

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

MAPEAMENTO DE JAZIDAS DE BAUXITAS NO DISTRITO PARAGOMINAS-
AÇAILÂNDIA (PA-MA) PELO MÉTODO DA SÍSMICA DE REFRAÇÃO

Tese Apresentada por

RICARDO ANTONIO BOLAÑOS ALVARADO

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOFÍSICA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 29.12.1986

Comitê de Tese

Klaus Schiel
KLAUS SCHIEL

Jürgen H. Bischoff
JÜRGEN H. BISCHOFF

Jörn Hinrich Behrens
JÖRN HINRICH BEHRENS

A minha esposa Antonia, fi-
lhas Josefina, Jeanne e Jessi-
ca.

A meus pais e irmãos.

A esta grande Nação "Brasil"
que me acolheu como um de
seus filhos.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. KLAUS SCHIEL pela orientação deste trabalho.

Aos Drs. Jurgen Bischoff e J. Behrens pelas sugestões e críticas na revisão deste trabalho.

Ao Dr. Basile Kotschoubey pela ajuda na parte de geologia.

Ao Dr. William A. Sauck, pelas sempre oportunas sugestões e esclarecimentos.

Ao pessoal técnico-administrativo do CG, pelo apoio durante a realização dos trabalhos de campo.

A Prof. Sônia Celia de Oliveira Alves pela revisão do texto.

A Cleida Freitas pela datilografia do trabalho.

A Companhia Rio Doce e Mineração S/A (DOCEGEO), pelo apoio durante as campanhas de campo em suas áreas de trabalho.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelas bolsas de estudo concedidas durante o curso de pós-graduação.

A Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), que proporcionou recursos financeiros para a realização deste trabalho.

Ao laboratório de Matemática Aplicada e Computação do CG, pelas valiosas horas de computação.

Ao povo do Brasil a quem, em última análise, se deve o financiamento dos gastos feitos durante o curso de pós-graduação.

A todos os que colaboraram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho e que, involuntariamente, não foram aqui citados.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS		PAG
01	Mapa de localização das áreas estudadas	4
02	Perfil laterito-bauxítico sintético do distrito de Paragominas-Açailândia, mostrando as variações laterais e verticais mais frequentes (de Kotschobey et al., 1981).....	7
03	Relação entre as curvas de tempo-percurso da reflexão, das ondas direta e refratada crítica (frente de onda). A distância crítica X_c é a zona de sombra da onda refratada,.....	13
04	Reflexão e refração das ondas sísmicas. a) frente da onda, b) raio normal à frente da onda,.....	16
05	Refração total. O caso de duas camadas.	16
06	Método de Hales. Relação entre dois percursos da onda refratada para os receptores A e B e ponto de emergência comum Q.....	20
07	Gráfico tempo-distância: Caso de três camadas planas.....	22
08	Gráfico tempo-distância. Caso de duas camadas inclinadas.....	26
09	Ilustrações do "delay-time", (de Dobrin [1961].....	30
10	Trajetória do raio, para o cálculo do tempo de profundidade "time depth", (de Hawking, 1961).....	30
11	Modelo e parâmetros da trajetória do raio, utilizados na derivação da expressão do tempo-percurso no caso de quatro camadas, (de Palmer, 1980).....	34
12	Modelo e parâmetros da trajetória do raio utilizado na análise das velocidades e das funções tempo-profundidade generalizadas (Palmer, 1981).....	36

13	« O problema da camada escondida para o caso de três camadas. A condição limite é mostrada em Cc1, (de Merric et al., 19751,.....	42
14	« Gráfico tempo-distância para o caso de inversão das velocidades, V1 Vo.....	43
15	« Anomalia no gráfico tempo-distância devido lentes de baixa velocidade, (de Whiteley et al., 19791.....	46
16	« Diagrama de bloco do sistema Terraloc..	49
17	« Mapa de localização dos perfis longitudinal e transversal no platô Esperança; e dos poços JP-4, ES-10, ES-11, ES-32 , ES-33, região de Jabuti.....	54
18	« Arranjo sísmico empregado no perfil longitudinal e transversal no platô Esperança região de Jabuti.....	55
19	« Perfil geológico típico no platô Esperança na região de Jabuti.....	56
20	« Arranjo sísmico empregado no perfil Ferrovia (Açailândia).....	57
21	« Sismogramas dos perfis: a1 3km ao norte do rio Piriá; b1 3km ao sul de Ipixuna. Separação dos geofones 3m.....	61
22	« Gráfico tempo-distância, a1 3km ao sul de Ipixuna; b1 3 km ao norte do rio Piriá, velocidade em m/s, e tempo de interseção em ms.....	62
23	« Sismograma do levantamento longitudinal platô Esperança.....	65
24	« Gráfico tempo-distância do levantamento longitudinal.....	66
25	« Sismograma da Ferrovia, separação dos geofones 3m.....	67
26	« Gráfico tempo-distância dos geofones de a1 2m e b1 3m,.....	68

27	- Gráfico da análise da velocidade e tempo de profundidade da ferrovia. Separação de geofones 2m.....	69
28	- Sismograma do Platô Esperança: Segundo levantamentos. Separação entre geofones 3m	70

ANEXOS

01	Linha 1- Gráfico tempo-distância, análise de velocidade, tempo de profundidade.....	86
02	- Seção de profundidade da estação 1 a 37, linha 1.....	87
03	- Seção de profundidade da estação 33 a 67, linha 1	88
04	Linha 2- Gráfico tempo-distância, análise de velocidade, tempo de profundidade.....	89
05	- Seção de profundidade da estação 1 a 37, linha 2	90
06	- Seção de profundidade da estação 33 a 67, linha 2	91
07	Linha 3- Gráfico tempo-distância, análise de velocidade, tempo de profundidade.....	92
08	- Seção de profundidade da estação 1 a 37, linha 3.....	92

APÊNDICE

I	- Localização do Platô Esperança.....	93
II	- Localização do Perfil Ferrovia.....	94
III	- Perfis geológicos dos poços JP-4, ES-10, ES-11, ES-12, ES-32, ES-33, TNA-66.....	95
IV	- Arranjo sísmico empregado no Platô Esperança (Setor Jabuti).....	96
V	- Programa HLXc	97

TABELA

01	- Resumo de cálculo dos perfis 3m ao sul de Ipixuna e a 8km ao norte do Rio Piria.....	60
02	- Resumo dos cálculos na ferrovia (Açailândial).....	64
03	- Valores obtidos para as linhas 1, 2 e 3.	71
04	- Valores das profundidades da estação 1 a 37, linha 1.....	74
05	- Valores das profundidades da estação 33 e 67, linha 1.....	75
06	- Valores das profundidades da estação 1 a 37, linha 2	76
07	- Valores das profundidades da estação 33 a 67, linha 2.....	77
08	- Valores das profundidades da estação 1 a 37, linha 3.....	78

RELAÇÃO DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

Sísmica.

S	- Ponto de tiro
R	- Receptor ou geofone
X	- Distância horizontal do ponto de tiro ao geofone
X _c	- Distância crítica na curva tempo-distância
Z _n	- Espessura da camada n calculada normal ao refra - tor.
H	- Profundidade vertical
h	- Espessura aparente
T _i	- Tempo de interseção
T _r	- Tempo recíproco
T _{gn}	- Tempo de profundidade na camada n para o geofone em G(ms).
T _{AG}	- tempo de percurso corrigido para o geofone em G(ms).
V _p	- Velocidade da onda primária (m/s)
V _s	- Velocidade da onda secundária (m/s)
V _{1A}	- Velocidade aparente para a camada n no tiro em A(m/s).
V _{ij}	- Fator de conversão de velocidade (m/s)
α	- Ângulo de incidência do raio sísmico(graus)
α_{ij}	- Ângulo de "up-dip"
β_{ij}	- Ângulo de "down-dip"
i_c, i_{jk}	- Ângulo crítico
K	- Módulo de elasticidade "bulk modulus"
θ_j	- Ângulo de mergulho da camada V
μ	- Módulo de rigidez
σ	- Razão de Poisson
λ	- Constante de Lamé
ρ	- Densidade
T, t	- Tempo de percurso de primeira chegada do ponto de tiro ao geofone.

Geologia

A	- Argila
BN	- Bauxita Nodular
LBB	- Laterita Bauxítica Branca
LF	- Laterita Ferruginosa
PF	- Pisolito Ferruginoso
AV	- Argila Variegada
fb	- Fragmento Bauxítico
LBF	- Laterita Bauxítica Ferruginosa
DU	- Dura
MA	- Macia
CGB	- Cristais de Gibbsita

Nomes

GRM	- Método Recíproco Genralizado
DOCEGEO	- Companhia Rio Doce e Mineração S/A
CPRM	- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

SUMÁRIO

	PAG
DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	iii
RELAÇÃO DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS.....	vii
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	2
CAPÍTULO I	
1 TRABALHOS ANTERIORES.....	3
1.1 Objetivos.....	3
1.2 Localização da Área de Trabalho	3
1.3 Geologia Regional.....	5
1.4 Fisiografia.....	6
1.5 Clima e Vegetação.....	8
1.6 Aspectos Químicos.....	8
1.7 Trabalhos Anteriores na Região.....	8
CAPÍTULO II	
2 MÉTODOS DE REFRAÇÃO SÍSMICA.....	10
2.1 Introdução.....	10
2.2 Revisão de conceitos.....	10
2.2.1 Classes de Ondas.....	11
2.2.2 Caso de uma Camada.....	12
2.3 Métodos de Interpretação.....	17
2.3.1 Métodos Gráficos.....	18
2.3.2 Métodos Analíticos.....	19
2.4 Método Recíproco Generalizado (GRM).....	32
2.4.1 Função de Análise de Velocidade.....	35
2.4.2 O Tempo de Profundidade Generalizado.....	35
2.4.3 Determinação da Distância entre Geofones XY.....	38
2.4.4 Velocidade Média.....	39
2.4.5 Cálculo da Espessura das Camadas.....	39
2.5 Problemas e Limitações na Interpretção.....	40

CAPÍTULO III

3	METODOLOGIA.....	48
3.1	Equipamentos Usados.....	48
3.2	Procedimento de Campo.....	52
3.2.1	Introdução.....	52
3.2.2	Metodologia.....	52
3.2.2.1	Trabalho de Campo.....	52

CAPÍTULO IV

4	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE CAMPO.....	59
4.1	Introdução.....	59
4.2	Processamento de Dados.....	59
4.3	Dados e Interpretação.....	60
4.3.1	Interpretação geológica.....	72
5	CONCLUSÕES.....	79
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80
7	ANEXOS.....	86
8	APÊNDICES.....	93

RESUMO

Nos últimos 30 anos no Brasil, o mapeamento de camada bauxítica tem sido sempre efetuado através de perfilações de poços. Neste estudo, aplicou-se o método da sísmica de refração rasa pela primeira vez, em cerca de 3.000m de perfis, em caráter experimental em algumas localidades ao longo da rodovia BR-10, assim como no Platô Esperança (região de Jabuti-PA) e perto da cidade de Açailândia (MA); com objetivo de delimitar a camada de bauxita.

Embora se tenha utilizado, em algumas ocasiões, durante a interpretação, o método de distância crítica no cálculo de profundidade, foi possível, mediante o emprego do Método Recíproco Generalizado (GRM), o processamento e interpretação dos dados, para se obter a delimitação contínua da camada investigada. O GRM apresenta vantagens sobre os métodos tradicionais, tais como poder delimitar camadas onduladas, detectar camadas escondidas, além da sensibilidade para camadas com mergulho até 20° .

A partir dos gráficos da análise de velocidade, foi calculada para a camada de bauxita uma velocidade média de 840 m/s, e mediante o emprego dos tempos de profundidade chegou-se a sua delimitação: ela possui um comportamento irregular, tendo uma espessura média de 5m.

A pesquisa geofísica realizada nas três áreas-piloto tem grande importância porque o método utilizado poderá ser aplicado a outras regiões, em condições geológicas semelhantes.

ABSTRACT

In the last 30 years, the mapping of bauxite deposits in Brazil has been carried out using drill holes. In this study, the refraction seismic method has been applied for the first time, with about 3000m of shallow profiles done on an experimental scale, at localities along the highway BR-10, as well as at Plato Esperança in the Jabuti region (PA), and near Açai - lândia county (MA), with the aim of delimitation of the bauxite layer.

Although, the critical distance method has been used on some occasions to calculate thicknesses, this study has used the Generalized Reciprocal Method to process and interpret the data, to get the continuous delimitation of the layer being investigated.

The GRM has an advantage compared to old traditional methods because, it delineates undulating refractors, infers undetected layers, and also is insensitive to dip angles up to 20 degrees.

From the velocity analysis graph the velocity of the bauxite layer has been calculated, resulting in a mean of 840m/s. Using the time depth data it has been possible to map the bauxite, which has an irregular behavior and with a mean thickness of 5m.

The geophysical research carried out at these areas turned out to be very important considering the fact that this method can be successfully applied to other regions having the same geological characteristics.

1 TRABALHOS ANTERIORES

1.1 Objetivos

As jazidas de bauxitas existentes no sul do Pará foram, até agora, pesquisadas através de métodos tradicionais como sondagens e escavações de poços e/ou trincheiras.

Tendo em vista que estes métodos exigem investimentos altos, além de tomar um tempo considerável, surgiu a idéia de aplicar o método de sísmica de refração em áreas selecionadas, como um recurso para o mapeamento das jazidas. Deste modo, acredita-se ser possível reduzir substancialmente os custos, assim como o tempo de aquisição, processamento e interpretação dos dados.

Esse trabalho teve como objetivo fundamental definir a distribuição em sub-superfície da camada bauxítica recoberta pelo seu capeamento argiloso e, portanto, não - aflorante, através da determinação das profundidades do topo e da base dessa formação aluminosa.

1.2 Localização da Área de Trabalho

As áreas nas quais foram feitos os trabalhos de campo são de fácil acesso por estradas.

Os levantamentos de dados foram efetuados em 3 (três) áreas diferentes.

A primeira área localiza-se às margens da estrada Belém-Brasília, denominada (como) BR-10, sendo que nesta foram utilizados como referências, os afloramentos existentes ao longo desta rodovia em diferentes localidades como é indicado na Fig.1.

A primeira localidade desta área encontra-se a 3km ao sul da cidade de Ipixuna, enquanto as outras estão localizadas nos seguintes lugares:

Entrada da Fazenda Sol de Verão, a 47km ao sul de Ipixuna.

Fazenda Amaril de Oliveira, a 16km ao norte de Paragominas.

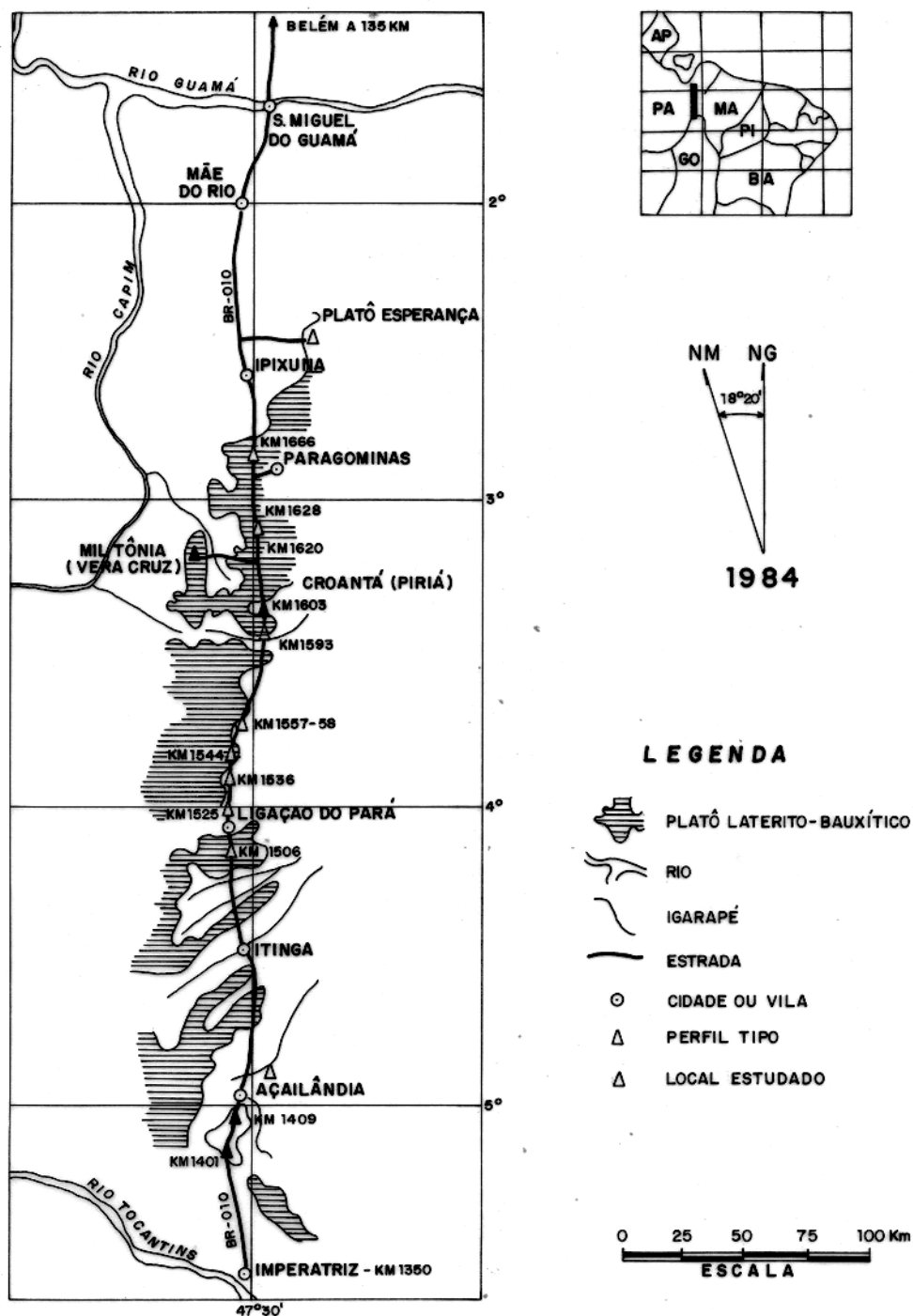


Fig.1 - Mapa de localização das áreas estudadas.

Fazenda São José, a 16km da entrada de Paragominas.

Perfil feito a 8km ao norte da ponte do rio Piriá.

Estação Variante 1, a 42km ao sul de Paragominas.

A última localidade na qual foram feitas medições situa-se a 55km ao sul de Paragominas.

A segunda área é o Platô Esperança no distrito bauxitífero de Jabuti, dentro da concessão da Companhia de mineração DOCEGEO (Fig. 1 e no apêndice I), localizado entre os paralelos $2^{\circ}27'$ e $2^{\circ}35'$ ao sul do Equador e entre os meridianos 47° e $47^{\circ}18'$.

A terceira área de prospecção, também dentro de concessão da DOCEGEO, situa-se tal como é mostrado na Fig. 1 e no apêndice II, entre os paralelos $4^{\circ}30'$ e 5° latitude sul e os meridianos $47^{\circ}00'$ e $47^{\circ}30'$.

Numa nova tentativa voltou-se à segunda área (apêndice II), para se fazer um levantamento de detalhe, tendo como referência os poços ES-10 e ES-11.

1.3 Geologia Regional

Os principais depósitos de bauxita da Amazônia localiza-se, principalmente, no estado do Pará, onde ocupam grandes áreas nas Bacias Sedimentares do Amazonas e do Maranhão-Parnaíba.

Os depósitos onde foram realizados estes estudos estão localizados ao sul da cidade de Belém, entre os rios Capim e Gurupi, sendo essa região denominada comumente como distrito bauxitífero de Paragominas.

A geologia é caracterizada pela presença de dois conjuntos lito-estratigráficos maiores:

O primeiro é formado por rochas graníticas de embasamento pré-cambriano indiferenciado e rochas metamórficas do Grupo Gurupi. O segundo é composto por rochas sedimentares da Bacia do Maranhão-Parnaíba (Paleozóico e Mesozóico); sedimento da Formação Barreiras que, segundo Góes (1981), data do Terciário Superior, formações recentes como dunas e aluviões.

Na região investigada, a seqüência laterítico-bau-

xítica repousa sobre a Formação Itapecuru e, na sua parte setentrional, sobre os sedimentos Ipixuna. Segundo Kotschoubey e Truckenbrodt (1981), ela é invariavelmente recoberta pela argila de Belterra, que se apresenta sob a forma de um pacote argiloso extremamente homogêneo, não exibindo estruturas sedimentares e alcançando até 20m de espessura (Truckenbrodt e Kotschoubey, 1981).

1.4 Fisiografia

O Platô Esperança (região de Jabuti), assim como os platôs da região de Açailândia mais ao sul, fazem parte de um conjunto de testemunhos de uma vasta superfície terciária, que foi recoberta pela intensa erosão que atuou a partir do Pleistoceno.

Os topos aplainados dos platôs apresentam desníveis significativos em relação aos rios principais da região, sendo que na região de Jabuti observa-se uma diferença em torno de 60m, enquanto na área de Açailândia ultrapassa 100m.

Entre estas duas regiões existe uma diferença marcante: enquanto na região de Açailândia ocorre um horizonte laterítico muito ferruginoso, sobreposto à zona de bauxita clara constituída de gibbsita cristalina, a região de Jabuti caracteriza-se pela inexistência de uma zona bem definida de laterita ferruginosa acima da camada de bauxita maciça.

De maneira sintética, o perfil bauxítico típico da região (Fig. 2), apresenta-se da seguinte forma:

Descrição	Espessura (metros)
1a. zona argila síltica clástica	0-20
2a. zona bauxita nodular amarela	0-03
3a. zona laterita ferruginosa	0-06
4a. zona bauxita maciça	0-07

De acordo com o relatório da DOCEGEO 1983, abaixo de 4 a zona ocorre a transição do horizonte laterítico para um nível de argila caulínica, que por sua vez passa em profundidade para a rocha sedimentar.

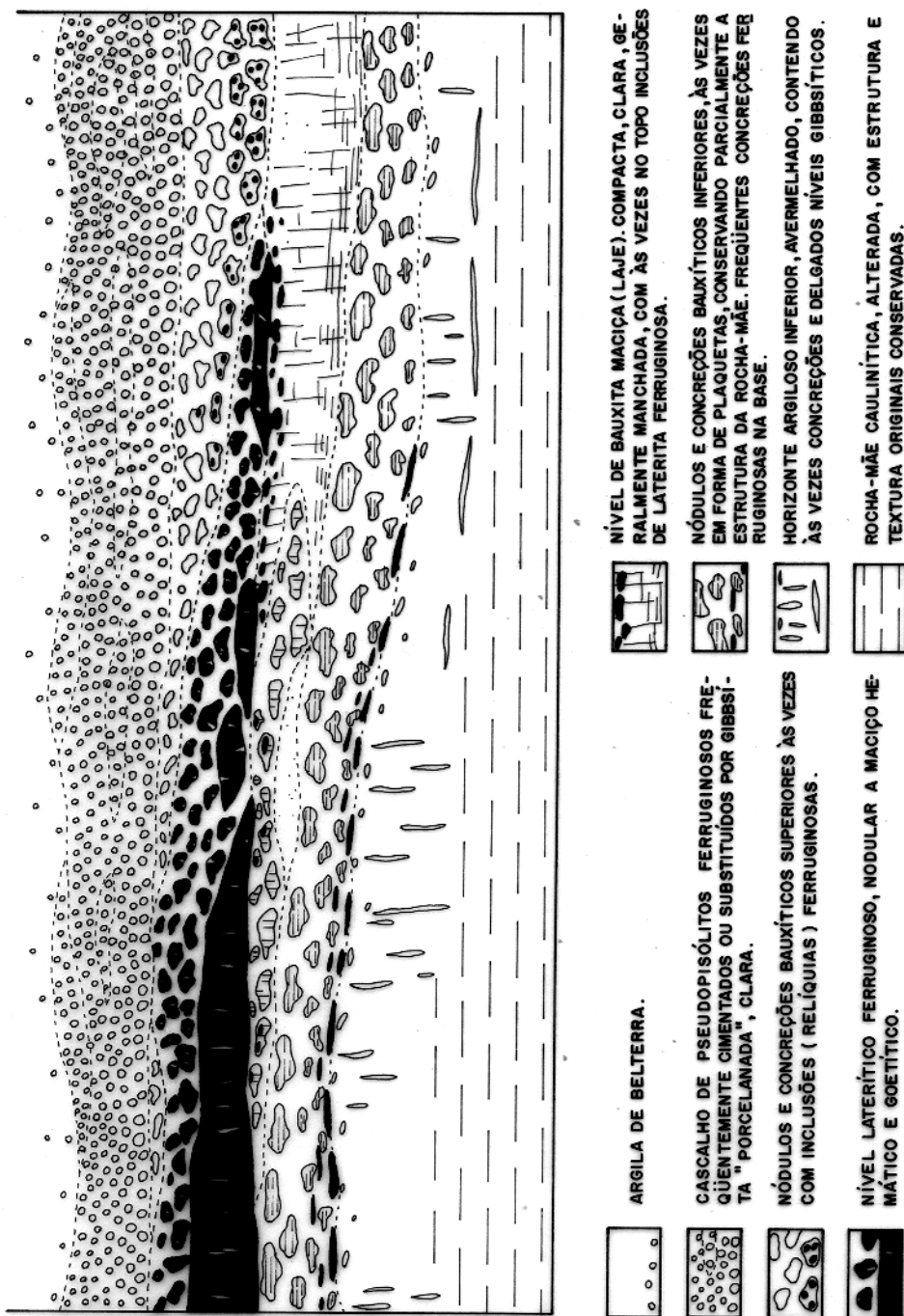


Fig. 2 - Perfil laterito-bauxítico sintético do distrito de Paragominas-Açaíândia mostrando as variações laterais e verticais mais frequentes (de Kotschoubey et al, 1981).

1.5 Clima e Vegetação

O clima, tanto na região de Jabuti como na de Açailândia é do tipo trópico úmido, com duas estações distintas: uma chuvosa, de Janeiro a Junho, e uma mais seca o restante do ano, sendo as precipitações anuais da ordem de 2.200mm. A vegetação é do tipo floresta ou hiléia tropical, com árvores de grande porte (até 40m).

Entretanto, a exploração da madeira e o desmatamento intensivo com objetivo de desenvolvimento da pecuária, levaram à substituição parcial da floresta original por zonas de capoeiras e pastagens.

1.6 Aspectos Químicos

De acordo com o relatório final da DBCEGEO 1983, a composição mineralógica das lateritas bauxíticas é:

Gibbsita	$Al(OH)_3$
Hematita	Fe_2O_3
Goetita	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$
Óxido de Titânio	TiO_2
Minerais argilosos	Caulinita $Al_2(OH)_4SiO_5$
Sílica livre	SiO_2

Estas bauxitas são classificadas como gibbsíticas, já que não tem ocorrência de boehmita ($Al_2O_3 \cdot H_2O$) à diferença das bauxitas européias.

1.7 Trabalhos Anteriores na Região

Há mais de 30 anos foram realizados os primeiros estudos de reconhecimento da região Amazônia por grandes grupos internacionais, interessados na descoberta de novos depósitos do minério de alumínio.

Recentemente, com o uso de imagens de radar, foi feita a seleção de áreas de feições geomorfológicas favoráveis à ocorrência de extensas concentrações aluminosas do tipo laterítico.

Embora não se conheçam trabalhos realizados nesta

área com os métodos geofísicos - magnetometria, gravimetria, sísmica, resistividade - podem-se encontrar na literatura numerosas publicações sobre os aspectos geológicos e/ou geoquímicos das regiões estudadas e das mineralizações bauxíticas.

Entre os autores que têm realizado pesquisas nestas localidades podem ser citados Truckenbrodt e Kotschoubey (1981), os quais tratam sobre a origem da argila de Belterra, e Assad (1978), que faz um amplo estudo sobre os depósitos de bauxita na Amazônia, Góes (1981) fez um estudo sobre as características sedimentológicas das unidades sedimentares Itapecuru, Ipixuna e Barreiras. Mais recentemente Kotschoubey, Queiroz Menezes e Truckenbrodt (1984), caracterizaram os aspectos geológicos e geoquímicos da formação laterito-bauxítica do setor Jabuti-Ipixuna.

Em 1979, Kronberg et al., realizaram estudos de espectroscopia de massa na região M3, para determinação da concentração de elementos menores.

Além dos citados autores, várias companhias de mineralização têm efetuado trabalhos nestas áreas: Rio Finex, CPRM, KAISER, Vale do Rio Doce e a DOCEGEO.

2 MÉTODOS DE REFRAÇÃO SÍSMICA

2.1 Introdução

A princípio, a sísmica de refração foi utilizada pelos sismologistas para a determinação de estruturas do interior da Terra. Mas tarde, foi empregada na prospecção como ferramenta, para procura do petróleo. Uma história sucinta sobre a sísmica de refração é fornecida por McGee e Palmer (1967); Telford et al. (1976); Dobrin (1976); Sheriff and Geldart (1982).

Geralmente, a sísmica de refração é aplicada como instrumento de trabalho em novas áreas de exploração; entre as aplicações que ela possui, podemos citar:

1. engenharia de estradas (Moore, 1952; Hawkins, 1969);
2. prospecção mineral (Greig, 1967; Eliot, 1967; Hobson, 1967; Heiland, 1968; Krey, 1963);
3. prospecção de águas subterrâneas (Burke, 1967; Hasselstrom, 1969; Hobson, 1967; Haeni, 1986);
4. engenharia civil (Stam, 1962; Hawkins, 1969; Hatherly and Neville, 1986).

2.2. Revisão de Conceitos

Os métodos sísmicos de prospecção baseiam-se na teoria da elasticidade.

Sendo gerado um impulson em um meio homogêneo e isotrópico, este produzirá deformações (compressão, cisalhamento) que dependem das propriedades elásticas e da densidade do meio. Uma descrição mais detalhada sobre as propriedades elásticas pode ser encontrada em Heiland (1968), Dobrin (1976); Aki and Richards (1980).

A propagação do impulso num meio homogêneo e isotrópico é dada pela equação de onda:

$$\nabla_p^2 \nabla (\nabla \cdot \vec{U}) - \nabla_s^2 \nabla \times (\nabla \times \vec{U}) + f = \rho \ddot{\vec{U}} \quad (1)$$

onde $\ddot{U}$ representa o deslocamento, V_p e V_s são as velocidades de propagação da onda.

A propagação de ondas num meio homogêneo e isotrópico é descrita em Coulumb e Jabert (1973); Telford et al. (1976); Dobrin (1976); Grant and West (1965); Aki and Richards (1980); Ben-Menahen and Singh (1981).

2.2.1 Classes de Ondas

Na sismica aplicada se trabalha principalmente com ondas longitudinais (ou P), embora possam ser observados três tipos de ondas:

1. longitudinais ou ondas P (dilatação)
2. transversais ou ondas S (cisalhamento)
3. superfície (ondas Rayleigh e Love)

1. a onda longitudinal ou P produz um deslocamento das partículas que é paralelo à direção da propagação da onda com velocidade V_p . A relação entre a velocidade V_p e as constantes elásticas λ , μ , ρ é dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2)$$

sendo que λ , μ : constantes de Lamé; e ρ : densidade do meio.

2. a onda de cisalhamento ou onda S causa um movimento de vibração das partículas sempre perpendicular à direção na qual a onda está-se propagando com velocidade V_s . A relação entre a velocidade V_s e as constantes μ e ρ é dada por:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3)$$

3. as ondas de superfície denominada de Rayleigh e Love existem principalmente na superfície livre de um meio elástico.

Uma descrição mais detalhada sobre as ondas Rayleigh e Love pode ser encontrada em Bullen (1965), que trata sobre o seu uso quando aplicadas à sismologia. Também em Grant and West (1965), que abordam o tema de forma sucinta, enquanto Aki and Richards (1980) fazem uma análise matemática sobre este

tipo de ondas.

Na realidade as ondas de superfície não são utilizadas na sismica aplicada à prospecção devido ao fato de que a interpretação dos dados seria muito complexa e o processamento muito caro.

2.2.2 Caso de uma Camada

Produzindo-se uma perturbação na superfície por meio de uma fonte, esta gera três tipos principais de ondas registradas nos aparelhos:

1. onda direta
2. onda refletida
3. onda refratada

Ao se representar o tempo de percurso da onda em função da distância X onde estão localizados os geofones, obtém-se o conjunto de curvas apresentadas na Fig. 3. O comportamento dessas curvas dependerá das condições geológicas da localidade onde forem feitas as medições.

1. a onda direta cujo percurso é SR_1 , SR_2 , etc.

(ver Fig. 3)

$$t = \frac{X}{V_0} \quad (4)$$

Seu gráfico é a reta ON , cuja inclinação é o inverso da velocidade ($1/V_0$).

2. onda refletida: o percurso da onda refletida de acordo com a Fig. 3 é SB_1R_1 , SB_2R_2 ...

Se o receptor R_x está situado a uma distância e o tempo registrado é t , teremos:

$$SB_{xR_x} = 2SB_x = 2 \sqrt{\frac{X^2}{4} + h^2} = \sqrt{X^2 + 4h^2} \quad (5)$$

com $t = \frac{2SB_x}{V_0}$

tem-se $t = \frac{\sqrt{X^2 + 4h^2}}{V_0} \quad (6)$

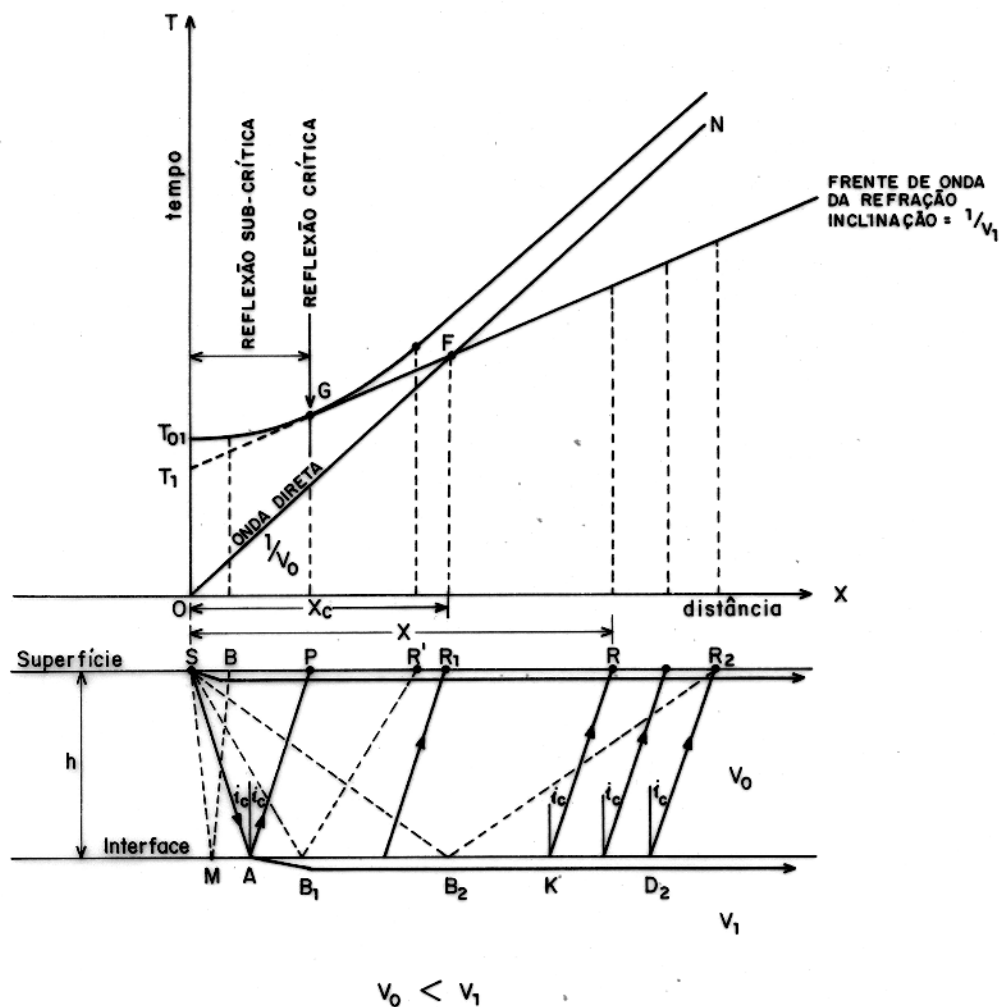


Fig. 3 - Relação entre as curvas de tempo-percurso da reflexão e das ondas direta e refratada crítica (frente de onda). A distância crítica X_c é a zona de sombra da onda refratada.

Reescrevendo esta equação obtem-se:

$$\frac{t^2 V_0^2}{4h^2} - \frac{X^2}{4h^2} = 1 \quad (7)$$

que é a equação de uma hipérbole de centro S (S=centro de detonação; Fig. 3), e cuja assíntota é a reta $t = X/V_1$, correspondente à trajetória direta, com ordenada na origem igual a $2h/V_1$.

3. onda refratada: a onda refratada registrada será a de um tempo mínimo, ou seja aquela que se propaga ao longo do contato AD₂ (Fig. 3), considerando novamente o receptor termos:

$$t = \frac{SA}{V_0} + \frac{AK}{V_1} + \frac{KR}{V_0}$$

$$t = \frac{AK}{V_1} + 2 \frac{SA}{V_0} \quad (8)$$

já que o ângulo de incidência i_c e o ângulo que emerge são iguais a $\text{Sen}^{-1}(V_0/V_1)$, tem-se

$$SB_1 = DR_2 = \frac{h}{\text{Cos } i_c} \quad (9)$$

$$B_1D_2 = x - 2h \text{Tg } i_c$$

donde

$$t = \frac{h}{V_1} + \frac{2h}{V_0 \text{Cos } i_c} - \frac{2h \text{Tg } i_c}{V_1} \quad (10)$$

$$t = \frac{X}{V_1} + \frac{2h}{V_0 \text{Cos } i_c} \left(1 - \frac{V_0}{V_1} \text{Sen } i_c\right)$$

já que $V_0 = (\text{Sen } i_c)V_1$ podem escrever

$$t = \frac{X}{V_1} + \frac{2h \text{Cos } i_c}{V_0} \quad (11)$$

a equação (11) é a equação de uma reta de inclinação de $1/V_1$, e sua ordenada na origem é $2h \text{Cos } i_c / V_0$.

Embora o interesse deste trabalho seja a sismica de refração, as leis que governam o fenômeno de propagação da on

são válidas também para a sismica de reflexão; estas leis são um tanto similares às utilizadas na ótica física, descritas a seguir:

1. princípio de Huygens
2. princípios de Fermat
3. Lei de Snell

1. princípio de Huygens: esse princípio estabelece que cada ponto de um meio alcançado por uma frente de onda pode ser considerada como uma nova fonte (fonte secundária).

2. princípio de Fermat: este princípio estabelece que a trajetória entre dois pontos quaisquer é única, e corresponde ao tempo mínimo de propagação da onda.

3. Lei de Snell: gerando-se uma onda elástica no ponto S, (Fig. 4a,b), esta se propaga do meio 1 ao meio 2 segundo os princípios de ótica.

No contato da superfície do plano AB, parte da energia que a onda incidente possui é refletida (ou seja permanece no meio 1) e a outra é refratada (transmitida ao meio 2).

Já que os meios possuem características diferentes ($\rho_1 \neq \rho_2$), a direção da onda refratada é alterada abruptamente na interface dos 2 meios.

Para o raio refletido, verifica-se que $i_c = i'_c$, (Fig. 4a,b), o ângulo de incidência e o ângulo de reflexão são iguais, e entre o raio incidente e o refratado existe a relação:

$$\frac{\text{Sen } i_c}{V_0} = \frac{\text{Sen } i_r}{V_1} \quad (\text{Lei de Snell}) \quad (12)$$

Telford et al. (1976); e Dobrin (1976), utilizam o princípio de Huygens para deduzir esta equação.

Para a sismica de refração os raios de interesse são aqueles que sofrem uma refração total.

Com base no princípio de Fermat, a trajetória do raio será aquela que faz o percurso entre dois pontos no menor tempo.

Se o ângulo de refração é de 90° , o raio refrata-

do SA, (Fig. 5), terá refração total e, conseqüentemente, propaga-se no contato entre os dois meios.

Baseando-se na Lei de Snell obtém-se:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\text{Sen } i_c}{\text{Sen } 90^\circ} &= \frac{V_0}{V_1} \\ \text{Sen } i_c &= \frac{V_0}{V_1} \\ \text{Sen } i_{1,2} &= \frac{V_0}{V_1} \end{aligned} \right\} \quad (12a)$$

O mecanismo de transmissão de onda refratada num meio estratificado requer que:

1. a velocidade aumente com a profundidade

$$V_{i+1} > V_i$$

2. as camadas tenham uma espessura referente ao comprimento de onda para não ocorrerem interferência e dispersão.

2.3 Métodos de Interpretação

Tem-se dito que o método da sísmica de refração consiste na análise do registro das primeiras chegadas das ondas provenientes dos diferentes contatos litológicos.

Hatherly (1982), esclarece que não é comum observar-se que o surgimento visual do primeiro evento esteja relacionado com a razão sinal-ruído e o ganho de amplificação do sinal do aparelho.

Para se fazer a interpretação é usual o requerimento da coleta de dados dos chamados tiros de ida e volta, dos quais os tempos das primeiras quebras são desenhados em função da distância na qual estava colocada o detector do sinal (geofone). Estes desenhos são chamados de democrônicas.

A escolha dos primeiros tempos de chegada tem sido feita manualmente ou marcada com digitalizadores. No entanto,

a partir do final da década de 70 e início da de 80, iniciou-se a automatização da escolha da ocorrência do primeiro evento, já que os equipamentos mais recentes possuem registros digitais (como o aparelho utilizado na coleta de dados neste trabalho), tendo como consequência uma precisão maior nos registros, e baixando o custo das operações, além de se contar com algoritmos computacionais capazes de determinar uma melhor resolução nas quebras.

Uma vez construído o gráfico T vs X a interpretação pode ser feita de duas formas:

1. Gráfica
2. Analítica

2.3.1 Métodos Gráficos

Os métodos gráficos foram introduzidos primeiramente por Thornburgh em 1930, citado por Hagedoorn (1959). Rockwell (1967) faz uma ampla discussão sobre a teoria e aplicação do método.

Schneck (1967), utilizou o princípio de Huygens para a construção das frentes de ondas de dois tiros simétricos. Uma desvantagem da frente de onda é que, para poder determiná-la, é necessário conhecer as velocidades do capeamento. No entanto, conhecido esse parâmetro, não se precisa fazer conjecturas acerca da velocidade do retrator, definindo-se desta maneira o refrator procurado.

Slotnic (1950), aplicou a lei de Snell na construção do traçamento ótico do gráfico para a determinação das profundidades e do mergulho das camadas a partir do tempo de chegada da onda que se propaga na superfície da camada a ser calculada.

Fazendo uso do chamado "delay-time", Terran (1956), desenvolveu um método de muita utilidade para a determinação de refratores com mergulho moderado a grande, podendo ser também, este, curvado ou irregular. A principal limitação deste método é a determinação da velocidade da segunda camada, ou seja, na realidade, as velocidades devem ser conhecidas, além de que se precisa de um grande número de cálculos.

Utilizado para estruturas de grande relevo, o método de Hales (1958), baseado na determinação dos correspondentes tempos de chegada do horizonte a ser mapeado, requer também os do perfil reverso. O método é esquematizado na Fig. 6, onde os pontos A e B possuem um ponto de convergência comum Q, quando o mergulho e a profundidade do retrator não são inicialmente conhecidos.

Este método, para a construção gráfica da estratificação requer, uma análise matemática bastante rigorosa. É também um método iterativo, além de possuir a desvantagem de se ter que conhecer as velocidades V_0 e V_1 .

O método Mais-Menos desenvolvido por Hagedoorn (1959), fundamenta-se no método de frente de onda de Thornburg (1930). Para o cálculo da profundidade relativa faz-se que do tempo recíproco, fornecendo também a velocidade deste pela substituição dos tempos de percurso. Este método tem a inconveniência de só poder ser utilizado se existir um contraste de velocidade bastante grande entre as camadas.

O chamado método de alvo complementar de Schneck (1967), tem demonstrado que o perfil reverso não depende da velocidade do refrator, sendo, então, uma compilação do trabalho gráfico de Thornburg (1930). As suas limitações residem nos registros, e na existência de velocidades complexas.

Hoje em dia, existem rotinas computacionais utilizando os métodos gráficos, no entanto, devido à grande quantidade de processos e desenhos, e elevado tempo de computação, estes métodos só se empregam em casos muito complexos, com vantagens na solução do problema.

2.3.2 Métodos Analíticos

Tais métodos fazem uso de ferramentas matemáticas, sendo também possível o desenvolvimento de algoritmos computacionais a partir das formulações analíticas obtidas.

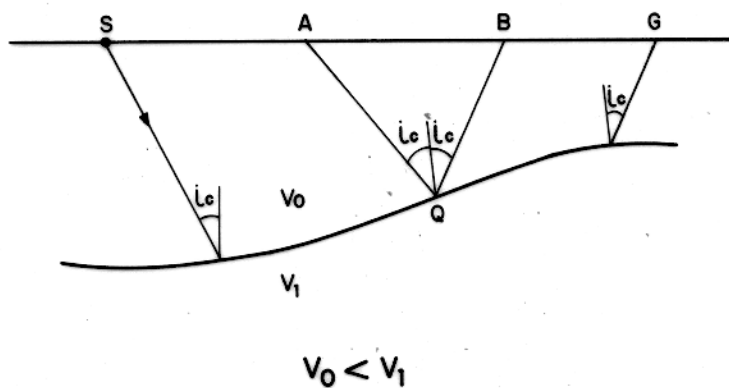


Fig.6 - Método de Hales. Relação entre dois percursos de onda refratada para os receptores A e B e ponto de emergência comum Q.

Para estes métodos entende-se que:

1. as camadas sejam planas (horizontais) cada uma com diferente velocidade de propagação.
2. a espessura h_i de cada camada é pequena comparada ao comprimento do "spread" de refração X_p .
3. as velocidades V_i das camadas aumentam com profundidade.

$$V_{i+n} > V_{i-1} > \dots > V_i$$

Estas condições provêm da lei de Snell como descrito anteriormente.

A partir destas três condições, os métodos convencionais fazem uso do chamado tempo de interseção (T_i) ou da distância crítica (X_c) para o cálculo da profundidade do refrator.

Considerando a situação da Fig. 7, onde se tem três camadas de velocidade V_0 , V_1 e V_2 , quando $V_1 > V_0$, se terá obtido a trajetória SDKB, e sua curva correspondente de tempo-distância QW. Para $V_2 > V_1 > V_0$ e trajetória através de V_2 eventualmente se sobrepõe à refração em V_1 , a trajetória SCEFHM vem dada pela lei de Snell:

$$\frac{\text{Sen } i_{2,3}}{V_0} = \frac{\text{Sen } i_{2,3}}{V_1} = \frac{1}{V_2}$$

$$\text{relembrando que: } \text{Sen } i_{1,2} = \frac{V_0}{V_1} \quad (13a)$$

$$\text{Cos } i_{1,2} = \frac{\sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_1} \quad (13b)$$

$$\text{tg } i_{1,2} = \frac{\text{Sen } i_{1,2}}{\text{Cos } i_{1,2}} = \frac{V_0}{\sqrt{V_1^2 - V_0^2}} \quad (13c)$$

$i_{1,2}$ é o ângulo crítico para a última camada, no entanto, $i_{1,3}$ é menor que o ângulo crítico para a camada superior.

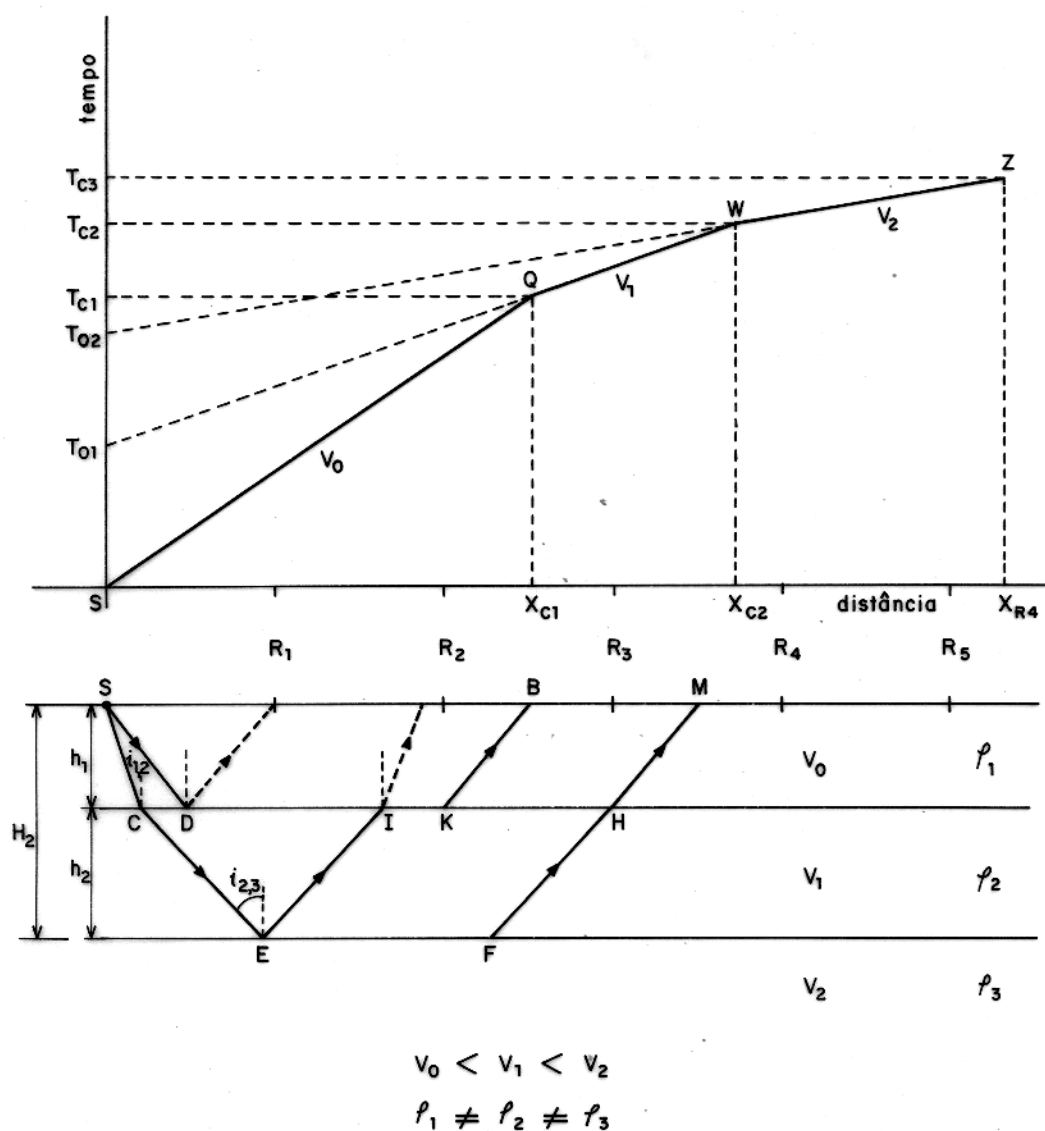


Fig. 7 - Gráfico tempo-distância. Caso de três camadas planas.

O tempo de percurso para a curva WZ será:

$$t = \frac{SC + MH}{V_0} + \frac{CE + FH}{V_1} + \frac{EF}{V_2} \quad (14)$$

$$t = \frac{2h_1}{V_0 \cos i_{1,3}} + \frac{2h_2}{V_1 \cos i_{2,3}} + \frac{x - h_1 \operatorname{tg} i_{2,3} - 2h_2 \operatorname{tg} i_{2,3}}{V_2}$$

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_2}{V_1 \cos i_{2,3}} \left(1 - \frac{V_1}{V_2} \operatorname{sen} i_{2,3} \right) + \frac{2h_1}{V_2 \cos i_{1,3}} \cdot$$

$$\left(1 - \frac{V_0}{V_2} \operatorname{sen} i_{1,3} \right)$$

$$t = \frac{x}{2} + \frac{2h_2}{V_1} \cos i_{2,3} + 2 \frac{h_1}{V_0} \cos i_{1,3}$$

$$t = \frac{x}{V_2} + t_{o2} \quad (15)$$

Isto significa que a curva tempo-distância para este refrator é também uma linha reta, cuja inclinação é o recíproco da velocidade justamente abaixo do horizonte refrator e sua interseção, e a soma dos termos da forma $2h_n \cos i_j / V_j$ contribuindo cada camada a uma do horizonte refrator com um termo.

Estendendo este resultado para n camadas podemos genralizar

$$t_j = \frac{x}{V_i} + \sum_{j=1}^{n-1} \frac{2h_j}{V_j} \cos i_j \quad (16)$$

As espessuras das camadas a partir dos tempos de interseção tomados da curva tempo-distância são dadas por:

$$h_n = \frac{V_n}{2 \cos \theta_n} \left[t_n - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \theta \cos i}{V_i} \right] \quad (17)$$

Uma explicação mais detalhada do tempo de interseção T_i pode ser encontrada em Dobrin (1976).

Utilizando-se o método de distância crítica X_c para o caso de 3 camadas horizontais planas (Fig. 7), a profundidade do segundo refrator é dada por:

$$h_2 = \frac{X_{c2}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} - h_1 Q_{1,2} \quad (18)$$

onde $Q_{1,2}$ é o fator de correção em função de V_1/V_0 e V_2/V_0 pode ser expressado da seguinte forma:

$$Q_{1,2} = \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2} - \sqrt{1 - \left(\frac{V_0}{V_1}\right)^2}}{\sqrt{\left(\frac{V_0}{V_1}\right)^2 - \left(\frac{V_0}{V_2}\right)^2}} \quad (19)$$

Uma extensão deste método para n camadas horizontais é dada por:

$$h_n = \frac{X_{cn}}{2} \sqrt{\frac{V_{n+1} - V_n}{V_{n+1} + V_n}} - \left(\sum_{i=1}^{n-1} Q_{i,n} h_i \right) \quad (20)$$

onde de forma geral temos:

$$Q_{i,n} = \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{V_i}{V_{n+1}}\right)^2} - \sqrt{1 - \left(\frac{V_i}{V_n}\right)^2}}{\sqrt{\frac{V_i^2}{V_n^2} - \frac{V_i^2}{V_{n+1}^2}}} \quad (21)$$

Um desenvolvimento mais detalhado com exemplos de vários casos de camadas horizontais pode ser encontrado em Heiland (1968), assim como em Mooney (1977), que faz um desenvolvimento teórico.

Uma vantagem do método de distância crítica (X_c) em relação ao método de interseção do tempo (T_i) é que o primeiro

ro é menos propenso a erros quando se está calculando camadas com baixo contraste de velocidade.

O método de interseção do tempo (T_1), pode ter sua aplicação estendida para o caso de camadas inclinadas.

A Fig. 8 apresenta o caso de um só refrator, onde as camadas separadas pela interface inclinada possuem velocidades V_0 e V_1 respectivamente. Ao definir-se o contato BC é preciso determinar quatro incógnitas. Em geral, infinitas soluções serão encontradas, o que pode ser evitado fazendo-se uso das propriedades anteriormente mencionadas.

Estabelecendo-se a velocidade constante assim como a inclinação do refrator, no ponto D a equação do tempo será:

$$t_g = \frac{AB}{V_0} + \frac{BC}{V_1} + \frac{CD}{V_0} \quad (22)$$

$$AB = \frac{H_1}{\cos i_{1,2}}, \quad CD = \frac{h_1}{\cos i_{1,2}} = \frac{H_1 - AD \sin \alpha_1}{\cos i_{1,2}} \quad (23)$$

onde $t_d = \frac{AB}{V_0} + \frac{AD \cos \alpha_1 - AB \sin i_{1,2} - CD \sin i_{1,2}}{V_0} \sin i_{1,2} + \frac{CD}{V_0}$

$$t_d = \frac{AB}{V_0} \left(1 - \sin^2 i_{1,2} \right) + \frac{CD}{V_0} \left(1 - \sin i_{1,2} \right) + \frac{AD \cos \alpha_1 \sin \alpha_{1,2}}{V_0}$$

$$t_d = \frac{H_1 \cos^2 i_{1,2}}{V_0 \cos i_{1,2}} + \frac{H_1 - AD \sin \alpha_1}{V_0 \cos i_{1,2}} \cos^2 i_{1,2} + \frac{AD \cos \alpha_1 \sin \alpha_{1,2}}{V_0}$$

$$t_d = \frac{2H_1 \cos i_{1,2}}{V_0} + \frac{AD}{V_0} \sin (i_{1,2} - \alpha_1) \quad (24)$$

$$t_d = \frac{AD}{V_0} \sin (i_{1,2} - \alpha_1) + \frac{2H_1 \cos i_{1,2}}{V_0} \quad (25)$$

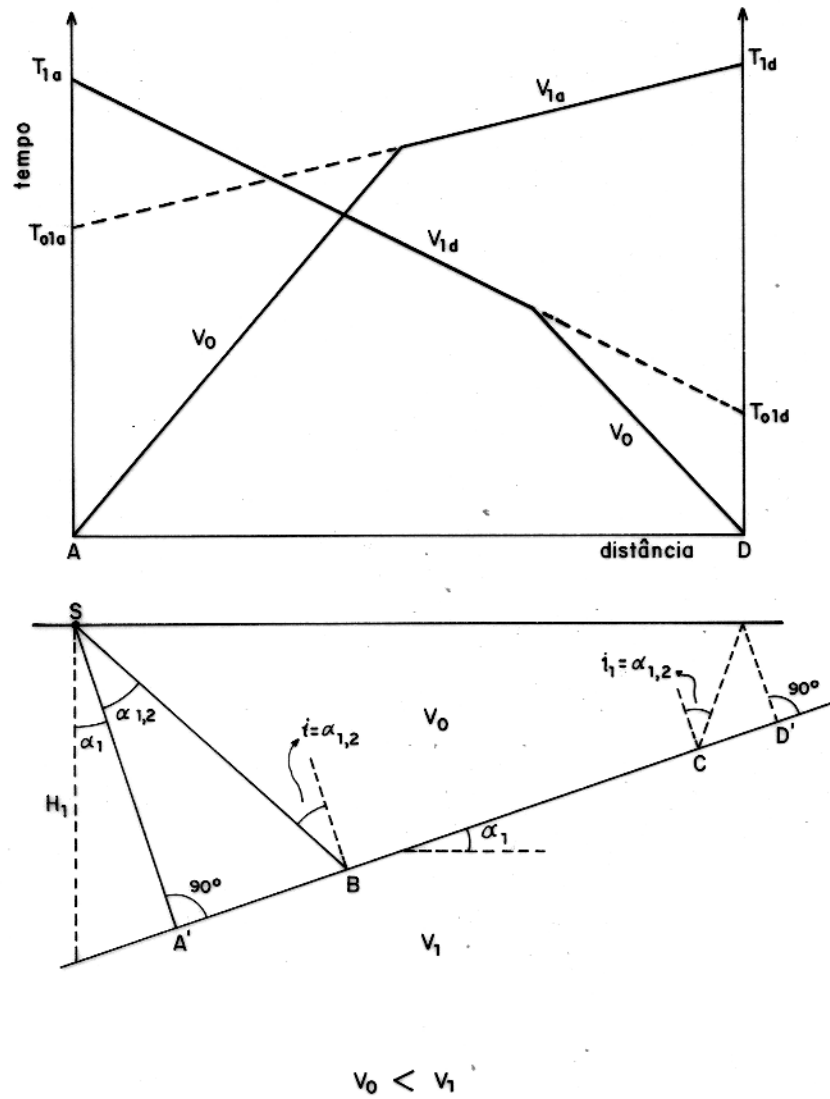


Fig. 8 - Gráfico tempo-distância. Caso de duas camadas inclinadas.

onde num ponto qualquer X o tempo ascendente do perfil AD é dado por:

$$t_{ax} = \frac{x}{v_o} \text{Sen} \left(i_{1,2} - \alpha_1 \right) + \frac{2H_1 \text{Cos} i_{1,2}}{v_o} \quad (26)$$

e o tempo descendente DA:

$$t_{1x} = \frac{x}{v_o} \text{Sen} \left(i_{1,2} + \alpha_1 \right) + \frac{2H_1 \text{Cos} i_{1,2}}{v_o} \quad (27)$$

Portanto as velocidades aparentes são dadas por:

$$\frac{d(x)}{dt} = V_a \quad (28)$$

$$V_{oa} = \frac{v_o}{\text{Sen}(i_{1,2} - \alpha_1)} \text{ ascecente} \quad (29)$$

$$V_{od} = \frac{v_o}{\text{Sen}(\alpha_{1,2} + \alpha_1)} \text{ descendete} \quad (30)$$

$$\alpha_{1,2} - \alpha_1 = \text{Sen}^{-1} \left(\frac{v_o}{V_{oa}} \right) \quad (31)$$

$$\alpha_{1,2} + \alpha_1 = \text{Sen}^{-1} \left(\frac{v_o}{V_{od}} \right) \quad (32)$$

No cálculo do refrator utilizando-se tempos de interseção do gráfico tempo-distância obtem-se

$$H_1 = \frac{t_{o1} v_o}{2 \text{Cos} \alpha_{1,2}} \quad (33)$$

$$H_1 = \frac{t_{o1d} v_o}{2 \text{Cos} \alpha_{1,2}} \quad (34)$$

As profundidades verticais z_1, z_2 são:

$$z_1 = \frac{H_1}{\cos \alpha_1} \quad (35)$$

$$z = \frac{h_1}{\cos \alpha_1} \quad (36)$$

Observa-se que as equações (33) a (36), são similares às equações para camadas planas horizontais.

Mota (1954), demonstrou que para n refratores a espessura é dada por:

$$H_n = \frac{Z_{nt}}{\cos \theta_n} = \frac{1}{\cos \theta_n} \left[\frac{Z_{n,1} \cos(\alpha_{n,1} - \theta_n + \theta_1)}{\cos \alpha_{n,1}} + \frac{Z_{n,2} \cos(\alpha_{n,2} - \theta_n + \theta_2)}{\cos \alpha_{n,2}} + \dots \right. \\ \left. + \frac{Z_{n,n-1} \cos(\alpha_{n,n-1} - \theta_n + \theta_{n-1})}{\cos \alpha_{n,n-1}} + Z_{n,n} \right] \quad (37)$$

$$h_n = \frac{z_{n,t}}{\cos \theta_n} = \frac{1}{\cos \theta_n} \left[\frac{z_{n,1} \cos(\beta_{n,1} + \theta_n - \theta_1)}{\cos \beta_{n,1}} + \frac{z_{n,2} \cos(\beta_{n,2} + \theta_n - \theta_2)}{\cos \beta_{n,2}} + \dots \right. \\ \left. + \frac{z_{n,n-1} \cos(\beta_{n,n-1} + \theta_n - \theta_{n-1})}{\cos \beta_{n,n-1}} + z_{n,n} \right] \quad (38)$$

As formulações de Adachi (1954) citadas por Johnson (1976) são extremamente úteis para a elaboração de algoritmos computacionais no caso das chamadas inclinadas.

De forma geral, para o tempo de interseção temos:

$$t_n = \frac{X_n \sin \beta_1}{v_o} + \sum_{j=1}^{n-1} \frac{H_j}{v_{j+1}} (\cos \alpha_j + \cos \beta_j) \quad (39)$$

esta equação é similar à equação (16), para camadas planas horizontais.

Para a espessura da camada $n-1$, obtém-se

$$H_{n-1} = \frac{V_{n-1}}{\cos \alpha_{n-1} + \cos \beta_{n-1}} \left[t_{o(n)} - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{H_i (\cos \alpha_i + \cos \beta_i)}{V_{i-1}} \right] \quad (40)$$

A natureza nem sempre se comporta de uma forma ideal, razão pela qual foram introduzidas outras técnicas de interpretação analítica mais complexa. Essas técnicas se baseiam no princípio de que a velocidade tem um aumento discreto quando a profundidade se faz maior. Entretanto, é necessário que, pelo menos em um terço do perfil, a velocidade em cada camada permaneça constante. Também para estes casos é possível a elaboração de algoritmos computacionais.

Gardner (1967), introduz o conceito de "delay-time", baseado no seu trabalho de 1939, para a interpretação.

Este método é menos susceptível às dificuldades encontradas ao se utilizar as equações de interseção do tempo (T_i) para o cálculo das profundidades, seja com camadas planas ou inclinadas, para refratores curvos ou irregulares.

Neste método os tempos de refração para as elevações e intemperismo tem que ser corrigidos.

A partir da trajetória da onda no percurso SBCG (Fig.9), o "delay-time" pode ser expresso como:

$$\delta = \delta_S + \delta_G$$

$$\delta_S = \text{"delay-time" do ponto de tiro}$$

$$\delta_G = \text{"delay-time" do geofone}$$

Outros trabalhos que utilizam o conceito de "delay-time" são encontrados na literatura, tais como Terran (1956), Wyrobeck (1956), Barry (1967) e Barthelms (1946).

O método proposto por Barry (1967), requer que o "delay-time" δ seja desdobrado em suas componentes δ_S e δ_G .

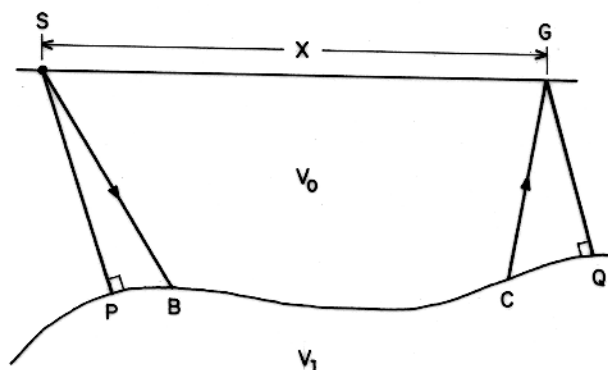


Fig. 9 - Ilustração do "delay-time" (de Dobrin, 1961).

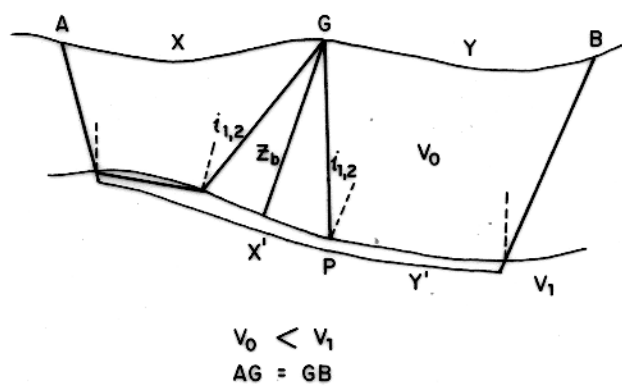


Fig. 10 - Trajetória do raio para o cálculo do tempo de profundidade "time-depth" (de Hawkins, 1961).

O método apresentado por Wyrobeck (1956), não requer perfis reversos porque as interações no ponto de tiro não dependem da direção da linha.

Por outro lado, na sua análise matemática, Wyrobeck (1956) mostrou que a metade da curva de interseção é paralela à curva total do "delay-time", δ , além de se obter uma relação entre o tempo recíproco e o "delay-time".

Os métodos baseados no "delay-time" são limitados para pequenas profundidades e com mergulhos de até 10° , além de serem inexatos para embasamentos irregulares.

Hawkins (1961), baseando-se no conceito de "time-depth" ou T_g , apresenta o método recíproco para a determinação da profundidade do refrator.

Analisando o caso de duas camadas (Fig. 10) tem-se:

$$t_g = \frac{Gx}{V_0} - \frac{Px}{V_1} \quad (42)$$

$$t_g = \frac{ZG \cos i_{1,2}}{V_0} \quad (43)$$

onde Z_g é a distância desde G ao refrator através da normal ao plano do refrator e $i_{1,2}$ é o ângulo crítico entre as camadas de velocidade V_0 e V_1 dado pela lei de Snell (equação 12).

$$t_g = \frac{1}{2} (t_{S',G} + t_{S''G} - t_{SS'}) \quad (\text{eq. 3 de Hawkins, 1961})$$

Observa-se que a parte direita da equação (3) de Hawkins (1961) é o chamado "delay-time" de Gardner (1967), ou tempo recíproco, o qual pode ser obtido do gráfico tempo-distância.

No ponto G (estação do geofone) o tempo T será:

$$t_g = \frac{1}{2} (t_{AG} + t_{BG} - t_{AB}) \quad (44)$$

Onde T_{AG} e T_{BG} são os tempos de chegada do raio no refrator entre o ponto de recepção G e os pontos de tiro A e B respectivamente, e T_{AB} é o tempo recíproco ou tempo entre pontos de tiro.

Na utilização do "time-depth" para a correção do percurso do tempo de chegada, pode-se dizer que, quando ambos os tempos T_{AG} e T_{BG} originam-se do mesmo refrator, a velocidade verdadeira pode ser determinada diretamente da inclinação da curva, ou seja:

$$\frac{\partial}{\partial X} (t'_{AG}) = \frac{1}{V_1} \quad (45)$$

Essa análise de velocidade é similar à plotagem da metade da diferença entre os tempos de percurso T_{AG} e T_{BG} de Hagerdoorm (1959).

A utilização de técnica de análise de velocidade, elimina da curva tempo-distância qualquer dispersão na escolha do primeiro evento provocado pela topografia, ou seja, não é preciso fazer nenhuma correção de elevação, assim como qualquer variação da velocidade ou espessura do capeamento, já que este é tomado como uma outra camada.

Este método substitui também aqueles que se baseiam no princípio do "delay-time" de tiros reversos desenvolvidos para um só refrator, apresentados por Terran (1956) e Hales (1958).

2.4 O Método Recíproco Generalizado (GRM)

Para o desenvolvimento deste trabalho utilizou-se no processamento e interpretação dos dados o Método Recíproco Generalizado (GRM) de Palmer (1980, 1981).

O GRM é uma técnica para delinear refratores ondulados (inclinando ou planos), em qualquer profundidade, a partir de dados sísmicos de refração de tempos de percursos de ida e volta.

Este método possui vantagens como:

1. é relativamente sensível a mergulhos do refrator até 20° .
2. reconhece e acomoda camadas não detectáveis pelos outros métodos.

Assim como o método do "delay-time" o GRM também engloba o princípio de migração.

Conforme o exposto na Fig. 11, Palmer (1980), derivou os parâmetros para o GRM, utilizando como pressuposto ondas planas, as quais viajam de A até S, de S até T e de T até B, sendo que as frentes de onda são sempre normais à trajetória do raio.

Para o caso específico de quatro camadas o tempo de percurso de A a B é dado por:

$$t_{AB} = \sum_{j=1}^3 \left(Z_{jA} \cos \alpha_{j4} + Z_{j3} \cos \beta_{jv} \right) / V_j + AB \cos (\theta_2 - \theta_1) \cdot \cos (\theta_3 - \theta_2) / V_2 \quad (46)$$

Esta expressão pode ser estendida para um número n de camadas, dando como resultado:

$$t_{AB} = \sum_{j=1}^{N-1} \left(Z_{jA} \cos \alpha_{jn} + Z_{jB} \cos \beta_{jn} \right) / V_j + AB \cos (\theta_2 - \theta_1) \dots \cos (\theta_{n-1} - \theta_{n-2}) / V_n \quad (47)$$

Fazendo-se a interpretação com o GRM tem-se que levar em conta:

1. a designação de um refrator a cada tempo de chegada a partir da curva tempo-distância.
2. A determinação das velocidades dos refratores
3. a seleção de valores ótimos de XY.

Uma vez fixado a um refrator o tempo de chegada obtemos funções de análise de velocidade, e o tempo de profundidade generalizado.

Expressões do Tempo - Percurso

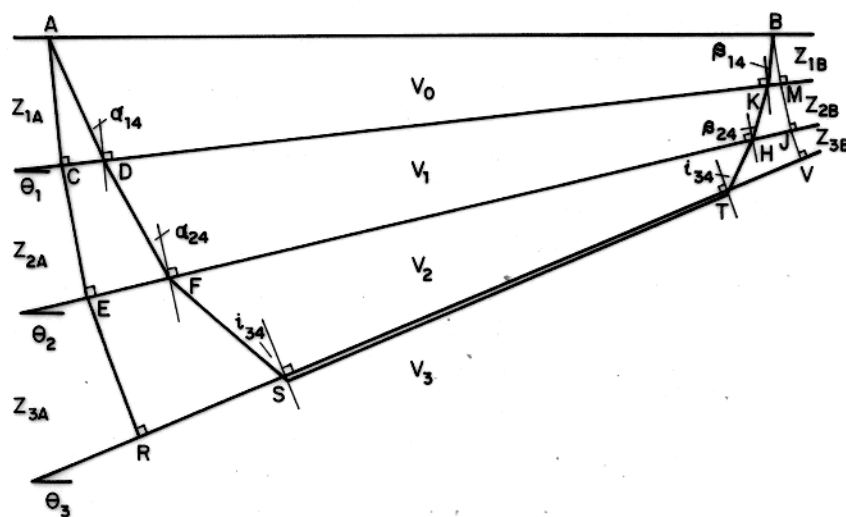


Fig. 11 - Modelo e parâmetros da trajetória do raio utilizados na derivação da expressão do tempo-percurso no caso de quatro camadas (de Palmer, 1980).

2.4.1 Função de Análise de Velocidade

Para se obter uma expressão da função de análise de velocidade utilizamos os símbolos da Fig. 12:

$$t_v = \frac{1}{2} (t_{ay} + t_{BX} + t_{AB}) \quad (48)$$

Podemos definir T_v como o tempo em função da distância da função de velocidade generalizada, onde T_v é referenciado no ponto B, no centro da distância XY, e T_{AB} é o tempo recíproco.

Observa-se que, quando a distância XY é zero, a equação acima se reduz à equação (7) de Hawkins (1961), (equação 44 deste trabalho). É também similar ao termo menos do método Mais-Menos de Hagedoorn (1959) e matematicamente similar à equação de Scott (1973), citada a seguir:

$$v = \frac{\sum \Delta X^2 - (\sum \Delta X_i)^2/n}{\sum \Delta X_i \Delta t_i - (\sum \Delta X_i)(\sum \Delta t_i)/n} \quad (49)$$

Quando ambos os termos T_{AY} e T_{BX} procedem do mesmo refrator, a inclinação inversa, V_n (já definida no método recíproco), é a mais apropriada ao longo do pertinente T_v e é aproximadamente a velocidade do refrator. No entanto, V_n é tomada como a velocidade verdadeira nas interpretações de rotina.

2.4.2 O Tempo de Profundidade Generalizado

Fazendo uso novamente da simbologia já explicada (Fig. 11) o tempo de profundidade generalizado T_G em G é definido como:

$$t_G = \frac{1}{2} (t_{AY} + t_{BX} - \frac{XY}{V'_n}) \quad (50)$$

onde V'_n tem sido determinado a partir da função de análise de velocidade.

Para XY igual a zero obtemos as equações (7-35 ; 7-36) Dobrin (1976), assim como a equação (3) de Hawkins (1961).

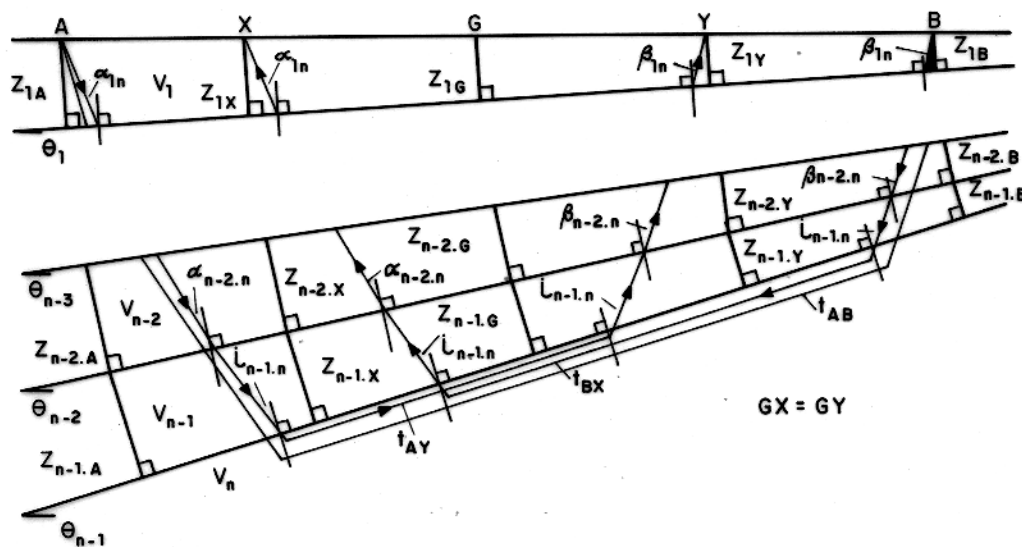


Fig. 12 - Modelo e parâmetros da trajetória do raio utilizado na análise das velocidades e das funções tempo profundidade generalizadas (de Palmer, 1981).

Por outro lado obtém-se uma similaridade com o termo mais do método Mais-Menos de Hadedoorm (1959), assim como a equação (9-68) no método de diferenças em Heiland (1968).

$$\begin{aligned} t_w &\approx \frac{1}{2} (t_{AD} + t_{BD} - t_{AE} + t_{uhB}) && \text{equação 7-35} \\ t_w &\approx \frac{1}{2} (t_{AD} + t_{BD} - t_{BC} + t_{uhA}) && \text{equação 7-36} \\ d_2 &= \frac{1}{2} (t_{BA} + t_{BC} - t_{CA}) V_1 && \text{equação 9-68 Heiland (1968)} \end{aligned} \quad \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \text{Hawkins (1961)}$$

Uma vantagem deste método é que para cada cálculo do tempo de profundidade convencional, não é necessário o conhecimento da velocidade de refrator.

Selecionando-se XY de tal maneira que o raio de ida e volta emergja aproximadamente do mesmo ponto do refrator, obtém-se um resultado similar à metade da migração do "delay-time", e ao de ida e volta do método de Gardner (1967); e de Berry (1967).

Outros métodos similares ao GRM são o método de McPhail (1967), assim como o método de Hales (1958); Wooley et al. (1967), mas estes sem o termo XY/V'_n que aparece na equação (50).

Note-se que a equação (50) pode ser reduzida a:

$$t_G = \sum_{j=1}^{n-1} \frac{Z_{1G}}{V_{jn}} \quad (51)$$

onde:

$$V_{jn} = \frac{2V_j}{(\cos \alpha_{jn} + \cos \beta_{jn})} \quad (52)$$

No caso em que as camadas sejam planas, V_{jn} é o fator de profundidade.

Quando os mergulhos são zero a equação (51) é duas vezes o fator G de Stulken (1967), assim como duas vezes a variável W de Chan (1968); por outro lado, é equivalente à função A de Meidav (1960) e ao fator de conversão de profundidade de Hawkins (1961).

Já que os ângulos α_{jn} e β_{jn} são aleatórios, V_{jn} não é calculado de maneira exata porque os efeitos de mergulho são ignorados, reduzindo-se a equação (52) à seguinte aproximação:

$$V_{jn} \approx \frac{V_n' V_j'}{\sqrt{V_n'^2 + V_j'^2}} \quad (53)$$

As velocidades na equação (53) são medidas a partir da função de análise de velocidade, equação (43).

Palmer (1980) apresenta um exemplo com camadas inclinadas para abalar a utilização das equações (52) e (53), chegando à conclusão que os erros provenientes da aproximação são menores ou iguais a 2%.

2.4.3 Determinação da Distância entre Geofones XY

O passo seguinte na interpretação é a escolha da distância XY. Esta determinação é o aspecto mais difícil do GRM.

A determinação de XY pode ser feita das seguintes formas:

1. mediante o cálculo direto, utilizando-se a equação:

$$XY_{\text{ótimo}} \approx 2 \sum_{j=1}^{n-1} Z_{jn} \operatorname{tg} i_{jn}$$

ou seja, a partir do cálculo direto das velocidades sísmicas e as espessuras. Observa-se que i_{jn} é dado pela equação de Snell eq. 12.

2. por meio de observações
 1. usando-se as recomendações dadas por Woolley et al. (1967) sobre a separação das curvas tempo-distância dos tiros de ida e volta;
 2. através da inspeção da análise de velocidade e dos cálculos dos tempos de profundidade para diferentes XY;

3. autores como Grant and West (1965) e Layat (1967) observaram que os valores de XY podem ser determinados a partir de reflexões críticas nos sismogramas; neste caso, aparecem amplitudes muito grandes tanto para a reflexão como para a refração.

2.4.4 Velocidade Média

A última etapa na interpretação dos dados por meio do GRM é o cálculo das velocidades médias dos refratores para cálculo das profundidades das camadas.

Para tal fim, Palmer (1930) utilizou um modelo de três camadas horizontais. No entanto, para este cálculo é necessário conhecer bem XY , o que significa uma vantagem sobre o método de Hawkins (1961) e de Woolley et al. (1967), já que não é preciso conhecer a profundidade do refrator.

Fazendo-se uso das equações (51), (52), (53) e (54), conjuntamente com a lei de Snell, obtemos para a velocidade média:

$$\bar{V} = \sqrt{\frac{V_n'^2 XY}{XY + 2t_G V_n'}} \quad (55)$$

Na prática as equações (48) e (49) para o cálculo de tempo de profundidade e velocidade do refrator, apresentam alguns problemas. Apesar disso, com o valor ótimo XY , a velocidade média pode ser determinada mediante a utilização da equação (55).

2.4.5 Cálculo da Espessura das Camadas

Após se ter calculado o tempo de profundidade assim como as velocidades a partir das curvas de análise de velocidade, faz-se o cálculo da espessura das camadas.

Partindo-se da equação formulada por Hawkins (1961) que correlaciona a espessura Z_n , o tempo de profundidade T e a velocidade V_n , faz-se o cálculo das profundidades.

$$Z_n = \left[T_B \cdot \sum_{j=1}^{n-1} Z_n \frac{\cos i_{j,n+1}}{V_j} \right] \frac{V_n}{\cos i_{n,n+1}} \quad (56)$$

A utilização desta equação é conveniente e bastante exata para camadas com mergulhos de até 20° , como foi observado por Palmer (1961).

As espessuras especificadas por esta equação são espessuras perpendiculares, e não espessuras verticais.

2.5 Problemas e Limitações na Interpretação de Dados de Sísmica de Refração.

Tem-se dito que, para que a sísmica de refração dê resultados satisfatórios, certas condições físicas devem ser mantidas na área do levantamento sísmico.

Quando estas restrições não são cumpridas poder-se-ia chegar a conclusões errôneas, ao se fazer uso das técnicas de interpretação descritas anteriormente.

Domzalski (1956); Burke (1967); Cassinis e Borgonovi (1966); Northwood (1967); Merrick et al. (1978), descreveram com bastante detalhe os problemas e limitações na interpretação de dados de sísmica de refração. Entre estes, as principais são:

1. camada escondida
2. inversão de velocidade
3. mudanças laterais de velocidade em pequenas extensões.
4. insuficiência no contraste de velocidade
5. aumento contínuo da velocidade com a profundidade.

1. Camada escondida: este problema acontece quando a frente de onda de um refrator de alta velocidade sísmica chega na superfície antes da frente de onda do refrator sotoposto. Já que na sísmica de refração são utilizadas as primeiras quebras, as velocidades e espessuras das camadas sotopostas não podem ser calculadas; em consequência as profundidades das camadas

das inferiores apresentarão erros, Soske (1959),

A Fig. 13, mostra a natureza do trabalho com a utilização de três camadas.

a) normal

b) possuindo um segmento da mesma ordem que o espaçamento dos geofones.

c) zona oculta

d) camada escondida na zona oculta.

A espessura da camada escondida pode ter, uma variação de zero até uma espessura máxima teórica, chamada zona oculta (Hawkins e Maggs, 1961).

Teoricamente a camada escondida pode ser detectada quando a mesma excede a espessura da zona oculta, ocorrendo como primeiro evento. No entanto, é preciso que o sinal chegue às diferentes posições de geofones, antes de se detectar com segurança uma outra camada, podendo a verdadeira espessura da camada escondida, exceder a zona oculta.

Comumente, encontramos o lençol freático na zona oculta de um refrator da rocha fresca ou de uma seção intemperizada desta.

Este lençol freático pode também existir como uma zona oculta entre o capeamento e a superfície não intemperizada da rocha fresca.

Hawkins e Maggs (1961), apresentam monogramas, nos quais a zona oculta é estabelecida em termos de profundidade em relação ao refrator registrado, e calculado sem que se considere a mudança da velocidade dentro da zona oculta, tratamento similar apresentado por Berry (1971).

Merrick et al. (1973); apresentam um método que acomoda n números de zonas ocultas, em seqüências múltiplas de camadas, sejam estas horizontais ou inclinadas.

Green (1962); criticou o trabalho de Hawkins e Maggs (1961) por apresentar somente espessura máxima da camada escondida. Entretanto, Hawkins (1962) estabelece que é o único parâmetro que pode ser determinado na ausência de qualquer outro parâmetro.

Palmer (1980) observou que, em todos os casos,

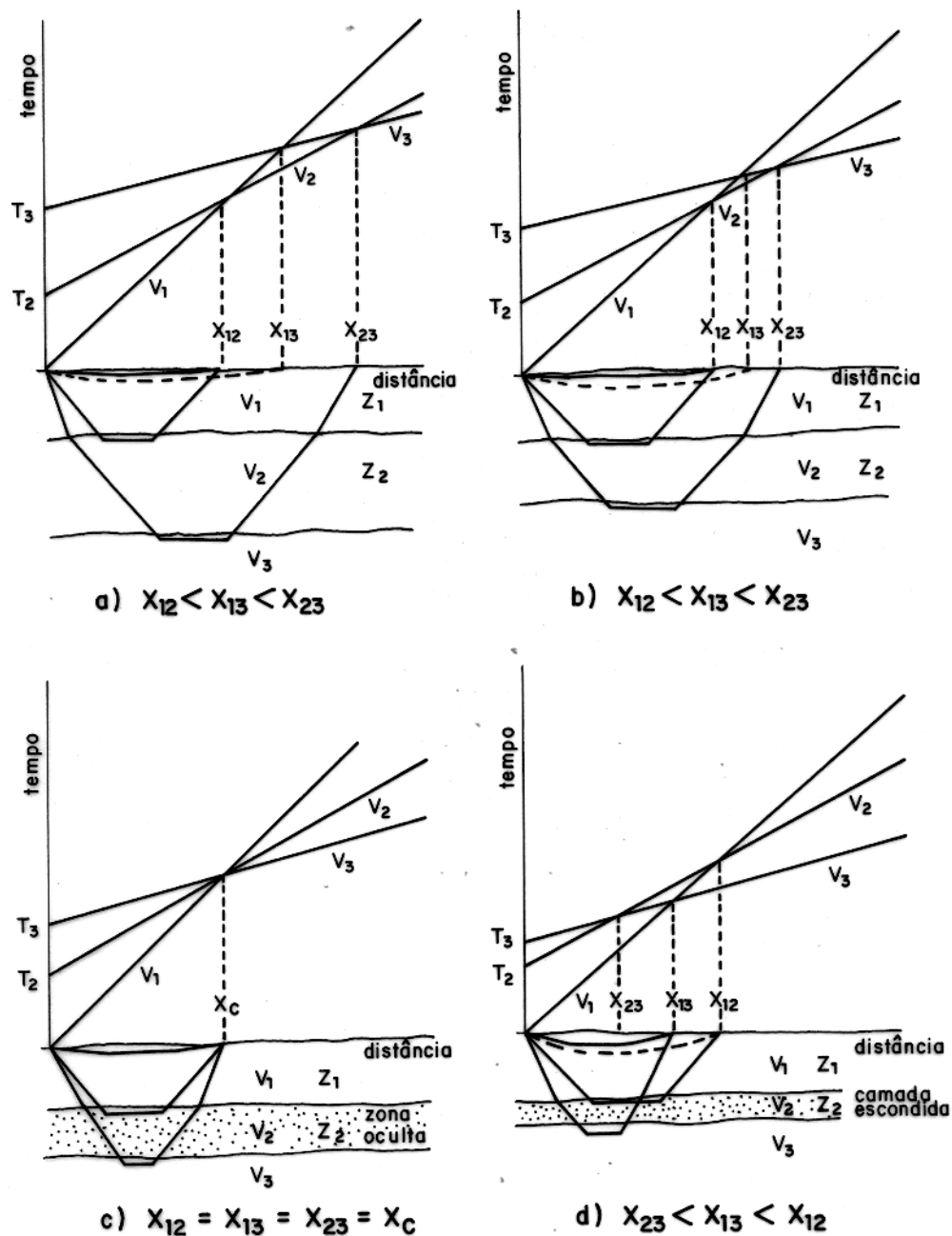


Fig. 13 - O problema da camada escondida para o caso de três camadas. A condição-limite é mostrada em c. (de Merric et al, 1975).

existe uma zona oculta mas não necessariamente também uma camada escondida.

Já que a zona oculta é teoricamente a espessura máxima da camada escondida, a determinação da espessura requer controles adicionais, tais como: segunda chegada (Green (1962) ; Gougel (1961)), reflexão, sísmica, informação de poços, assim como outros controles geológicos.

2. Inversão da velocidade: Outra importante limitação para o cálculo de profundidade é a inversão da velocidade, Domzalki (1956); Knox (1967).

Esta inversão ocorre quando uma camada de baixa velocidade (LVL) está sob uma camada de alta velocidade (HVL).

Segundo a lei de Snell, não são produzidos raios refratores críticos a partir da camada superior que possuam velocidades sísmicas menores (ver Fig. 14), significando que a camada de baixa velocidade não é detectada; conseqüentemente, a espessura da camada sotoposta será superestimada.

As situações nas quais podem acontecer inversões de velocidade são:

1. folhelhos subjacentes a arenitos
2. basaltos não intemperizados sotopostos a camadas de areia saturada.
3. depósitos de turfa em sedimentos de estuários
4. canais formados por dissoluções de calcário , cavernas, etc.
5. argila sob um aquífero suspenso
6. superfície gelada, gelo sobre o solo.

A presença de inversão de velocidade pode ser verificada por levantamento vertical de velocidade "uphole shooting", ou em casos específicos, da curva tempo-distância, utilizando-se o "delay-time", tal como citado por Domzalski (1956) ; Press e Dobrin (1956); Burke (1967).

Greenhalsh (1977) observou que, dependendo de certas circunstâncias, a existência de inversão de velocidade pode ser notada a partir de deslocamento nos registros de campo, assim como uma descontinuidade marcante no tempo no gráfico tempo-distância.

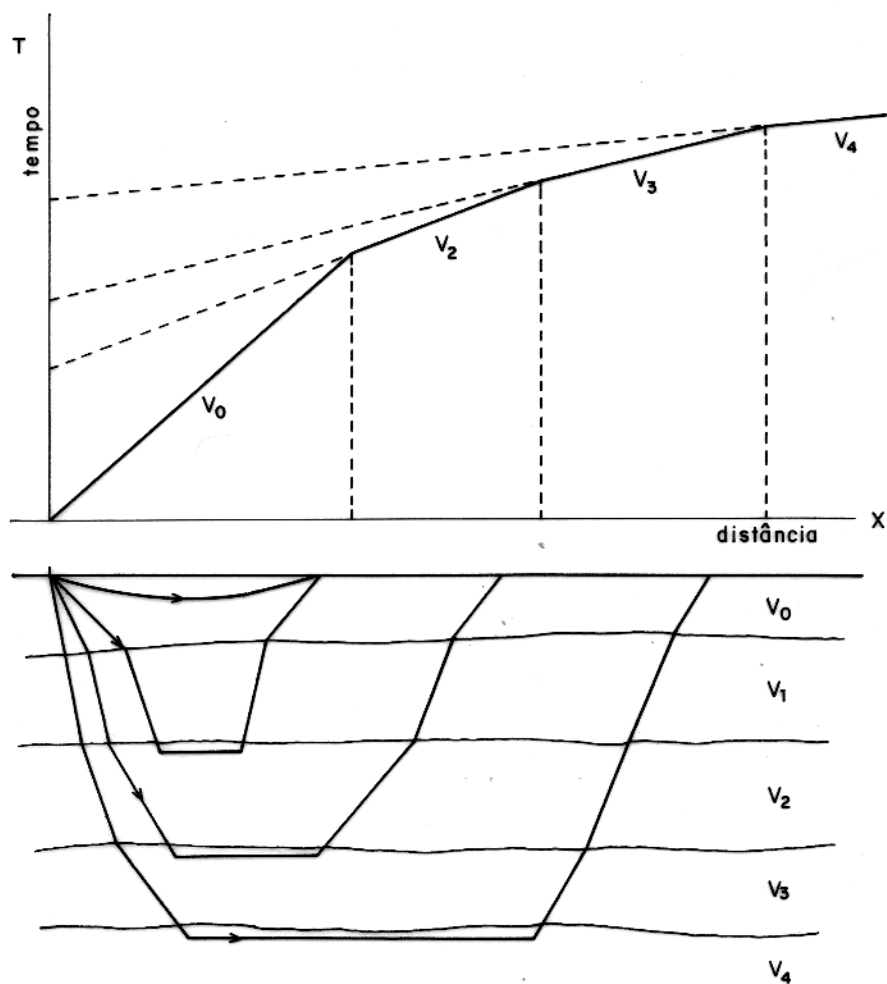


Fig. 14 - Gráfico tempo - distância para o caso de inversão das velocidades.
 $V_1 < V_0$

Observa-se também que, se a camada de baixa velocidade é descontínua, aparecerão anomalias no tempo na curva tempo-distância (ver Fig. 15). Estas anomalias podem ser ocasionadas por lentes de argila, argila sob um aquífero, falhas, etc.

Palmer (1980, 1981) apresenta exemplos sobre o caso de inversão de velocidade, assim como de camada escondidas, inferindo que, quando não se tem dados de perfurações junto com a sua litologia e sondagem de velocidade, ou velocidades médias a partir de dados de reflexão sísmica, é possível acomodar a camada não detectável mediante a utilização dos valores XY.

3. Outra condição física para a determinação satisfatória das velocidades na sísmica de refração, é que a velocidade não mude lateralmente, pelo menos num terço da extensão do perfil ("spread"). Se não se mantiver essa condição, podem ocorrer sérios erros na interpretação.

É normal observar-se, na prática que esta condição é violada frequentemente, já que podem-se apresentar barras de rochas fortes e fracas ou estratos verticais mergulhando, como acontece na região de Jabuti (ver apêndice III), área na qual foi feito parte deste trabalho. Outros exemplos de zonas ocultas são diques, veios de quartzo em rochas metamórficas e zonas de cisalhamento.

Em materiais não consolidados a variação lateral é devida à mudança de material, tais como argila a seixos, assim como a mudanças físicas da mesma camada.

A razão entre a velocidade horizontal e a vertical, determina a chamada anisotropia vertical, a qual é geralmente maior que 1 (um) para ambientes estratificados, sendo causa de erros no cálculo das profundidades. Para estes casos, o GRM apresenta excelentes resultados.

4. A partir da lei de Snell, a sísmica de refração exige a existência de um contraste de velocidade entre camadas adjacentes. Se assim não for, os contatos litológicos não podem ser distinguidos, já que as propriedades elásticas aparecem semelhantes.

Situações tais como rochas com fragmentos angulosos e intemperizadas ou capeamento muito compacto, rochoso ou sa

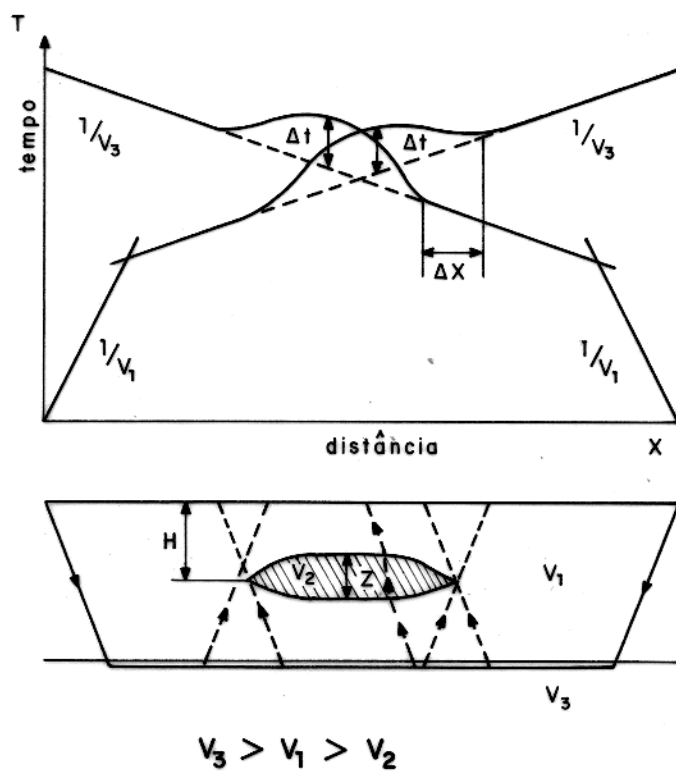


Fig. 15 - Anomalia no gráfico tempo - distância, devido a lentes de baixa velocidade. (Whiteley et al, 1979).

turados por água são exemplos onde o contraste de velocidade não é suficiente para distinguir formações estratificadas.

Para esclarecer as dúvidas nos locais onde o contraste não é muito acentuado, utiliza-se o conjunto das primeiras chegadas.

Uma consequência dos contrastes de velocidade pouco acentuados, é a presença da camada escondida, já descrita anteriormente deve-se isto à baixa resolução dos refratores.

5. Na primeira das formações clásticas a velocidade aumenta com a profundidade de forma contínua devido aos efeitos de diferença de compactação, sendo este fenômeno um caso particular da falta de contraste. Autores como Gougel (1951), Kaufman (1953); Musgrave e Bratton (1967); Sheriff e Geldart (1982) trataram este tema assumindo camadas horizontais. Outros tratados matemáticos podem ser encontrados em Dobrin (1976); Telford et al. (1976); Musgrave (1967); Sheriff e Geldart (1982).

De todas as funções que descrevem o comportamento da velocidade a respeito de profundidade as mais simples são:

1. A equação de Evjen (1967): com variação parabólica

$$V(Z) = V_1 (1 + az)^{1/q} \quad (57)$$

2. Variação linear:

$$V(z) = V_0 + kz \quad ((58)$$

Para este caso a aplicação do GRM apresenta grandes vantagens ao ser utilizado a fator de conversão de profundidade.

3. METODOLOGIA

Neste capítulo será descrito o equipamento utilizado no trabalho de campo.

3.1 Equipamento Usado

Para a aquisição dos dados de campo utilizou-se o Sistema de Terralog Abem.

O Sistema Terralog possui 3 (três) unidades separadas, sem contar os geofones e os cabos de conexão:

1. A unidade de coleta de dados de campo, com TRC teclado e gravador digital de fita.
2. Registrador analógico
3. Caixa detonadora.

1. A unidade de coleta de dados é um sistema complexo, capaz de amplificar, processar e armazenar em fita magnética os dados.

A esta unidade está incorporada um TRC de 9 polegadas na qual pode-se observar os parâmetros utilizados no campo. Pode-se também visualizar o sinal permitindo a inspeção imediata da qualidade do sismograma. Se o sinal recebido não for de boa qualidade, pode-se repetir o tiro para este mesmo perfil, antes de ser definitivamente gravado em fita, não sendo necessário um novo posicionamento dos geofones. Isto reduz sensivelmente o tempo de trabalho.

Através de uma interface a comunicação com um computador é possível. Para este trabalho, foi utilizado o computador de mesa HP-9845. A Fig. 16, mostra como o sistema pode ser interconectado.

Para facilitar as medidas de campo o sistema conta com 5 (cinco) programas internos que servem para escolher os parâmetros de campo.

Estes programas são ativados ao se ligar o sistema. O primeiro programa a aparecer é o de revisão do sistema, o qual apresenta no TRC um diagnóstico da situação interna do aparelho, por exemplo, o estado dos RAM e os ROM, estado da carga

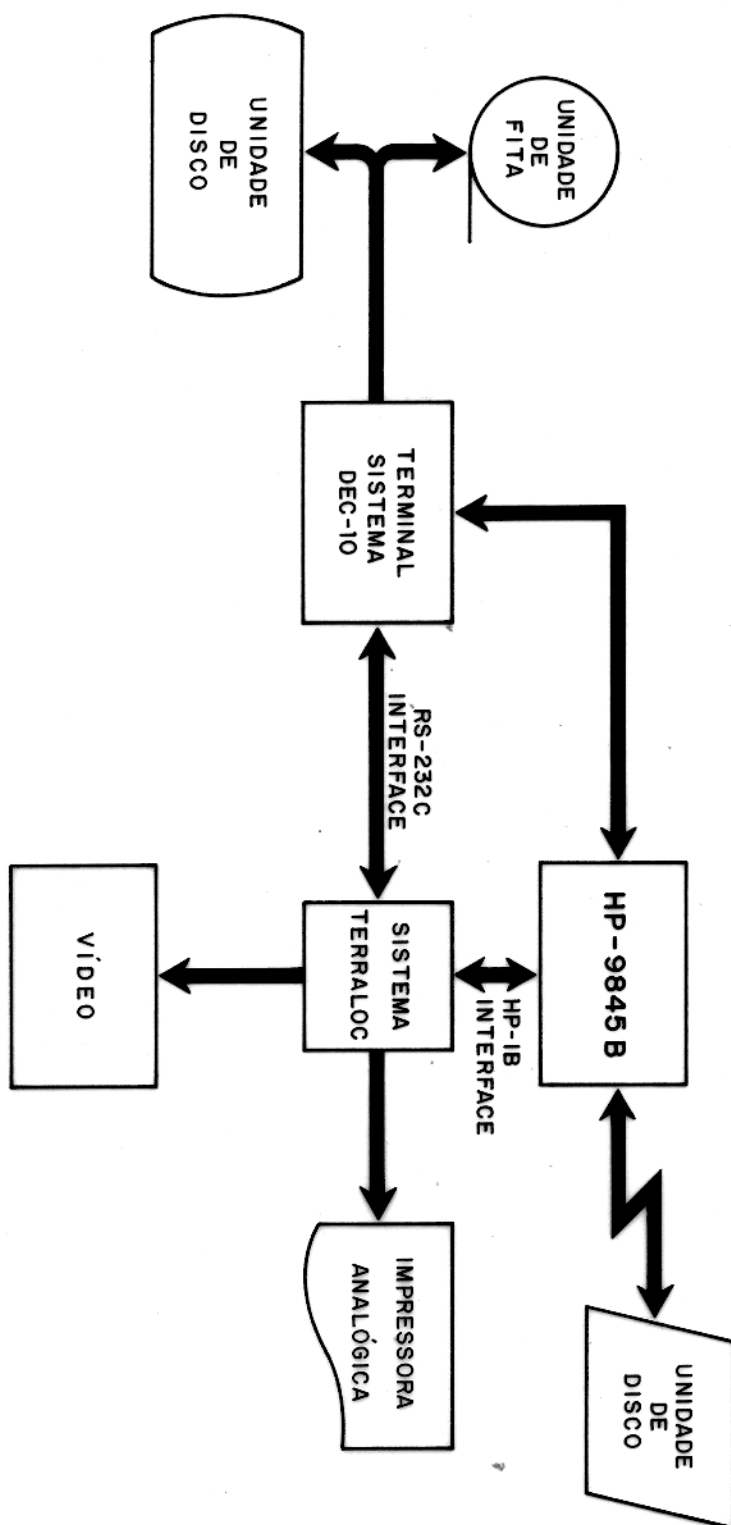


Fig.16 - Diagrama de blocos do sistema TERROLOC.

das baterias internas, número de canais disponíveis. Após a revisão e verificação do sistema passa-se manualmente para o próximo programa, o No. 1, o qual aceita também comandos alfanuméricos através de um computador.

Nesse programa colocam-se as instruções para o selecionamento e designação da forma de onda, assim como o intervalo de amostragem com uma duração dos registros de 24, 48, 100, 200, 500, 1000, 2000, e 5000ms, respectivamente.

No programa 2 (dois) encontram-se os amplificadores. O ganho que se pode utilizar vai de 0 a 120 dB em cada canal e é controlado internamente por um micro-computador.

Uma outra opção deste programa é a utilização de filtros de baixa frequência, os quais são empregados para remover frequências baixas de "ground roll".

Uma vez escolhidos os parâmetros e os ganhos, utiliza-se o sub-programa 2 (dois) para a coleta de dados de campo.

Os dados, depois de coletados e armazenados na memória do aparelho, são gravados em fita mediante a utilização do programa 1 (um).

O programa 3 (três) serve para o processamento do sinal no mesmo sistema sem a destruição do sinal original, o qual é conservado na memória do aparelho. Para o processamento, o sistema conta com filtros de frequência de corte baixa e alta. Por outro lado, a memória conta com um total de 126 kbites, sendo que o sinal é registrado com um tamanho de palavras de 16 bites e amostrado 1000 vezes por canal.

O último programa é o número 4 (quatro), utilizado para chamar os arquivos na fita, mostrar o diretório, fazer impressões automáticas no registro analógico e formatar as fitas a serem utilizadas.

Além de ser facilmente transportável, este sistema apresenta as seguintes vantagens:

1. Facilita o exame dos dados tal qual foram registrados.
2. Armazena e identifica dados em memória digital.

3. O sinal pode ser selecionado antes de sua gravação definitiva.

2. Registro analógico

O registrador analógico utiliza papel termossensitivo de 21cm de largura, o qual pode ser usado e armazenado em ambiente normal, sem precauções especiais, à diferença do papel UV.

A unidades de registro funciona com a fonte de energia do Terraloc e o registro impresso inclui todos os parâmetros, eliminando-se registros com anotações cansativas, além de ser de fácil leitura.

3. Caixa detonadora

A caixa detonadora utilizada neste trabalho foi a SR-2 STARTER, que é compacta e de fácil transporte, incluindo sua própria fonte de energia.

Como fonte para geração do sinal podem ser utilizados com o sistema, vibradores, materlos, explosivos ou pesos por queda livre. Neste trabalho não se fez uso de explosivos, já que a compra, transporte e uso destes, são regulamentados por leis rígidas e necessitam da autorização do Serviço de Fiscalização, Importação, Depósito de Tráfego (SFIDT) do Ministério do Exército.

1. Acessórios de campo

Entre os acessórios de campo pode-se mencionar:

- a) 2 (dois) cabos para a conexão dos geofones, cada um de 221m com 11m entre cada conexão.
- b) 2 (dois) carretéis portáteis para cabos
- c) 1 (um) cabo de 250m para o tiro
- d) 1 (uma) placa para percursão (de borracha).
- e) 2 (dois) cabos de extensão
- f) 25 (vinte e cinco) geofones

As características dos geofones utilizados para a prospecção neste trabalho são:

Frequência natural	10Hz
Tolerância de frequência	5Hz com mergulho de 25° da vertical.
Resistência da bobina	375 Ω , 5%
Sensitividade	290mVseg/cm
Amortecimento	64% com carga de 640 Ω
Peso (massa oscilante)	11g
Peso total (cada um)	130g
Tolerância de temperatura	-40°C a 100°C

Estes geofones são de sensibilidade vertical com um espectro de frequência de trabalho menor que a sua frequência natural.

3.2 Procedimento de Campo

3.2.1 Introdução

Com base na informação geológica, aplicou-se a sísmica de refração no mapeamento e na descrição física da rocha encaixante.

3.2.2 Metodologia

Neste item será feita uma descrição detalhada da metodologia empregada nos trabalhos de campo.

3.2.2.1 Trabalho de Campo

Para os objetivos da sísmica rasa empregada na prospecção mineral, as medidas sísmicas devem fornecer velocidades e profundidades detalhadas e exatas. Geralmente são utilizados perfis com tiros diretos e reversos.

Não se conhece, na realidade, um procedimento de campo padronizado. Desta forma o projeto a ser executado deve-se adaptar a informações desejadas e às condições geológicas da localidade.

A coleta de dados de sísmica foi dividida, em 3 etapas, cada uma com duração de 7 (sete) dias.

A primeira etapa foi realizada no Platô Esperança no distrito de Jabuti (Fig. 17), no qual foi feito um perfil longitudinal ao longo da linha-base com orientação N-S, e um perfil transversal W-E, cortando a linha-base.

As medições foram realizadas deixando-se uma separação de 5 (cinco) metros entre os receptores, e o ponto de tiro localizava-se a 10 metros do primeiro geofone. A fonte distava 25cm do geofone utilizado como dispositivo ativador do sistema (Fig. 18).

Os poços ES-10, ES-11 e JP-4 foram tomados como referência para controle geológico do perfil longitudinal, e os poços ES-32, JP-4, ES-33 para o perfil transversal. Uma representação do perfil geológico típico do setor Jabuti é apresentada na Fig. 19, incluído no apêndice III.

A distância da linha de prospecção aos poços foi de 30cm. Foram medidos um total de 1600m para o perfil longitudinal e 800m para o transversal.

O segundo levantamento foi levado a efeito paralelo à ferrovia, localizada a 60km da cidade de Açailândia, MA, tendo como ponto de referência o poço TN19-66 apresentado no apêndice III.

O posicionamento dos geofones foi no sentido S-N, com a separação entre cada geofone de 2 e 3 metros.

Em ambos os casos, o ponto de tiro foi colocado na mesma distância que existia entre os receptores, dando-se um tiro central em ambas as ocasiões, (Fig. 20). Como fonte, neste levantamento foi utilizado um martelo de 16kg o qual conta com um dispositivo ativador de trigger do tipo "break-point".

Nesta oportunidade não foi possível a realização de uma maior quantidade de perfis devido a fatores climatológicos da região, pois o levantamento foi feito durante o período de chuvas, além de problemas na localização do poço TN19-66, por ter sido removida a marcação do mesmo.

A terceira etapa foi efetuada novamente no Platô Esperança (ver Fig. 17).

Nesta oportunidade, tentou-se utilizar cartuchos

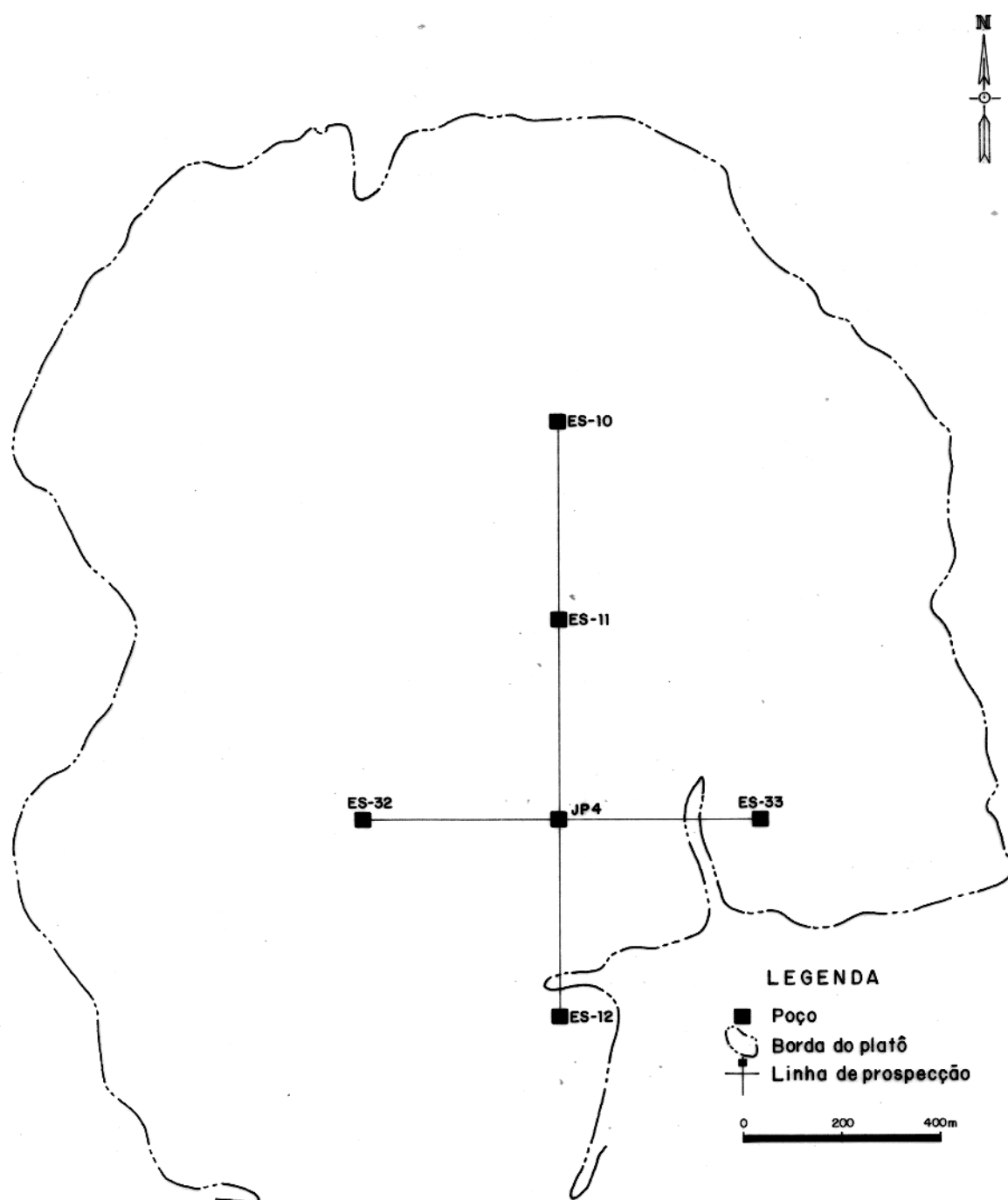


Fig. 17 - Mapa de localização dos perfis longitudinal e transversal no platô Esperança, e dos poços JP-4, ES-10, ES-11, ES-12, ES-32, ES-33, região de Jabuti.

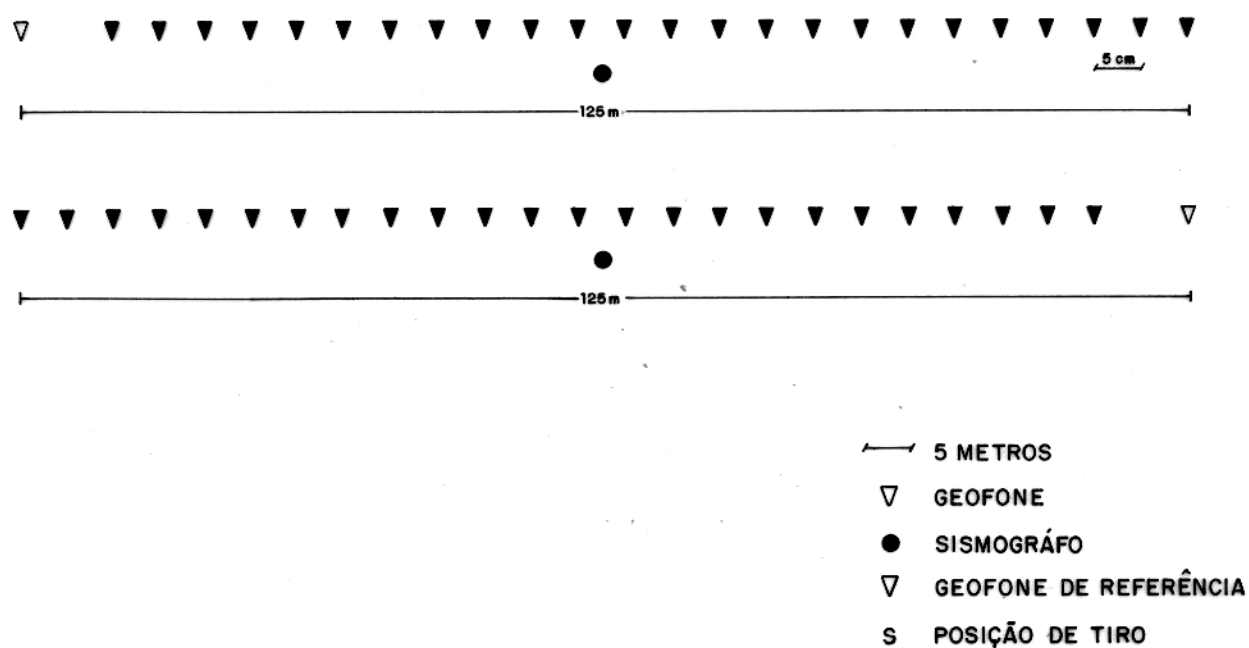


Fig. 18 - Arranjo sísmico empregado no perfil longitudinal e transversal no platô Esplança Região de Jabuti.

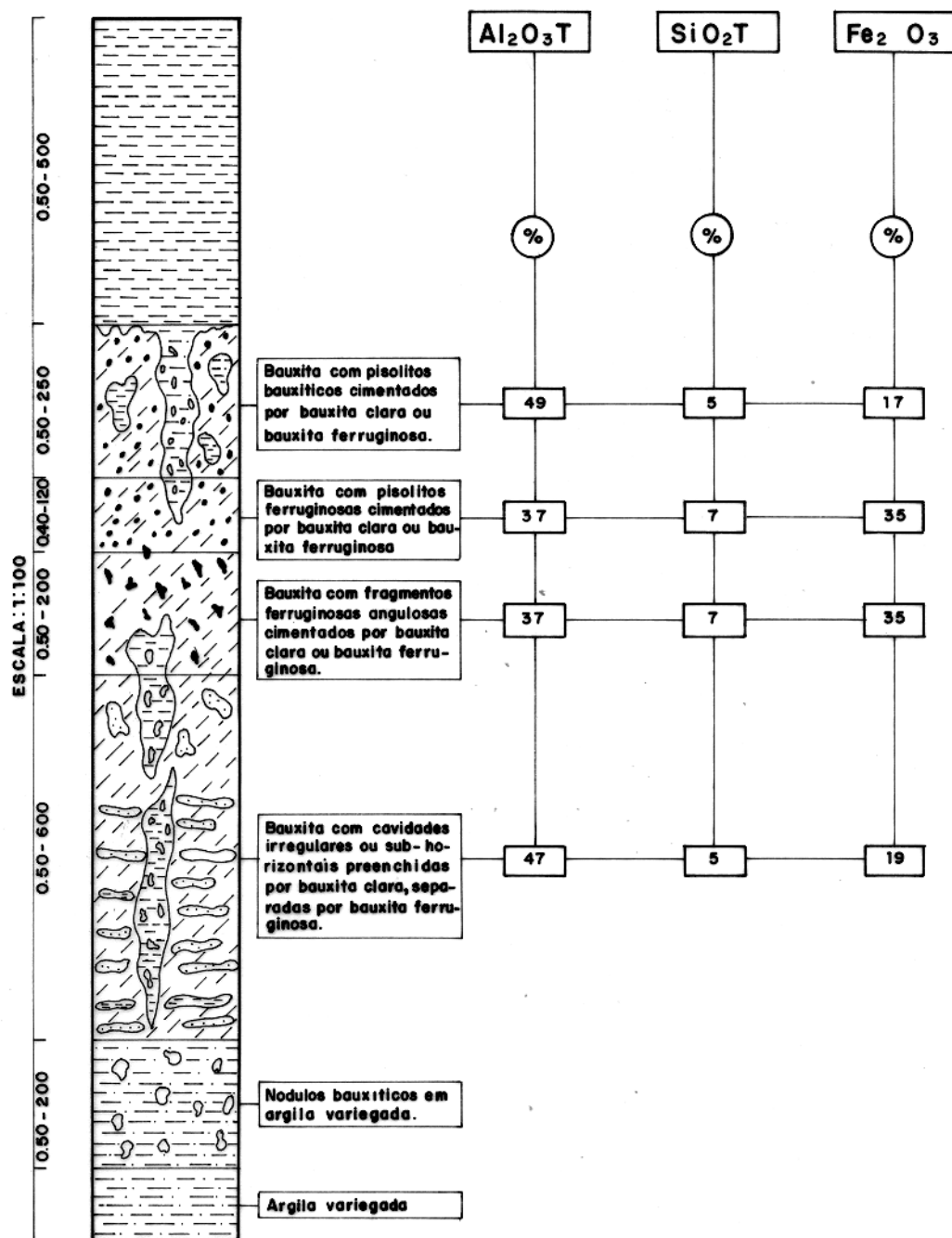


Fig.19 - Perfil geológico típico no platô Esperança na região de Jabuti.

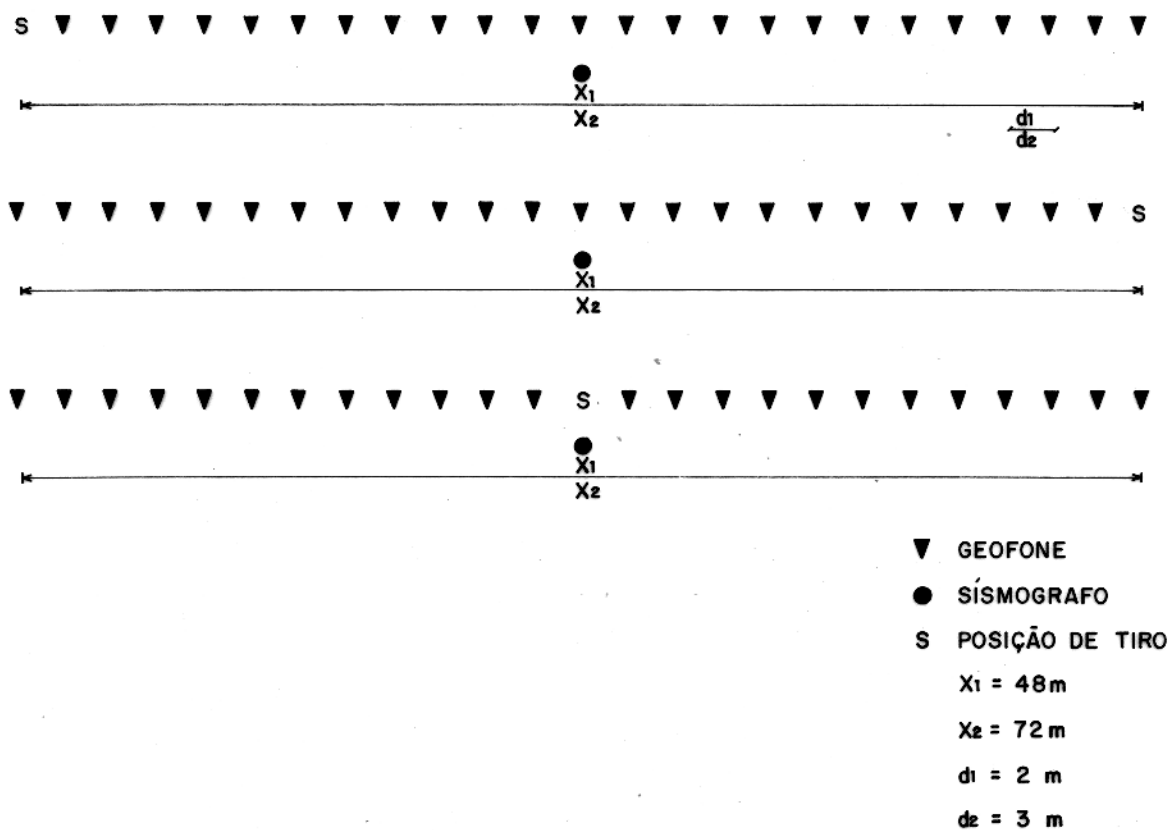


Fig. 20 - Arranjo sísmico empregado no perfil ferrovia (Açailândia).

de bala de papelão No. 12 colocados num cilindro de 13kg, (confeccionado no laboratório de instrumentação), o qual foi soterrado a uma profundidade de 25 cm do nível do chão, utilizando-se a caixa detonadora como dispositivo para detonação do cartucho.

Os sismogramas obtidos com a detonação de cartuchos de papelão não foram satisfatórios devido às baixas frequências produzidas.

Optou-se, então, pela utilização de espoletas para produzir frequências mais altas, colocando-se 4 (quatro) de cada vez. Estas espoletas foram soterradas a uma profundidade de 25cm da superfície, recobrando-as com material argiloso como vedação, para não perder energia.

O sinal produzido com esta fonte pode ser considerado com regular a bom, já que os tempos de chegada das ondas são facilmente distinguíveis.

Terminadas as espoletas optou-se pelo uso do martelo como fonte geradora do sinal, pois este também produz altas frequências.

Baseando-se na análise de medições anteriormente feitas neste local, decidiu-se por um espaçamento de 3 (três) metros entre os geofones (apêndice IV), com vistas à utilização do GRM para o processamento e interpretação dos dados.

Os tiros denominados de S1, S7, S8, S14, foram dados a uma distância de 18 metros do primeiro geofone, com a finalidade de poder obter informações das camadas mais profundas. Os outros tiros foram utilizados para a delimitação da camada superior e intermediária.

Não foi possível, realizar a quantidade de seções sísmicas projetadas devido a uma série de contratempos tais como: fechamento da picada com árvores abatidas por companhias madeireiras, danos causados às fitas de armazenagem de dados pelas altas temperaturas e grande umidade da área, problema contornado pelo uso de um gravador analógico; chuvas constantes e os altos níveis de ruídos produzidos por máquinas em atividade na região. Apesar disso, foram efetuados 432 metros de prospecção, tendo como referência os poços ES-10 e ES-11.

4 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE CAMPO

4.1 Introdução

A interpretação dos dados de sísmica de refração requer um alto grau de habilidade (ver Dobrin, 1976), além de uma faculdade inventiva maior do que aquela normalmente necessária para a interpretação dos dados de reflexão.

Atualmente, o processamento dos dados sísmicos já não constitui um grande problema, visto que se pode utilizar computadores e seus periféricos para tratamento e apresentação dos resultados (Scott, 1973; Peraldi e Clement, 1972).

Para Hawkins (1961) a interpretação dos dados, na maioria das vezes, antecede o processamento. Porém, segundo Palmer (1980), este procedimento só é satisfatório quando há poucos perfis para interpretar. Consequentemente, um grande número de dados requer a coerência entre os cruzamentos de linhas ou metragem dos poços e os dados obtidos. Onde se conclui que o processamento seguido de interpretação é inconveniente e dispendioso.

4.2 Processamento dos Dados

Para o processamento dos dados utiliza-se o programa SEISSF de Hatherly (1978) modificado e adaptado para o sistema DEC-10, o qual faz uso de teoria desenvolvida por Palmer (1974) (citado em Palmer (1980, 1981)), sobre o GRM.

A etapa do processamento inclui a medida e plotagem das funções de análise de velocidade e das curvas de tempo de profundidade.

Antes de iniciar a processamento com o sistema DEC-10, fez-se a plotagem manual da curva tempo-distância como uma primeira avaliação. Em seguida, utilizou-se o micro-computador HP-9845B para detectar a existência de possíveis erros nos tempos recíprocos, a fim de que fossem feitas as necessárias correções.

4.3 Dados e Interpretação

Durante o processamento dos dados não foram feitas correções topográficas em nenhuma das três áreas prospectadas, por não existirem variações pronunciadas na topografia.

Inspecionando-se os gráficos tempo-distância obtidos a partir dos dados das áreas -3km ao sul da cidade de Ipixuna e a 8km ao norte do Rio Piriá-pode-se observar que não existem descontinuidades nas funções do tempo, (Fig. 21).

Porém, observou-se que a camada intemperizada possui baixa velocidade, o que, provavelmente, é devido à sua não consolidação.

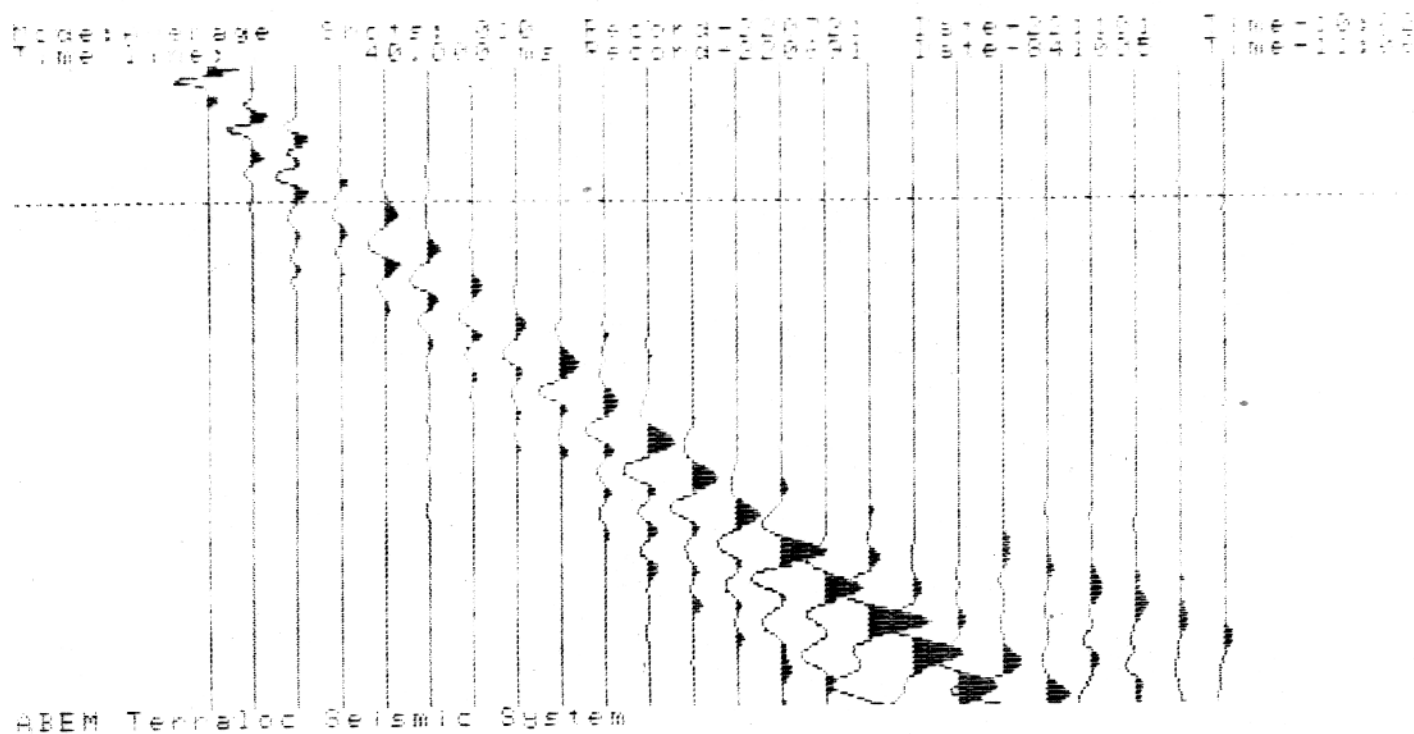
A escolha destes dois perfis deve-se ao fato de que são exemplos com ótimos dados, já que se pode observar nitidamente a litologia em ambas as localidades no sítio das medidas, podendo-se assim fazer uma fácil comprovação dos resultados obtidos através do perfil sísmico.

O valor XY utilizado nestes casos foi 0 para o processamento dos dados (Fig. 22).

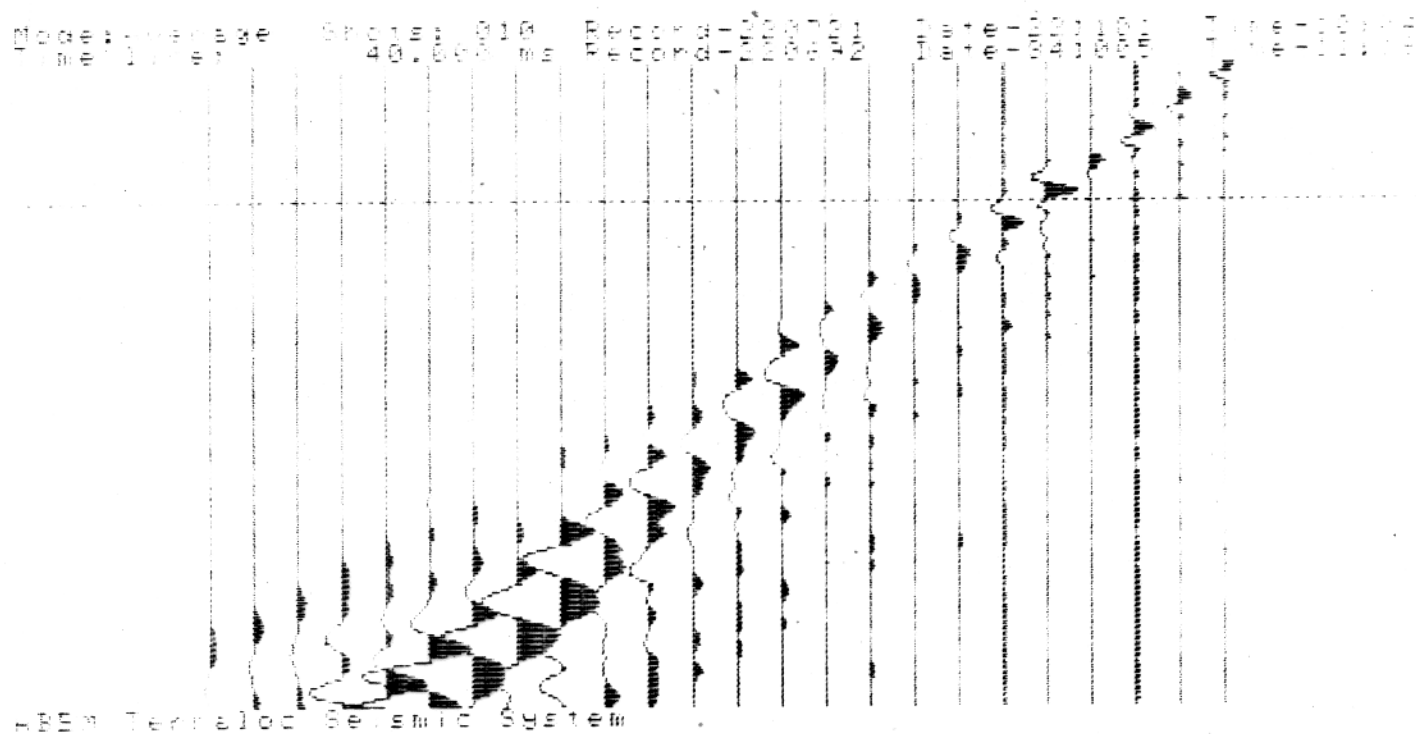
A tabela No. 1, mostra as velocidades dos dois locais a partir das curvas tempo-distância, assim como as profundidades que foram calculadas de acordo com a equação (20).

TABELA 1

3 km SUL DE IPIXUNA		8 km N DO RIO PIRIÁ	
VELOCIDADE (m/s)	ESPESSURA(m)	VELOCIDADE (m/s)	ESPESSURA(m)
$V_0 = 354$	12	667	5
$V_1 = 2500$	-	969	10
		2154	-
$Xc_1 =$	28.17	$Xc_1 = 23.85$	$X'c_1 = 21m$
$X'c_1 =$	26.04	$Xc_2 = 38.4m$	$X'c_2 = 42.75m$



a



b

Fig.21- Sismogramas dos perfis: a) 8km ao norte do rio Piriá
b) 3km ao sul de Ipixuna. Separação dos geofones 3km.

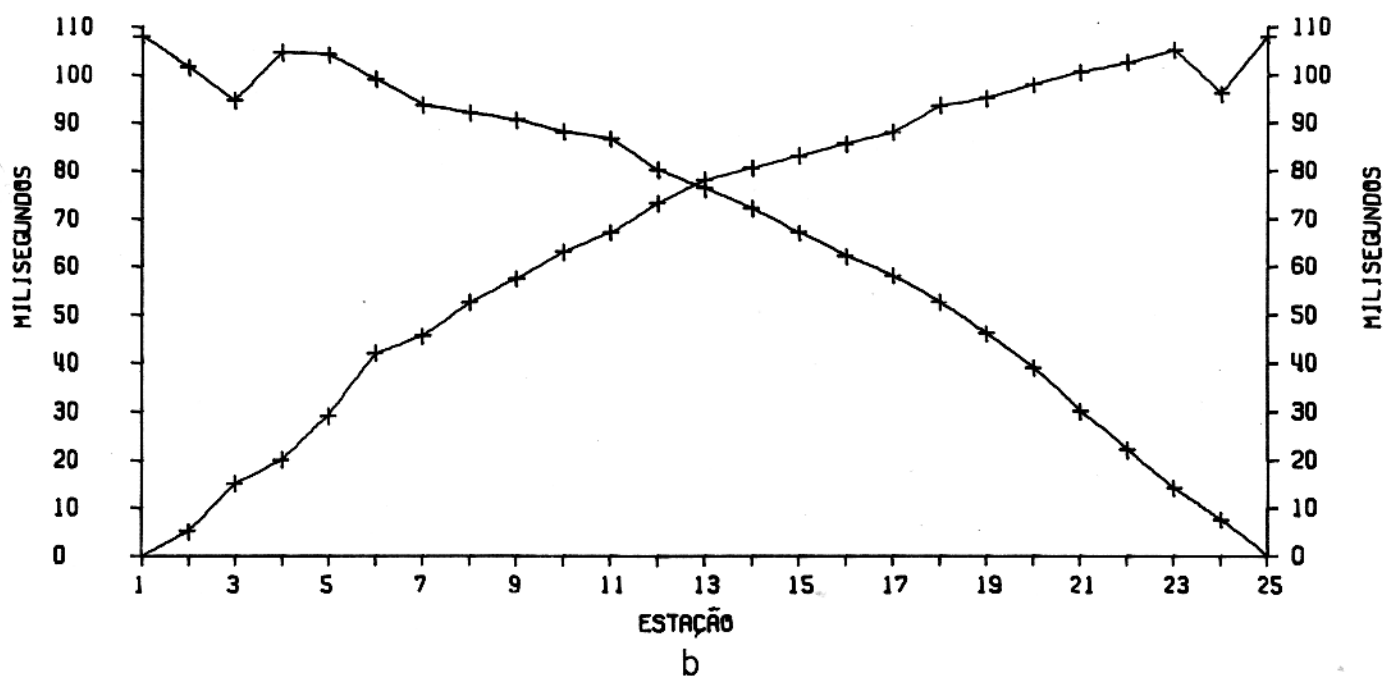
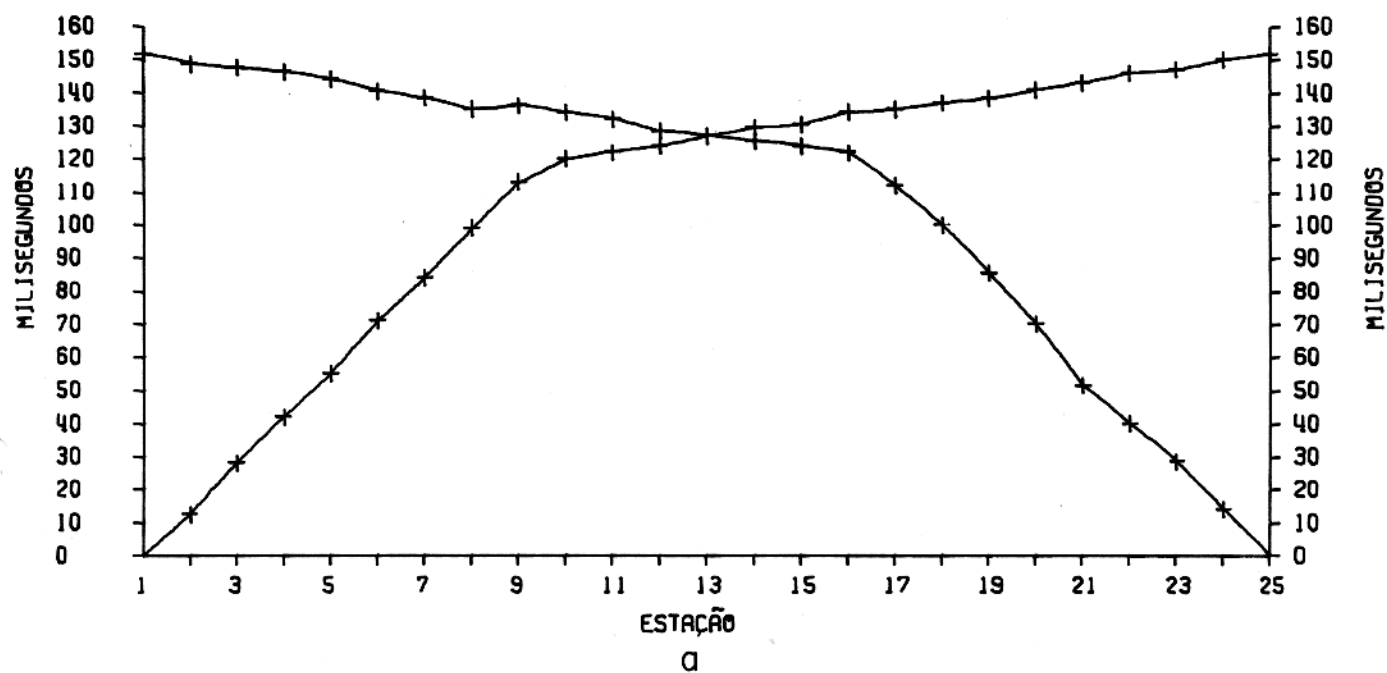


Fig.22 – Gráfico tempo-distância, a) 3Km ao sul de Ipixuna, b) 8Km ao norte do rio Piria. Separação entre estação 3m.

Os 1670m e 450m de perfuração sísmica longitudinal e transversal respectivamente, efetuados sobre o platô Esperança na região de Jabuti, forneceram sismogramas de qualidade regular (Fig. 23). Pode-se observar a primeira chegada da onda, o que contradiz a afirmação de Burke (1967) a respeito da geração de onda P em ambientes não consolidados.

Por outro lado, a observação da segunda chegada é extremamente difícil, impossibilitando assim, a elaboração de estudos complementares. Isto se deve, possivelmente, a superposição entre as ondas S e Rayleigh, além de um certo grau de dispersão da energia devido à formação geológica da localidade.

A figura 24 apresenta o gráfico tempo-distância do perfil longitudinal, possuindo este, 2 (dois) segmentos de retas com defasagem de 15ms, atraso este que não significa existência de inversão de velocidade.

Os sismogramas obtidos nos 720m prospectados, na região da Ferrovia (Açailândia), são de boa qualidade (ver Fig. 25).

A tabela 2 (dois) apresenta um resumo das velocidades a partir das curvas tempo-distância (Fig. 26), assim como as espessuras.

A baixa velocidade das camadas é uma consequência da pouca compactação do solo sobre o qual foram feitas as medições, provocando uma grande perda de energia.

A figura 27 mostra os resultados obtidos após o processamento dos dados no qual o valor XY foi 0.

Deve-se ressaltar que, com esta quantidade de dados, só é possível mapear um único refrator mediante o emprego do programa SEISSF, (Fig. 27), utilizando-se para o cálculo da profundidade do refrator a equação 7 de Hawkins 1961. As outras espessuras subsequentes foram calculadas por meio do programa HLXc (Ap.V), desenvolvido a partir da equação (20) o qual pressupor a existência de camadas planas.

O sismograma apresentado na Fig. 28 faz parte do conjunto de sismogramas pertencentes à segunda sondagem feita no Platô Esperança na região de Jabuti.

TABELA 2 - Resumo dos cálculos na ferrovia (Açailândia)

TIRO	VELOCIDADE (m/s)	PROFUNDIDADE (m)	Xc(m)	TIRO	VELOCIDADE (m/s)	PROFUNDIDADE (m)	Xc(m)
ESQ.	V ₀ = 363 V ₁ = 625	1,73	10,6	ESQ.	V ₀ 429 V ₁ 628	2,47 9,29	11,4 51,0
ESQ.	V ₀ = 373 V ₁ = 455	2,05	13,0	ESQ.	V ₀ 405 V ₁ 575	1,63	9,0
DIR.	V ₀ = 421 V ₁ = 544	3,18	17,8	DIR.	V ₀ 300 V ₁ 569	2,13	9,0
DIR.	V ₀ = 370 V ₁ = 638	2,70	10,8	DIR.	V ₀ 419 V ₁ 519 V ₂ 993	3,43 12,70	21,0 51,0
SEPARAÇÃO ENTRE GEOFONES 2m				SEPARAÇÃO ENTRE GEOFONES 3m			

CENTRAL

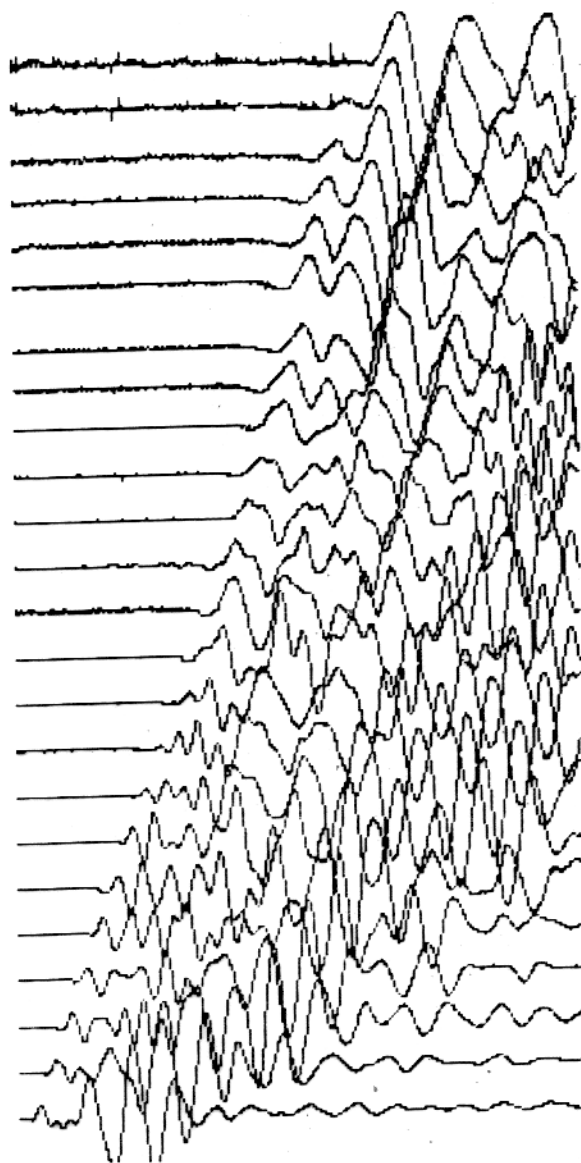
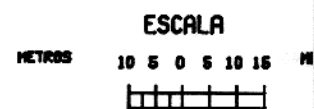


Fig. 23 → Sismograma do levantamento longitudinal platô Esperança.

JABUTI [N-

LINHA N. 1



CURVAS TEMPO-DISTÂ

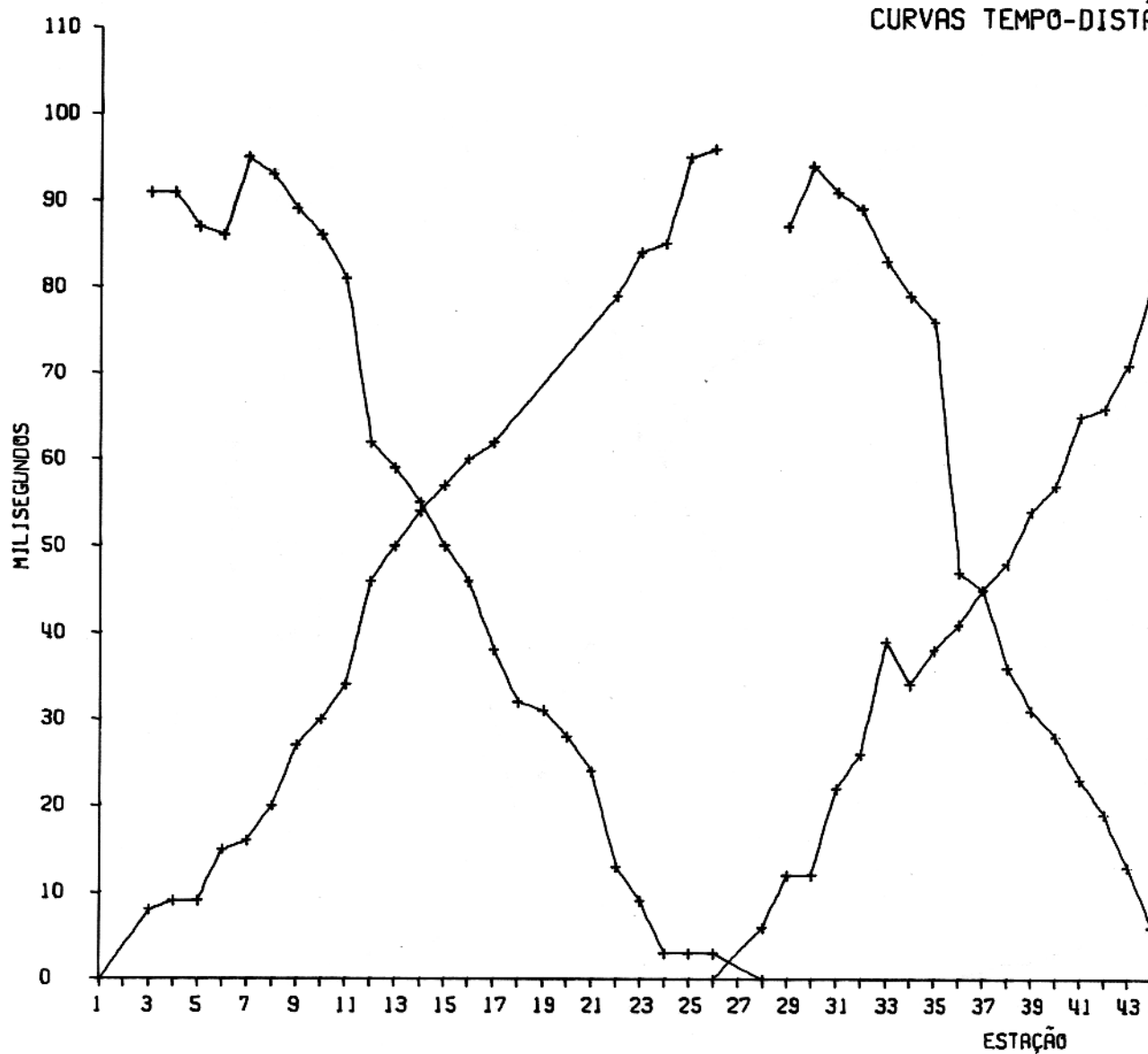
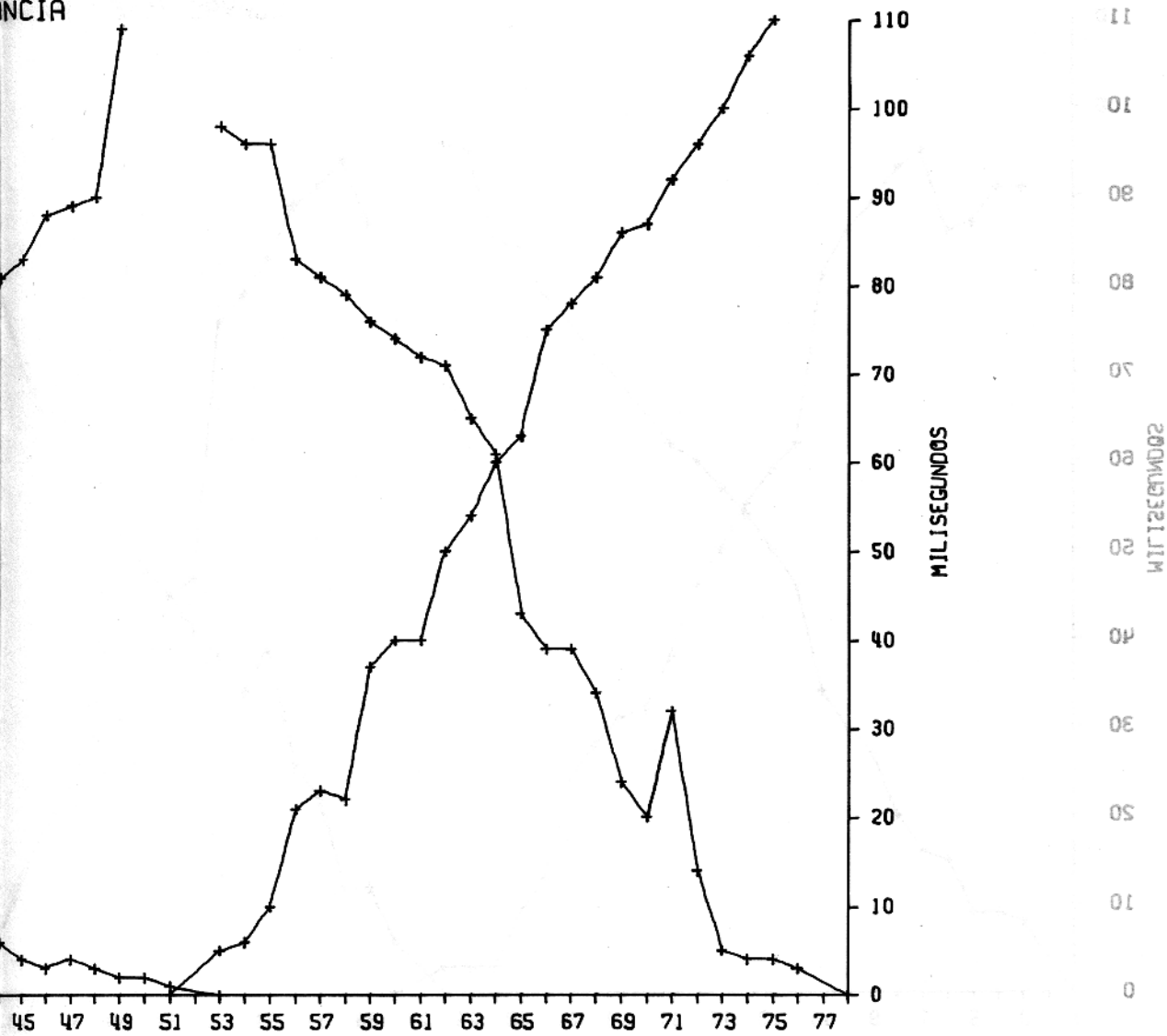


Fig.24 - Gráfico tempo-distância do levantamento

S1

NCIA



longitudinal (Platô Esperança).

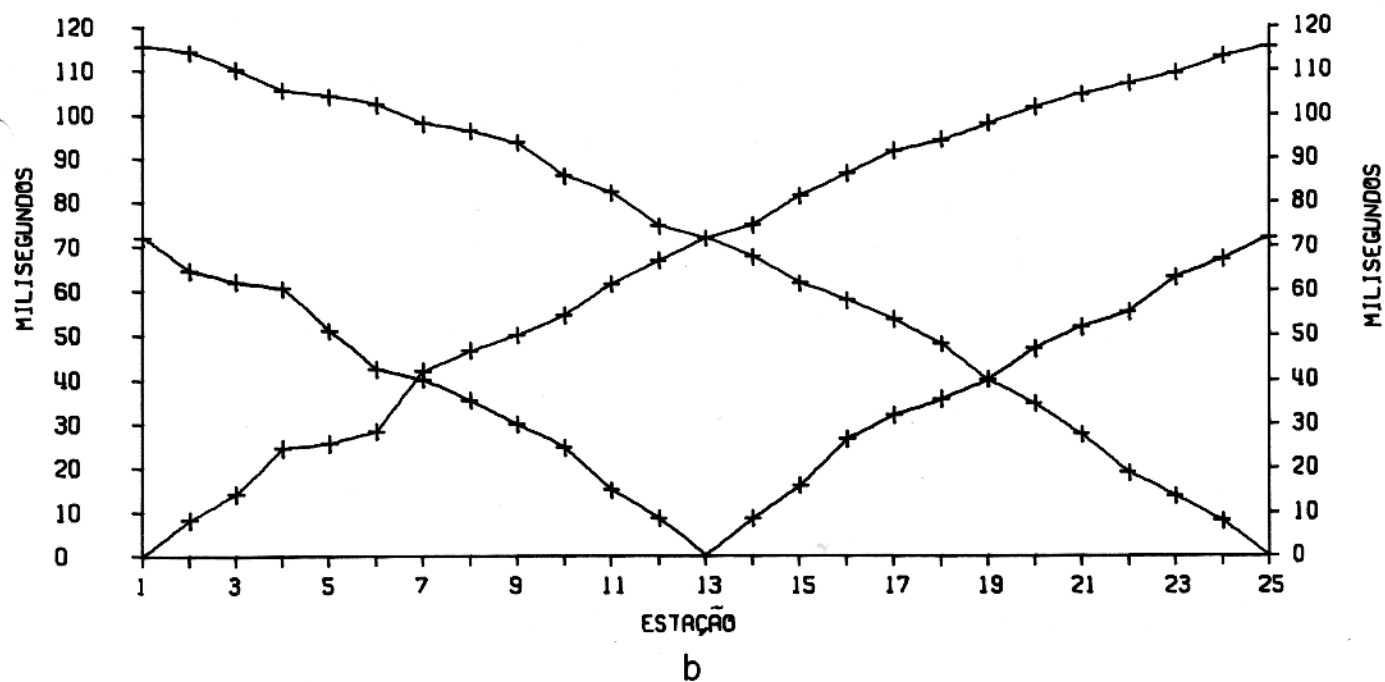
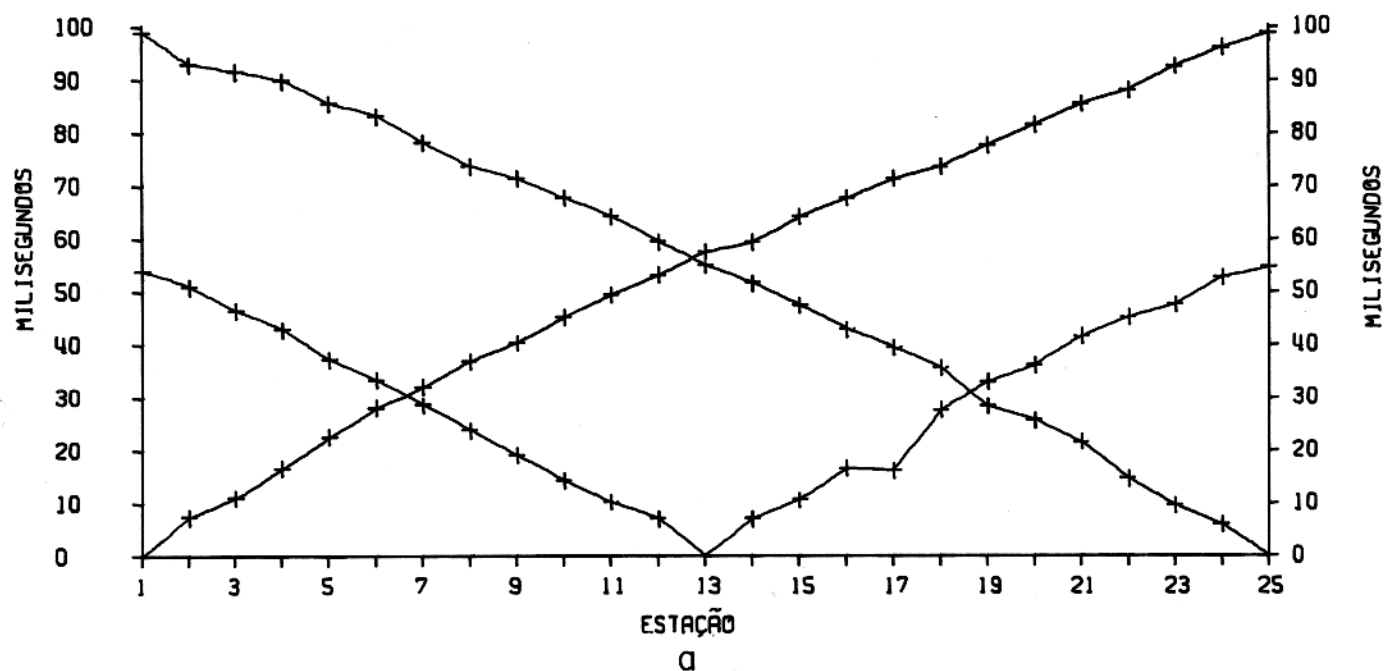
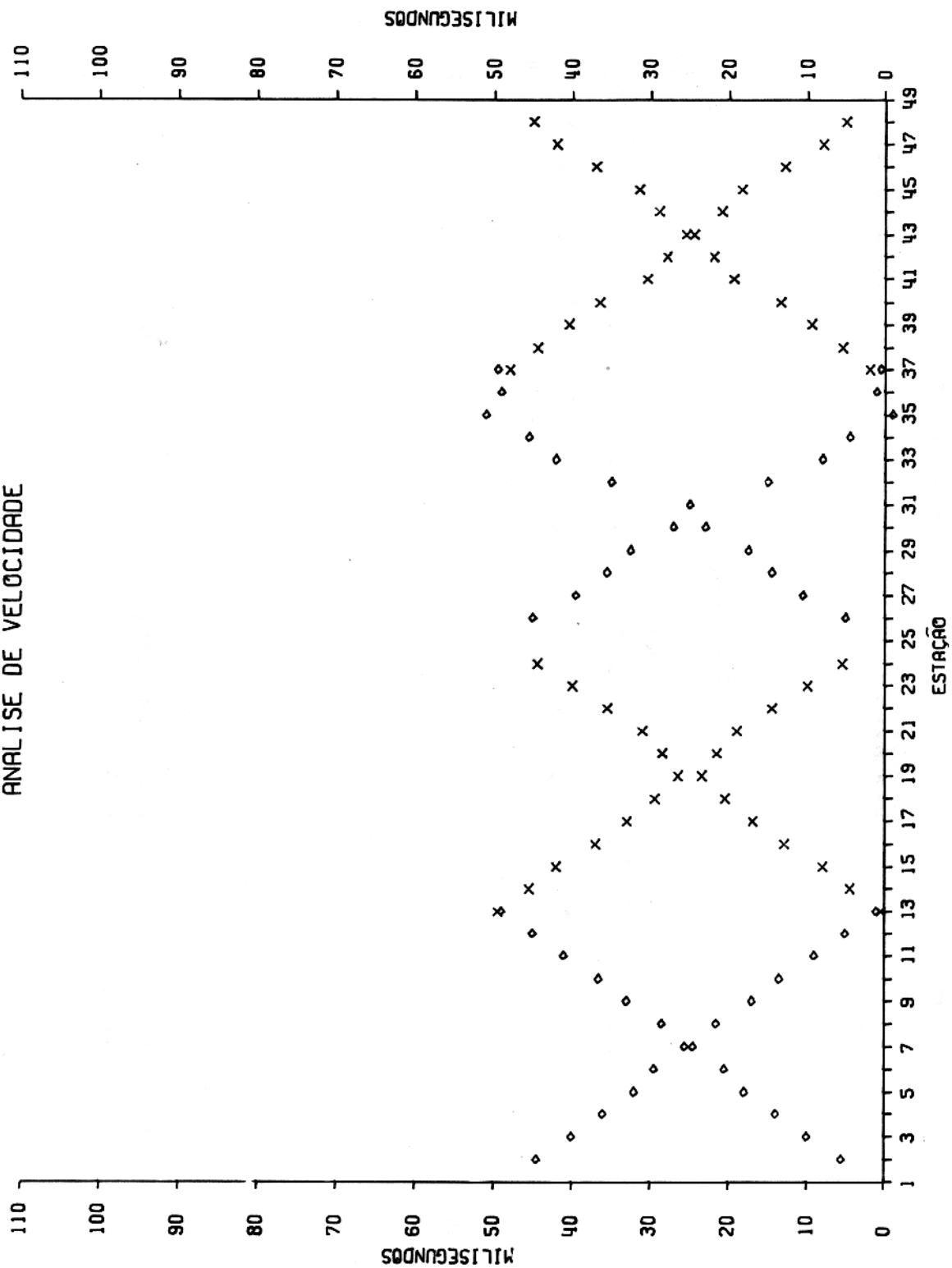


Fig.26 - Gráfico tempo-distância do perfil da ferrovia para separação dos geofones de, a) 2m, b) 3m.

ANÁLISE DE VELOCIDADE



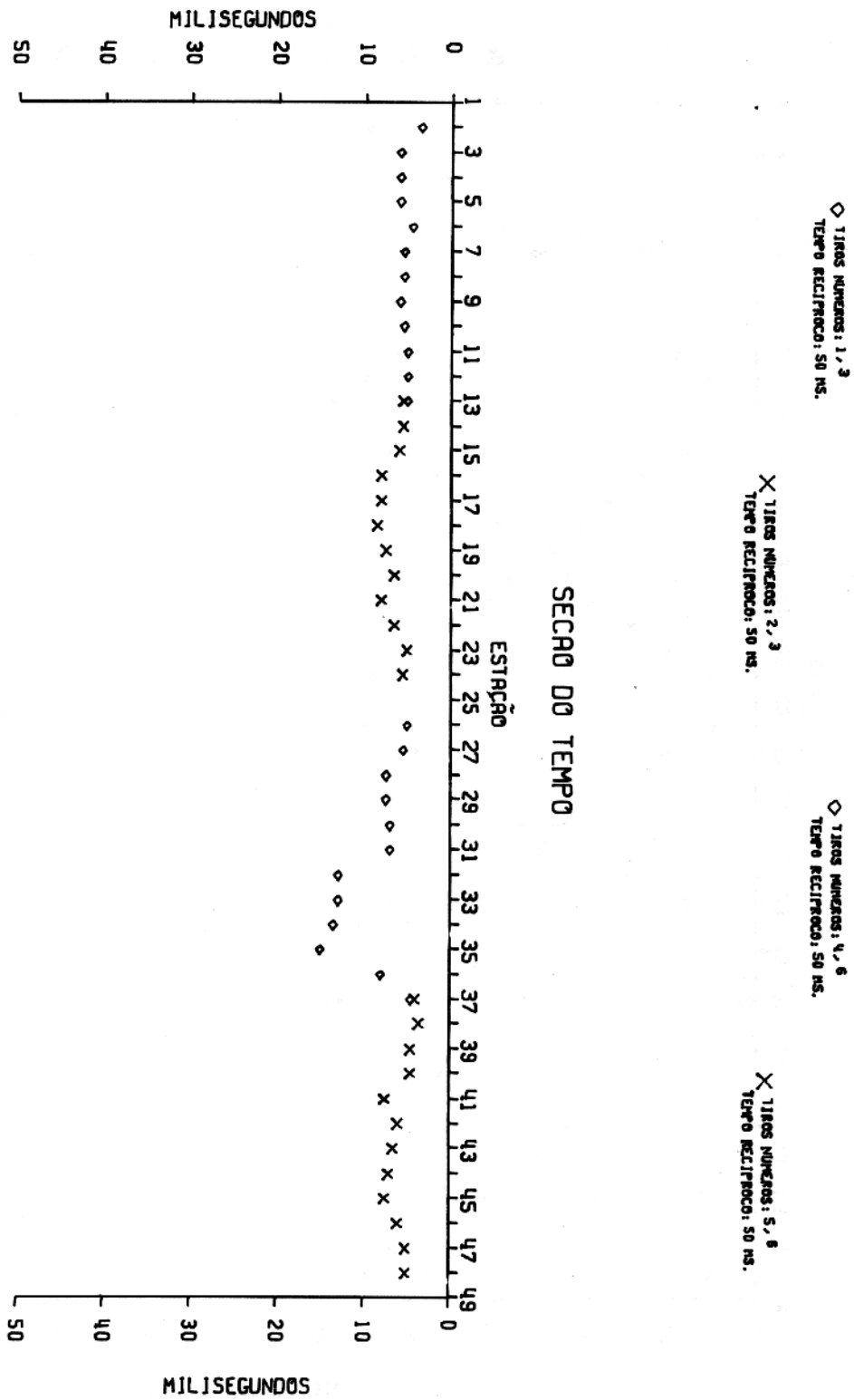


Fig. 27 – Gráfico da análise da velocidade e tempo de profundidade da ferrovia.
 Separação de geofones 2 m.

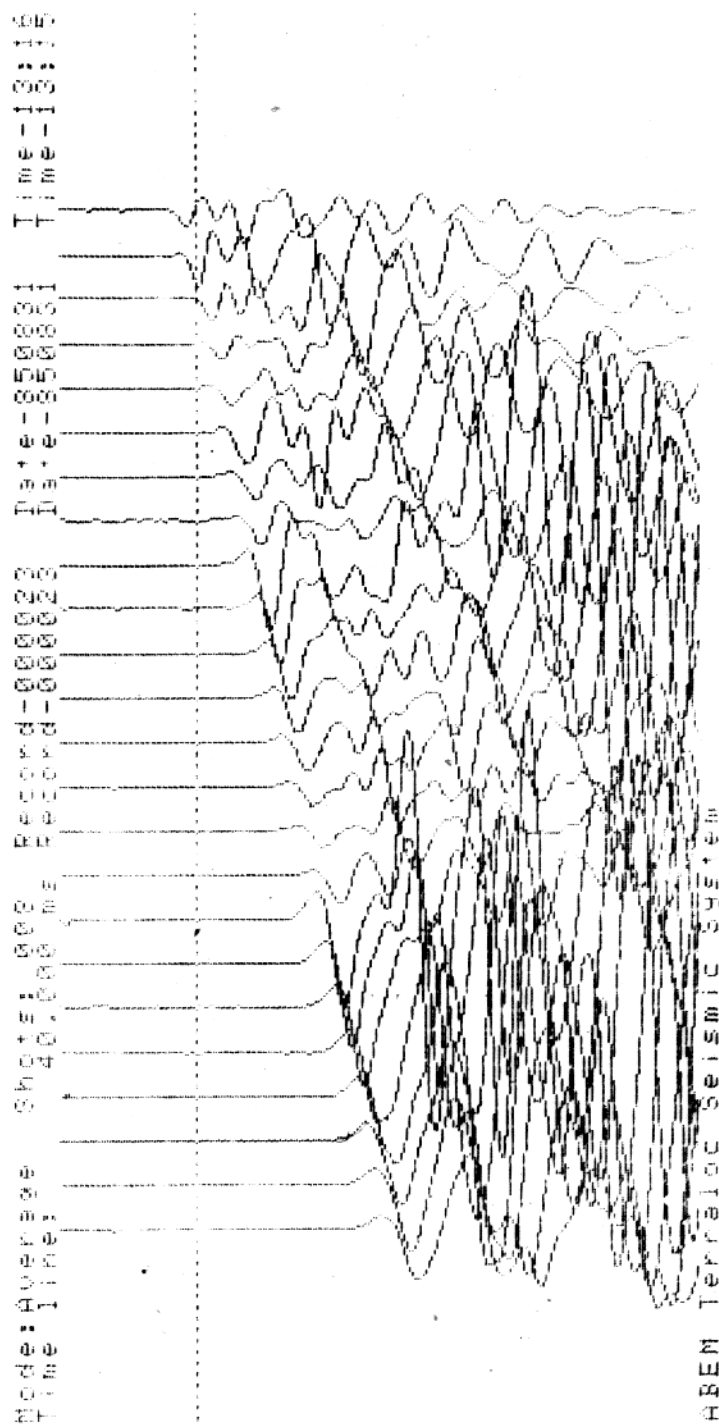


Fig.28 - Sismograma do platô Esperança: Segundo levantamento.
Separação entre geofones 3m.

Os registros desta segunda sondagem são de boa qualidade, aparecendo com nitidez as primeiras quebras. Porém, em algumas ocasiões, ocorre adiantamento ou atraso no sinal, o que se supõe ser ocasionado pela não homogeneidade da camada laterito-bauxítica e laterito-bauxítica ferruginosa, as quais são nodulares tal como aparecem nos perfis geológicos (Apêndice IIII).

Uma inspeção nas curvas do percurso do tempo que aparecem nos anexos 1, 4 e 7, mostram claramente existência de três camadas, iniciando-se, desta forma, a interpretação, que é sintetizada na tabela 3, adicionando-se a esta o valor $XY=0$ escolhido a partir da curva tempo-distância.

TABELA 3 - Interpretação

	ESTAÇÃO 9			ESTAÇÃO 57		
	CAMADA	VELOCIDADE (m/s)	ESPESSURA (m)	CAMADA	VELOCIDADE (m/s)	ESPESSURA (m)
1	1	340	1,1	1	340	1,7
	2	968	3,7	2	840	5,4
	3	1639		3	1639	
	ESTAÇÃO 9			ESTAÇÃO 57		
	CAMADA	VELOCIDADE (m/s)	ESPESSURA (m)	CAMADA	VELOCIDADE (m/s)	ESPESSURA (m)
2	1	340	1,6	1	340	1,9
	2	840	4	2	840	5,8
	3	1356		3	1356	
	ESTAÇÃO 7			ESTAÇÃO 31		
	CAMADA	VELOCIDADE (m/s)	ESPESSURA (m)	CAMADA	VELOCIDADE (m/s)	ESPESSURA (m)
3	1	340	1,7	1	340	2
	2	722	2,8	2	722	4
	3	1293		3	1293	

Valor $XY=0m$

Observe-se que nem todos os pontos são fixados exatamente acima da curva no gráfico de análise de velocidade, não implicando em que estes valores não sejam aceitáveis, já que se utilizou uma reta obtida por ajuste que inclui estes pontos.

Um resumo das velocidades aparecem na tabela nº 3, para as diferentes linhas.

As curvas tempo-distância indicam que a camada superior tem uma velocidade de 340 m/s nas 3 linhas.

Algumas das estações do gráfico tempo-profundidade não tiveram seus tempos calculados através do programa SEIFF. Nesses locais, foi utilizado o tempo de interseção média (Pant e Murty, 1981), calculado e plotado manualmente.

As curvas de tempo de profundidade para as linhas 1, 2 e 3 (ver anexo 1, 4 e 7), mostram o comportamento das interfaces. A primeira interface é praticamente plana, enquanto que na segunda existem irregularidades devido ao comportamento geológico da localidade.

4.3.1 Interpretação Geológica

A partir dos dados de tempo de profundidade calcularam-se as profundidades das camadas com a utilização da equação 56, assim como a sua plotagem (anexos, 2, 3, 6 e 8).

A camada superficial (velocidade de 340 m/s) nas 3 (três) linhas, foi interpretado como a camada de argila de Belterra, intemperizada, pouco compactada e sem variação lateral na velocidade, sendo delimitada como zona I.

A segunda camada, denominada zona II (com velocidade média de 810 m/s), corresponde à camada de laterita.

A baixa velocidade nesta zona é devido à dispersão normal no sinal ocasionado pelos nódulos existentes na própria camada (apêndice III), os quais produzem a formação de grupos de ondas.

O último refrator com velocidade média de 1400 m/s, zona III, foi interpretado como a rocha-mãe caulinitica, a qual conserva sua estrutura e textura original.

A pequena mudança lateral de velocidade de 1939 a 1355 m/s nesta zona deve-se possivelmente ao surgimento de nódulos.

Um resumo dos cálculos de profundidade das linhas 1, 2 e 3 é apresentado nas tabelas de 5 a 9, onde se pode observar que nem todos os pontos do refrator possuem o mesmo tempo de profundidade.

TABELA 4 - Valores das profundidades da estação 1 a 37, linha 1

CAMADA 1		VELOCIDADE	340,00 m/s
CAMADA 2		VELOCIDADE	840,00 m/s
CAMADA 3		VELOCIDADE	1356,00 m/s
ESTRAÇÃO NÚMERO	CAMADA	TEMPO PROF. DADA EM SEG	ESPESSURA EM METROS
9	1	3,1	1,1
	2	6,3	3,7
10	1	3,1	1,1
	2	5,8	3,1
11	1	3,1	1,1
	2	5,0	2,1
12	1	2,4	0,9
	2	5,6	3,7
13	1	2,3	0,8
	2	5,2	3,4
14	1	3,6	1,3
	2	7,4	4,4
15	1	3,1	1,1
	2	7,8	5,5
16	1	2,1	0,8
	2	9,4	8,6
17	1	2,0	0,7
	2	8,3	7,4
18	1	2,3	0,8
	2	8,3	7,1
19	1	2,6	0,9
	2	8,7	7,2
20	1	3,1	1,1
	2	9,2	7,2
21	1	2,7	1,0
	2	9,2	7,7
22	1	3,2	1,2
	2	5,3	2,3
23	1	3,9	1,4
	2	6,5	2,9
24	1	3,9	1,4
	2	6,6	3,0
25	1	3,9	1,4
	2	8,0	4,7
26	1	4,3	1,6
	2	8,3	4,6
27	1	3,0	1,1
	2	9,2	7,3
28	1	3,3	1,2
	2	9,4	7,1
29	1	4,7	1,7
	2	10,0	6,1
30	1	3,7	1,3
	2	10,8	8,3
31	1	4,0	1,5
	2	7,4	3,9
32	1	4,4	1,6
	2	10,0	6,5
33	1	3,4	1,2
	2	6,7	3,8

TABELA 5 - Valores das profundidades da estação 33 a 67, linha 1

CAMADA 1		VELOCIDADE	340,00 m/s
CAMADA 2		VELOCIDADE	968,00 m/s
CAMADA 3		VELOCIDADE	1639,00 m/s
ESTACÃO NÚMERO	CAMADA	TEMPO PROF. DADA EM SEG	ESPESSURA EM METROS
33	1	3,4	1,2
	2	7,1	4,3
34	1	6,0	2,0
	2	7,7	8,5
35	1	2,7	1,0
	2	10,5	9,2
36	1	2,2	8,0
	2	12,7	12,5
37	1	2,0	7,0
	2	12,3	12,2
38	1	2,5	9,0
	2	12,4	11,7
39	1	3,2	1,2
	2	14,0	12,0
40	1	8,0	2,9
	2	12,3	4,7
41	1	6,0	2,2
	2	12,5	7,5
42	1	5,1	1,9
	2	12,4	8,5
43	1	5,3	1,9
	2	13,8	9,9
44	1	4,2	1,5
	2	12,3	9,5
45	1	3,2	1,2
	2	12,3	10,7
46	1	4,3	1,6
	2	9,9	6,5
47	1	3,9	1,4
	2	12,3	9,9
48	1	4,1	1,5
	2	6,3	2,4
49	1	4,5	1,6
	2	8,5	4,6
50	1	2,7	1,0
	2	7,9	6,1
51	1	2,6	9,0
	2	7,5	5,7
52	1	2,0	0,7
	2	9,1	8,4
53	1	2,5	0,9
	2	4,7	2,5
54	1	3,6	1,3
	2	8,3	5,4
55	1	4,3	1,6
	2	5,5	1,2
56	1	3,8	1,4
	2	4,4	0,5
57	1	4,7	1,7
	2	9,4	5,4

TABELA 6 - Valores das profundidades da estação 1 a 37, linha 2

CAMADA 1		VELOCIDADE	340,00 m/s
CAMADA 2		VELOCIDADE	840,00 m/s
CAMADA 3		VELOCIDADE	1356,00 m/s
ESTAÇÃO NÚMERO	CAMADA	TEMPO PROF. DADA EM SEG	ESPESSURA EM METROS
9	1	4,3	1,6
	2	8,3	4,0
10	1	4,0	1,5
	2	6,2	2,1
11	1	4,3	1,6
	2	7,4	3,0
12	1	5,6	2,1
	2	7,7	1,9
13	1	6,5	2,4
	2	8,8	2,1
14	1	5,0	1,9
	2	8,5	3,4
15	1	4,5	1,7
	2	8,1	3,6
16	1	4,8	1,8
	2	8,8	4,0
17	1	4,2	1,6
	2	8,9	4,8
18	1	4,5	1,7
	2	9,5	5,1
19	1	4,6	1,7
	2	9,3	4,7
20	1	4,7	1,7
	2	9,4	4,7
21	1	4,7	1,7
	2	8,9	4,2
22	1	5,2	1,9
	2	9,9	4,7
23	1	7,2	2,7
	2	12,5	5,2
24	1	7,2	2,7
	2	12,5	5,2
25	1	7,6	2,8
	2	12,4	4,7
26	1	5,6	2,1
	2	11,2	5,6
27	1	6,3	2,3
	2	11,0	4,6
28	1	5,2	1,9
	2	9,9	4,7
29	1	7,6	2,8
	2	9,0	1,0
30	1	6,4	2,4
	2	6,8	0,0
31	1	4,4	1,6
	2	7,5	3,0
32	1	4,4	1,6
	2	8,3	3,9
33	1	4,7	1,7
	2	7,9	3,1

TABELA 7 - Valores das profundidades da estação 33 a 67, linha 2

CAMADA 1		VELOCIDADE	340,00 m/s
CAMADA 2		VELOCIDADE	840,00 m/s
CAMADA 3		VELOCIDADE	1356,00 m/s
ESTAÇÃO NÚMERO	CAMADA	TEMPO PROF. DADA EM SEG	ESPESSURA EM METROS
33	1	4,7	1,7
	2	7,9	3,1
34	1	3,8	1,4
	2	10,0	6,4
35	1	5,1	1,9
	2	8,2	3,0
36	1	4,2	1,6
	2	7,9	3,7
37	1	4,9	1,8
	2	9,6	4,7
38	1	5,6	2,1
	2	9,3	3,6
39	1	5,5	2,0
	2	10,8	5,3
40	1	4,2	1,6
	2	13,7	9,9
41	1	6,5	2,4
	2	12,8	6,3
42	1	5,2	1,9
	2	13,4	8,4
43	1	6,1	2,3
	2	16,4	10,6
44	1	4,2	1,6
	2	16,7	13,1
45	1	5,3	2,0
	2	16,1	11,2
46	1	3,1	1,2
	2	14,2	11,7
47	1	5,7	2,1
	2	13,9	8,4
48	1	5,1	1,9
	2	11,8	6,8
49	1	4,3	1,6
	2	10,0	5,8
50	1	5,1	1,9
	2	10,4	5,4
51	1	1,5	0,6
	2	8,6	7,5
52	1	4,9	1,8
	2	8,7	3,8
53	1	1,8	0,7
	2	7,8	6,3
54	1	4,2	1,6
	2	8,0	3,8
55	1	4,7	1,7
	2	6,0	1,1
56	1	1,8	0,7
	2	8,1	6,6
57	1	5,1	1,9
	2	10,8	5,8

TABELA 8 - Valores das profundidades da estação 1 a 37, linha 3

CAMADA 1		VELOCIDADE	340,00 m/s
CAMADA 2		VELOCIDADE	840,00 m/s
CAMADA 3		VELOCIDADE	1356,00 m/s
ESTAÇÃO NÚMERO	CAMADA	TEMPO PROF. DADA EM SEG	ESPESSURA EM METROS
7	1	4,4	1,7
	2	8,0	2,8
8	1	3,3	1,3
	2	7,4	3,3
9	1	6,6	2,5
	2	8,7	1,3
10	1	7,8	3,0
	2	8,9	0,3
11	1	7,9	3,0
	2	10,0	1,2
12	1	4,4	1,7
	2	11,3	5,7
13	1	4,3	1,7
	2	10,0	4,6
14	1	3,9	1,5
	2	8,8	4,0
15	1	7,4	2,9
	2	8,4	0,3
16	1	5,9	2,3
	2	13,5	6,1
17	1	7,8	3,0
	2	11,9	2,9
18	1	3,9	1,5
	2	11,1	6,0
19	1	5,5	2,1
	2	13,6	6,6
20	1	2,8	1,1
	2	11,6	7,4
21	1	6,3	2,4
	2	17,5	9,3
22	1	5,2	2,0
	2	16,7	9,6
23	1	4,6	1,8
	2	17,4	10,8
24	1	3,9	1,5
	2	18,8	12,7
25	1	5,5	2,1
	2	18,3	10,7
26	1	3,1	1,2
	2	17,6	12,4
27	1	7,9	3,0
	2	13,4	4,2
28	1	6,7	2,6
	2	12,4	4,4
29	1	8,9	3,4
	2	12,8	2,7
30	1	4,6	1,8
	2	10,5	4,8
31	1	5,0	1,9
	2	10,0	4,0

CONCLUSÕES

Na delimitação da camada de bauxita, o método da sísmica de refração pode reduzir consideravelmente o custo das escavações de poços utilizadas, atualmente, para o mapeamento.

Com a separação dos geofones de 3m foi possível determinar com precisão a camada de laterita, apesar das restrições impostas pela geologia da localidade.

Teoricamente, é possível correlacionar as velocidades sísmicas aos tipos de sedimento. Isto foi confirmado na região de Jabuti, onde existe coerência com a metragem dos poços.

Dividiram-se as seções de profundidades em três zonas interpretadas como segue: a primeira é a camada de argila de Belterra, com velocidade média de 340 m/s; a segunda, a camada de laterita, cuja velocidade média é de 800 m/s e a última, a rocha-mãe caulinitica, com velocidade média de 1400 m/s.

O método Recíproco Generalizado, utilizado no processamento e interpretação dos dados, foi eficaz no tratamento de mudanças pequenas da velocidade, assim como de refratores suavemente irregulares.

BIBLIOGRAFIA

- ABEM - 1984 - Instruction manual. SWEDEN, ABEM. 54p.
- AKI, K., RICHARDS, P. G. - 1980 - Quantitative Seismology, Theory and Methods. San Francisco U.S.A., W.H. Freeman, Vol. 1.
- ASSAD, R. - 1978 - Depósitos de Bauxita na Amazônia. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, SBG, V.6, p. 2511-2519.
- BARRY, K.M. - 1967 - Delay time and its application to refraction profile interpretation. In: Musgrave, A. W., ed. Seismic Refraction Prospecting. Tulsa, Soc. Expl. Geophys. p. 348-361.
- BARTHELMES, A. J. - 1946 - Application of continuous profiling to refraction shooting. Geophysics, Tulsa, 11(1):24-42.
- BEM-MENAHÉM, A. and SINGH, S.J. - 1981 - Seismic waves and sources. New York, Springer-Verlag. 1108 p.
- BERRY, M.J. - 1971 - Depth uncertainties from seismic first-arrival refraction studies. J. Geophys. Res. Washington, D. C., 76(26):6464-6468.
- BULLEN, K.E. - 1965 - An introduction to the theory of seismology. Cambridge, Cambridge University Press. 381p.
- BURKE, K.B. - 1967 - A review of some problems of seismic prospecting for groundwater in surficial deposits. In: Morley L. W., ed. Proceedings of the Canadian Centennial Conference on Mining and Groundwater Geophysics, held at Niagara Falls, Canada, in October 1967. Ottawa, Department of Energy, Mines and Resources. p. 569-579. (Economic Geology Report No. 26. Geological Survey of Canada).
- CASSINIS, R.; BORGONOV, L. - 1966 - Significance and implications at shingling in refraction records. Geophys. Prosp. Oxford, 14(4): 547-565.
- CHAN, S.H. - 1968 - Nomograms for solving equations in multilayer and dipping layer cases. Geophys. Prosp., Oxford, 16(1):127 - 143.
- COULOMB, J.; JOBERT, G. - 1973 - Traité de Géophysique Interne. Paris, Masson, 646p.
- DOBRIN, M.B. - 1976 - Introduction to Geophysical Prospecting. New York, McGraw Hill, 630p.
- DOCEGEO - 1983 - Relatório final, Setor Jabuti: Platô Jabuti Norte, Alumínio, Paragominas-PA, Belém, Rio Doce Geologia e Mineração, n.p.

- DOMZALSKI, W. - 1956 - Some problems of shallow refraction investigations. *Geophy. Prosp. Oxford*, 42(2):140-166.
- ELLIOT, C.L. - 1967 - Some applications of seismic refraction techniques in mining Exploration. In: Musgrave, A.W., Ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa, Soc. Expl. Geophys. p. 522-538.
- EVJEN, H.M. - 1967 - Outline of a system of refraction interpretation for monotonic increases for velocity with depth. In: Musgrave, A.W., ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa, Soc. Expl. Geophys. p. 290-294.
- FRANCISCO, R.H.R.; LOWINSTEIN, P.; SILVA, O.F.; SILVA, O.G.; - 1971 - Contribuição à geologia da Folha de São Luis (SA-23), no Estado do Pará. III-Estratigrafia; IV-Recursos Minerais. Bol. Mus. Pa. Emílio Goeldi, n. 17 nova série Geologia, 40p.
- GARDNER, L.W. - 1967 - Refraction seismograph profile interpretation. In: Musgrave, A.W., ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa, Soc. Expl. Geophys. p. 338-347.
- GÔES, A.M. - 1981 - Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Pará e Nordeste do Paranhão. Tese de Mestrado. Belém, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas - Universidade Federal do Pará, 55p.
- GOUGEL, F.M. - 1951 - Seismic refraction with variable velocity. *Geophysics*, Tulsa, 16(1):81-101.
- GRANT, F.S.; WEST, G.F. - 1965 - Interpretation theory in applied geophysics. New York, McGraw-Hill. 584p.
- GREEN, R. - 1962 - The hidden layer problem. *Geophys. Prosp.*, Oxford, 10(2):166-170.
- GREENHALGH, S.A. - 1977 - Comments on "the hidden layer problem in seismic refraction work". *Geophys. Prosp.*, Oxford, 25(1): 179-181.
- GREIG, E.W. - 1967 - The application of geophysical methods in the exploration for bauxite deposits. In: Morley, L.W.: *Proceeding of the Canadian Centennial Conference on Mining and Groundwater Geophysics*, held at Niagara Falls, Canada, in October 1967. Ottawa, Department of Energy, Mines and Resources, p. 470-475. (Economic Geology Report No. 26. Geological Survey of Canada).
- HAENI, F.P. - 1986 - Application of seismic refraction methods in groundwater modeling studies in New England, *Geophysics*, Tulsa, 51(2):236-249.

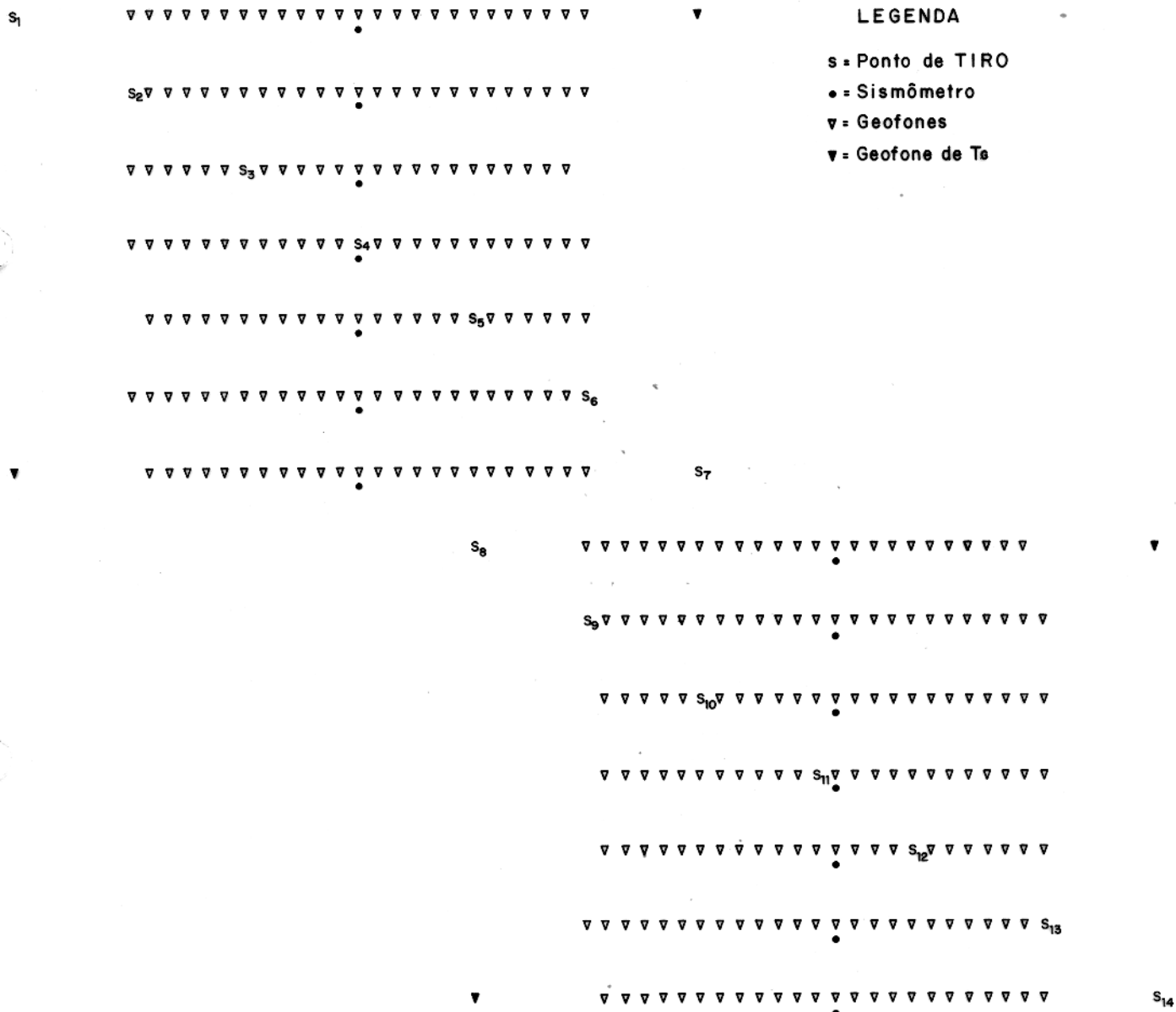
- HAGEDOORN, J.G. - 1959 - The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophys. Prosp.*, Oxford, 7(2) : 158-182.
- HALES, F.W. - 1958 - An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines. *Geophys. Proc.*, Oxford, 6(3): 285-294.
- HASSELSTROM, B. - 1969 - Water prospecting and rock investigation by the seismic method. *Geoexploration*, Amsterdam, 7(2) : 113-132.
- HATHERLY, P. J. - 1978 - A Fortran program for the reduction and plotting of seismic refraction data using the Generalized Reciprocal Method. *Rep. Geol. Surv. New South Wales*, GS1976/236.
- HATHERLY, P. J. - 1982 - A computer method for determining seismic first arrival times. *Geophysics*, Tulsa, 47(10): 1431-1436.
- HATHERLY, P. J. and NEVILLE, M. J. - 1986 - Experience with the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation for shallow engineering site investigation. *Geophysics*, Tulsa, 51(2): 255-265.
- HAWKINS, L. V. - 1961 - The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations. *Geophysics*, Tulsa, 26(6) : 806-819.
- HAWKINS, L. V. - 1962 - Discussion on the problem of the hidden layer within the blind zone. *Geophys. Prosp.*, Oxford, 10(4) : 548.
- HAWKINS, L. V. - 1969 - Seismic refraction surveys for civil engineering ABEM Geophysical Memorandum, Suecia, 2/69: 1-12.
- HAWKINS, L. V.; MAGGS, D. - 1961 - Nomograms for determining maximum errors and limiting conditions in seismic refraction surveys with blind zone problems. *Geophys. Prosp.*, Oxford, 9(4): 526-532.
- HEILAND, C.A. - 1968 - *Geophysical Exploration*. New York, Hafner, 1013p.
- HOBSON, G.D. - 1967 - Seismic methods in mining and groundwater exploration. In: Morley, L.W.; ed. *Proceeding of the Canadian Centennial Conference on Mining and Groundwater Geophysics*, held at Niagara Falls, Canada, in October 1967. Ottawa, Department of Energy, Mines and Resources, p. 148-176. (Economic Geology Report No. 26. Geological Survey of Canada).

- JOHNSON, S.H. - 1976 - Interpretation of split-spread refraction data in terms of plane dipping layers. *Geophysics*, Tulsa, 41 (3): 418-424.
- KAUFMAN, H. - 1953 - Velocity function in seismic prospecting . *Geophysics*, Tulsa, 18(2):289-297.
- KNOX, W.A. - 1967 - Multilayer-near-surface refraction computation. In: Musgrave, A. W., Ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa, Soc. Expl. Geophysics, p. 197-216.
- KOEFOED, O. - 1954 - Some observations on seismic weathering corrections. *Geophys. Prosp.*, Oxford, 2(4):274-280.
- KOTSCHOUBEY, B.; QUEIROZ MENESES, L. A.; TRUCKENBRODT, W. - 1984 - Nature et evolution des bauxites du secteur de Jabuti-Ipixuna (District de Paragominas, Etat du Pará, Bresil). 109 Congrès National des Sociétés Savantes Dijon, 1984, Sciences, fasc. I, p. 335-345.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. - 1981 - Evolução paleogenética das Bauxitas do Distrito de Paragominas-Açailândia (Estado do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, 11(3): 193-202.
- KREY, T.C. - 1963 - Channel waves as a tool of applied geophysics in coal minig. *Geophysics*, Tulsa, 28(5):701-714.
- KRONBERG, B.I.; COUSTON, J.F.; STILIANIDI FILHO, B.; FYFE, W.S.; NASH, R.A.; SUGDEN, D. - 1979 - Minor elements Geochemistry of the Paragominas Bauxite, Brazil. *Econ. Geol. Lancaster*, U.S.A., 74: 1869-1875.
- LAYAT, C.A. - 1967 - Modified Gardner delay time and constant distance correlation interpretation. In: Musgrave, A.W., ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa, Soc. Expl. Geophysics. p. 171-193.
- McGEE, J.F.; PALMER, R.L. - 1967 - Early refraction practices . In: Musgrave, A.W., ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa, Soc. Expl. Geophysics, p. 3-11.
- McPHAIL, N.R. - 1967 - The midpoint method of interpreting a refraction survey. In: Musgrave, A. W., ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa, Soc. Expl. Geophys, p. 260-266.
- MEIDAV, T. - 1960 - Nomograms to speed up seismic refraction computations. *Geophysics*, Tulsa, 25(5): 1035-2053.
- MERRICK, N.P.; ODINS, J.A.; GRRENHALGH, S.A. - 1978 - A blind zone solution to the problem of hidden layers within sequence of horizontal or dipping refractors, *Geophys. Prosp.* Oxford ,

26(41); 703-721.

- MONNEY, H.M. - 1977 - Handbook of Engineering Geophysics. Minneapolis, Bison Instruments, 191p.
- MOORE, R.W. - 1952 - Geophysical methods adapted to highway engineering problems. Geophysics, Tulsa, 17(3):505-530.
- MOTA, L. - 1954 - Determination of dips and depths of geological layers by the seismic refraction method. Geophysics, Tulsa, 19(2):242-254.
- MUSGRAVE, A.W. - 1967 - Seismic refraction prospecting, Tulsa, SEG, 604p.
- MUSGRAVE, A.W.; BRATTON, R. H. - 1967 - Practical application of Blondeau weathering solution. In: Musgrave, A.W., ed. Seismic Refraction Prospecting, Tulsa, Soc. Expl. Geophysics p. 231-246.
- NORTHWOOD, F.J. - 1967 - Nomograma for curved-ray problems in overburden. In: Musgrave, A.W., ed. Seismic Refraction Prospecting. Tulsa, Soc. Expl. Geophysics p. 296-303.
- PALMER, D. - 1980 - The generalized reciprocal method. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 104 p.
- PALMER, D. - 1981 - An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. Geophysics, Tulsa, 46(11):1508-1518.
- PANT, P.R.; MURTY, B.S.R. - 1981 - A rapid seismic refraction delay time profiling technique for shallow bedrock studies. Geoprospection. Amsterdam. 18(4):269-280
- PERALDI, R.; CLEMENT, A. - 1972 - Digital processing of refraction data-study of first arrivals. Geophys. Prosp., Oxford, 20(3):529-548.
- PRESS, F.; DOBRIN, M.G. - 1956 - Seismic wave studies over a high speed surface layer. Geophysics, Tulsa, 21(2): 285-298.
- ROCKWELL, D.W. - 1967 - A general wavefront method. In: Musgrave, A. W., ed. Seismic Refraction Prospecting, Tulsa, Soc. Expl. Geophysics, p. 363-415.
- SCHNECK, F.L. - 1967 - Refraction solution and wavefront targeting. In: Musgrave, A.W. ed., Seismic Refraction Prospecting. Tulsa, Soc. Expl. Geophysics, p. 416-425.
- SCOTT, J.H. - 1973 - Seismic refraction modeling by computer. Geophysics, Tulsa, 38(2): 271-284.
- SHERIFF, R.F.; GELDART, L.P. - 1982 - History, theory, and data acquisition. Exploration Seismology V-1. New York. Cambridge University Press. 253p.

- SLOTNICK, M.M. - 1950 - A graphical method for the interpretation of refraction profile data. *Geophysics*, Tulsa, 15(2):163-180.
- SOSKE, J.L. - 1959 - The blind zone problem in engineering geophysics. *Geophysics*, Tulsa 24(2): 359-365.
- STAM, J.C. - 1962 - Modern development in shallow seismic techniques. *Geophysics*, Tulsa, 27(2):198-222.
- STULKEN, F.J. - 1967 - Constructions, graphs and nomograma for refraction computations. In: Musgrave, A.W., ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa, Soc. Expl. Geophysics, p. 304-329.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.F.; KEYS, D.A. - 1976 - *Applied geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press. 860p.
- TERRANT, L.H. - 1956 - A rapid method of determining the form of a seismic refractor from line profile results. *Gephys. Prosp.*, Oxford, 4(2):131-139.
- THORNBURGH, H.R. - 1930 - Wave front diagrams in seismic interpretation. *Bull AAPG* 14: 185-200.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. - 1981 - Argila de Belterra-Cobertura Terciária das Bauxitas Amazônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 11(3):203-208.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GÔES, A.M. - 1982 - Considerações a respeito da idade das Bauxitas na parte leste da Região Amazônica. In: *Anais do I Simposium de Geologia da Amazônia*, Belém. V-1, p. 201-209.
- WHITELEY, R.J.; GREENHALGH, S.A. - 1979 - Velocity inversion and the shallow Seismic refraction method. *Geoexploration*, Amsterdam, 17(2):125-141.
- WOOLEY, W.C.; MUSGRAVE, A.W.; GRAY, H. - 1967 - A method of inline refraction profiling. In: Musgrave A.W., ed. *Seismic Refraction Prospecting*. Tulsa. Soc. Expl. Geophysics p. 267-289.
- WYROBEK, S.N. - 1956 - Application of delay and intercept times in the interpretation of multilayer refraction time distance curves. *Geophys. Prosp.*, Oxford, 4(2):112-130.



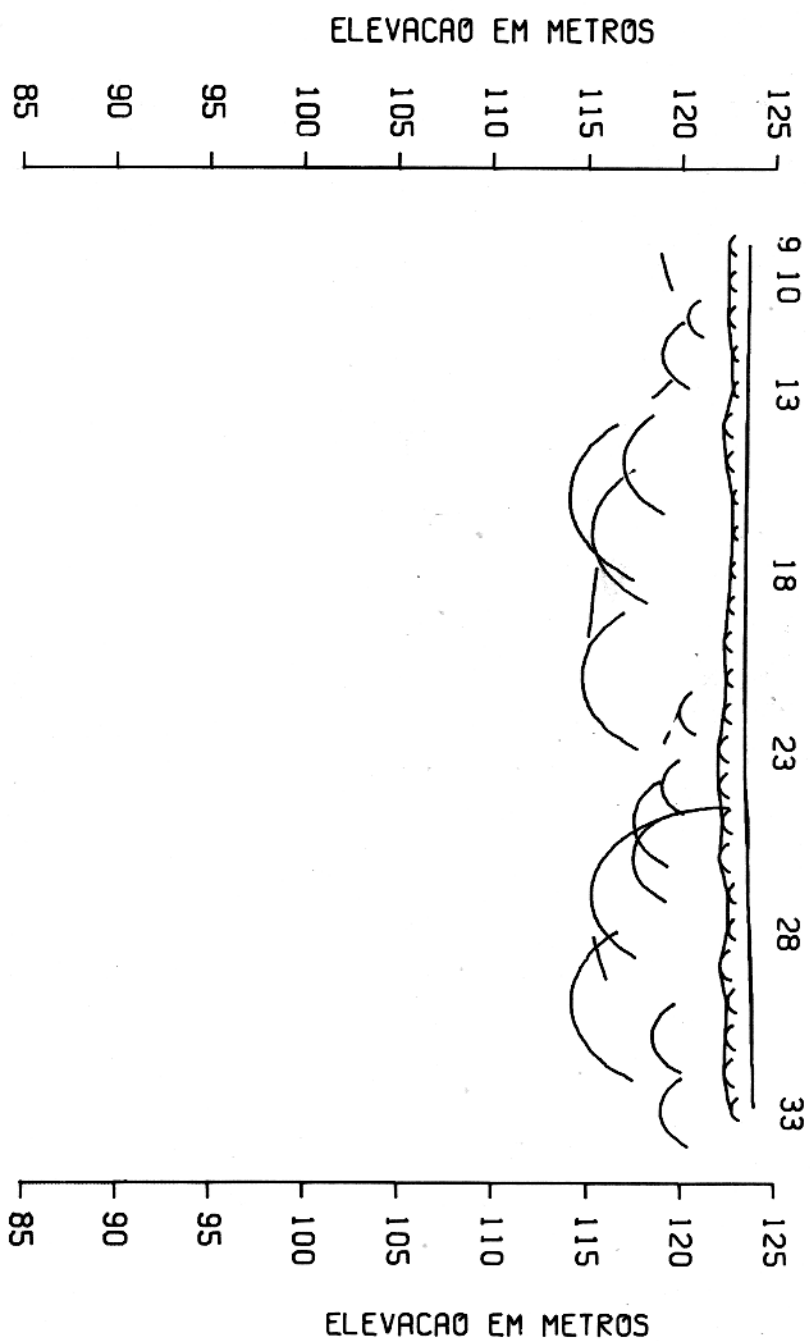
APÊNDICE IV - Arranjo sísmico empregado no levantamento do platô Esperança (Setor Jabuti).

```

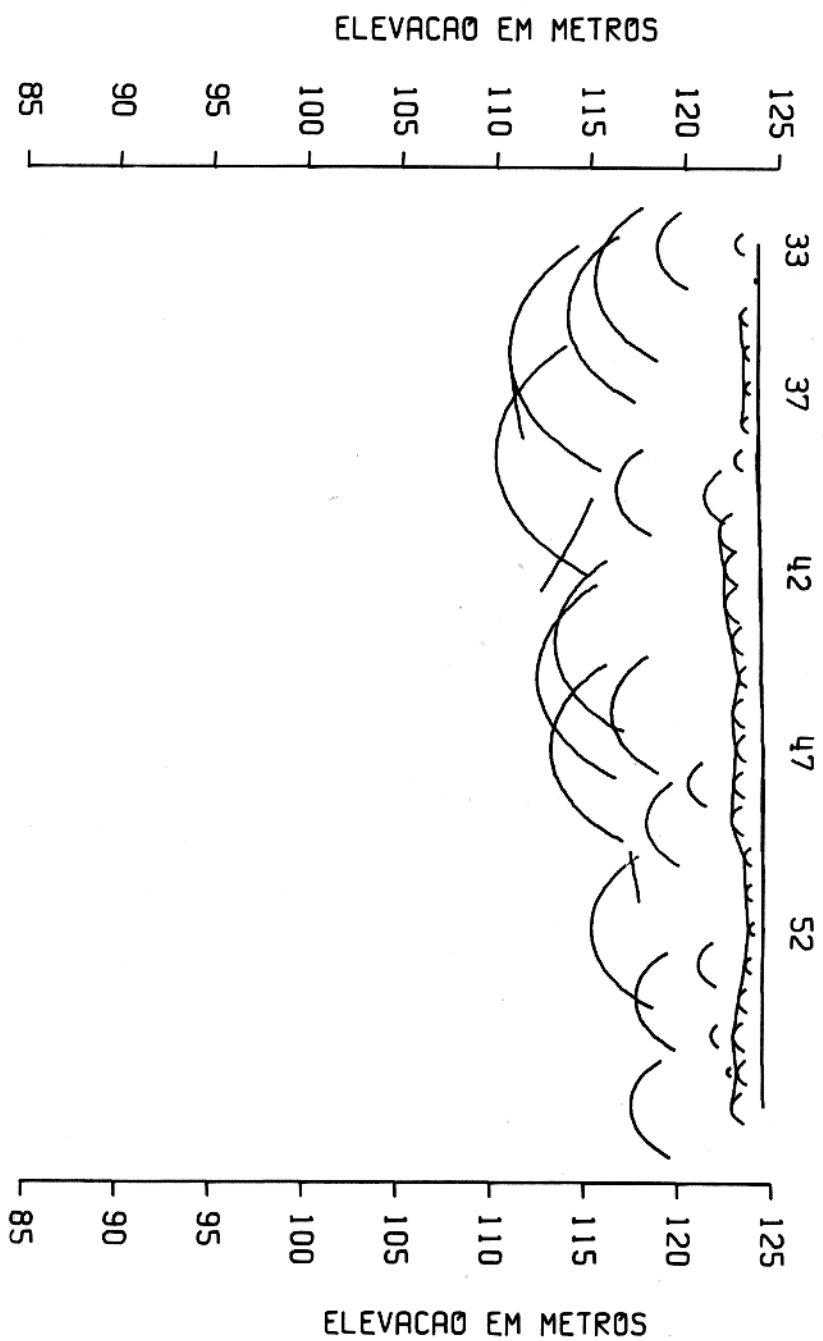
10  | *****
20  | *****
30  | *****
40  | *****      PROGRAMA HLXc      *****
50  | *****
60  | *****
70  | *****
80  REM   Este programa utiliza a equacao 20 da tese "Mapeamento de
90  REM   jazidas de Bauxitas no sul de Para com o metodo de sismica
100 REM   de refracao. Ricardo A. Bolanos Alvarado-1986-.
110 REM   Para etse caso se supoe que as camadas sejam planas, com
120 REM   um maximo de ate 5(cinco) camadas.
130  |
140 DIM H(6),V(6),Q(6,6),Xc(5),Hc(6)
150 INPUT "ENTRE com: Numero de distancias Criticas Nc",Nc
160 FOR L=1 TO Nc
170 INPUT "Entre com o valore de Xc",Xc(L)
180 NEXT L
190 FOR K=1 TO Nc+1
200 INPUT "Entre com o valor da velocidade em m/s",V(K)
210 NEXT K
220 FOR J=1 TO Nc
230 H(J)=Xc(J)/2*SQR((V(J+1)-V(J))/(V(J+1)+V(J)))
240 NEXT J
250 FOR K=1 TO Nc-1
260 FOR I=1 TO K
270 IF Q(I,K+1)<>0 THEN Lb1a
280 A=(V(I)/V(K+2))^2
290 B=(V(I)/V(K+1))^2
300 Q(I,K+1)=(SQR(1-A)-SQR(1-B))/SQR(B-A)
310 Lb1a: !
320 NEXT I
330 NEXT K
340 Hc(1)=H(1)
350 FOR K=1 TO Nc-1
360 Q=0
370 FOR I=1 TO K
380 Q=Q(I,K+1)*H(I)+Q
390 NEXT I
400 Hc(K+1)=H(K+1)-Q
410 NEXT K
420 PRINT
430 PRINT
440 PRINT ,
450 PRINT SPA(5);"VALORES CALCULADOS DA PROFUNDIDADE"
460 PRINT
470 PRINT
480 FOR J=1 TO Nc
490 IMAGE 30X,"H(",D,")=",2DRDD,2X,"m"
500 PRINT USING 490;J,Hc(J)
510 NEXT J
520 END

```

SECAO DE PROFUNDIDADE



SECAO DE PROFUNDIDADE



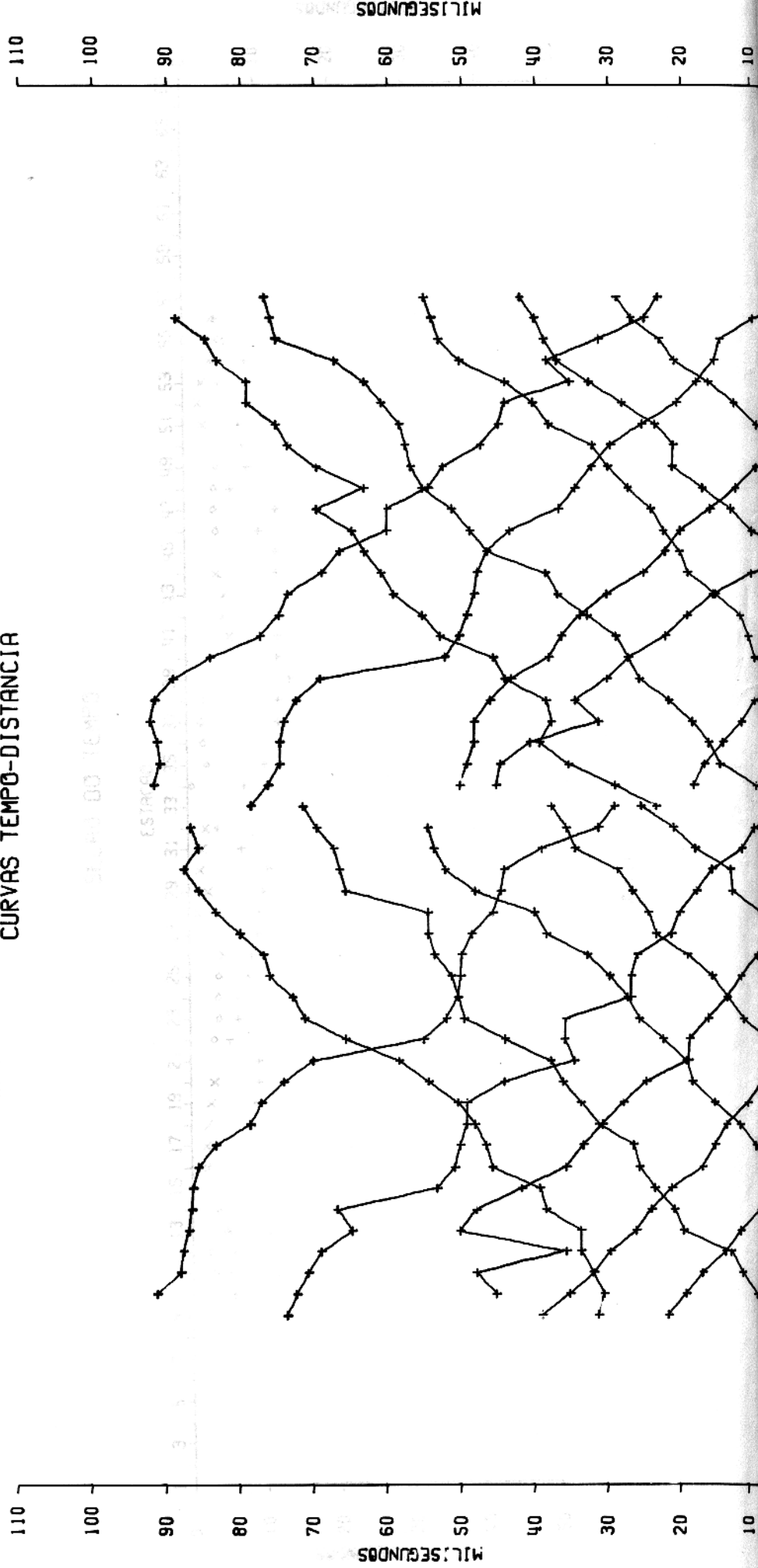
JABUTI

LINHA N. 1

ESCALA



CURVAS TEMPO-DISTANCIA

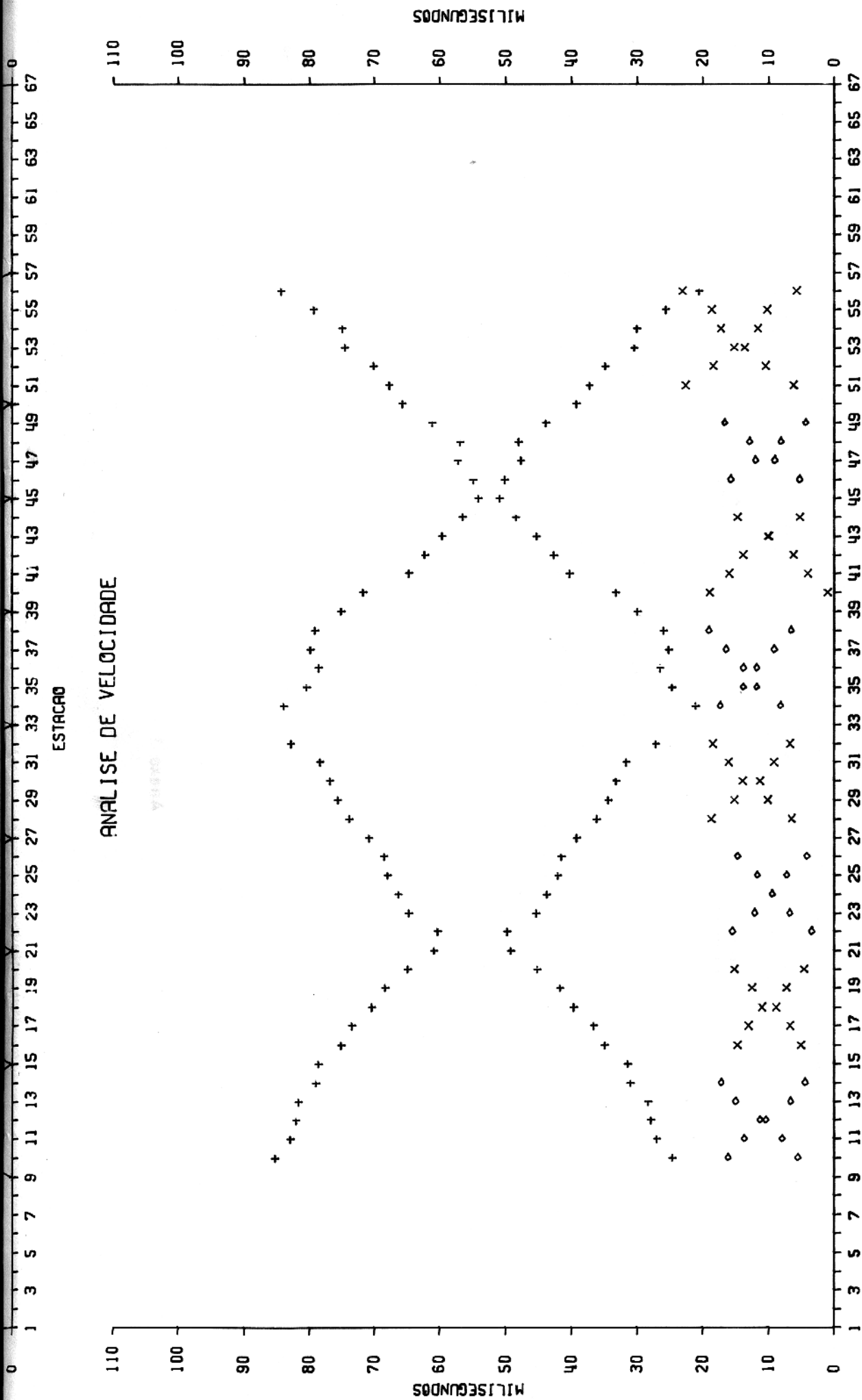


ITUBAL

1.ª RMU

ESTACAO

ANALISE DE VELOCIDADE



◇ TIROS NÚMEROS: 2, 3
TEMPO RECÍPROCO: 22 NS.

◇ TIROS NÚMEROS: 4, 5
TEMPO RECÍPROCO: 19 NS.

◇ TIROS NÚMEROS: 9, 10
TEMPO RECÍPROCO: 26 NS.

◇ TIROS NÚMEROS: 11, 12
TEMPO RECÍPROCO: 21 NS.

× TIROS NÚMEROS: 3, 4
TEMPO RECÍPROCO: 20 NS.

× TIROS NÚMEROS: 5, 6
TEMPO RECÍPROCO: 25 NS.

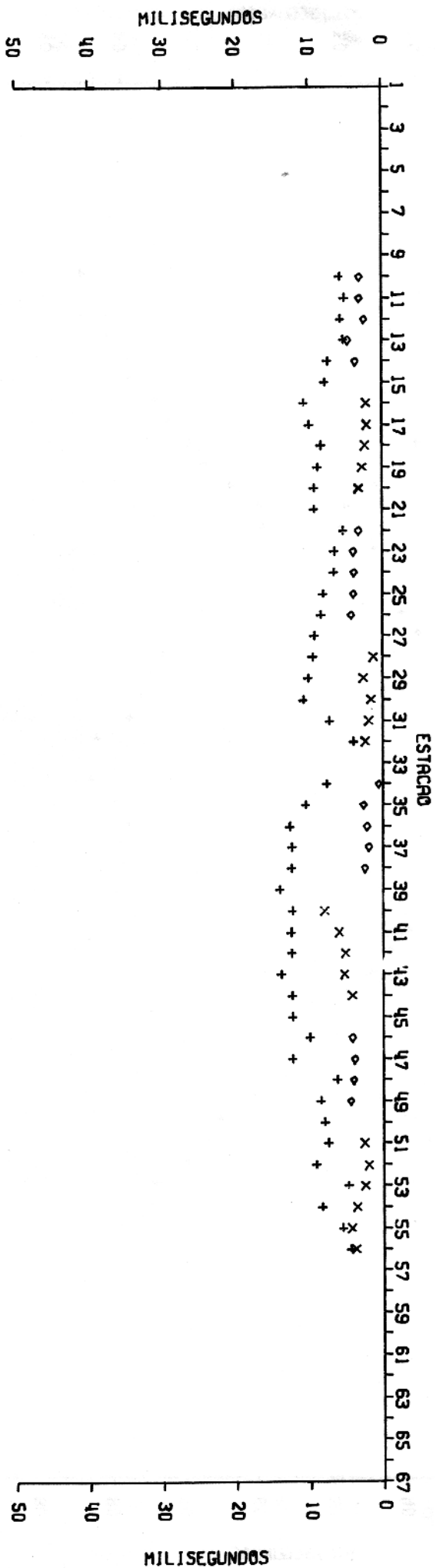
× TIROS NÚMEROS: 10, 11
TEMPO RECÍPROCO: 20 NS.

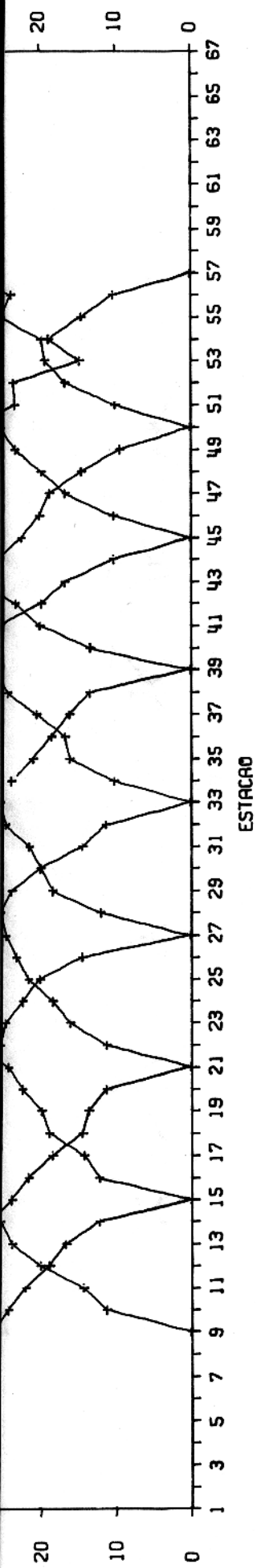
× TIROS NÚMEROS: 12, 13
TEMPO RECÍPROCO: 23 NS.

+ TIROS NÚMEROS: 1, 7
TEMPO RECÍPROCO: 110 NS.

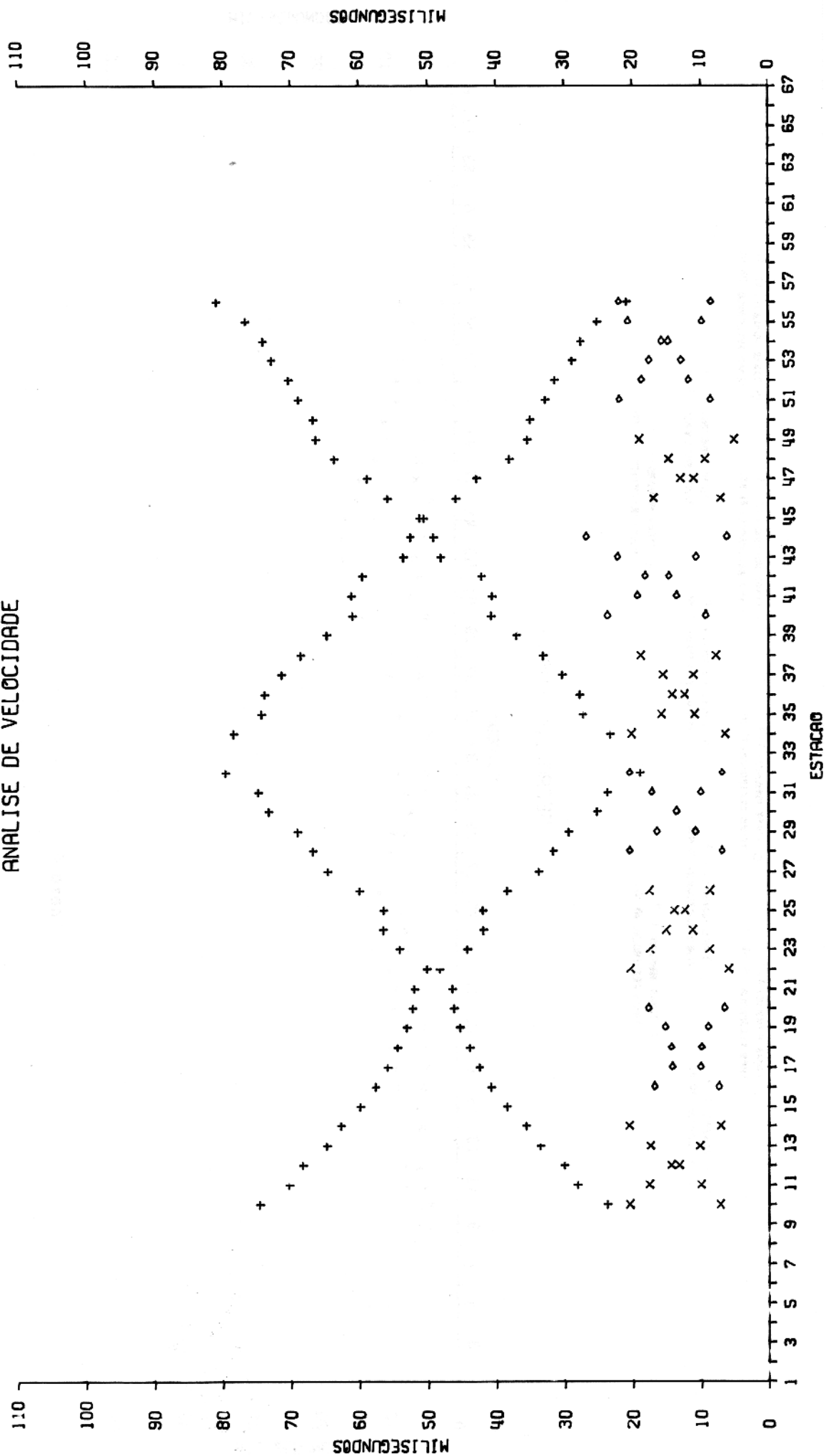
+ TIROS NÚMEROS: 8, 14
TEMPO RECÍPROCO: 185 NS.

SECAO DO TEMPO



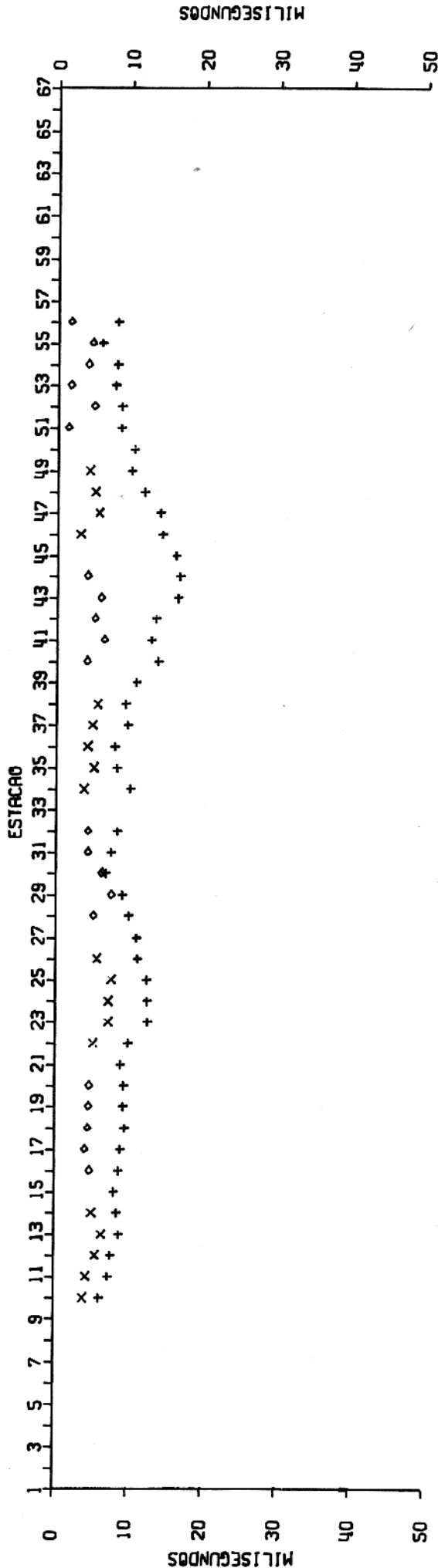


ANALISE DE VELOCIDADE

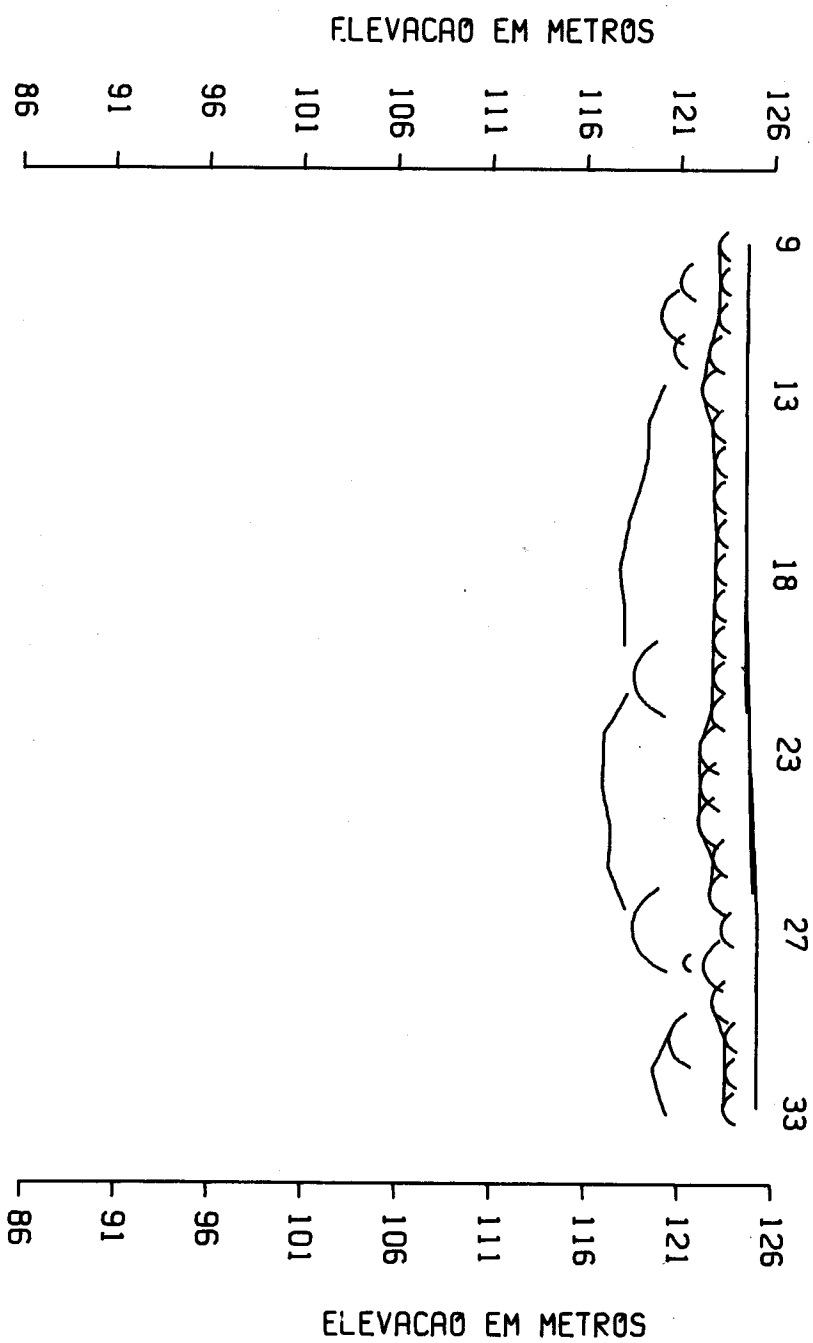


◇ TIROS NUMEROS: 2, 4
 TIEMPO RECIPROCOS: 24 MS.
 ◇ TIROS NUMEROS: 5, 6
 TIEMPO RECIPROCOS: 27 MS.
 ◇ TIROS NUMEROS: 10, 11
 TIEMPO RECIPROCOS: 32 MS.
 ◇ TIROS NUMEROS: 12, 13
 TIEMPO RECIPROCOS: 30 MS.
 X TIROS NUMEROS: 2, 3
 TIEMPO RECIPROCOS: 20 MS.
 X TIROS NUMEROS: 4, 5
 TIEMPO RECIPROCOS: 26 MS.
 X TIROS NUMEROS: 9, 10
 TIEMPO RECIPROCOS: 27 MS.
 X TIROS NUMEROS: 11, 12
 TIEMPO RECIPROCOS: 24 MS.
 + TIROS NUMEROS: 1, 7
 TIEMPO RECIPROCOS: 20 MS.
 + TIROS NUMEROS: 8, 14
 TIEMPO RECIPROCOS: 102 MS.

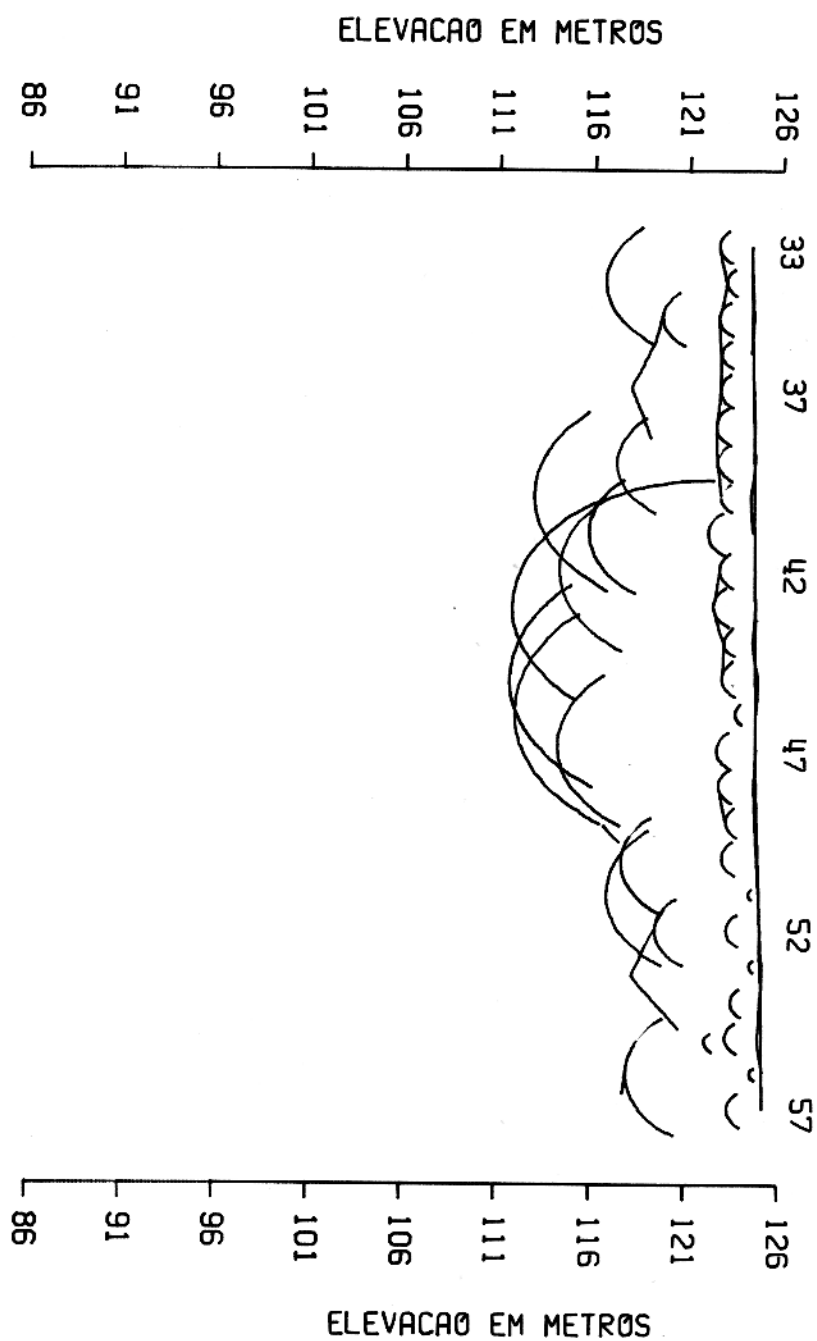
SECAO DO TEMPO



SECAO DE PROFUNDIDADE



SECAO DE PROFUNDIDADE



JABUTI

LINHA N. 3

○ TIPO 1000 METERES 10.5
 TIPO 1000 METERES 10.5
 TIPO 1000 METERES 10.5

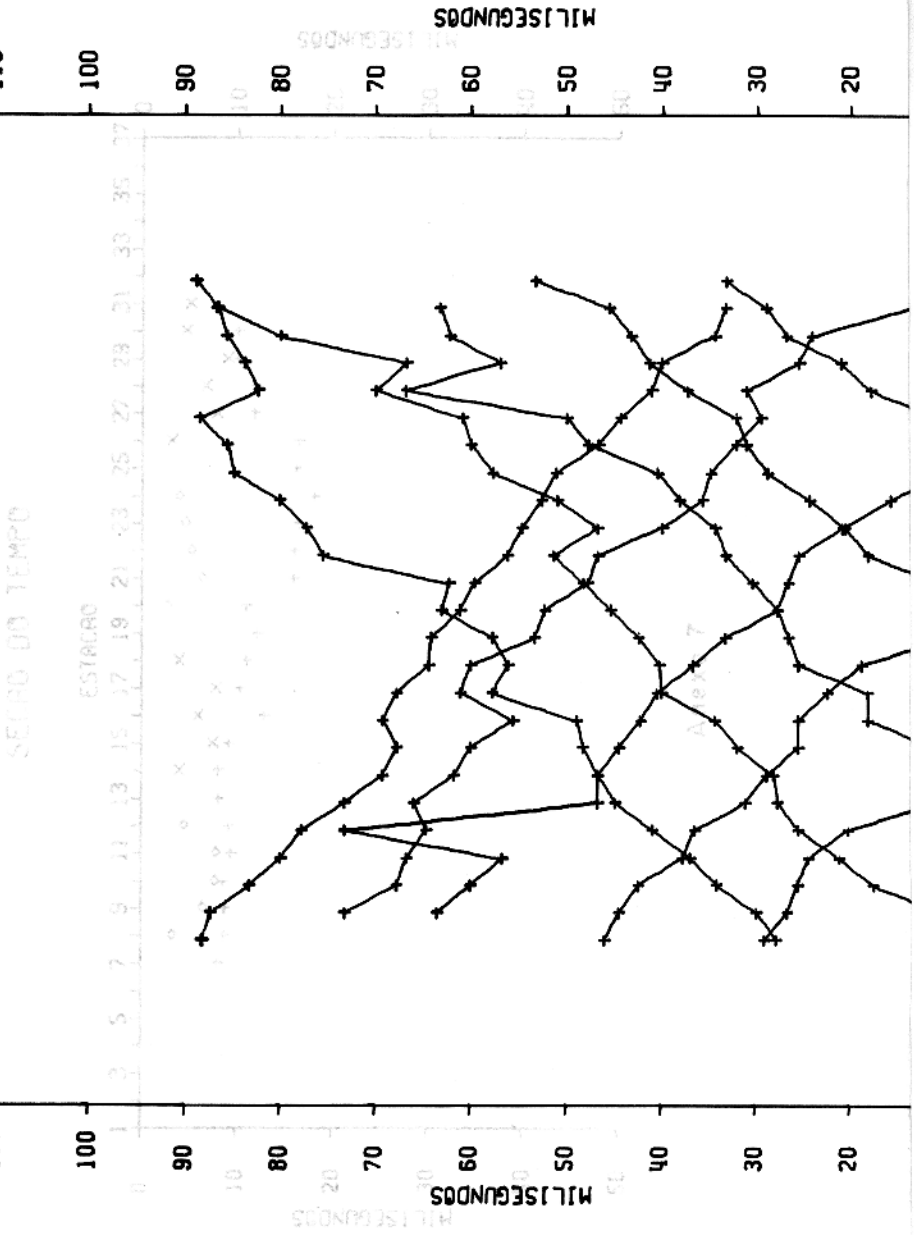
ESCALA

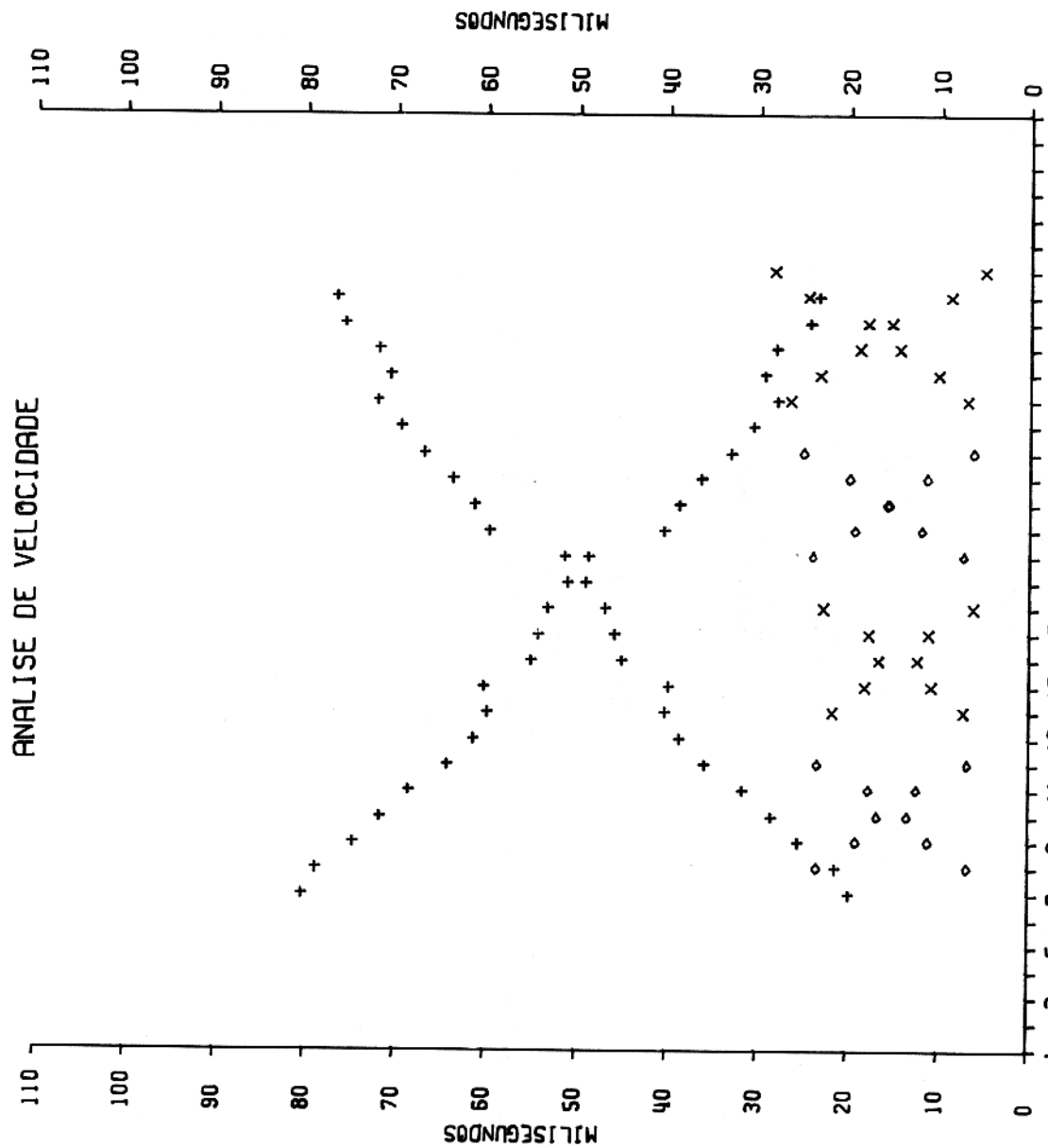
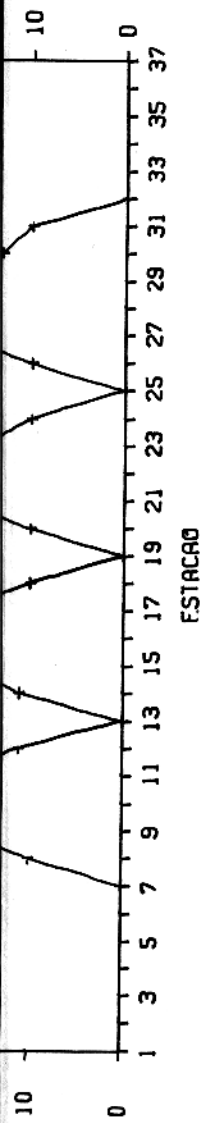
METROS 6 3 0 3 6 9 METROS X TIPO 1000 METERES 10.5
 TIPO 1000 METERES 10.5



TIPO 1000 METERES 10.5
 TIPO 1000 METERES 10.5

CURVAS TEMPO-DISTANCIA





◇ TIROS NUMEROS: 2, 3
TEMPO RECIPROCO: 30 MS.

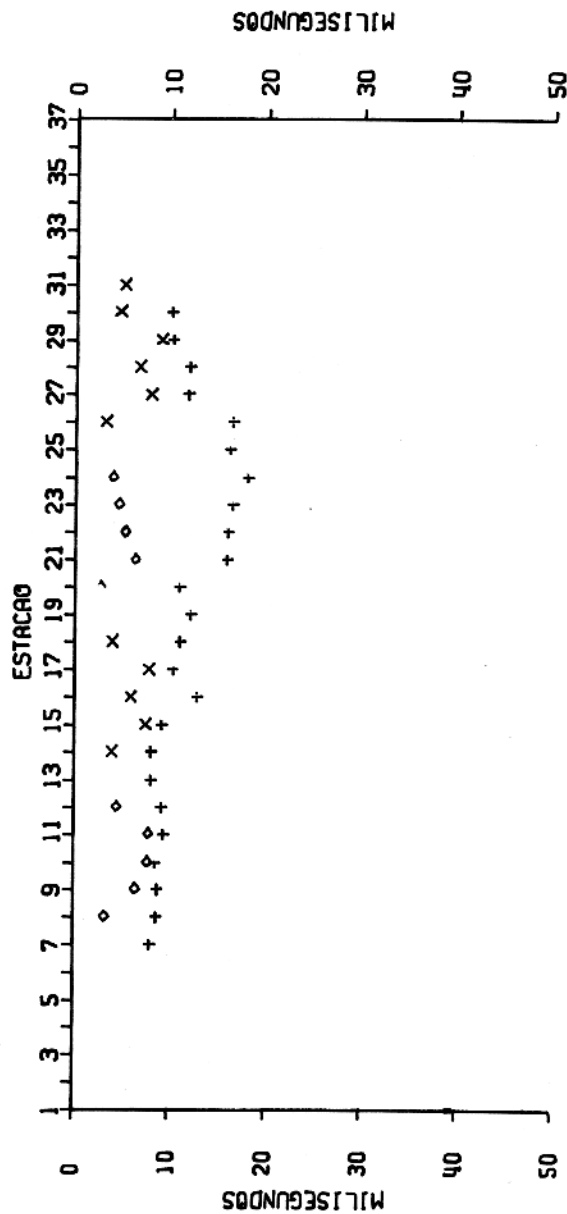
◇ TIROS NUMEROS: 4, 5
TEMPO RECIPROCO: 31 MS.

× TIROS NUMEROS: 3, 4
TEMPO RECIPROCO: 23 MS.

× TIROS NUMEROS: 5, 6
TEMPO RECIPROCO: 30 MS.

+ TIROS NUMEROS: 1, 7
TEMPO RECIPROCO: 100 MS.

SECAO DO TEMPO



SECAO DE PROFUNDIDADE

