**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**IMPLEMENTAÇÃO, TESTES E AVALIAÇÃO DO
MÉTODO SASW
(Spectral Analysis of Surface Waves)**

Adriano Marchioreto

Orientador: Prof. Dr. Fábio Taioli

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

**SÃO PAULO
2002**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

IMPLEMENTAÇÃO, TESTES E AVALIAÇÃO DO MÉTODO SASW
(SPECTRAL ANALYSIS OF SURFACE WAVES)

ADRIANO MARCHIORETO

Orientador: Prof. Dr. Fabio Taioli

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Fabio Taioli

Examinadores: Prof. Dr. João Carlos Dourado

Prof. Dr. José Domingos Faraco Gallas

Prof. Dr. Lindolfo Soares

Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção

[Handwritten signatures of the jury members]

SÃO PAULO
2002

DEDALUS - Acervo - IGC

30900010210

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

IMPLEMENTAÇÃO, TESTES E AVALIAÇÃO DO MÉTODO SASW
(Spectral Analysis of Surface Waves)

ADRIANO MARCHIORETO

Orientador: Prof. Dr. Fabio Taioli

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2002

“ A prática sem a teoria é estéril
A teoria sem a prática é inútil”
(Milton Vargas)

“dedido este trabalho
à minha querida mãe,
Ana Maria do Carmo Marchioreto
mãe é mãe”

AGRADECIMENTOS

Desejo agradecer a todas as pessoas e instituições que direta ou indiretamente colaboraram para que este trabalho pudesse ser realizado, em especial:

Ao Prof. Dr. Fabio Taioli, não somente pela orientação, discussões e estímulo, mas principalmente pelo amigo que foi e que continuará sendo.

Ao Prof. Dr. João Carlos Dourado, do IGCE – UNESP, e Prof. Dr. Renato Luís Prado, do IAG – USP, pelas importantes sugestões e críticas por ocasião do exame de qualificação.

Ao Prof. Dr. Wladimir Shukowski, do IAG – USP, sempre atencioso, agradeço pelo interesse, orientação e discussões a respeito de processamento de sinais.

Ao Prof. Dr. Marcelo de Sousa Assumpção, do IAG – USP, ex-orientador e agora amigo, por me apresentar as ondas Rayleigh, pelas discussões e pelo empréstimo dos geofones de baixa frequência.

Ao Prof. Dr. Martin Schimel, na ocasião, pós-doutorando no IAG – USP, pelas interessantes e proveitosas discussões e sugestões, e pelos programas cedidos.

Ao Prof. Dr. Walter Mallaguti Filho, do IGCE – UNESP, pelo empréstimo de geofones transversais.

À Profa. Dra. Liliana Alcazar Diogo, do IAG – USP, por se dispor a fazer os testes comparativos no campo e pelo empréstimo de geofones.

Ao Prof. Dr. Heraldo L. Giacheti, do Departamento de Engenharia Civil da FE – UNESP pelas discussões, estímulo, atenção e disponibilização do campo de provas da UNESP – Bauru e das respectivas informações e dados geotécnicos.

Ao Prof. Dr. David Carvalho da UNICAMP pela disponibilização do campo de provas da UNICAMP.

Aos Profs. Glenn J. Rix e J. Carlos Santamarina, do Georgia Institute of Technology, à Prof. Barbara A. Luke da University of Nevada, ao Prof. Nenad Gucunski, da The State University of New Jersey - Rutgers, ao Prof. Sebastiano Foti, da Politécnico di Torino, ao Prof. Daren J. Zywicki, pela disponibilidade no esclarecimento de dúvidas e interessantes discussões e sugestões.

Ao Eng. Vilmondes Ribeiro, da DIGEO – IPT, pelo empréstimo dos acelerômetros e respectivos amplificadores de carga.

Ao Sr. José Roberto Barbosa, do IAG – USP, sempre atencioso e disponível para atender a qualquer solicitação.

A todos os meus amigos do bairro pelo estímulo.

Ao Sr. Silvio Luiz Pereira pelo auxílio nos trabalhos de campo.

Ao meu pai Orides Marchioreto, pelas centenas de marretadas (literalmente) dadas durante esses anos.

A Isabel Taioli pela força e amizade.

Ao Instituto de Geociências da USP pela disponibilização da infraestrutura laboratorial.

À Ana Paula e Magali, da Seção de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da USP, pela paciência, compreensão e constante estímulo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP pela bolsa de estudos e respectivo apoio financeiro, através do Processo 96/11.969-5.

Lista de Figuras

	Pg.
Fig. 2.1	7
Fig. 2.2	8
Fig. 2.3	12
Fig. 2.4	14
Fig. 3.1	19
Fig. 3.2	23
Fig. 3.3	25
Fig. 3.4	27
Fig. 4.1	31
Fig. 4.2	32
Fig. 4.3	36
Fig. 4.4	37
Fig. 4.5	38

Lista de Figuras (continuação)

		Pg.
Fig. 4.6	Curva de dispersão “suavizada” gerada a partir dos dados obtidos no campo e apresentados na fig. 4.5. (Stokoe II <i>et al.</i> , 1994).	38
Fig. 4.7	Comparação entre as curvas de dispersão obtidas teoricamente e experimentalmente. (Stokoe II <i>et al.</i> , 1994).	39
Fig. 4.8	Exemplo mostrando três modelos de velocidade de ondas S do subsolo. (Stokoe II <i>et al.</i> , 1994).	40
Fig. 4.9	Comparação da Vs dos métodos SASW e “crosshole”. Nos casos (b) e (c) há um pavimento asfáltico sobre o solo. Nazarian & Stokoe II, 1983.	45
Fig. 4.10	Comparação da Vs dos métodos SASW e “crosshole”. Em ambos os ensaios há um pavimento asfáltico sobre o solo. Nazarian & Stokoe II, 1986.	45
Fig. 4.11	Comparação entre os resultados obtidos pelos métodos “crosshole” e SASW. (Stokoe II, 1994).	46
Fig. 4.12	a) Ajuste da curva de dispersão experimental e a curva de dispersão teórica. b) Comparação do perfil obtido pelo método SASW com o cone de penetração sísmico (Piccoli <i>et al.</i> , 1994, <i>appud</i> Luke <i>et al.</i> , 1998).	47
Fig. 4.13	Perfil composto da combinação de 93 perfis medidos com o método de “downhole”, comparado com um perfil gerado da combinação de 76 perfis utilizando o método CXW; os ensaios de ambos os métodos foram realizados em aluvião quaternário em Los Angeles County. (Wills, 1998).	49
Fig. 4.14	Comparação de perfis de velocidade obtidos por vários métodos empregados em aluvião de San Fernando Valley, em Los Angeles, Califórnia, (Wills, 1998).	49
Fig. 4.15	Comparação de três perfis de velocidade da onda S com um perfil usando o método CXW na mesma área (Northern San Fernando Valley) (Wills, 1998).	50
Fig. 4.16	Perfil de velocidade de onda S obtido pelo método CXW (linhas finas) em seis locais na USC (University of Southern California), comparados com perfil de velocidade determinada por “downhole” em furos nas proximidades da área. (Boore & Brown, 1998).	51
Fig. 5.1	Tipos de configurações instrumentais que podem ser utilizadas para os ensaios SASW. (Gucunski & Woods, 1991).	54
Fig. 5.2	Arquitetura básica do sistema desenvolvido para os ensaios SASW.	55
Fig. 5.3	Sinal DC (5,6 V), registrado usando o “software” de controle de “hardware” usando a interface da porta paralela no modo padrão. Sinais espúrios para uma frequência de amostragem de 30 kHz.	56

Lista de Figuras (continuação)

		Pg.
Fig. 5.4	Mesmo sinal de entrada e mesma frequência de amostragem (80 kHz). Sinal registrado usando a nova versão do "software" de controle de "hardware" e a versão anterior, respectivamente	58
Fig. 5.5	Mesmo sinal DC registrado por dois canais, com frequência de amostragem de 30 kHz, usando a nova versão do "software" de controle de "hardware".	59
Fig. 5.6	Gráfico ilustrando o intervalo de tempo entre o instante do "trigger" (canal 1) e a primeira chegada da onda (canal 2), no osciloscópio.	60
Fig. 5.7	Momento exato da chegada do primeiro pulso da onda registrado pelo sistema desenvolvido. Verifica-se que há uma defasagem quando comparado com o registro do osciloscópio (Fig. 5.6).	61
Fig. 5.8	Resposta de dois geofones utilizando-se parâmetros de aquisição idênticos e distância fonte-receptor foi de 16 metros.	63
Fig. 5.9	Auto-espectro dos sinais (canal1 – azul) (canal2 – verde). Os auto-espectros de ambos conjuntos de sinais praticamente se sobrepõem, indicando que os instrumentos de medição estão respondendo igualmente também no domínio da frequência. O espectro cruzado é apresentado em preto.	63
Fig 5.10	(a) Função de coerência para geofones posicionados a 16 m da fonte; (b) Representação padrão da fase (entre -180° e $+180^\circ$), mostrando pequenas alterações exatamente nas frequências onde há quedas na função de coerência; (c) Representação da fase após o processo de desdobramento, pode-se verificar que não existe diferença de fase devido a efeito instrumental.	64
Fig 5.11	(a) Função de coerência para geofones posicionados a 32 m da fonte; (b) Representação da padrão da fase (entre -180° e $+180^\circ$), mostrando pequenas alterações exatamente nas frequências onde há quedas na função de coerência; (c) Representação da fase após o processo de desdobramento, pode-se verificar que não existe diferença de fase devido a efeito instrumental.	64
Fig. 5.12	Ensaio realizado em frente ao prédio do Instituto Astronômico e Geofísico – USP registrando os dados pelo sistema desenvolvido e pelo sismógrafo OYO.	66
Fig 6.1	Sistema de "queda de peso" desenvolvido com o objetivo de gerar maior energia principalmente em baixas frequências.	69
Fig. 6.2	Local do campus da USP onde os ensaios SASW foram realizados. (modificado de da Silva, 2001).	71
Fig. 6.3	Seção geológica da área de ensaios no campus da USP. (da Silva, 2001).	72
Fig. 7.1	Séries temporais obtidas com geofones a 4 e 8 m da fonte. Foram acrescidas 512 amostras com valor zero nos extremos dos sinais de campo.	77

Lista de Figuras (continuação)

		Pg.
Fig. 7.2	Conjunto de séries temporais que será utilizado para análise da função de coerência.	77
Fig. 7.3	Auto-espectros dos sinais dos geofones a 4 e 8 metros da fonte e respectivo espectro cruzado.	78
Fig. 7.4	Análise do conjunto de sinais com geofones a 4 e 8 m da fonte. a) função de coerência; b) espectro de fase original (azul) e corrigido para frequências de 0 a 20 Hz (vermelho); c) espectro de fase corrigido e desdobrado.	78
Fig. 7.5	Análise do conjunto de sinais com geofones a 4 e 8 m da fonte. a) função de coerência; b) espectro de fase original (em azul) e corrigido para frequências de 0 a 57 Hz (vermelho); c) espectro de fase corrigido e desdobrado.	81
Fig. 7.6	Análise do conjunto de sinais com geofones a 4 e 8 m da fonte. a) função de coerência; b) espectro de fase original (em azul) e corrigido para frequências de 0 a 96 Hz (vermelho); c) espectro de fase corrigido e desdobrado.	81
Fig. 7.7	Curvas de dispersão dos sinais dos geofones a 4 e 8 m da fonte. Sem correção em vermelho, corrigida até 57 Hz em verde e totalmente corrigida em azul.	82
Fig. 7.8	Análise do conjunto de sinais com geofones a 16 e 32 m da fonte. a) função de coerência, espectro de fase corrigida e desdobrada; b) auto-espectros e espectro cruzado; c) e d) curvas de dispersão expressas em comprimento de onda e frequência, respectivamente.	83
Fig. 7.9	Curvas de dispersão corrigidas dos sinais dos geofones a 4 e 8 m (em azul), a 8 e 16 m (em vermelho) e a 16 e 32 m (em verde).	84
Fig. 7.10	Perfis de velocidades das ondas S obtidos pelos ensaios SASW no campus da USP – São Paulo.	85
Fig. 7.11	Auto-espectros dos sinais dos geofones a 8 m (azul) e a 16 m (verde) da fonte; em preto o espectro cruzado.	86
Fig. 7.12	Função de coerência e espectro de fase dos sinais dos geofones a 8 m e 16 m da fonte.	87
Fig. 7.13	a) Função de coerência dos sinais dos geofones a 8 m e 16 m da fonte; b) espectro de fase corrigido e c) espectro de fase corrigido e desdobrado.	88
Fig. 7.14	Comparação entre as curvas de dispersão do sinal original (azul) e após correção do espectro de fase (vermelho).	88
Fig. 7.15	Curvas de dispersão para três espaçamentos de geofones. (a) velocidade X frequência (b) velocidade X comprimento de onda.	89
Fig. 7.16	Perfis de velocidades das ondas S obtidos pelos ensaios SASW no campo de provas da UNICAMP, Campinas, SP.	90
Fig. 7.17	Auto espectros e espectro cruzado dos sinais obtidos com geofones distanciados 8 e 16 m da fonte, no campo de provas da UNESP – Bauru.	91

Lista de Figuras (continuação)

		Pg.
Fig. 7.18	Função de coerência e espectro de fase dos mesmos sinais apresentados na Fig. 7.17. Pode-se notar a baixa coerência com a correspondente irregularidade no espectro de fase.	91
Fig. 7.19	Funções de coerência e espectros de fase utilizados para o cálculo das curvas de dispersão.	94
Fig. 7.20	Curvas de dispersão geradas pelos sinais apresentados na Fig. 7.19. A curva média (quadrados pretos) será utilizada para geração do modelo da área.	95
Fig. 7.21	Perfis de velocidades das ondas S obtidos pelos ensaios SASW no campo de provas da UNESP, Campus de Bauru, SP.	96

RESUMO

O SASW ("Spectral Analysis of Surface Waves"). é um método geofísico de ensaio não destrutivo, baseado na geração e detecção de ondas elásticas de superfície (Rayleigh), e o estudo da natureza dispersiva desta onda. A aplicação desse método em geotecnia objetiva, a partir da determinação das velocidades de propagação das ondas S, definir os parâmetros elásticos dinâmicos dos diferentes materiais em subsuperfície.

Este trabalho visou o desenvolvimento de um sistema instrumental para registro de ondas sísmicas e sua utilização na implementação, teste e avaliação do método SASW.

O método SASW envolve a detecção de ondas superficiais do tipo Rayleigh e é realizado na superfície do terreno, não necessitando de furos de sondagem ou qualquer outra infraestrutura, tornando-se assim mais econômico do que os dois métodos sísmicos mais usados para o estudo de parâmetros elásticos do solo ("crosshole" e o "downhole"), pois ambos métodos medem as velocidades de propagação de ondas de corpo P e S, e requerem a perfuração e revestimento de furos de sondagem.

Como a natureza dispersiva da onda se dá em termos da frequência, todo o processamento dos sinais é realizado no domínio da frequência. A metodologia para execução dos ensaios SASW envolve três etapas: a) aquisição dos dados de campo; b) determinação da curva de dispersão das ondas Rayleigh e c) Inversão da curva de dispersão para obter um perfil de velocidade da onda S

Para cada uma das etapas foi feita uma descrição dos procedimentos adotados, com especial ênfase ao tópico b, uma vez que no processo de cálculo das curvas de dispersão ocorrem os maiores problemas do método.

Foram escolhidos para apresentação e descrição três estudos de caso que permitiram discutir e avaliar em detalhe a aplicabilidade, vantagens e desvantagens do método.

No primeiro caso, considerado como bom, as curvas de dispersão obtidas para diferentes espaçamentos de geofones se sobrepuseram numa determinada faixa de frequências. No segundo exemplo, classificado como de qualidade intermediária, as curvas variaram pouco de uma para outra. No

terceiro exemplo, considerado ruim, as curvas para diferentes espaçamentos entre geofones não convergiram, tendo sido necessário tentar uma nova estratégia para confeccionar a curva de dispersão representativa da área.

A terceira etapa do método consiste na inversão da curva de dispersão. Diversos modelos iniciais foram gerados e todos eles, após algumas dezenas de iterações, apresentaram a mesma tendência. Para os ensaios no campus da USP obteve-se curvas de dispersão coincidentes que permitiram a obtenção de um modelo de velocidades consistente. No caso do campus da UNICAMP os valores concordaram bem até 4 metros de profundidade com os valores de velocidade obtidos pelo ensaio "crosshole", porém para profundidades maiores do que 4 metros os valores divergem. No caso da UNESP (Bauru) os valores de ambos os métodos divergiram totalmente.

Concluiu-se que, apesar do sistema instrumental desenvolvido ter se comportado bem, a completa automatização do ensaio é impossível pois no método de geração de curvas de dispersão, a intervenção do intérprete é fundamental. Isto é devido, em grande parte à dificuldade de geração de ondas de baixa frequência.

ABSTRACT

The Spectral Analysis of Surface Waves (SASW) is a non-destructive test based on the generation and detection of elastic surface waves (Rayleigh), and the study of the dispersion behavior of these waves. The application of this method to geotechnical problems aims at defining the elastic parameters of the different materials from the determination of the S wave propagation velocity.

The objective of this thesis was to develop an instrumental system to record seismic waves and its utilization in the implementation, test and evaluation of the SASW method.

The SASW method consists in the detection of Rayleigh surface waves and do not require boreholes or any other infrastructure since it is performed from the surface. This allows it to be more economical than the crosshole or downhole tests that require the perforation and casing of boreholes to measure the P and S propagation velocities.

The processing is carried out in frequency domain since the dispersive nature of the wave is in terms of frequency. The SASW methodology consists in three steps: a) data acquisition; b) determination of the dispersion curve of the Rayleigh wave and c) the inversion of the dispersion curve to obtain an S wave profile.

It is presented a description of the adopted procedure for each step of the processing. Care was taken with the b) item since the major problems of the method appear during the calculation of the dispersion curve.

Three case studies were presented. This allowed discussing and evaluating in detail the applicability, advantages and disadvantages of the method.

The first case, classified as *good*, the dispersion curves, calculated from different geophone spacing, overlapped in a certain frequency window. In the second study, classified as intermediate quality, the dispersion curves presented some variations. The third example, classified as *bad*, the dispersion curves from different geophone spacing did not converge and it was necessary to try a new methodology to generate the dispersion curve of the area.

The third step of the method consists in the inversion of the dispersion curve. Several initial models were generated and, after few dozens of iterations, presented the same trend. For the experiments in the USP campus very coincident dispersion curves were obtained and, consequently, a very consistent model was generated. In

the UNICAMP campus case study the values agreed well, up to 4 meters of depth, with the crosshole results but diverge for higher depths. In the UNESP campus case study the results diverge completely.

It was concluded that the instrument developed was appropriate to perform SASW tests. The automation of the tests is not possible due to the need of a high degree of interpret intervention. It is due mainly to the difficult to generate low frequencies.

SUMÁRIO

Dedicatória	ii
Agradecimentos	iii
Lista de figuras	v
Resumo	x
Abstract	xii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Introdução	1
1.2 Considerações iniciais	3
1.3 Objetivos	4
1.4 Organização da Tese	
2. ONDAS RAYLEIGH	5
2.1 Introdução	5
2.2 Propagação de onda Rayleigh em um semi-espaco homogêneo	5
2.3 Propagação de onda Rayleigh em um meio verticalmente heterogêneo	8
2.4 Considerações finais	11
3. TÓPICOS DE ANÁLISE ESPECTRAL PARA SASW	17
3.1 Introdução	17
3.2 Transformada de Fourier	17
3.2.2 A natureza periódica da DFT	19
3.3 Auto-espectro ou Espectro de Potência	20
3.4 Espectro de potência cruzado	21
3.5 Função de coerência	23
3.6 Análise espectral de sinais ruidosos	25
3.7 Considerações finais	28
4. O MÉTODO SASW ("Spectral Analysis of Surface Waves")	29
4.1 Introdução	29
4.2 Técnicas de campo	30
4.2.1 Arranjos experimentais	30
4.2.2 Fonte de energia	32
4.2.3 Sensores	33
4.3 Processamento do sinal na obtenção da curva de dispersão	33
4.4 Processo de inversão	39
4.5 Análise e discussão do método SASW	44
4.6 Considerações finais	52

SUMÁRIO (continuação)

5. DESENVOLVIMENTO DE SISTEMA INSTRUMENTAL	53
5.1 Introdução	53
5.2 Arquitetura do sistema	53
5.3 Testes de laboratório	56
5.4 Testes de campo	61
5.5 Considerações finais	66
6. ENSAIOS EM CAMPO	67
6.1 Introdução	67
6.2 Configuração utilizada	67
6.2.1 Arranjo	67
6.2.2 Sensores (Geofones)	68
6.2.3 Fonte	68
6.2.4 Ganho de amplificação	68
6.2.5 Filtros anti-alias	69
6.3 Áreas estudadas	70
6.3.1 Cidade Universitária de São Paulo (Campus USP)	70
6.3.2 Campo Experimental de Fundações (Campus da UNICAMP)	72
6.3.3 Campo Experimental de Fundações em Bauru (Campus da UNESP)	73
6.4 Considerações finais	74
7. RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO	75
7.1 Introdução	75
7.2 Caso a - Campus USP – São Paulo	75
7.3 Caso b - Campus da UNICAMP	86
7.4 Caso c - Campus da UNESP – Bauru	90
7.5 Considerações finais	96
8. CONCLUSÕES	100
8.1 Introdução	100
8.2 Conclusões	100
8.3 Sugestão de novas pesquisas	102
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103

1. INTRODUÇÃO

1.1 Introdução

Apesar de estudos revelarem que cerca de dois terços de toda energia de uma onda sísmica se propagar na forma de ondas de superfície, estas ondas são consideradas indesejáveis (ruídos) na maioria dos métodos sísmicos.

O método "Spectral Analysis of Surface Waves" (SASW) é uma técnica relativamente nova em que, através da determinação da dispersão das ondas de superfície Rayleigh, pode-se determinar perfis de velocidade das ondas S e, a partir delas, os parâmetros elásticos do meio. Embora o método tenha mostrado bons resultados em algumas aplicações no exterior, até agora não se tem notícia de sua utilização no Brasil.

O ponto chave do método é a geração e detecção de ondas de superfície e o estudo da natureza dispersiva desta onda. Em um meio estratificado, a velocidade de propagação da onda de superfície depende de sua frequência. A variação da velocidade com a frequência é chamada de dispersão e ocorre devido a ondas com diferentes frequências (ou comprimentos de ondas) amostrarem diferentes partes do meio. Ondas com altas frequências (pequenos comprimentos de onda) se propagam somente nas camadas mais rasas, enquanto ondas com menores frequências (maiores comprimentos de onda) se propagam desde camadas mais rasas até as mais profundas.

1.2 Considerações iniciais

A motivação para usar ondas de superfície na caracterização de perfis de solo decorre da inerente natureza deste tipo de onda e por algumas propriedades específicas delas. Na verdade, tais ondas viajam ao longo da superfície livre, sendo relativamente fácil medir os movimentos a elas associados. Estudos revelam que cerca de dois terços de toda energia de uma onda sísmica se propaga na forma de ondas de superfície; apesar disto, estas ondas são consideradas indesejáveis (ruídos) na grande maioria dos métodos sísmicos.

No início dos anos de 1980 a mesma abordagem adotada por sismólogos para estudar as camadas profundas do interior da Terra utilizando ondas de superfície Rayleigh começou a ser empregada para tentar solucionar problemas de interesse geotécnico, como a determinação de perfil de velocidades das ondas S a fim de se obter os parâmetros elásticos de camadas tão finas como pavimentos asfáltico de rodovias e aeroportos, quanto de camadas mais espessas de solos. Estes parâmetros têm aplicação direta, principalmente, na engenharia de fundações.

A utilização dos parâmetros elásticos pelos engenheiros civis vem crescendo devido à necessidade de melhor dimensionamento de seus projetos, principalmente no que diz respeito à utilização de um coeficiente de segurança mais realista. Dourado (1996) cita o interesse crescente, a partir do final da década de 80, dos técnicos que atuam na área de geotecnia e mecânica de rochas em utilizar parâmetros elásticos determinados pela sísmica, sempre tendo em vista as seguintes vantagens:

- ensaios realizados "in situ", o que reduz os efeitos que a amostragem do material introduz nos ensaios de laboratório;
- ensaios não destrutivos, o que permite a reprodução do ensaio quantas vezes for necessário, sem modificar as características do material;
- ensaio realizado em uma grande quantidade de material, eliminando o efeito pontual da amostragem.

Fatores eventualmente favoráveis ao desenvolvimento do SASW são o menor custo de execução, quando comparado ao "crosshole" (pois não há necessidade de furos de sondagem), rápido procedimento de campo, amostragem do meio "in situ", ensaio não destrutivo, ensaio não pontual, amostrando um volume mais representativo do meio.

Segundo Martins (1993), na área de Engenharia Geotécnica, um dos problemas mais complexos é o comportamento dinâmico dos solos. A importância e abrangência da Dinâmica dos Solos hoje em dia é determinante em casos tais como: fundações de máquinas e equipamentos sensíveis, usinas nucleares, plataforma de petróleo, infra-estrutura de transporte terrestre e outros.

Uma das dificuldades, ainda segundo Martins (1993), consiste na inexistência de recursos sistemáticos aplicados nesta área, já que é formada a partir de grandes interfaces com a Geofísica, Geologia, Instrumentação e a Engenharia Civil.

O método SASW encaixa-se nesta interface, ou seja, um método de rápida execução, realizado "in situ", e de relativo baixo custo, tentando resolver as questões pertinentes ao geofísico na área de geotecnia. Levando este ponto em consideração, este trabalho caminhou exatamente nesta interfície, trabalhando em cada uma dessas áreas, mas não perdendo o objetivo principal de vista, que foi o de testar e avaliar o método SASW para aplicações geotécnicas.

1.3 Objetivos

Os objetivos desta pesquisa podem ser apresentados nos três tópicos abaixo:

- a) desenvolver um sistema de aquisição e medidas do método SASW;
- b) testar a eficácia do método SASW na determinação de velocidades das ondas S para profundidades até 20 m usando fonte impulsiva portátil (marreta e queda de peso);
- c) comparar resultados obtidos por SASW com outros métodos sísmicos mais usados nas obras de engenharia, principalmente os ensaios "crosshole".

Os trabalhos publicados sobre SASW afirmam se tratar de um método de "relativo" baixo custo, rápido e com boa reprodutibilidade dos ensaios. No entanto, são poucos os artigos que mostram os resultados após a inversão das curvas de dispersão. Esta pesquisa procurou, também, verificar as verdadeiras possibilidades do método na obtenção de um perfil de velocidades das ondas S.

O ensaio "crosshole" é o ensaio convencionalmente utilizado e consagrado para determinação das propriedades elásticas dinâmicas dos solos e rochas "in situ". A partir das velocidades de propagação das ondas elásticas P e S é possível determinar os parâmetros elásticos dos materiais (módulo de Young, coeficiente de Poisson, módulo de rigidez, etc.). Embora o SASW amostrasse um volume maior do

terreno, esta comparação se faz necessária para medir a eficiência do método SASW na determinação das velocidades das ondas S no meio.

1.4 Organização da Tese

Esta Tese aborda no seu Capítulo 2 uma revisão dos conceitos teóricos fundamentais sobre ondas Rayleigh. O Capítulo 3 apresenta aspectos sobre análise espectral de importância no tratamento dos sinais obtidos a partir dos ensaios SASW. O Capítulo 4 faz uma breve abordagem sobre o desenvolvimento histórico do método SASW e uma discussão sobre aspectos teóricos e práticos do método. O Capítulo 5 descreve o sistema que foi desenvolvido no âmbito desta pesquisa, e os testes realizados tanto em laboratório como em campo para verificar sua aplicabilidade na pesquisa. O Capítulo 6 descreve o sistema instrumental utilizado e, sucintamente, as áreas onde ensaios de campo foram realizados e foram selecionadas para a análise e avaliação do método SASW. O Capítulo 7 apresenta, discorre e discute os resultados obtidos em cada uma das áreas selecionadas. O Capítulo 8 apresenta as conclusões da pesquisa e algumas sugestões para continuidade dos trabalhos nesta linha de pesquisa.

2. ONDAS RAYLEIGH

2.1 Introdução

Basicamente, há dois tipos de ondas sísmicas que se propagam num meio: ondas de corpo (P e S) e ondas de superfície. As ondas de superfície são geradas somente na presença de uma superfície livre e predominam as ondas conhecidas como Love e Rayleigh. Ondas Love podem existir somente na presença de um meio onde o “semi-espaço” seja mais rígido do que o material acima, e é fruto da energia armazenada decorrente das múltiplas reflexões ocorridas durante a propagação da onda. Ondas Rayleigh são sempre geradas quando existe uma superfície livre em um meio contínuo.

2.2 Propagação das Ondas Rayleigh num semi-espaço homogêneo

Se for imposta uma condição de contorno para a equação geral de propagação da onda em um meio homogêneo elástico linear, a solução para as ondas de superfície Rayleigh pode ser deduzida da interação entre as ondas P-SV na superfície livre.

A equação de Navier para o equilíbrio dinâmico pode ser expressa por:

$$(\lambda + \mu)\nabla\nabla\cdot u + \mu\nabla^2 u + \rho f = \rho u \quad (2.1)$$

onde u é o vetor deslocamento da partícula, ρ é a densidade do meio, λ e μ são as constantes de Lamé e f é a força do corpo. Negligenciando a última parcela, a solução para esta equação pode ser obtida usando a decomposição de Helmholtz e assumindo uma forma exponencial (Richard *et al.* 1970). O motivo de assumir a forma exponencial se deve à definição das ondas de superfície Rayleigh que devem decair rapidamente com a profundidade.

Impondo uma condição de contorno igual a zero na superfície livre, pode-se calcular a solução. Descartando a solução que dá amplitude infinita em uma

profundidade infinita, a solução para as ondas Rayleigh somente pode ser obtida se as seguintes equações são satisfeitas pela velocidade de propagação das ondas de superfície:

$$K^6 - 8K^4 + (24 - 16\gamma^2).K^2 + 16(\gamma^2 - 1) = 0 \quad (2.2)$$

onde K e α são as seguintes razões entre velocidades da onda P (V_p), onda S (V_s) e da onda Rayleigh (V_r):

$$K = \frac{V_r}{V_s}$$

$$\gamma = \frac{V_s}{V_p}$$

Esta é uma equação cúbica em K^2 e suas raízes são função do coeficiente de Poisson (ν), desde que:

$$\gamma^2 = \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}$$

Pode-se mostrar (Viktorov, 1967) que para um meio real ($0 < \nu < 0,5$) existe somente uma solução real e aceitável. A relação entre velocidade de propagação de diferentes ondas como função da razão de Poisson é mostrada na Fig. 2.1.

Uma solução aproximada da equação (2.2) foi sugerida por Viktorov, 1967:

$$K = \frac{0.87 + 1.12\nu}{1 + \nu}$$

Pela Fig. 2.1 fica claro que a diferença entre a velocidade das ondas cisalhantes S e a velocidade das ondas Rayleigh é pequena e limitada sendo as velocidades das ondas Rayleigh sempre um pouco menores que as das ondas S.

Fig. 2.1- Relação entre o coeficiente de Poisson (ν) e a velocidade de propagação da onda compressional (P), cisalhante (S) e Rayleigh (R) em um semi-espço homogêneo. (Richard, 1962)

A razão entre as duas velocidades está sempre compreendida no seguinte intervalo:

$$0,87 < \frac{V_r}{V_s} < 0,96$$

Não existe nenhuma dependência da velocidade das ondas Rayleigh com a frequência, uma vez que no meio homogêneo elástico linear é caracterizado por um único valor de velocidade das ondas Rayleigh.

Uma vez que a solução foi obtida usando a decomposição de Helmholtz, a onda de superfície pode ser vista como a decomposição de duas componentes: uma longitudinal e outra transversal. Elas propagam ao longo da superfície com a mesma velocidade, mas possuem diferentes leis exponenciais de atenuação com a profundidade.

2.3 Propagação das ondas Rayleigh num meio verticalmente heterogêneo

Para um meio anisotrópico e heterogêneo a formulação matemática das ondas Rayleigh torna-se muito complexa. Uma simplificação é estudar o caso de um meio com camadas transversais isotrópicas e com a superfície livre paralela ao plano de isotropia (Fig. 2.2). Neste caso, a solução das ondas Rayleigh é análoga à solução de Lamb.

H_1	ρ_1	G_1	v_1
H_2	ρ_2	G_2	v_2
H_3	ρ_3	G_3	v_3
H_∞	ρ_∞	G_∞	v_∞

Fig. 2.2 – Modelo com camadas isotrópicas e homogêneas, com espessura, parâmetros elásticos e densidades constantes. (Foti, 2000).

Quando as propriedades mecânicas do meio dependem somente da profundidade (z), a expressão das equações de Navier, negligenciando as forças de corpo, é

$$(\lambda + \mu)\nabla\nabla\cdot u + \mu\nabla^2 u + e_z \frac{d\lambda}{dz}\nabla\cdot u + \frac{d\mu}{dz}\left(e_z \times \nabla \times u + 2\frac{\partial u}{\partial z}\right) = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2.5)$$

onde e_z é a base do vetor na direção perpendicular à superfície livre.

A expressão 2.5 refere-se às equações do movimento de Navier para um meio heterogêneo na ausência de forças de corpo.

Para solucionar a Eq. 2.5 para ondas Rayleigh harmônicas, o deslocamento da partícula $u(x,t)$ é assumido igual a:

$$u: \{u_1 = r_1(y, k, \omega).e^{i(\omega r - kr)}; u_2 = 0; u_3 = i.r_2(y, k, \omega).e^{i(\omega r - kr)}\} \quad (2.6)$$

Nestas equações o termo $k=k(\omega)$ denota o número de onda, em geral, função da frequência de excitação ω . O termo r é usado para indicar a direção de propagação.

Para representar as ondas Rayleigh, a Eq. 2.6 deve possuir condições apropriadas de contorno: nenhuma força na superfície livre do semi-espço e nenhuma força e deslocamento no infinito:

$$\begin{aligned} \sigma(r, z) \cdot n &= 0 \\ u(r, z) &\rightarrow 0, \sigma(r, z) \cdot n \rightarrow 0 \end{aligned} \quad (2.7)$$

isso para $z=0$ e $z \rightarrow \infty$ respectivamente, onde o símbolo $\sigma(r, z)$ denota o tensor de esforços de Cauchy e n é um vetor unitário normal.

Em um meio heterogêneo onde as propriedades do material (λ , μ , ρ) têm descontinuidades (variam de camada para camada), o esforço e o deslocamento

$$\begin{aligned} u(r, z^+) &= u(r, z^-) \\ \sigma(r, z^+) \cdot n &= \sigma(r, z^-) \cdot n \end{aligned}$$

devem ser contínuos, mesmo nas interfaces:

$$(2.8)$$

Se a Eq. 2.6 é substituída na equação de Navier (Eq. 2.5) o resultado, expresso na forma matricial, resulta em (Aki & Richards, 1980):

$$\frac{d}{dz} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & k(\omega) & \mu^{-1} & 0 \\ -k(\omega)\lambda(z) \cdot [\lambda(z) + 2\mu(z)]^{-1} & 0 & 0 & [\lambda(z) + 2\mu(z)]^{-1} \\ [k(\omega)]^2 \zeta(z) - \omega^2 \rho(z) & 0 & 0 & -k(\omega)\lambda(z) \cdot [\lambda(z) + 2\mu(z)]^{-1} \\ 0 & -\omega^2 \rho(z) & -k(\omega) & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

onde,

$$r_3(z, k, \omega) = G \left(\frac{dr_1}{dz} - kr_2 \right)$$

$$r_4(z, k, \omega) = \left[(\lambda + 2\mu) \frac{dr_2}{dz} + k\lambda r_1 \right]$$

e a função $\zeta(z)$ depende dos parâmetros de Lamé e é dado por:

$$\zeta(z) = 4\mu \frac{(\lambda + G)}{(\lambda + 2G)}$$

A motivação para introduzir as funções $r_3(z, k, \omega)$ e $r_4(z, k, \omega)$ é o seguinte resultado:

$$\begin{aligned} \tau_{zr} &= r_3(y, k, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kr)} \\ \tau_{zz} &= i \cdot r_4(y, k, \omega) \cdot e^{i(\omega t - kr)} \end{aligned} \quad (2.10)$$

Definindo um vetor $f(z) = [r_1 \ r_2 \ r_3 \ r_4]^T$, e a matriz $A(z)$ de dimensão 4×4 com os elementos da Eq. 2.9 que são função de $\lambda(z)$, $\mu(z)$, k , ω , a Eq. 2.9 pode ser reescrita de forma simplificada como:

$$\frac{df(z)}{dz} = A(z) \cdot f(z) \quad (2.11)$$

A Eq. 2.11 define um problema de autovalor diferencial linear com autofunção de deslocamento $r_1(z, k, \omega)$ e $r_2(z, k, \omega)$ e autofunção de esforço $r_3(z, k, \omega)$ e $r_4(z, k, \omega)$. As condições de contorno associadas ao autoproblema são facilmente derivadas das Eqs. 2.7 e 2.10:

$$\begin{aligned} r_3(z, k, \omega) &= 0, \quad r_4(z, k, \omega) = 0 \text{ em } z=0 \\ f(z, k, \omega) &\rightarrow 0 \text{ quando } z \rightarrow \infty \end{aligned} \quad (2.12)$$

Para uma dada frequência ω , soluções não triviais da Eq. (2.11) para a condição de contorno das Eqs. (2.12) existe somente para valores específicos do número de onda $k_j = k_j(\omega)$, ($j=1, M$). Estes valores particulares de k_j são os autovalores do autoproblema, e as soluções correspondentes $r_i(z, k_j, \omega)$, ($i=1, 4$) são as autofunções.

A relação $k_j = k_j(\omega)$ é somente conhecida na forma implícita $F_R[\lambda(z), \mu(z), \rho(z), k_j, \omega] = 0$, onde $F_R[\bullet] = 0$ é chamada de equação da dispersão de Rayleigh. Ela exprime que em um meio verticalmente heterogêneo a solução será dependente da frequência e indicando que a onda é dispersiva, o que significa que a velocidade de fase será uma função da frequência.

Para uma dada frequência, as soluções da equação de dispersão são várias, enquanto para o caso de um semi-espaco homogêneo há somente uma solução satisfatória admissível. Cada par $\{k_j, r_i(z, k_j, \omega)\}$ define um modo de propagação e, em geral, há M modos de propagação para uma determinada frequência. O número M pode ser finito ou infinito, dependendo da variação das propriedades do meio em relação à profundidade (z) e à frequência de excitação. Para um meio composto de um número finito de camadas homogêneas sobre um semi-espaco homogêneo, o número de modos de propagação da onda Rayleigh é sempre finito (Ewing *et al.* 1957, *appud* Bullen & Bolt, 1985).

Do ponto de vista físico, a existência de diferentes modos de propagação em uma dada frequência pode ser explicado pela interferência construtiva ocorrida entre as ondas.

2.4 Considerações finais

Algumas considerações são implicitamente embutidas na formulação matemática de um meio verticalmente heterogêneo. Pode ser útil tentar descrevê-las de um ponto de vista mais empírico.

A dependência da velocidade de fase das ondas Rayleigh com a frequência pode ser explicada lembrando as características da superficialidade destas ondas. Como exposto anteriormente, para o caso de um semi-espaco

homogeneamente elástico, o decaimento exponencial do movimento das partículas com a profundidade é tal que a porção do meio afetado pela propagação da onda é igual a um comprimento de onda. Uma vez que o comprimento de onda λ_R está relacionado com a frequência f pela relação:

$$\lambda_R = \frac{V_R}{f} \quad (2.13)$$

fica evidente que as baixas frequências acabam penetrando mais em subsuperfície. No caso de um meio verticalmente heterogêneo, as ondas de superfície com diferentes frequências englobam em sua propagação diferentes camadas, como consequência, a velocidade de fase está relacionada à combinação das propriedades mecânicas do meio por elas atravessados e por conseguinte, será uma função da frequência (comprimento de onda). Este conceito pode ser observado na Fig. (2.3), onde o deslocamento vertical das ondas com diferentes frequências é apresentado para um meio estratificado.

Fig. 2.3 – Ilustração de como os diferentes comprimentos de onda amostram diferentes camadas num meio estratificado. (modificado de Chaim *et al.*, 1994).

É importante ressaltar que a forma da curva de dispersão (velocidade de fase $\times$ frequência ou comprimento de onda) é fortemente influenciada pela variação das propriedades elásticas do meio com a profundidade.

Uma outra importante consideração a respeito das ondas Rayleigh em um meio estratificado é a existência de vários modos de propagação. Isto pode ser explicado fisicamente através da interferência construtiva entre os raios curvos que se propagam num meio heterogêneo que varia continuamente e entre as múltiplas refrações e reflexões ocorridas num meio estratificado (Achenbach, 1984). É impossível dizer qual modo domina o espectro de energia das ondas; em geral, há uma transição do modo que prevalece em determinados intervalos de frequência (Gucunski & Woods, 1991). Por esta razão a análise do caso de uma fonte impulsiva é particularmente complexa. Usualmente, para um meio normalmente dispersivo (camadas com rigidez crescente com a profundidade) e na ausência de uma brusca mudança nos parâmetros elásticos das camadas, o modo fundamental de propagação domina o pacote de onda. Resolvendo somente o problema do autovalor, sem considerar outros modos de superposição, é suficiente para obter uma boa aproximação da curva de dispersão efetiva.

Uma importante consequência do comportamento dispersivo em um meio estratificado é a existência da velocidade de grupo. Até o instante quando se referiu a velocidade de propagação da onda de superfície, o termo sempre referiu-se à velocidade de fase, que é a velocidade do frente de onda, tal como um pico ou vale (Fig. 2.4a) . Para um meio dispersivo, isto não é o mesmo que a velocidade de um pulso de energia; este pulso de energia pode ser composto de diversos sinais de uma única frequência, cada um viajando com sua própria velocidade devida à dispersão.

A velocidade de grupo depende dos parâmetros do meio, mas também depende da variação da velocidade de fase com a frequência, a qual controla a interferência entre os diferentes componentes espectrais.

Para exemplificar, considere-se duas ondas harmônicas com a mesma amplitude, mas frequências ligeiramente diferentes (ω' , ω''), e com número de

ondas e velocidade de fase ($k' = \omega'/V'$, $k'' = \omega''/V''$). Combinando estas duas ondas o deslocamento total é dado por

$$u = \cos(\omega' t - k' x) + \cos(\omega'' t - k'' x) \quad (2.14)$$

Fig. 2.4 – Comparação da velocidade de grupo e velocidade de fase. a) definição das velocidades de grupo U e de fase V ; b) chegada de uma onda dispersiva em diferentes geofones. (Sheriff & Geldart, 1995).

Definindo ω como a média de ω'' e ω' tal que $\omega' + \delta\omega = \omega = \omega'' - \delta\omega$, tem-se $k = \omega/c$ tal que $k' + \delta k = k = k'' - \delta k$, onde $\delta\omega \ll \omega$, $\delta k \ll k$. Inserindo estes termos em (2.14) e usando a relação $2 \cos x \cos y = \cos(x + y) + \cos(x - y)$, obtém-se:

$$u = 2 \cos(\omega t - kx) \cos(\delta\omega t - \delta kx). \quad (2.15)$$

A Eq. 2.15 é produto de dois cossenos, o segundo variando muito mais lentamente do que o primeiro.

Na Fig. 2.4 um mesmo grupo de onda é registrado em cinco “posições” ao longo do eixo x . Verifica-se que a forma do trem de onda altera-se durante a trajetória, enquanto a envoltória do sinal modulado permanece inalterado. Nota-se também que a fase leva um tempo bem menor para percorrer uma determinada distância do que a crista do sinal modulado; assim a velocidade de fase (V) viaja com uma velocidade maior do que a velocidade de grupo (U).

O envelope do sinal modulado se propaga com velocidade

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} \quad (2.16)$$

a qual é a velocidade de grupo, e é diferente da velocidade de fase média V .

No limite quando $\delta\omega$ e $\delta k \rightarrow 0$

$$U = \frac{d\omega}{dk(\omega)} = \frac{d(kV)}{dk} = c + k \frac{dV}{dk} = V - \lambda \frac{dV}{d\lambda} \quad (2.17)$$

Pela Eq. 2.14, nota-se que a velocidade de grupo depende tanto da velocidade de fase quanto da variação da velocidade de fase com o número de onda. Se $dc/dk = 0$, a velocidade de fase e de grupo são iguais. Em geral, na Terra a velocidade de fase diminui com o aumento da frequência, assim $dc/dk < 0$, e conseqüentemente, $U < c$.

A Fig. 3.4 mostra esse conceito de uma forma mais simples. A velocidade do trem de onda (velocidade da envoltória) é indicada como velocidade de grupo, em contraste com a velocidade de propagação da onda, chamada de velocidade de fase.

Para um meio não dispersivo a velocidade de grupo é coincidente com a velocidade de fase.

A velocidade de grupo U pode ser calculada usando a seguinte expressão:

$$U = \frac{d\omega}{dk(\omega)} \approx V + f \frac{dV}{df} = V - \lambda \frac{dV}{d\lambda} \quad (2.18)$$

a qual envolve a derivada da velocidade de fase em relação a f ou o comprimento de onda λ (Sheriff & Geldart, 1995).

3. TÓPICOS DE ANÁLISE ESPECTRAL PARA SASW

3.1 Introdução

É muito comum que um fenômeno que ocorre ao longo do tempo seja codificado em senóides para formar um sinal. Isto tanto é verdade para sinais que ocorrem na natureza, como para sinais criados artificialmente. Muitas coisas oscilam no nosso universo. Por exemplo, a voz é resultado das vibrações das cordas vocais; propulsores dos navios geram vibrações periódicas na água, etc. A forma desses sinais no domínio do tempo não é tão importante nestes sinais; a informação chave está na frequência, fase e amplitude das componentes senoidais. Como será visto neste capítulo, a DFT (Discrete Fourier Transform) é usada para extrair estas informações.

No método SASW, a fase do espectro cruzado e a função de coerência são os elementos principais do método, e tanto um quanto outro são produtos da aplicação da DFT em dois sinais registrados no domínio do tempo.

A função de Coerência é um indicador da qualidade das medidas nas várias frequências, enquanto na fase do Espectro Cruzado está contida a diferença de fase existente entre os dois sinais.

A interpretação física do Espectro Cruzado, que é de fundamental importância para o método SASW, será analisada em maior detalhe.

3.2 Transformada de Fourier

A transformada de Fourier é um procedimento matemático que foi proposto por um matemático Francês chamado Jean Baptiste-Joseph Fourier, no início do século XIX, e vem sendo usada desde então com muito sucesso para resolver problemas de engenharia, física e matemática. A Transformada de Fourier é definida para funções contínuas (ou analógicas), e é usualmente aplicada em situações onde as funções são assumidas como contínuas. No final da década de 1960 ela passa a ser implementada na forma digital (ou amostras) em vários tipos de análise.

A Transformada de Fourier a qual é calculada na prática, é chamada Discrete Fourier Transform (DFT). A Fast Fourier Transform (FFT) (Cooley & Tukey, 1965) é um algoritmo que calcula de uma maneira muito rápida e eficiente a DFT quando comparada à computação pelo processo direto.

A Transformada de Fourier de um sinal no domínio do tempo $x(t)$ define o seu espectro $X(f)$ e é dado por:

$$X(f) = \mathfrak{F}\{x(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (3.1)$$

Por outro lado tem-se o espectro $Y(f)$ do sinal $y(t)$

$$Y(f) = \mathfrak{F}\{y(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} y(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (3.2)$$

A DFT é uma transformada que trabalha em registros de intervalo finito de tempo (T). O sinal é amostrado em pontos discretos no tempo $n \cdot \Delta t$, onde Δt é o intervalo de amostragem e n é um número inteiro. A DFT resulta no espectro de Fourier dado pelas eqs. 3.1 e 3.2, de um registro finito, amostrado em incrementos de frequências $k \cdot \Delta f$, onde k é um número inteiro, e Δf é o espaço entre as linhas calculadas no domínio de frequência. Geralmente Δf é chamado por resolução ou linhas de frequência e é dado pelo inverso do tempo de registro T, como $\Delta f = 1/T$.

Para cada segmento (i) pode-se obter uma estimativa $\hat{X}_i(f)$ da Transformada de Fourier $X(f)$,

$$\hat{X}_i(f) = \int x(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (3.3)$$

nas frequências $k \cdot \Delta f = k \cdot 1/T$.

3.2.2 A Natureza periódica da DFT

A DFT “enxerga” tanto o domínio do tempo, quanto o domínio de frequência como periódico. Isto pode ser confuso e inconveniente, uma vez que muitos sinais usados no processamento digital de sinal (PDS) não são periódicos. Entretanto, deve-se conformar com este fato ao usar a DFT.

A Fig. 3.1 mostra duas diferentes interpretações do sinal no domínio do tempo. Primeiro, na Fig. 3.1a, o sinal no domínio do tempo com N amostras. Esta é uma representação de como o sinal é normalmente adquirido em experimentos científicos.

Fig. 3.1 – A série temporal pode ser vista como um conjunto de N pontos (figura superior) ou como um sinal periódico infinitamente longo (figura inferior). (modificado de Smith, 1997).

Estas 128 amostras foram adquiridas amostrando algum parâmetro num intervalo de tempo regular. A amostra 0, é distinta e separada da amostra 127 porque elas foram registradas em diferentes tempos. Assim, não há porque pensar que as amostras iniciais do sinal estão relacionadas às amostras finais.

Infelizmente, a DFT não “vê” desta maneira. Como mostrado na Fig. 3.1b a DFT mostra estes 128 amostras sendo um único período de um sinal periódico infinitamente longo. Isto significa que a amostra final do sinal está conectada à inicial do mesmo sinal. Desta forma, a amostra 127 ocorre próxima à amostra 0, exatamente como a amostra 43 ocorre próxima à amostra 44.

3.3 Auto-espectro ou Espectro de Potência

A análise conjunta de dois sinais é baseada no conceito da Transformada de Fourier, a qual converte a informação do domínio do tempo para o domínio de frequência ou vice-versa. Nenhuma informação é ganha ou perdida na transformação de um domínio para outro. A idéia da Transformada de Fourier existe para tornar mais fácil o processamento e a interpretação, facilitando na solução de problemas.

O auto-espectro é um valor real e fornece a distribuição da potência (ou energia) do sinal como uma função da frequência. A palavra potência é usada aqui para designar o valor de uma quantidade elevada ao quadrado. Se o sinal é periódico, a escala do auto-espectro é Volts² ou Unidade², uma vez que ele contém energia em algumas frequências discretizadas.

Os auto-espectros de $x(t)$ e $y(t)$ são definidos por:

$$\begin{aligned} G_{XX} &= X^*(f) \cdot X(f) & \text{e} \\ G_{YY} &= Y^*(f) \cdot Y(f) & \text{respectivamente,} \end{aligned}$$

onde * indica o complexo conjugado.

O valor esperado de $\hat{X}_l^*(f) \cdot \hat{X}_l(f)$ é o auto-espectro $G_{XX}(f)$

$$G_{XX}(f) = E[\hat{X}_l^*(f) \cdot \hat{X}_l(f)] = \lim_{n_d \rightarrow \infty} \frac{1}{n_d} \sum_{l=1}^{n_d} \hat{X}_l^*(f) \cdot \hat{X}_l(f) \quad (3.4)$$

No entanto, na prática, um valor finito de seqüências (n_d) é utilizado para o cálculo. Isto acarretará erros ou incerteza na estimativa, como será discutido adiante (Capítulo 8).

Já o auto-espectro do sinal $y(t)$ é dado por:

$$G_{YY}(f) = E[\hat{Y}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f)] = \lim_{n_d \rightarrow \infty} \frac{1}{n_d} \sum_{i=1}^{n_d} \hat{Y}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f) \quad (3.5)$$

sendo as estimativas individuais de $Y(f)$ iguais a:

$$\hat{Y}_i(f) = \int_{-T}^T y(t) e^{-j2\pi f t} dt \quad (3.6)$$

calculada em freqüências discretizadas $f = k \cdot \Delta f = k \cdot 1/T$.

Registros aleatórios contínuos são caracterizados pela Densidade Espectral de Potência (PSD) e o auto-espectro deve ser escalado em Volts²/Hz ou Unidade²/Hz, e registros do tipo transientes têm energia distribuída continuamente na freqüência e, desta forma, o auto-espectro deve ser escalado pela densidade espectral de energia (ESD) Volts².s/Hz ou Unidade².s/Hz.

3.4 Espectro de Potência Cruzado

Da análise do Espectro Cruzado é possível não somente obter a Função de Coerência, a qual é a medida da correlação de dois sinais em cada freqüência, mas também o espectro de fase, o qual mede a diferença de fase destes sinais para cada freqüência.

O Espectro Cruzado $G_{XY}(f)$ entre dois sinais $x(t)$ e $y(t)$ é definido por $X^*(f) \cdot Y(f)$, onde * indica o complexo conjugado. Quando a DFT é usada

para calcular o Espectro Cruzado, ele é calculado por médias de estimativas individuais $\hat{X}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f)$ dando

$$G_{XY}(f) = E[\hat{X}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f)] = \lim_{n_d \rightarrow \infty} \frac{1}{n_d} \sum_{i=1}^{n_d} \hat{X}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f) \quad (3.7)$$

O mesmo comentário acerca da unidade usada para o Auto-espectro vale para o Espectro Cruzado.

O Espectro Cruzado é uma função fundamental relacionando dois sinais. A estimativa individual do espectro Cruzado $\hat{X}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f)$ pode ser escrita como

$$|\hat{X}_i^*(f)| \cdot |\hat{Y}_i(f)| e^{j\Delta\hat{\phi}_i(f)} = |\hat{X}_i^*(f)| \cdot |\hat{Y}_i(f)| e^{j(\hat{\phi}_x(f) - \hat{\phi}_y(f))}$$

onde $| \cdot |$ significa o valor numérico, e $\hat{\phi}_x(f)$ e $\hat{\phi}_y(f)$ são as fases de $X_i(f)$ e $Y_i(f)$ respectivamente. Assim a estimativa individual da amplitude do Espectro Cruzado é o produto de amplitudes individuais e a fase é a diferença de fase entre $Y_i(f)$ e $X_i(f)$. A média destas estimativas individuais $\hat{X}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f)$ resultará no espectro $G_{XY}(f)$, tendo a fase a qual é uma média ponderada das estimativas individuais $\Delta\hat{\phi}_i(f)$ (esta ponderação é dependente das amplitudes $\hat{X}_i(f)$ e $\hat{Y}_i(f)$).

A amplitude de $G_{XY}(f)$ terá um valor entre zero e

$$\frac{1}{n_d} \sum_{i=1}^{n_d} |\hat{X}_i(f)| \cdot |\hat{Y}_i(f)|$$

dependente das somas das variações da diferença de fase $\Delta\hat{\phi}_i(f)$ de registro para registro. Isto é ilustrado na Fig.3.2. A amplitude de $G_{XY}(f)$ não somente dependerá das amplitudes de $G_{XX}(f)$ e $G_{YY}(f)$, mas também da correlação existente entre $\hat{X}_i(f)$ e $\hat{Y}_i(f)$.

Uma perfeita correlação na frequência f faz com que $\Delta\hat{\phi}_i(f)$ seja a mesma para cada estimativa individual (Fig.3.1a), ao passo que se os registros não forem correlacionados na frequência f , as estimativas individuais $\Delta\hat{\phi}_i(f)$ serão valores aleatórios entre 0 e 2π , fazendo com que $G_{XY}(f)$ seja zero (Fig.3.2c).

Fig.3.1b mostra uma situação onde há alguma correlação entre $X(f)$ e $Y(f)$ numa frequência selecionada. A amplitude de $G_{XY}(f)$ é assim muito difícil de se interpretar e ela própria não é usada frequentemente. A fase de $G_{XY}(f)$, entretanto, é a diferença de fase entre $y(t)$ e $x(t)$ na frequência f .

Fig. 3.2 – Média das estimativas individuais do espectro cruzado nos seguintes casos: a) fase de cada estimativa é a mesma; b) algumas flutuações na fase das estimativas individuais; c) estimativas individuais aleatórias. (modificado de Herlufsen, 1984).

3.5 Função de Coerência

Uma outra função que pode ser calculada quando se tem dois registros é a função de Coerência $\gamma^2(f)$ definida por

$$\gamma^2(f) = \frac{|G_{XY}(f)|^2}{G_{XX}(f)G_{YY}(f)} \quad (3.8)$$

A função de Coerência $\gamma^2(f)$ dos sinais $x(t)$ e $y(t)$ é uma função na qual a escala varia de 0 a 1, e mede o grau de correlação entre dois sinais em uma dada frequência f .

Serão brevemente abordadas a seguir algumas das razões que levam a se obter Coerência inferior à unidade.

Coerência menor do que a unidade é obtida quando um ou mais dos casos ocorrem:

a) dados de $x(t)$ e/ ou $y(t)$ não são correlacionados;

b) não linearidade do sistema de aquisição de dados.

Caso a

Se as medidas estão contaminadas por ruídos não correlacionados, as estimativas individuais do Espectro Cruzado $\hat{X}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f)$ serão somadas como representada na Fig.3.2a, enquanto as estimativas do Auto espectro $\hat{X}_i^*(f) \cdot \hat{X}_i(f)$ e $\hat{Y}_i^*(f) \cdot \hat{Y}_i(f)$, sendo valores reais, são somados, como mostrado na Fig.3.3a. As partes lineares de $\hat{X}_i(f)$ e $\hat{Y}_i(f)$ serão somadas na estimativa do Espectro Cruzado como mostrado anteriormente na Fig.3.1a, enquanto os termos afetados por ruídos tornam-se cada vez menos correlacionados, ficando como mostrado na Fig.3.2c. Quanto mais “estranhos” forem os ruídos nas medidas, menor será o valor da função Coerência.

Caso b

A Fig 3.3b mostra a situação onde o ganho $H(f)$ (amplitude e fase) do sistema depende do nível de entrada $X(f)$. A amostra $\hat{X}_2^*(f) \cdot \hat{Y}_2(f)$ tem uma fase diferente da fase da amostra $\hat{X}_1^*(f) \cdot \hat{Y}_1(f)$, devido apenas ao fato que a amplitude de entrada da amostra $|\hat{X}_2(f)|$ é maior do que a amplitude de entrada da amostra $|\hat{X}_1(f)|$. O argumento para a baixa Coerência em tal situação é similar ao ruído aleatório do caso anterior.

Fig. 3.3 – Efeito na estimativa do Auto-espectro e Espectro cruzado causado por: a) ruídos aleatórios na medida de $x(t)$ e $y(t)$; b) não linearidade do sistema. (modificado de Herlufsen, 1984):

A dependência da frequência é omitida por conveniência.

3.6 Análise Espectral de sinais ruidosos

Um exemplo ilustrativo de um procedimento utilizado por vários pesquisadores, a fim de melhorar a relação sinal-ruído durante a análise espectral, será abordado simplificadamente objetivando facilitar o entendimento.

Supondo-se que se deseja investigar o som que se propaga através do oceano. Inicialmente, um hidrofone é colocado na água e o sinal é amplificado até um nível de alguns volts. Um filtro analógico passa-baixas é então usado para remover todas as frequências acima de 80 Hz, possibilitando que o sinal seja digitalizado em 160 amostras por segundo. Após a aquisição e armazenamento de milhares de amostras, quais passos devem ser dados?

Primeiramente deve-se analisar visualmente os dados. Na Fig. 3.4a têm-se 256 amostras deste experimento imaginário. É possível observar uma forma de onda ruidosa da qual os olhos humanos não conseguem obter praticamente nenhuma informação. Portanto, como próximo passo, deve-se multiplicar o sinal por uma suave curva chamada de janela Hamming, apresentado na Fig. 3.4b. Isto resulta em um sinal com 256 amostras, sendo que as amostras próximas aos extremos têm suas amplitudes reduzidas, como na Fig. 3.4c.

Aplicando a DFT, e apresentando o resultado na notação polar, observa-se, na Fig. 3.4d um espectro de frequência com 129 pontos. Infelizmente, o resultado também não permite grandes conclusões a respeito do sinal. Isto ocorre porque não há muita informação nas 256 amostras originais para se obter uma curva próxima da "ideal". Adicionalmente, usando-se uma DFT longa também não contribui na solução deste problema. Por exemplo, se uma DFT com 2048 pontos é usada, o espectro de frequência passa a ter 1025 amostras. Mesmo um sinal original com 2048 amostras possuindo mais informação, o grande número de amostras no espectro dilui a informação por um mesmo fator. DFTs mais longas fornecem melhores resoluções em frequência, por outro lado têm o mesmo nível de ruído.

A solução é a utilização de mais do que um sinal original, de maneira que o número de pontos no espectro de frequência não é aumentado. Isto pode ser feito partindo o sinal de entrada em muitos segmentos de 256 pontos. Cada um desses segmentos é multiplicado pela janela Hamming, aplicado através de uma DFT de 256 pontos, e convertido para a notação polar. Os espectros de frequência são somados para formar um único sinal com 129 pontos. Desta forma, o espectro resultante é uma média da soma de todos os espectros. A Fig. 3.4e mostra um exemplo de uma média de 100 espectros de frequência exemplificados na Fig. 3.4d. Este procedimento permite uma melhora sensível, podendo-se observar que o ruído foi reduzido a um nível que permite verificar interessantes feições do sinal medido.

Fig. 3.4 – Exemplo de análise espectral. a) mostra 256 amostras obtidas por simulação de um hidrofone a 160 amostras/segundo. Este sinal é multiplicado pela janela Hamming, apresentada em b), gerando o sinal c). O espectro de frequências deste sinal é obtido usando o DFT e apresentado (somente magnitude) em d). A média de 100 destes espectros reduz o ruído aleatório resultando um espectro de frequências médio, apresentado em e). (modificado de Smith, 1997).

3.7 Considerações Finais

Análise espectral é um assunto muito amplo, usado em inúmeras áreas da ciência, portanto, com vasta bibliografia. Neste capítulo, procurou-se enfocar resumidamente a teoria de alguns aspectos críticos das ferramentas usadas no processamento dos sinais para calcular a curva de dispersão.

4. O MÉTODO SASW (“SPECTRAL ANALYSIS OF SURFACE WAVES”)

4.1 Introdução

Dois elementos básicos do método SASW são a geração das ondas de superfície e os registros dessas ondas em adequadas distâncias. Em um meio estratificado, a velocidade de propagação das ondas de superfície Rayleigh depende da frequência (comprimento de onda) da onda. Estas variações da velocidade com a frequência são chamadas de dispersão, e acontecem porque diferentes comprimentos de onda amostram diferentes partes do meio. Altas frequências (pequenos comprimentos de onda) propagam somente nas camadas próximas a superfície. Baixas frequências com maior comprimento de onda propagam através das camadas próximas a superfície, bem como em camadas mais profundas do solo.

O uso de ondas de superfície com objetivo geotécnico não é novos. Uma técnica chamada “steady-state Rayleigh-wave” foi utilizada no início dos anos 60 por Jones (1962) e Ballard (1964) *appud* Stokoe II *et al.* (1994). Resumidamente a técnica consistia em aplicar vibrações no solo em uma frequência bem conhecida e através de sensores que eram deslocados na superfície detectava dois pontos que estavam em fase com o vibrador, o procedimento era repetido para várias frequências.

Supondo que a distância entre os dois pontos correspondia a um comprimento de onda λ , a velocidade da onda de superfície para aquele comprimento de onda é

$$V_R = \lambda \cdot F$$

A curva de velocidade de fase das ondas de superfície (V_R) versus o comprimento de onda ou frequência é chamada curva de dispersão e é considerada a assinatura do local. O método “steady state Rayleigh waves” é facilmente entendido, porém os ensaios de campo são muito morosos, pois deve-se gerar uma frequência por vez.

O SASW foi desenvolvido quando a técnica de armazenamento e análise de sinais digitais já estava bem consolidada. O trabalho de campo tornou-se mais rápido, pois não havia mais a necessidade da fonte sísmica possuir uma frequência específica, além disso pode-se utilizar um arranjo com vários geofones e não apenas dois como anteriormente.

O processamento dos dados tornou-se bem mais rápido. Os sinais são transformados no domínio de frequência usando o algoritmo "Fast Fourier Transform" (FFT) permitindo calcular rapidamente a curva de dispersão para vários comprimentos de onda. Outra inovação é a utilização de métodos de inversão das curvas de dispersão para determinar a velocidade das ondas S em subsuperfície.

No início dos anos 80, os primeiros trabalhos sobre SASW foram publicados por pesquisadores da University of Texas, Heisey *et al.* (1982), Nazarian *et al.* (1983), Nazarian & Stokoe II (1986). Os trabalhos foram realizados em pavimentos de rodovias e aeroportos. O objetivo destes trabalhos foi testar o SASW para determinar parâmetros elásticos e espessura de diferentes camadas de pavimentos de maneira rápida e não destrutiva.

4.2 Técnicas de Campo

4.2.1 Arranjos experimentais

As Fig. 4.1 e 4.2 mostram os arranjos esquemáticos do método SASW durante o levantamento de campo. Os dois arranjos normalmente usados (Nazarian *et al.*, (1993), Stokoe II *et al.*, (1994)) são conhecidos como: geometria do ponto médio comum ("Common Receiver Midpoint Array" - CRMP) (Fig. 4.1) e a "geometria da fonte comum", ou fonte comum ("Common Source-Receiver"- CSR) (Fig. 4.2).

No primeiro arranjo (geometria do ponto médio) os dois receptores estão localizados eqüidistantes de um ponto central imaginário, que é mantido fixo. Tanto a fonte quanto os receptores são movidos a mesma distância do ponto central imaginário.

O segundo arranjo (geometria da fonte comum) mantém a fonte sísmica estacionária e varia a posição dos sensores. A vantagem do segundo arranjo é a possibilidade de se manter a fonte estacionária (importante quando envolve grandes massas como fonte sísmica), além disso, este arranjo torna-se mais prático no campo, principalmente quando o equipamento usado permite a aquisição de múltiplos canais registrando assim todos os sinais necessários para obtenção da curva de dispersão final de uma só vez.

A distância entre a fonte de energia e o primeiro receptor é usualmente igual a distância entre os dois receptores (Nazarian, 1983). Esta escolha foi sugerida nos primeiros trabalhos sobre SASW por Nazarian *et al.*, (1993) e esta configuração representa o resultado de um balanço entre a influência de diferentes fatores, testados através de simulações numéricas efetuadas por Sanches-Salineró, (1987) e abordada por Foti (2000). O aumento da distância da fonte ao primeiro receptor diminui os efeitos de proximidade ("near-field"), efeitos estes causados principalmente devido a interferências das ondas de corpo (Sanches-Salineró, 1987).

Fig. 4.1 – Arranjo “geometria do ponto médio” (CRMP) (modificado de Foti, 2000)

Fig. 4.2 – Arranjo fonte comum (CS). Este é o arranjo mais usado e mais prático na realização dos ensaios (modificado de Foti, 2000).

Embora, teoricamente, seja possível utilizar somente uma distância entre sensores para obtenção da curva de dispersão, na prática é conveniente utilizar diferentes espaçamentos e sobrepor as curvas a fim de aumentar o intervalo de frequência da curva de dispersão final.

Gucunski & Woods (1991) e Stokoe II *et al.* (1994) sugerem que os sensores sejam posicionados a 2, 4, 8, 16, 32, 64 e 128 metros da fonte, para o caso de se estudar o solo até uma profundidade de 50 metros.

Por determinar a diferença de fase entre os dois receptores, a área entre eles é importante e as propriedades do meio entre a origem e o primeiro receptor tem pouco efeito sobre os resultados (Nazarian *et al.*, 1983).

O teste é repetido para diversos espaçamentos entre receptores para cobrir uma gama desejada de comprimentos de ondas das ondas Rayleigh.

Embora os dois arranjos mostrados nas figuras sejam os mais utilizados pelos pesquisadores, outros arranjos de geofones podem ser utilizados, por exemplo, a combinação entre dois sinais registrados durante os ensaios de sísmica de refração podem ser usados para o cálculo da curva de dispersão sem maiores problemas. Com a ressalva que os dados ao invés de serem empilhados, devem ser salvos após cada aquisição.

4.2.2 – Fonte de energia

A escolha da fonte de energia irá depender dos objetivos a serem investigados.

A fonte de energia para o SASW pode ser classificada como tipo "impactante" ou "excitação controlada" (Gucunski & Woods, 1991). Fonte do tipo impactante pode ser simples como um martelo de mão, marretas, queda de peso dos ensaios SPT ("Standard Penetration Test"), pá de trator, ou complexa do tipo "gas gun" ou "water cannon".

Fonte do tipo excitação controlada podem ser desde pequenos vibradores de (45 a 220 Newton) a grandes caminhões onde estão montados vibradores eletro-hidráulicos com capacidade de força 4,5 a 178 kN (Gucunski & Woods, 1991). Na literatura, alguns autores usam a denominação CXW "Controlled-Source Measurement" (Poran *et al.*, 1995), C.J.Wills (1998), Boore & Brown (1998)) para designar os ensaios realizados com fonte vibratória.

4.2.3 – Sensores

No caso de ensaios no solo a escolha natural recai sobre geofones que tenham resposta de frequência plana num amplo intervalo de frequência, como por exemplo de 1 a 500 Hz (Gucunski & Woods, 1991).

Os sensores receptores podem ser tanto geofones eletromagnéticos como acelerômetros, porém, em ambos casos é aconselhável que eles respondam a baixas frequências, quanto menor a ordem de frequência dos sensores maior será a possibilidade de estudar camadas mais profundas. Existe a necessidade dos sensores possuírem idêntica resposta, tanto em amplitude como em frequência e fase. O acoplamento dos sensores ao solo deve ser bem cuidadoso e idêntico para ambos, de forma a assegurar que o sensor vibre em absoluta concordância com o solo.

4.3 Processamento do sinal na obtenção da curva de dispersão

A velocidade de fase varia dependendo da frequência ou comprimento de onda. Ondas com curtos comprimentos de onda (altas frequências) amostram propriedades do solo em pequenas profundidades, enquanto ondas com longos comprimentos de onda (baixas frequências) refletem propriedades do solo em profundidades maiores. Um gráfico mostrando a variação da velocidade de fase versus a frequência é chamado curva de dispersão.

A função de coerência é usada para inspecionar a qualidade dos sinais registrados, e terá um valor entre zero e um no intervalo de frequência medido. Um valor de zero para uma determinada frequência representa nenhuma relação entre os dois sinais registrados. Função de coerência igual a um, indica perfeita correlação entre os dois sinais, o que equivale à razão sinal-ruído igual a infinito. Nazarian & Stokoe (1986) recomendam que somente intervalo de frequência cuja função de coerência seja maior do que 0,9 deve ser usada para calcular a curva de dispersão.

A informação da fase do espectro de potência cruzado é usada para calcular a mudança relativa de fase para cada frequência. Resumidamente, esta mudança resulta no fato da onda ter que viajar uma adicional distância num meio estratificado, ocorrendo uma dispersão durante a propagação da onda sísmica.

Os sinais $x(t)$ e $y(t)$ registrados pelos receptores 1 e 2, respectivamente, são transformados, para o domínio de frequência [$X(f)$ e $Y(f)$] através da DFT. $X(f)$ e $Y(f)$ são usados para calcular o espectro de potência (G_{xx} e G_{yy}), o espectro de potência cruzado (G_{xy}) e a função de coerência. As expressões para estas quantidades são:

$$G_{xx} = X^*(f) \cdot X(f) \quad (4.1)$$

$$G_{yy} = Y^*(f) \cdot Y(f) \quad (4.2)$$

$$G_{xy} = X^*(f) \cdot Y(f) \quad (4.3)$$

sendo $*$ o complexo conjugado. A velocidade de fase da onda R_g e o comprimento de onda como função da frequência, $V_R(f)$ e $\lambda(f)$, são determinados por:

$$\Theta_{XY}(f) = \tan^{-1}[\text{Im}(G_{xy}) / \text{Re}(G_{xy})] \quad (4.4)$$

$$t(f) = \Theta_{XY}(f) / (360^\circ \cdot f) \quad (4.5)$$

$$V_R(f) = D / t(f) \quad (4.6)$$

$$\lambda(f) = V_R(f) / f \quad (4.7)$$

sendo:

$\Theta_{XY}(f)$ = mudança de fase do espectro de potência cruzado em graus para cada frequência

Im = parte imaginária do espectro de potência cruzado em graus para cada frequência

Re = parte real do espectro de potência cruzado em graus para cada frequência

f = frequência

$t(f)$ = diferença de tempo entre os dois receptores e

D = distância entre os receptores.

A função de coerência é definida como:

$$\gamma^2(f) = G_{XY} G_{XY}^* / (G_{XX} \cdot G_{YY}) \quad (4.8)$$

sendo:

G_{XX} e G_{YY} = autos espectros de potência dos receptor 1 e 2 respectivamente.

Na Fig. 4.3 é apresentado o exemplo de um espectro de potência cruzado e a função de coerência para dois receptores espaçados de 9,6 m (Nazarian & Desai, 1993). O gráfico da fase oscila entre -180° e $+180^\circ$ (Fig. 4.3 (a)). Esta é uma maneira padrão de demonstrar a fase. Diversos valores com baixa coerência existem na Fig. 4.3(b), estas regiões estão sombreadas em ambas as figuras.

Fig. 4.3 - Funções espectrais: (a) espectro de potência cruzado; (b) função de coerência (Nazarian & Desai, 1993).

O primeiro passo na construção da curva de dispersão é achar a fase para cada frequência, através de um processo conhecido como "unfolding of phase". O gráfico da Fig. 4.3a é mostrado novamente na Fig. 4.4 após o "unfolding". Os dados de fase no interior dos baixos valores de coerência são descartados na construção da curva de dispersão. Nos intervalos de

freqüências não eliminados, a velocidade de fase e o comprimento de onda são calculados usando as eqs.4.6 a 4.8.

Fig. 4.4 - Fase versus freqüência após o “unfolding” do espectro da Fig. 4.3a. (Nazarian & Desai, 1993).

A fase do espectro cruzado $\phi(f)$ representa a diferença de fase do movimento entre os receptores em função da freqüência.

O tempo de percurso entre os receptores para cada freqüência ($t(f)$) é calculado pela eq. 4.5. Conhecendo-se a distância entre os receptores $D = (d_2 - d_1)$, a velocidade de fase para uma determinada freqüência é calculada pela eq. 4.6 e o correspondente comprimento de onda da onda de superfície Rayleigh é calculado pela eq. 4.7:

Um gráfico das curvas de velocidade de fase entre os vários receptores permite obter a curva de dispersão experimental, conforme apresentado na Fig. 4.5, que deve ser “suavizada”, conforme mostra a Fig. 4.6.

Fig.4.5 - Curva de dispersão (velocidade de fase) gerada a partir dos dados de campo obtidos em ensaio SASW em solo, utilizando diversos espaçamentos entre sensores. (Stokoe II *et al.*, 1994).

Fig. 4.6 - Curva de dispersão "suavizada" gerada a partir dos dados obtidos no campo e apresentados na Fig. 4.5. (Stokoe II *et al.*, 1994).

4.4 Processo de inversão

A etapa seguinte consiste em determinar a estrutura de velocidade das ondas S. Inicialmente, confecciona-se um modelo inicial teórico p^0 (camadas horizontais). Matematicamente, p^0 é um vetor cujos elementos contêm a velocidade da onda S e a espessura de cada camada. O perfil inicial, p^0 , é então utilizado para determinar a velocidade de fase teórica, V_i , em cada frequência f_i . O objetivo é determinar um vetor p^f que minimiza a diferença entre os dados da curva de dispersão teórica e a curva de dispersão experimental. Desta forma, é possível se obter um grande número de modelos que satisfaçam as medidas efetuadas. Portanto, é necessário um conhecimento geológico razoável do local de ensaio para que se obtenha uma solução coerente com a realidade. A Fig. 4.7 apresenta o resultado obtido no campo comparado com os resultados de três modelos teóricos, cujos perfis são apresentados na Fig. 4.8.

Fig. 4.7 - Comparação entre as curvas de dispersão obtidas teoricamente e experimentalmente. (Stokoe II *et al.*, 1994).

b) Assumed Shear Wave Velocity Profiles

Fig. 4.8 - Exemplo mostrando três modelos de velocidade de ondas S do subsolo. (Stokoe II *et al.*, 1994).

Existem vários programas computacionais que, num processo chamado de inversão, geram modelos de ondas S a partir das curvas de dispersão. Dentre esses programas, existe um de domínio público chamado de SURF, desenvolvido na Saint Louis University por Herrmann (1987), específico para análise de ondas de superfície. O pacote possui vários programas permitindo um leque de opções de entrada, bem como uma detalhada análise dos modelos obtidos, através da análise da matriz resolução dos parâmetros. Alguns conceitos usados neste programa serão introduzidos neste tópico.

Neste pacote, as curvas de dispersão teóricas são modeladas como função dos parâmetros do modelo, por exemplo, velocidade das ondas P e S, coeficiente de Poisson, densidade, espessura das camadas. Neste trabalho foi escolhido trabalhar com modelos iniciais onde são fornecidos apenas as espessuras das camadas horizontais, a velocidade da onda S e o coeficiente de Poisson no interior das camadas.

Segundo (e.g., Kocaoglu & Long, 1993), a dispersão da velocidade de fase das ondas Rayleigh não são significativamente sensíveis às variações da

velocidade da onda P nem à densidade das estruturas geológicas. Devido às pequenas variações nas espessuras das camadas e nos valores de velocidade da onda S, que são praticamente indistinguíveis, a inversão é usualmente realizada mantendo constante a espessura das camadas ou a velocidade da onda S. O mais comum é dividir o modelo em várias camadas, mantendo a espessura fixa e determinando a velocidade da onda S nas camadas.

A velocidade de fase teórica pode ser dada como função da velocidade da onda S nas diversas camadas,

$$U_i = T(V_{S1}, \dots, V_{SN}); \quad (i = 1, 2, \dots, M), \quad (4.9)$$

onde “ i ” é o índice do período, “ M ” é o número de períodos e “ N ” o número de camadas. A espessura e a densidade são conhecidas. Expandindo em série de Taylor ao redor de um modelo inicial V_{Sj}^0 e usando os dois primeiros termos, a diferença entre a velocidade de fase observada e a teórica é dada por

$$\bar{U} - U_i^0 = \sum_{j=1}^N \left[\frac{\partial U_i}{\partial V_{Sj}} \right]_{V_S = V_S^0} (V_{Sj} - V_{Sj}^0); \quad (4.10)$$

sendo $U_i^0 = T(V_{S1}^0, \dots, V_{SN}^0)$. O programa calcula numericamente as derivadas parciais em relação a V_{Sj} e a Eq. 4.10 pode ser escrita em notação matricial,

$$u = A\delta v \quad (4.11)$$

onde u é um vetor de dimensão “ M ” cujos elementos são a diferença entre os valores de velocidade de fase observados e teóricos, δv é um vetor de dimensão “ N ” consistindo da correção de valores $(V_{Sj} - V_{Sj}^0)$ para o modelo inicial de velocidade da onda S e “ A ” é uma matriz cujos elementos são

derivadas parciais. A solução da equação (4.11) pode ser escrita, de forma genérica, por:

$$\delta v = A^{-g}u \quad (4.12)$$

O modelo atualizado de velocidade é dado por:

$$V_{s_j} = V_{s_j}^0 + \delta V_{s_j} \quad (4.13)$$

Utilizando o modelo de velocidade atualizado como novo modelo inicial, os cálculos são repetidos. Este procedimento iterativo é continuado até os dados de velocidade de fase teórica se ajustarem aos dados observados dentro de um limite estabelecido.

A matriz das derivadas parciais fornece uma visão física do procedimento de inversão, uma vez que ela mostra a dependência das observações nos modelos (Braile & Keller, 1975). A análise da matriz das derivadas parciais permite verificar qual é a participação da velocidade de fase de um determinado período na solução da velocidade de uma determinada camada do modelo.

Outro fator que serve como análise da solução, é a matriz resolução dos parâmetros. A fórmula para obter a matriz resolução é:

$$R = A^{-g}.A \quad (4.14)$$

A matriz resolução R que mais se aproxima da matriz identidade para um dado problema é chamada de máxima deltacidade. R é uma matriz quadrada, em que a primeira linha diz respeito à camada 1, a segunda a camada 2 e assim por diante. As linhas de R são conhecidas como resolução

kernel. Quanto mais os elementos diagonais de R se aproximarem de 1 melhor é a resolução do modelo. A resolução kernel geralmente é plotada versus a profundidade, desde que os parâmetros são funções da profundidade e o kernel é considerado como uma ponderação da solução de uma determinada camada em relação às outras camadas. Explicando melhor, a largura da resolução kernel é uma medida do intervalo de profundidade sobre o qual a solução da velocidade de uma determinada camada está sendo influenciada.

Na inversão de curvas de dispersão nem sempre se busca a matriz resolução com máxima deltacidade, uma vez que as velocidades de fase das várias frequências não correspondem a velocidades pontuais de uma profundidade, mas dependem das velocidades das camadas onde as ondas penetram ao se propagar.

As ondas de superfície Rayleigh possuem velocidade de fase fortemente controlada pelo perfil de velocidade em profundidade ao longo da trajetória de propagação. Segundo Kocaoglu & Long (1993), a profundidade máxima que se pode modelar depende da penetração das ondas Rayleigh, e foi estimado em 60% do comprimento da onda.

4.5 Análise e discussão do método SASW

Um número considerável de trabalhos publicados utilizando SASW refere-se à sua aplicação em pavimentos asfálticos. No entanto, poucos são os trabalhos em que o método foi aplicado a camadas de solo e para os quais existe uma comparação dos resultados obtidos por “crosshole” e SASW.

Atualmente os dois métodos mais conhecidos para determinação de perfis de velocidade da onda S para fins geotécnicos são os métodos “downhole” e o “crosshole”. Estes métodos vêm sendo empregados há bastante tempo e as velocidades obtidas possuem boa correlação com os testemunhos de material amostrado nos poços.

Os resultados obtidos nos primeiros ensaios do método SASW criaram uma grande expectativa devido à praticidade para sua execução, não envolvendo perfurações, e os resultados serem compatíveis com os obtidos pelos ensaios de “crosshole” efetuados na mesma área.

Embora na literatura existam muitos trabalhos que abordam o SASW, são poucos os que fazem uma comparação dos resultados obtidos com outros métodos. Alguns desses trabalhos serão apresentados.

Nazarian & Stokoe II (1983) realizaram ensaios em três seções de pavimentos e solos com diferentes compostos e espessuras. Compararam os resultados de velocidade das ondas S de duas seções obtidos por SASW e “crosshole” (Fig. 4.9). Observa-se que a diferença entre os resultados obtidos pelos dois métodos raramente excede a 10%.

Um outro trabalho que traz uma comparação entre os métodos foi publicado por Nazarian & Stokoe II (1986). Novamente pode-se verificar uma satisfatória concordância nas velocidades obtidas pelos dois métodos (Fig. 4.10).

Stokoe II *et al.*, (1994) compararam a velocidade de onda S obtida pelo método SASW e pelo método “crosshole”. Novamente, os valores obtidos foram muito similares para profundidades de até 6 metros, conforme pode ser observado na Fig. 4.11.

Fig. 4.9 – Comparação da Vs dos métodos SASW e “crosshole”. Nos casos (b) e (c) há um pavimento asfáltico sobre o solo. Nazarian & Stokoe II, 1983.

Fig. 4.10 – Comparação da Vs dos métodos SASW e “crosshole”. Em ambos os ensaios há um pavimento asfáltico sobre o solo. Nazarian & Stokoe II, 1986.

Fig. 4.11 - Comparação entre os resultados obtidos pelos métodos "crosshole" e SASW. (Stokoe II, 1994).

Piccoli *et al.*, 1994 (*appud* Luke *et al.*, 1998) realizaram um ensaio no mar (na região do porto de Veneza, Itália), com geofones cobertos por uma coluna d'água de cinco metros. Para confirmar os resultados obtidos por SASW, as velocidades de ondas S também foram medidas usando o "seismic cone penetrometer test" (SCPT). Para o método SASW, os geofones, com frequência de ressonância de 1 Hz, foram posicionados a 1, 2, 4, 8, 15, 30 e 50 m da fonte. A composição das curvas de dispersão, compiladas dos resultados obtidos de cada espaçamento entre geofones, gerou uma curva com comprimento de ondas variando de 0,4 a 80 m. O ajuste entre a curva de dispersão teórica e a curva de dispersão experimental é mostrada na Fig. 4.12a. Nota-se que a combinação das curvas de dispersão para os diferentes geofones foi excelente para os pequenos comprimentos de onda. Por outro lado, para os comprimentos de onda maiores esta variação aumenta.

O correspondente perfil de velocidades da onda S é mostrado na Fig. 4.12b. Um semi-espaço, com velocidade constante de 230 m/s, foi colocado em 17 m uma vez que as flutuações na curva de dispersão experimental para os maiores comprimentos de onda prejudicaram a resolução para as profundidades maiores. Neste mesmo local, três ensaios foram realizados

usando o SCPT. A fonte geradora de energia variou para cada um dos ensaios. As medidas foram efetuadas com incremento vertical de aproximadamente um metro. Os resultados podem ser vistos na Fig.4.12b. De 2 a 27 metros de profundidade, as velocidades da onda S determinadas pelo SCPT apresentam uma variabilidade na ordem de ± 50 m/s. Os valores refletem aproximadamente a mesma tendência do perfil obtido pelo SASW.

Fig. 4.12 - a) Ajuste da curva de dispersão experimental e a curva de dispersão teórica. b) Comparação do perfil obtido pelo método SASW com o cone de penetração sísmico (Piccoli *et al.*, 1994, *appud* Luke *et al.*, 1998).

Segundo os autores, a maior fonte de erros na determinação das velocidades da onda S pelo SCPT deve-se a incertezas na determinação do tempo de chegada, o qual é um tanto subjetivo. Este fato Pode gerar erros da ordem de $\pm 10\%$, o que corresponde, neste caso, a variações na velocidade na ordem de ± 20 m/s. Além de 27 metros de profundidade, os resultados do SCPT indicam um aumento na velocidade da onda S. Flutuações na curva de dispersão experimental para os maiores comprimentos de onda sugerem um aumento na velocidade para esta profundidade, porém, devido à baixa

resolução do SASW para esta profundidade, nenhum valor de velocidade foi estimado.

Dois trabalhos de compilação de resultados obtidos pelos métodos tradicionais “downhole” e “crosshole” com os resultados obtidos usando SASW, designados por eles como CXW foram publicados em 1998. Wills (1998) compilou resultados de velocidade de onda S obtidos por várias universidades, agências e empresas privadas, gerando um banco de dados de vários métodos. Devido à grande quantidade de informação, e para facilitar a análise dos valores de velocidade, o autor baseou-se num processo de comparação estatística da velocidade média de ensaios realizados presumivelmente em tipos litológicos similares.

Na Fig. 4.13 tem-se um perfil de velocidade média, obtido da combinação de 93 ensaios usando o método de “downhole” no aluvião Quaternário em Los Angeles County comparado a um perfil de velocidade gerado a partir da combinação de 76 ensaios usando o método CXW. É visível que os valores médios de V_s gerados da inversão das curvas de dispersão são muito superiores àqueles obtidos pelo método “downhole”.

O perfil de velocidades da onda S obtido para o aluvião de San Fernando Valley mostra um padrão similar ao anterior. A Fig. 4.14 mostra um valor médio de V_s a cada metro de profundidade para oito perfis CXW, três perfis obtidos pelo método perfilagem sônica, um “crosshole” e 21 (vinte um) perfis “downhole”. Há uma boa concordância entre os diversos métodos até 10 m, porém, abaixo de 10 m, o CXW apresenta valores visivelmente maiores, divergindo significativamente dos resultados obtidos pelos outros métodos.

Na Fig. 4.15 Wills (1998) mostra os valores de três ensaios “downhole”, e um “crosshole” comparados com os resultados do CXW para um mesma área, situada no norte do San Fernando Valley. Fica evidente que os valores obtidos pelo CSW são muito superiores aos encontrados pelos outros dois métodos.

Fig. 4.13 - Perfil composto da combinação de 93 perfis medidos com o método de "downhole", comparado com um perfil gerado da combinação de 76 perfis utilizando o método CXW; os ensaios de ambos os métodos foram realizados em aluvião quaternário em Los Angeles County. (Wills, 1998).

Fig. 4.14 - Comparação de perfis de velocidade obtidos por vários métodos empregados em aluvião de San Fernando Valley, em Los Angeles, Califórnia, (Wills, 1998).

Fig. 4.15 - Comparação de três perfis de velocidade da onda S com um perfil usando o método CXW na mesma área (Northern San Fernando Valley) (Wills, 1998).

Conhecedores das vantagens do método SASW ou CSW sobre os métodos “downhole” e “crosshole” devido ao ensaio ser não-destrutivo e de relativo baixo custo, pesquisadores do United States Geological Survey, desenvolveram uma nova maneira de comparar os resultados obtidos por estes métodos sem ser a comparação visual em gráficos da velocidade da onda S (V_s) em função da profundidade.

Para Boore & Brown (1998) o problema de comparar os métodos no modo tradicional (V_s em função da profundidade) é que ele é qualitativo e subjetivo, não enfatizando a relativa diferença no tempo de percurso entre duas estimativas. Segundo os autores, o tempo de percurso da onda é um parâmetro mais importante do que a velocidade. Para a comparação tradicional, valores absolutos de velocidade em grandes profundidades se sobressaem, mas camadas de baixas velocidades próximas à superfície possuem maior efeito no tempo de percurso, porém estes não são notados.

Boore & Brown (1998) compararam os resultados dos métodos “downhole” e CXW em seis diferentes locais na University of Southern Califórnia; estes resultados podem ser vistos na Fig 4.16. Segundo os autores, nos seis locais ensaiados, as V_s obtidas pelo método CXW próximas à

superfície são baixas, e para as camadas mais profundas, as velocidades de ondas S são geralmente maiores do que as obtidas pelo “downhole”, com a diferença aumentando com a profundidade, estando de acordo com os resultados apresentados por Wills(1998), obtidos da comparação da velocidade média das ondas S para solos similares.

Fig. 4.16 - Perfil de velocidade de onda S obtido pelo método CXW (linhas finas) em seis locais na USC (University of Southern California), comparados com perfil de velocidade determinada por “downhole” em furos nas proximidades da área. (Boore & Brown, 1998).

Boore & Brown (1998) concluem que, na verdade, medidas usando ondas de superfície representam uma média espacial das dimensões do arranjo e, portanto, as velocidades obtidas por diferentes métodos não são necessariamente comparáveis se variações laterais significativas estão

presentes. No entanto, no trabalho em questão, a distância entre os ensaios eram pequenas, esperando-se diferenças menores do que as encontradas.

Alguns trabalhos em que a comparação dos dois métodos foi realizada mostrou que o SASW pode ser usado para medir o perfil de velocidade das ondas S (Stokoe II *et al.*, 1994). Entretanto, o SASW envolve um volume de solo amostrado muito maior do que o amostrado nos ensaios "crosshole"; assim, as propriedades determinadas por SASW representam propriedades mais globais sobre a área estudada. Também é importante ressaltar que o método SASW perde resolução com o aumento da profundidade do perfil.

4.6 Considerações finais

Como visto, a construção da curva de dispersão experimental é fortemente afetada pela experiência do operador, uma vez que alguns julgamentos e tomadas de decisão são importantes, tanto na aquisição, quanto no processamento. Esta necessidade de julgamento do operador é fator preponderante para a não automação do método. Durante o desenvolvimento deste trabalho tentou-se implementar algumas rotinas para a análise em tempo real, devido a inúmeros insucessos esta idéia foi abandonada.

Nazarian & Desai (1993) discutem uma técnica para geração das curvas de dispersão de modo automático. A técnica é baseada no procedimento de estimar a fase do espectro de potência cruzado em cada frequência usando uma solução que melhor ajusta.

Utiliza-se o melhor ajuste por mínimos quadrados ponderados para estimar a fase do espectro cruzado de cada frequência que aproxima dos dados originais. A função usada na ponderação é baseada nos valores da função de coerência e o resultado final é uma curva de dispersão suave se comparada com o a curva obtida sem o processo de automação.

5. DESENVOLVIMENTO DE SISTEMA INSTRUMENTAL

5.1 Introdução

A implementação dos ensaios SASW pode ser efetuada utilizando-se um sismógrafo digital convencional. No entanto, nesta tese, optou-se por desenvolver um sistema de aquisição de dados digital com arquitetura aberta. Esta alternativa possibilitaria utilizar taxas de amostragem elevadas e abriria possibilidades para, eventualmente, automatizar os ensaios, uma vez que se poderia unir a aquisição de dados com as rotinas de processamento, o que seria importante para se efetuar o controle de qualidade dos dados ainda no campo. Em adição, possibilitaria a utilização e testes com diferentes tipos de sensores, tanto eletromagnéticos como piezoelétricos, pois ambos casos são muito referidos na literatura.

Gucunski & Woods (1991) propuseram várias configurações instrumentais que podem ser utilizadas para os ensaios SASW (Fig. 5.1). Tais configurações prevêm a utilização de cinco componentes básicos: a) transdutores; b) sistema de aquisição e armazenamento dos dados; c) sistema de processamento de sinais; d) sistema de determinação da curva de dispersão e e) sistema de inversão. Pode-se notar que a montagem do sistema baseado em um microcomputador possibilitaria centralizar todos os componentes de aquisição e processamento em um único sistema central.

5.2 Arquitetura do sistema

A arquitetura utilizada para o desenvolvimento do sistema de ensaios SASW foi baseada em Taioli, 1992 e é apresentada na Fig. 5.2 e consiste em: a) transdutores de vibração; b) pré-amplificadores; c) filtros analógicos; d) conversor analógico/digital (A/D) e e) microcomputador. O controle do sistema é efetuado por um programa de computador que permite a atuação nos ganhos dos canais, na taxa de amostragem, no comprimento do registro, empilhamento seletivo dos canais, além de várias rotinas de visualização.

Fig. 5.1 - Tipos de configurações instrumentais que podem ser utilizadas para os ensaios SASW. (Gucunski & Woods, 1991).

Nas diferentes fases de estudo foram utilizados diferentes tipos de sensores, objetivando cobrir a faixa de frequências esperada para cada caso. Desta forma, nos ensaios laboratoriais foram usados acelerômetros com resposta plana até 10 kHz e acelerômetros com resposta plana até 2 kHz. Nos estudos de campo utilizou-se geofones eletromagnéticos normalmente usados em sísmica exploratória, com frequência de ressonância de 12 Hz e geofones eletromagnéticos usados em estudos sismológicos, com frequência de ressonância de 1 Hz.

Fig. 5.2 – Arquitetura básica do sistema desenvolvido para os ensaios SASW.

Os pré-amplificadores usados, desenvolvidos por Lynx Tecnologia Eletrônica Ltda., permitiam trabalhar em 16 valores variando de 0 a 60 dB. Os filtros corta baixas (do tipo Chebyshev), com rejeição de 12 dB/oitava, podiam ser selecionados livremente a partir da substituição de um conjunto de resistores e capacitores, o mesmo acontecendo com os filtros corta altas que, no entanto, deveriam estar de acordo com a máxima taxa de amostragem de forma a se evitar o fenômeno alias. Portanto, para os ensaios efetuados utilizou-se sempre filtro corta baixas de 1 Hz (objetivando o melhor aproveitamento da resposta dos sensores em baixas frequências) e filtros corta altas da ordem de no mínimo oito vezes a maior frequência de amostragem. Esta relação foi respeitada em todos ensaios de campo.

O conversor A/D selecionado para uso nesta pesquisa foi o modelo AD2120, fabricado por Lynx Tecnologia Eletrônica Ltda. e possui as seguintes características: a) taxa de conversão de até 100 kHz; b) entrada analógica para até 16 canais multiplexados; c) possibilidade de sincronismo externo; d) possibilidade de ser controlado por programas escritos em linguagem de alto nível; e) precisão de $\pm 1/2$ bit menos significativo; f) impedância de entrada do sinal analógico de 100 k Ω ; g) resolução de 16 bits. Evidentemente, além das características citadas, a possibilidade de conectá-lo a um microcomputador e, a partir daí, controlá-lo, foi pré-requisito.

O programa de controle foi desenvolvido em linguagem Pascal utilizando-se o compilador Turbo Pascal versão 5.5 da Borland International, para ambiente DOS, tomando como ponto de partida o programa desenvolvido por Taioli (1992), que procura simular a operação normal dos sismógrafos digitais convencionais. No entanto, como o conversor A/D utilizado naquele sistema baseava-se em comunicação via o acesso direto à memória (DMA – “direct memory access”), e este novo baseia-se na comunicação via porta paralela do microcomputador, todas as rotinas de entrada dos dados precisaram ser adaptadas e/ou criadas. Em contrapartida, as rotinas de apresentação, gravação e recuperação foram mantidas as mesmas do programa inicial.

5.3 – Testes de Laboratório

Resolvidos os problemas básicos de comunicação do “software”, iniciaram-se os testes de aquisição. Foi verificada uma limitação na frequência de aquisição. Embora o AD2120 esteja especificado para trabalhar na faixa de frequências de 0,1 Hz a 100 kHz, durante os testes não foi possível adquirir sinais com frequências acima de 30 kHz. Este fato pode ser verificado na Fig. 5.3, onde um sinal constante (DC) de 5,6 V foi aplicado, e transcorridos cerca de 19 ms, sinais espúrios, foram registrados.

Fig. 5.3 - Sinal DC (5,6 V), registrado usando o “software” de controle de “hardware” usando a interface da porta paralela no modo padrão. Sinais espúrios para uma frequência de amostragem de 30 kHz.

Para frequência de amostragem acima de 30 kHz, a comunicação do AD2120 e do micro utilizando-se da porta paralela no modo padrão causa um congestionamento no fluxo de dados, ou seja, a quantidade de dados chegando é maior do que aquela que o AD2120 consegue transmitir ao micro, não havendo tempo para a limpeza da memória FIFO ("first in first out" - primeiro que entra primeiro que sai) do AD2120 num intervalo suficiente para que seja enviado o verdadeiro sinal. Isso faz com que o AD2120 envie ruídos (no caso são esses picos que se apresentam na Fig. 5.3).

Usando o Modo EPP da porta paralela, esta troca de informação é mais veloz e eficiente, conseqüentemente, a memória FIFO do AD2120 é limpa com maior rapidez, permitindo o sincronismo mesmo em frequências mais elevadas.

A memória FIFO é um dispositivo responsável pelo armazenamento dos dados de entrada de acordo com a programação da memória de seqüência de leitura dos canais existente no "software". Ela é fundamental em aplicações que necessitam de alta velocidade de aquisição de dados, pois permite a aquisição de vários canais de maneira simultânea com um único disparo de aquisição (modo "burst").

Uma nova versão do "software" de controle de "hardware" foi confeccionada, desta vez usando a porta paralela no Modo EPP. Com isso, a frequência de amostragem que estava limitada a menos de 30 kHz, passou a 80 kHz. Na Fig. 5.4, o mesmo sinal DC foi adquirido pelo novo e pelo antigo "software", com uma frequência de amostragem de 80 kHz. Enquanto o "software" usando a porta paralela no modo EPP registra os dados de maneira correta, o antigo, usando a porta paralela no modo padrão, apresenta problemas a partir de 4 ms.

Fig. 5.4 - Mesmo sinal de entrada e mesma frequência de amostragem (80 kHz). Sinal registrado usando a nova versão do “software” de controle de “hardware” e a versão anterior, respectivamente.

Para dois canais, usando uma frequência de amostragem de 40 kHz por canal, ainda assim os registros continuam uniformes dentro da margem de incerteza de 0,005 V (Fig. 5.5). Com o novo “software”, reduziu-se a limitação no equipamento de aquisição no que se refere à frequência de amostragem necessária para o trabalho com frequências altas. Com este programa aumentou-se a capacidade de registrar com um número apreciável de amostras, mesmo os sinais que possuem alguns milissegundos de duração. Diminuindo, assim, a possibilidade de ocorrência de “alias” no sinal. A limitação, como veremos adiante, estará na faixa de resposta plana dos acelerômetros e nos filtros utilizados durante a aquisição.

Fig. 5.5 - Mesmo sinal DC registrado por dois canais, com frequência de amostragem de 30 kHz, usando a nova versão do “software” de controle de “hardware”.

Um dos testes realizados foi determinar o tempo de resposta que o AD2120 leva para ler e executar os comandos do “software”, e iniciar a aquisição propriamente dita. Para isso montou-se uma configuração experimental, de tal maneira que o sinal gerado fosse registrado tanto pelo AD2120 quanto por um osciloscópio HP5462 (150 MHz). Neste teste foram utilizados dois acelerômetros, o primeiro registrando o momento exato de “trigger”, e o segundo registrando a primeira chegada da onda. O osciloscópio permitiu determinar com precisão o intervalo de tempo transcorrido entre o “trigger” e a primeira chegada da onda (Fig. 5.6), que foi da ordem de 240 μ s.

Fig. 5.6 - Gráfico ilustrando o intervalo de tempo entre o instante do "trigger" (canal 1) e a primeira chegada da onda (canal 2), no osciloscópio.

Ficou constatado, que havia uma pequena defasagem no tempo entre a primeira chegada medida pelo osciloscópio e o registrado pelo AD2120. Comparando o tempo da primeira chegada da onda no osciloscópio com aquele obtido pelo AD2120 (Fig. 5.7), pode-se medir qual o tempo de resposta do sistema AD2120-microcomputador. Após centenas de medidas, o tempo de resposta médio foi de 50 microsegundos, ou seja, um tempo equivalente a duas amostras quando a frequência de aquisição é de 40 kHz. Foi, então, implementada uma correção no "software" para corrigir esse atraso, sempre levando em conta a frequência de aquisição selecionada para o ensaio.

Foram efetuados inúmeros testes em laboratório objetivando testar a resposta em frequência, em amplitude, para um e vários canais e utilizando-se diferentes tipos de sensores. Em todos os testes os resultados eram comparados com os obtidos no osciloscópio, o que evidenciou que o sistema se adequava perfeitamente aos objetivos propostos. Passou-se, então, aos testes em campo.

Fig.5.7 - Momento exato da chegada do primeiro pulso da onda registrado pelo sistema desenvolvido. Verifica-se que há uma defasagem quando comparado com o registro do osciloscópio (Fig. 5.6).

5.4 Testes de Campo

Um importante teste efetuado no campo, foi verificar os efeitos do sistema instrumental (geofones, cabos, amplificadores, filtros, e sistema de registro) na determinação da fase do sinal. Para isso 4 geofones idênticos (12 Hz de frequência natural) foram cravados um ao lado do outro. Esses ensaios de aferição foram realizados para geofones distantes 2, 4, 8, 16, 32 e 64 metros da fonte. A fonte usada para este teste foi martelo ($\pm$) 1,5 kg para distâncias até 4 metros, e marreta de 7 kg para distâncias maiores que 4 metros.

Por ser uma distância intermediária, tomou-se como exemplo para esta análise os geofones posicionados a 16 metros da fonte.

Um conjunto de dados consistindo de 5 repetições obtidos da mesma maneira foi analisado. A Fig. 5.8 mostra um par desses sinais que foi utilizado na análise. Todos os registros são independentes um do outro, ou seja, são originados a partir de geração de um novo impacto. No domínio do tempo, uma simples análise visual mostra a semelhança existente entre eles, tanto na amplitude quanto na forma.

Os auto-espectros médios dos dois sinais (Fig. 5.9) são praticamente coincidentes, e pode-se notar que, para esta distância fonte-sensor, a maior parte da energia se concentra entre 10 e 75 Hz.

A função de coerência dos mesmos sinais pode ser vista na Fig. 5.10a. Verifica-se que para quase todo o intervalo de frequência mostrado na figura a função de coerência possui valor bem próximo de um, o que significaria total correlação. Em 65 Hz existe uma queda acentuada na coerência, isto poderia ser um efeito instrumental caso aparecesse esta mesma queda no valor da coerência na análise feita para as demais distâncias. Acontece que as quedas no valor da coerência variaram em função da frequência de uma distância para outra, como pode ser visto na Fig 5.11a para geofones posicionados a 32 m da fonte.

Este mesmo teste aplicado em lugares diferentes também apresentou quedas em frequências diferentes do que as presentes na Figs. 5.10a para 16 m e 5.11a para 32 m.

As Figs. 5.10b e 5.11b mostram a fase representada de -180° a $+180^{\circ}$, e as Figs. 5.10c e Fig. 5.11c a fase após o processo de desdobramento. Nota-se que a fase, com exceção no intervalo de frequência onde a coerência é baixa, apresenta valores muito próximos de zero. Nas frequências onde existe uma redução no valor da coerência o comportamento da fase é alterado.

Estes testes permitiram concluir que os equipamentos envolvidos na aquisição dos dados, mesmo canais distintos, possuem mesma resposta em fase e amplitude.

Fig. 5.8 – Resposta de dois geofones utilizando-se parâmetros de aquisição idênticos e distância fonte-receptor foi de 16 metros.

Fig. 5.9 – Auto-espectro dos sinais (canal1 – azul) (canal2 – verde). Os auto-espectros de ambos conjuntos de sinais praticamente se sobrepõem, indicando que os instrumentos de medição estão respondendo igualmente também no domínio da frequência. O espectro cruzado é apresentado em preto.

Fig 5.10 – (a) Função de coerência para geofones posicionados a 16 m da fonte; (b) Representação padrão da fase (entre -180° e $+180^\circ$), mostrando pequenas alterações exatamente nas freqüências onde há quedas na função de coerência; (c) Representação da fase após o processo de desdobramento, pode-se verificar que não existe diferença de fase devido a efeito instrumental.

Fig 5.11– (a) Função de coerência para geofones posicionados a 32 m da fonte; (b) Representação da padrão da fase (entre -180° e $+180^\circ$), mostrando pequenas alterações exatamente nas freqüências onde há quedas na função de coerência; (c) Representação da fase após o processo de desdobramento, pode-se verificar que não existe diferença de fase devido a efeito instrumental.

Permitiu-se também perceber que o uso de uma fonte impactante como marreta pode causar um sério problema, uma vez que a distribuição da energia causada pelo impacto, não possui uma resposta uniforme em frequência para todas as áreas, e a distribuição de energia varia de um lugar para outro.

Os geofones usados para esta análise possuem resposta ressonante em 10 Hz, o que explica em parte os baixos valores da coerência para as frequências abaixo de 10 Hz, já que eles não mais respondem da mesma maneira abaixo de 10 Hz.

É importante ressaltar novamente que, a função de coerência acaba servindo de filtro no processo de obtenção da curva de dispersão. As frequências cujos valores da função de coerência são menores do que 0,9 são descartadas do cálculo da velocidade de fase (Nazarian e Stokoe, 1986).

Em adição, estes testes iniciais indicaram a necessidade de se utilizar uma fonte mais potente, uma vez que a razão sinal ruído diminui muito para os geofones posicionados a 64 metros da fonte, indicando que o uso de marreta para esta distância é um ponto crítico, possivelmente precisando de um gerador de energia mais potente, como queda de peso, por exemplo.

Dois testes foram realizados usando simultaneamente dois equipamentos de aquisição, o primeiro foi o sistema desenvolvido neste trabalho, e o outro foi um equipamento OYO, gentilmente cedido pelo IAG. O intuito deste teste foi verificar se num mesmo local, semelhantes curvas de dispersão são geradas.

No primeiro ensaio realizado em frente ao prédio do Instituto Astronômico e Geofísico – USP, Fig. 5.12, os resultados concordaram satisfatoriamente.

O segundo ensaio realizado atrás do prédio do Instituto de Geociências – USP foi prejudicado pelo alto nível de ruído ambiental, causado principalmente, por compressores instalados próximo à área dos ensaios. Desta forma, não foi possível gerar qualquer curva de dispersão para os registros obtidos por ambos equipamentos, tornando impossível fazer esta comparação neste local.

Efetuu-se dezenas de levantamentos de campo procurando-se estudar os efeitos causados pela variação nos parâmetros de aquisição, como taxa de amostragem, ganho, diferentes arranjos entre geofones, variação na distância

entre geofones, uso de geofones com diferentes tipos de resposta, diferentes fontes sísmicas.

Fig. 5.12 – Ensaio realizado em frente ao prédio do Instituto Astronômico e Geofísico – USP registrando os dados pelo sistema desenvolvido e pelo sismógrafo OYO.

5.5 Considerações finais

Foi desenvolvido um sistema de aquisição de dados digital cujos testes, tanto em laboratório, como em campo, evidenciaram sua confiabilidade. Inúmeros testes de campo, com variações nos parâmetros de aquisição, tipos de sensores e de fontes foram efetuados e permitiram verificar a aplicabilidade, facilidade de operação e robustez do sistema. Tais testes mostraram, ainda, a necessidade de se utilizar uma fonte sísmica de maior energia, uma vez que a relação sinal ruído decrescia sensivelmente para as distâncias fonte-geofone maiores, exigidas pela metodologia utilizada. Para sanar tal problema foi construída uma fonte, denominada por “queda de peso” que consiste em um tripé com cerca de 3 metros de altura, sistema de roldana e peso de 60 kg.

6 ENSAIOS DE CAMPO

6.1 Introdução

Na escolha dos locais para os ensaios de campo levou-se em consideração a facilidade de acesso e logística, bem como o conhecimento geológico prévio da área, por isso o Campus da Cidade Universitária “Armando Salles de Oliveira” da USP foi o local escolhido para o início dos testes. Posteriormente, procuraram-se áreas bem conhecidas geologicamente onde, de preferência, outros ensaios geotécnicos (principalmente “crosshole”) haviam sido realizados. Procurou-se também minimizar o efeito da topografia, efetuando os ensaios em terrenos praticamente planos.

Em todos os casos os ensaios foram repetidos várias vezes, usando os mesmos parâmetros de aquisição, a fim de verificar a reprodutibilidade das informações.

6.2 Configuração utilizada

6.2.1 Arranjo

A finalidade destes testes foi verificar se os dois arranjos citados no capítulo 4 (geometria do ponto médio (Fig. 4.1) e fonte comum (Fig.4.2)) geravam resultados distintos. Durante estes testes usou-se marreta de 1,5 kg e 7,0 kg como fonte geradora de energia. Três locais distintos dentro do Campus da USP foram ensaiados repetindo os mesmos procedimentos (número de marretadas) e configurações de aquisição (como ganho, frequência de amostragem).

Como citado por Gucunski (1991) pode-se considerar que não há diferenças nos resultados obtidos de um arranjo para outro, a não ser que ocorram heterogeneidades laterais ou camadas inclinadas. Optou-se assim por trabalhar com o arranjo geometria da fonte comum, por ser mais prático de usar, uma vez que não precisa haver deslocamento da fonte para a realização do ensaio.

6.2.2 Sensores (Geofones)

Nos ensaios propriamente ditos foram usados dois tipos de geofones: a) geofones convencionais, com frequência de ressonância de 12 Hz da marca

GeoSpace Incorporation, normalmente utilizados em sísmica exploratória, e b) geofones com frequência natural de 1 Hz Modelo L4-C da Mark Products, muito utilizados em sismologia para registrar sismos regionais devido sua baixa frequência natural. A intenção de usar estes geofones foi registrar ondas de menores frequências (maiores comprimentos de onda), e como consequência, atingir profundidades maiores na investigação.

A vantagem de usar geofones é que eles não necessitam de alimentação externa como é o caso dos acelerômetros, uma vez que o próprio movimento de massa induz uma voltagem na bobina elétrica existente dentro do corpo que o reveste.

6.2.3 Fonte

Nos primeiros testes usou-se marreta (1,5 kg e 7,0 kg) como fonte geradora de energia. Durante os testes verificou que a energia gerada por marreta era suficiente para gerar a curva de dispersão dos pares de geofones posicionados a até 16 e 32 metros da fonte, respectivamente. Porém, para o par de geofones situados a 32 e 64 metros da fonte, a relação sinal-ruído diminui, tornando a coerência entre os sinais cada vez menores.

Para os ensaios propriamente ditos, além do uso de marreta, produziu-se uma fonte, apresentada na Fig. 6.1, que consiste num tripé com um jogo de roldanas onde um peso cilíndrico de 60 kg é levantado a uma altura de até 3 metros e cai em queda livre. Esta fonte foi produzida objetivando gerar ondas com maior energia, e obter melhor resposta em baixa frequência, consequentemente atingindo-se maiores comprimento de onda e maior profundidade de investigação.

6.2.4 Ganho de amplificação

Realizaram-se vários testes numa mesma área a fim de verificar a influência do ganho de amplificação na análise espectral. Chegou-se à conclusão que, à medida que se aumenta o ganho, aumenta a amplitude, mas, em contrapartida, aumenta também o nível de ruído externo ("ruído ambiental") e ruído interno causado pelos componentes eletrônicos do equipamento.

Não foi possível definir de antemão uma configuração de ganho devido às peculiaridades locais, mas pôde-se concluir pela conveniência de não

amplificar demasiadamente o sinal de entrada, sendo preferível repetir-se o ensaio várias vezes.

Fig 6.1 – Sistema de “queda de peso” desenvolvido com o objetivo de gerar maior energia principalmente em baixas frequências.

6.2.5 Filtros anti-alias

As frequências envolvidas nos ensaios sempre foram inferiores a 100 Hz. Portanto, utilizou-se frequência de amostragem de 2 kHz e filtro anti-alias de 8 kHz, 12 dB/oitava que, apesar de pouco abrupto, se mostrou suficiente, principalmente aliado à própria atenuação do sinal no solo.

6.3 Áreas Estudadas

6.3.1 Cidade Universitária de São Paulo (Campus USP)

A cidade universitária "Armando Salles de Oliveira" da USP localiza-se na região sudoeste da cidade de São Paulo, na borda da Bacia Sedimentar de São Paulo. Apesar de diversos locais da cidade universitária terem sido ensaiados, será detalhada a área em que os testes foram selecionados para discussão no capítulo 7 desta tese. Da Silva (2001) elaborou a descrição geológico-geotécnica detalhada da região em que os ensaios se desenvolveram, que é transcrita a seguir.

A área teste localiza-se na parte posterior ao prédio do Instituto de Geociências da USP, próximo ao local onde foram efetuadas três perfurações a percussão, com resultados de ensaios SPT, e paralela à Av. Prof. Luciano Gualberto, conforme apresentado na Fig. 6.2. Deve-se notar, no entanto, que os furos executados perfuraram cerca de 8,5 metros de aterro, enquanto o local dos ensaios SASW foi fora da área aterrada, no extremo NNW da seção apresentada na Fig. 6.3 e, portanto, podendo-se considerar aproximadamente na cota 721. As unidades apresentadas na Fig. 6.3 foram descritas por da Silva (2001) como:

- a) Solo superficial/aterro, com espessuras variando entre 9 e 10 metros a menos de 1 metro. Granulometria argilo-siltosa a siltosa, cores variadas e valores de resistência à penetração SPT $4 < N < 10$;
- b) Formação aluvial quaternária: 2 a 3 metros de argila orgânica cinza escura, com valores de resistência à penetração SPT $1/55 < N < 2/35$, sotopostos a 3 metros de areia fina pouco argilosa cinza e valores de SPT $2 < N < 13$;
- c) Formação Resende: Sedimentos predominantemente arenosos (areia fina a grossa), amarelo e cinza, com a maioria dos valores de resistência SPT entre 20 e 40. Intercalação de níveis com fragmentos de rocha ou quartzo. Ocorrência de nível superior com espessura de 2 metros de argila cinza esverdeada a cinza claro ($12 < \text{SPT} < 15$). Intercalações de camadas argilo-siltosas métricas, cor cinza ($10 < \text{SPT} < 15$);

4	Solo superficial/aterro	solos siltosos a argilo-siltosos. Cores marrom avermelhado/amarelado
3	Aluvião Quaternário	(3a) Argila orgânica cinza escura (3b) Areia fina cinza
2	Formação Resende	- sedimentos francamente arenosos (areia fina a grossa), cor predominantemente cinza claro, com fragmentos de rocha ou quartzo. Intercalações de camadas métricas de argila
1	Embasamento Pré-Cambriano	Gnaiss milonítico (1a) Solo de alteração/saprolito de gnaiss (1b) Gnaiss são a pouco alterado, diversos graus de fraturamento

Fig. 6.3 - Seção geológica da área de ensaios no campus da USP. (da Silva, 2001).

6.3.2 Campo Experimental de Fundações (Campus da UNICAMP)

A UNICAMP localiza-se no município de Campinas (cerca de 90 km da capital do estado) onde ocorrem solos de alteração de rochas intrusivas básicas da Formação Serra Geral, predominantemente diabásio (Giacheti, 1991). O campo experimental de fundações da UNICAMP está localizado numa área de aproximadamente 1000 m², próximo aos laboratórios da Faculdade de Engenharia Agrícola da UNICAMP.

Em afloramentos próximos é possível verificar que os diabásios estão bastante fraturados, formando blocos pequenos, e as fraturas normalmente estão abertas ou preenchidas com materiais argilosos.

Neste campo experimental já foram realizados ensaios de campo (SPT-T, CPT, DMT, "Chosshole" e Cone Sísmico) e diversos ensaios laboratoriais cujos resultados encontram-se em Carvalho *et al.* (1997).

Giacheti (1991) descreveu que, especificamente no campo experimental, o perfil de solo é composto por argila silto-arenosa marrom avermelhada da superfície até 6 metros de profundidade. Segue-se uma concreção (não descrita) com cerca de 40 cm de espessura. Abaixo, até cerca de 12 m de profundidade, ocorre silte argilo-arenoso variegado seguido de solo residual de diabásio.

6.3.3 Campo Experimental de Fundações em Bauru (Campus da UNESP)

Geologicamente, a região de Bauru se encontra localizada no Planalto Ocidental paulista. A área é coberta predominantemente, segundo Cavaguti (1981) *appud*. Ferreira *et al.*, (1997) por sedimentos do Grupo Bauru (Formação Marília e Formação Adamantina) existindo uma relação genética entre o solo e a litologia presente.

O Grupo Bauru é de idade cretácea superior. Em alguns locais ocorrem sedimentos cenozóicos e aluviões quaternários. Este Grupo pode ser subdividido da base para o topo nas Formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina, e Marília.

A Formação Marília, de idade cretácea superior, é constituída por arenitos, conglomerados e lamitos, intercalados entre si. Os conglomerados apresentam seixos de composição variada, geralmente quartzo calcadônio, quartzito e arenito e algumas vezes de calcáreo e argilito. Esta Formação aflora por toda a região ocupando topograficamente as costas mais altas (em média, cotas superiores a 540 m). Apresenta-se bastante lixiviado, originando solo avermelhado de grande espessura, A espessura máxima encontrada na região é da ordem de 80 a 90 m.

A cobertura cenozóica, quando presente, é formada por sedimentos não consolidados de difícil distinção dos solos residuais. É constituída por areias de granulometria diversificada, pouco coerentes e mal selecionadas, com

porcentagens de silte e argila variadas, refletindo de maneira geral a litologia das rochas locais.

Neste campo de provas diversas pesquisas estão sendo desenvolvidas, principalmente sobre o comportamento de fundações superficiais e profundas, onde há grande preocupação com a influência da colapsibilidade na capacidade de cargas dessas fundações. Giacheti (1991) estudou o comportamento dinâmico dos solos que ocorrem neste local, a partir de resultados de ensaios sísmicos “crosshole” e coluna ressonante. As peculiaridades do comportamento observado foram atribuídas às características genéticas e condição não saturada do solo.

6.4 Considerações finais

Foram executados diversos testes de campo que objetivaram inicialmente verificar a aplicabilidade do sistema instrumental desenvolvido, as respostas das diferentes configurações de campo do sistema fonte-sensores e de aspectos influentes no posterior processamento e análise dos dados.

Os testes de campo (tanto do sistema instrumental e de ensaio como metodológico) abrangeram inúmeras áreas com diferentes condições geológico-geotécnicas, cada qual com suas peculiaridades. A apresentação e descrição de todas áreas tornaria esta tese demasiadamente extensa e, em certos aspectos, repetitiva. Desta forma optou-se por apresentar somente os locais dos ensaios selecionados para comporem a discussão metodológica que seguirá no capítulo 7.

7. RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

7.1 Introdução

A fim de avaliar a metodologia selecionou-se três estudos de casos, que ilustram os principais aspectos da aplicação do método. Uma vez que o objetivo do trabalho era implementar, testar e avaliar a metodologia, estes três casos selecionados abrangem vários dos aspectos da aplicação prática do método. Evita-se, desta forma, se perder num volume muito grande de informação e tratar efeitos específicos de uma dada localidade. Nestes três locais selecionados as respostas obtidas podem ser classificadas como boa, média, e ruim, respectivamente, e esta foi a razão de terem sido selecionados.

Adotou-se nestas áreas os mesmos procedimentos de campo, os mesmos equipamentos e as mesmas rotinas de processamento. Resume-se, a seguir, os aspectos chaves da metodologia para esses três locais, abordando-se tanto os pontos positivos quanto os negativos encontrados.

7.2 Caso a - Campus USP – São Paulo

Dentro do Campus da Cidade Universitária Armando Salles de Oliveira (USP – São Paulo), diversos ensaios, em diferentes locais, foram realizados. Os melhores resultados foram obtidos atrás do prédio do Instituto de Geociências, onde se encontram dois furos, com dados de SPT.

Para a primeira consideração foram escolhidos sinais dos geofones posicionados a 4 e 8 m da fonte. Para estas distâncias, há um maior número de repetições, devido ao fato destas distâncias entrarem nas duas etapas da aquisição, possibilitando uma análise melhor da reprodutibilidade dos registros. Além disso, são distâncias nas quais os sinais chegam com energia aceitável mesmo para uma fonte como marreta.

Todas operações efetuadas para tal par de geofones são válidas para os demais pares, desta forma, simplifica a abordagem e a compreensão dos pontos chaves do processo de análise espectral a fim de se obter a curva de dispersão.

A Fig. 7.1 apresenta as séries temporais dos sinais dos geofones distantes 4 e 8 metros da fonte, respectivamente. A Fig. 7.2 mostra quatro pares de registros de séries temporais dos geofones a 4 e 8 metros da fonte, respectivamente.

O processamento que se segue é a aplicação do FFT para cada par destes oito conjuntos de registros e o cálculo da média aritmética dos espectros cruzados, cujo resultado é apresentado na Fig. 7.3. Deve-se lembrar, no entanto, que para este cálculo são utilizados oito conjuntos de sinais para o mesmo arranjo de geofones.

Como descrito anteriormente, o auto-espectro do sinal fornece uma importante informação da distribuição da energia em função da frequência. A Fig. 7.3 mostra, também, os auto-espectros médios destes conjuntos de sinais (em azul o auto-espectro do geofone a 4 m e em verde do sinal a 8 m). Verifica-se que no intervalo de frequência entre 10 e 65 Hz está concentrada grande parte da energia para ambos os sinais. É aconselhável verificar o auto-espectro ainda no campo, pois ele pode auxiliar na decisão de alterar algum procedimento durante a aquisição, e mesmo, após alguma vivência com o procedimento, se antecipar se os ensaios gerarão uma boa curva de dispersão. Esta análise pode ser realizada rapidamente após cada aquisição.

Outro importante fator a ser analisado é a função de coerência. Por definição (eq. 4.8), calculando a função de coerência para um par de sinais o valor obtido será um para todo intervalo de frequência. Para a função de coerência fazer sentido é necessário ter um conjunto de dados, calcular os auto-espectros e espectros cruzados para cada par desse conjunto de dados, calcular uma média desses valores e somente a partir daí calcular a função de coerência, usando a (eq. 4.8).

Na Fig. 7.4a tem-se a função de coerência média dos oito pares de sinais. Nota-se que a função de coerência é próxima a 1 (coerência máxima) no mesmo intervalo de frequência em que os auto-espectros possuem maior energia, no caso, frequência entre 10 e 65 Hz.

Uma queda na função de coerência começa em torno de 70 Hz e atinge o mínimo próximo a 80 Hz, exatamente na mesma frequência em que os auto-espectros apresentam um dos seus valores mais baixos. Pode-se concluir deste exemplo que a função de coerência está intimamente relacionada ao

espectro, conforme era esperado pela eq.(4.8) e é um indicativo direto da razão sinal-ruído para o conjunto de registros.

Fig. 7.1 – Séries temporais obtidas com geofones a 4 e 8 m da fonte. Foram acrescentadas 512 amostras com valor zero nos extremos dos sinais de campo.

Fig. 7.2 – Conjunto de séries temporais que será utilizado para análise da função de coerência.

Fig. 7.3 - Auto-espectros dos sinais dos geofones a 4 e 8 metros da fonte e respectivo espectro cruzado.

Fig. 7.4 – Análise do conjunto de sinais com geofones a 4 e 8 m da fonte. a) função de coerência; b) espectro de fase original (azul) e corrigido para frequências de 0 a 20 Hz (vermelho); c) espectro de fase corrigido e desdobrado.

A Fig. 7.4b mostra a diferença de fase entre o mesmo conjunto de dados. No intervalo de frequência em que há uma queda acentuada na coerência dos sinais, ocorre, também, uma mudança brusca na fase. Este efeito é causado pela diminuição da razão sinal-ruído ou, em outras palavras, é como se o sinal perdesse sua identidade de fase, assumindo, neste intervalo, a fase do ruído.

Na Fig. 7.4c tem-se a representação da fase após o processo de desdobramento. Observa-se, neste gráfico, que o salto que houve na fase devido à queda de energia do sinal torna-se, aparentemente, insignificante, não alterando a tendência linear da fase desdobrada. Adiante será mostrado o efeito que esse pequeno salto na fase pode provocar na curva de dispersão.

Um dos principais problemas do método consiste na geração de energia em baixas frequências. Conforme pode ser visto na Fig. 7.3, a energia nos primeiros 10 Hz é aproximadamente 30 dB (97%) abaixo daquela no intervalo em que há boa coerência. Este fato é um limitante na profundidade de investigação, uma vez que quanto menor a frequência maior profundidade está sendo amostrada. Outro problema em baixas frequências pode ser observado na Fig. 7.4b onde se nota que, para baixas frequências, o gráfico apresenta alguns picos representados na cor azul. Este trecho em azul representa a fase original do espectro cruzado e, novamente, devido à baixa quantidade de energia, valores espúrios ocorrem na fase. É importante notar que, durante o procedimento de desdobramento da fase, podem ocorrer saltos no início (baixas frequências) da fase devido a tais picos, que se estenderão por todo espectro de fase, ocasionando uma propagação do erro na determinação da curva de dispersão.

O procedimento para resolver este problema é efetuar o desdobramento da fase a partir da região em que há uma boa coerência entre os sinais, ou seja, desprezando os valores da fase nos valores de baixa coerência. Cabe ao intérprete julgar se há a necessidade ou não de atribuir um determinado valor, em graus, a este intervalo indesejado. Ele terá que estimar um número de ciclos completos (graus) que ocorrem na fase para as menores frequências antes da região do registro com boa coerência. Esta passagem é um dos pontos mais importantes em todo o procedimento de geração da curva de

dispersão, dependendo muito do julgamento do intérprete (Foti, 2001; Luke 2002), mas é omitida na quase totalidade dos artigos a respeito do método.

A Fig. 7.4c é um exemplo onde é fácil sanar os problemas advindos da falta energia nas menores frequências. Percebe-se claramente que nenhum ciclo completo na fase existe na região de baixa coerência e a fase pode ser suavizada conforme a linha vermelha sobreposta à linha azul.

A Fig. 7.5 mostra uma outra correção na fase no intervalo de frequência entre 20 e 57 Hz. Procurou-se corrigir, no intervalo marcado por um retângulo na Fig. 7.5a, os efeitos causados na fase pelos pequenos ressaltos existentes na função de coerência. A Fig. 7.5b apresenta em azul a fase original e em vermelho a fase corrigida.

A Fig. 7.6 mostra a correção para as frequências mais altas, marcadas pelo retângulo na Fig. 7.6a. A Fig. 7.6b mostra em vermelho a fase corrigida para toda a janela de frequência e em azul a fase original obtida do espectro cruzado.

Embora as diferenças não pareçam acentuadas, na Fig. 7.7 pode-se observar as curvas de dispersão geradas a partir das Figs. 7.4c, 7.5c e 7.6c. A curva de dispersão gerada a partir da Fig. 7.4c (em vermelho) tem um comportamento bastante oscilante em todo intervalo de frequência. Este comportamento é resultante das pequenas oscilações existentes na fase, conforme observado na Fig. 7.4b. Embora a função de coerência apresente valor maior do que 0,9 como recomendado por Nazarian & Stokoe II (1986), neste exemplo fica claro que o problema no procedimento de desdobramento ainda pode persistir. Na cor verde está a curva de dispersão gerada após a correção da fase no intervalo de 20 a 57 Hz; verifica-se que o comportamento oscilatório da curva deixou de existir neste intervalo, restando apenas uma oscilação em torno de 80 Hz, provocado pela baixa razão sinal-ruído nessa faixa. A curva de dispersão em azul foi gerada após corrigir as fases em todo intervalo de frequência, e encontra-se encoberta pela curva verde no seu início. Esta é a curva de dispersão final para os geofones posicionados a 4 e 8 m da fonte.

Fig. 7.5 - Análise do conjunto de sinais com geofones a 4 e 8 m da fonte. a) função de coerência; b) espectro de fase original (em azul) e corrigido para frequências de 0 a 57 Hz (vermelho); c) espectro de fase corrigido e desdobrado.

Fig. 7.6 - Análise do conjunto de sinais com geofones a 4 e 8 m da fonte. a) função de coerência; b) espectro de fase original (em azul) e corrigido para

freqüências de 0 a 96 Hz (vermelho); c) espectro de fase corrigido e desdobrado.

Fig. 7.7 – Curvas de dispersão dos sinais dos geofones a 4 e 8 m da fonte. Sem correção em vermelho, corrigida até 57 Hz em verde e totalmente corrigida em azul.

Pode-se dizer que os problemas encontrados na geração desta curva de dispersão foram tranquilos de serem resolvidos, principalmente porque a função de coerência apresentou um bom comportamento num amplo intervalo de freqüências. Como será visto, nos outros casos aqui selecionados, a função de coerência não teve esse comportamento.

A Fig. 7.8 apresenta os passos adotados no processamento para o conjunto de sinais obtidos com geofones a 16 e 32 m da fonte.

A Fig. 7.9 mostra as curvas de dispersão finais para três diferentes espaçamentos de geofones; a curva em azul representa o par de geofones a 4 e 8 m, em vermelho geofones a 8 e 16 m da fonte, e em verde 16 e 32 m, todas obtidas segundo o procedimento descrito acima. Como pode ser observado há uma concordância acentuada entre as diferentes curvas, facilitando o procedimento de geração da curva de dispersão média.

Para se obter o modelo usou-se o programade inversão “Surf” (Herrman, 1987), neste programa não há a necessidade de entrar com uma grande

quantidade de pontos conforme a Fig. 7.9, poucos pontos (cerca de 40 no máximo) são suficientes para obter uma boa resposta.

Fig. 7.8 - Análise do conjunto de sinais com geofones a 16 e 32 m da fonte. a) função de coerência, espectro de fase corrigida e desdobrada; b) auto-espectros e espectro cruzado; c) e d) curvas de dispersão expressas em comprimento de onda e frequência, respectivamente.

Fig. 7.9 – Curvas de dispersão corrigidas dos sinais dos geofones a 4 e 8 m (em azul), a 8 e 16 m (em vermelho) e a 16 e 32 m (em verde).

A curva de dispersão final a ser invertida pode ser vista no detalhe da Fig. 7.9. Para este caso, devido à boa concordância das curvas de dispersão dos diferentes espaçamentos, optou-se por utilizar somente os valores de velocidades concordantes com a curva mais suave para compor a curva de dispersão final, ao invés da média aritmética dos valores obtidos.

Fez-se a inversão conforme os procedimentos citados no capítulo 4.4. Diferentes modelos iniciais foram criados, fazendo variar o número de camadas, a espessura e também a velocidade das ondas S.

A maior parte das inversões foram realizadas mantendo a espessura fixa e variando a velocidade da onda S das camadas. O número de interações do programa foi considerado satisfatório quando o desvio padrão do ajuste entre as curvas de dispersão experimentais e calculadas alterava-se após a 3^a casa decimal, ou seja, quando os incrementos de velocidades somados na matriz derivadas parciais eram tão pequenos que a alteração provocada na curva de dispersão teórica era praticamente nula.

Partindo de modelos iniciais distintos, após algumas dezenas de interações, as curvas experimental e observada atingiam o nível de convergência citado acima e os modelos obtidos apresentavam uma mesma

tendência. A Fig. 7.10 apresenta cinco exemplos de perfis de velocidade de ondas S obtidos partindo de modelos iniciais distintos. Na cor amarela está um perfil de velocidade onde o processo de inversão não fixou a espessura das camadas.

Segundo o estudo de Kocaoglu & Long (1993), a profundidade máxima que se pode ter boa resolução no processo de inversão depende da penetração das ondas Rayleigh no meio; eles estimaram em 60% do comprimento da onda ainda se obtém uma resolução satisfatória. Para esta área o maior comprimento de onda é de 28 m (Fig. 7.8c), o que equivale a ter uma satisfatória resolução até 17 m de profundidade.

Fig. 7.10- Perfis de velocidades das ondas S obtidos pelos ensaios SASW no campus da USP – São Paulo.

Caso b - Campus da UNICAMP

A análise dos registros do campo de prova da UNICAMP foi mais complexa do que na USP. O principal fator foi a baixa razão sinal-ruído, principalmente em baixas frequências; para comparação, se o espectro do sinal da USP era 30 dB abaixo de um patamar médio no intervalo de 0 a 10 Hz aproximadamente, no campo de provas da UNICAMP este intervalo foi de 0 a 20 Hz. O motivo desta baixa quantidade de energia em frequências menores é incerto. Os mesmos arranjos e a mesma configuração instrumental foi adotada; utilizou-se das mesmas fontes (marreta e queda de peso). A fim de sanar o problema testou-se variações no ganho do sismógrafo, aumento do empilhamento dos sinais, e mesmo assim a razão sinal-ruído continuou baixa para a faixa de frequências mencionada.

Para o ensaio na UNICAMP preferiu-se mostrar o procedimento, passo a passo, para geração da curva de dispersão do par de geofones a 8 e 16 m da fonte e, novamente, a análise foi realizada sob um conjunto de oito pares de sinais. Os espectros dos sinais são mostrados na Fig. 7.11 e, se comparado ao teste realizado na USP, mostra uma distribuição mais irregular de energia.

Fig. 7.11 – Auto-espectros dos sinais dos geofones a 8 m (azul) e a 16 m (verde) da fonte; em preto o espectro cruzado.

A função de coerência e a diferença de fase são mostradas na Fig. 7.12. Observa-se que somente a partir de 20 Hz existe uma boa coerência entre os sinais. No intervalo entre 20 e 56 Hz a coerência é alta, porém, as pequenas variações acabam criando oscilações na fase (Figs. 7.12b e 7.12c). Neste ponto, novamente, deve haver a participação do intérprete, corrigindo estes distúrbios na fase conforme discutido no item 7.2 e apresentado na Fig. 7.13. As alterações provocadas na curva de dispersão podem ser vistas na Fig. 7.14; verifica-se que após a correção a curva tornou-se mais suave, não possuindo mais o lóbulo que existia anteriormente. Seguindo o critério de Heisey *et al.* (1992, *appud* Ganji *et al.*, 1998), para este par de geofones, distante entre si 8 metros, as frequências maiores do que 60 Hz foram descartadas.

Fig. 7.12 – Função de coerência e espectro de fase dos sinais dos geofones a 8 m e 16 m da fonte.

Fig. 7.13 – a) Função de coerência dos sinais dos geofones a 8 m e 16 m da fonte; b) espectro de fase corrigido e c) espectro de fase corrigido e desdobrado.

Fig. 7.14 – Comparação entre as curvas de dispersão do sinal original (azul) e após correção do espectro de fase (vermelho).

As três curvas de dispersão são mostradas na Fig. 7.15, tanto em função da frequência (Fig. 7.15a), quanto em função do comprimento de onda (Fig. 7.15b), observa-se que o comprimento de onda máximo para o ensaio no campo experimental da UNICAMP foi de 15 m, o que permite investigar com boa resolução, até 9 m de profundidade. Na Fig. 7.15a os triângulos em preto

representam a curva de dispersão média, que será usada como representativa de toda a área estudada.

Foram adotados os mesmos procedimentos usados para gerar os perfis de velocidade da onda S no campus da USP. Novamente os modelos gerados a partir de diversos modelos iniciais acabam convergindo para uma mesma tendência. Na Fig. 7.16 estão alguns exemplos dos perfis obtidos durante a inversão; na mesma figura estão os valores de um ensaio “crosshole” realizado na mesma área, por Carvalho *et al.*, (2000).

Até aproximadamente 4 m de profundidade os resultados obtidos por ambos os métodos são muito semelhantes, com diferença sempre menor do que 10 %. Abaixo de 4 m os valores encontrados são totalmente discordantes, e a exemplo do que ocorreu no trabalho de Wills (1998), os valores de velocidade obtidos pelo SASW são bem maiores do que as obtidas pelo “crosshole”.

Fig. 7.15 – Curvas de dispersão para três espaçamentos de geofones. (a) velocidade X freqüência (b) velocidade X comprimento de onda.

Fig. 7.16 - Perfis de velocidades das ondas S obtidos pelos ensaios SASW no campo de provas da UNICAMP, Campinas, SP.

7.4 Caso c - Campus da UNESP - Bauru

Dos exemplos mostrados neste trabalho, o Campo de prova da Unesp/Bauru foi onde se encontraram os maiores problemas na geração da curva de dispersão. Vários registros foram executados adotando-se os mesmos procedimentos anteriores, e no próprio campo através da análise espectral notou-se a necessidade de testar outras configurações. Os espectros mostraram-se bastante irregulares (Fig. 7.17), o que por conhecimento prévio dificultariam a geração da curva de dispersão. Este fato foi comprovado na posterior análise dos dados (Fig. 7.18), ficando praticamente impossível gerar uma curva de dispersão devido à baixa coerência do sinal, menor do que 0,9, em boa parte do intervalo de 0 a 100Hz.

Fig. 7.17 – Auto espectros e espectro cruzado dos sinais obtidos com geofones distanciados 8 e 16 m da fonte, no campo de provas da UNESP – Bauru.

Fig. 7.18 – Função de coerência e espectro de fase dos mesmos sinais apresentados na Fig. 7.17. Pode-se notar a baixa coerência com a correspondente irregularidade no espectro de fase.

Uma nova campanha de campo com aquisição dos dados aumentando-se o ganho dos canais e o empilhamento dos registros e utilizando-se da fonte “queda de peso”, também não foi suficiente para melhorar a razão sinal-ruído, pré-analisada no campo através do auto-espectro e espectro cruzado. Durante o processamento ficou provado que essas medidas não atenuaram o problema de baixa coerência, impossibilitando a interpretação dos espectros de fase para obtenção das curvas de dispersão.

Antevendo a dificuldade na geração da curva de dispersão para o arranjo fonte comum tentou-se um novo procedimento mudando a posição dos geofones para execução de uma sísmica de refração com geofones e ponto de tiro equiespaçados de 6 m. Aproveitou-se deste novo arranjo para adquirir dez séries temporais com o objetivo de calcular as curvas de dispersão entre os diversos canais. A idéia foi aumentar o número de pontos amostrados no terreno e, através dos espectros dos sinais de cada geofone, acompanhar melhor a distribuição de energia, selecionando-se no final da análise os canais que possuísem maior coerência.

Durante o processamento para gerar as curvas de dispersão, os registros adquiridos usando os mesmos procedimentos utilizados nas áreas anteriores tiveram péssimas respostas. Para o par de geofones posicionados a 4 e 8 metros da fonte não se conseguiu uma função de coerência acima de 0,9, acarretando um espectro de fase entre os sinais totalmente irregular e aleatório. Para os geofones a 8 e 16 e 16 e 32 metros da fonte, nos intervalos de frequência onde existia boa coerência ($>0,9$), ocorreram muitos vales, o que alterava completamente a fase naquelas frequências, impossibilitando qualquer julgamento por parte do intérprete uma vez que tais vales se sucediam, como pode ser visto na Fig. 7.18.

Utilizando-se o arranjo fonte comum, mesmo com alterações no ganho, aumento no empilhamento dos dados

A análise espectral das séries temporais do arranjo para refração sísmica permitiu combinar os pares de sinais para várias distâncias, não havendo a necessidade de respeitar a distância convencionalmente usada, qual seja, manter a distância da fonte ao primeiro receptor igual à distância entre os geofones.

Observando o comportamento da função de coerência para vários pares de geofones, notou-se que há uma melhora na coerência quando a distância entre os geofones é maior do que a distância fonte-primeiro geofone. A fim de gerar uma curva de dispersão média representativa do terreno adotou-se como fixo o primeiro geofone a 12 metros e combinou com os registros dos geofones posicionados a 36, 42 e 48 metros da fonte. O mesmo procedimento foi realizado com o geofone a 18 e combinando com os registros dos geofones posicionados a 36, 42, 48 e 54 metros da fonte. Fez-se então a análise espectral para cada uma das combinações citadas acima, a função de coerência e a diferença de fase para cada um deles podem ser vista na Fig. 7.19.

Mesmo com a presença de alguns vales em determinadas frequências, causando descontinuidades na curva de dispersão como discutido no exemplo do Campus da USP, a idéia foi compensar essas descontinuidades calculando uma curva de dispersão média levando em consideração as curvas geradas dos sete pares mostrados na Fig. 7.19. As sete curvas de dispersão são mostradas na Fig. 7.20, assim como uma curva média.

No processo de inversão procedeu-se da mesma maneira dos casos anteriores, procurando manter a espessura das camadas fixas e fazendo variar a velocidade das camadas. Todos os modelos gerados apresentam um comportamento semelhante entre si, sempre acabam gerando um modelo onde a velocidade decresce nos primeiros quatro metros e tem um aumento abrupto nesta profundidade. Três modelos gerados a partir de modelos iniciais diferentes são mostrados na Fig. 7.21, nesta mesma figura estão os valores do ensaio "crosshole" efetuado por Giacheti (2001) na mesma área. Nota-se que não há a menor correlação entre os resultados obtidos por ambos os métodos em nenhuma profundidade investigada.

Fig. 7.19 – Funções de coerência e espectros de fase utilizados para o cálculo das curvas de dispersão.

Fig. 7.20 – Curvas de dispersão geradas pelos sinais apresentados na Fig. 7.19. A curva média (quadrados pretos) será utilizada para geração do modelo da área.

Fig. 7.21 - Perfis de velocidades das ondas S obtidos pelos ensaios SASW no campo de provas da UNESP, Campus de Bauru, SP.

7.5 Considerações finais

A separação dos ensaios em classes foi a maneira de mostrar, resumidamente, o que aconteceu durante a implementação e testes do método SASW.

No caso dos resultados obtidos no campus da USP, classificados como bons, as curvas de dispersão geradas por diferentes espaçamentos entre geofones concordam totalmente, sobrepondo-se umas às outras. Em adição, há uma coerência elevada desde os 8 Hz aproximadamente, e o julgamento do número de ciclos no intervalo de frequência não foi tão crítico, como pode ser visto no exemplo da Fig. 7.4b. Além disso, a utilização do prévio conhecimento

geológico, caso houvesse necessidade, poderia ajudar no julgamento do número de ciclos no intervalo de baixa frequência.

No campus da USP (São Paulo) há uma sobreposição praticamente perfeita nas curvas de dispersão geradas pelos diferentes espaçamentos entre geofones usados (Fig. 7.9). Uma coincidência com esse grau de sobreposição não é comum; em geral, as curvas se comportam semelhantemente às obtidas no campus da UNICAMP (Fig. 7.15a). No campus da UNESP (Bauru) foi o caso extremo; vários ensaios foram realizados e muitos deles apresentaram baixa relação sinal-ruído num amplo intervalo de frequências; outros ensaios que possuíam aceitáveis coerências entre os sinais, foram impossíveis de interpretar, uma vez que o espectro de fase era totalmente aleatório, e em outros casos não existia correlação nos valores das curvas de dispersão entre os vários geofones.

A dificuldade em gerar sinais com elevada energia em baixas frequências é a maior causadora de problemas do método, uma vez que a baixa razão sinal-ruído torna o método sempre suscetível ao julgamento de um intérprete.

Outro problema encontrado na geração de energia por uma fonte impulsiva, é que seu comportamento não coerente muitas vezes ocasiona vales em determinadas frequências dos sinais, sendo justamente nestas frequências que o algoritmo que executa o desdobramento da fase falha, gerando saltos que, posteriormente, refletirão no cálculo da velocidade de fase.

O processo de desdobramento ("unwrap") da fase é um passo fundamental na determinação da curva de dispersão. Os algoritmos usados para calcular a FFT representam a fase em radiados, variando de $-\pi$ a $+\pi$. Para se ter uma visualização da fase completa é necessário haver um desdobramento da fase ("unwrap"). Este passo é extremamente importante pois, a partir da fase, pode-se calcular o tempo de atraso em função da frequência. O principal problema está na geração de saltos fictícios na fase devido a presença ruídos no sinal. Para corrigir tais irregularidades é necessário julgamento e intervenção do intérprete, tornando o procedimento subjetivo.

Esta passagem é uma das dificuldades no procedimento de automação total do método. Poggiagliolmi *et al.* (1982) discutem os problemas inerentes desta operação de desdobramento da fase.

Em sua tese Foti (2000) usou fonte de energia coerente (vibrador) e em determinados locais não conseguiu obter uma boa razão sinal-ruído para geofones posicionados a 10 e 20 m da fonte. O fato de não se obter elevada energia nas baixas frequências é o maior limitante da profundidade investigada pelo método.

Outro aspecto a ser abordado nesta discussão é a inerente necessidade de processar todo o sinal registrado. Para as distâncias envolvidas no método, é praticamente impossível separar as ondas de superfície das ondas de corpo, como é realizada no processamento de sismos, uma vez que tanto no domínio do tempo, quanto no domínio da frequência existe uma sobreposição dessas ondas. Os efeitos causados pelas ondas de corpo no estudo da superfície são tratados em alguns artigos como (Sanches-Salineró *et al.*, 1987 e Tokimatsu, 1995). Estes efeitos são chamados de efeitos de proximidade ("near-field") e efeitos de interferência das ondas de corpo ("body wave interference effects"). Embora vários autores reconheçam tais problemas, as recomendações para atenuá-los variam consideravelmente (Zywicki, 1999).

Como exemplo, no estudo numérico feito por Sanches-Salineró *et al.* (1987), os autores concluíram que para o tradicional SASW, no qual a distância do primeiro geofone à fonte é mantida igual à distância entre os dois geofones, os comprimentos de ondas considerados durante as análises dos dados de campo deveriam ser iguais ou menores do que a metade da distância entre os geofones. Recomenda-se que os dados de campo sejam "filtrados" tal que d/λ (distância entre receptores sobre comprimento de onda) seja mantido maior do que 2 (dois). Um valor de 1 pode ser usado se, a critério do intérprete, uma maior quantidade de informação em baixa frequência for requerida.

Tokimatsu *et al.* (1992), num estudo numérico, concluíram que para camadas com V_s aumentando com a distância, o modo fundamental das ondas de superfície dominam completamente o intervalo de frequência de interesse. Assim, se os dados observados são normalmente dispersivos, a inversão pode ser realizada assumindo somente o modo fundamental. Para camadas com V_s variando irregularmente com a profundidade, um mais alto modo ou múltiplos

modos dominam em alguns intervalos de frequência, com isso, no processo de inversão, efeitos de múltiplos modos deveriam ser levados em consideração.

Ganji *et al.*, (1998) compilaram os vários parâmetros usados por alguns autores na confecção da curva de dispersão, a fim de atenuar estes problemas (Tabela 7.1).

Tabela 7.1 – Filtros usados por vários autores no processo de confecção das curvas de dispersão pelo método SASW. Sendo Δd a distância entre geofones. Ganji *et al.*, (1998)

	Primeiro Receptor	Espaçamento entre Receptores
Lysmer (1966)	$2,5\lambda < d_1$	-----
Heisey <i>et al.</i> (1982a)	$d_1 = \Delta d$	$0,3333\lambda < \Delta d < 2\lambda$
Sanches-Salinerio <i>et al.</i> (1987)	$d_1 = \Delta d$	$2\lambda < \Delta d$
Roeset <i>et al.</i> (1989)	$0,5\lambda < d_1 < 2\lambda$	$0,5d_1 < \Delta d < d_1$
Gucunski e Woods (1991)	-----	$0,5\lambda < \Delta d < 4\lambda$
Tokimatsu <i>et al.</i> (1991)	$0,25\lambda < d_1 + \Delta d/2$	$0,0625\lambda < \Delta d < 4\lambda$

Estes diferentes critérios usados por vários autores evidencia que não existe um consenso em torno dos efeitos causados pelas ondas de corpo. Na verdade, estes critérios são conflitantes, como pode ser observado nos critérios sugeridos por Heisey *et al.* (1982a) e por Sanches-Salinerio *et al.* (1987).

Desta forma, alguns dos problemas no cálculo das curvas de dispersão para os dados obtidos no campus da UNESP (Bauru) podem estar associados a tais interferências.

8 CONCLUSÕES

8.1 Introdução

A utilização de ondas de superfície para a caracterização de perfis de solo para fins geotécnicos vem sendo desenvolvida por vários pesquisadores no mundo. O método SASW é um dos métodos que vem sendo estudado e utilizado rotineiramente para avaliação de pavimentos asfálticos.

Uma das grandes vantagens deste método é o fato de ser não destrutivo e não necessitar de furos de sondagem para sua execução. Em contrapartida, envolve um processamento dos sinais muito mais elaborado do que outros métodos geofísicos utilizados em geotecnia (e.g. “crosshole” e “downhole”).

Esta Tese procurou introduzir os aspectos teóricos e práticos dessa metodologia e avaliar a possibilidade de sua aplicação para maiores espessuras de solo.

8.2 Conclusões

No desenvolvimento da pesquisa foi possível desenvolver um sistema sismográfico aplicável para ensaios SASW cuja grande vantagem sobre os sistemas comercialmente disponíveis, além de ser um sistema “aberto” e passível de ser modificado e adaptado, é sua capacidade de poder utilizar diferentes tipos de sensores, desde de acelerômetros piezoelétricos (de alta resposta em frequência – até dezenas de kHz) até sensores eletromagnéticos, normalmente usados em trabalhos de sismologia (com frequência de ressonância da ordem de 1 Hz). Em virtude de sua característica, o programa computacional de controle da aquisição de dados permite o interfaceamento de arquivos com sistemas de processamento de dados comerciais (ou não) de forma a possibilitar o pré-processamento dos sinais adquiridos ainda no campo. Esta característica se mostrou de grande importância para avaliação do conteúdo energético do sinal, principalmente nas baixas frequências, o que direcionava novas configurações de campo para aquisição.

Vários testes foram realizados no transcorrer desta pesquisa, chegando-se à conclusão que o método sofre de diversas limitações. Uma delas se deve à

incapacidade de gerar boas curvas de dispersão em ambientes onde a relação sinal-ruído é baixa.

O uso de fonte impulsiva como marreta ou queda de peso mostrou não gerar energia em frequências suficientemente baixas, fato este que ocasiona dois efeitos imediatos: a) diminuição da profundidade investigada e b) problemas na obtenção da fase do espectro cruzado. A baixa relação sinal-ruído para as menores frequências é o principal fator impeditivo para tornar o método automático. Em adição, torna o método subjetivo, uma vez que necessita do julgamento de um intérprete.

No estudo de estruturas rasas, os valores de velocidade de ondas S obtidos concordam numa ordem de 10% com os dados de "crosshole"; à medida que se aumenta a profundidade, os valores obtidos pelos dois métodos divergem. Além da baixa energia nas baixas frequências, outro fator que pode explicar essa diferença nas velocidades obtidas pelos dois métodos é devido aos efeitos causados pelas interferências das ondas de corpo, principalmente as ondas de corpo refratadas e refletidas.

Os ensaios realizados durante a pesquisa foram condensados em três casos que mostram tanto os aspectos positivos, quanto os negativos do método. Em dois dos casos mostrados pode-se fazer uma correlação direta com os dados de crosshole. Para o levantamento efetuado no campo de provas da UNICAMP os resultados divergem de menos de 10% até 4 m de profundidade, sendo que os resultados de ensaio "crosshole" indicam um aumento abrupto na velocidade em torno da profundidade de 2 m, tendência detectada também pelo SASW, mostrando que realmente há um aumento de velocidade para esta profundidade. Para profundidades maiores do que 4 m os valores de velocidades dos dois métodos divergem totalmente.

Para o caso do campus da UNESP (Bauru) vários ensaios foram testados e muito pouco pôde ser feito em relação à determinação da curva de dispersão dos dados da área. Tentou-se obter uma curva de dispersão média que fosse representativa do meio, mas pela comparação com os dados obtidos por "crosshole", notou-se que este procedimento foi totalmente infrutífero, uma vez que os valores obtidos não são em nenhuma profundidade semelhantes os valores determinados pelos crosshole.

Portanto, conclui-se que o método SASW, utilizando fontes portáteis, conforme proposto no início deste trabalho, não é aplicável a profundidades até 20

m. No entanto, dependendo da área, pode ser utilizado para profundidades menores. A definição da profundidade de investigação dependerá da qualidade dos sinais de baixa frequência, bem como da razão sinal-ruído. Deve-se ressaltar ainda que, considerando a sensibilidade do método a baixas relações sinal ruído, sua aplicação em ambientes urbanos fica seriamente comprometida.

8.3 Sugestão de novas pesquisas

O método SASW ganhou corpo na década 1990, principalmente nos EUA, onde os primeiros ensaios foram realizados no início da década de 1980. Atualmente outras metodologias derivadas dele, como é o caso do MASW ("Multi-channel Analysis of Surface Waves"), como descrito por Park *et al.*, (1999a e 1999b), Foti (2000) e Xia *et al.*, (2000) vem sendo desenvolvida. Nesta nova metodologia, as curvas de dispersão são obtidas através de filtro f-k, não existindo a passagem mais crítica do SASW, que é a necessidade do desdobramento da fase; conseqüentemente a obtenção da curva de dispersão pode ser facilmente automatizada, eliminando assim a participação do intérprete e reduzindo o tempo de interpretação e obtendo curvas de dispersão mais estáveis.

Sugere-se que novas pesquisas abordem essa técnica, de preferência comparando com os dados aqui apresentados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACHENBACH, J. D. (1984) Wave propagation in elastic solids. Amsterdam, Netherlands, pp. 425.
- AKI, K.; RICHARDS, P. G. (1980) Quantitative seismology: theory and methods. V.2 Freeman, San Francisco.
- BOORE, D.M; BROWN, L.T. (1998) Comparing shear-wave velocity profiles from inversion of surface-wave phase velocities with downhole measurements: Systematic differences between the CXW method and downhole measurements at six USC strong-motion sites.. Seismological research letters, 69(3): 222-229.
- BULLEN, K.E.; B. A. BOLT (1985) An introduction to the theory of seismology. Cambridge University, Press, 4th ed., pp. 489.
- CARVALHO, D.; ALBUQUERQUE, P. J. R.; GIACHETI, H. L. (2000) Campo experimental para estudos de mecânica dos solos e fundações em Campinas-SP, Seminário de Engenharia de Fundações Especiais e Geotecnia, SEFE IV, V. 3, p. 90-100.
- CHAIM J. P; RODRIGUEZ-ORDOÑEZ, J. A.; SATOH,T.; BORDEN, R. (1994) New Approach to Interpretation of Non-invasive surface wave measurements for soil profiling. Transportation Research Record, n1526, pp. 157-165
- COOLEY, J.W.; TUKEY, J.W. (1965) An algorithm for machine calculation of complex Fourier Series. Mathematics of Computation. vol. 19, n 90, pp. 297.
- Da SILVA, F.A. (2001) Protótipo para o monitoramento de Sondas Rotativas e Aplicações na Prospeção Geológico-Geotécnica. Tese de Doutorado. . Instituto de Geociências da USP. Pp.133).
- DOURADO, J. C., (1996) Aplicação de Métodos Sísmicos em Planícies Aluviais - Área Teste no Vale do Rio Paraíba do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (UNESP-RIO CLARO), pp. 144.
- FERREIRA, C. V.; LOBO, A. S.; GIACHETI, H. L.; ALBIERO, J. H.; AGNELLI, N.; CARVALHO, D.; KATSUTANI, L. T. (1996) Campo experimental de fundações em Bauru, 3o. Seminário de Engenharia de Fundações, São Paulo/SP, V.2: 77-88.

- FOTI, S. (2000) Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves. PhD Thesis . Politecnico di Torino, pp.229;
- FOTI, S. (2001) Comunicação pessoal via e-mail.
- GANJI, V.; GUCUNSKI, N.; NAZARIAN, S. (1998) Automated Inversion Procedure for Spectral Analysis of Surface Waves. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Volume 124, Number 8: 757-770.
- GIACHETI, H. L. (1991) Estudo experimental de parâmetros dinâmicos de alguns solos tropicais do Estado de São Paulo, tese de doutoramento, Depto. de Geotecnia, EESC-USP, São Carlos/SP, 232 p.
- GIACHETI, H. L. (2001) Os ensaios de campo na investigação do subsolo: Estudos e considerações quanto à aplicação em solos tropicais, texto de livre-docência, Depto. de Engenharia Civil, FE-Unesp, Bauru/SP, 299 p.
- GUCUNSKI, N.; WOODS, R. D. (1991). Instrumentation for SASW testing. Geotechnical Special Publication 29, Recent Advances in Instrumentation, Data Acquisition and Testing in Soil Dynamics, American Society of Civil Engineers, pp. 1-16.
- GUCUNSKI, N.; GANJI, V.; MAHER, M.H. (1996) Effects of obstacles on Rayleigh wave dispersion obtained from the SASW test. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Volume 15: 223-231
- HERLUFSEN, H. (1984) Dual Channel FFT Analysis (Part I). Technical Review to Advance Techniques in Acoustic, Eletrical. and Mechanical Measurement, Bruel & Kjaer, pp. 1-53.
- HERMANN, R.B. (1987) (SURF) Surface Wave Inversion Program. Saint Louis University.
- KOCAUGLU, A.H.; LT.LONG (1993) Tomographic inversion of Rg wave group velocities for regional near-surface velocistructure. J. Geophys. Res., 98, pp. 6579-6587.
- LUKE, B. A. (2002) Comunicação pessoal por e-mail.
- LUKE, B. A; STOKOE II, K. H. (1998) Application of SASW Method Underwater. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, June, pp. 523-532.

- MARTINS, J. A., (1993) Um Modelo Geotécnico da Deformabilidade de Solos a Partir de Ensaios de Propagação de Ondas. Terceiro Congresso Brasileiro de Geofísica, Rio de Janeiro , pp.374-378.
- NAZARIAN, S.; STOKOE II, K. H.; HUDSON, W. R. (1983) Use of Spectral Analysis of Surface Waves Method for Determination of Moduli and Thicknesses of Pavement Systems, Transportation Research Record 930, pp.38-45.
- NAZARIAN, S.; STOKOE II, K. H. (1986) Use of Surface Waves in Pavement Evaluation. Transportation Research Record 1070, pp.132-144.
- NAZARIAN, S.; DESAI, M. R. (1993) Automated Surface Wave Method: Field Testing, Journal Geotechnical Engineering, ASCE, 119(7). Pp. 1094-1111.
- PARK, C.B.; MILLER, R.B.; XIA, J. (1999a) Multi-channel analysis of surface waves. Geophysics, v.64, 800-807.
- PARK, C.B.; MILLER, R.B.; XIA, J. (1999b) Multimodal analysis of high frequency surface waves. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 99), Oakland, CA, March 14-18, pp. 115-122.
- POGGIAGLIOMI, E.; BERKHOUT, A.J.; BOONE, M.M.(1982) Phase unwrapping possibilities and limitations. Geophysical Prospecting, vol. 30, pp 281-291.
- PORAN, J.C.; RODRIGUEZ-ORDONEZ, J.A.; SATOH, T.; BORDEN, R. (1995) New Approach to Interpretation of Noninvasive Surface Wave Measurements for Soil Profiling . Transportation Research Record, 1526: 157-168.
- RICHARD, F. E.; WOODS, R. D.; HALL, J. R. (1970). Vibrations of Soils and Foundations. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 414.
- SANCHES-SALINERO, I.; ROESSET, J. M.; SHAO, K. Y.; STOKOE II, K. H. ; RIX, G. J. (1987). Analytical Evaluation of Variables Affecting Surface Wave Testing of Pavements. Transportation Research Record 1136, pp. 86-95.
- SHERIFF, R.E.; GEDART, L.P. (1995) Exploration Seismology, University Press, Cambridge.
- SMITH, S.W. (1997) The scientist and engineer's guide to digital signal processing. California Technical Publishing. Pp. 640.

- STOKOE II, K. H.; WRIGHT, S. G.; BAY, J. A.; ROËSSET, J. M. (1994) Characterization of Geotechnical Sites by SASW Method. ISSMFE Technical Committee 10, edited by Woods, R. D., Oxford Publishers, New Delhi., pp. 15-25.
- TAIOLI, F. (1992) Desenvolvimento e teste de sistema sismográfico de alta resolução. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da USP. Pp.119.
- TOKIMATSU, K.; TAMURA, S.;KOJIMA, H., (1992) Effects of Multiple Modes on Rayleigh Wave Dispersion Characteristics. Journal of Geotechnical Engineering, Volume 118, Number 10: 1529-1543
- VIKTOROV, I.A, (1967) Rayleigh and Lamb Waves: Physical theory and applications. Plenum Press New York.
- WILLS, C.J. (1998) Differences in Shear-Wave Velocity due to Measurement Methods: A Cautionary Note. Seismological research letters, 69(3): 216-221
- ZYWICKI, D.J. (1999) Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves. PhD. Thesis . Georgia Institute of Technology, pp.227.
- XIA, J.; MILLER, R.D.; PARK, C. B.; HUNTER, J. A.; HARRIS, J.B. (2000) Comparing shear wave velocity profiles from MASW with borehole measurements in unconsolidated sediments, Fraser River Delta, B.C., Canada. Journal of Environmental & Engineering Geophysics. V. 5, pp. 1-14.