IMPORTÂNCIA DA ESTAÇÃO SISMOGRÁFICA

TIPO ARRANJO DE VALINHOS

Orientador:

Prof. Dr. Evaristo Ribeiro Filho

[Orientação de Mestre]

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004528

[1974]

ANTEZANA PANIAGUA, Remy David
Importância da estação sismográfica
tipo arranjo de Valinhos.

RESUMO

A América do Sul possui uma densidade muito baixa de estações sismográficas, em relação a outras áreas da Terra e quase todas elas concentradas ao longo da faixa andina, onde o índice de sismicidade é elevado. A região centro-oriental sul-americana, de baixa sismicidade, permite a operação de sismógrafos com amplificações maiores que as situadas na região andina, onde o nível de ruído sísmico de fundo é elevado. A instalação de estações com equipamento altamente sensível na região centro-oriental sul-americana, convenientemente afastadas do litoral atlântico, aumenta as possibilidades de detectar um número maior de sismos, e em condições mais favoráveis, que as estações da região andina.

A aplicação de alguns métodos de análise e interpretação de dados sísmicos permite a identificação de características estruturais existentes no interior da Terra. O uso de estações sismográficas tipo arranjo oferece vantagens importantes nos estudos do interior da Terra, comparado com os dados fornecidos por estações pontuais. No presente trabalho, mediante a análise e interpretação de sismogramas, obtidos na estação sismográfica experimental de Valinhos e na estação tipo arranjo de Brasília (SAAS), foi possível mostrar que os dados obtidos na estação de Valinhos são úteis para efetuar estudos de sismicidade e tectônica a níveis local e regional, assim como para estudos da estrutura interna do nosso planeta.

Para o presente trabalho, foram selecionados 37 sismos, com distâncias epicentrais compreendidas entre 15° e 68°

em relação a Valinhos, cujos sismogramas foram analisados detalhadamente com a finalidade de identificar as fases sísmicas presentes, efetuar a leitura dos tempos de chegada dessas fases, e a leitura dos parâmetros para o cálculo da magnitude sísmica. O uso dos modelos sísmicos de Jeffreys e Bullen (J-B) e de Herrin, na análise mencionada, permitiram obter dois tipos de resíduos de tempo de percurso para as fases identificadas. A distribuição azimutal desses resíduos, não obstante o reduzido número de dados disponíveis no presente estudo, permitiu sugerir a existência de várias irregularidades na estrutura interna da Terra, tais como algumas áreas na região andina onde os sismos apresentam resíduos discordantes, em Valinhos e SAAS, com os resíduos predominantes dos sismos que ocorrem nessa região. Os resíduos, em relação ao modelo de J-B, são maiores para sismos com epicentros em regiões tectonicamente mais complicadas, e na sua maioria, negativos (tempo de percurso teórico maior que o observado) para sismos com distância epicentral até 68° . Nesses sismos, as magnitudes calculadas em Valinhos e SAAS apresentam algumas características importantes, tais como, um valor elevado, em relação ao adotado por centros sismológicos internacionais, no caso de alguns sismos com distâncias epicentraís menores que 25° ; a existência de alguns casos em que a magnitude é maior em Valinhos que em SAAS, para sismos ocorridos na mesma área.

Os sismogramas analisados, dos sismos com distâncias epicentraís maiores que 125° , oferecem a oportunidade de efetuar pesquisas detalhadas das diferentes ramificações da fase PKP, seus limites de ocorrência, tempos de percurso, etc., tornando possíveis o estudo do núcleo terrestre e a revisão das tabelas

de tempo de percurso para essas fases.

Pelos resultados obtidos no presente trabalho, conclui-se que a estação sismográfica de Valinhos fornecerá dados úteis para estudos de sismicidade e tectônica a níveis local e regional, e da estrutura interna da Terra. Considerando-se as características instrumentais e o tipo de estação, que se pretende instalar em Valinhos, a qualidade dos dados e o processamento dos mesmos serão notavelmente melhorados.

AGRADECIMENTOS

Desejo expressar meus sinceros agradecimentos ao Dr. Evaristo Ribeiro Filho pelo seu amplo apoio e orientação recebi dos na presente pesquisa. Agradeço igualmente, e de modo muito particular, ao Dr. Jesus Berrocal pela singular dedicação e inte^{re}resse que sempre dispensou em todas as fases do trabalho.

Meus reconhecimentos ao Dr. Igor I.G. Pacca, Chefe do Departamento de Geofísica, e ao Prof. Marcelo Assumpção que conse^{gu}iram concretizar a instalação de uma estação sismográfica expe^{ri}mental em Valinhos. Os dados sísmicos acumulados durante a ope^{ra}ção experimental dessa estação constituíram o material para rea^{li}zar o presente trabalho.

Agradeço também ao Dr. Jorge Mendiguren, Diretor da Es^{ta}ção Sismográfica da Universidade de Brasília, por autorizar o uso dos sismogramas registrados nessa estação. Ao Sr. Julio Cer^{que}ira, meus agradecimentos, pela cooperação dispensada na obten^{ção} dos sismogramas pertinentes ao presente estudo.

Minha profunda gratidão ao Sr. Rutenio L.C. Araujo e es^{po}sa pela colaboração e estímulo inestimáveis recebidos, princi^{pal}mente na fase final do trabalho. Estou grato à Sr.^a Beatriz A^{ra}ujo pela revisão cuidadosa da redação do texto. Agradeço tam^{bém} à Srt.^a Margaret Midori Hirai pelo excelente trabalho de dati^{log}rafia.

Ao pessoal do Departamento de Geofísica que direta ou indiretamente deu seu apoio e contribuição no decorrer do traba^{lho}.

lho; a eles meu reconhecimento.

Agradeço igualmente ao Setor Gráfico pelos esmerados trabalhos de impressão e desenho realizados.

De modo muito especial agradeço à minha esposa pelo seu contínuo e denodado apoio durante todas as fases do presente trbalho.

INDICE

	<u>Pág.</u>
RESUMO	ii
AGRADECIMENTOS	v
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Considerações Preliminares	1
1.2 - Objetivos do Trabalho	5
1.3 - Plano de Trabalho	6
CAPÍTULO 2 - ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS TIPO ARRANJO	7
2.1 - Introdução	7
2.2 - Vantagens das Estações Tipo Arranjo	8
2.3 - Estudos Sismotectônicos com Estações Tipo Arranjo	10
2.4 - Sismicidade Local com dados de Esta- ções Tipo Arranjo	12
CAPÍTULO 3 - A ESTAÇÃO EXPERIMENTAL DE VALINHOS	15
3.1 - Organização	15
3.2 - Localização	16
3.3 - Distribuição do Arranjo	17
3.4 - Instrumentação	20
3.5 - Qualidade dos Registros	22
3.6 - Captabilidade da Estação	25

CAPÍTULO 4 - CONCEITOS TEÓRICOS	31
4.1 - Generalidades	31
4.2 - Ondas Sísmicas Principais	33
4.3 - Principais Descontinuidades da Terra	35
4.4 - Atenuação	47
 CAPÍTULO 5 - ANÁLISE DE SISMOGRAMAS E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	 50
5.1 - Introdução	50
5.2 - Dados Existentes	52
5.3 - Qualidade dos Registros	56
5.4 - Classificação dos Sismos Observados	57
5.5 - Análise dos Sismogramas	59
5.6 - Resíduos de Tempo de Percurso (ΔT)	85
5.6.1 - Análise dos Resíduos de Tempo de Percurso (ΔT)	90
5.6.2 - Interpretação da Distribuição dos ΔT	95
5.7 - Observações de Magnitude	97
 CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES	 103
 ANEXO 1	 107
 BIBLIOGRAFIA	 110

LISTA DE TABELAS

<u>Tabela</u>		<u>Pág.</u>
1	Número de Estações Sísmicas em várias Regiões da Terra, de acordo à Lista Publicada pela USCGS, em maio de 1967 (BATH, 1973).	3
2	Coordenadas Geográficas dos Pontos da Estação Sismográfica Experimental de Valinhos.	19
3	Parâmetros Hipocentrais dos Sismos Estudados e Registrados em Valinhos e SAAS, em 1975.	53
4	Resíduos de Tempo de Percurso (ΔT) para Valinhos e SAAS.	92
5	Valores de K e KT para os Sistemas das Estações Sismográficas de SAAS e Valinhos.	99
6	Valores de Magnitude (m_b) e Resíduos de Magnitude (Δm_b) para Valinhos e SAAS.	100

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Pág.</u>
1	Estação Sismográfica de Valinhos.	18
2	Abrigo dos Sismômetros.	21
3	Bloco Diagrama do Sistema de Registro da Estação Sismográfica de Valinhos.	23
4	Sismo Regional Registrado na Estação Sismográfica de Valinhos.	28
5	Explosão Nuclear Subterrânea Registrada na Estação Sismográfica de Valinhos.	29
6	Distribuição de Velocidades das Ondas P e S com a Profundidade, segundo : a) - JEFFREYS (1939) e b) - GUTENBERG (1959).	37
7	Diagrama mostrando a Constituição Interna da Terra e a "Zona de Sombra" para as Ondas P causada pela Refração dos Raios Sísmicos no Núcleo.	37
8	Trajetórias das Principais Ondas que saindo do Foco como Ondas P (a) e como Ondas S (b) atravessam ou se Refletem no Núcleo Externo e Interno (COULOMB e JOBERT, 1973)	39
9	Curvas de Tempo de Percurso para as Ondas Sísmicas PKP (Tabelas Sísmicas de Herrin).	41
10	Curvas de Tempo de Percurso para as Ondas Sísmicas PKP (Tabelas Sísmicas de J-B)	42

11	Trajetórias e Curvas de tempo de Percurso das Fases Ramificadas da Onda PKP (COULOMB e JOBERT, 1973).	43
12	Curvas de Tempo de Percurso Teóricas das Fases Ramificadas da Onda P na "Descontinuidade dos 20°" (Tabelas Sísmicas de J-B).	45
13	Distribuição do Fator de Qualidade (Q) com a Profundidade (h) para as Ondas P no Manto (IBRAHIM, 1971).	48
14	Mapa de Epicentros dos Sismos Estudados e Registrados pela Estação Sismográfica Experimental de Valinhos.	55
15	Sismogramas apresentando dois Impulsos da P (P_1 e P_2), com Velocidades Aparentes diferentes (9,9 e 9,2 Km/seg, respectivamente).	60
16	Sismogramas (de Valinhos) de Sismos com Δ próximo dos 20°, apresentando a Multiplicidade de Fases (P_r , P_d e P_u) da Onda P causada pela "Descontinuidade dos 20°".	61
17	Sismogramas (de SAAS) de Sismos com Δ próximo dos 20°, apresentando a Multiplicidade de Fases (P_r , P_d e P_u) da Onda P causada pela "Descontinuidade dos 20°".	63
18	Sismogramas apresentando as Fases (P, pP, sP e PP) em forma clara, inclusive uma Fase posterior à sP não identificável, a qual poderia ter sido originada em alguma Descontinuidade Horizontal ou Lateral no	

FiguraPág.

	Manto Terrestre.	64
19	Sismogramas apresentando as Fases P, pP e sP (com Amplitudes maiores em Valinhos do que em SAAS, particularmente na Fase P) e outras Fases não identificadas.	65
20	Sismogramas mostrando a presença de dois Impulsos da Fase P(sismo 5) e as Fases "prē" (sismos 4 e 23).	67
21	Sismogramas apresentando as Fases "prē", P, pP e sP e outras Fases não identificadas, características de sismos com distâncias epicentrais entre 40° e 60° aproximadamente, e com Trajetórias oceânicas e continentais.	69
22	Sismogramas apresentando as Fases "prē", P, pP, sP, PcP e outras não identificadas, características de sismos com distâncias epicentrais entre 40° e 60° , e com Trajetórias oceânicas e continentais.	71
23	Sismogramas apresentando as Fases PKP para Sismos com distâncias epicentrais menores que 140° .	73
24	Sismogramas mostrando a Ramificação da Fase PKP e a presença de outras Fases refletidas na Superfície Terrestre.	75

- 25 Sismogramas apresentando a possível presença da Fase PKP_1 para Sismos com distâncias epicentrais menores que 143° , e a aparição das Ramificações da Fase PKP , assim como das Fases refletidas $pPKP$ e outras não identificadas. 77
- 26 Sismogramas mostrando as Ramificações da Fase PKP e a ordem de chegada alternada em função da distância epicentral. Assim mesmo a presença da Fase PKP_1 para Sismos com distâncias epicentrais maiores que 147° . 79
- 27 Sismogramas apresentando a Fase PKP_1 (para distâncias epicentrais maiores que 147°) e a Fase PKP_2 notavelmente atrasada a medida que aumenta a distância epicentral. 80
- 28 Sismogramas apresentando somente duas Fases Ramificadas nítidas da Fase PKP ($PKIKP$ e PKP_2), e algumas Fases refletidas na Superfície Terrestre. 82
- 29 Tempos de Percurso Observados e Curvas Teóricas para Ondas PKP . 83
- 30 Distribuição Azimutal dos ΔT para Valinhos (com as Tabelas Sísmicas de J-B) 86
- 31 Distribuição Azimutal dos ΔT para SAAS (com as Tabelas Sísmicas de J-B). 87

<u>Figura</u>		<u>Pág.</u>
32	Distribuição Azimutal dos ΔT para Vali nhos (com as Tabelas Sísmicas de Herrin)	88
33	Distribuição Azimutal dos ΔT para SAAS (com as Tabelas Sísmicas de Herrin).	89
34	Distribuição dos Resíduos ΔT com Δ (pa ra Valinhos).	97-A
35	Distribuição dos Resíduos ΔT com Δ (pa ra SAAS).	97-B

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - Considerações Preliminares

As razões imperantes para se intensificar as observações, nas áreas altamente sísmicas, são as de se efetuar estudos que visam, principalmente, a prevenção e a predição sísmicas. Por esse motivo tem-se uma concentração de estações sismográficas ao longo de regiões altamente sísmicas, sendo notáveis as áreas do Japão, Califórnia, Nova Zelândia e parte da União Soviética e uma ausência conspícua das mesmas nas áreas estáveis no interior dos continentes (por exemplo no maciço brasileiro) e nos oceanos.

Além dos objetivos assinalados para os estudos sismológicos efetuados nas áreas altamente sísmicas, pode-se citar também o de contribuir com dados, de uma maneira padronizada, para estudos do interior da terra a níveis global, regional, e local. Essa contribuição é acrescentada de forma notável pela instalação de estações sismográficas em regiões estáveis, onde é possível operar os sismógrafos com amplificações muito maiores em relação às que se obtém em áreas altamente sísmicas, onde geralmente existe um elevado nível de ruído sísmico de fundo.

A maioria das estações que operam atualmente na terra, aproximadamente 2100, são estações pontuais, ou seja, que ocupam um só ponto geográfico, compostas por 3 componentes (NS, EW, Z) de período curto e 3 componentes similares, de período longo, ou como é mais comum, compostas por uma componente vertical (Z) de

período curto. Cada uma dessas estações contribui com dados para estudos de sismicidade global, regional e local, mas deve-se frisar que para alcançar os objetivos principais da sismologia é indispensável que exista cooperação entre os diferentes grupos sismológicos, já que dados de estações pontuais isoladas não oferecem senão informações de uso limitado. Além disso, essas estações, pelo acima exposto, funcionam com amplificações baixas. Para melhorar a capacidade de detecção sísmica, além da opção de selecionar melhores locais, desenvolveu-se uma nova metodologia que consiste na combinação de registros de vários sismômetros espalhados numa área, em forma geométrica, ao invés de ocupar um só ponto como no caso de estações pontuais. Registros de arranjos lineares de sismômetros, cujas dimensões geralmente oscilam, entre poucas centenas de metros e alguns quilômetros de comprimento, têm sido usados há muitos anos nas pesquisas de estrutura crustal e prospecção sísmica. Algumas vezes usou-se na prospecção sísmica a distribuição bidimensional dos sismômetros, como uma variação dos arranjos retilíneos. Essa nova concepção em sismologia compreende as estações tipo arranjo (isso é um arranjo de sismômetros) a qual foi sugerida para seu uso na detecção e identificação de explosões por métodos sísmicos, ao redor de 1958.

A faixa andina sul-americana fazendo parte do cinturão sísmico do Pacífico apresenta um índice elevado de atividade sísmica. Segundo a Tabela 1, a América do Sul possui 82 estações sismográficas, o que corresponde a uma densidade de $4,6 \text{ por } 10^6 \text{ Km}^2$, quantidade insuficiente para o conhecimento completo da atividade sísmica que apresenta e para se efetuar estudos sismotectônicos a nível regional nesse continente. Atualmente, nem todas as estações sul-americanas, que constam nas listas do USCGS (Uni

TABELA 1

NÚMERO DE ESTAÇÕES SÍSMICAS EM VÁRIAS REGIÕES DA TERRA, DE ACORDO A LISTA PUBLICADA PELA USCGS, EM MAIO DE 1967. (BATH, 1973)

Nº *	REGIÃO	Nº DE ESTAÇÕES n_o	SUPERFÍCIE 10^6 Km^2	DENSIDADE DE ESTAÇÕES n_o/A
1	Japão	170	0,37	459
2	Itália	54	0,30	180
3	Nova Zelândia	44	0,27	163
4	Europa Central, Sul da Dinamarca, W. da Rússia, N. da Espanha, Itália, Grécia	132	2,24	59
5	Grã Bretanha, Irlanda	15	0,33	45
6	EUA, incluindo as Aleutas, Alaska e Hawai	296	9,36	32
7	Ryukyu, Formosa, Indonésia e Nova Guiné	69	2,58	27
8	Espanha e Portugal	13	0,60	22
9	Escandinávia e Finlândia	24	1,15	21
10	Grécia e Turquia	17	0,90	19
11	América Central, Índias Ocidentais e México	49	2,74	18
12	Índia	23	3,15	7,3
13	Mediterrâneo Oriental e Paquistão	20	3,33	6,0
14	Austrália	43	7,70	5,6
15	União Soviética	122	22,40	5,4
16	América do Sul	82	17,80	4,6
17	Canadá	42	9,97	4,2
18	Groenlândia	8	2,18	3,7
19	China, Mongólia, Manchúria, Coreia e Tibet	41	15,06	2,7
20	África	51	30,29	1,7
21	Antártida	23	14,10	1,6
22	Oceano Pacífico	28	180	0,2
23	Oceano Atlântico	14	106	0,1
24	Oceano Índico	3	75	0,1

* colocados em ordem decrescente de densidade de estações

ted States Coast and Geodetic Survey) de 1967, estão em operação, sendo que o número real de estações é 64, de acordo a lista do USGS (United States Geological Survey) de 1974, de modo que a densidade de estações sismográficas em operação na América do Sul é somente de 3,6 estações por 10^6 Km^2 . Para melhorar o nível de conhecimento da sismicidade sul-americana é necessário melhorar sensivelmente a densidade de estações na América do Sul, ou instalar estações de arranjo nas áreas estáveis do continente. Atualmente existe só uma estação de arranjo na América do Sul, a de Brasília (SAAS - South American Array System) que começou a operar em 1966 (BERROCAL, 1977). Houve uma outra em Las Penas (La Paz - Bolívia) que operou de 1963 até 1974.

A sismologia no Brasil começou a desenvolver-se, efetivamente a partir da instalação do SAAS, embora tenha existido em operação as estações do Rio de Janeiro desde 1906, e a de Natal desde 1965. Tem havido, recentemente no Brasil, um interesse crescente em relação à estrutura e tectônica do Escudo Brasileiro. A criação da Comissão Brasileira para o Projeto de Geodinâmica tem como objetivos o estudo das geosuturas, da tectônica sub-superficial e das estruturas geológicas importantes no território brasileiro, como foi extraído do Programa Preliminar de Trabalho da mencionada Comissão (CNPq, 1972). Dentro desse programa, as pesquisas sismológicas contribuirão, sem dúvida, com informações muito importantes. Outro campo de interesse para o desenvolvimento da sismologia no Brasil é a sua aplicação em problemas de geotecnia, relacionados principalmente, com a sismicidade induzida por reservatórios hidroelétricos.

Em vista dos argumentos antes mencionados e existindo na atualidade programas cooperativos em perspectiva e outros em

andamento, entre a Universidade de São Paulo e algumas instituições nacionais e internacionais, no campo da Sismologia, o Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo se propõe a desenvolver um programa de Sismologia, baseado na instalação de uma estação sismográfica tipo arranjo, provavelmente em Valinhos (Estado de São Paulo), com a qual se pretende efetuar um amplo programa de pesquisas sismológicas, visando preencher as necessidades locais e regionais.

O presente trabalho descreve a etapa experimental da estação sismográfica da Universidade de São Paulo e analisa alguns resultados dos dados obtidos na mencionada etapa. Para se efetuar análises comparativas têm sido usados, também, dados do SAAS, correspondentes aos sismos estudados no presente trabalho.

1.2 - Objetivos do Trabalho

O principal objetivo do presente trabalho é mostrar a contribuição que a estação sismográfica de Valinhos prestará tanto aos estudos de sismicidade local e regional, quanto ao melhor conhecimento da tectônica nacional e sul-americana a partir de dados sísmicos. Paralelamente, os dados da estação de Valinhos contribuirão para um conhecimento mais apropriado das regiões mais profundas do nosso planeta, como se pretende demonstrar neste trabalho.

Pretende-se também determinar a qualidade do local ocupado pela estação experimental, no que se refere a sua capacidade de detecção sísmica, para definir a instalação da estação permanente.

1.3 - Plano de Trabalho

Devido a pouca tradição sismológica que existe no Brasil, foi necessário incluir no presente trabalho conceitos teóricos e básicos dos temas a serem discutidos. Assim, no Capítulo 2, são apresentados os conceitos básicos sobre estações sismográficas tipo arranjo e, no Capítulo 4, alguns conceitos teóricos de temas que serão tratados posteriormente.

No Capítulo 3, descrevem-se as características da Estação Sismográfica Experimental de Valinhos e tenta-se definir o grau de captabilidade da estação.

Os dados utilizados, e a análise e interpretação dos mesmos, são apresentados no Capítulo 5, onde se discutem e aplicam os conceitos descritos no Capítulo 4.

Finalmente, no Capítulo 6, são sintetizados os resultados obtidos na presente pesquisa.

CAPÍTULO 2

ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS TIPO ARRANJO

2.1 - Introdução

Até inícios da década de 60, aproximadamente, as pesquisas sismológicas eram baseadas em dados fornecidos por estações sísmicas pontuais. A partir daquela data, além dos avanços no campo da instrumentação e de pesquisas na sismologia teórica, desenvolveram-se as estações sísmicas tipo arranjo, tornando possível, por meio de diversos e modernos métodos de análise, a determinação de alguns parâmetros sísmicos com maior precisão do que os alcançados pelas estações pontuais. Neste capítulo, pretende-se dar uma idéia da versatilidade e vantagens das estações tipo arranjo.

Das várias recomendações feitas na Conferência de Expertos, realizada em Genebra em 1958, que visavam a detecção e identificação de explosões nucleares por métodos sísmicos, criou-se uma nova concepção de estações sísmicas, as chamadas Estações Sísmicas de Arranjo (Seismic Array Stations).

Em 1961, a United Kingdom Atomic Energy Authority (UKAEA) dava início ao uso de estações de arranjo na detecção de sinais gerados por explosões nucleares, quando instalaram um pequeno arranjo em Pole Mountain, Wyoming (USA) para detectar a explosão Gnome. Posteriormente, foram instaladas outras estações de arranjo principalmente pelos sismólogos britânicos e norte-americanos, os quais desenvolveram estações de arranjo lineares e geomé

tricas, respectivamente.

O tamanho dessas estações de arranjo é variável e poderia ser englobado nas seguintes categorias:

- estações de arranjo com cobertura de até 200 Km , como por exemplo, LASA (USA) e NORSAR (Noruega).
- estações de arranjo com abertura de até 50 Km , por exemplo, Esklademuir (Grã Bretanha), SAAS (Brasil), etc.
- estações de arranjo com abertura de poucos quilômetros (10 Km aproximadamente), por exemplo, as estações operadas pela Força Aérea dos Estados Unidos da América do Norte.

2.2 - Vantagens das Estações Tipo Arranjo

As estações de arranjo permitem alcançar em alguns aspectos importantes resultados vantajosos com relação às estações sísmicas pontuais. Em primeiro lugar, consegue-se o melhoramento da razão sinal/ruído por meio da correlação dos registros dos diferentes pontos da estação. Este método consiste na somatória dos sinais sísmicos registrados em cada ponto da estação do arranjo, após aplicar atrasos apropriados para cada ponto, conseguindo-se um sinal resultante de maior amplitude, enquanto que o ruído, por não ser coerente, a sua amplitude resultante não é aumentado de forma proporcional ao número de pontos do arranjo. Dessa maneira, a razão sinal/ruído é aumentada por um fator $\sqrt{N}$, aproximadamente, onde N é o número de pontos do arranjo. Esse acréscimo na razão sinal/ruído torna-se importante sobretudo quando se trata de sismos pequenos mascarados pelo ruído de fundo (UKAEA, 1965; BIRTILL e WHITEWAY, 1965).

Uma segunda vantagem é a identificação de fases sísmicas, utilizando-se o método de filtragem de velocidades, que consiste na inclusão de atrasos que correspondem a uma determinada fase para um azimute e distância epicentral adequadas. Esse processo aumenta a amplitude da fase, em questão, e diminui a amplitude do ruído e de outras fases diferentes. O registro final, que é obtido somando-se os registros de cada ponto da estação, apresenta as fases sísmicas muito mais claras (BIRTILL e WHITEWAY, 1965).

Outra vantagem é a determinação do azimute e velocidade aparente, conseguida através das diferenças de tempo em que são registradas as fases sísmicas em cada ponto da estação de arranjo (BERROCAL, 1968). Essas diferenças de tempo dependem do azimute e distância epicentral. Portanto, a determinação desses parâmetros será tanto mais precisa quanto maior for a abertura da estação de arranjo e o número de sismômetros existentes. Isto é similar ao fato de orientar a estação de arranjo na direção mais conveniente.

Deve-se ressaltar que esses parâmetros, isto é, o azimute e a velocidade aparente, são muito úteis no estudo da estrutura interna da terra (NIAZI, 1966; CHINNERY e TOKSOZ, 1967; CLEARY et al., 1968; BERROCAL, 1974) e na determinação preliminar de epicentros. As diferenças encontradas na comparação dos valores observados desses parâmetros, com os valores teóricos calculados, a partir de determinações hipocentrais efetuadas por outros meios, permitem a determinação de descontinuidades laterais e horizontais no interior da terra, as quais seriam as responsáveis pelo desvio na trajetória das ondas sísmicas. A localização destas descontinuidades melhora notavelmente a precisão na determinação

de epicentros.

Além das vantagens mencionadas, deve-se salientar as facilidades oferecidas pelo sistema de registro em fita magnética, que utilizam as estações tipo arranjo, tornando possível a aplicação de técnicas de processamento automático dos dados sísmicos.

2.3 - Estudos Sismotectônicos com Estações Tipo Arranjo

As feições e fenômenos tectônicos de nosso planeta são na maioria explicados, de acordo com inúmeros pesquisadores, pela Teoria de Tectônica de Placas. Logo é conveniente, antes de indicar a importância de estações tipo arranjo nos estudos sismotectônicos, recordar sucintamente as partes essenciais desta teoria.

Tentando explicar os complexos mecanismos que intervieram na formação da fisiografia superficial da terra durante o tempo geológico, Wegener em 1915 propôs a teoria da Deriva Continental, que veio a se constituir na maior tentativa nesse sentido (WEGENER, 1966). Esta teoria, que propunha uma interpretação que desafiava nessa época alguns dos princípios básicos da geologia e da geofísica, foi muito debatida. Na década de 60, a idéia de Wegener foi novamente reformulada, pois haviam-se acumulado dados de várias observações geofísicas que ajudaram a decifrar certas incógnitas até então existentes, e que permitiram esboçar os fundamentos de uma nova teoria, a chamada de Teoria de Tectônica de Placas ou Nova Tectônica Global. Esta teoria foi proposta separadamente, por MCKENZIE e PARKER (1967) e por MORGAN (1968), e

postula em suas partes mais essenciais que a crosta terrestre es
tã composta de placas litosféricas que se deslocam em direções o
postas a partir das dorsais meso-oceânicas, onde há uma contribui
ção contínua de material novo proveniente do interior da terra.
As placas oceânicas que se deslocam afastando-se das dorsais oceâ
nicas, mergulham sob placas que avançam em sentido contrário, e
geralmente possuem uma massa continental, formando uma superfí
cie de subdução, conhecida como zona de Benioff, onde se locali
zam a maioria dos focos sísmicos. Os principais fenômenos tectô
nicos são resultados do movimento relativo e da interação entre
as placas da litosfera (camada rígida superior de aproximadamen
te 100 Km de espessura), que se deslocam sobre a astenosfera (ca
mada menos rígida que vai até a algumas centenas de quilômetros
de profundidade). Sabe-se da existência, nessa teoria, de algu
mas evidências não conclusivas e de alguns problemas insolúveis,
que são objeto de pesquisas contínuas. Alguns desses problemas
poderão ser explicados mediante resultados conseguidos em estu
dos sismológicos, especialmente na América do Sul, continente in
terpretado como feição típica e ilustrativa da Teoria de Tectôni
ca de Placas.

As estações sismográficas tipo arranjo, como a que se
pretende instalar em Valinhos, fornecem dados muito úteis nos es
tudos sismotectônicos, uma vez que a análise de seus registros
permitem a obtenção de parâmetros importantes para inferir uma
série de feições tectônicas que poderiam existir nas proximidades
da fonte do sismo, da estação registradora, ou da região por on
de atravessam as ondas sísmicas na sua trajetória desde o foco
até a estação. Vários pesquisadores efetuaram estudos sismotec
nicos a níveis regional e local em diferentes regiões da terra;

BERROCAL (1974) fez estudos sismotectônicos a nível regional na América do Sul utilizando dados do arranjo de Brasília. Todos esses estudos levaram a resultados que se ajustam aos conceitos fundamentais da Teoria da Tectônica de Placas.

A Estação Sismográfica de Valinhos, como se verá mais adiante, encontra-se em uma localização favorável com relação as regiões sísmicas que rodeiam a América do Sul, isto é, a região altamente sísmica do Cinturão do Pacífico (região andina) e a região sísmica da Cadeia Meso-Atlântica. A Estação Sismográfica de Valinhos pode contribuir, mediante seus registros e em colaboração com a Estação de Brasília, com uma série de dados que ajudariam a efetuar estudos sismotectônicos a níveis local e regional. Empregando-se explosões de pedreiras e explosões programadas e sistemáticas, pode-se também melhorar o conhecimento da estrutura da crosta e do manto superior sob território brasileiro, nas áreas ocupadas por estações tipo arranjo.

2.4 - Sismicidade Local com dados de Estações Tipo Arranjo

Os conceitos de sismicidade dados por alguns autores a apresentam certas discrepâncias. Portanto, considera-se conveniente fazer uma breve introdução a respeito, acompanhado de definições dadas por alguns especialistas, para que se tenha uma idéia mais completa do significado do referido termo.

A sismicidade de uma área pode ser representada qualitativamente mostrando-se a localização dos epicentros dos sismos num mapa onde se indicam, com diversos símbolos, os diferentes níveis de magnitude e profundidade, tais como os preparados por

GUTENBERG e RICHTER (1954), BARAZANGI e DORMAN (1969). Mas é necessário ter uma medida quantitativa de sismicidade de modo que seja possível comparar as atividades sísmicas das diferentes regiões da Terra e seus níveis relativos. Vários sismólogos tentaram expressar a sismicidade em termos quantitativos. BATH(1956) definiu a sismicidade como a energia total liberada por unidade de área, por unidade de tempo. RIZNICHENKO (1958) afirma que as quantidades mais apropriadas para representar a sismicidade seriam aquelas relacionadas com a frequência de ocorrência de terremotos. ZATOPEK (1969) define sismicidade como um sistema adequado de dados que caracteriza a atividade sísmica de uma região. Pode-se ver mediante essas definições, as variações que sofreu o significado do termo sismicidade através da história.

No primeiro capítulo comentou-se, resumidamente, sobre as regiões altamente sísmicas da terra. Em contraposição a essas regiões, existem outras áreas como o Maciço Brasileiro que, segundo relatórios históricos (BRANNER, 1912 e 1920) e outros estudos recentes (BERROCAL, 1968 e 1974), apresentam uma atividade sísmica de baixo nível. Portanto, essas áreas que representam geologicamente plataformas ou escudos são caracterizados por um número pequeno de sismos geralmente fracos, mas que, apesar deste fato, podem pelo agrupamento de tais eventos ser estudados seguindo os conceitos de sismicidade. O aperfeiçoamento alcançado relativo à instrumentação, tipos de estações e técnicas de análise, tem implicado num maior conhecimento sobre níveis de atividade menor, em áreas relativamente estáveis.

Os dados sísmicos da Estação de Arranjo de Valinhos, junto aos da Estação de Brasília (SAAS), vão permitir a determini

nação preliminar de epicentros de sismos locais e regionais que ocorram no Brasil e no continente sul-americano e o cálculo de outros parâmetros sísmicos destes eventos. Todos esses dados tornam-se de grande valia posto que nem todos os sismos sul-americanos (principalmente os ocorridos no Brasil) são detectados por um número suficiente de estações sísmicas que permitam a determinação de seus epicentros, devido à existência de regiões de absorção de energia sísmica no manto superior da terra, ou à baixa magnitude que apresenta uma grande maioria dos eventos regionais (como é o caso dos sismos ocorridos em território brasileiro). Portanto, em ambos os casos, a localização e capacidade de detecção da Estação de Arranjo de Valinhos constituem fatores importantes para o conhecimento mais preciso da sismicidade local e sul-americana.

As fontes locais de energia sísmica, tanto naturais (eventos próximos) quanto artificiais (explosões de pedreira ou explosões programadas), vão permitir, também, efetuar estudos da estrutura crustal e do manto superior sob a estação e áreas vizinhas.

CAPÍTULO 3

A ESTAÇÃO EXPERIMENTAL DE VALINHOS

3.1 - Organização

Em 1973 foi criado o Departamento de Geofísica, no Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, com a especialidade em Paleomagnetismo, posteriormente foram implantadas as especialidades em Geofísica Nuclear, Fluxo Térmico e Geodésia. Em 1973, o Departamento de Geofísica se interessou pela criação de um programa de Sismologia, que foi incentivado pela visita, ao Instituto Astronômico e Geofísico, do Dr. P.L. Willmore, Diretor da Unidade Global de Sismologia do Instituto de Ciências Geológicas (IGS) da Grã Bretanha. Nessa oportunidade planejou-se um programa cooperativo de Sismologia entre a Universidade de São Paulo e o IGS da Grã Bretanha, que compreendia, entre outras atividades, da realização de um trabalho de campo no Brasil com equipamento britânico, onde se instalaria uma rede de sismógrafos em Minas Gerais, visando cumprir um dos objetivos das pesquisas relacionadas com a Geo-Transversal. Não tendo sido possível a realização desse trabalho de campo em Minas Gerais, decidiu-se efetuá-lo no interior do Estado de São Paulo, o que se constituiu numa modificação do plano original.

No primeiro semestre de 1975 efetuou-se a instalação da Estação Sismográfica de Arranjo de Valinhos na sua etapa experimental. A mencionada etapa começou em 26 de março e terminou em 31 de maio de 1975, totalizando 67 dias de operação.

As instituições que participaram na realização dessa

etapa foram: o Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, o Natural Environmental Research Council (NERC), a Universidade de Edinburgo, e a Unidade Global de Sismologia do IGS da Grã Bretanha. Deve-se salientar a importante participação desenvolvida pelo Sr. Marcelo Assumpção, docente do IAG-USP cursando estudos de pós-graduação em Edinburgo, na instalação da estação sismográfica, pois seu dinamismo, junto ao grupo britânico, materializou-se na execução do programa sismológico experimental em São Paulo.

3.2 - Localização

A região onde se instalou a estação sismográfica de arranjo durante a etapa experimental, engloba os municípios de Valinhos, Vinhedo, Atibaia, Campinas e Amparo. O local do Ponto Central de Registro da estação, o Observatório "Abrahão de Moraes", encontra-se a 80 Km , aproximadamente, ao N-NW de São Paulo, e a 20 Km , aproximadamente, ao SE de Campinas.

A região de Valinhos satisfaz as exigências requeridas para a instalação de uma estação de arranjo. Os seguintes aspectos foram levados em consideração para a seleção dos pontos ocupados pela estação experimental:

- uma posição topográfica adequada, que permita uma linha de visão entre os pontos remotos e o Ponto Central de Registro, para fins de transmissão telemétrica por rádio dos sinais sísmicos.
- área ocupada com geologia uniforme ou aproximadamente similar.
- a seleção das direções das linhas do arranjo de modo que os pon

tos do arranjo sejam situados em locais de baixo nível de ruído sísmico.

- acessibilidade para manutenção dos pontos remotos.
- apoio e facilidades oferecidas pelo Observatório "Abrahão de Moraes".

A área de Valinhos apresenta um embasamento Prê-Cambriano de Granitos (Maciços de Morungaba e Socorro), gnaisses, xistos e migmatitos (WERNICK, 1972) a profundidades rasas, isto constitui, indubitavelmente, uma grande vantagem no sentido de homogeneizar as ondas sísmicas registradas e o nível de sensibilidade em todos os pontos do arranjo. A topografia da área também é favorável, assim como a existência de várias estradas secundárias que facilitam o acesso aos diversos pontos ocupados. O ruído sísmico pode ser convenientemente escolhido, deslocando-se o ponto de detecção algumas centenas de metros dos lugares pré-fixados.

3.3 - Distribuição do Arranjo

Durante a etapa experimental, os sismômetros foram distribuídos num arranjo linear seguindo duas retas aproximadamente ortogonais com direções N 34° E e S 57° E; o arranjo em forma de "L" teve uma extensão máxima de 50 Km em cada direção (vide Figura 1). Os pontos internos foram espaçados mais ou menos 7-8 Km, e nomeados de acordo com sua direção e distância em relação ao Ponto Central (OBS). Os pontos extremos do arranjo foram localizados na projeção definida pelos pontos internos, mas dependendo essencialmente da topografia. Na Tabela 2 apresentam-se as coordenadas geográficas de todos os pontos que foram testados

ESTAÇÃO SISMOGRÁFICA DE VALINHOS

● Pontos testados durante a etapa experimental de operação (26/03 - 31/05 de 1975)

FIG. 1

TABELA 2

COORDENADAS GEOGRÁFICAS DOS PONTOS DA ESTAÇÃO SISMOGRÁFICA
EXPERIMENTAL DE VALINHOS

PONTO	LATITUDE	LONGITUDE	ALTURA (m)
OBS	23 ⁰ 00,1' S	46 ⁰ 58,2' W	840
NE1	22 ⁰ 57,7' S	46 ⁰ 56,0' W	960
NE2	22 ⁰ 55,1' S	46 ⁰ 53,2' W	850
NE3	22 ⁰ 51,6' S	46 ⁰ 51,5' W	1050
SJO	22 ⁰ 37,4' S	46 ⁰ 40,5' W	1060
SE1	23 ⁰ 02,4' S	46 ⁰ 55,4' W	960
SE2	23 ⁰ 04,3' S	46 ⁰ 52,2' W	875
SÊ3	23 ⁰ 06,1' S	46 ⁰ 48,7' W	920
ATI	23 ⁰ 14,3' S	46 ⁰ 33,1' W	1220
VIN	23 ⁰ 03,3' S	46 ⁰ 58,3' W	760

em diferentes períodos da etapa experimental. Estas coordenadas foram obtidas projetando-se num mapa topográfico os pontos marcados em fotografias aéreas, com uma precisão de ± 100 metros, que é suficiente para o propósito do presente trabalho analítico, onde não é necessário alcançar resultados precisos dos parâmetros sísmicos, mas resultados que possam ser utilizados nas análises comparativas. Futuramente, para a estação permanente, estas coordenadas serão determinadas com alta precisão (± 10 metros).

Para a seleção dos lugares onde foram construídos os abrigos dos sismômetros foi necessário afastar-se uns 50-100 m dos pontos originalmente estabelecidos. Estes abrigos foram construídos obedecendo um padrão especial de construção; a Figura 2 mostra um perfil típico destes abrigos com suas respectivas características.

Cada ponto do arranjo experimental foi equipado com uma componente vertical (Z) de período curto, e somente o Ponto Central (OBS) teve 3 componentes (NS, EW, Z) de período curto. O número máximo de pontos que operaram simultaneamente foi de 4.

3.4 - Instrumentação

Na operação da Estação Sismográfica de Valinhos foram usados os seguintes equipamentos:

- Sismômetros Willmore MK II de período curto.
- Amplificadores - Moduladores.
- Transmissores e Receptores UHF (461,7 MHz).
- Antenas tipo Yagui (12 elementos e 12 db. de ganho).

- 1 - Base de concreto, devidamente nivelada, sobre rocha firme não intemperizada
- 2 - Encanamento para fios
- 3 - Canais internos para escoamento da água
- 4 - Encanamento
- 5 - Sistema de ventilação adequada que evite entrada de poeira
- 6 - Paredes de tijolo com cimento
- 7 - Tampa de ferro com uma camada interna de pintura isolante para evitar variações bruscas de temperatura

FIG. 2

- Gravador Geostore de Fita Magnética com 3 velocidades, 14 ca nais e com codificador de tempo.
- Reprodutor de Fita Magnética (Play back) com 8 velocidades e 14 canais.
- Filtros de Frequência Variável e Banda Contínua.
- Polígrafo Multicanal (9 velocidades e ganhos múltiplos).
- Sistema de Análise Auditivo.
- Caixa de Testes de Campo.

Todas essas unidades são associadas da maneira ilustrada na Figura 3.

Para o funcionamento normalizado do equipamento sismo gráfico e para seu uso apropriado na análise dos dados sísmicos (cálculo da magnitude sísmica), é necessário efetuar a calibra ção do equipamento mencionado. A calibração do equipamento sismo gráfico consiste na determinação de certos parâmetros e cons tantes que permitam efetuar medidas absolutas do movimento do so lo durante a passagem das ondas sísmicas; a resposta do equipamen to sismográfico é representada por uma curva de amplificação em função do período (ou frequência) espectral. A curva de respos ta do equipamento usado na estação experimental de Valinhos não foi determinada devido, principalmente, ao curto tempo de dispo nibilidade do equipamento mencionado.

3.5 - Qualidade dos Registros

O nível de ruído sísmico na área da estação deveria ser analisado com o maior cuidado possível mediante processos adequa

BLOCO DIAGRAMA DO SISTEMA DE REGISTRO DA ESTAÇÃO SISMOGRÁFICA DE VALINHOS

FIG. 3

dos, por exemplo, análise espectral, mas a falta de recursos instrumentais que se tem atualmente na USP limita as possibilidades de contar com os ditos processos. Portanto, o estudo do ruído sísmico consistirá apenas numa análise qualitativa (visual) dos sismogramas disponíveis. A seguir, dá-se, a título comparativo, um breve comentário acerca do ruído sísmico dominante em cada ponto ocupado, durante a operação da estação de arranjo experimental instalada em Valinhos.

- O ponto instalado em Vinhedo (VIN) apresenta um alto índice de ruído sísmico de alta frequência (> 4 Hz), isso se explica pelo fato de o ponto ficar próximo a uma estrada com revestimento solto (150-200 m), a uma estrada asfaltada (1200 m) e a uma ferrovia (1300 m), todas elas com apreciável nível de tráfego, especialmente durante o período do dia. Este ponto pelo índice de ruído apresentado não oferece condições para a instalação de sismógrafos.
- Os pontos NE1, NE1, ATI e SJO apresentam um nível de ruído sísmico muito mais baixo que o do ponto de Vinhedo. O ruído dominante nesses pontos apresenta frequências entre 0,7 e 1,2 Hz, porém são de pequena amplitude, e possivelmente causados por fenômenos climatológicos locais. Estes pontos são aceitáveis para serem ocupados por instrumental sismográfico.
- Os pontos NE2, NE3, SE2 e SE3 apresentam um índice de ruído sísmico mais baixo ainda com exceção de alguns breves períodos ruidosos, provavelmente causados por perturbações locais de tipo cultural.
- No ponto ocupado pelo Observatório (OBS) o ruído sísmico é baixo, mas ocasionalmente apresenta amplitudes um pouco acima do

nível de ruído predominante.

Em geral, os pontos ocupados durante a etapa experimental da estação de Valinhos apresentam níveis de ruído sísmico aceitáveis. Embora a distância média do Oceano Atlântico seja somente de 100 Km, aproximadamente, não foi notada a presença de ruído sísmico, com amplitudes apreciáveis, originado no oceano. Não existem grandes rios ou lagos nas proximidades da área ocupada pela estação experimental de Valinhos. Portanto, o ruído sísmico de fundo presente nos pontos ocupados pode ser atribuído a fenômenos climatológicos (ventos, trovoadas, etc.) e a atividades culturais (atividades industriais, tráfego, trabalhos nas fazendas, etc.). A seleção adequada dos locais para os sismômetros do arranjo, a serem instalados futuramente, pode melhorar a razão sinal/ruído observada nos pontos experimentais.

O ruído de alta frequência pode ser parcialmente eliminado durante a reprodução dos sinais, utilizando-se filtros de frequência variável, desde que o sinal que se deseja recuperar não tenha a mesma frequência que o ruído. Nas estações tipo arranjo, a correlação de vários sinais contidos num mesmo registro permite identificar as fases sísmicas com menos dificuldade, inclusive na presença de ruído sísmico ou de sinais fracos. A transcrição visual dos sinais contidos nas fitas magnéticas a velocidades altas e ampliações adequadas, além do uso de filtros, permite também melhorar a qualidade dos registros.

3.6 - Captabilidade da Estação

A captabilidade de uma estação sismográfica é definida como a capacidade de detectar as ondas produzidas por eventos sísmicos.

micos e depende principalmente da localização da estação em relação às fontes de ruído de fundo, e também do equipamento usado e dos métodos de análise dos registros. A localização adequada de uma estação sísmica, ou seja afastada de fontes de ruído sísmico, permite aumentar a amplificação dos sismógrafos. Com relação ao tipo de equipamento usado, no caso específico da estação de Valinhos, empregou-se um sistema de registro em fita magnética que possibilita a obtenção de registros em condições favoráveis. O método de análise dos registros melhora notavelmente a captabilidade de uma estação, sobretudo quando se trata de sismos de magnitude pequena.

Tanto a localização da estação como o tipo de equipamento usado foram amplamente expostos nos itens 3.2 e 3.4 deste capítulo, respectivamente. Entre os métodos de análise de registros existem o auditivo, o visual e o automático; o grau de eficiência do método auditivo depende de uma série de fatores como nível de ruído externo, experiência do operador e qualidade do sinal registrado. Os outros dois métodos são mais eficientes do que o auditivo, mas para a sua aplicação precisa-se de meios e equipamentos dispendiosos.

Para se estimar a captabilidade da estação de Valinhos foi feita a comparação dos sismos ali registrados com os apresentados na lista dos boletins sísmicos, publicados pelo NEIS (National Earthquake Information Service) do Serviço Geológico dos Estados Unidos da América do Norte, considerando todos os sismos com $m_b > 5,5$ ou $\Delta < 50^0$; adota-se essa posição na tentativa de obter uma idéia aproximada da captabilidade da estação. Cabe ressaltar que esta modalidade não fornece a captabilidade real da

estação desde que a comparação é efetuada dentro de limites am
plos, e por não terem sido usados os métodos especiais de process
samento de dados das estações de arranjo, que permitem recuperar
sismos fracos mascarados pelo ruído de fundo.

Na análise dos registros da estação de Valinhos foi a
plicado somente o método auditivo mediante o qual se conseguiram
os seguintes resultados. Na etapa de operação da estação experimen
tal de Valinhos deveriam registrar-se 126 sismos, englobados
nos critérios de seleção mencionados ($m_b > 5,5$ ou $\Delta < 50^\circ$), no
entanto foram registrados somente 64 sismos (dos quais 28 com
 $m_b < 5,5$ e 36 com $\Delta < 50^\circ$). 51 sismos não foram detetados na aná
lise auditiva e 11 sismos não foram registrados devido a estação
não estar operando durante a ocorrência dos mesmos. Por outro
lado, foram registrados 23 sismos com $m_b < 5,5$ ou $\Delta > 50^\circ$. Além
dos sismos mencionados foram registrados também, um sismo com e
picentro frente à Baía da Guanabara no dia 30/03/75, às 17^h 07^m
02.0^s (GMT) (Figura 4), e uma explosão atômica com epicentro em
Nevada (USA) no dia 14/05/75, às 14^h 12^m 58.0^s (GMT) (Figura 5).

Entre os eventos próximos registrados ($\Delta < 10^\circ$), além
do sismo ocorrido frente à Baía da Guanabara, podem-se mencionar
22 disparos de cargas pequenas e moderadas (de 300 a 3000 Kg de di
namite), efetuados por pedreiras distantes até 50 Km, aproximada
damente, do Ponto Central da Estação de Valinhos. Estes eventos
próximos podem ser úteis para o estudo da estrutura da crosta terre
stre na área da estação.

É necessário mencionar que além dos sismos notados ante
riormente, foram detectados um número apreciável de sismos pe
la Estação Experimental de Valinhos, os quais não constam nos bo

DATA: 30-Março-1975

HORA: 14^h 07^m 02^s (Hora Local)

S-P= 48 seg.

Distância epicentral= 435 km.

Azimute = N 89.6° E

Epicentro: Lat. 23.0° S, Long. 42.9° Oeste

Hora de origem: 14:06:00 (Hora Local)

FIG. 4 - Sismo Regional Registrado na Estação Sismográfica de Valinhos

DATA: 14 - Maio - 1975
HORA: 11^h 12^m 55.6^s (Hora Local)

11:12:55.6

Onda P

OBS

NET

ATI

Distância Epicentral $\approx 87^\circ$
Azimute = 275°
Hora de Origem: 14^h 00^m 00^s (GMT)

FIG. 5 - Explosão Nuclear Subterrânea Registrada na Estação Sismográfica de Valinhos

letins do NEIS. Acredita-se que esses eventos sejam pequenos sis
mos ocorridos nas regiões sísmicas da América do Sul, por não te
rem características de eventos locais.

CAPÍTULO 4

CONCEITOS TEÓRICOS

4.1 - Generalidades

Levando-se em consideração a metodologia utilizada no presente trabalho, é conveniente apresentar alguns conceitos teóricos da Sismologia, os quais são importantes para compreender certas variações que sofrem as ondas sísmicas na sua propagação desde o foco sísmico até a estação registradora, e a aplicação de ditas variações no conhecimento da estrutura terrestre.

Os métodos empregados em Sismologia, para a análise dos dados sísmicos, tem evoluído com o progresso tecnológico da ciência. A precisão no registro das ondas sísmicas e no controle do tempo são fatores decisivos para a mencionada evolução, assim como o emprego de técnicas eletrônicas modernas que permitem processar os dados sísmicos de forma automática e em tempo real.

O campo de onda gerado por uma fonte de energia sísmica é uma função do tempo e do espaço; os sismos são fenômenos transitórios cujas manifestações são registradas na superfície terrestre por meio das estações sismográficas. Os registros obtidos nas referidas estações são os sismogramas, os quais são curvas que representam a passagem das ondas sísmicas em função do tempo. A amplitude das ondas sísmicas nos sismogramas podem representar, o deslocamento, a velocidade ou a aceleração das partículas do meio que atravessam as ondas sísmicas, e portanto a amplitude é uma função do espaço. A chegada das diferentes fases sísmicas é identificada nos sismogramas pela mudança súbita de

amplitude e variação do período das ondas sísmicas.

A hora de chegada das diferentes fases sísmicas permite uma análise dos sismogramas no domínio do tempo. O tempo de percurso, das fases mencionadas, observado em diferentes pontos da superfície terrestre permite a localização dos parâmetros hipocentrais (hora origem, latitude, longitude, profundidade focal) do sismo. O tempo de percurso de vários sismos, observado a várias distâncias, permite a construção de tabelas de tempo de percurso, e portanto fornece modelos da estrutura interna do nosso planeta que se adaptam às tabelas mencionadas. Variações dos valores observados do tempo de percurso com referência aos valores teóricos das tabelas sísmicas existentes, permitem sugerir variações dos modelos disponíveis. Descontinuidades laterais e horizontais do interior do nosso planeta têm sido descobertas, efetuando-se este tipo de procedimento.

A amplitude das ondas sísmicas, cuja equivalência com o movimento das partículas do meio é menos precisa que a medida do parâmetro tempo, pois depende das características instrumentais, tem seu uso mais limitado e é utilizada, principalmente, para determinações de energia liberada durante o sismo. A direção dos primeiros impulsos das ondas principais, quando as ondas são registradas por vários sismógrafos sobre a superfície terrestre, serve para determinar o mecanismo e os parâmetros focais, tais como direção da falha, sentido do deslocamento, dimensões da falha, momento sísmico, etc.; e se as ondas principais são registradas por três componentes numa estação sismográfica, os primeiros impulsos dessas ondas servem para determinar a direção aproximada onde ocorreu o sismo.

As ondas sísmicas registradas na superfície terrestre apresentam características determinadas pela fonte (foco sísmico) pelo meio que atravessam e pela constituição geológica sob a estação registradora. Analisando-se a forma das ondas sísmicas obtidas por estações em pontos diferentes, porém com algumas características similares, ou sismos diferentes registrados numa mesma estação, é possível determinar algumas dessas características. Esse método de análise comparativo das ondas sísmicas é efetuado mais eficazmente se se analisam as ondas sísmicas no domínio da frequência, ou seja utilizando-se a análise espectral. Este método implica em procedimentos mais laboriosos e no uso de técnicas de computação automática.

No presente trabalho utiliza-se principalmente a análise dos sismogramas, da estação experimental de Valinhos, no domínio do tempo. As amplitudes das ondas sísmicas analisadas são comparadas (qualitativamente) com amplitudes obtidas em SAAS ou com amplitudes de outros eventos registrados em Valinhos. Não se efetuou análise espectral, por carecer na USP de instrumental apropriado para desenvolver o método mencionado.

4.2 - Ondas Sísmicas Principais

A energia elástica é transmitida por dois grupos principais de ondas, as ondas corpóreas e as ondas superficiais. As ondas corpóreas consistem de dois tipos: as ondas P (ou longitudinais) que são as mais velozes, têm o movimento da partícula do meio paralelo à direção de propagação da onda; as ondas S (ou transversais) são menos velozes e o movimento da partícula do meio ocorre num plano perpendicular à direção de propagação da onda.

Tanto a velocidade das ondas longitudinais (V_p) quanto a velocidade das ondas transversais (V_s) são expressadas em função das constantes elásticas do meio

$$V_p = \left(\frac{k + \frac{4\mu}{3}}{\rho} \right)^{1/2} ; \quad V_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$$

onde: k é o módulo de Bulk, μ o módulo de rigidez e ρ a densidade do meio. Dessas fórmulas se deduz que as ondas P se propagam por qualquer meio, enquanto as ondas S só se propagam em meio sólido. As velocidades das ondas P e S, para fins práticos em estudos de crosta terrestre podem ser aproximadas à seguinte relação, $V_p = \sqrt{3} V_s$. Observa-se que a velocidade das ondas corpóreas normalmente aumenta com a profundidade fato que faz com que as ondas sigam trajetórias curvas. Além das ondas corpóreas que se propagam através de meios elásticos, existem as ondas superficiais, que se propagam ao longo de uma interfase ou camadas superficiais de um sólido elástico, e compreendem dois tipos: a onda Rayleigh (R) cujo movimento da partícula do meio é elíptico e retrógrado, contido num plano vertical na direção de propagação da onda e a onda Love (L) que se caracteriza por ser o movimento da partícula do meio perpendicular à direção de propagação da onda e contida num plano horizontal.

Assim como as ondas corpóreas são importantes para o estudo do interior da Terra, as ondas superficiais, através da característica de dispersão, ou seja variação da velocidade com o período, têm constituído uma ferramenta importante para o estudo da crosta terrestre, complementando as informações fornecidas pelas ondas corpóreas.

Além das ondas diretas P e S, existem as ondas refleti

das na superfície terrestre. Uma onda P refletida na superfície terrestre pode gerar ondas P ou S refletidas, dando origem às ondas PP ou PS, respectivamente. De maneira similar uma onda S pode gerar ondas SP ou SS. Repetindo o mesmo processo essa notação pode ser estendida indefinidamente, dando lugar às ondas como PPP, PPS, PSS, SSS, SSP, etc. Do mesmo modo, as ondas P que atingem a superfície da terra num ponto próximo ao epicentro, podem dar origem às ondas refletidas pP ou pS; as ondas S, de maneira similar, dão origem as ondas sS e sP. É possível que ocorram várias reflexões desse tipo na superfície terrestre, dando origem às ondas denominadas pPP, pPS, sPP, sPS, etc. Os intervalos entre o tempo de chegada da P, e da pP, ou da S e sS, numa determinada estação, fornecem importantes informações sobre a profundidade do foco sísmico.

4.3 - Principais Descontinuidades da Terra

A superfície terrestre representa uma descontinuidade que separa dois meios com propriedades diferentes, a crosta e a atmosfera. Nessa descontinuidade refletem-se ondas sísmicas principais como foi discutido em 4.2. Mediante estudos de sismos próximos (distâncias epicentrais menores a 10^0), duas descontinuidades forem determinadas no interior de nosso planeta. CONRAD (1925) descobriu a presença de uma fase refratada da onda P conhecida como P^* , que definiu a existência dessa descontinuidade horizontal entre duas camadas, a superior de composição granítica e a inferior de composição basáltica. MOHOROVICIC (1909) observando outra fase refratada da onda P, chamada de P_n , descobriu uma descontinuidade que leva seu nome e situa-se na base da crosta.

ta, ou seja, separando a crosta do manto. Nesta descontinuidade há um acréscimo repentino na velocidade das ondas P e S. A onda direta nos sismos próximos, que não é refratada nas descontinuidades anteriores, é a onda P_g . As profundidades médias das descontinuidades de Conrad e de Moho nas regiões continentais, são de 10-20 km e 30-35 km, respectivamente (BATH, 1973).

A partir dos tempos de percurso pode-se construir curvas de distribuição da velocidade das ondas sísmicas com a profundidade. Apresentam-se, nas Figuras 6a e 6b, dois modelos construídos um por JEFFREYS (1939) e outro por GUTENBERG (1959), onde se mostra a distribuição da velocidade das ondas P e S em função da profundidade. Nota-se que ambos os modelos apresentam boa concordância em quase toda a extensão. Eles apresentam uma anomalia importante que está situada a 2900 Km de profundidade aproximadamente, trata-se da conhecida descontinuidade de Gutenberg entre o manto e o núcleo externo. Essa anomalia acha-se claramente definida pelo decréscimo na velocidade da onda P (de 13,5 até 8,5 km/seg aproximadamente) e pela inexistência da onda S a partir da referida descontinuidade. Esse último fato sugere, por um lado, uma mudança no estado físico do núcleo externo, isto é, tratar-se-ia de um meio líquido, ou por outro lado uma mudança na composição química do meio, como afirmam outros pesquisadores. A descontinuidade de Gutenberg é a responsável pela aparição da "zona de sombra", das ondas P, para distâncias epicentrais entre 105° e 142° aproximadamente segundo BULLEN (1965) (Fig. 7). Nessa zona de sombra, no entanto, foram observados sinais fracos, porém identificáveis, causados pela descontinuidade de Lehmann, que será descrita posteriormente, a qual desvia a energia sísmica em quantidade suficiente para explicar as ondas observadas nes

FIG. 6 - Distribuição de Velocidades das Ondas P e S com a Profundidade, segundo: a) - JEFFREYS (1939) e b) - GUTENBERG (1959)

FIG. 7 - Diagrama mostrando a Constituição Interna da Terra e a "Zona de Sombra" para as Ondas P causada pela Refração dos Raios Sísmicos no Núcleo

se intervalo, e conforme sugere HERRIN (1968) nas suas tabelas sísmicas. As ondas P e S incidentes na superfície do núcleo geram ondas corpóreas refletidas de ambos os tipos, dando origem as ondas PcP, PcS, ScP, e ScS; as ondas corpóreas que penetram no núcleo terrestre geram ondas P refratadas dando origem às ondas, PKP, PKS, SKP, ou SKS, quando chegam a superfície terrestre (Fig. 8). As ondas K são ondas P que se propagam no núcleo externo, e podem se refletir na descontinuidade de Gutenberg gerando ondas PKKP, PKKKP, etc., dependendo do número de reflexões. Estas ondas e outras mais estão representadas na Figura 8. Outra anomalia importante situa-se ao redor dos 5000 km de profundidade, entre o núcleo externo e o núcleo interno, correspondendo à descontinuidade descoberta por LEHMANN (1936). As ondas incidentes na superfície dessa descontinuidade de Lehmann geram ondas refletidas PKiKP, e ondas refratadas PKIKP e PKJKP (se for P ou S, respectivamente, a onda que atravessa o núcleo interno). Na Figura 8 mostra-se esquematicamente esse tipo de ondas. Esta descontinuidade apresenta uma discrepância nos modelos da Figura 6, JEFFREYS (1939) atribui o decréscimo no gradiente de velocidade das ondas P, entre os núcleos interno e externo, à existência de uma camada de baixa velocidade, enquanto que GUTENBERG (1959) diverge por não ter suficientes evidências observáveis de dito fenômeno. Cabe ressaltar que esta descontinuidade não é tão nítida como a existente entre o manto e o núcleo externo, pois se trata mais de uma zona de transição composta de várias camadas com algumas centenas de quilômetros de espessura; talvez o termo de zona de transição, ao invés de descontinuidade, seja mais adequado para se referir a essa anomalia do núcleo interno.

As ondas corpóreas longitudinais (P) incidentes na su

FIG. 8 - Trajetórias das Principais Ondas que saindo de Foco como Ondas P (a) e como Ondas S (b) atravessam ou se refletem no Núcleo Externo e Interno (COULOMB e JOBERT, 1973)

perfície das descontinuidades de Gutenberg e de Lehmann geram 3 tipos principais de fases, PKIKP, PKP₁ e PKP₂ que dependendo da distância epicentral podem chegar como impulsos separados ou em forma conjunta. A PKIKP é a onda que atravessa o núcleo externo e interno, a PKP₁ e a PKP₂ atravessam o núcleo externo passando próximo do núcleo interno, ambas atingindo a descontinuidade de Gutenberg com ângulos de incidência diferentes; apresenta-se também, às vezes, a fase PKiKP que atravessa o núcleo externo e é refletida na descontinuidade de Lehmann. A ramificação de fases da onda PKP dá-se para distâncias epicentraís entre 125° e 156°, segundo Herrin (Fig. 9), entre 143° e 147°, segundo Jeffreys e Bullen (Fig. 10), e entre 143° e 157°, segundo COULOMB e JOBERT (1973) (Fig. 11).

Outras anomalias de menor importância têm sido encontradas no manto superior (até 1000 km de profundidade), onde segundo BULLEN (1965) existem as maiores anomalias deste tipo, embora as variações na velocidade das ondas sísmicas sejam mais leves do que na crosta. BYERLY (1926) e LEHMANN (1934), estudando diferentes sismos, encontraram uma mudança clara no gradiente da curva de tempo de percurso das ondas P para distâncias epicentraís perto dos 20°. Essas mudanças foram confirmadas em resultados obtidos por Jeffreys e Bullen, tanto para as ondas P quanto para as S, e essa anomalia foi chamada de "Descontinuidade dos 20°". JEFFREYS (1939), observando a distribuição das velocidades com a profundidade (Fig. 6a), notou um acréscimo súbito nos gradientes de velocidade (dv/dz) das ondas P e S aos 413 km de profundidade, seguida de um decréscimo constante do referido gradiente até os 1000 km, aproximadamente, onde ambos os gradientes de velocidade tomam valores normais (crescimento pequeno e constante). BULLEN

FIG. 9

FIG. 11 - Trajetórias e Curvas de Tempo de Percurso das Fases Ramificadas da Onda PKP (COULOMB e JOBERT, 1973).

(1965) localiza essa descontinuidade no limite das camadas B e C de seu modelo A. GUTENBERG (1959), segundo seu modelo da Figura 6b, elimina completamente a descontinuidade dos 413 km de profundidade e a substitui por uma camada de baixa velocidade no manto superior (aos 900 km de profundidade aproximadamente). Apesar de existirem fortes evidências observáveis apoiando a idéia da camada de baixa velocidade no manto superior, não se estabeleceu ainda qual das interpretações pode ser considerada como correta. KISHIMOTO (1956), sismólogo japonês, estudando sismogramas de e ventos com distâncias epicentrais próximas aos 20° , observou um decrêscimo na amplitude das ondas diretas, e por outro lado, a a aparição clara com amplitudes grandes de ondas refratadas, tanto para as ondas P quanto para as S. Para essa distância próxima dos 20° , os sismogramas apresentam complicações devido ao fenômeno de multiplicidade da onda P, quando esta atinge a descontinuidade dos 413 km de profundidade. O fenômeno de multiplicidade de ondas sísmicas é explicado teoricamente por BULLEN (1965) no caso de incremento súbito na razão do aumento da velocidade das ondas com a profundidade. As tabelas sísmicas de Jeffreys e Bullen (J-B) (1967) incluem valores para essas fases múltiplas da onda P (Upper Branches), reservando a notação de Pd, Pu e Pr para as ondas direta, superior e refratada, respectivamente (Fig. 12). As tabelas de J-B utilizadas serviram de base para o modelo de distribuição de velocidades de JEFFREYS (1939).

Durante muito tempo pensou-se que os dois modelos clássicos (de Jeffreys e de Gutenberg), junto ao de LEHMANN (1934) e ao modelo recente de HERRIN (1968), seriam os mais representativos da Terra, mas com os resultados obtidos em base a estudos regionais em detalhe, efetuados com dados de estações de arranjo,

CURVAS DE TEMPO DE PERCURSO TEÓRICAS

DAS FASES RAMIFICADAS DA ONDA P

NA "DESCONTINUIDADE DOS 20°"

(Tabelas sísmicas de J - B)

apareceram numerosos modelos recentes de curvas de velocidade apresentando desvios significativos com relação aos modelos clássicos e globais mencionados, principalmente entre 400 e 600 km de profundidade onde foi introduzido um acréscimo de velocidade. Esses estudos regionais detalhados foram realizados utilizando tempos de percurso, valores de $dT/d\Delta$, e amplitudes das ondas P, obtidas em estações tipo arranjo para distâncias epicentrais compreendidas entre 12° e 30° . NIAZI e ANDERSON (1965), mediante medidas de $dT/d\Delta$ para as primeiras chegadas, concluíram que existem descontinuidades horizontais a profundidades de 350 e 650 km, aproximadamente. JOHNSON (1967), usando o mesmo método, construiu um modelo com altos gradientes de velocidade perto dos 400 e 650 km de profundidade. O modelo de velocidades de SIMPSON, et al. (1974) possui um acréscimo gradual de velocidades entre os 300 e 400 km de profundidade. Outros pesquisadores obtiveram modelos de distribuição de velocidade das ondas sísmicas com a profundidade usando outros métodos, tais como ANDERSON e TOKSOZ (1963), que por meio de estudos de dispersão de ondas superficiais, determinaram um rápido acréscimo na velocidade das ondas transversais a 350 e 650 km de profundidade.

Pelo que foi exposto, pode-se ver a importância de uma estação sismográfica para estudos regionais, pois os dados sísmicos fornecidos por essa estação tornam possível a determinação de variações laterais e verticais de velocidade, o que implica em informações importantes acerca da composição do interior da Terra. Além disso é possível construir tabelas de tempo de percurso regionais que permitam determinações mais precisas do epicentro e da hora origem do sismo.

4.4 - Atenuação

Mediante estudos da amplitude das ondas sísmicas, chegou-se a conclusão de que a energia elástica é atenuada durante a propagação das ondas sísmicas. Como um resultado preliminar desses estudos encontrou-se que a atenuação da amplitude de uma onda sísmica pode ser expressada pelo fator $e^{-x/D}$, onde x é o coeficiente de atenuação e D a distância percorrida pela onda. Foi também observado que x é inversamente proporcional ao período T da onda, para um determinado material; o que significa que a atenuação para uma distância igual ao comprimento de onda é constante para um certo material, ou seja:

$$e^{-x\lambda} = e^{-\pi/Q}$$

onde λ é o comprimento da onda e é igual a Tv , sendo T o período e v a velocidade da onda; a constante do material Q é denominado "fator de qualidade" e está relacionado a x pela seguinte expressão:

$$Q = \frac{\pi}{x T v}$$

o que significa que quanto menor o coeficiente de atenuação maior será o fator de qualidade.

A distribuição de Q com a profundidade foi estudado por vários sismólogos, os quais determinaram modelos que, embora apresentem algumas discrepâncias, concordam nos aspectos principais. Na Figura 13 apresenta-se o modelo de distribuição de Q com a profundidade de IBRAHIM (1971), obtido mediante estudos de amplitude da onda PcP. Nesse modelo observa-se uma região de qualidade muito pobre na camada de baixa velocidade do manto superior.

FIG. 13 - Distribuição do Fator de Qualidade (Q) com a Profundidade (h) para as Ondas P no Manto (IBRAHIM, 1971).

rior, seguido de um acréscimo constante de Q no manto inferior, entre 1000 e 2000 km de profundidade, e um valor de Q alto e constante para profundidades maiores. O fator de qualidade depende, das propriedades físicas do material. Portanto, os estudos detalhados de atenuação permitem, certamente, melhorar o conhecimento do interior da Terra.

CAPÍTULO 5

ANÁLISE DE SISMOGRAMAS E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

5.1 - Introdução

A estação sismográfica tipo arranjo que operou experimentalmente em Valinhos, entre 26 de março e 31 de maio de 1975, registrou um número considerável de eventos sísmicos ocorridos em diferentes pontos do nosso planeta. A análise dos registros obtidos na estação experimental de Valinhos constituiu o meio principal para alcançar os objetivos deste trabalho. Além disso, foram analisados os sismogramas do SAAS correspondentes aos eventos registrados em Valinhos, o que permitiu efetuar uma análise comparativa dos dados observados em ambas as estações.

A análise dos sismogramas baseia-se fundamentalmente na leitura dos tempos de chegada das principais fases sísmicas dos eventos registrados. A leitura dos tempos de chegada das diferentes fases de um sismo, nos registros de Valinhos e do SAAS, pode ser obtida com apreciável exatidão em consequência das facilidades brindadas pelos sistemas de registro em fita magnética utilizados por ambas as estações, o que permite obter sismogramas visuais com escalas de tempo adequadas para esse tipo de leituras. A precisão dos tempos de chegada das fases sísmicas nos sismogramas está condicionada também à simplicidade ou complexidade dos registros.

A diferença dos tempos de chegada (TA) com o tempo origem do sismo (H) (hora em que ocorreu o sismo), fornecido pelos boletins EDR (Earthquake Data Report) emitidos pelo NEIS, consti

tuem os tempos de percurso observados (T_0) para cada uma das fases do sismo ($T_A - H = T_0$). O resíduo de tempo de percurso (ΔT) é definido como o tempo de percurso observado (T_0) menos o tempo de percurso teórico (TT) obtido em base ao hipocentro e tempo de origem de um determinado sismo, e num determinado modelo da Terra ($\Delta T = T_0 - TT$). Neste estudo foram considerados os modelos de J-B e o de Herrin. O resíduo de tempo de percurso está influenciado em forma conjunta ou parcial por um grupo de variações associadas com as trajetórias da onda sísmica, desde o foco até as estações (SPENCE, 1974). Este grupo estaria constituído por:

- variações laterais, na descontinuidade de Moho, perto do foco (tais como a raiz dos Andes)
- variações de velocidade ao longo das camadas profundas do manto
- variações de velocidade na descontinuidade de Moho, perto da estação
- variações de velocidade devido a estruturas anômalas aparentemente não laterais
- erros de tempo (na leitura e no controle)
- erros sistemáticos num modelo imaginário da terra

Os erros de tempo são facilmente identificados e os erros sistemáticos, causados pelos modelos teóricos da Terra, são possíveis de serem compensados. As variações laterais perto do foco e as variações de velocidade perto das estações podem ser inferidas mediante estudos apropriados, tais como a análise dos resíduos de tempo de percurso. Igualmente, descontinuidades horizontais na velocidade das ondas sísmicas no manto podem ser inferidas mediante estudos do comportamento da velocidade das ondas

corpóreas com dados obtidos por estações tipo arranjo ou mediante a observação de ondas corpóreas refletidas e refratadas. Estudos detalhados dos resíduos de tempo possibilitam também a identificação de feições tectônicas de caráter local.

A análise dos dados sísmicos no domínio do tempo, como pode se deduzir do parágrafo anterior, oferece vários meios para estudar a constituição do interior da Terra.

Além do estudo dos resíduos ΔT e a distribuição e interpretação dos resultados obtidos, discutem-se também, neste capítulo, algumas características observadas durante a análise dos sismogramas, assim como alguns dados relacionados com a magnitude sísmica de alguns eventos. Nesses casos, procura-se salientar a importância da estação sismográfica de Valinhos, nos estudos que são discutidos.

5.2 - Dados existentes

Durante a etapa experimental de operação da estação sismográfica de arranjo de Valinhos foram registradas mais de uma centena de eventos ocorridos em diferentes pontos da Terra, dos quais foram selecionados 37 por apresentarem registros em condições apropriadas para a identificação das fases sísmicas e por terem seus parâmetros hipocentrais determinados nos boletins do NEIS. Na Tabela 3, relaciona-se cronologicamente a lista destes eventos selecionados junto com os parâmetros hipocentrais publicados pelos boletins do NEIS, ou seja, Hora de Origem (H), coordenadas geográficas do epicentro (ϕ_e , λ_e), profundidade focal (h) e magnitude (m_b). Incluem-se, na Tabela 3, a distância epicentral (Δ) e o azimuth (Az) de cada evento, tanto para a estação

TABELA 3

PARÂMETROS HIPOCENTRAIS DOS SISMOS ESTUDADOS E REGISTRADOS EM VALINHOS E SAAS, EM 1975.

Nº	DATA	HORA ORIGEM (H)	COORD.		GEOGRAF.	REGIÃO	PROF. h	MAG. m _b	Δ°		Az	
			LAT.	LONG.					VAL.	SAAS	VAL.	SAAS
1	30 MAR	16 12 42,0	4,5 S	153,8 E	Região New Ireland	143	4,9	146	150,6	219,1	228,7	
2	30 MAR	21 37 15,8	22,3 S	68,7 W	Norte do Chile	103	4,7	20,1	20,7	267,7	248,2	
3	31 MAR	10 05 25,9	46,7 N	91,3 E	Mongolia	N	5,3	139,0	134,1	44,4	38,8	
4	31 MAR	10 33 11,3	9,7 S	79,8 W	Norte do Peru	N	4,9	34,1	31,6	287,3	276,9	
5	01 ABR	02 32 59,1	44,1 S	75,6 W	Sul do Chile	N	5,1	31,6	36,8	221,3	214,0	
6	06 ABR	09 55 18,9	52,2 N	160,2 E	Kamchatka	N	5,6	144,2	137,2	331,3	334,7	
7	06 ABR	10 34 56,7	52,2 N	160,0 E	Kamchatka	N	5,7	144,3	137,3	331,5	334,8	
8	07 ABR	08 00 59,3	1,6 S	99,7 E	Sul Sumatra	18	5,4	139,3	143,6	122,4	115,3	
9	07 ABR	22 12 48,3	6,4 S	131,1 E	Região Ilha Tanimbar	N	5,2	150,7	158,1	175,9	177,3	
10	08 ABR	01 51 29,9	42,7 N	29,3 W	Região Ilha Açores	N	4,9	67,4	60,5	14,0	15,7	
11	08 ABR	04 12 28,3	29,7 S	69,4 W	Região Chile - Argentina	129	3,5	21,2	24,2	246,9	231,0	
12	08 ABR	11 36 53,3	42,7 N	29,4 W	Região Ilha Açores	18	5,2	67,3	60,5	13,9	15,6	
13	09 ABR	06 26 22,2	4,0 S	152,7 E	Região New Britain	133	5,3	147,0	151,7	218,0	227,9	
14	11 ABR	00 42 42,3	4,7 N	82,7 W	Sul do Panamá	N	4,9	44,5	39,9	303,7	297,6	
15	12 ABR	15 33 08,5	14,8 S	72,7 N	Peru	66	5,9	25,7	23,9	283,9	268,7	
16	13 ABR	01 34 36,2	5,7 N	125,4 E	Ilha Mindanao - Filipinas	225	5,7	161,3	168,1	155,5	145,7	
17	13 ABR	01 53 30,7	4,8 N	75,8 W	Colômbia	144	5,2	39,5	34,3	310,5	304,1	
18	19 ABR	15 44 32,5	22,8 S	63,7 W	Salta - Argentina	566	4,6	15,5	16,5	267,5	242,1	
19	20 ABR	11 40 39,9	36,4 S	98,8 W	Pacífico Sul	N	5,0	46,5	49,5	241,0	235,3	
20	22 ABR	00 11 41,9	10,2 N	15,7 W	Norte da Colômbia	34	5,1	43,4	37,7	316,1	311,3	
21	22 ABR	21 23 22,9	6,3 N	95,2 E	Região Ilha Nicobar	36	5,1	139,9	142,6	108,5	100,3	
22	23 ABR	11 14 45,0	16,4 N	98,9 N	México	11	5,0	54,2	59,5	302,8	300,1	
23	25 ABR	09 36 05,3	5,9 S	81,1 W	Norte do Peru	22	5,1	37,0	34,0	292,0	282,9	
24	26 ABR	04 46 03,4	24,7 S	68,1 W	Região Chile - Argentina	71	5,3	19,5	21,0	260,8	241,4	
25	26 ABR	06 41 54,0	5,5 S	154,4 E	Ilha Salomon	129	5,1	144,5	149,5	213,9	228,1	
26	27 ABR	05 36 57,3	50,0 W	79,0 E	Leste de Kazakh	0	5,6	130,2	125,3	43,2	39,2	
27	28 ABR	11 06 43,5	35,8 N	79,9 E	Região Kasimir - Tibet	N	5,8	132,4	129,5	61,9	56,5	
28	01 MAI	02 31 15,9	24,9 S	70,7 W	Chile	46	4,7	21,8	23,2	260,2	243,1	
29	01 MAI	06 07 35,1	28,0 S	66,6 W	Catamarca - Argentina	168	5,2	18,4	21,2	250,2	231,4	
30	08 MAI	10 39 10,2	27,9 S	66,6 W	Catamarca - Argentina	168	4,4	18,4	21,2	250,2	231,4	
31	10 MAI	14 27 38,7	38,2 S	73,2 W	Região Central Chile	6	5,5	27,1	31,5	230,1	220,0	
32	11 MAI	11 33 16,9	38,0 S	72,3 W	Região Central Chile	27	4,8	26,7	31,2	230,2	220,0	
33	12 MAI	00 00 38,6	5,8 N	73,0 W	Norte da Colômbia	125	4,9	39,1	33,4	316,2	310,1	
34	13 MAI	21 18 41,3	1,0 N	126,1 E	Passagem Molucca	36	5,3	57,0	164,3	161,5	157,0	
35	14 MAI	20 38 38,4	38,1 S	72,6 W	Chile Central	39	5,0	26,7	31,2	229,7	219,5	
36	15 MAI	14 39 30,5	38,2 S	73,3 W	Chile Central	12	4,7	27,2	31,7	230,0	220,0	
37	26 MAI	09 11 50,9	35,8 N	17,6 W	Atlântico Norte	N	5,7	54,7	58,6	26,1	28,7	

de Valinhos quanto para o SAAS, que foram calculados mediante um programa para computador incluído no Anexo 1. A distância epicentral (Δ) é o ângulo geocêntrico compreendido entre o epicentro do sismo e a estação registradora; e o azimuth sísmico é a medida angular entre o meridiano que passa pela estação e a linha que une a estação registradora com o epicentro. O azimuth é medido em graus de 0^0 a 360^0 no sentido leste. Na Figura 14, apresentam-se os epicentros dos sismos utilizados no presente trabalho.

Sendo conhecidas as coordenadas geográficas da estação e do epicentro foi possível calcular Δ e Az mediante o uso das seguintes fórmulas:

$$\cos(\Delta) = aA + bB + cC$$

$$\sin(Az) = - (aD + bE) \operatorname{cosec}(\Delta)$$

$$\cos(Az) = - (aG + bH + cK) \operatorname{cosec}(\Delta)$$

onde $\underline{A}$, $\underline{B}$, $\underline{C}$, $\underline{D}$, $\underline{E}$, $\underline{G}$, $\underline{H}$ e $\underline{K}$ são as constantes da estação e $\underline{a}$, $\underline{b}$ e $\underline{c}$ as constantes do epicentro, sendo os valores dessas constantes:

$$A = \cos(\phi'_S) \cos(\lambda_S)$$

$$E = - \cos(\lambda_S)$$

$$B = \cos(\phi'_S) \sin(\lambda_S)$$

$$G = \sin(\phi'_S) \cos(\lambda_S)$$

$$C = \sin(\phi'_S)$$

$$H = \sin(\phi'_S) \sin(\lambda_S)$$

$$D = \sin(\lambda_S)$$

$$K = - \cos(\phi'_S)$$

onde ϕ_S e λ_S são a latitude e a longitude geográfica da estação, e ϕ'_S é a latitude geocêntrica da estação obtida a partir da latitude geográfica mediante a relação:

$$\tan(\phi'_S) = 0,993277 \tan(\phi_S)$$

As constantes $\underline{a}$, $\underline{b}$ e $\underline{c}$ são similares a $\underline{A}$, $\underline{B}$ e $\underline{C}$, mas calculadas

MAPA DE EPICENTROS DOS SISMOS ESTUDADOS E REGISTRADOS PELA ESTAÇÃO SISMOGRÁFICA EXPERIMENTAL DE VALINHOS

usando-se as coordenadas geográficas do epicentro (ϕ_e , λ_e)

5.3 - Qualidade dos Registros

Os sismogramas correspondentes aos sismos selecionados para este estudo e que ocorreram durante a etapa experimental de operação da estação sismográfica de Valinhos (Tabela 3), nem sempre apresentam condições adequadas para a identificação e leitura precisa dos tempos de chegada das fases sísmicas. No caso dos registros da estação de Valinhos, o equipamento de reprodução disponível, por se tratar de equipamento utilizado em trabalhos experimentais, não estava composto de todas as unidades indispensáveis para a obtenção de registros a serem usados em trabalhos de pesquisa que requerem dados muito precisos. Além disso, o tempo disponível que se teve para utilizar o equipamento foi muito limitado. Os sismogramas correspondentes à estação de SAAS, embora obtidos em base a alguns critérios estabelecidos da análise dos sismogramas da estação de Valinhos não constituíram, em alguns casos, sismogramas com as características esperadas, devido ao pouco tempo disponível de equipamento reprodutor.

Após uma análise visual dos sismogramas selecionados, foi possível estabelecer escalas de tempo, ganhos (do polígrafo) e filtragem de frequências apropriados. A determinação desses parâmetros específicos para cada sismograma no caso de se haver tido a oportunidade de se obter novos registros, teria permitido melhorar notavelmente a análise dos sismogramas e o grau de precisão no cálculo dos resíduos de tempo de percurso. As dificuldades mencionadas, embora incidam em detrimento da interpretação e da precisão dos dados sísmicos, não influem, de maneira sensí

vel, na natureza dos resultados obtidos.

5.4 - Classificação dos Sismos Observados

Os eventos selecionados no presente trabalho foram agrupados em função de suas distâncias epicentrais (em relação a Valinhos), devido a que as características de eventos equidistantes devem ser parecidas, no caso de não existirem anomalias regionais ou anomalias próximas aos focos, e para que a análise a ser efetuada se torne menos complicada e permita a comparação entre sismos de grupos diferentes ou sismos do mesmo grupo. Os seguintes grupos foram definidos (ver Tabela 4):

- Sismos com Δ entre 10^0 e 30^0 - para essas distâncias as ondas P propagam-se predominantemente pelo manto superior. A multiplicidade das ondas P, assim como as suas amplitudes, vão depender da natureza das irregularidades encontradas na sua trajetória. Os sismogramas para eventos com Δ de aproximadamente 20^0 , devem apresentar complicações devido ao fenômeno de multiplicidade das ondas P causada pela "descontinuidade dos 20^0 ". Neste intervalo, de 10^0 a 30^0 de distância epicentral, estão compreendidos os sismos 2, 11, 15, 18, 24, 28, 29 e 30 cujos parâmetros hipocentrais estão relacionados na Tabela 3.

As principais fases que comumente devem ser observadas nesse intervalo são a P, pP, PP e S.

- Sismos com Δ entre 30^0 e 68^0 - contrariamente à multiplicidade das ondas P do caso anterior, os sismogramas nesse intervalo de distâncias epicentrais devem apresentar um aspecto relativamente simples (devido à trajetória dos raios sísmicos, para es

sas distâncias, atravessarem regiões mais uniformes do manto terrestre), caracterizando-se por apresentar as diferentes fases separadas e claramente observáveis. A este grupo pertencem os sismos 4, 5, 10, 12, 14, 19, 20, 22, 23, 31, 32, 33, 35, 36 e 37, cujos parâmetros hipocentrais estão contidos na Tabela 3.

Entre as principais fases observáveis nesse intervalo de distâncias epicentrais estão a P, pP, PP, PPP e PcP.

- Sismos com Δ entre 125° e 143° - o aspecto dos sismogramas tornam-se outra vez complicado devido às trajetórias das ondas corpóreas serem notavelmente afetadas pela existência das discontinuidades de Gutenberg e Lehmann (Fig. 6). Esse intervalo de distâncias epicentrais está dentro da "zona de sombra" para as ondas P (Fig. 7), como foi discutido no capítulo anterior. Nesse intervalo de distâncias epicentrais estão compreendidos os sismos 3, 8, 21, 26 e 27 cujos parâmetros hipocentrais encontram-se na Tabela 3.

Entre as principais fases observáveis nesse grupo estão a PKIKP, PP e PPP.

- Sismos com Δ maior que 143° - os sismogramas devem apresentar também um aspecto complicado sobretudo até aproximadamente 155° de distância. Perto dos 143° de distância epicentral (Fig. 9) a PKP₁ deve apresentar grandes amplitudes (COULOMB e JOUBERT, 1973). Para distâncias entre 143° e 157° devem aparecer principalmente 3 fases: PKIKP, PKP₁ e PKP₂ (às vezes observa-se a PKiKP), as quais se separam rapidamente a medida que aumenta Δ . A este grupo pertencem os sismos 1, 6, 7, 9, 13, 16, 25 e 34 cujos parâmetros hipocentrais encontram-se na Tabela 3.

5.5 - Análise dos Sismogramas

- Sismos com Δ entre 10^0 e 30^0 - os sismos 18, 29, 30, 24, 2, 11, 28, 15, 32, 35, 31 e 36, relacionados conforme as suas distâncias epicentrais a Valinhos, pertencem a esse grupo e têm seus epicentros distribuídos na parte central da região andina da América do Sul. O sismograma do sismo 18 apresenta um aspecto relativamente simples (Fig. 15), identificaram-se 2 impulsos da onda P (P_1 e P_2), ambos com amplitudes similares em Valinhos e SAAS; a aparência simples é característica dos sismos profundos ($h > 500$ Km.) sobretudo para distâncias moderadas ($\Delta < 20^0$). Esses 2 impulsos da P chegam a Valinhos com diferentes velocidades aparentes (na superfície da terra), 9,9 Km/seg. e 9,2 Km/seg. para o primeiro (P_1) e segundo (P_2) impulsos, respectivamente; esse fato sugere que a onda com maior velocidade percorreu provavelmente, parte de sua trajetória, por uma camada de alta velocidade sísmica, que poderia ser a sugerida por ISACK e BARAZANGI (1973), e BERROCAL (1974), situada a 650 - 700 Km de profundidade, e que atingiu a estação sob um ângulo de incidência menor do que a formada pela onda com velocidade aparente menor. A possibilidade de atribuir velocidades aparentes a ondas da mesma fase num determinado sismo, permite sugerir a existência de descontinuidades no interior da Terra.

O grupo dos sismos 29, 30, 24, 2, 11 e 28 apresentam sismogramas com um aspecto mais complicado do que o sismo 18, por se tratar de sismos afetados pela descontinuidade dos 20^0 . Os sismogramas de Valinhos, correspondentes a estes sismos, ($\Delta = 20^0 \pm 2^0$) apresentam indícios claros da multiplicidade de fases da onda P (Fig. 16), fenômeno que não é notado claramente nos sismogramas

FIG. 15 - Sismogramas apresentando dois Impulsos da P (P_1 e P_2), com Velocidades Aparentes diferentes (9,9 e 9,2 Km/seg, respectivamente).

Sismo 30

$\Delta = 18,4^{\circ}$
 $h = 168 \text{ Km}$
 $m_b = 4,4$

Sismo 29

$\Delta = 18,4^{\circ}$
 $h = 168 \text{ Km}$
 $m_b = 5,2$

Sismo 24

$\Delta = 19,5^{\circ}$
 $h = 71 \text{ Km}$
 $m_b = 5,3$

Sismo 2

$\Delta = 20,1^{\circ}$
 $h = 103 \text{ Km}$
 $m_b = 4,7$

Sismo 11

$\Delta = 21,2^{\circ}$
 $h = 129 \text{ Km}$
 $m_b = 3,5$

FIG. 16 - Sismogramas (de Valinhos) de Sismos com próximo dos 20° , apresentando a Multiplicidade de Fases (P_r , P_d e P_u) da Onda P causada pela "Descontinuidade dos 20° ".

do SAAS, devido a que as distâncias epicentrais correspondentes, são maiores que as distâncias onde teoricamente deveria existir a multiplicidade de fases para sismos de profundidade intermediária, de acordo com as tabelas sísmicas de J-B (Fig. 17). Entre as outras fases sísmicas que foram possíveis identificar em alguns sismogramas desse grupo estão a pP, PP, PPP, PcP, S e PS. A localização das estações de Valinhos e SAAS, permitem detectar um número apreciável de sismos com distâncias epicentrais próprias para efetuar estudos detalhados da descontinuidade dos 20° na América do Sul.

O sismo 15 ($\Delta = 23,9^\circ$ para SAAS e $\Delta = 25,7^\circ$ para Valinhos) apresenta um aspecto complicado e diferente dos outros sismogramas até agora analisados em ambas as estações. Nota-se claramente a presença de várias fases nítidas, devido provavelmente a energia apreciável liberada por esse sismo ($m_b = 5,9$) (Fig. 18). Além dessas fases existem outras possivelmente causadas por reflexões e refrações das ondas diretas em descontinuidades horizontais e/ou laterais. Uma catalogação adequada das fases conhecidas e claramente observadas permitiria a revisão das tabelas sísmicas existentes e a construção de curvas de tempo de percurso específicas para América do Sul.

Os sismogramas dos sismos 32, 35, 31 e 36 apresentam, aproximadamente, as mesmas características tanto em Valinhos como em SAAS. Nos sismogramas 32 e 35 de Valinhos observa-se que a onda P apresentam amplitudes maiores do que as correspondentes nos sismogramas do SAAS (Fig. 19), esta relação, embora exista, é menos clara nos registros dos sismos 31 e 36. Esta variação irregular das amplitudes das ondas P com a distância epicentral é interpretada segundo alguns sismólogos (VANEK e STELZNER, 1960;

Sismo 2

$$\Delta = 20,7^{\circ}$$

$$h = 103 \text{ Km}$$

$$m_b = 4,7$$

Sismo 24

$$\Delta = 21,0^{\circ}$$

$$h = 71 \text{ Km}$$

$$m_b = 5,3$$

Sismo 30

$$\Delta = 21,2^{\circ}$$

$$h = 168 \text{ Km}$$

$$m_b = 4,4$$

FIG. 17 - Sismogramas (de SAAS) de Sismos com próximo dos 20° , apresentando a Multiplicidade de Fases (P_r , P_d e P_u) da Onda P causada pela "Descontinuidade dos 20° ".

Sismo 15

$\Delta = 23,9^\circ$

$h = 66 \text{ Km}$

$m_b = 5,9$

Sismo 15

$\Delta = 25,7^\circ$

FIG. 18 - Sismogramas apresentando as Fases (P, pP, sP e PP) em forma clara, inclusive uma Fase posterior à sP não identificável, a qual poderia ter sido originada em alguma Descontinuidade Horizontal ou Lateral no Manto Terrestre.

Sismo 32

$\Delta = 26,7^{\circ}$

$h = 27 \text{ Km}$

$m_b = 4,9$

Sismo 35

$\Delta = 26,7^{\circ}$

$h = 39 \text{ Km}$

$m_b = 5,0$

Sismo 32

$\Delta = 31,2^{\circ}$

Sismo 35

$\Delta = 31,2^{\circ}$

FIG. 19 - Sismogramas apresentando as Fases P, pP e sP (com Amplitudes maiores em Valinhos do que em SAAS, particularmente na Fase P) e outras Fases não identificadas.

GUTENBERG e RICHTER, 1956), como uma indicação das principais propriedades estruturais na crosta e no manto superior (regiões com diferentes graus de atenuação ou valores de Q).

Um aspecto que é importante mencionar é a identificação da fase pP para vários sismos desse grupo, o que permite calcular mais apropriadamente a profundidade focal desses sismos. O conhecimento mais preciso da profundidade focal é útil para a melhor interpretação dos perfis sísmicos nos estudos sismotectônicos e de sismicidade local. Além disso, as profundidades corretas encontradas a partir da fase pP, melhora a construção de curvas de tempo de percurso regionais mencionadas anteriormente.

- Sismos com Δ entre 30° e 68° - nesse grupo estão compreendidos 12 sismos (Tabela 4), quase todos eles de profundidade focal superficial, com exceção dos sismos 33 e 17 de profundidade focal intermediária.

O sismo 5, com epicentro na costa meridional do Chile pertence ao grupo de eventos de profundidade focal superficial, o sismograma de SAAS, correspondente a este sismo, apresenta 2 impulsos identificáveis da onda P, tendo o segundo uma amplitude maior que o primeiro; no sismograma de Valinhos esses impulsos são menos claros, como se pode observar na Figura 20. Após a fase pP aparecem outras que podem ser a pP ou sP do segundo impulso da P.

Os sismos 4 e 23, com epicentros na costa noroeste do Peru são de profundidade focal normal. Os sismogramas destes 2 sismos tem uma aparência similar em Valinhos e em SAAS (Fig. 20), e foi possível identificar em ambos sismos uma fase "pré" de alta frequência e amplitude pequena que chega um pouco antes da P

FIG. 20 - Sismogramas mostrando a presença de dois
Impulsos da Fase P (sismo 5) e as Fases
"pré" (sismos 4 e 23).

Sismo 5

$\Delta = 31,6^{\circ}$

 $h = N$

$m_b = 5,1$

Sismo 5

$\Delta = 36,8^{\circ}$

SAAS
CP (10 K)

Sismo 4

$\Delta = 31,6^{\circ}$

 $h = N$

$m_b = 4,9$

SAAS
S4 (10 K)

Sismo 23

$\Delta = 34,0^{\circ}$

 $h = 22 \text{ Km}$

$m_b = 5,1$

SAAS
CP (10 K)

Sismo 4

$\Delta = 34,1^{\circ}$

VALINHOS
OBS (20 K)

Sismo 17

$\Delta = 34,3^{\circ}$

 $h = 144 \text{ Km}$

$m_b = 5,2$

SAAS
W_{ext} (4 K)

Sismo 23

$\Delta = 37,0^{\circ}$

VALINHOS
SE1 (2 K)

Sismo 17

$\Delta = 39,5^{\circ}$

VALINHOS
VIN (2 K)

FIG: 20

(1.0 seg aproximadamente). Se identificaram também as fases pP, PP e ondas superficiais.

Os sismos 33 e 17, 20 e 14 são eventos de profundidade focal intermediária e superficial, respectivamente, com epicentros localizados na região noroeste da América do Sul. Os sismogramas do sismo 33 tem uma aparência simples em Valinhos e em SAAS, no registro de Valinhos, o início da onda P não é fácil de identificar devido a estar mascarado pelo ruído de fundo, mas foi possível identificar claramente a fase pP, o que permitiu calcular a profundidade focal, obtendo-se $h = 175$ Km ao invés de $h = 159$ Km, fornecido pelo boletim EDR. Nos sismogramas dos sismos 20 e 14, registrados somente em Valinhos e ainda com sinais muito fracos, se identificaram apenas a P, e a P e pP, respectivamente. Nos sismogramas do sismo 17 de SAAS e Valinhos (Fig. 20) apresentam-se nitidamente as fases P, pP e PP.

O sismo 19, com epicentro no Oceano Pacífico frente à costa do Chile, é de profundidade focal superficial. Os sismogramas de dito sismo tem um aspecto relativamente simples em Valinhos e em SAAS, e apresentam também uma fase "pré" que chega um pouco antes da P (1,0 seg aproximadamente), sendo ambas fases facilmente identificáveis (Fig. 21). Outras fases identificadas são a pP, sP, PcP e PP. É interessante notar a aparição de certas fases, observadas mais nitidamente nos registros de SAAS, a intervalos constantes de aproximadamente 14 seg, durante os primeiros 40 segundos depois da sP (3 fases observadas claramente). A apresentação dessas fases, segundo observações efetuadas por alguns sismólogos, é característica de sismos com Δ entre 40° e 60° , aproximadamente, e cujas ondas percorrem trajetórias oceânicas e continentais. As ondas sísmicas destes sismos, como sugere

FIG. 21 - Sismogramas apresentando as Fases "prē", P, pP, sP e outras Fases não identificadas, características de Sismos com distâncias epicentrais entre 40° e 60° aproximadamente, e com Trajetórias oceânicas e continentais.

Sismo 19

$\Delta = 46,5^\circ$

$h = N$

$m_b = 6,0$

Sismo 19

$\Delta = 49,5^\circ$

SAAS

S4 (1 K)

Sismo 22

$\Delta = 59,5^\circ$

$h = 11 \text{ Km}$

$m_b = 6,0$

Sismo 22

$\Delta = 64,2^\circ$

VALINHOS

OBS (2 K)

FIG. 21

rem alguns pesquisadores, ao atingirem o bloco continental seriam canalizados na crosta continental até alcançarem a estação registradora, na forma de reflexões múltiplas, o que poderia fornecer outro meio para efetuar estudos da crosta terrestre.

O sismo 22, com epicentro no México (costa do Pacífico), tem profundidade focal superficial. Os sismogramas deste sismo, tanto em Valinhos como em SAAS, possuem aparências similares (Fig. 21), onde foi possível identificar a onda P e as ondas refletidas pP, PcP e PP. Nota-se no sismograma de SAAS, como no caso do sismo 19, a presença de fases a intervalos constantes, similares às observadas no sismo 19, porém mais numerosas (7 fases observadas), nos 2 primeiros minutos depois da P. Este fenômeno pode ser explicado da mesma forma como foi feito para o sismo 19.

Os sismos 37, 12 e 10 tem seus epicentros localizados na região das Ilhas de Açores, no Oceano Atlântico, e pertencem a eventos de profundidade focal superficial. Os sismogramas do sismo 37 tem um aspecto complicado em Valinhos e em SAAS, apresentando uma fase "pré" uns 2 seg, aproximadamente, antes da P (Fig. 22); além destas fases apresentam-se outras fases (algumas não identificadas) devido, provavelmente, à energia apreciável liberada por esse sismo ($m_b = 6,7$), entre essas fases estão a pP, sP, PcP e PP. Nos sismogramas deste sismo nota-se, como no caso dos sismos 19 e 22, a aparição de fases a intervalos, aproximadamente constantes (ao redor de 10 seg) durante os primeiros 40 seg depois da sP. A explicação deste fenômeno, dada para os sismos 19 e 22, é também válida para este caso. Nos sismogramas dos sismos 12 e 10, se observaram a pP e a PcP, assim como outras fases provavelmente causadas por reflexões e refrações da onda princi

FIG. 22 - Sismogramas apresentando as Fases "prē", P, pP, sP, PcP e outras não identificadas, características de Sismos com distâncias epicentrais entre 40° e 60° , e com Trajetórias oceânicas e continentais.

Sismo 37

$\Delta = 58,6^{\circ}$

$h = N$

$m_b = 6,7$

Sismo 10

$\Delta = 60,5^{\circ}$

$h = N$

$m_b = 4,9$

Sismo 12

$\Delta = 60,5^{\circ}$

$h = 18 \text{ Km}$

$m_b = 5,2$

Sismo 37

$\Delta = 64,7^{\circ}$

Sismo 12

$\Delta = 67,3^{\circ}$

FIG. 22

pal em algumas descontinuidades do manto (Fig. 22).

Em vários sismogramas deste grupo se identificou a fase pP, a qual permite verificar a profundidade focal desses sismos. Das profundidades focais verificadas, foram adotados novos valores entre aquelas que apresentaram diferenças superiores a 10 Km com relação às profundidades focais fornecidas pelos boletins sísmicos do NEIS. Nesse grupo, as novas profundidades focais adotadas são, para o sismo 33, 175 Km ao invés de 159 Km, e para o sismo 12, 18 Km ao invés de 33 Km. A importância de se contar com valores mais precisos de h é devido a que este parâmetro é útil nos estudos de sismicidade e tectônica a níveis local e regional. Outros fatos importantes observados nos sismogramas dos eventos desse grupo são a presença da fase "prê" e das fases repetidas ciclicamente em alguns eventos com trajetória oceânica e continental; o estudo detalhado dessas fases poderão fornecer dados complementares para o estudo da estrutura interna da Terra.

- Sismos com Δ entre 125° e 143° - os sismos 26, 27, 3, 8 e 21 são eventos deste grupo e possuem suas profundidades focais superficiais e normais. As suas distâncias epicentrais com relação a Valinhos e SAAS, estão compreendidas dentro da chamada "zona de sombra", para as ondas P, como foi mencionado no item 4.3 do Capítulo 4, exceto os sismos 8 e 21 que aparentemente estão fora da "zona de sombra" (BULLEN, 1965), com relação a SAAS ($\Delta > 142^{\circ}$). Os sismogramas dos sismos 26, 27 e 3 apresentam, em Valinhos e em SAAS, um aspecto relativamente simples, onde foi possível identificar a fase PKIKP com amplitudes pequenas, estando ausentes as fases PKP_1 e PKP_2 (Fig. 23). As amplitudes da PKIKP, embora pequenas, são um pouco maiores que

FIG. 23 - Sismogramas apresentando as Fases PKP, para Sismos com distâncias epicentrais menores que 140° .

as amplitudes observadas das ondas P difratadas na descontinuidade de Gutenberg, segundo comprovado por alguns sismólogos; este fato serviu para LEHMANN (1936) postular a hipótese da existência do núcleo interno, hipótese que foi corroborada por outras observações efetuadas posteriormente. O sismo 3, foi provavelmente, uma explosão atômica, o que é deduzido pela região onde está localizado o epicentro, e confirmado pela aparência do respectivo sismograma (Fig. 23).

Os sismogramas dos sismos 26, 27 e 3, de Valinhos e de SAAS, e dos sismos 8 e 21 (de Valinhos), com distâncias epicentrais compreendidas entre 125° e 140° , não apresentam a fase PKP_1 , que deveria existir desde $\Delta = 125^{\circ}$, segundo o modelo de Herrin (ver Fig. 9), no entanto concorda aceitavelmente com o modelo de J-B (Fig. 10) onde a fase mencionada aparece a partir de $\Delta = 143^{\circ}$. A presença das fases $PKIKP$, PKP_1 , PKP_2 e $PKiKP$ nos sismogramas dos sismos 8 e 21 de SAAS (com $\Delta > 142^{\circ}$) (Fig. 24) confirma parcialmente a validade do modelo de J-B apresentado na Figura 10, que considera a existência de várias ramificações da fase PKP para distâncias epicentrais entre 143° e 147° . A observação das fases PKP_1 e PKP_2 , além da $PKIKP$, para $\Delta > 142^{\circ}$ é concordante também com o modelo de Herrin, e o que é mais importante, indica o término da "zona de sombra", para SAAS e Valinhos, que de fato é menor que 143° , como sugere BULLEN (1965). É importante salientar a presença relativamente clara da fase $PKiKP$ em alguns sismogramas já que, geralmente, é dificilmente observada. Alguns sismogramas deste grupo apresentam algumas fases nítidas, refletidas na superfície da terra, tais como a PP, $pPKIKP$, $pPKP_1$, $sPKIKP$, etc. A fase $PKJKP$ não foi identificada, embora possa estar presente, devido a inexistência das tabelas sísmicas corres

Sismo 21

$$\Delta = 139,9^{\circ}$$

$$h = 86 \text{ Km}$$

$$m_b = 5,1$$

Sismo 21

$$\Delta = 142,6^{\circ}$$

Sismo 8

$$\Delta = 143,6^{\circ}$$

$$h = 18 \text{ Km}$$

$$m_b = 5,4$$

FIG. 24 - Sismogramas mostrando a Ramificação da Fase PKP e a presença de outras Fases refletidas na Superfície Terrestre.

pondentes.

Levando-se em consideração que as fases PKP são as primeiras a serem registradas nas estações com distâncias epicentrais maiores que 105° , constituem na atualidade, devido a maior sensibilidade das estações sismográficas modernas, fases comumente reportadas aos centros internacionais de sismologia. As características destas fases que atravessam o núcleo, são de grande importância e muito úteis para estudos do interior da Terra e sobretudo do núcleo terrestre, portanto, a maior quantidade e qualidade de dados das fases PKP permitirão melhorar o conhecimento das regiões mais profundas do nosso planeta.

- Sismos com Δ maior que 143° - os sismos 6 e 7 com epicentros na Península de Kamchatka são eventos com profundidade focal normal. Os sismogramas desses sismos, registrados na estação de SAAS, apresentam um aspecto relativamente complicado (Fig. 25), pois são sismos que por sua distância epicentral ($\Delta \approx 137^{\circ}$ com relação a SAAS) estão próximas do término da "zona de sombra" e portanto não deveriam pertencer a este grupo, mas são incluídos devido a que os seus valores de Δ com relação a Valinhos são maiores que 143° . As fases PKIKP, com amplitudes maiores do que as apresentadas nos sismogramas dos sismos analisados no grupo anterior, embora estes tenham maiores magnitudes, parecem ser, aparentemente, as primeiras em chegar a estação de SAAS, no entanto é possível observar indícios da fase PKP₁ no sismograma do sismo 7, uns 10 seg, aproximadamente, antes da PKIKP, sugerindo deste modo o início da ramificação da PKP ao redor dos 137° , este fato discorda do modelo de J-B (Fig. 10), e confirma o modelo de Herrin (Fig. 9). Além das fases mencio

FIG. 25 - Sismogramas apresentando a possível presença da Fase PKP₁ para sismos com distâncias epi_{centrais} menores que 143°, e a aparição das Ramificações da Fase PKP, assim como das Fa_{ses} refletidas pPKP e outras não identifica_{das}.

Sismo 6

$\Delta = 137,2^{\circ}$

$h = N$

$m_b = 5,6$

Sismo 7

$\Delta = 137,3^{\circ}$

$h = N$

$m_b = 5,7$

Sismo 6

$\Delta = 144,2^{\circ}$

Sismo 7

$\Delta = 144,3^{\circ}$

FIG. 25

nadas, foram observadas, nos sismogramas dos sismos 6 e 7, outras fases refletidas na superfície da terra tais como a PP, pPKIKP, sPKP₁, etc., algumas delas com amplitudes equiparáveis às amplitudes da PKIKP.

Os sismos 25, 1 e 13 com epicentros situados ao leste da Ilha de Nova Guiné, são eventos de profundidade focal intermediária. Os sismogramas dos sismos 25 e 1, de Valinhos, têm um aspecto relativamente simples (Fig. 26), apresentando a fase PKP₁ nítida com amplitudes bastante maiores que a das outras fases (PKP₂ e PKIKP). Os sismogramas de SAAS, dos mesmos sismos, têm um aspecto diferente apresentando as 3 fases PKP bem definidas (Fig. 26); a PKP₁ do sismo 1, nesses sismogramas, possui uma amplitude maior a das outras fases, inclusive a das outras fases do sismo 25, cuja magnitude é maior.

O sismograma do sismo 13 apresenta um aspecto mais complicado ainda (Fig. 26), onde se observam as 3 fases da PKP, tanto nos sismogramas de Valinhos como de SAAS (onde se identificou também a PKIKP), cujos tempos de percurso concordam melhor com a ordem de chegada indicada pelas tabelas sísmicas de Herrin. É possível identificar também, e muito claramente, um segundo grupo de fases refletidas correspondentes a pPKIKP e pPKP₁ com amplitudes aproximadamente iguais a das ondas principais.

Os sismos 9, 34 e 16 com epicentros nas Filipinas e vizinhanças são eventos de profundidade focal normal (sismos 9 e 34) e intermediária (sismo 16). O sismograma do sismo 9 de Valinhos (Fig. 27) apresentam as fases PKIKP, PKP₁ e PKP₂ (com amplitudes pequenas) concordando com o modelo de Herrin. O intervalo de tempo entre as fases PKIKP e PKP₂ concorda também com o modelo de J-B. Os sismogramas do sismo 34 têm um aspecto relativa

FIG. 26 - Sismogramas mostrando as Ramificações da Fase PKP e a ordem de chegada da alternada das mesmas em função da distância epicentral. Assim mes mo a presença da Fase PKP₁ para Sismos com distâncias epicentrais maiores que 147°

Sismo 9

$\Delta = 150,7^\circ$

$h = N$

$m_b = 5,2$

Sismo 34

$\Delta = 157,0^\circ$

$h = 36 \text{ Km}$

$m_b = 5,8$

Sismo 34

$\Delta = 164,2^\circ$

FIG. 27 - Sismogramas apresentando a Fase PKP₁ (para distâncias epicentrais maiores que 147°) e a Fase PKP₂ notavelmente atrasada a medida que aumenta a distância epicentral.

mente complicado devido a sua magnitude elevada ($m_b = 5,8$), tendo sido identificadas as fases PKIKP e PKP₂ com amplitudes similares em Valinhos e em SAAS (Fig. 27). Além dessas fases foi possível identificar as fases refletidas pPKIKP e a PKP₂ aproximadamente 6,0 seg depois de suas respectivas fases principais, comprovando a pequena profundidade focal do sismo ($h = 36$ Km). Há também indícios da presença das fases PP e PPP.

Os sismogramas do sismo 16 tem um aspecto relativamente simples, apresentando as fases PKIKP e PKP₂ facilmente identificáveis e com amplitudes similares em Valinhos e em SAAS (Fig. 28). O intervalo de tempo entre as 2 fases é maior do que nos casos anteriores as fases refletidas pPKIKP e pPKP₂ aparecem claramente identificáveis e correspondem à profundidade focal intermediária determinada pelo NEIS para esse sismo ($h = 225$ Km).

As diferentes distâncias epicentrais dos sismos 25, 1 e 13, com relação as estações de Valinhos e SAAS, e os sismos 6 e 7, com relação a Valinhos, permitem arranjar os respectivos sismogramas em ordem crescente de Δ , compreendidos no intervalo de 144° e 152° . A distribuição dos tempos de percurso das diferentes fases PKP observadas em Valinhos e SAAS, com a distância epicentral, permite verificar a existência da ramificação das fases mencionadas e os limites dessa ramificação, o qual é apresentado na Figura 29. Nesta figura incluem-se as fases observadas para sismos que estão sendo estudados com $135^\circ < \Delta < 165^\circ$. Para poder comparar os valores observados de tempo de percurso das fases PKP, com as curvas teóricas de Herrin e de J-B para $h = 0$ Km, foi preciso corrigir os tempos de percurso observados, correspondentes a sismos com diferentes profundidades, para tempos de percurso com $h = 0$ Km.

Sismo 16

$\Delta = 161,3^\circ$

$h = 225 \text{ Km}$

$m_b = 5,7$

Sismo 16

$\Delta = 168,1^\circ$

FIG. 28 - Sismogramas apresentando somente duas Fases Ramificadas nítidas da Fase PKP (PKIKP e PKP₂), e algumas Fases refletidas na Superfície Terrestre.

20^m 30^s

TEMPOS DE PERCURSO OBSERVADOS

E CURVAS TEÓRICAS PARA ONDAS PKP

h = 0 km.

20^m 00^s

↑
T
T

19^m 30^s

5°

140°

145°

150°

155°

160°

16

FIG. 29

Na Figura 29 nota-se que a maioria dos tempos de percurso observados, para cada fase da PKP, são maiores que os tempos indicados por ambas as curvas teóricas. Os valores observados para a fase PKP_1 estão mais próximos da curva de J-B que da curva de Herrin, sobretudo para Δ entre 143° e 147° ; existem também observações dessa fase para $143^\circ > \Delta > 147^\circ$, e que apresentam resíduos de aproximadamente +3,5 seg, em relação à curva teórica de Herrin. As fases PKP_2 apresentam resíduos menores em relação à curva de J-B (próximos a +3,0 seg para Δ entre 143° e 147° , e próximos a zero para $\Delta > 147^\circ$) do que em relação à curva de Herrin, sendo que a diferença entre as curvas PKP_2 para ambos os modelos é de aproximadamente 2,5 seg (a curva de Herrin indica tempos de percurso menores). No caso das fases PKIKP, os valores observados apresentam resíduos de aproximadamente +3,0 seg, em relação a ambas as curvas teóricas, já que as mesmas são quase coincidentes em ambos os modelos. Apresentam-se, igualmente, algumas observações da fase PKiKP com aproximadamente o mesmo resíduo (+3,0 seg) que as outras fases, sendo que duas delas foram observadas em sismos com $\Delta > 147^\circ$, e próximos da curva teórica de Herrin ($\approx 3,0$ seg) discordando do modelo de J-B.

Resumindo, pode-se dizer que as observações da PKP_1 , em Valinhos e SAAS, para $143^\circ > \Delta > 147^\circ$, concordam com as curvas teóricas de Herrin, que sugerem a existência da fase mencionada para essas distâncias, e que para $143^\circ < \Delta < 147^\circ$ os valores de tempo de percurso observados estão mais próximos das curvas teóricas de J-B que das de Herrin. As fases PKIKP e PKP_2 observadas, concordam com os modelos teóricos de J-B e de Herrin, sendo que os resíduos dos tempos de percurso dessas fases são menores com relação ao modelo de J-B, para todas as distâncias on

de elas se apresentam. A observação da fase PKiKP para $\Delta > 147^\circ$ concorda somente com as curvas teóricas de Herrin.

A análise feita da Figura 29 permite mostrar a importância do estudo das fases PKP observadas em Valinhos e SAAS. A distribuição dos tempos de percurso de ditas fases, em relação aos modelos de J-B e de Herrin, permitirão indicar qual dos dois modelos é o mais apropriado. Observações precisas e identificações adequadas das fases PKP, que podem ser conseguidas mediante as estações tipo arranjo, fornecerão dados importantes para modificar os modelos existentes. Estudos efetuados com a fase PKP utilizando dados da rede mundial de estações sísmicas permitirão um melhor conhecimento da estrutura interna do nosso planeta e, particularmente, da constituição do núcleo terrestre.

5.6 - Resíduos de Tempo de Percurso (ΔT)

No presente trabalho apresentam-se 2 grupos de ΔT , um dos quais foi obtido, em relação às tabelas sísmicas de J-B (incluindo a reforma feita por SHIMSHONI, 1967, para as PKP) e o segundo grupo, em relação às tabelas de Herrin, tanto para a estação de Valinhos como para SAAS. Estes valores de ΔT se apresentam na Tabela 4 e nos gráficos das Figuras 30, 31, 32 e 33, onde os ΔT estão dispostos azimutalmente e em uma escala adequada. No caso dos sismos com $\Delta > 125^\circ$, considera-se a fase PKiKP como referência, para obter os resíduos a serem utilizados na presente análise.

Para alguns sismos foi recalculada a profundidade focal a partir da diferença de tempos de chegada das ondas pP e P, e com este novo parâmetro foram recalculados os tempos teóricos de

DISTRIBUIÇÃO AZIMUTAL DOS ΔT
 PARA VALINHOS
 (com as tabelas sísmicas de J-B)

		h (km)	$\triangle$
● , ○	> 70, < 70	10° - 30°	
▲ , △	> 70, < 70	30° - 68°	
◆ , ◇	> 70, < 70	125° - 143°	
■ , □	> 70, < 70	> 143°	

—— $\Delta T (+)$
 ---- $\Delta T (-)$

FIG. 30

Esc. 2 cm. = 1 seg. 8

DISTRIBUIÇÃO AZIMUTAL DOS ΔT
PARA SAAS
(com as tabelas sísmicas de J-B)

FIG. 31

DISTRIBUIÇÃO AZIMUTAL DOS ΔT

PARA VALINHOS

(com as tabelas sísmicas de Herrin)

$h \text{ (km)}$		Δ
● , ○	> 70 , < 70	10° - 30°
▲ , △	> 70 , < 70	30° - 68°
◆ , ◇	> 70 , < 70	125° - 143°
■ , □	> 70 , < 70	> 143°

—— $\Delta T(+)$

----- $\Delta T(-)$

FIG. 32

Esc. 2 cm. = 1 seg.

DISTRIBUIÇÃO AZIMUTAL DOS ΔT
 PARA SAAS
 (com as tabelas sísmicas de Herrin)

FIG. 33

chegada, fornecendo assim novos ΔT .

Os resíduos de tempo de percurso constituem uma ferramenta útil para se efetuar estudos das características do interior da Terra, assim como também permitem a revisão das tabelas de tempo de percurso locais e regionais, o que possibilita melhorar as determinações epicentrais. A observação de certos valores anômalos de ΔT tem dado lugar a diferentes interpretações, como por exemplo, nos Estados Unidos da América do Norte, valores diferentes de ΔT , obtidos nas regiões oriental e ocidental desse país, foram atribuídos a:

- variações da velocidade sísmica no manto superior (HERRIN e TAGGART, 1962),
- variações na espessura da camada de baixa velocidade que se encontra a 130 Km de profundidade (HALES, et al., 1968),
- variações na espessura da crosta terrestre (ROMNEY, et al., 1962).

Na América do Sul, BERROCAL (1974), analisando a distribuição dos resíduos de tempo de percurso, magnitude, azimuth e velocidade aparente, conseguiu identificar importantes feições tectônicas sul-americanas.

Mediante estudos de ΔT , como os mencionados anteriormente e outros efetuados em diferentes regiões do nosso planeta, observou-se uma estreita relação entre os ΔT e descontinuidades importantes, existentes no interior da Terra.

5.6.1 - Análise dos Resíduos de Tempo de Percurso (ΔT)

- Sismos com Δ entre 10^0 e 30^0 - os ΔT dos sismos deste grupo

(Tabela 4), exceto os sismos 2 e 18, cujos epicentros estão localizados na região andina do centro e norte do Chile e as fronteiras desse país com a Argentina e a Bolívia, são moderados e positivos em relação às tabelas sísmicas de Herrin ($+ 1,8 \pm 1,2$ seg), moderados e negativos em relação às tabelas de J-B ($- 1,1 \pm 1,0$ seg), esse comportamento dos ΔT é observado tanto para Valinhos como para SAAS (ver Tabela 4 e Figuras 30 a 33). Todos esses sismos têm profundidades focais normais e intermediárias, e os azimutes de chegada de todos eles, com relação a ambas as estações, estão compreendidos entre 219° e 284° , limites entre os quais parece existir, devido a apresentarem resíduos parecidos, características estruturais similares ao longo da trajetória das ondas sísmicas desses eventos. Os valores desses resíduos são semelhantes àqueles resíduos obtidos por estudos similares efetuados com dados de SAAS (BERROCAL, 1974), confirmando a diferença que existe entre os modelos de J-B e de Herrin, para essas distâncias epicentrais.

Os sismos 2 e 18, com epicentros na fronteira do Chile com a Bolívia e h intermediário e profundo, respectivamente, apresentam ΔT próximos a zero ou pequenos e negativos, em relação ao modelo de Herrin, e ΔT grandes e negativos ($\Delta T > 2,0$ seg), em relação ao modelo de J-B, tanto em Valinhos como em SAAS. Levando-se em consideração a profundidade focal e posição desses sismos, os ΔT obtidos, diferentes aos ΔT dos outros sismos deste grupo, permitem sugerir a presença de características estruturais diferentes na trajetória desses dois sismos em relação aos outros sismos deste grupo, ou este fato talvez seja devido a irregularidades das próprias tabelas sísmicas, particularmente no caso do sismo 18.

RESÍDUOS DE TEMPO DE PERCURSO (ΔT) PARA VALINHOS E SAAS

GRUPOS DE SISMOS	Nº SISMO	FASE	VALINHOS		SAAS	
			HERRIN	J-B	HERRIN	J-B
$10^{\circ} < \Delta < 30^{\circ}$	18	P	-1,9	-2,7	-0,5	-1,2
	29	P	+2,0	-0,7	-	-
	30	P	+2,1	-0,6	+1,9	+0,2
	24	P	+2,7	-0,3	+3,0	+1,0
	2	P	-0,1	-2,5	0,0	-2,0
	11	P	+2,4	-0,4	+1,5	-0,2
	28	P	+2,2	-0,1	+1,4	-0,6
	15	P	+0,5	-1,9	+1,3	-0,5
	32	P	+1,3	-1,2	+0,7	-2,1
	35	P	+1,7	-1,0	+0,9	-1,0
	31	P	+2,1	-0,7	+1,8	-1,2
	36	P	+1,1	-1,8	-	-
$30^{\circ} < \Delta < 68^{\circ}$	5	P	+0,8	-1,8	+1,4	-0,8
	4	P	+1,5	-1,0	+1,1	-1,4
	23	P	+1,6	-0,6	+1,5	-1,2
	33	P	-0,1	-2,4	-	-
	17	P	-0,8	-3,6	-1,0	-3,1
	20	P	-1,0	-2,2	-	-
	14	P	+1,5	-0,7	-	-
	19	P	+1,0	-1,3	+1,6	-0,8
	22	P	+0,6	-2,6	+0,3	-3,0
	37	P	+2,9	+0,1	+2,9	-0,1
	12	P	+2,5	+0,5	+2,6	-0,5
	10	P	+2,6	+0,1	+2,9	-0,2
$125^{\circ} < \Delta < 143^{\circ}$	26	PKIKP	+2,7	+2,0	-	-
	27	PKIKP	+2,5	+2,0	+2,5	+2,0
	3	PKIKP	+2,0	+1,8	+1,7	+1,1
	8	PKIKP	+3,3	+3,2	+6,6	+5,8
	21	PKIKP	+3,2	-1,5	+4,3	+3,0
$\Delta > 143^{\circ}$	6	PKIKP	+4,3	+4,1	+1,8	+1,5
	7	PKIKP	+3,6	+3,5	+1,8	+1,6
	25	PKIKP	+5,6	+5,7	+2,0	+1,9
	1	PKIKP	+7,2	+7,2	+3,5	+3,4
	13	PKIKP	+6,8	+6,7	+3,7	+3,6
	9	PKIKP	+10,1	+9,7	-	-
	34	PKIKP	+4,0	+3,6	+3,5	+2,9
	16	PKIKP	+3,9	+3,2	+3,1	+3,1

- Sismos com Δ entre 30^0 e 68^0 - o sismo 5 com epicentro na parte sul do Chile, os sismos 4 e 23 com epicentros na parte norte do Perú e os sismos 13 e 19 com epicentros no Oceano Pacífico, apresentam ΔT moderados e positivos em relação à tabela de Herrin ($+1,0 \pm 0,6$ seg) e ΔT moderados e negativos em relação às tabelas de J-B ($-1,2 \pm 0,6$ seg), observados tanto em Valinhos como em SAAS (Figs. 30 a 33). Todos esses sismos são de profundidade focal normal e seus azimutes, em relação a ambas as estações, estão compreendidos entre 214^0 e 303^0 . Os valores de ΔT obtidos parecem indicar condições estruturais similares nas trajetórias das ondas sísmicas, o que é coerente, sobretudo, se considera que as ondas sísmicas, para distâncias maiores que 30^0 , têm a maior parte de sua trajetória dentro do manto, o qual se caracteriza por apresentar um material mais homogêneo que as camadas mais superficiais da Terra.

Os sismos 33, 17 e 20, com epicentros no extremo noroes te da América do Sul e o sismo 22 ocorrido na costa ocidental do México, apresentam ΔT pequenos e negativos em relação às tabelas de Herrin ($-0,6 \pm 0,4$ seg), e ΔT grandes e negativos em relação às tabelas de J-B ($-2,9 \pm 0,7$ seg), para ambas as estações (Figs. 30 a 33). As características desses ΔT são parecidas às encontradas, mediante estudos similares, por BERROCAL (1974) com sismos que ocorreram na mesma região. Tais resíduos parecem indicar a presença de feições estruturais diferentes na trajetória desses sismos em relação aos outros sismos deste grupo, e aos do grupo anterior.

Os sismos 37, 12 e 10, com epicentros nas Ilhas de Açores, apresentam ΔT grandes e positivos em relação às tabelas de Herrin ($+2,7 \pm 0,2$ seg), e próximos de zero em relação às tabelas

de J-B ($\pm 0,5$ seg). Os valores desses resíduos constituem um grupo homogêneo característico da região, indicando uma semelhança, na constituição do material, na trajetória das ondas desses eventos. É necessário salientar a diferença dos ΔT desses sismos com os ΔT do sismo 22, observados em Valinhos e SAAS, em relação aos modelos de J-B e de Herrin, que têm aproximadamente a mesma distância epicentral (Figs. 34 e 35), o qual poderia decorrer de diferenças estruturais nas trajetórias das ondas ou nas regiões hipocentrais desses eventos. A região das Ilhas de Açores, onde ocorreram os sismos 37, 12 e 10, é menos complicada estruturalmente que a região do México, onde ocorreu o sismo 22.

- Sismos com Δ entre 125° e 143° - os sismos desse grupo (Tabela 4), com epicentros nas proximidades da fronteira da China com a Rússia e na Indonésia, apresentam ΔT grandes e positivos para a fase PKIKP, tomada como referência, tanto em relação aos valores do modelo de Herrin ($+4,1 \pm 2,0$ seg) como em relação aos de J-B ($+3,5 \pm 2,4$ seg), nas observações efetuadas em ambas as estações. Esses resíduos, apresentados nas Figuras 34 e 35, formam grupos compactos devido a não existir muita diferença entre as curvas teóricas, para a fase PKIKP, desses dois modelos. Os azimutes desses sismos (Figs. 30 a 33), estão compreendidos entre 38° e 123° para Valinhos e SAAS, os quais, considerando-se os valores dos resíduos, sugerem a existência de condições estruturais similares na trajetória das ondas ou nas regiões próximas às estações registradoras.
- Sismos com Δ maior que 143° - os sismos desse grupo que têm suas distâncias epicentrais compreendidas entre 144° e 168° , em relação a Valinhos e SAAS, apresentam, a maioria dos seus

resíduos, valores entre $3,5 \pm 0,7$ seg, em relação aos modelos de J-B e de Herrin (Figs. 34 e 35). Foram obtidos alguns resíduos fora desse intervalo, principalmente para distâncias epicentrais entre 142° e 147° onde, justamente, as curvas de J-B e de Herrin apresentam a multiplicidade das fases PKP (Figs. 9 e 10).

5.6.2 - Interpretação da Distribuição dos ΔT

Nas Figuras 30 a 33, apresenta-se a distribuição azimutal dos ΔT para as estações de Valinhos e SAAS e para os modelos de J-B e de Herrin. Nessas figuras, os ΔT estão representados por linhas cujos comprimentos são proporcionais aos valores de ΔT , além disso, apresentam-se também, mediante uma simbologia apropriada, intervalos amplos de distância epicentral e de profundidade focal.

As Figuras 30 e 31 apresentam os ΔT relativos ao modelo de J-B, para Valinhos e SAAS, respectivamente. Nessas figuras pode-se observar que os valores de ΔT para distâncias epicentrais entre 10° e 68° , em relação a ambas as estações, são predominantemente negativos, pequenos e moderados ($\Delta T > -2,0$ seg), principalmente, para os sismos ocorridos na região andina da América do Sul e com azimutes entre 214° e 292° . Valores negativos e relativamente grandes de T ($\Delta T < -0,2$ seg) são observados para os sismos 2 e 18 (somente em Valinhos), o que sugere a existência de alguma diferença estrutural na trajetória desses sismos, em relação aos outros sismos da mesma região ou, no caso do sismo 18, a diferença nos ΔT poderia estar associada a irregularidades da própria tabela de J-B. Outros valores de ΔT grandes e negati

vos aparecem para os sismos 22 e 17 (Valinhos e SAAS), 33 e 20 (são Valinhos), cujos azimutes estão compreendidos entre 300° e 317° , o que sugere que nessa faixa estreita de trajetórias, ou nas regiões epicentrais desses eventos (extremo noroeste da América do Sul e México), devem existir condições estruturais diferentes às presentes na região andina sul-americana. Contrastando com os ΔT já mencionados, nesse intervalo de distâncias e que ocorreram em regiões tectonicamente muito complicadas, apresentam-se os ΔT dos sismos 37, 12 e 10, ocorridos no Atlântico Norte e com azimutes entre 14° e 29° , cujos ΔT são próximos de zero ($\pm 0,5$ seg), o que é característico de regiões com estrutura tectonicamente simples.

As Figuras 32 e 33 apresentam os ΔT em relação ao modelo de Herrin, para Valinhos e SAAS, respectivamente. Os valores de ΔT para os sismos com distâncias epicentrais entre 10° e 68° , em relação a ambas as estações, apresentam, na sua maioria, um deslocamento entre +2,0 seg a +3,0 seg, em relação aos valores correspondentes das Figuras 30 e 31. Esperava-se este comportamento, devido a que os deslocamentos dos valores teóricos, indicados pelos modelos de J-B e de Herrin, são dessa ordem. No caso do sismo 18, a diferença dos ΔT com os dois modelos e em ambas as estações, é menor que 1,0 seg, o que corresponde à diferença existente, entre os dois modelos, para sismos profundos ($h > 500$ Km).

Os valores de ΔT para sismos com distância epicentral maior que 125° , em relação aos modelos de J-B e de Herrin para Valinhos e SAAS (Figs. 30 a 33), são, em sua maioria, positivos e grandes ($\Delta T > 2,0$ seg). Os ΔT correspondentes ao modelo de Herrin são ligeiramente maiores (menores que 1,0 seg) que os ΔT ob

tidos com as tabelas de J-B, o que corresponde à diferença existente entre as curvas da fase PKIKP dos dois modelos (Fig. 29). Os sismos com azimutes compreendidos entre 40° e 161° , aproximadamente, apresentam valores de ΔT compatíveis, tanto em Valinhos como em SAAS. Os sismos que chegam a Valinhos e SAAS com azimutes de 225° e 333° , aproximadamente, apresentam valores diferentes de ΔT , sendo os resíduos, em Valinhos, 3,0 e 2,0 seg maiores que os resíduos em SAAS, respectivamente, para esses azimutes. Esse fato sugere que pode existir uma diferença notável na estrutura sob Valinhos em relação à SAAS, particularmente na parte ocidental da região da estação de Valinhos.

A distribuição dos ΔT com a distância epicentral (para Valinhos e SAAS), em relação aos modelos de J-B e de Herrin, são apresentadas nas Figuras 34 e 35. Nessas figuras pode-se observar mais claramente a tendência que têm os ΔT , tanto em Valinhos como em SAAS, com relação aos modelos utilizados. Entre 10° e 68° de distância, os ΔT têm valores predominantemente negativos, com relação ao modelo de J-B, e predominantemente positivos, em relação ao modelo de Herrin. Para distâncias maiores que 125° os ΔT , em relação aos dois modelos, são positivos em ambas as estações. Entre 125° e 140° os valores de ΔT são moderados ($\approx 2,0$ seg), entre 140° e 150° os valores de ΔT são grandes (entre 3,0 e 7,0 seg), sendo que para essas distâncias ocorre a multiplicidade das fases PKP, para distâncias maiores que 150° os ΔT tomam valores menores ($\approx 3,4$ seg).

5.7 - Observações de Magnitude

A magnitude de um sismo é proporcional à energia elás

DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS ΔT COM Δ (PARA VALINHOS)

FIG. 34

DISTRIBUIÇÃO DOS RESÍDUOS ΔT COM Δ (PARA SAAS)

FIG. 35

tica liberada pelo mesmo. Em 1930, Richter deu o conceito de magnitude, que pode ser definida pela seguinte equação:

$$m_b = \log \frac{A}{K T} + Q + s$$

onde m_b é a magnitude obtida a partir da onda P; A é a amplitude máxima da onda P nos primeiros 20 seg de registro, este valor de A em milímetros, e reduzido a microns utilizando a amplificação K ($\times 1000$) do sistema, representa o movimento das partículas do solo; T é o período da onda (correspondente a A) em segundos; Q é um fator que é função da distância epicentral e da profundida de focal; e s é um fator de correção da estação que se considera igual a zero até não ser bem conhecido. Algumas vezes é necessá rio considerar fatores de correção para diferentes regiões epi centrais, além do fator próprio da estação.

Para determinar os valores de K é necessário construir a curva de calibração do sistema sismográfico da estação. Levando-se em consideração que os equipamentos sismográficos de SAAS e Valinhos têm características semelhantes, foi possível obter os valores de K para Valinhos, a partir das constantes com que o peraram os equipamentos em Valinhos e das curvas de resposta do equipamento de SAAS, os quais estão relacionados na Tabela 5.

Usando-se a equação apresentada acima, os dados obtidos dos sismogramas de Valinhos e SAAS e os valores de KT da Tabela 5, foram calculadas as magnitudes dos sismos com distâncias epi centrais compreendidas entre 15^0 e 68^0 em ambas as estações. Na Tabela 6, apresentam-se os dados de m_b fornecidos por NEIS, as magnitudes calculadas para o ponto E4 de SAAS (algumas dessas magnitudes foram deduzidas por comparação com os resultados obtidos

VALORES DE K E KT PARA OS SISTEMAS DAS ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS
DE SAAS E VALINHOS

PERÍODO (T)	FREQ. (Hz)	SAAS		VALINHOS	
		K	KT	K	KT
0,2	5,00	98,0	19,6	392	78,4
0,3	3,33	66,0	19,8	264	79,2
0,4	2,50	51,6	20,6	206,4	82,6
0,5	2,00	43,2	21,6	172,8	86,4
0,6	1,66	37,2	22,3	148,8	89,3
0,7	1,43	32,0	22,4	128,0	89,6
0,8	1,25	26,6	21,3	106,4	85,1
0,9	1,11	23,0	20,7	92,0	82,8
1,0	1,00	19,2	19,2	76,8	76,8
1,1	0,91	16,0	17,6	64,0	70,4
1,2	0,83	12,8	15,4	51,2	61,4
1,3	0,77	10,2	13,3	40,8	53,0
1,4	0,71	8,2	11,5	32,8	45,9
1,5	0,67	6,8	10,2	27,2	40,8
1,6	0,62	5,4	8,6	21,6	34,6
1,7	0,59	4,6	7,8	18,4	31,3
1,8	0,56	3,8	6,8	15,2	27,4
1,9	0,53	3,4	6,5	13,6	25,8
2,0	0,50	2,8	5,6	11,2	22,4

K = amplificação x 1000

T = período em segundos

TABELA 6

VALORES DE MAGNITUDE (m_b) E RESÍDUOS DE MAGNITUDE (Δm_b)
PARA VALINHOS E SAAS

Nº SISMO	Δ°		h (Km) NEIS ou (VAL)	MAGNITUDE (m_b)			Δm_b	
	VAL*	SAAS		NEIS	VAL	SAAS	VAL-NEIS	E4-NEIS
18	15,5	16,5	566	4,6	5,2	5,4	+0,6	+0,8
29	18,4	21,1	168	5,2	6,0	-	+0,8	-
30	18,4	21,1	168	4,4	5,1	5,2	+0,7	+0,8
24	19,5	21,0	(71)	5,3	5,7	5,9	+0,4	+0,6
2	20,1	20,7	103	4,7	5,4	5,4	+0,7	+0,7
11	21,2	24,2	129	3,5	4,8	4,6	+1,3	+1,1
28	21,8	23,2	46	4,7	4,7	4,7	0,0	0,0
15	25,7	23,9	(66)	5,9	5,7	5,9	-0,2	0,0
32	26,7	31,2	27	4,9	5,1	4,7	+0,2	-0,2
35	26,7	31,2	39	5,0	4,9	4,7	-0,1	-0,3
31	27,0	31,5	6	6,4	6,1	6,4	-0,3	0,0
36	27,2	31,7	12	4,7	-	-	-	-
5	31,6	36,8	N	5,1	4,7	5,1	-0,4	0,0
4	34,1	31,6	N	4,9	5,2	5,6	+0,3	+0,7
23	37,0	34,0	22	5,1	5,1	5,4	0,0	+0,3
33	39,1	33,4	(175)	4,8	4,6	4,0	-0,2	-0,8
17	39,5	34,3	144	5,2	5,4	6,0	+0,2	+0,8
20	43,4	37,7	34	5,1	5,0	-	-0,1	-
14	44,5	39,9	N	4,9	5,3	-	+0,4	-
19	46,5	49,5	N	6,0	6,3	6,2	+0,3	+0,2
22	64,2	59,5	11	6,0	5,6	5,8	-0,4	-0,2
37	64,7	58,6	N	6,7	6,6	6,7	-0,1	0,0
12	67,3	60,5	(18)	5,2	5,4	5,2	+0,2	0,0
10	67,4	60,5	N	4,9	5,0	5,0	+0,1	+0,1

* Valinhos

§ um ponto da Estação de Arranjo do SAAS

para o Ponto Central de SAAS) e para o ponto OBS de Valinhos. Na mesma tabela constam os resíduos de magnitude (Δm_b) obtidos pela diferença dos m_b de SAAS (E4) e de Valinhos (OBS) em relação aos valores de m_b do boletim sísmico (EDR) do NEIS.

Analisando-se os Δm_b da Tabela 6 pode-se observar que os sismos 18, 29, 30, 24 e 2, com distâncias próximas a 20° , apresentam valores de Δm_b relativamente grandes e positivos (de 0,6 a 0,8), tanto para Valinhos como para SAAS, corroborando os valores de Δm_b , obtidos por BERROCAL (1974), para sismos com epicentros na região centro-oeste da América do Sul. Os valores elevados de Δm_b destes sismos podem ter sido causados pela possível ineficácia dos valores de Q para essas distâncias. No caso do sismo 11, que apresenta um valor de Δm_b significativo ($\Delta m_b > 1,0$) em ambas as estações e cuja magnitude adotada pelo NEIS é de 3,5 (calculada com dados fornecidos por uma única estação), não parece representar a magnitude real desse sismo, como é indicado pelas características apresentadas por ele nos sismogramas de SAAS e Valinhos. Consequentemente, a magnitude desse sismo poderia estar ao redor de $m_b = 4,0$, deduzida dos valores de m_b calculados em SAAS e Valinhos e dos resíduos Δm_b característicos para sismos desta região contidos na Tabela 6.

Os sismos 4, 23 e 17, com epicentros na região noroeste da América do Sul, apresentam Δm_b relativamente grandes e positivos com dados de SAAS, o que não acontece em Valinhos onde os resíduos são pequenos e positivos. O sismo 33, com epicentro na mesma região, apresenta um valor de Δm_b grande e negativo (-0,8) com dados de SAAS, e Δm_b pequeno e negativo em Valinhos (-0,2). Valores negativos de Δm_b foram obtidos por BERROCAL (1974) para sismos da mesma região, mas deve-se ressaltar a pre

sença de valores de Δm_b positivos, para sismos da mesma região (sismos 4, 23 e 17), o que parece indicar que as ondas sísmicas do evento 33 atravessaram, na sua trajetória, uma região de atenuação de energia sísmica relativamente alta, e possivelmente situada nas proximidades do foco; enquanto as magnitudes dos sismos 4, 23 e 17 com valores notoriamente diferentes em SAAS e Valinhos um fenômeno interessante, que pode estar relacionado a peculiaridades existentes nas fontes ou nas trajetórias desses sismos.

O grupo de sismos restantes da Tabela 6 com epicentros na região centro-oeste da América do Sul e na Região das Ilhas de Açores, apresentam valores de Δm_b ($\pm 0,2$) considerados normais, os quais são parecidos aos Δm_b obtidos por BERROCAL (1974) para sismos ocorridos nas regiões mencionadas, portanto se pode sugerir ausência de anomalias nas trajetórias das ondas sísmicas desses eventos.

Um estudo detalhado de Δm_b de um número razoável de sismos, com epicentros numa determinada região, permite identificar zonas com diferentes graus de atenuação de energia sísmica.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Para o presente trabalho foram selecionados sismogramas de 37 sismos registrados nas estações de Valinhos e SAAS. Da análise e interpretação desses sismogramas, assim como dos resíduos de tempo de percurso (ΔT), observados em ambas as estações, em relação às tabelas sísmicas de J-B e de Herrin, e dos resíduos de magnitude (Δm_b) calculados para Valinhos e SAAS, foi possível concluir;

1 - Da análise dos sismogramas de ambas as estações:

- a) - a presença de ondas da mesma fase, com diferentes velocidades aparentes (sismo 18), e de fases não identificadas em vários sismogramas, sugerem a existência de descontinuidades horizontais e laterais no manto.
- b) - a possibilidade de se identificar as ramificações da onda P, causadas pela "descontinuidade dos 20°", permite o estudo dessa descontinuidade na América do Sul.
- c) - a identificação e observação nítida de fases refletidas na superfície terrestre (PP, PPP, etc.), permitem a revisão das tabelas sísmicas para essas fases e o estudo da estrutura interna da Terra.
- d) - a identificação clara da fase pP, na maioria dos sismogramas para sismos com $\Delta < 68^\circ$, permite uma melhor determinação da profundidade focal. Esse parâmetro é de grande importância nos estudos de tectônica e sismicidade local nas regiões epicentrais.

- e) - a presença de fases que se repetem ciclicamente, no caso de sismos com trajetória oceânica e continental (sismos 19 e 22), que provavelmente sejam devidas a reflexões múltiplas na crosta continental, constitui um método adicional para o estudo da crosta terrestre.
- f) - a presença de uma fase "pré", nos sismogramas de alguns sismos (sismos 4, 23, 19 e 37), de alta frequência e amplitude pequena, chegando imediatamente antes da fase principal P, constitui um fenômeno ainda não explicado porêm, a sua existência, sugere características especiais no mecanismo focal desses sismos.
- g) - a existência da fase PKP₁ para distâncias epicentrais menores que 142° , no caso dos sismos 6 e 7 observados em SAAS, sugere que a "zona de sombra" para as ondas longitudinais termina muito antes dos 142° , o que concorda com o modelo de Herrin; a existência da mesma fase para distâncias epicentrais maiores que 147° , no caso dos sismos 25, 1, 9 e 13, concorda também com o modelo de Herrin (ver Fig. 29).
- h) - a observação e identificação das diferentes fases PKP, para sismos com distâncias epicentrais maiores que 125° , permitem a revisão das tabelas sísmicas para essas fases e o estudo do núcleo terretre.

2 - Da análise e interpretação dos resíduos de tempo de percurso (ΔT):

- a) - para distâncias epicentrais entre 10° e 68° , em observações feitas em Valinhos e SAAS, os ΔT são predominantemente negativos, pequenos e moderados ($\Delta T > -2,0$ seg) em relação às tabelas de J-B, principalmente para sis

mos ocorridos na região andina. Em alguns casos, os ΔT apresentam valores grandes e negativos, sugerindo a existência de condições estruturais diferentes no foco, ou na trajetória das ondas elásticas desses eventos, comparadas com as condições existentes nessa região. Sismos ocorridos no Oceano Atlântico, em uma região tectonicamente menos complicada que a região andina, apresentam resíduos próximos de zero.

- b) - os resíduos obtidos em relação ao modelo de Herrin, mostram, em geral, um deslocamento entre +2,0 e +3,0 seg em relação aos obtidos com o modelo de J-B, o que concorda com a diferença existente entre as curvas de tempo de percurso desses modelos.
- c) - os resíduos para sismos com distâncias epicentrais maiores que 125^0 são essencialmente grandes e positivos ($\Delta T > 2,0$ seg), tanto em Valinhos como em SAAS, em relação a ambos os modelos.
- d) - em alguns sismos com $\Delta > 125^0$, se observam valores de ΔT diferentes em Valinhos e em SAAS, o que sugere a existência de estruturas diferentes sob ambas as estãções.
- e) - a obtenção de resíduos de tempo de percurso com uma precisão adequada, e a distribuição azimutal dos mesmos, em relação a Δ permite definir a eficácia dos modelos utilizados e as regiões que apresentam divergências notórias com esses modelos, as quais são causadas por irregularidades no interior da Terra em relação aos modelos de referência.

- 3 - As magnitudes calculadas, com dados de Valinhos e SAAS, mostram a existência de regiões com valores grandes de Δm_b , predominantemente positivos, que representam fenômenos importantes causados por peculiaridades existentes na estrutura do meio que atravessam as ondas sísmicas ou na estrutura da fonte, ou por problemas próprios dos valores de Q. Estudos detalhados deste fenômeno, poderão fornecer resultados interessantes sobre a transmissão de energia sísmica na região.
- 4 - Várias observações mencionadas no presente trabalho, com dados de Valinhos e SAAS, coincidem com observações feitas em estudos similares, o que é importante porque podem ser discriminados os efeitos locais causados pela estrutura sob uma estação em particular.
- 5 - A quantidade de considerações e conclusões alcançadas neste trabalho, permite definir que a futura estação sismográfica de Valinhos, com características de um arranjo, fornecerá dados importantes para estudos da tectônica e sismicidade a níveis local e regional, assim como para estudos da estrutura interna da Terra. Considerando-se as características instrumentais da futura estação de Valinhos, a qualidade dos dados e o processamento dos mesmos serão notavelmente melhorados.

```

DIMENSION LAT1(44),LONG1(44),LAT2(44),LONG2(44)
REAL LAT1,LONG1,LAT2,LONG2
DATA LAT1/-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,
-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,
-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,
-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,
-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66,-15.66/
DATA LONG1/47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,
47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,
47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,
47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,
47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9,47.9/
DATA LAT2/-4.5,-22.3,46.7,-9.7,-44.1,52.2,52.2,-2.,-59.5,-1.6,-6.4,
,42.7,-29.7,42.7,-4.,4.7,-14.8,5.7,4.8,-29.8,-22.8,-36.4,10.2,6.3,
16.4,-22.8,-47.7,-5.9,-24.7,-5.5,50.,35.8,-24.9,-28.,37.2,-28.,-38
.1,49.4,-37.9,6.8,1.,-38.1,-38.2,35.8/
DATA LONG2/-153.8,68.7,-91.3,79.8,75.6,-160.2,-160.,80.3,18.3,-99.
7,-131.1,29.3,69.4,29.4,-152.7,82.7,72.7,-125.4,75.8,71.5,63.7,98.
8,75.7,-95.2,98.9,66.8,75.3,81.1,68.1,-154.4,-79.,-79.9,70.7,66.5,
-141.9,66.5,73.1,-156.2,72.8,73.,-126.,72.6,73.3,17.6/
WRITE(6,100)

```

```

DO 10 I=1,44
CALL RANGE(LAT1(I),LONG1(I),LAT2(I),LONG2(I),DELTA,AZ)
10 WRITE(6,200)LAT1(I),LONG1(I),LAT2(I),LONG2(I),DELTA,AZ
STOP
100 FORMAT(30X,'LATITUDE LONGITUDE LATITUDE LONGITUDE ',
1      'DELTA AZIMUTE')
200 FORMAT(/,30X,6(F7.2,3X))
END

```

SUBROUTINE RANGE(R1,S1,R2,S2,DELTA,AZ)

SUBROUTINE RANGE

I - FINALIDADE

DADOS DOIS PONTOS POR SUA LATITUDE E LONGITUDE GEOGRAFICAS, CALCULE A DISTANCIA ENTRE OS PONTOS SOBRE A SUPERFICIE DA TERRA BEM COMO O AZIMUTE DO SEGUNDO PONTO EM RELACAO AO PRIMEIRO.

II-MODO DE USAR

O PROGRAMA PRINCIPAL EM FORTIRAN PASSA AS COORDENADAS DOS PONTOS E RECEBE A DISTANCIA E O AZIMUTE ATRAVES DE UM COMANDO CALL, COMO NO EXEMPLO ABAIXO

CALL RANGE (A,B,C,D,E,F)

ONDE AS VARIÁVEIS A - F SÃO REAIS, E TEM O SEGUINTE SIGNIFICADO

A=LATITUDE DO PONTO. 1.

DEVE SER DADA EM GRAUS E FRACOES DECIMAIS DE GRAU.

A LATITUDE NORTE TEM SINAL POSITIVO.

C A LATITUDE SUL TEM SINAL NEGATIVO.
 C
 C B=LONGITUDE DO PONTO 1.
 C DEVE SER DADA EM GRAUS E FRACOES DECIMAIS DE GRAU.
 C A LONGITUDE LESTE TEM SINAL NEGATIVO.
 C A LONGITUDE OESTE TEM SINAL POSITIVO.
 C
 C C=LATITUDE DO PONTO 2.
 C VALEM AS MESMAS OBSERVACOES QUE EM A.
 C
 C D=LONGITUDE DO PONTO 2.
 C VALEM AS MESMAS OBSERVACOES QUE EM B.
 C
 C E=DISTANCIA ENTRE OS PONTOS.
 C VEN DADA EM GRAUS E FRACOES DECIMAIS DE GRAU.
 C
 C F=AZIMUTE DO PONTO 2 EM RELACAO AO PONTO 1.
 C VEN DADA EM GRAUS E FRACOES DECIMAIS DE GRAU.
 C

C*****
 DEGRAD=ATAN(1.)/45.
 PI=4.*ATAN(1.)
 X1=R1*DEGRAD
 Y1=S1*DEGRAD
 X2=R2*DEGRAD
 Y2=S2*DEGRAD
 X1=ATAN(.993277*TAN(X1))
 X2=ATAN(.993277*TAN(X2))
 A1=COS(X1)*COS(Y1)
 B1=COS(X1)*SIN(Y1)
 C1=SIN(X1)
 A2=COS(X2)*COS(Y2)
 B2=COS(X2)*SIN(Y2)
 C2=SIN(X2)
 CD=A1*A2+B1*B2+C1*C2
 IF(CD.EQ.0)GO TO 1
 DELTA=PI/2.
 GO TO 2
 1 DELTA=ATAN(SQRT(1.-CD*CD)/CD)
 IF(DELTA.LT.0)DELTA=DELTA+PI
 2 CONTINUE
 CD=SIN(DELTA)
 AZ=0.
 IF(CD.EQ.0.) GO TO 99
 IF(R1.EQ.90.OR.R1.EQ.-90)GO TO 99
 IF(R2.NE.90.) GO TO 3
 GO TO 99
 3 IF(R2.NE.-90.)GO TO 4
 AZ=PI
 GO TO 99
 4 CONTINUE
 SZ=COS(X2)*SIN(Y1-Y2)/CD
 CZ=(SIN(X2)-SIN(X1)*COS(DELTA))/CD/COS(X1)
 IF(CZ.NE.0)GO TO 5
 AZ=PI/2.*SZ/ABS(SZ)
 GO TO 6
 5 AZ=ATAN(SZ/CZ)
 IF(CZ.GE.0)GO TO 6
 AZ=AZ+PI
 GO TO 99

```
6      IF(SZ.LT.0)AZ=AZ+2.*PI
99     CONTINUE
      DELTA=DELTA/DEGRAD
      AZ=AZ/DEGRAD
      RETURE
      END
```

=====

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, D.L. e M.N. TOKSOZ - (1963) - Surface waves on a spherical earth, I. Upper mantle structure from Love waves. Jour. of Geophys. Res., 68 : 3483-3500.
- ARCHAMBEAU, C.B.; E.A. FLINN e D.G. LAMBERT - (1966) - Detection, Analysis and Interpretation of Teleseismic Signals. Jour. of Geophys. Res., 71, (14): 3483-3501.
- BARAZANGI, M. e J. DORMAN - (1969) - World Seismicity Maps Compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data (1961-67), Bull. Seism. Soc. Am., 59: 369-380.
- BATH, M. - (1956) - A Note on the Measure of Seismicity. Bull. Seism. Soc. Am., 46: 217-218.
- BATH, M. - (1973) - Introduction to Seismology. Birkhauser Verlag Basel and Stuttgart Stockholm.
- BERROCAL, J. - (1968) - The Application of Seismograph Arrays to the Study of Regional Seismicity. Tese de Mestrado, Univ. de Edinburgo.
- BERROCAL; J.; E.A LADEIRA; A. FARIA; J. BARROS; R.B. de OLIVEIRA e S.A.B. VIEIRA - (1972) - Aspectos Tectônicos da América do Sul obtidos através da Estação Sismológica de Brasília. Bol. Nº 12, SICEG, Univ. Fed. de Ouro Preto, M.G.
- BERROCAL, J. - (1974) - South American Seismotectonics from SAAS Data. Tese de Doutorado, Univ. de Edinburgo.
- BERROCAL, J. - (1977) - The South American Array System - SAAS. Apresentado ao Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.

- BIRTILL, J.W. e F.E. WHITEWAY - (1965) - The Application of Pha
sed Arrays to the Analysis of seismic Body waves.
Phil. Trans. Roy. Soc., Series A, 258, (1091).
- BRANNER, J.C. - (1912) - Earthquakes in Brazil. Bull. Seism. Soc.
Am., II (2): 105-117.
- BRANNER, J.C. - (1920) - Great Earthquakes in Brazil. Bull. Seism.
Soc. Am., X (1), 90-104.
- BULLEN, K.E. - (1965) - An Introduction to the Theory of Seismo
logy. Cambridge, University Press, London.
- BYERLY, P. - (1926) - The Montana Earthquake of June 28, 1925.
Bull. Seism. Soc. Am., 16: 209-265.
- CONRAD, V. - (1925) - Laufzeitkurven des Tauren bebens vom 28,
Nov. 1923. Mitt. Eedbkomm Wien, 59, 53 pp.
- COULOMB, J. e G. JOBERT - (1973) - Traité de Geophysique Interne.
Tome I, Sismologie et Pesanteur. Massam et Cie.
Edit. Paris
- CHINNERY, M.A. e M.N. TOKSOZ - (1967) - P-wave Velocities in the
mantle below 700 Km, Bull. Seism. Soc. Am., 57:
199-226.
- CLEARY, J.R.; C. WRIGHT e K.J. MUIRHEAD - (1968) - The effects of
local structure upon measurements of the travel ti
me gradient at the Warramunga Seismic Array. Geophys.
J. R. astr. Soc., 16: 21-29.
- CNPq - (1972) - Programa Preliminar Brasileiro do Projeto de Geo
dinâmica. Comissão Brasileira de Geodinâmica.
- GUBIN, I.E. - (1967) - Basic Problems in Seismotectonics. Inter.
Inst. Seism. Earth. Eng., Lecture Notes, Nº 3, To
quio-Japão.

- GUTENBERG, B. e C.F. RICHTER - (1954) - Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, Hafner Publishing Co.N.Y.
- GUTENBERG, B. e C.F. RICHTER - (1956) - Magnitudes and Energy of Earthquakes. Ann. di Geofis., 9: 1-15.
- GUTENBERG, B. - (1959) - Physics of the Earth's Interior. Acad. Press., New York.
- HALES, A.L.; J.R. CLEARY; H.A. DOYLE; R. GREEN e J. ROBERTS - (1968) - P-wave Station Residuals and the Structure of the Upper Mantle. Jour. of Geophys. Res., 73: 3885-3896.
- HERRIN, E. e J. TAGGART - (1962) - Regional Variations in P_n velocity and their Effect on the Location of Epicenters. Bull. Seism. Soc. Am., 52: 1037-1046.
- HERRIN, E. - (1968) - Introduction to 1968 Seismological Tables for P Phases. Bull. Seism. Soc. Am., 58(4): 1193-1241.
- IBRAHIM, A.K. - (1971) - Effects of a rigid core on the reflection and transmission coefficients from a multilayered core mantle boundary. Pure and Appl. Geophys 91: 95-113.
- ISACKS, B.L. e M. BARAZANGI - (1973) - High frequency Shear waves guided by a continuos lithosphere descending beneath western South America. Geophy. J.R. astr. Soc., 33: 129-139.
- JEFFREYS, H. - (1939) - The Times of P, S and SKS an the velocities of P and S. Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl., 4:498-533.

- JEFFREYS, H. e K.E. BULLEN - (1967) - Seismological Tables. British Assoc. for the Advancement of Science, Gray Milne Trust, London.
- JOHNSON, L.R. - (1967) - Array measurements of velocities in the upper mantle. Jour. of Geophys. Res., 72:6309-6325.
- KISHIMOTO, . - (1956) - Seismometric Investigations of the Earth's interior, 3; On the Structure of the earth's mantle. 1. Memorial Coll. Sci., Univ. Kyoto, Series A, 28: 117-142.
- LEHMANN, I. - (1934) - Transmission times for seismic waves for epicentral distances around 20° . Geodaet Inst. Skr, 5, 44 pp.
- LEHMANN, I. - (1936) - P' e Bur. Centr. Seism. Internat. A, 14, 3-31.
- McKENZIE, D.P. e R.L. PARKER - (1967) - The North Pacific: an example of Tectonics on a Sphere. Nature, 216: 1276-1280.
- MOHOROVICIC, A. - (1909) - Das beben vom 8-1909 j.b met. Obs. Zagreb, 9: 1-63.
- MORGAN; W.J. - (1968) - Rises trenches, great faults and crustal blocks. Jour. of Geopkys. Res., 73: 1959-1982.
- NEUMAN, F. - (1970) - Principios fundamentales para la interpretación de sismogramas. CERESIS, Lima, Peru.
- NIAZI, M. e D.L. ANDERSON - (1965) - Upper mantle structure of western Nort America from apparent velocities of P waves. Jour. of Geophys. Res., 70: 4640-4653.

- NIAZI, M. - (1966) - Correction to apparent azimuths and travel time gradients for a dipping Mohorovicic discontinuity. Bull. Seism. Soc. Am., 56, 491-509.
- RIZNICHENKO, Y.V. - (1958) - The Study of Seismic Conditions. Bull. Acad. Sci. USSR., Geophys. Ser., 9: 615-622.
- ROMNEY, C.; B.G. BROOKS; R.H. MANSFIELD; D.S. CARDER; J.N. JORDAN E D.W. GORDON - (1962) - Travel times and amplitudes of principal body phases recorded from Gnome. Bull. Seism. Soc. Am., 52: 1057-1074.
- SHIMSHONI, M. - (1967) - The Times of PKP and their depth allowances. Geophys. J.R. astr. Soc., 13: 471-481.
- SIMPSON, D.W.; R.F. MEREU e D.W. KING - (1974) - An Array Study of P-wave velocities in the Upper Mantle Transition Zone beneath North Eastern Australia. Bull. Seism. Soc. Am., 64(6): 1757-1788.
- SPENCE, W. - (1974) - P wave Residual differences and inferences in an Upper Mantle Source for the Salient Canyon Volcanic Centre, Southern Great Basin Nevada, Geophys. J.R. astr. Soc., 39: 1-19.
- TRUSCOTT, J.R. - (1964) - The Eskdalemuir Seismological Station. Geophys. J.R. astr. Soc., 9: 59-69.
- UKAEA - (1965) - Detection and Recognition of Underground Explosions, A Special Report of the UKAEA, Atomic Weapons Research Establishment.
- VANEK, J. e J. STELZNER - (1960) - The problem of magnitude calibrating functions for body waves. Ann. di Geofis., 13: 393-407.

- WEGENER, A. - (1966) - The Origin of Continents and Oceans. Dover Pub. Mathven & Co., London.
- WERNICK, E. - (1972) - Granitos Pôrfiros dos arredores de Serra Negra, Valinhos e Amparo e suas relações com o Macico de Morungaba, leste do Est. de SP. Rev. Bras. Geociências, 2 (2): 129-138.
- WILLMORE, P.L. - (1954) - A Strategy for Seismology. Geophys. J. R. astr. Soc., 8 (2): 242-248.
- ZATOPEK, A. - (1969) - Seismicity and Related Problems. Inter. Ins. Seism. Earth. Eng., Lecture Notes N^o 6, Toquio, Japão.