem: 1999 025 08 10:28-4
Distância (°): 128,5
Azimute (°): 74,5
Backazimute (°): 326,1
Latitude: 52,886
Longitude: -169,123
Profundidade: 67km
Az (°): 74±22,5
er: 10±1,9
Classificação do resultado: não



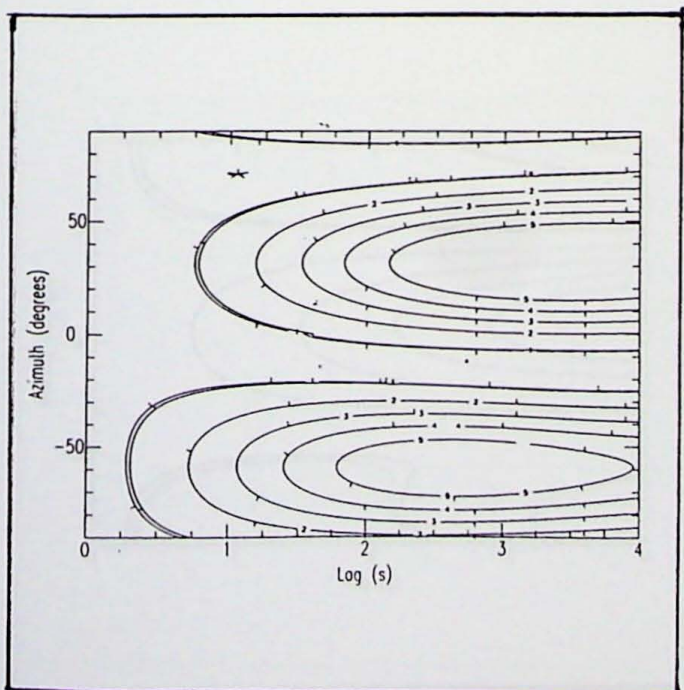
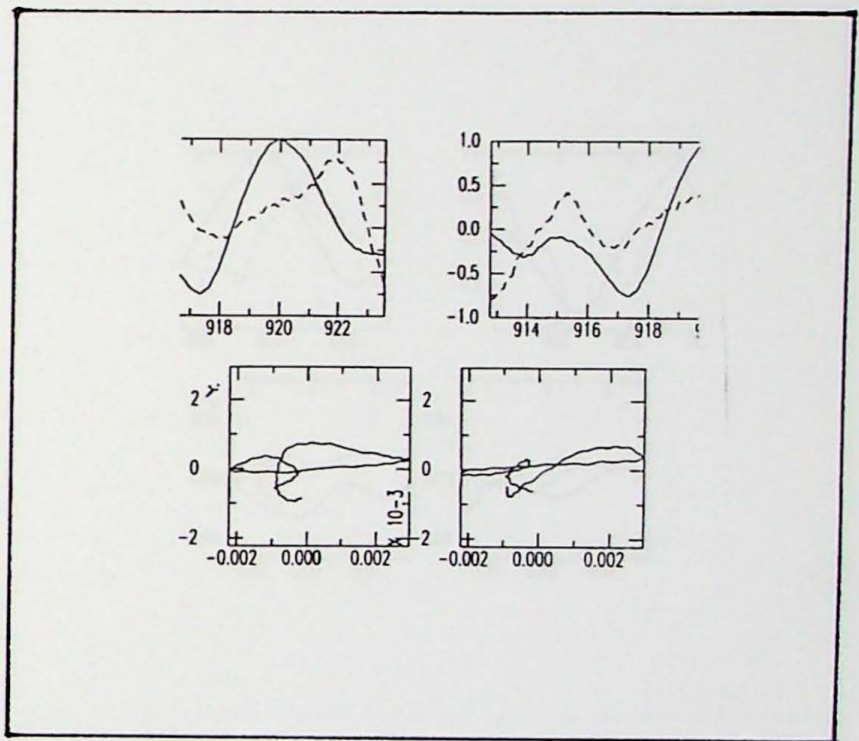
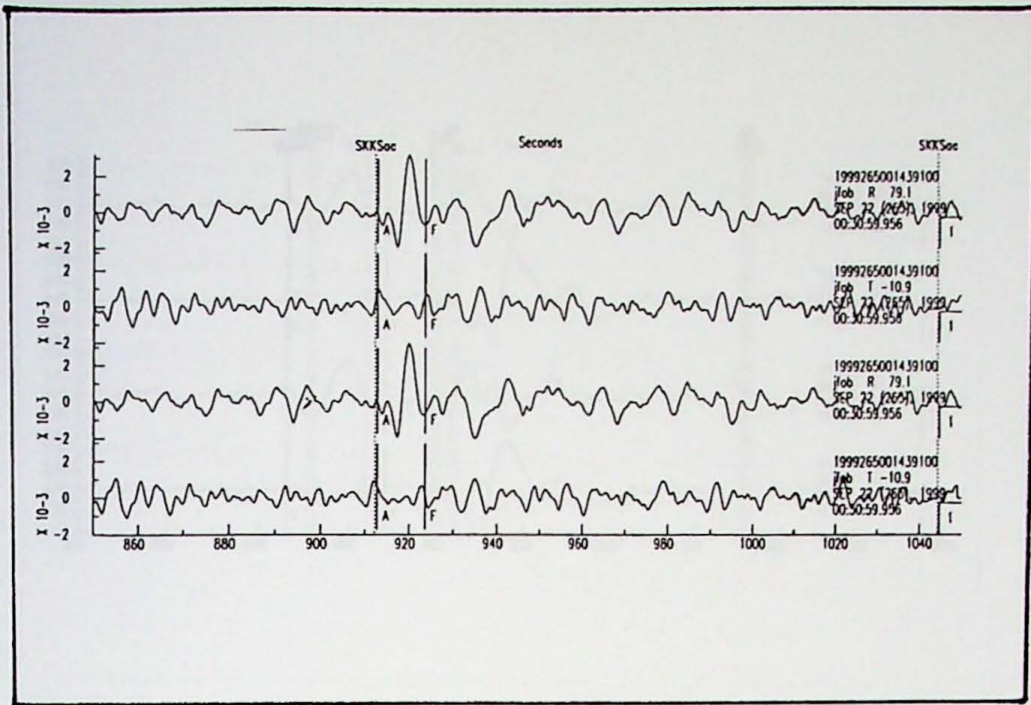
Estação: Juiz de Fora (Jfob)
 Hora de Origem: 1999 028 08:10:05.4
 Distância (°): 128,5
 Azimute (°): 74,5
 Backazimute (°): 321,1
 Latitude: 52,886
 Longitude: -169,123
 Profundidade: 67km
 $\Phi(\text{°})$: $-74 \pm 22,5$
 dt : $1,0 \pm 1,9$
 Classificação do resultado: nulo



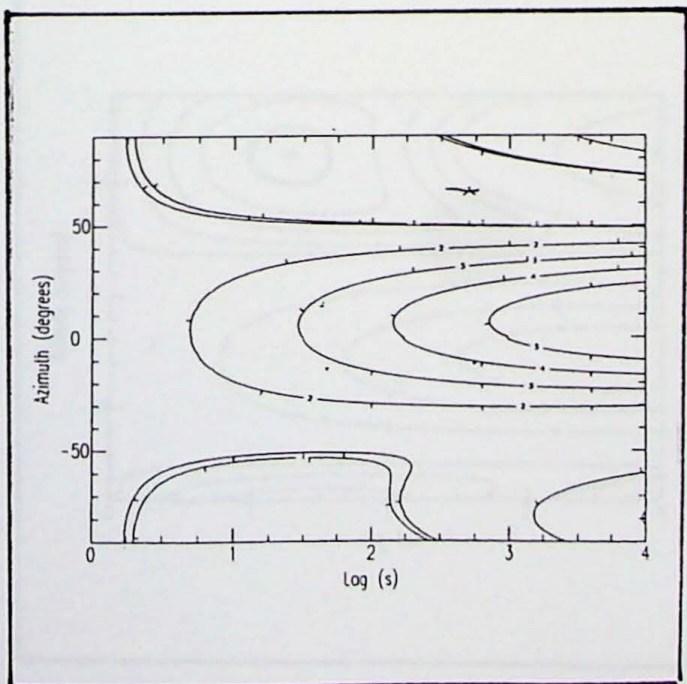
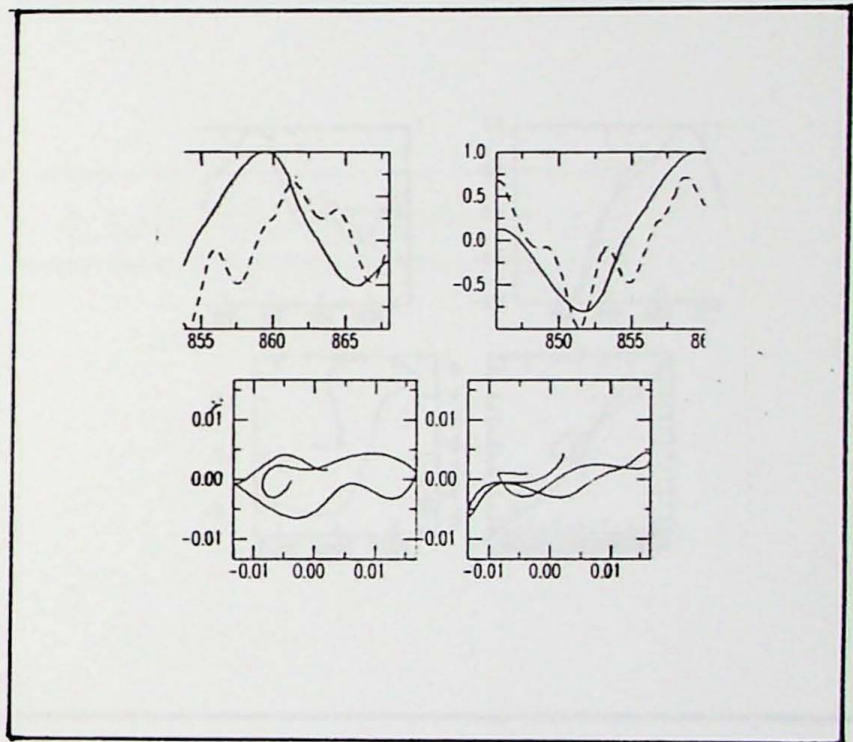
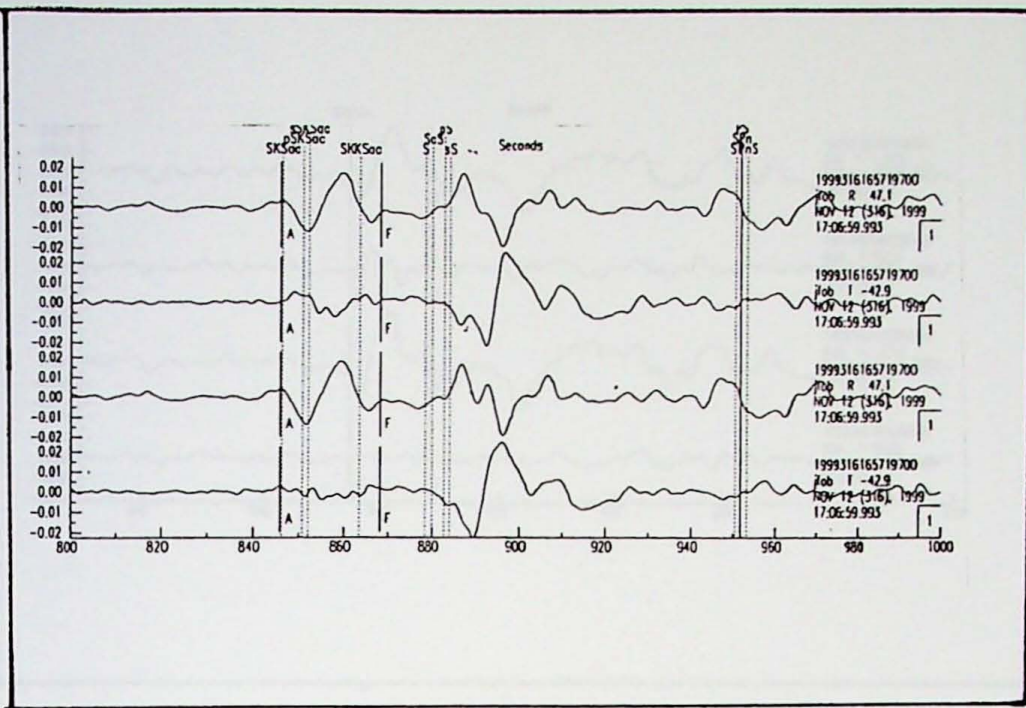
Estação: Juiz de Fora (Jfob)
 Hora de Origem: 1999 126 23:00:53,1
 Distância (°): 104,7
 Azimute (°): 253,2
 Backazimute (°): 63,8
 Latitude: 29,501
 Longitude: 51,880
 Profundidade: 33km
 $\Phi(\text{°}): 88 \pm 6$
 $dt: 1,05 \pm 0,2$
 Classificação do resultado: bom



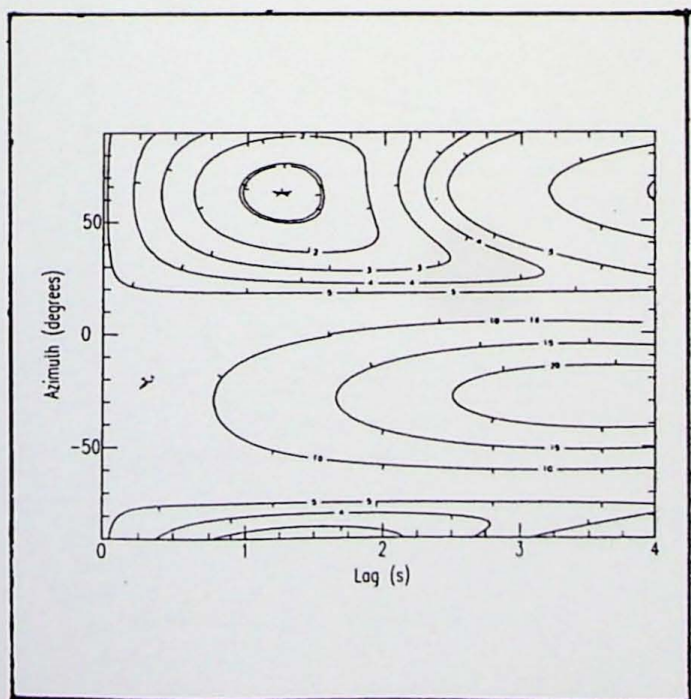
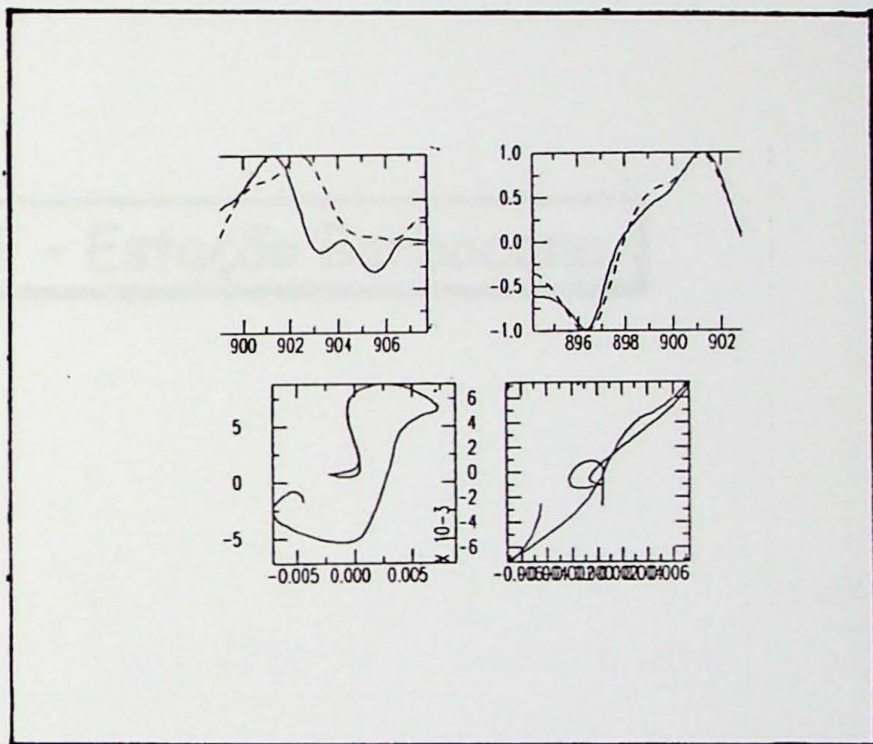
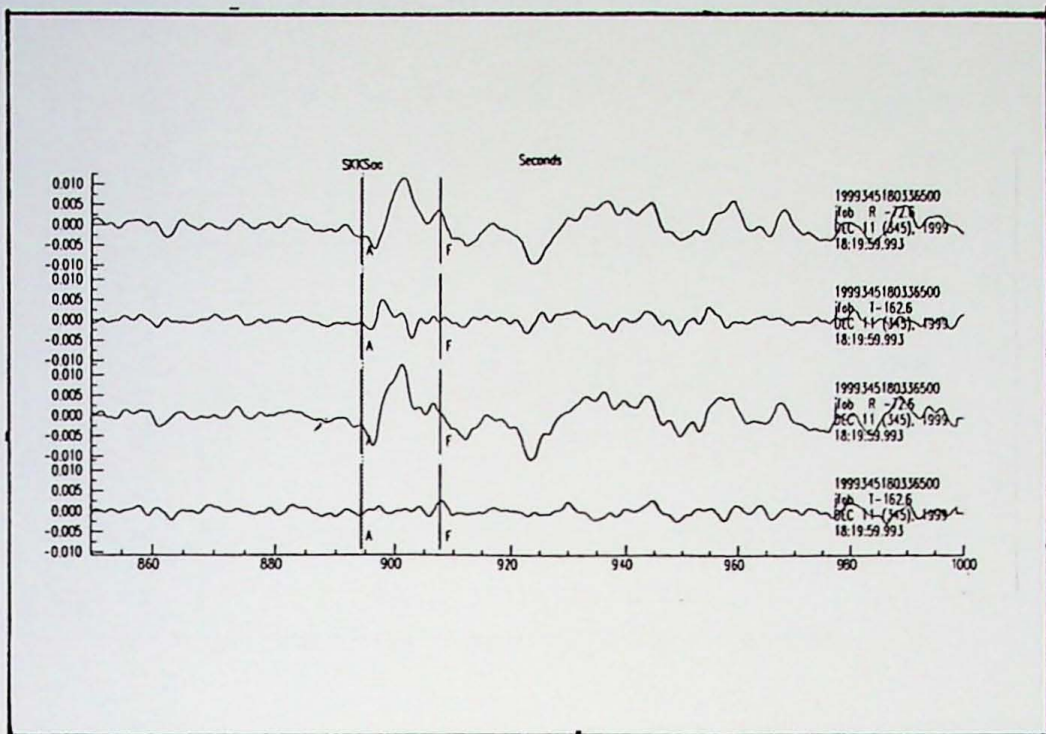
Estação: Juiz de Fora (Jfob)
 Hora de Origem: 1999 130 20:33:02,0
 Distância (°): 149,9
 Azimute (°): 153,0
 Backazimute (°): 209,1
 Latitude: -5,159
 Longitude: 150,880
 Profundidade: 138km
 $\Phi(\text{°}): 39 \pm 22,5$
 $dt: 4,0 \pm 3,9$
 Classificação do resultado: nulo



Estação: Juiz de Fora (Jfob)
 Hora de Origem: 1999 265 00:14:39,1
 Distância (°): 165,6
 Azimute (°): 274,9
 Backazimute (°): 79,1
 Latitude: 23,729
 Longitude: 121,167
 Profundidade: 26km
 $\Phi(\text{°}): 71 \pm 22,5$
 $dt: 1,05 \pm 2,5$
 Classificação do resultado: nulo



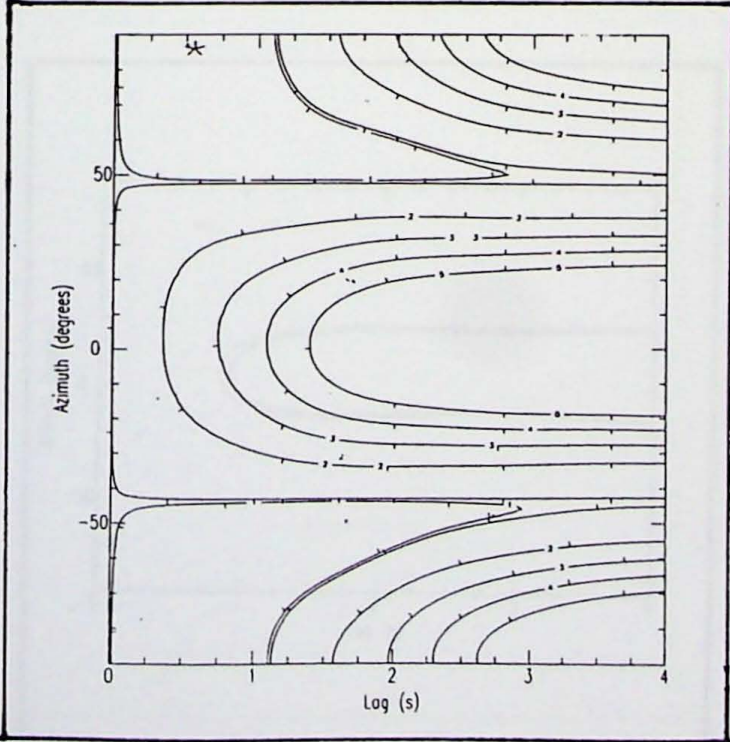
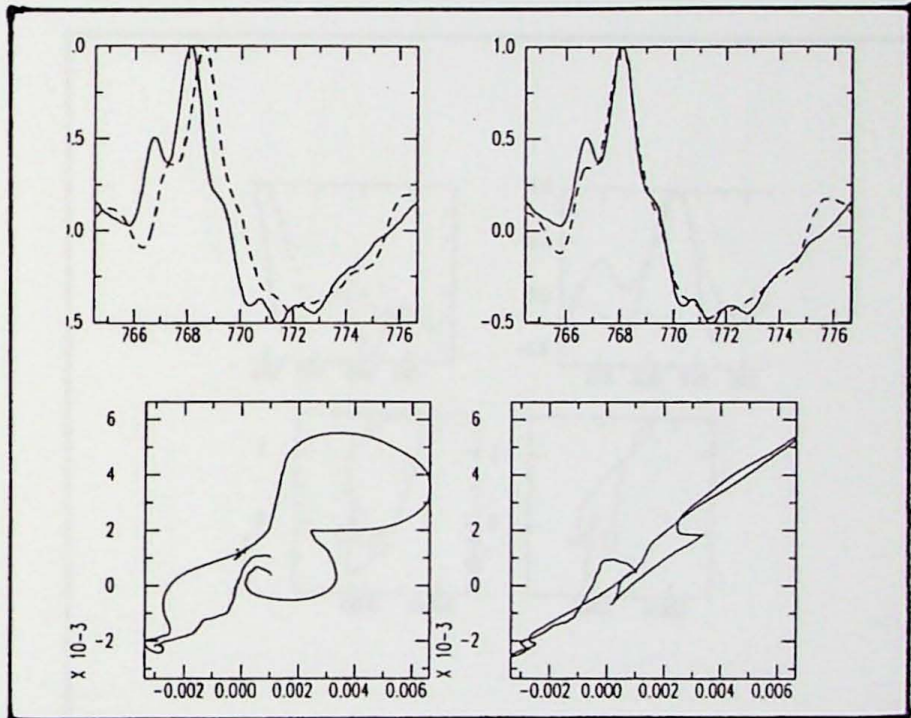
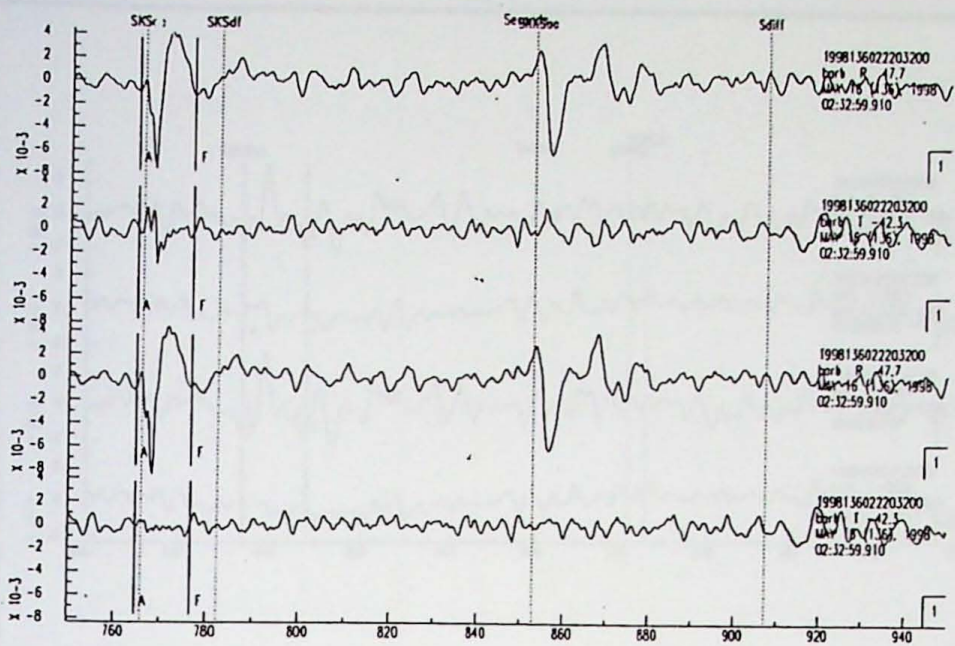
Estação: Juiz de Fora (Jfob)
 Hora de Origem: 1999 316 16:57:19,7
 Distância (°): 92,9
 Azimute (°): 243,7
 Backazimute (°): 47,1
 Latitude: 40,730
 Longitude: 31,122
 Profundidade: 10km
 Φ (°): $65 \pm 22,5$
 dt : $2,7 \pm 2,4$
 Classificação do resultado: nulo



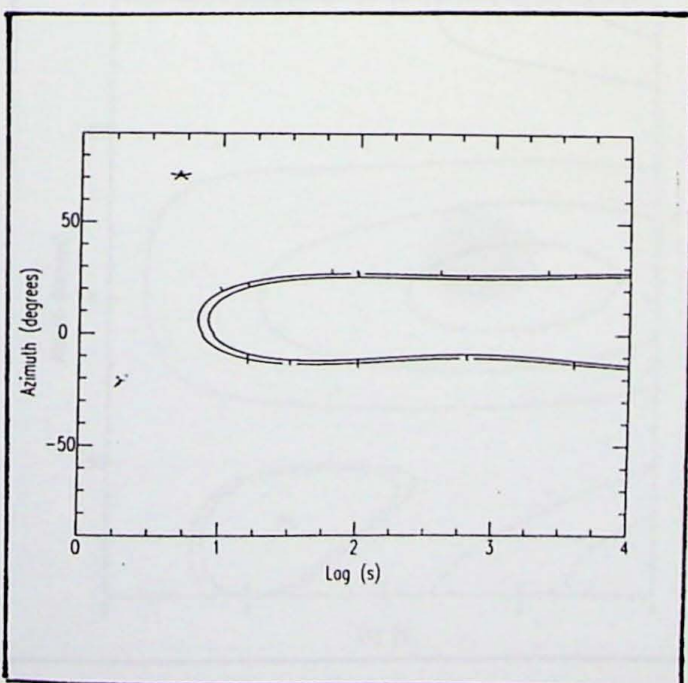
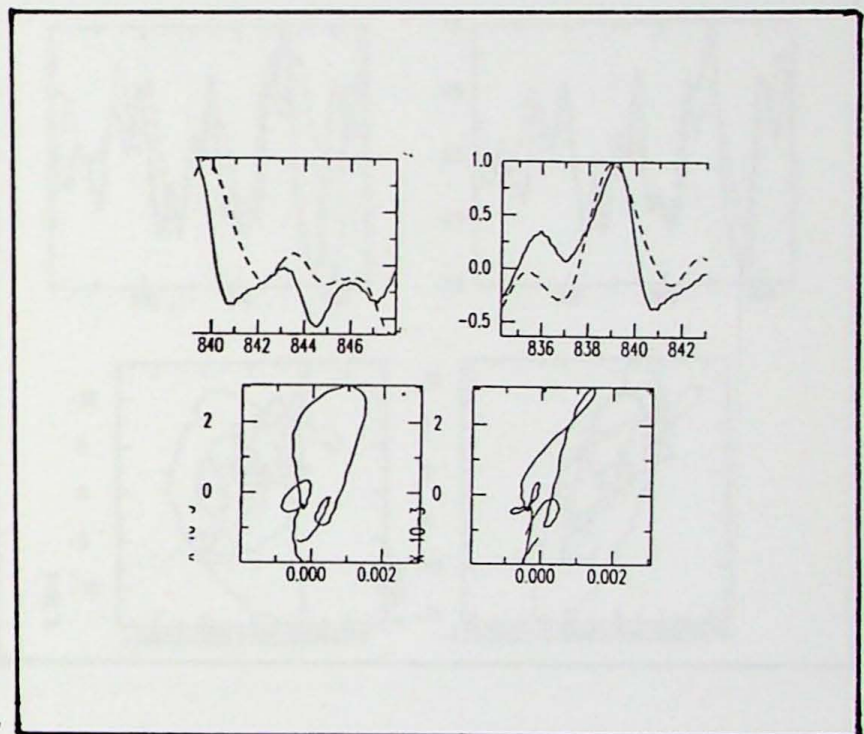
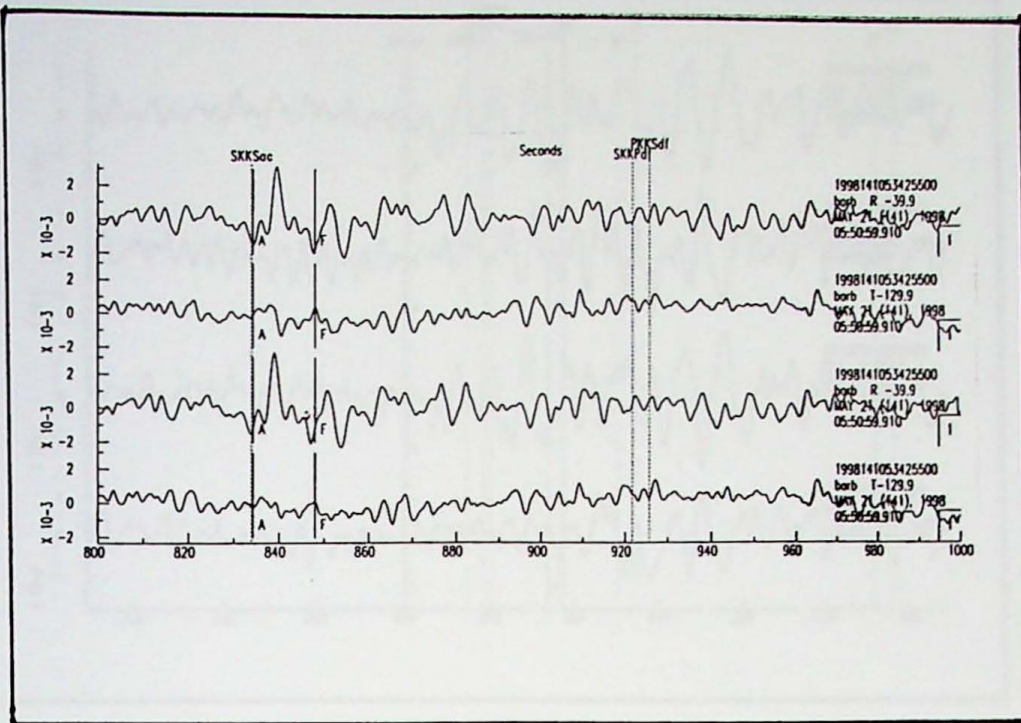
Estação: Juiz de Fora (Jfob)
 Hora de Origem: 1999 345 18:03:36,5
 Distância (°): 162,9
 Azimute (°): 247,1
 Backazimute (°): 107,4
 Latitude: 15,776
 Longitude: 119,767
 Profundidade: 33km
 Φ (°): 63 ± 6
 dt : $1,25 \pm 0,15$
 Classificação do resultado: bom

Gráficos F - Estação Barbacena

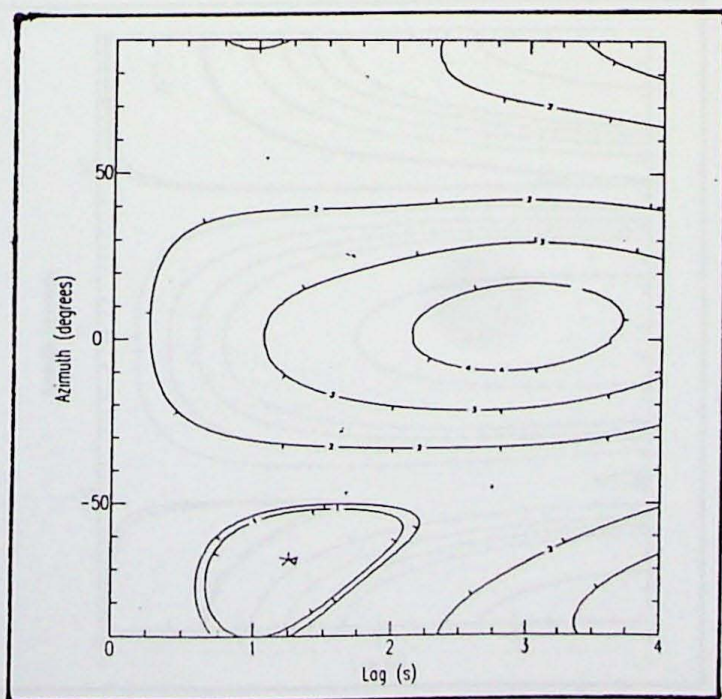
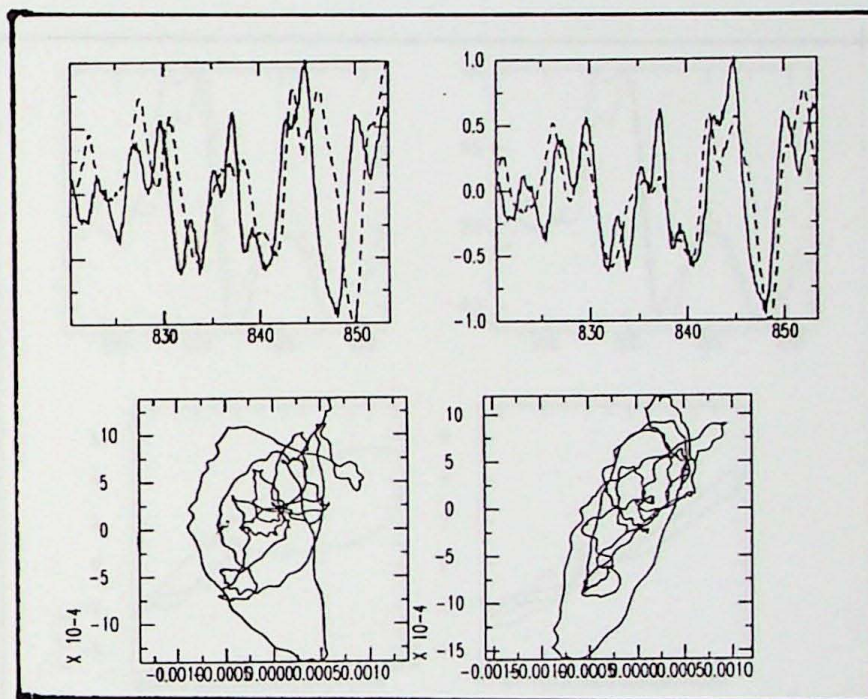
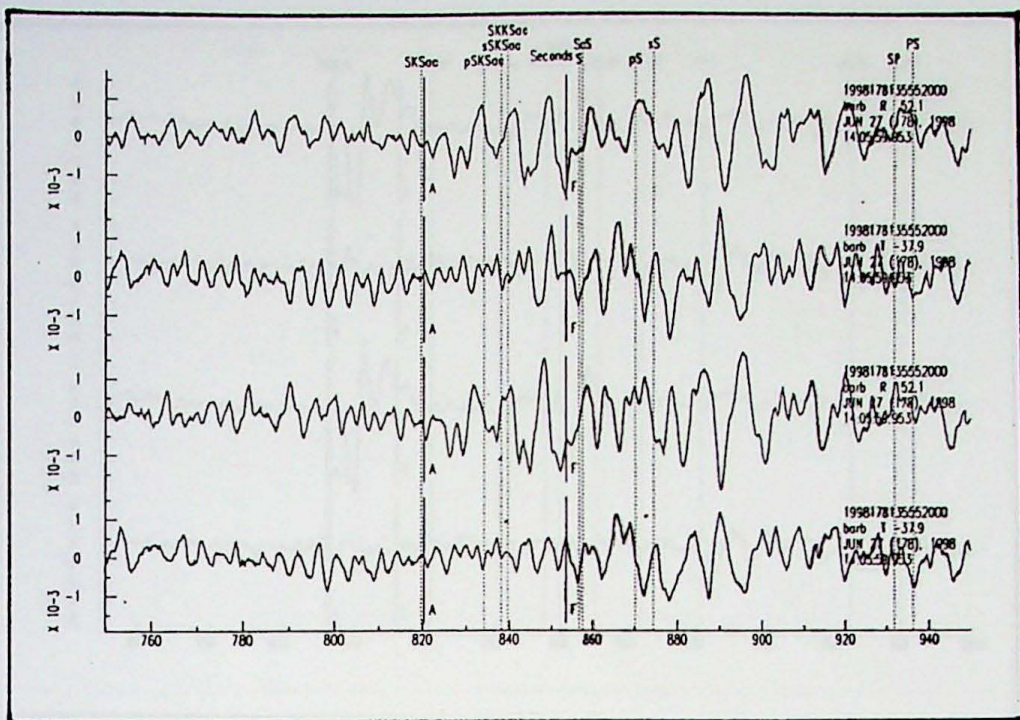
Estação: Barbacena (Barb)
Hora de Origem: 1998-12-21 03:2
Distância (°): 112.9
Azimute (°): 131.5
Bachsmutz (°): 227
Latitude: -22.227
Longitude: -179.219
Profundidade: 535m
 ΔT (°): 56.22.5
 $\Delta \theta$: 0.5:1.75
Classificação do resultado: m



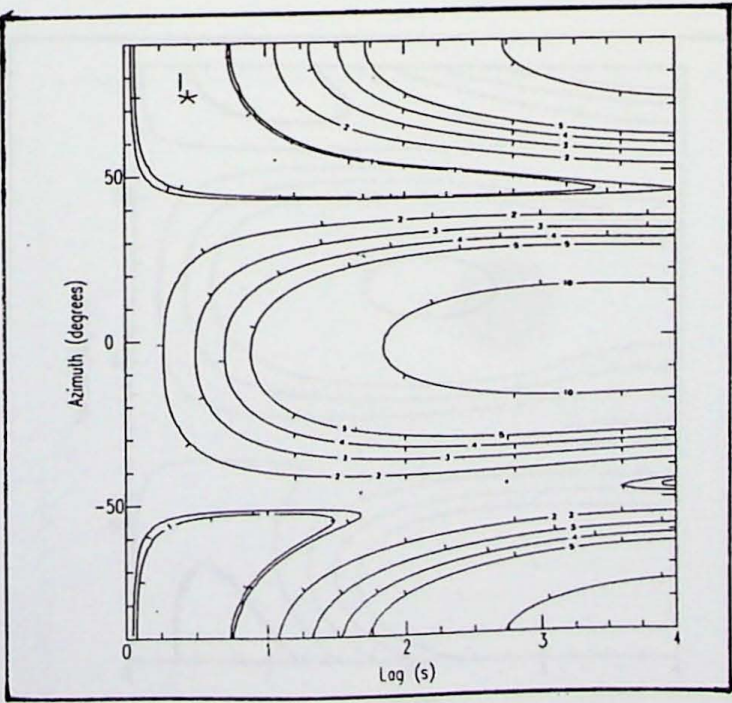
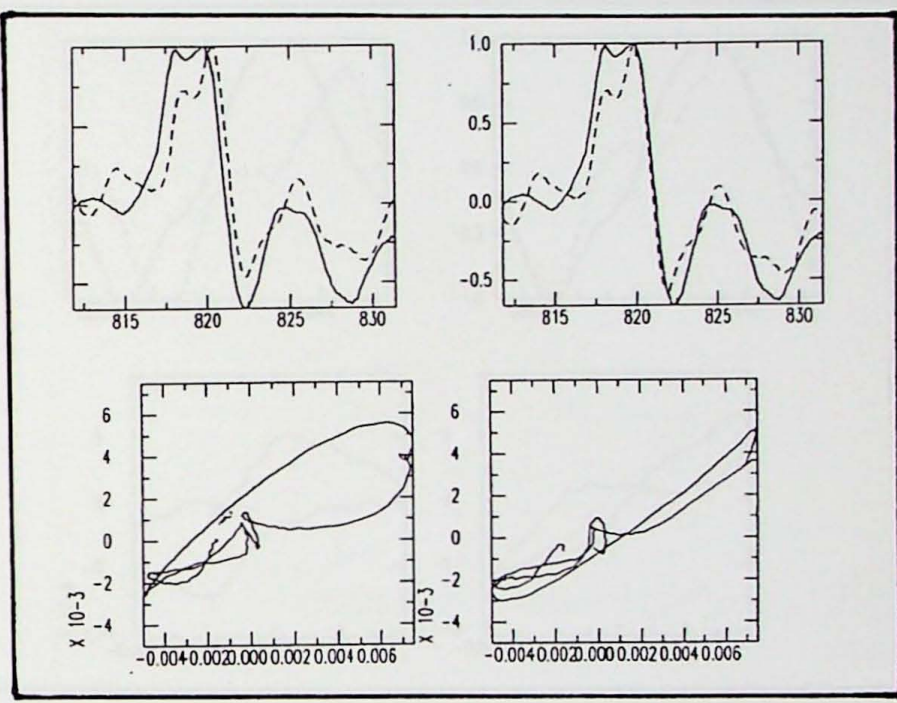
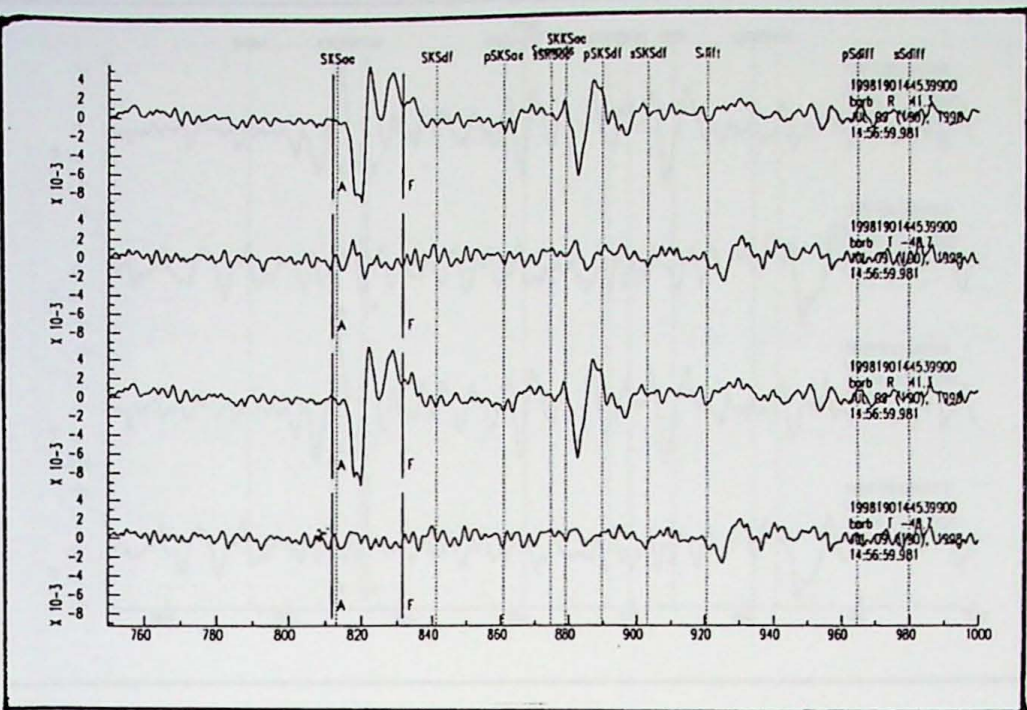
Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1998 136 02:22:03,2
 Distância (°): 118,9
 Azimute (°): 131,9
 Backazimute (°): 227,7
 Latitude: -22,27
 Longitude: -179,519
 Profundidade: 586km
 $\Phi(\text{°})$: $86 \pm 22,5$
 dt : $0,5 \pm 1,75$
 Classificação do resultado: nulo



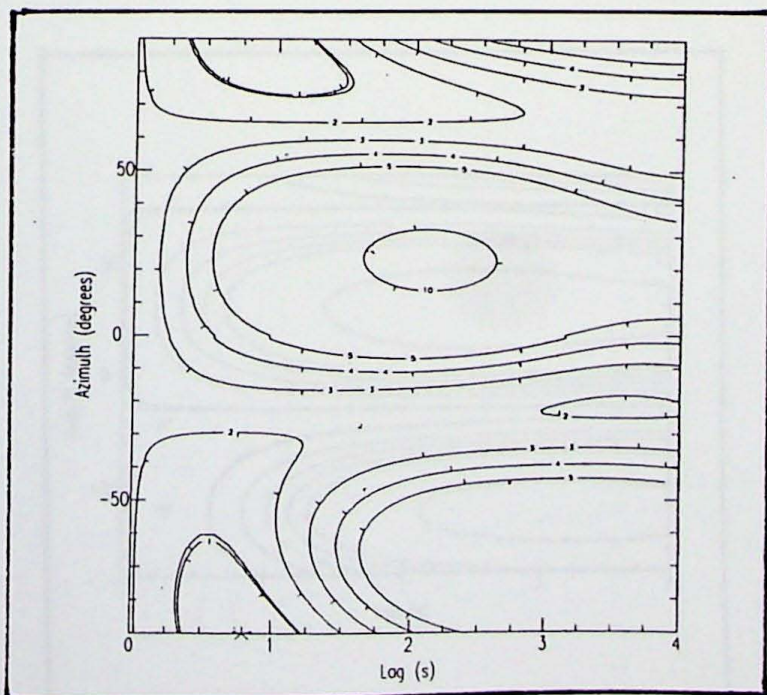
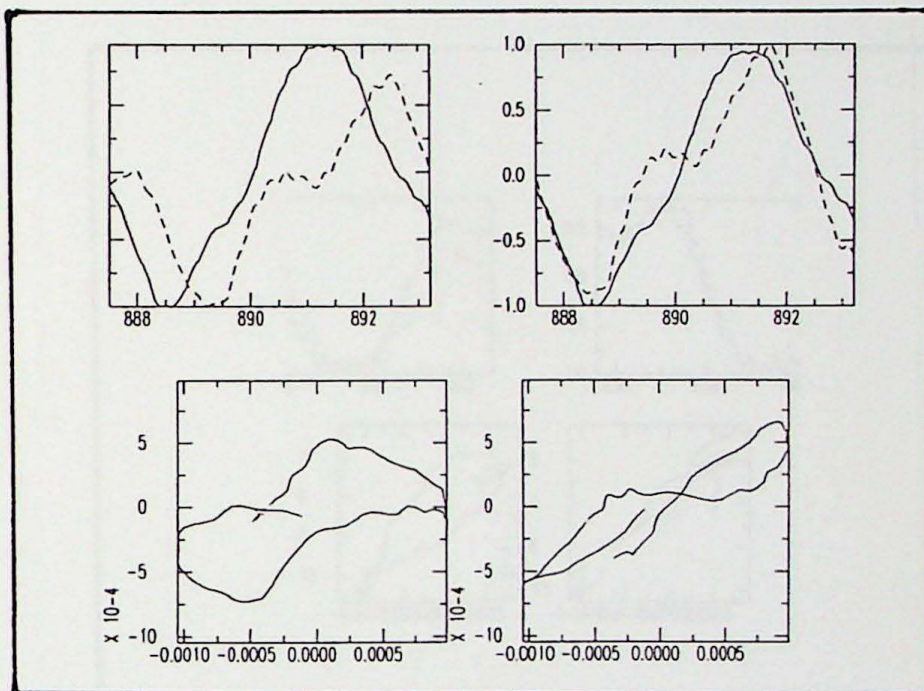
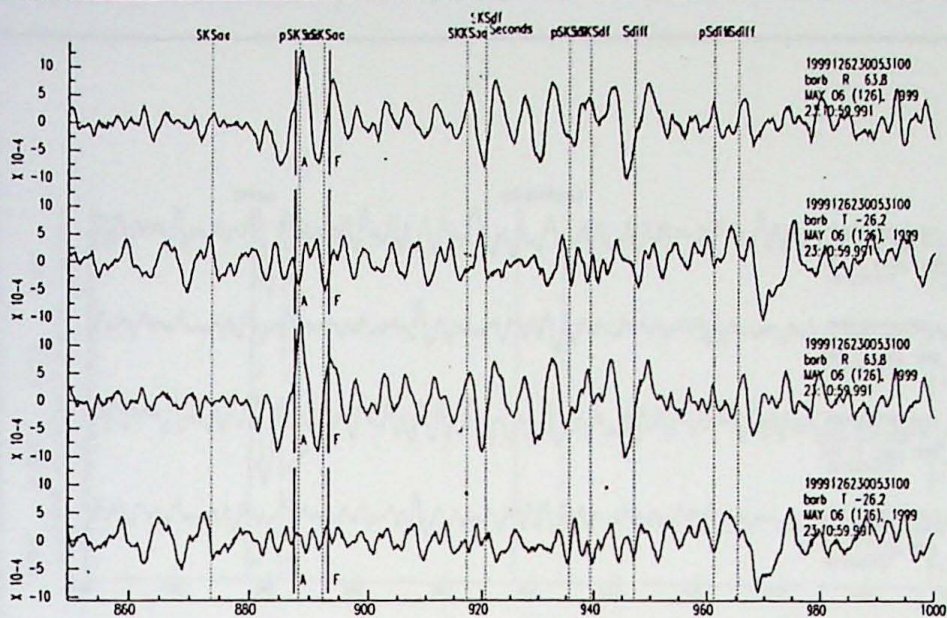
Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1998 141 05:34:25,5
 Distância (°): 153,6
 Azimute (°): 216,8
 Backazimute (°): 140,1
 Latitude: 0,207
 Longitude: 119,584
 Profundidade: 33km
 $\Phi(\text{°}): 71 \pm 22,5$
 $dt: 0,7 \pm 2,3$
 Classificação do resultado: nulo



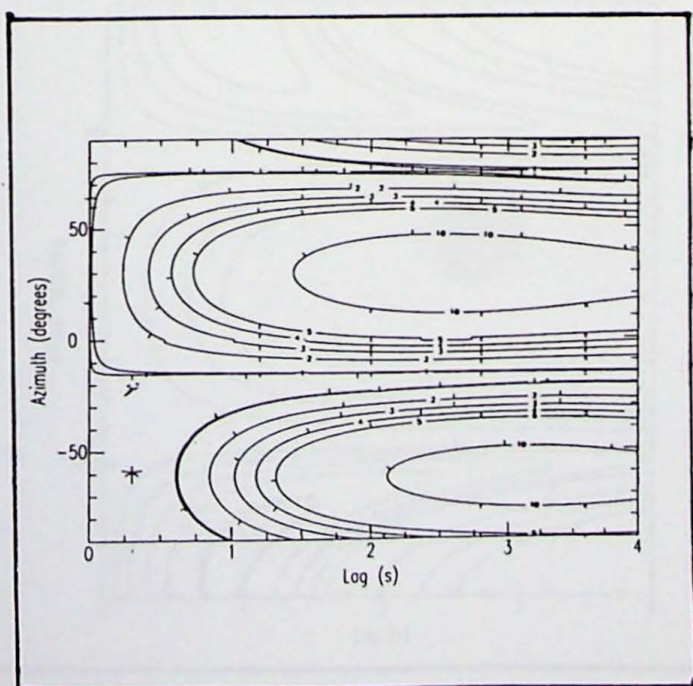
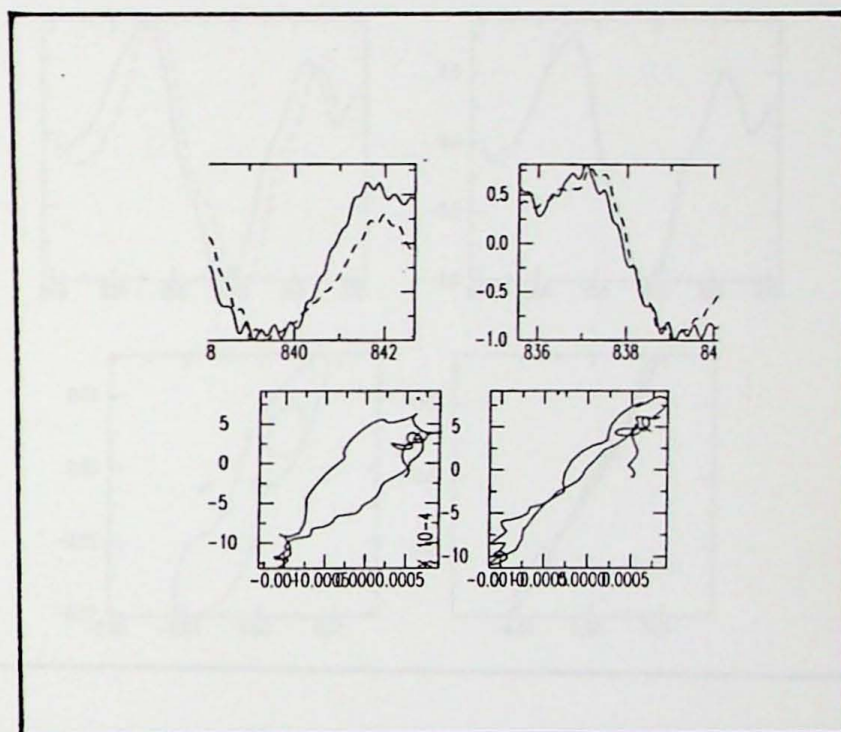
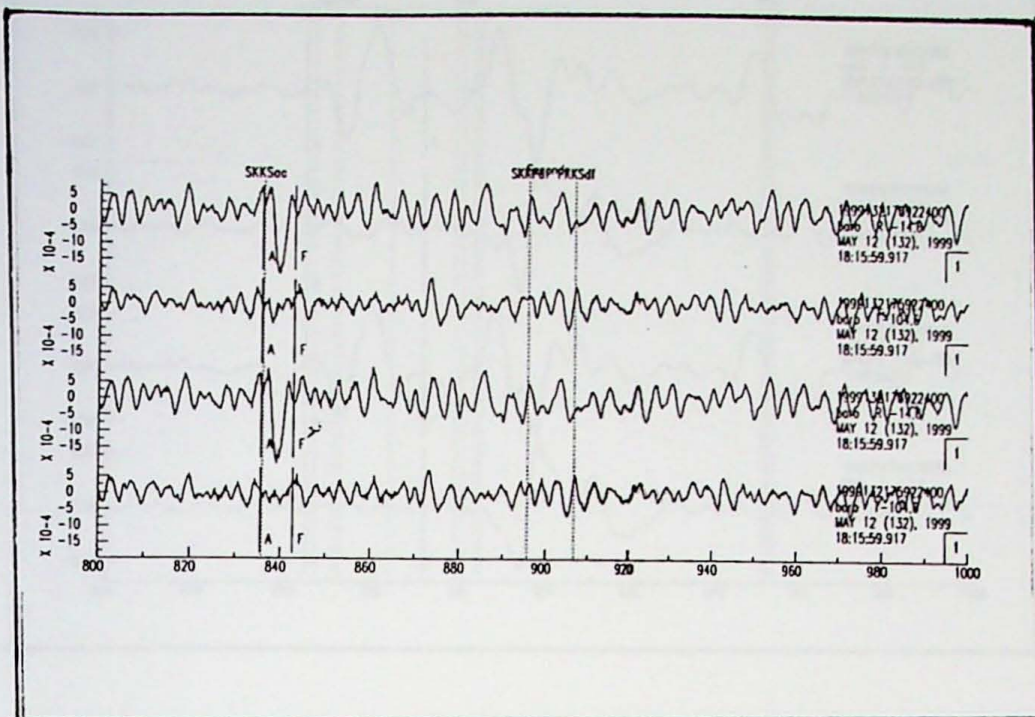
Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1998 178 13:55:52,0
 Distância (°): 94,2
 Azimute (°): 246,7
 Backazimute (°): 52,1
 Latitude: 36,878
 Longitude: 35,307
 Profundidade: 33km
 $\Phi(\text{°})$: -67 ± 11
 dt : $1,25 \pm 0,4$
 Classificação do resultado: bom



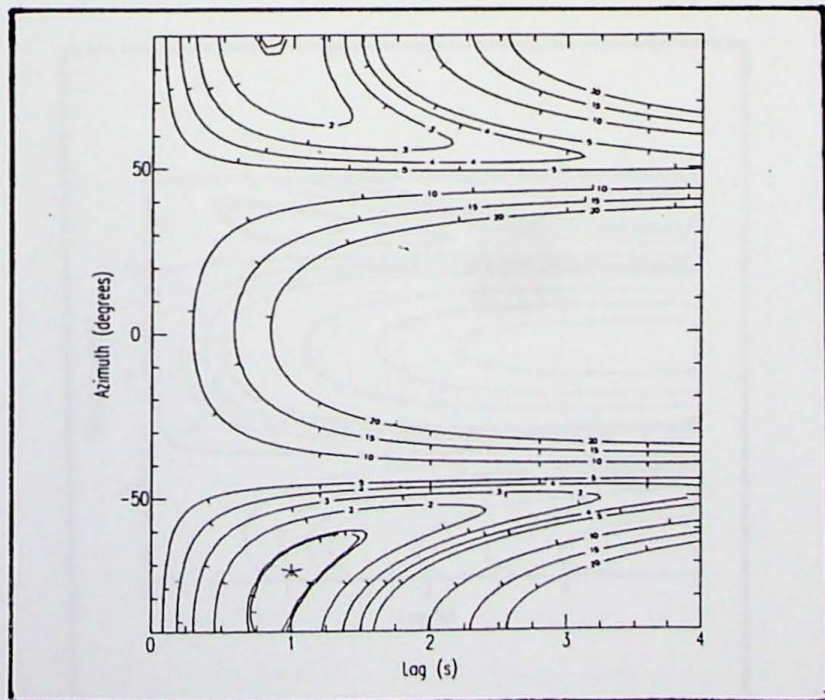
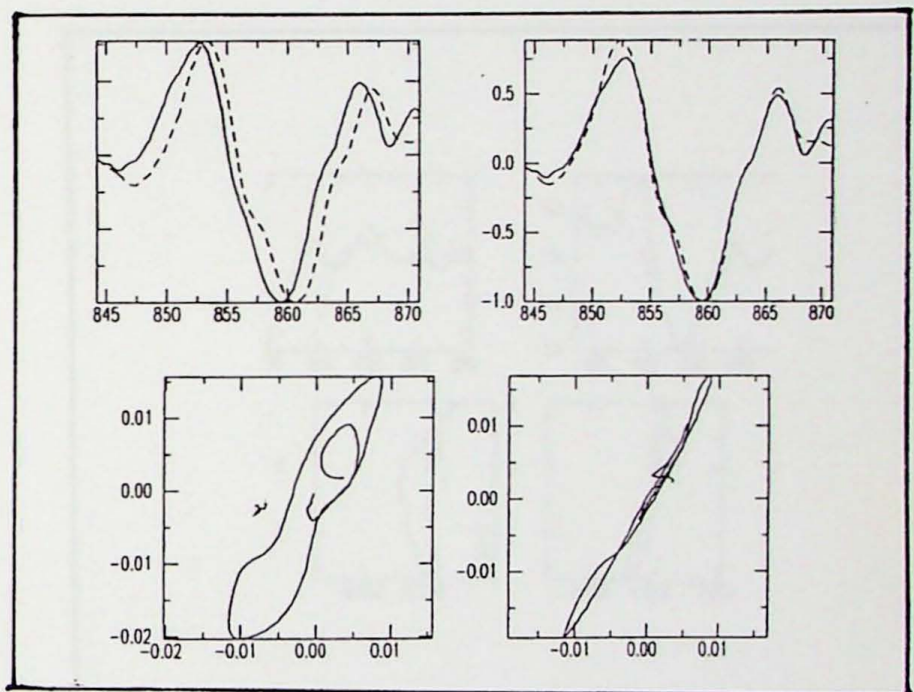
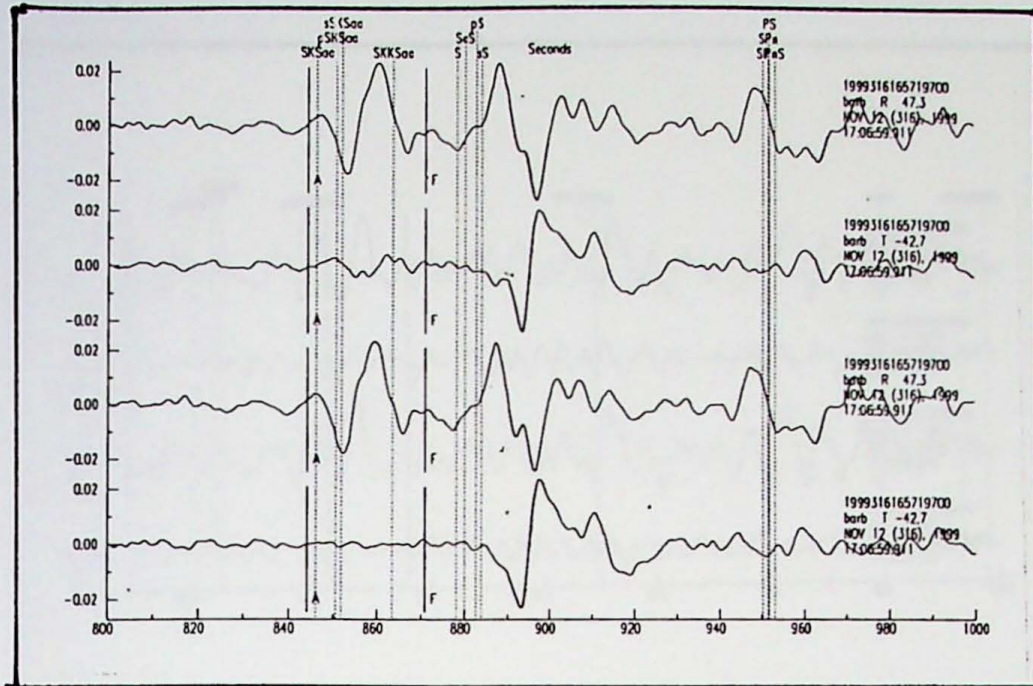
Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1998 190 14:45:39,9
 Distância (°): 112,9
 Azimute (°): 134,4
 Backazimute (°): 221,3
 Latitude: -30,487
 Longitude: -178,994
 Profundidade: 130km
 $\Phi(\text{°}): 74 \pm 22,5$
 $dt: 0,45 \pm 2,2$
 Classificação do resultado: nulo



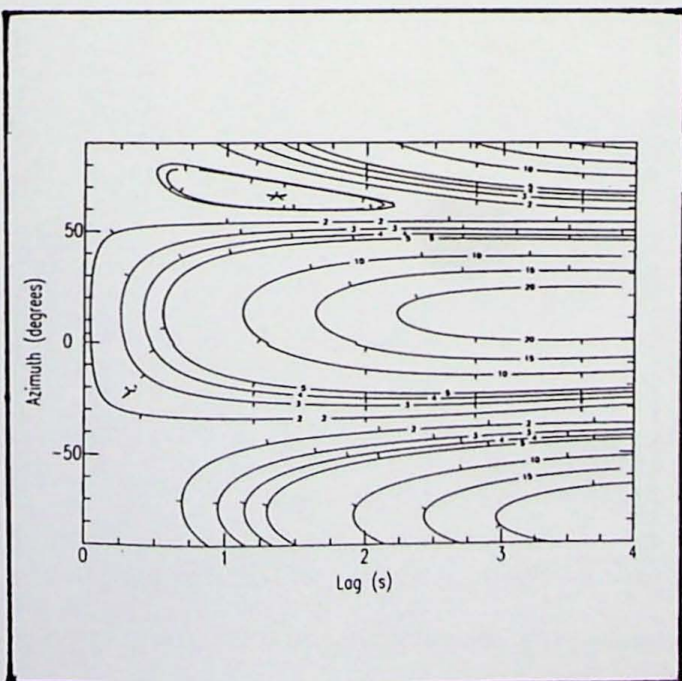
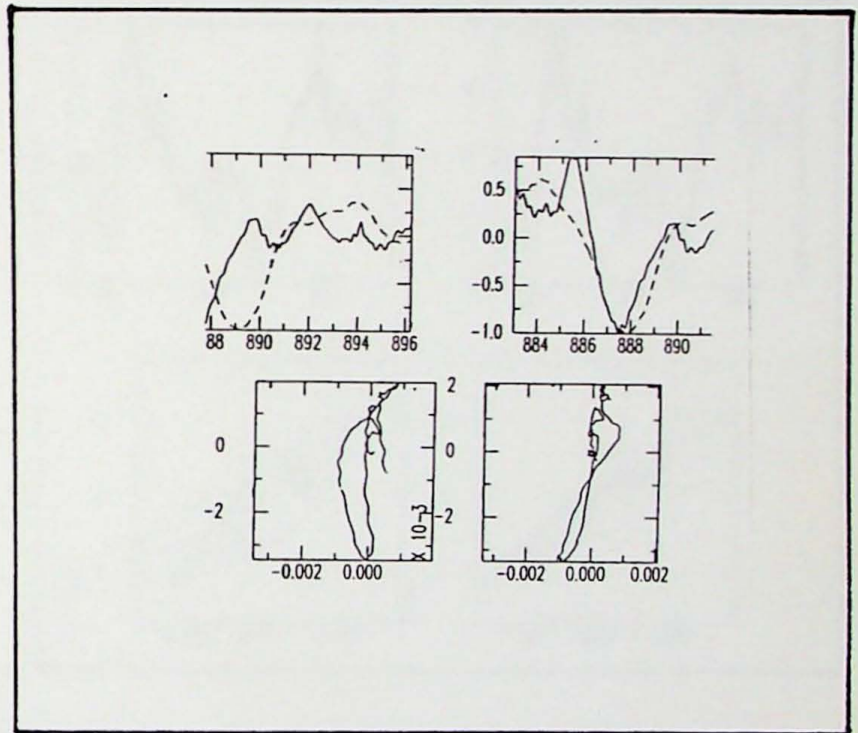
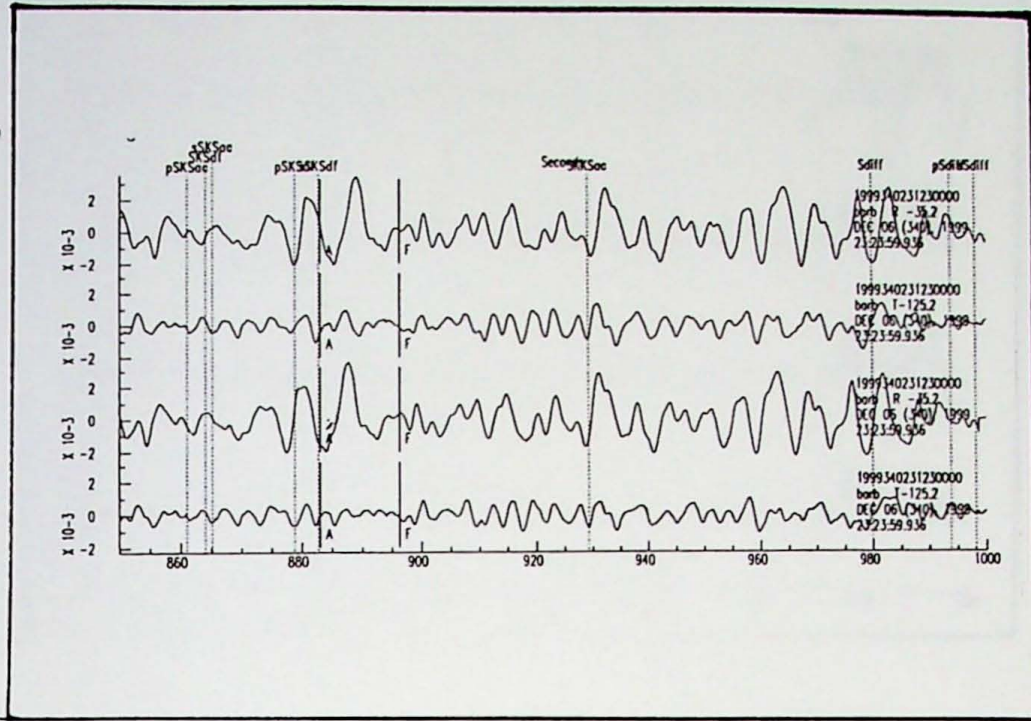
Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1999 126 23:00:53,1
 Distância (°): 104,9
 Azimute (°): 253,9
 Backazimute (°): 63,8
 Latitude: 29,501
 Longitude: 51,880
 Profundidade: 33km
 $\Phi(\text{°})$: $90 \pm 14,5$
 dt : $0,8 \pm 0,4$
 Classificação do resultado: bom



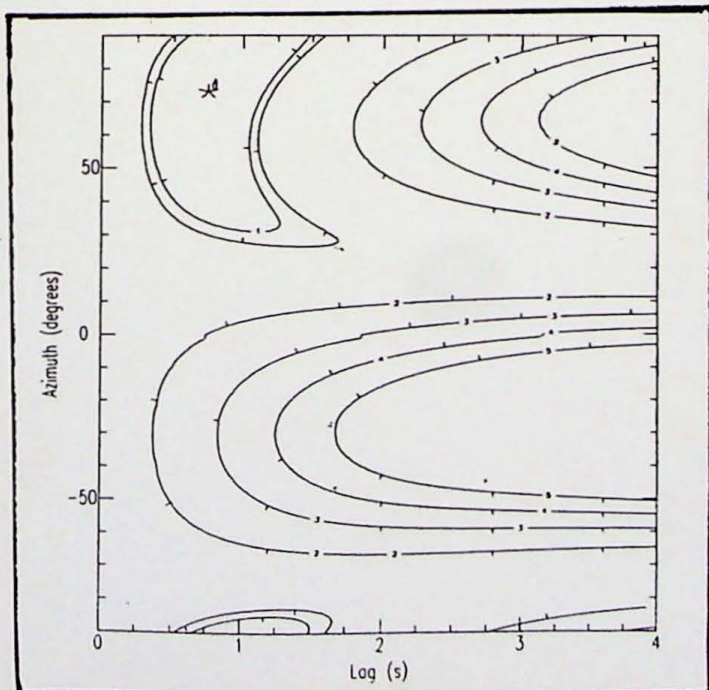
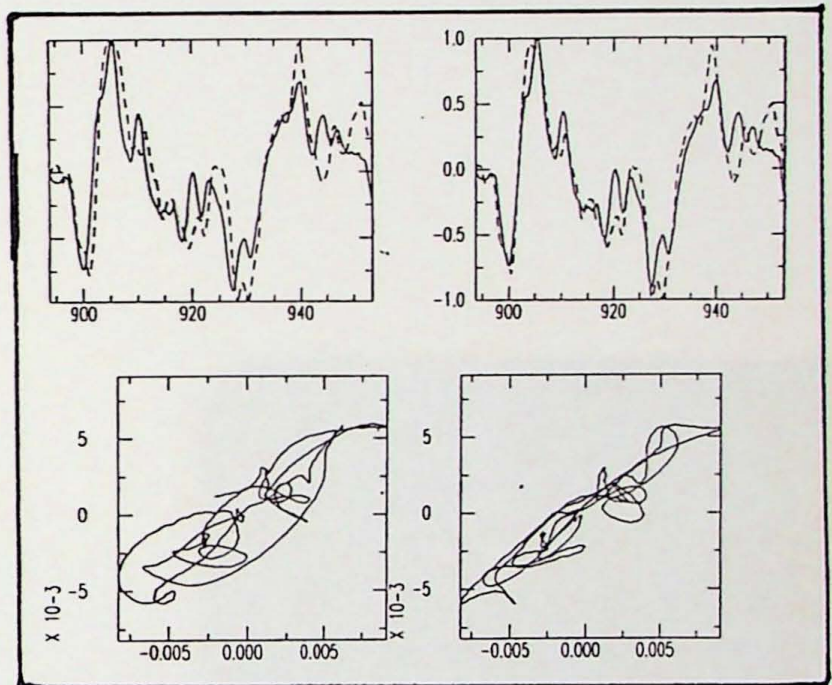
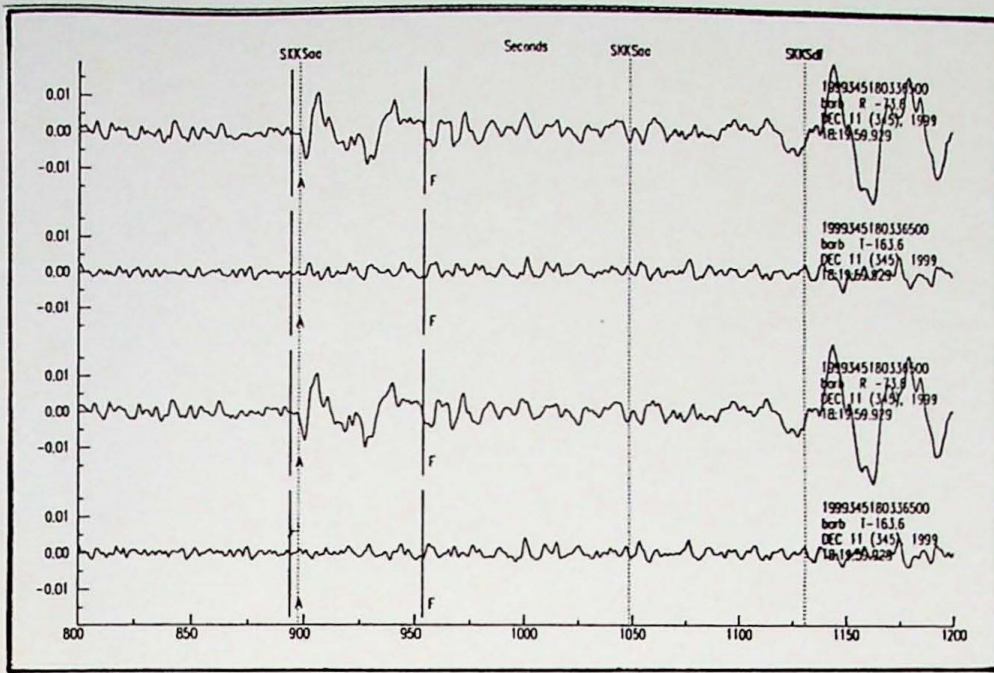
Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1999 132 17:59:22,4
 Distância (°): 157,3
 Azimute (°): 18,8
 Backazimute (°): 345,4
 Latitude: 43,032
 Longitude: 143,835
 Profundidade: 33km
 $\Phi(\text{°})$: $-59 \pm 22,5$
 dt : $0,3 \pm 2,1$
 Classificação do resultado: nulo



Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1999 316 16:57:10,7
 Distância (°): 92,8
 Azimute (°): 244,4
 Backazimute (°): 47,3
 Latitude: 40,730
 Longitude: 31,122
 Profundidade: 10km
 $\Phi(\text{°})$: $-72 \pm 10,5$
 dt : $1,0 \pm 0,2$
 Classificação do resultado: bom



Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1999 340 23:12:30,0
 Distância (°): 118,8
 Azimute (°): 84,5
 Backazimute (°): 324,8
 Latitude: 57,455
 Longitude: -154,566
 Profundidade: 33km
 $\Phi(\text{°})$: 66 ± 6
 dt : $1,35 \pm 0,4$
 Classificação do resultado: bom



Estação: Barbacena (Barb)
 Hora de Origem: 1999 345 18:03:36,5
 Distância (°): 163,5
 Azimute (°): 248,4
 Backazimute (°): 106,4
 Latitude: 15,776
 Longitude: 119,767
 Profundidade: 33km
 Φ (°): 73 ± 21
 dt : $0,75 \pm 0,4$
 Classificação do resultado: bom

