



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

BRUCE FABINI FRANCO CHIBA

**EXPERIMENTO “LOCALIZAÇÃO DE EPICENTRO”:
UM EXPERIMENTO FÍSICO COMO FERRAMENTA DIDÁTICA
MULTIDISCIPLINAR**

BELÉM – PA
FEV/2013

BRUCE FABINI FRANCO CHIBA

**EXPERIMENTO “LOCALIZAÇÃO DE EPICENTRO”:
UM MODELO FÍSICO COMO FERRAMENTA DIDÁTICA
MULTIDISCIPLINAR**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Me. Alberto Leandro Melo.
Coorientadora: Prof. Dra. Ellen de Nazaré Souza Gomes.

BELÉM – PA
2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

C532e Chiba, Bruce Fabini Franco

Experimento “localização de epicentro”: um modelo físico como ferramenta didática multidisciplinar / Bruce Fabini Franco Chiba; Orientador: Alberto Leandro Melo; Coorientadora: Ellen de Nazaré Souza Gomes – 2013

49 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2013.

1. Sismologia. 2. Localização de epicentro. 3. Ensino de Geociências. 4. Trilateração. I. Melo, Alberto Leandro, *orient.* II. Gomes, Ellen de Nazaré Souza, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 22ª ed.: 551.22

BRUCE FABINI FRANCO CHIBA

**EXPERIMENTO “LOCALIZAÇÃO DE EPICENTRO”:
UM MODELO FÍSICO COMO FERRAMENTA DIDÁTICA
MULTIDISCIPLINAR**

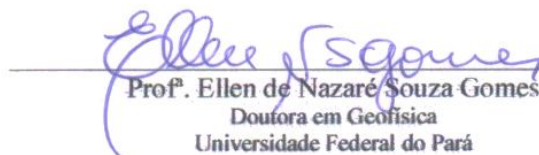
Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geofísica do Instituto de
Geociências da Universidade Federal do Pará –
UFPA, em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Bacharel em Geofísica.

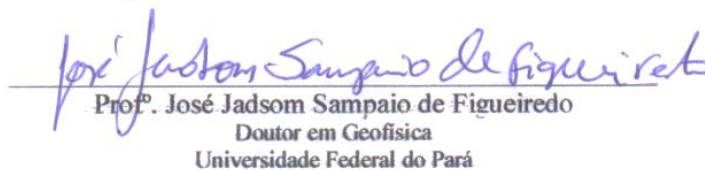
Data de aprovação: 15 / 03 / 2013

Conceito: EXCELENTE (9,0)

Banca examinadora:


Prof. Alberto Leandro de Melo
Mestre em Geofísica
Universidade Federal do Pará


Prof. Ellen de Nazaré Souza Gomes
Doutora em Geofísica
Universidade Federal do Pará


Prof. José Jadsom Sampaio de Figueiredo
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Aos meus filhos, Ian e Uriel.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por tudo que sou.

À minha mãe Sônia e à minha esposa Cristiane, por terem ficado com a parte mais difícil dessa jornada e aos meus filhos Ian e Uriel por compreenderem minha ausência.

Ao Professor e Orientador Me. Alberto Leandro de Melo, pela orientação e ajuda na elaboração deste trabalho e por todo o conhecimento transferido sem o qual teria sido impossível concluí-lo.

À Professora, Coorientadora Dra. Ellen Gomes pela confiança depositada, pela disponibilidade, pelo constante incentivo à carreira acadêmica e, principalmente, pelo exemplo de vida e profissional.

Aos demais professores da Faculdade de Geofísica, pelos ensinamentos e contribuições para minha formação.

À Faculdade de Geofísica e ao CPGf/UFPA pela oportunidade concedida.

Às secretárias da Geofísica Ana, Beni e Bela por todos os momentos de alegria e ajuda nos afazeres burocráticos da vida acadêmica.

Ao Programa de Educação Tutorial – PET pelo apoio financeiro.

Aos colegas que fiz na graduação e pós-graduação.

E por fim, a todos os meus inimigos, desafetos e pessoas invejosas que me mantêm alerta e vigilante, o tempo todo.

“Se você não consegue explicar de forma simples, é porque ainda não compreendeu o suficiente”.

Albert Einstein.

RESUMO

Com objetivo de contribuir para o ensino das Geociências na educação básica é apresentado um modelo físico para ser utilizado como suporte didático na abordagem de conceitos de Sismologia. Para que o experimento “Localização de Epicentro” possa ser reproduzido por professores e alunos, são apresentados detalhes da construção, informações sobre materiais utilizados e sobre o programa Epicenter.exe desenvolvido a aquisição e tratamento dos dados reais adquiridos na experimentação. Através do desenvolvimento do modelo, além de conceitos de geologia, conceitos de física, matemática e informática podem ser abordados. Esse modelo foi criado pelo Laboratório de Modelagem Analógica da Faculdade e do Programa de Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal do Pará e faz parte da Exposição “O que é Geofísica?”.

Palavras-chave: Localização de epicentro. Sismologia. Ensino de Geociências. Trilateração.

ABSTRACT

Aiming to contribute to the teaching of basic education in Geosciences presents a physical model to be used as a teaching support in addressing concepts of Seismology. For the experiment "Location of Epicenter" can be played by teachers and students are given details of construction, materials and information on the program developed Epicenter.exe the acquisition and processing of real data acquired at trial. Through the development of the model, as well as concepts of geology, physics concepts, mathematics and computing can be addressed. This model was created by Analog Modeling Laboratory, Faculty and Graduate Program in Geophysics, Federal University of Pará and is part of the exhibition "What is Geophysics?".

Keywords: Epicenter locate, Seismology, Geoscience's teaching, Trilateration.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 - Placas tectônicas que compõem a Litosfera.	13
Figura 02 - (a) Foto do sismoscópio chinês inventado por Cheng. (b) Ilustração do primeiro sismógrafo capaz de registrar as vibrações de um terremoto.....	15
Figura 03 - Tipos de ondas sísmicas.	17
Figura 04 - Mapa de atividade sísmica no Brasil entre 1811 e 2008.	21
Figura 05 - Distância epicentral, que pode ser medida ao longo da superfície terrestre ou pelo ângulo formado no centro do planeta.....	22
Figura 06 - Gráfico Tempo de Percurso X Distância Epicentral.	22
Figura 07 - À esquerda a marcação das diferenças entre os tempos de chegada das ondas P e S em três estações sismológicas e à direita a região formada pela interseção das circunferências na trilateração do epicentro.....	23
Figura 08 - Diagrama Wadati usado para determinar o instante em que um evento sísmico ocorreu. ...	24
Figura 09 – Esboço da propagação da onda sísmica direta do epicentro a cada um dos sensores dispostos sobre a maquete.....	26
Figura 10 – Experimento montado e seus componentes: maquete, sensores e o computador que gerencia a aquisição e realiza os cálculos para a localização do epicentro.....	27
Figura 11 - Detalhe da maquete e seus elementos: placa em acrílico cristal transparente, imagem impressa em lona e espuma amortecedora. A borda da placa de acrílico foi coberta por uma fita adesiva preta apenas para efeito estético.....	29
Figura 12 - Esquema com os componentes do sensor eletromecânico utilizado no experimento.	30
Figura 13 - Esquema elétrico de ligação entre os sensores, a chave seletora e o plug P2 estéreo.	31
Figura 14 - Janela principal da interface gráfica do programa Epicenter.exe.	32
Figura 15 - Janela de configurações do programa Epicenter.exe e suas abas: a) posição das estações, b) velocidade da onda direta, c) parâmetros de aquisição e autopicking e d) outras configurações.	33
Figura 16 - Janela da função de escuta dos sensores. Auxilia no esquema de ligação dos sensores, analisa nível de ruído ambiente, enter outras funções.	33
Figura 17 - Janela de controle da Aquisição e marcação de tempos de chegada da onda direta.	34
Figura 18 - Solução geométrica do Método da Trilateração.	36
Figura 19 - Frentes da onda direta passando pelos sensores A, B e C considerando uma aquisição simultânea.	37
Figura 20 - Exemplo do resultado final da trilateração por diferenças temporais. Neste caso rC é nulo, pois está mais próximo do epicentro.	38

Figura 21 – (a) Frentes de ondas geradas pelo impacto vertical sobre um corpo elástico: P, onda primária; S, onda secundária; R, onda Rayleigh e H, onda headwave. (b) Seção transversal de membrana oscilando após o impacto de uma fonte sobre uma das superfícies de maior área.	42
Figura 22 - Esquema de aquisição utilizado para análise do sinal da onda direta.	43
Figura 23 – Sinal adquirido usando fonte a 2 cm de altura e com ponto de impacto a 30 cm do sensor.	44

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	TERREMOTOS	13
2.1	INTRODUÇÃO	13
2.2	A SISMOLOGIA	15
2.3	HIPOCENTRO E EPICENTRO	16
2.4	ONDAS SÍSMICAS	17
2.5	INTENSIDADE E MAGNITUDE	18
2.6	ATIVIDADE SÍSMICA NO BRASIL	21
2.7	LOCALIZAÇÃO DE EPICENTRO	22
3	O EXPERIMENTO “LOCALIZAÇÃO DE EPICENTRO”	25
3.1	PROPOSTA	25
3.2	METODOLOGIA	25
3.3	COMPONENTES DO EXPERIMENTO E MATERIAIS UTILIZADOS	29
3.3.1	A maquete	29
3.3.2	Os sensores	30
3.3.3	Sistema de controle e registro da aquisição	32
3.4	O MÉTODO DE DETERMINAÇÃO DO EPICENTRO NO EXPERIMENTO	36
3.5	ESTIMATIVA DA VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DA ONDA DIRETA	39
3.6	ANÁLISE DA ONDA GERADA NO MICROSSISMO	42
3.7	ANÁLISE DE ERROS	46
4	CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	48
	REFERÊNCIAS	49

1. INTRODUÇÃO

As recentes catástrofes ocasionadas por terremotos, maremotos, furacões e outros fenômenos naturais, aliadas à crescente cobertura da mídia sobre temas relacionados às mudanças climáticas, exploração de recursos naturais (petróleo, minério e água) e necessidade de proteção ao meio ambiente, despertaram na população o interesse em Geociências. Tal situação expôs a pouca oferta de profissionais da área (geofísicos, geólogos, meteorologistas e oceanógrafos) e o desconhecimento, por grande parte da população, do trabalho e pesquisas desenvolvidas por esses profissionais, em especial, do Geofísico.

Em uma ação que visa aumentar a informação sobre os temas mencionados, principalmente entre os estudantes do ensino básico, foi criada, em 2006, a exposição “O que é Geofísica?”, pelo Curso de Graduação de Geofísica da UFPA, onde são expostos diversos modelos visuais e modelos físicos em escala reduzida que abordam conceitos de diversas áreas das Geociências de forma didática. Entre eles está o experimento “Localização de Epicentro” que aborda conceitos de **Sismologia, Análise de Sinais e Sistema de Aquisição de Coordenadas** como aplicação de geometria na localização de dispositivos móveis (*Global Position System*) e propagação de ondas mecânicas.

O experimento “Localização de Epicentro”, tema deste trabalho, consiste na geração de microssismos sobre uma maquete que simula a crosta terrestre e, utilizando um computador e três sensores piezoelétricos, realizar a aquisição e marcação dos tempos de chegada das vibrações para localização do epicentro do microssismo gerado. Este experimento é proposto como uma ferramenta didática multidisciplinar, uma vez que para sua construção e manuseio se faz necessário aplicar o conhecimento de diversas áreas.

Este trabalho irá abordar as aproximações geológicas e físicas realizadas para a montagem do experimento e as soluções adotadas para resolver alguns problemas que são comuns à aquisição dos dados reais necessários à realização do mesmo. O trabalho está dividido em cinco capítulos. O primeiro capítulo apresenta a introdução deste trabalho. O segundo capítulo fornece um arcabouço teórico sobre terremotos, sismologia, conceitos de hipocentro e epicentro, tipos de ondas sísmicas e atividade sísmica no Brasil, além de apresentar a técnica usada para localizar epicentros em eventos sísmicos reais. O terceiro capítulo concentra todos os aspectos da montagem do experimento “Localização de Epicentro” e a metodologia aplicada na aquisição dos dados reais, comportamento ondulatório da maquete e uma breve discussão sobre fontes de erro e medidas adotadas para diminuir tais erros. Por fim, o último capítulo conclui este trabalho e faz algumas recomendações e propostas de trabalhos futuros.

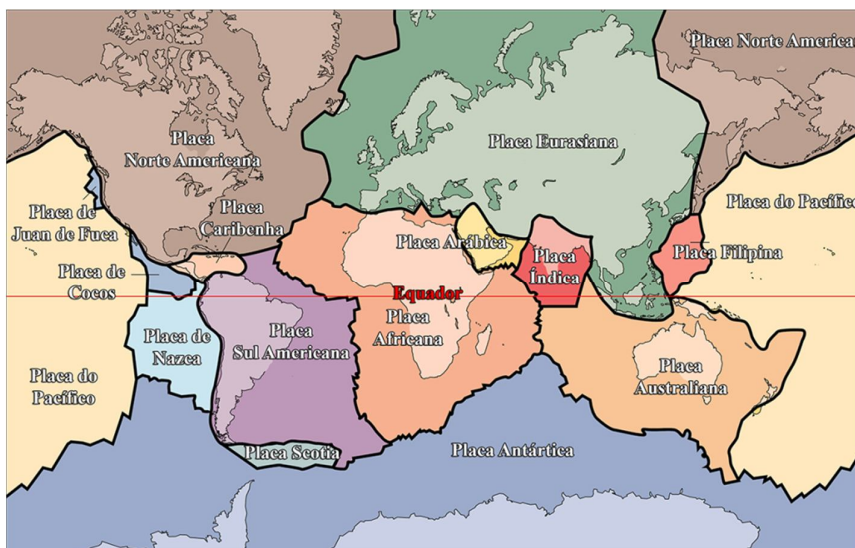
2. TERREMOTOS

2.1. INTRODUÇÃO

Durante séculos os terremotos foram atribuídos a causas sobrenaturais. Seus efeitos devastadores, acompanhados de perdas de vidas eram entendidos em termos supersticiosos e interpretados como punição infligida pelos deuses à sociedade pecadora. Menções bíblicas de terremotos - por exemplo, na destruição de Sodoma e Gomorra - enfatizam este fenômeno como vingança divina. Embora os primeiros astrônomos e filósofos procurassem explicar que fenômenos naturais, como os terremotos, não estavam relacionados a fatores espirituais, a crença de que os terremotos eram uma expressão da ira divina prevaleceu até o advento da Idade da Razão no século XVIII (LOWRIE, 2007).

Segundo a Teoria de Tectônica de Placas, proposta em 1967 por Donald MacKenzie e Robert Palmer, a Litosfera é dividida em grandes placas rígidas (Figura 01) em movimento entre si e flutuam sobre um material de comportamento plástico (dúctil) no topo da Astenosfera. O movimento dessas placas gera um acúmulo de energia nas regiões próximas às bordas devido às forças de tensão aplicadas sobre as rochas. Um terremoto ocorre quando as rochas submetidas às fortes tensões rompem-se repentinamente ao longo de uma falha nova ou preexistente. Os dois blocos de rocha, em cada lado da falha, deslizam repetidamente, provocando vibrações na crosta, as ondas sísmicas. Quando a falha desliza, a tensão é reduzida, caindo a um nível inferior ao da resistência da rocha e um novo ciclo de acúmulo de tensão se inicia.

Figura 01 - Placas tectônicas que compõem a Litosfera.



Fonte: Placas... (2013)

A ocorrência de terremotos no planeta, ao contrário do que se imagina, é frequente. Porém, a maior parte desses terremotos é tão fraca que são registrados apenas por sismógrafos muito sensíveis. Cerca de 90% dos terremotos são resultantes de eventos tectônicos e os 10% restantes de atividade vulcânica ou por atividade antrópica (LOWRIE, 2007).

Os terremotos mais intensos ocorrem com maior frequência nos limites entre as placas, onde as tensões são concentradas e a deformação é intensa (PRESS, 2006). Porém, outros fatores podem ocasionar tremores de terra, tais como barragens hidroelétricas, colapso de cavernas, explosões nucleares e atividade vulcânica.

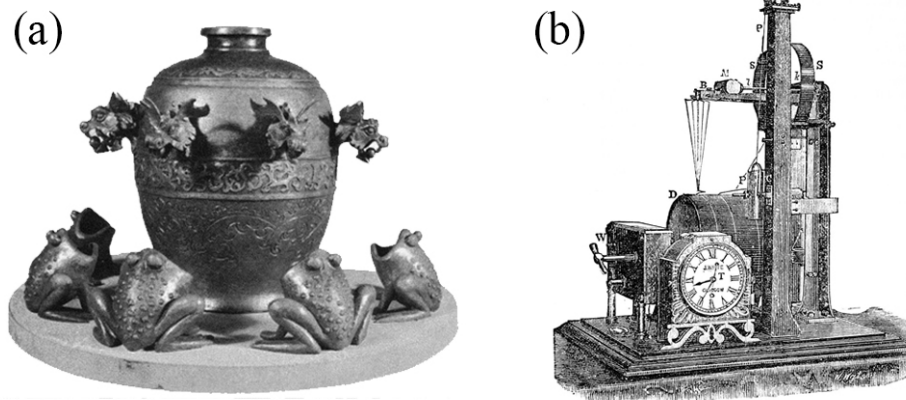
2.2. A SISMOLOGIA

É a ciência que estuda a origem e os efeitos dos terremotos, a estrutura profunda do planeta e sua evolução.

O primeiro dispositivo criado para a observação de terremotos foi inventado pelo cientista chinês Chang Heng, em 132 ac. Tratava-se de um sismoscópio que permitia ao observador inferir a direção de propagação das ondas sísmicas (Figura 02 - a).

As primeiras descrições das características dos terremotos eram restritas às observações e medidas realizadas nas regiões muito próximas do local onde o tremor ocorria. A Sismologia obteve um avanço significativo com a invenção de um sismógrafo mais sensível e confiável por Jhon Milne em 1892 (Figura 02 - b). Apesar de primitivo, em comparação aos sismógrafos utilizados hoje, este equipamento permitiu o início de um estudo sistemático da sismicidade na Terra e sua estrutura interna, a partir do acúmulo de registro de terremotos localizados a grandes distâncias de onde era registrado.

Figura 02 - (a) Foto do sismoscópio chinês inventado por Cheng. (b) Ilustração do primeiro sismógrafo capaz de registrar as vibrações de um terremoto.



Fonte: Dispositivos... (2013)

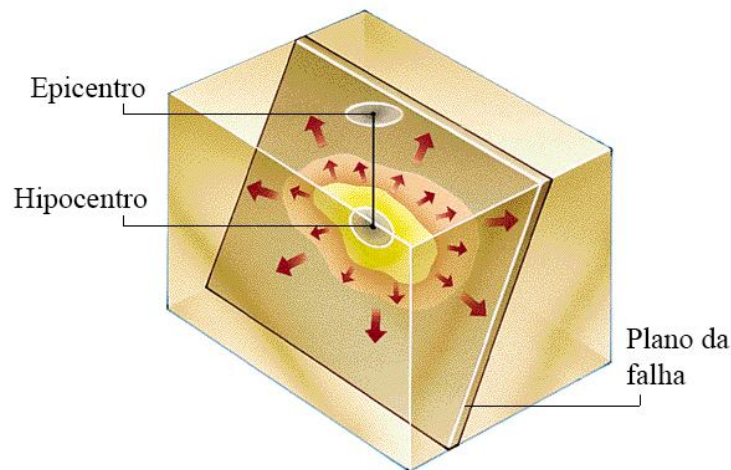
Nas décadas de 50 e 60 houve um avanço significativo da Sismologia estimulado pela necessidade das grandes potências mundiais em identificar teste com bombas nucleares por parte de seus inimigos. A quantidade de energia liberada em uma explosão nuclear é comparável àquela liberada em um terremoto, mas a assinatura das ondas registradas em um sismograma é bem distinta, podendo facilmente ser diferenciada de um terremoto (LOWRIE, 2007).

Hoje, os instrumentos mais modernos são capazes de detectar vibrações muito fracas que são amplificadas e filtradas, podendo ser registradas eletronicamente, tornando possível o monitoramento em tempo real. Alguns países costeiros utilizam o monitoramento em tempo real em sistemas de alerta contra tsunamis, como Estados Unidos, Japão e Austrália.

2.3. HIPOCENTRO E EPICENTRO

A liberação da energia de um evento sísmico ocorre, de fato, ao longo do plano de uma falha geológica medindo vários quilômetros quadrados de área, mas para um observador que está muito distante do local do terremoto pode parecer um ponto. Este ponto é chamado **hipocentro** ou **foco** e geralmente está a muitos quilômetros abaixo da superfície da Terra. O ponto projetado verticalmente do hipocentro até a superfície terrestre é chamado de **epicentro**.

Figura 03 - Hipocentro e epicentro de um terremoto.



Fonte: Decifrando a Terra

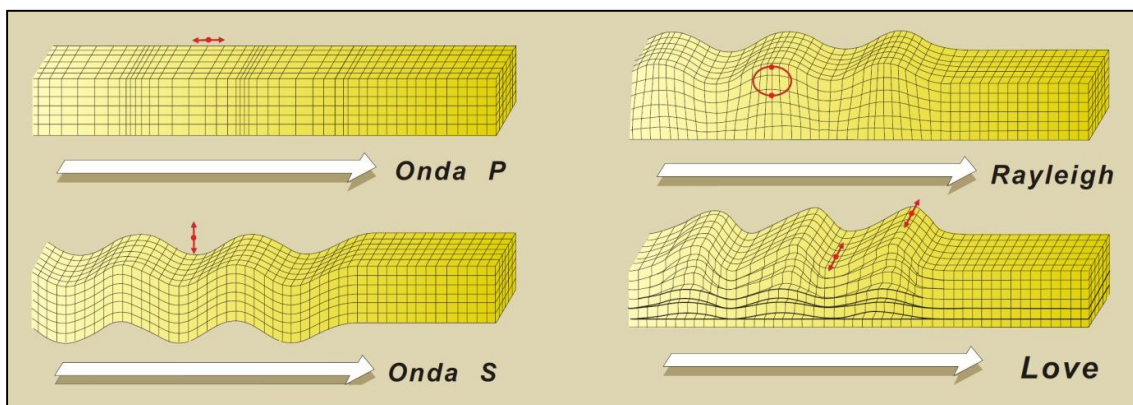
2.4. ONDAS SÍSMICAS

As ondas sísmicas podem ser classificadas em dois grupos: **ondas de volume (ou de corpo)** que são aquelas que se propagam pelo interior do planeta e **ondas de superfície** que se propagam, como o nome diz, na superfície do planeta tal como as ondas na superfície de um lago.

As ondas de volume podem ser classificadas em dois tipos: **ondas P** (ondas de pressão, do inglês *pressure*) e **ondas S** (ondas cisalhantes, do inglês *shear*). As ondas P vibram as partículas do meio longitudinalmente à direção de propagação provocando alterações de volume no meio que atravessam, elas possuem maior velocidade e são as primeiras a serem registradas pelos sismógrafos, por isso são denominadas por ondas primárias. As ondas do tipo S vibram as partículas do meio transversalmente à direção de propagação submetendo o meio a esforços cisalhantes e, por isso, não se propagam em meios líquidos e gasosos.

As ondas de superfície são geradas quando as ondas P e S combinadas atingem a superfície livre da Terra e se propagam nas camadas mais superficiais. Podem ser do tipo **Love (onda L)**, quando as partículas da superfície vibram horizontal e perpendicularmente à direção de propagação, ou do tipo **Rayleigh (onda R)** quando as partículas da superfície vibram vertical e perpendicularmente à direção de propagação, em um movimento elíptico retrógrado. As ondas de superfície são aquelas que causam os maiores movimentos de massa durante sua passagem. Na Figura 4 são exibidos os quatro tipos principais de ondas sísmicas e como as partículas do meio são movimentadas durante a passagem delas.

Figura 04 - Tipos de ondas sísmicas.



Fonte: Livro Decifrando a Terra.

2.5.INTENSIDADE E MAGNITUDE

O “tamanho” de um terremoto pode ser descrito por dois parâmetros: a **intensidade**, que é um parâmetro subjetivo e baseia-se nos danos sobre construções civis (prédios, pontes, barragens, etc.) e no impacto psicológico sobre as pessoas, e a **magnitude** que é determinada instrumentalmente e depende da energia liberada pelo terremoto.

A escala de intensidade mais utilizada é a Escala de Intensidade Mercalli Modificada (MMI, *Modified Mercalli intensity*) que utiliza algarismos romanos de I à XII (Tabela 1).

Tabela 1- Escala de Intensidade Mercalli Modificada (MMI).

Intensidade	Efeitos
I	Imperceptível. Não sentido. Efeitos marginais e de longo período no caso de grandes sismos.
II	Muito fraco. Sentido pelas pessoas em repouso nos andares elevados de edifícios ou favoravelmente colocadas.
III	Fraco. Sentido dentro de casa. Objetos suspensos balançam. A vibração é semelhante à provocada pela passagem de veículos ligeiros. É possível estimar a duração, mas pode não ser reconhecido como um sismo.
IV	Moderado. Objetos suspensos e carros balançam. A vibração é semelhante à provocada pela passagem de veículos pesados ou à sensação de pancada de uma bola pesada nas paredes.
V	Forte. Sentido fora de casa. Líquidos oscilam ou extravasam. Pequenos objetos são deslocados ou derrubados. Altera o período de relógios de pendulo.
VI	Bastante forte. Sentido por todas as pessoas. Muitos se assustam e correm para a rua. As pessoas sentem falta de segurança. Os pratos, as louças, os vidros das janelas e copos quebram. Objetos ornamentais e livros caem das prateleiras. A mobília se move ou cai. Construções em alvenaria de qualidade inferior sofrem fissuras. As árvores e arbustos são visivelmente agitados e ouve-se o respectivo ruído.
VII	Muito forte. Difícil permanecer em pé. Notado pelos condutores de automóveis. Objetos pendurados tremem. As mobílias partem. Verificam-se danos nas alvenarias de qualidade inferior, incluindo fraturas. Observam-se algumas fraturas nas alvenarias de qualidade intermédia.
VIII	Ruinoso. Afeta a condução dos automóveis. Danos nas alvenarias de qualidade intermédia com colapso parcial. Alguns danos na alvenaria de boa qualidade e nenhum em alvenaria de qualidade superior. As estruturas movem-se sobre as fundações. Fraturas no chão úmido.

IX	Desastroso. Pânico geral. Alvenaria de qualidade inferior destruída; alvenaria de qualidade intermédia muito danificada, às vezes, com completo colapso; as alvenarias de boa qualidade seriamente danificadas. Danos gerais nas fundações. Fraturas importantes no solo.
X	Destruidor. A maioria das alvenarias e das estruturas é destruída. Algumas estruturas de madeira bem construídas e pontes são destruídas. Danos sérios em barragens, diques e aterros. Grandes desmoronamentos de terrenos. Vias férreas levemente deformadas.
XI	Catastrófico. Vias férreas grandemente deformadas. Canalizações subterrâneas completamente avariadas.
XII	Cataclismo. Grandes massas rochosas deslocadas. Conformação topográfica distorcida. Objetos atirados ao ar. Jamais registado no período histórico.

Fonte: Fundamentals of Geophysics, p. 161 (LOWRIE, 2007)

A magnitude de um terremoto é determinada localmente e depende da amplitude vertical das ondas de superfície (onda R) que atingem o local. Originalmente, a magnitude de terremotos, criada por C. F. Richter em 1935, se baseava na amplitude horizontal das vibrações devido às primeiras estações sismológicas estarem equipadas apenas com sismógrafos de componentes horizontais. Contudo, as ondas de superfícies registradas naqueles sismógrafos consistiam na superposição de ondas L e ondas R, dificultando a interpretação dos registros. Com o surgimento de sismógrafos que medem apenas a componente vertical do movimento do solo é que a definição de magnitude de ondas de superfície evoluiu para o conceito atualmente adotado.

A *International Association for Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI)* adota a seguinte definição para calcular a magnitude de ondas de superfície M_S :

$$M_s = \log_{10} \left(\frac{A_s}{T} \right) + 1.66 \log_{10} (\Delta) + 3.3 \quad (2.5.1)$$

em que A_s é a componente vertical do movimento do solo em micrometros determinado pela máxima amplitude da onda R, T é o período da onda que pode variar entre 18 e 22 segundos, Δ é a distância epicentral em graus podendo variar entre 20° e 60°, para terremotos com profundidade focal menor que 50 km (LOWRIE, 2007).

A profundidade focal afeta a natureza das ondas sísmicas, mesmo que a quantidade de energia liberada seja a mesma. Um terremoto com hipocentro mais profundo pode gerar ondas de superfície com baixa amplitude, enquanto um terremoto com hipocentro raso poderá gerar ondas de superfície com altas amplitudes.

A IASPEI tem adotado outra escala de magnitude que é baseada em medidas físicas tomadas na origem do terremoto, a Magnitude de Momento, M_w :

$$M_w = \frac{2}{3}(\log_{10} M_0 - 9.1) \quad (2.5.2)$$

em que M_0 é definido como Momento Sísmico de um terremoto:

$$M_0 = \mu SD \quad (2.5.3)$$

em que μ é o módulo de rigidez das rochas adjacentes à falha, S é a área da falha e D é o deslocamento da falha, com unidades de medida no SI.

A Magnitude de Momento, M_w , é mais apropriada para descrever grandes terremotos e tem sido amplamente adotado pela comunidade científica em substituição à magnitude de ondas de superfície M_S que ainda é a mais amplamente divulgada pela mídia.

A Tabela 2 abaixo lista alguns terremotos históricos e suas magnitudes, além do número de vítimas fatais. Observe que a quantidade de fatalidades não tem relação direta com a magnitude de um terremoto.

Tabela 2 - Alguns terremotos históricos e suas respectivas magnitudes de ondas de superfície e de momento, além das fatalidades ocorridas.

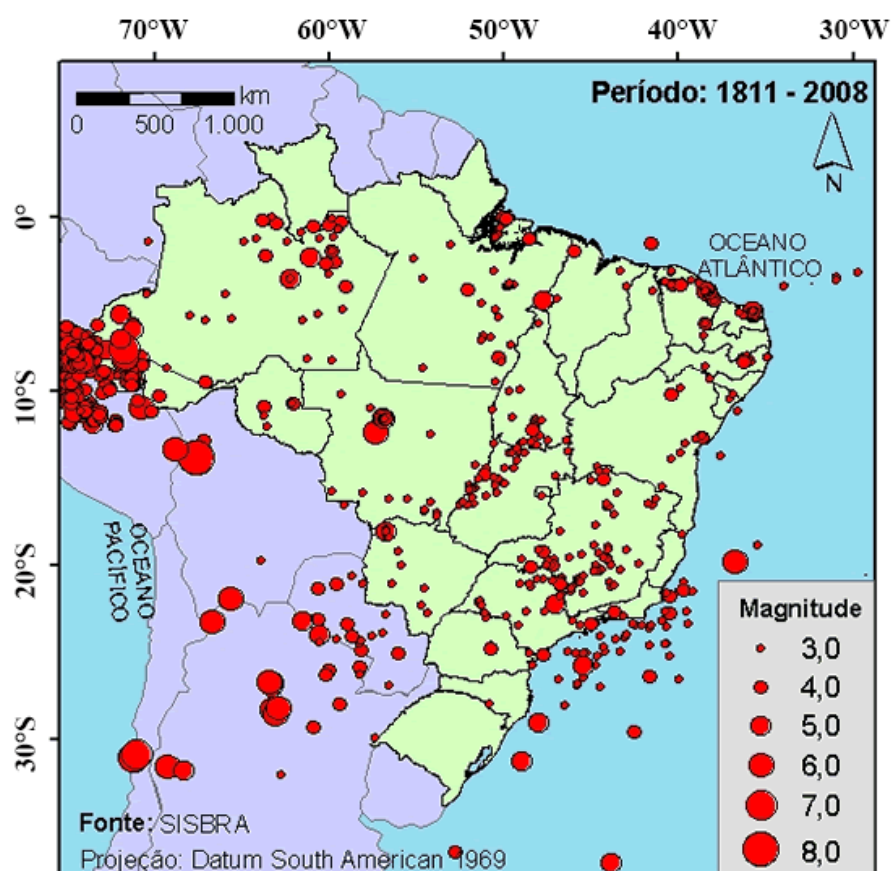
Ano	Epicentro	M_S	M_w	Fatalidades
1906	São Francisco, Califórnia	8,3	7,8	3000
1908	Messina, Itália	7,2	-	70000
1923	Kanto, Japão	8,2	7,9	143000
1960	Valdivia, Chile	8,5	9,5	5700
1960	Agadir, Morocco	5,9	5,7	10000
1970	Chimbote, Peru	7,8	7,9	66000
1976	Tangshan, China	7,8	7,5	243000
2004	Ilhas Sumatra, Indonésia	-	9,0	250000

Fonte: Fundamentals of Geophysics, p. 164 (LOWRIE, 2007)

2.6. ATIVIDADE SÍSMICA NO BRASIL

O Brasil está localizado no interior da Placa Sul Americana, longe das bordas da placa e, portanto, em uma região estável, apresentando uma sismicidade bem inferior àquela observada nas bordas da placa. Na Figura 4, que apresenta a atividade sísmica no Brasil entre 1811 e 2008, pode ser observada a ausência de sismicidade em algumas áreas, especialmente nas regiões norte e centro-oeste, que não está necessariamente relacionada com a ausência de sismos, podendo depender inclusive do processo de ocupação territorial brasileira e da tardia instalação de estações sismográficas. O meio e o sul da Bacia do Paraná parece ser a parte mais assísmica, enquanto que em suas bordas a sismicidade já é mais expressiva, tanto natural quanto induzida por reservatório, com vários casos comprovados (Sismicidade Brasileira, 2013).

Figura 05 - Mapa de atividade sísmica no Brasil entre 1811 e 2008.

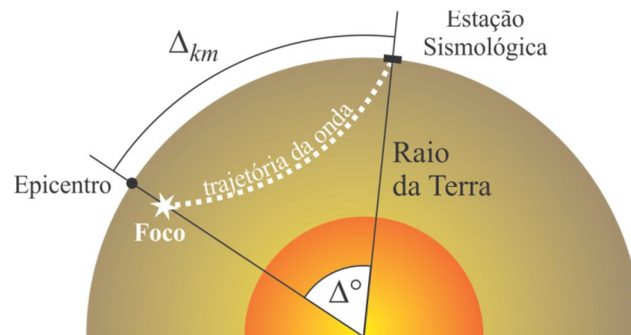


Fonte: Site do Observatório Sismológico - UnB

2.7.LOCALIZAÇÃO DE EPICENTRO

A distância de uma estação sismológica ao epicentro de um terremoto, chamada de **distância epicentral**, pode ser medida ao longo da superfície da Terra (Δ_{km}) ou pelo ângulo central correspondente (Δ°) considerando o centro do planeta (Figura 06).

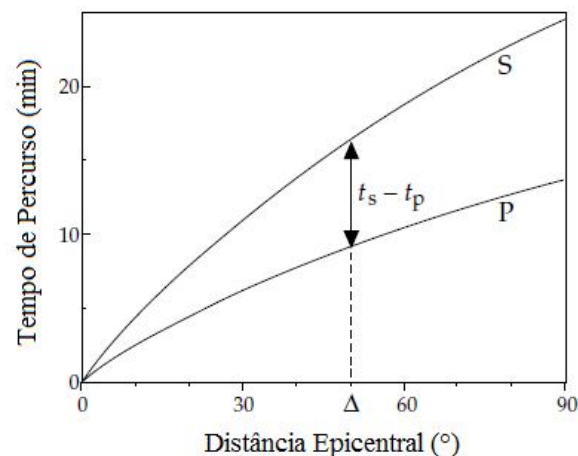
Figura 06 - Distância epicentral, que pode ser medida ao longo da superfície terrestre ou pelo ângulo formado no centro do planeta.



Fonte: do Autor.

Os tempos de trânsito das ondas P e S, através do interior do planeta, dependem da distância epicentral. O gráfico Tempo de Percurso *versus* Distância Epicentral (Figura 07) não é linear, pois a trajetória do raio da onda no interior do planeta é curvada devido às diferentes velocidades de propagação nas camadas mais profundas do planeta.

Figura 07 - Gráfico Tempo de Percurso X Distância Epicentral.

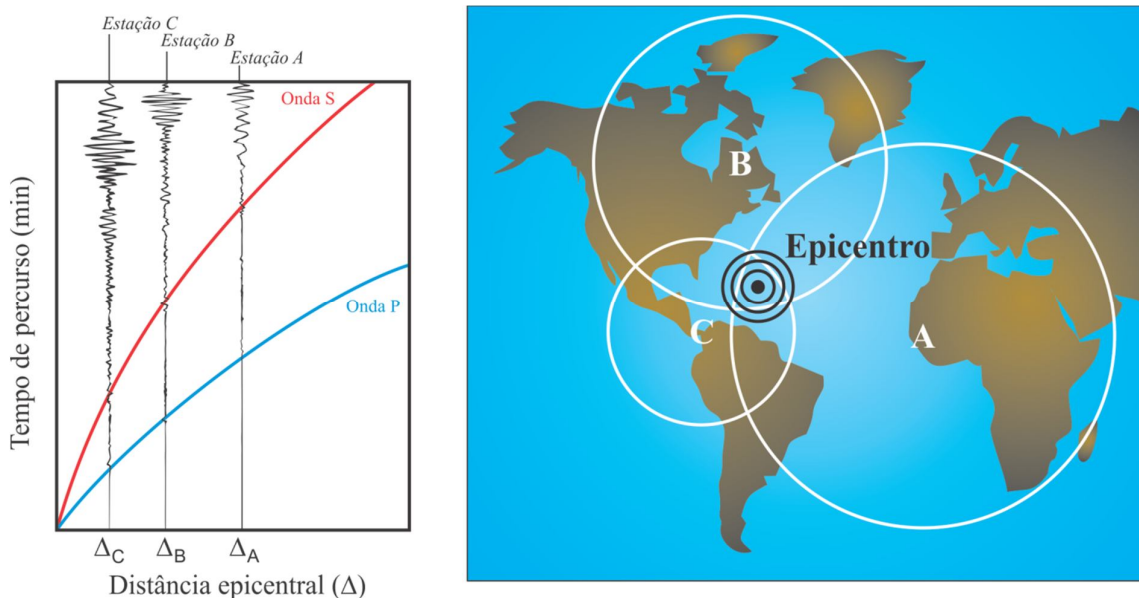


Fonte: do Autor.

Contudo, o perfil de velocidade para cada tipo de onda sísmica (P ou S) é bem conhecido tornando possível traçar os gráficos de tempo de percurso em função da distância epicentral.

Para localizar o epicentro de um terremoto é necessário o registro do evento em, pelo menos, três estações sismológicas. Cada registro fornece somente uma distância epicentral e o epicentro poderia estar em qualquer ponto sobre uma circunferência centrada na estação. Com o registro em duas estações teríamos apenas duas circunferências que se interceptariam em dois pontos. A terceira estação remove a ambiguidade e o epicentro é o ponto de interseção entre as três circunferências (Figura 08). Geralmente as circunferências não se interceptam em um ponto, mas formam um pequeno triângulo “arredondado”, sendo o epicentro determinado pelo baricentro deste.

Figura 08 - À esquerda a marcação das diferenças entre os tempos de chegada das ondas P e S em três estações sismológicas e à direita a região formada pela interseção das circunferências na trilateração do epicentro.



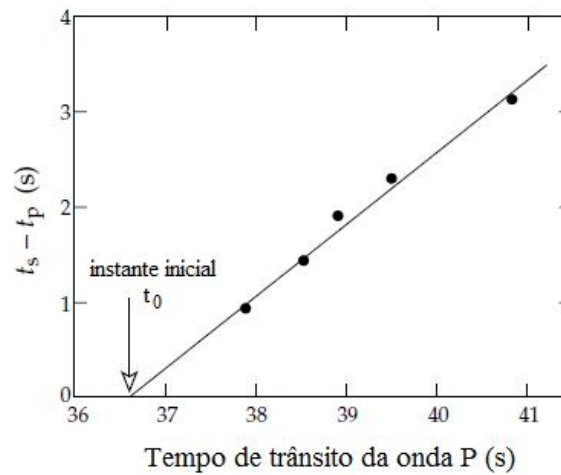
Fonte: do Autor.

A imprecisão na localização do epicentro tem vários motivos: o interior do planeta não é homogêneo, tão pouco isotrópico, como assumido no cálculo do gráfico que fornece a distância epicentral; outro motivo é que as ondas se originam no hipocentro (foco), quilômetros abaixo da superfície, e não no epicentro. Entretanto, se mais dados forem utilizados, ou seja, se mais estações registrarem o evento (terremoto), a localização do epicentro se torna mais precisa.

Uma informação importante e que não é conhecida inicialmente é o exato instante em que um terremoto ocorre (t_0), uma vez que raramente um observador sabe se esta ou não no epicentro do evento para registrar este instante. Para terremotos locais, podemos assumir que a velocidade das ondas P e S variam pouco nas camadas próximas à superfície e o tempo

em que o terremoto ocorre pode ser obtido plotando as diferenças de tempo de percurso entre ondas P e S ($t_S - t_P$) para diferentes estações *versus* o tempo de percurso da onda P (t_P). A diferença entre os tempos de trânsito das ondas P e S, ($t_S - t_P$), podem ser obtidas diretamente do sismograma. O gráfico, chamado de *Diagrama Wadati*, é a linha contínua na Figura 09 e sua interseção com o eixo horizontal fornece o instante em que o terremoto ocorreu.

Figura 09 - Diagrama Wadati usado para determinar o instante em que um evento sísmico ocorreu.



Fonte: do Autor.

3. O EXPERIMENTO “LOCALIZAÇÃO DE EPICENTRO”

3.1. PROPOSTA

Simular as condições, de forma simplificada, para a geração, detecção e localização de abalos sísmicos, através de uma ferramenta didática, lúdica e criativa para desenvolvimento de conceitos de Sismologia de maneira fácil e interativa. Além disso, devido às múltiplas atividades envolvidas na confecção do experimento, noções de física, matemática, eletrônica e programação podem ser exploradas.

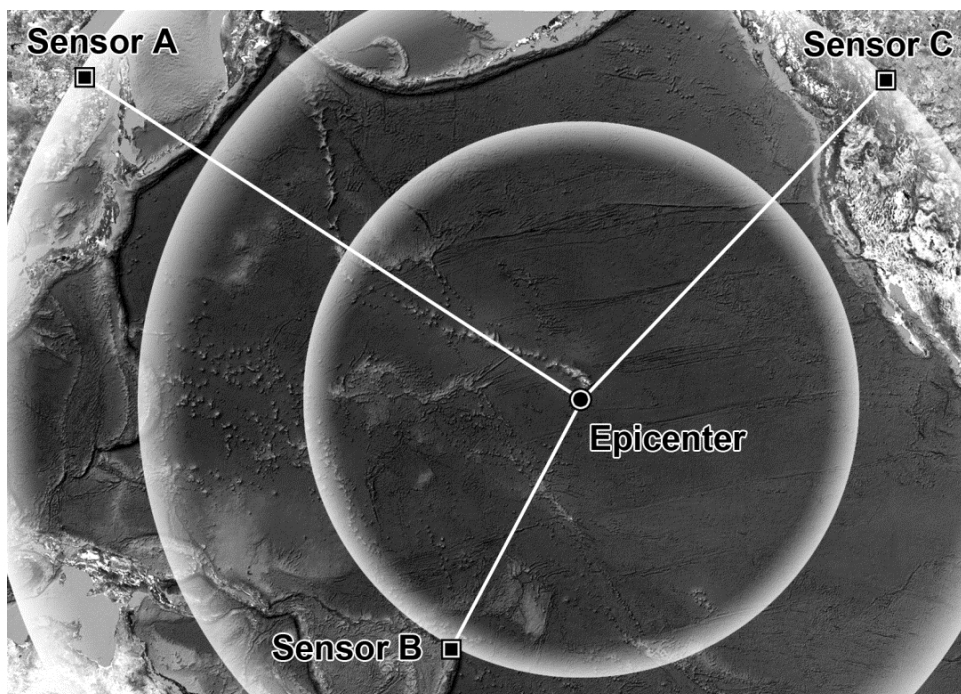
3.2. METODOLOGIA

No experimento proposto, para torná-lo mais simples possível, foram feitas algumas suposições estruturais da crosta terrestre, são elas: (1) geometria é plana; (2) sua espessura é delgada; (3) não há falhas geológicas; (4) a densidade de massa é constante.

Com as devidas simplificações, a crosta terrestre pode ser representada por uma placa contínua e delgada com densidade homogênea. Dessa forma, um impacto mecânico gerado na superfície da placa, simulando um evento sísmico, produz uma onda que se propaga com velocidade constante, radialmente a partir do ponto do impacto (o epicentro), simulando assim uma onda sísmica direta (Figura 10). Uma pequena esfera plástica pode ser utilizada como fonte para simular o evento sísmico. Neste trabalho passaremos a chamar o impacto da fonte com a placa de **microssismo** e as vibrações geradas no impacto e que se propagam pela placa de **onda propagada**.

A espessura delgada garante que pouca reverberação ocorra no interior da placa e devido as suas dimensões físicas há ocorrência de ondas refletidas nas bordas, entretanto, apenas a onda direta é medida. A onda propagada pode ser observada em qualquer ponto na superfície da placa e sua observação é realizada por intermédio de sensores, que simulam os sismógrafos de componentes verticais (medem apenas a componente vertical da perturbação), que estão localizados em pontos fixos e conhecidos, distribuídos sobre a superfície.

Figura 10 – Esboço da propagação da onda sísmica direta do epicentro a cada um dos sensores dispostos sobre a maquete.



Fonte: do Autor.

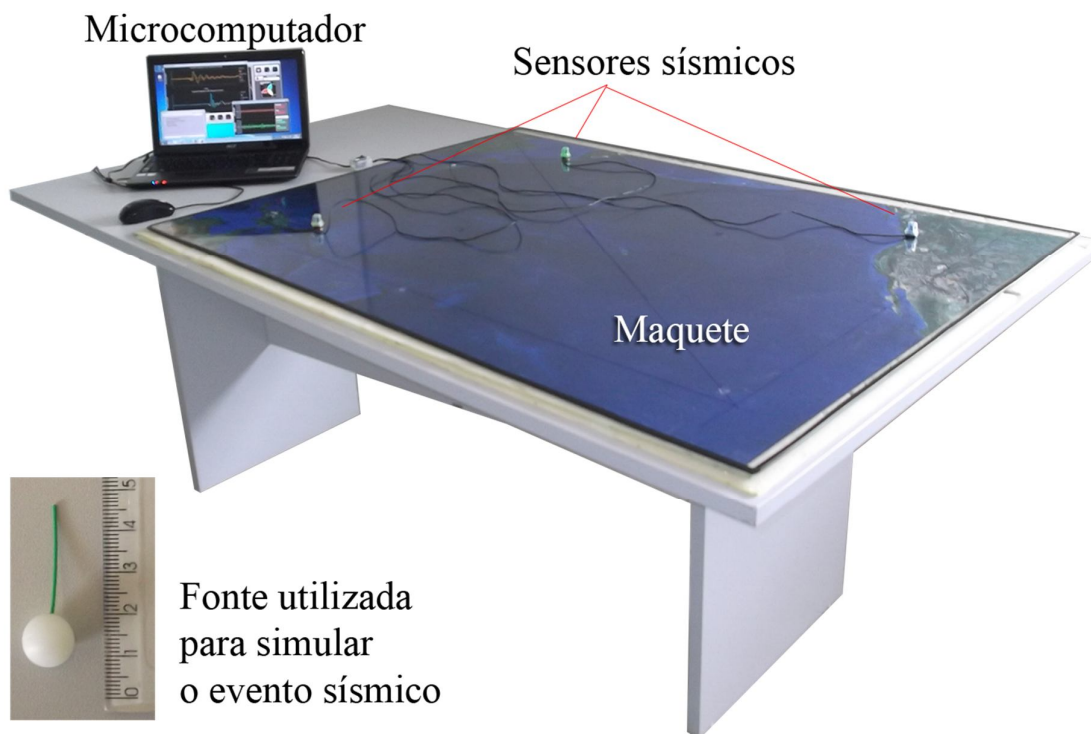
Os sensores, que fazem o trabalho das estações sismológicas, são sensíveis às vibrações em suas respectivas posições, cujo controle e registro são realizados por um microcomputador, desktop ou notebook, evitando o uso de equipamento específico de aquisição sísmica, sismógrafos ou circuitos eletrônicos mais complexos. Atualmente, muitos microcomputadores possuem os recursos mínimos necessários realizar a aquisição de sinais. Em todos os microcomputadores do tipo PC, estão disponíveis entradas de áudio para o uso de microfones externos e estas entradas podem ser usadas, com os devidos cuidados, em experimentos diversos que necessitem a medição de sinais em baixos níveis de voltagem e frequências limitadas entre 8000 Hz e 44.100 Hz.

A operação de controle da aquisição, registro do sinal, marcação de tempos de chegada da onda direta e cálculo da região do epicentro são realizados através de um programa escrito em linguagem Object Pascal, desenvolvido especialmente para este experimento, chamado de **Epicenter.exe**. Para a estimativa do epicentro é utilizada uma versão modificada do Método de Trilateração usado na localização de dispositivos móveis e sistemas GPS (Global Position System).

Para a localização do epicentro pelo método da trilateração são necessários, no mínimo, três observadores do microssismo, porém devido às limitações de hardware do computador, que possui apenas dois canais de entrada de áudio, somente dois sensores são utilizados simultaneamente. Este problema é solucionado realizando a aquisição em duas etapas e tomando um dos sensores como referência para ajustar os sinais registrados. Se duas perturbações são geradas com, aproximadamente, os mesmos espectros de energia, os tempos de propagação são também aproximadamente iguais, produzindo pouco erro na estimação do epicentro.

Na Figura 11 tem-se o experimento montado com todos os componentes: maquete de experimentação, sensores, microcomputador (notebook) e no detalhe a fonte utilizada para gerar o evento sísmico.

Figura 11 – Experimento montado e seus componentes: maquete, sensores e o computador que gerencia a aquisição e realiza os cálculos para a localização do epicentro.



Fonte: do Autor.

As etapas da realização do experimento, da geração do microssismo à estimação do epicentro, considerando que a etapa de configuração já foi realizada, são as seguintes:

- I) Escolher e ativar o par de sensores que irá realizar a primeira etapa da aquisição do sinal do microssismo.
- II) Gerar o microssismo abandonando a fonte (esfera de plástico) de uma altura de aproximadamente 2 cm sobre o ponto da placa onde se quer simular um evento sísmico.
- III) Realizar a segunda etapa da aquisição, ativando o outro par de sensores.
- IV) Gerar outro microssismo, usando a mesma fonte, na mesma altura e sobre o mesmo ponto escolhido na primeira etapa da aquisição.
- V) Marcar os tempos de chegada da onda direta em cada sensor, nas duas etapas. Esta etapa exige a distinção entre o que é sinal da onda direta e o que é ruído ambiente. Cada etapa da aquisição fornece a diferença entre o tempo de chegada da onda no Sensor B (ou Sensor C) e o Sensor A (sensor de referência). A partir do conhecimento das posições dos três sensores, das diferenças de tempo de chegada e da estimativa da velocidade da onda direta, a posição do epicentro é estimada usando o princípio geométrico do Método da Trilateração.

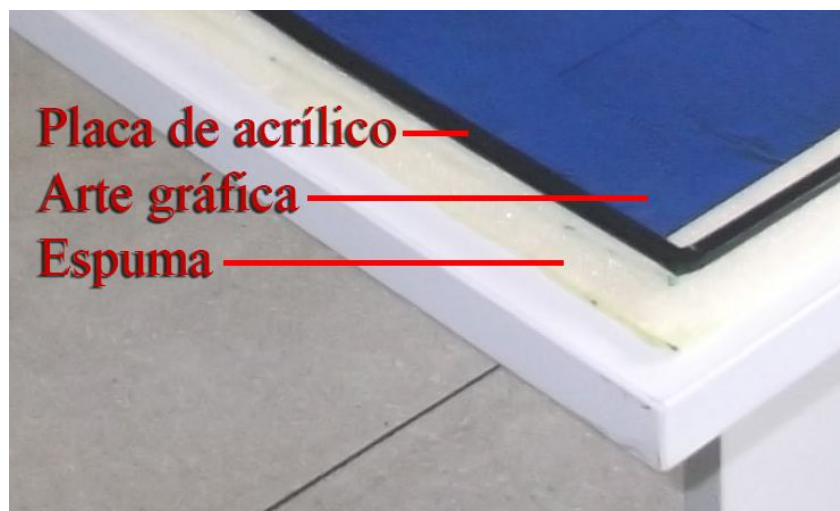
3.3. COMPONENTES DO EXPERIMENTO E MATERIAIS UTILIZADOS

3.3.1. A maquete

A placa usada como meio de propagação das ondas do microssismo é feita de material acrílico cristal transparente (acrílico comum) com dimensões 1,40m x 1,00m x 3 mm. O acrílico possui a resistência mecânica necessária para suportar os impactos na geração do microssismo, a leveza para permitir o fácil manuseio e transporte, além de permitir o uso de arte impressa como ilustração por baixo da placa, servindo como referência visual no posicionamento dos sensores e na localização do epicentro, além de dar mais realidade ao experimento. As dimensões da arte impressa correspondem ao tamanho da maquete para que a referência visual seja correta.

A placa de acrílico repousa sobre uma fina camada de espuma macia de 5 mm de espessura, cuja função é isolá-la de possíveis vibrações externas que se propagam através da mesa de suporte da maquete (Figura 12).

Figura 12 - Detalhe da maquete e seus elementos: placa em acrílico cristal transparente, imagem impressa em lona e espuma amortecedora. A borda da placa de acrílico foi coberta por uma fita adesiva preta apenas para efeito estético.

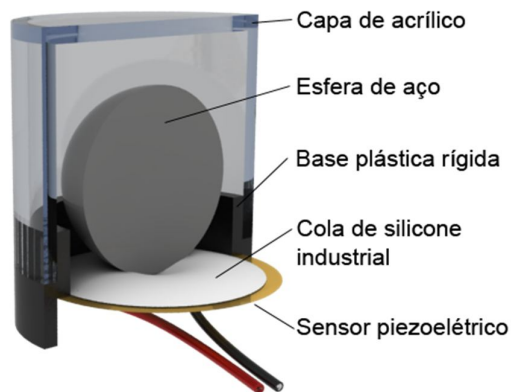


Fonte: do Autor.

3.3.2. Os sensores

Cada sensor é construído utilizando um disco piezoelétrico (buzzer ou microfone de superfície) que converte uma vibração mecânica (deformação) em sinal elétrico que é lido na forma de diferença de potencial em uma escala de centenas de milivolts. Para baixar a frequência de ressonância natural do disco piezoelétrico, uma esfera de aço com massa de aproximadamente 20 g e diâmetro de 16 mm é colocada sobre o disco piezoelétrico e fixada com cola de silicone. Um encapsulamento de acrílico é encaixado na base plástica envolvendo o conjunto disco e esfera, isolando-os das interferências externas, tais como som ambiente e contato externo (Figura 13).

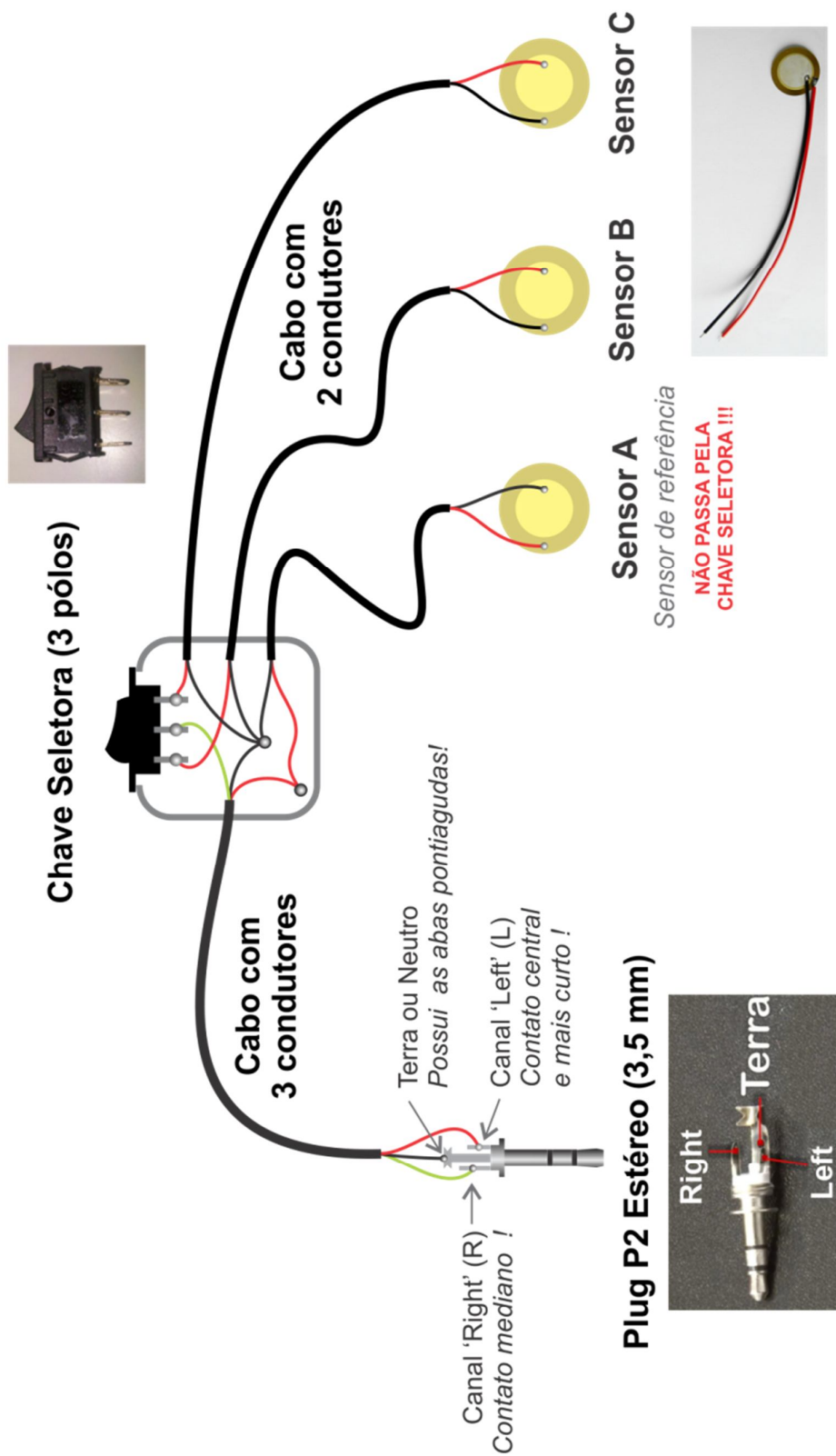
Figura 13 - Esquema com os componentes do sensor eletromecânico utilizado no experimento.



Fonte: do Autor.

Dos três sensores, o sensor A é conectado diretamente ao canal esquerdo da entrada de áudio, enquanto que os outros sensores são conectados a uma chave seletora, de tal modo que apenas um deles seja conectado ao canal direito da entrada de áudio por vez (Figura 14). Dessa forma, a entrada de áudio recebe dois sinais analógicos simultâneos e os converte na forma digital.

Figura 14 - Esquema elétrico de ligação entre os sensores, a chave seletora e o plug P2 estéreo.



Fonte: do Autor.

3.3.3. Sistema de controle e registro da aquisição

A aquisição, o registro, marcação dos tempos de chegada da onda e os cálculos da trilateração são realizados no domínio digital. Para isso é necessário o programa de computador **Epicenter.exe**, que controla a entrada de áudio, realiza a conversão AD (analógica – digital) a uma taxa de 44.100 amostras por segundo e efetua os cálculos necessários para a estimação da posição do epicentro.

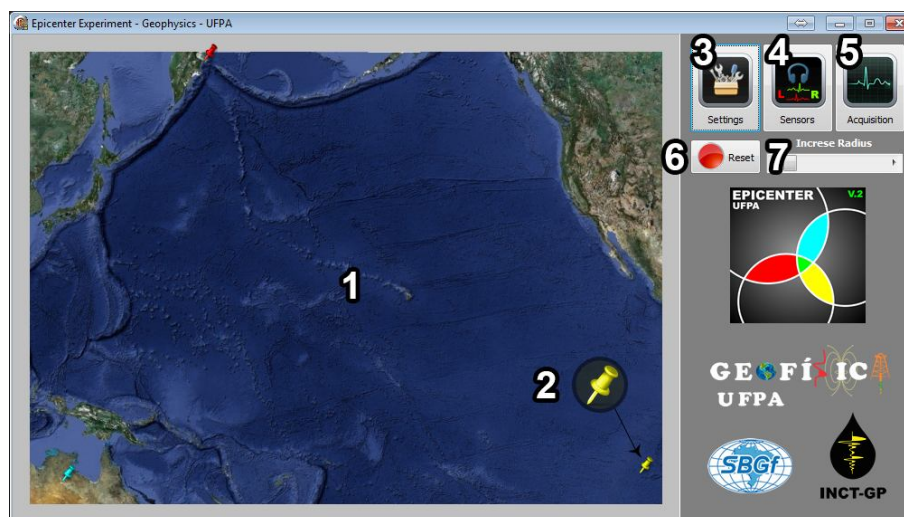
O programa **Epicenter.exe** foi desenvolvido em linguagem Object Pascal, em ambiente RAD Studio 2009, da CodeGear. O programa é distribuído sob licença FREWARE e não requer instalação, ou seja, é um executável simples que não altera o Registro do sistema operacional, não cria ou altera arquivos no computador.

Para executar o programa é necessário um microcomputador com sistema operacional Windows XP (ou superior), 5 MB de memória de espaço em disco, 512 MB de memória RAM, vídeo em resolução mínima de 800x600 DPI, mouse e **placa de som com entrada para microfone estéreo**.

O microcomputador, tipo notebook, utilizado no experimento tem a seguinte configuração: processador Intel i3, 4GB de memória RAM, 500GB de disco rígido e tela 15,4 polegadas e o sistema operacional do Windows Seven.

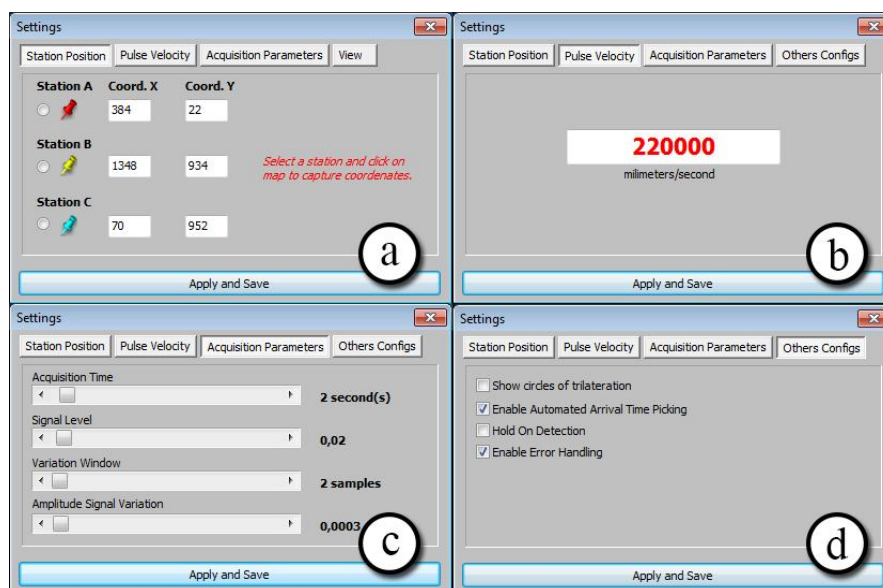
Para facilitar a interação com o usuário o programa **Epicenter.exe** possui uma interface gráfica (Figura 15) onde o usuário tem acesso às configurações e controles da aquisição, além da ilustração da maquete onde o resultado da trilateração é visualizado.

Figura 15 - Janela principal da interface gráfica do programa Epicenter.exe.



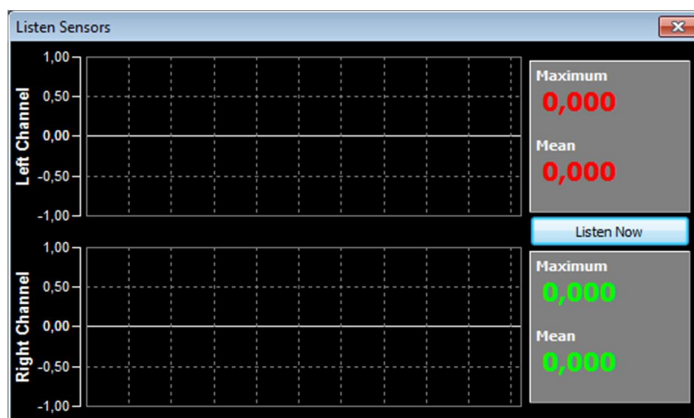
Na Figura 15 podemos visualizar os seguintes itens: o Palco (item 1) que representa a maquete física; sobre o Palco temos as três estações sismológicas A, B e C representadas por um “pin” (item 2) nas cores vermelho, amarelo e azul, respectivamente; o botão *Settings* (item 3) que abre a janela de configurações do programa (Figura 16); o botão *Sensors* (item 4) que abre a janela da função de “escuta” dos sensores (Figura 17); o botão *Acquisition* (item 5) que abre a janela de controle da aquisição (Figura 18); e o botão Reset (item 6) e a barra de rolagem (item 7) que é utilizada para aumentar ou diminuir as circunferências da trilateração.

Figura 16 - Janela de configurações do programa Epicenter.exe e suas abas: a) posição das estações, b) velocidade da onda direta, c) parâmetros de aquisição e autopicking e d) outras configurações.



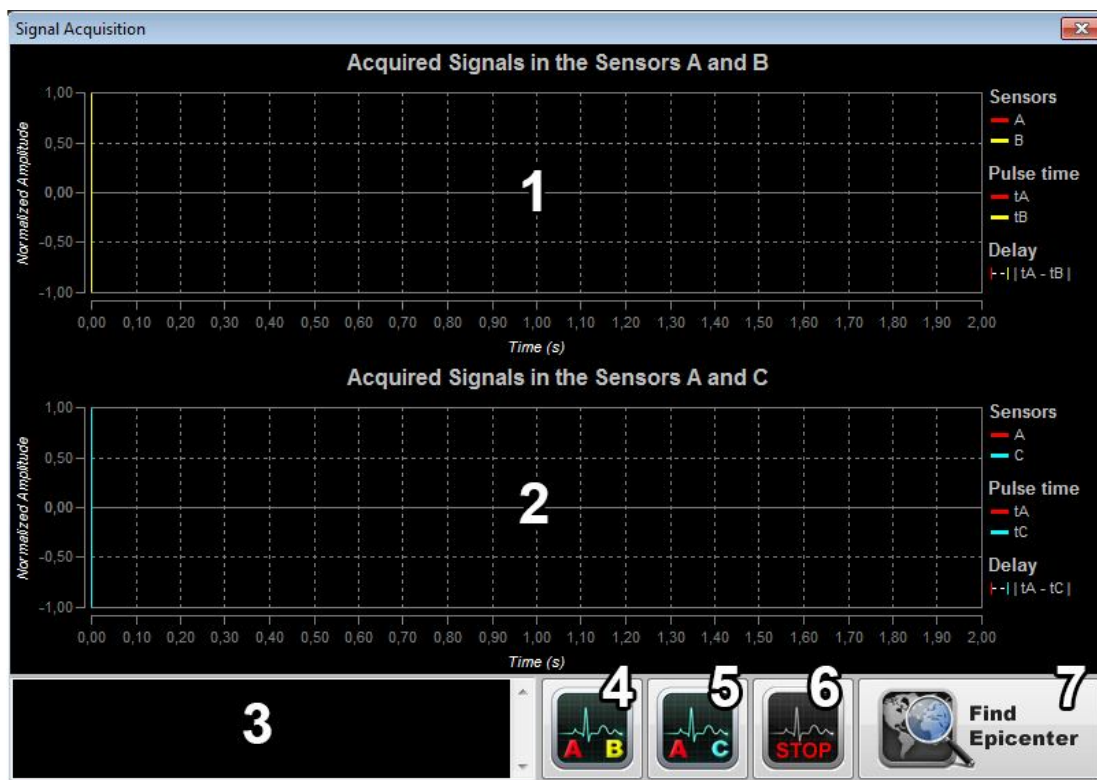
Fonte: Do Autor.

Figura 17 - Janela da função de escuta dos sensores. Auxilia no esquema de ligação dos sensores, analisa nível de ruído ambiente, enter outras funções.



Fonte: do Autor.

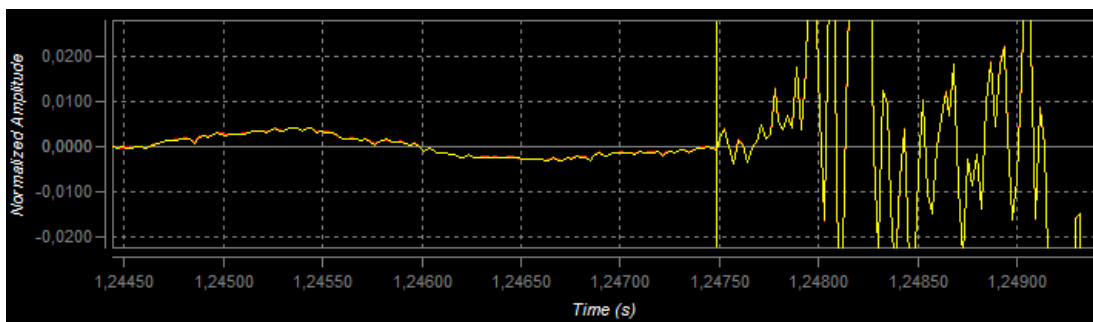
Figura 18 - Janela de controle da Aquisição e marcação de tempos de chegada da onda direta.



Fonte: do Autor.

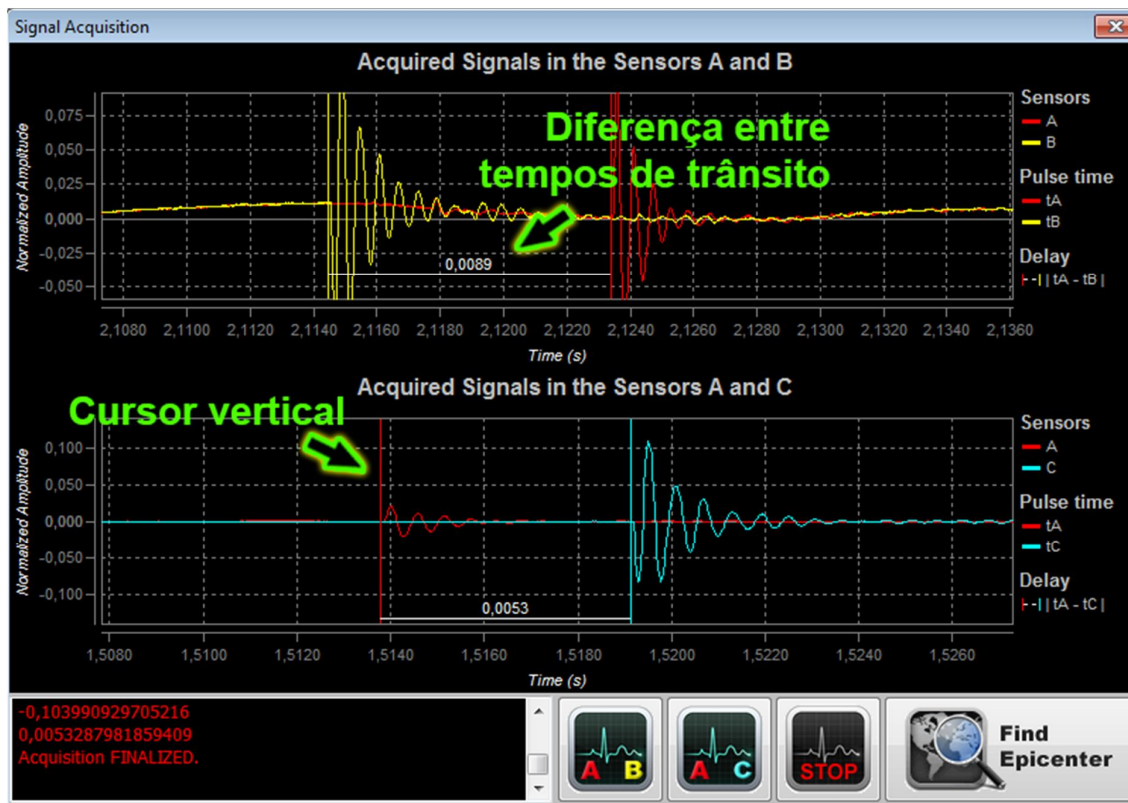
A operação do programa é simples e intuitiva. Depois de configurar o experimento (posição de cada sensor sobre a maquete, fornecer a velocidade estimada para o experimento, ajustar o nível de ruído e o tempo de aquisição), o usuário escolhe o primeiro par de sensores pela chave seletora (ver Figura 14) e inicia a aquisição clicando em um dos botões A – B ou A – C (itens 4 e 5 da Figura 18, respectivamente) abrindo uma janela de observação durante alguns segundos (conforme configurado na aba *Acquisitions Parameters*, item c da Figura 16), tempo durante o qual o microsismo deverá ser gerado sobre a maquete. Este procedimento deve ser repetido para o segundo par de sensores. Após a aquisição nos dois pares de sensores, o usuário deve realizar a marcação dos tempos de chegada do sinal (*Phase Picking*) em cada sensor nas duas etapas manualmente, utilizando como critério a mudança no comportamento do sinal (Figura 19). O programa possui uma função para a marcação automática do tempo de chegada da onda direta, a Automated Arrival Time Picking, que deve ser calibrada previamente no ambiente em que o experimento for montado.

Figura 19 - Exemplo de Phase Picking em um dos sinais adquiridos.



Fonte: do Autor.

A etapa de *Phase Picking* define a diferença entre os tempos de trânsito entre o sensor B (ou C) e o sensor de referência A (Figura 20). O instante de chegada da onda direta, marcado em segundos, só é válido para janela de aquisição referente àquele par de sensores utilizado. Os instantes marcados nas duas janelas não tem uma referência comum, uma vez que as aquisições são não simultâneas.

Figura 20 - Exemplo de aquisição com marcação do tempo de chegada da onda para cada sensor. Destaque para a diferença entre tempos de trânsito e o cursor vertical usado para realizar o *Phase Picking*.

Fonte: do Autor.

3.4. O MÉTODO DE DETERMINAÇÃO DO EPICENTRO NO EXPERIMENTO

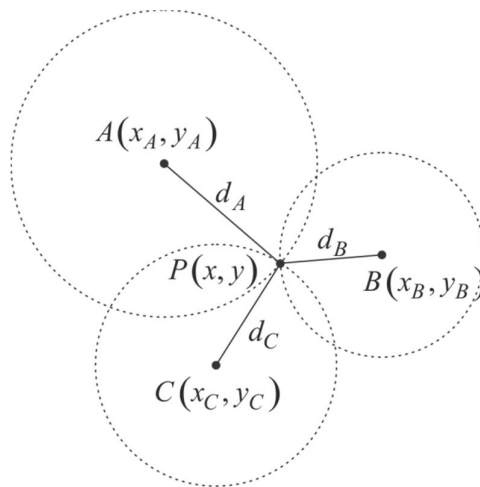
O Método da Trilateração (CHRZANOWSKI e KONECNY, 1965) é um método de aquisição de coordenadas que se baseia na medição da distância entre pontos e é muito utilizado no Sistema de Posicionamento Global (GPS) e localização de dispositivos móveis (celulares). O objetivo é localizar o ponto $P(x, y)$, de coordenadas desconhecidas, a partir de três pontos de coordenadas conhecidas $A(x_A, y_A)$, $B(x_B, y_B)$ e $C(x_C, y_C)$, e suas respectivas distâncias ao ponto P, d_A , d_B e d_C . As coordenadas do ponto $P(x, y)$ podem ser obtidas pela resolução do sistema não linear:

$$\begin{cases} (x - x_A)^2 + (y - y_A)^2 = d_A^2 \\ (x - x_B)^2 + (y - y_B)^2 = d_B^2 \\ (x - x_C)^2 + (y - y_C)^2 = d_C^2 \end{cases} \quad (3.4.1)$$

Há diversos métodos numéricos de resolução de sistemas não lineares, entre os quais podemos citar o Método de Newton e o Método de Brown, mas neste trabalho vamos estimar a localização do epicentro explorando o princípio geométrico do Método da Trilateração.

A solução geométrica deste sistema é o ponto de interseção das três circunferências centradas nos pontos A, B e C, de raios respectivamente iguais a d_A , d_B e d_C (Figura 21).

Figura 21 - Solução geométrica do Método da Trilateração.



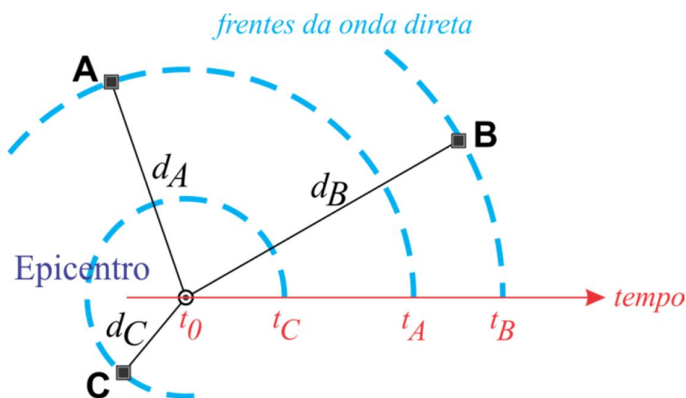
Fonte: do Autor.

As distâncias percorridas pela onda direta, do epicentro aos sensores, são dadas por:

$$\begin{aligned}d_A &= v(t_A - t_0) \\d_B &= v(t_B - t_0) \\d_C &= v(t_C - t_0)\end{aligned}\tag{3.4.2}$$

em que v é a velocidade da onda direta, considerada constante para as dimensões da maquete e que pode ser estimada (ver seção 4.5); t_A , t_B e t_C são os tempos de chegada da onda direta nos sensores A, B e C, respectivamente; e t_0 é o instante em que o microssismo foi gerado sobre a placa.

Figura 22 - Frentes da onda direta passando pelos sensores A, B e C considerando uma aquisição simultânea.



Fonte: do Autor.

A implementação da solução geométrica possui duas limitações no experimento: o instante de geração do microssismo, t_0 , não é conhecido e não há simultaneidade na aquisição de sinal nos três sensores, ou seja, t_A , t_B e t_C não são medidos na mesma referência temporal.

A solução adotada se baseia na diferença entre os tempos de chegada da onda nos três sensores. Tomando o sensor A como referência, as diferenças temporais são dadas por:

$$\begin{aligned}\Delta t_{AA} &= (t_A - t_A) = 0 \\ \Delta t_{BA} &= (t_B - t_A) \\ \Delta t_{CA} &= (t_C - t_A)\end{aligned}\tag{3.4.3}$$

A diferença Δt_{AA} será nula nesta etapa, pois o sensor A é referência. Possíveis diferenças negativas são eliminadas subtraindo-se o menor valor entre elas:

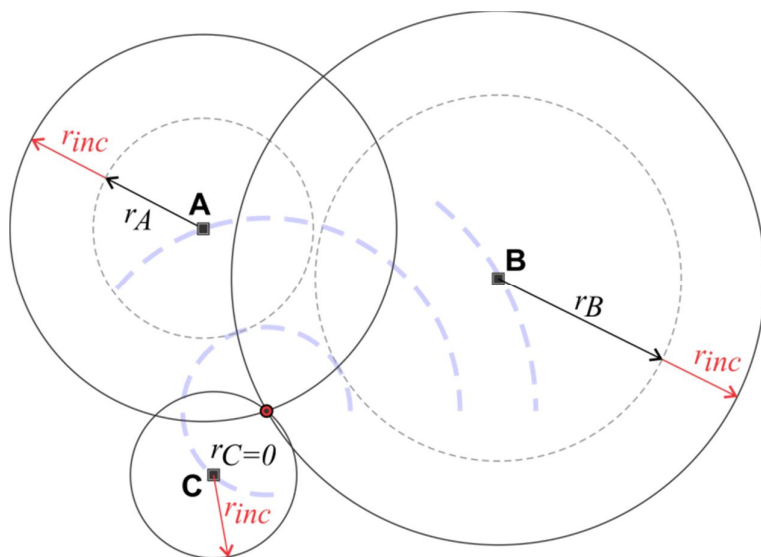
$$\begin{aligned}
 \Delta t'_{AA} &= \Delta t_{AA} - \text{Min}(\Delta t_{AA}, \Delta t_{BA}, \Delta t_{CA}) \\
 \Delta t'_{BA} &= \Delta t_{BA} - \text{Min}(\Delta t_{AA}, \Delta t_{BA}, \Delta t_{CA}) \\
 \Delta t'_{CA} &= \Delta t_{CA} - \text{Min}(\Delta t_{AA}, \Delta t_{BA}, \Delta t_{CA})
 \end{aligned}
 \tag{3.4.4}$$

A partir das diferenças $\Delta t'_{AA}$, $\Delta t'_{BA}$ e $\Delta t'_{CA}$ são calculados os raios iniciais, r_A , r_B e r_C das circunferências da trilateração:

$$\begin{aligned}
 r_A &= v \cdot \Delta t'_{AA} \\
 r_B &= v \cdot \Delta t'_{BA} \\
 r_C &= v \cdot \Delta t'_{CA}
 \end{aligned}
 \tag{3.4.5}$$

Pelo menos um dos raios iniciais é nulo e corresponde à estação que está mais próxima do epicentro. Os raios iniciais são incrementados do mesmo valor até que as circunferências se interceptem no epicentro.

Figura 23 - Exemplo do resultado final da trilateração por diferenças temporais. Neste caso r_C é nulo, pois está mais próximo do epicentro.



Fonte: do Autor.

No caso ideal, o ponto de interseção corresponde ao epicentro, mas devido à presença de fatores que serão discutidos na seção Análise de Erros (página 46), uma pequena área será exibida como a estimativa da posição do epicentro.

3.5. ESTIMATIVA DA VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO DA ONDA DIRETA

A estimativa do valor da velocidade da onda direta é feita realizando várias aquisições conhecendo a posição do epicentro (x, y) e as diferenças de tempo de chegada entre os sensores A e B, na primeira etapa da aquisição, e entre os sensores A e C, na segunda etapa da aquisição, para o mesmo ponto (x, y) .

A distância percorrida pela onda direta do ponto (x, y) até cada sensor é dada por:

$$\begin{aligned} d'_A &= v(t'_A - t'_0) \\ d_B &= v(t_B - t'_0) \end{aligned} \quad (3.5.1)$$

em que t'_0 é o instante em primeiro microssismo foi gerado (primeira etapa), t'_A e t_B são os tempos de chegada da onda direta nos sensores A e B, respectivamente.

Na segunda etapa da aquisição, as distâncias percorridas são dadas por:

$$\begin{aligned} d''_A &= v(t''_A - t''_0) \\ d_C &= v(t_C - t''_0) \end{aligned} \quad (3.5.2)$$

em que t''_0 é o instante em segundo microssismo foi gerado (segunda etapa), t''_A e t_C são os tempos de chegada da onda direta nos sensores A e C, respectivamente.

Considerando que os dois microssismos foram gerados no mesmo ponto (x, y) pode-se considerar que:

$$d'_A = d''_A = d_A \quad (3.5.3)$$

Os instantes, t'_0 e t''_0 , são desconhecidos, então as equações (3.5.1) e (3.5.2) podem ser reescritas como:

$$\begin{aligned} d_B - d_A &= \Delta d_{BA} = v(t_B - t_A) \\ d_C - d_A &= \Delta d_{CA} = v(t_C - t_A) \end{aligned} \quad (3.5.4)$$

A equação (3.5.4) em sua forma matricial é dada por:

$$\mathbf{D} = v \cdot \mathbf{T} \quad (3.5.5)$$

A velocidade v é o valor que minimiza, no sentido de mínimos quadrados, a função:

$$\phi = \|\mathbf{D} - v' \cdot \mathbf{T}\|_2 \quad (3.5.6)$$

em que v' é o valor estimado de v e 2 é a norma euclidiana.

Considerando conhecidas as coordenadas (x_A, y_A) , (x_B, y_B) e (x_C, y_C) dos sensores A, B e C, respectivamente, o vetor \mathbf{D} (de ordem 2) pode ser escrito por:

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} \Delta d_{BA} \\ \Delta d_{CA} \end{bmatrix} \quad (3.5.7)$$

em que

$$\begin{aligned} d_A &= \sqrt{(x-x_A)^2 + (y-y_A)^2} \\ d_B &= \sqrt{(x-x_B)^2 + (y-y_B)^2} \\ d_C &= \sqrt{(x-x_C)^2 + (y-y_C)^2} \end{aligned} \quad (3.5.8)$$

O vetor \mathbf{T} (de ordem 2) pode ser reescrito como:

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} t_{BA} \\ t_{CA} \end{bmatrix} \quad (3.5.9)$$

em que $t_{BA} = t_B - t_A$ e $t_{CA} = t_C - t_A$.

A estimativa da velocidade v pelo método descrito é automatizada pelo programa **est_vel.exe**, que foi escrito em linguagem Fortran, onde os dados de entrada devem estar organizados em um arquivo da seguinte forma:

1ª linha: *nobs*

linhas seguintes: $x_A, y_A, x_B, y_B, x_C, y_C, x, y, t_{BA}, t_{CA}$

em que *nobs* é o número de aquisições.

A Tabela apresenta um exemplo de 17 aquisições realizadas e os dados necessários para a estimativa da velocidade. Foram utilizadas diversas disposições para os três sensores e diversas posições para a geração do microssismo, sendo medidas as diferenças entre os tempos de trânsito através da marcação manual do tempo de chegada da onda direta.

Tabela 3 - Dados de aquisições realizadas para estimativa da velocidade da onda direta (coordenadas dadas em milímetros e diferenças de tempo em segundos).

Estação A		Estação B		Estação C		Epicentro		Diferenças de tempo	
x_A	y_A	x_B	y_B	x_C	y_C	x	y	t_{BA}	t_{CA}
170	862	170	106	1276	852	842	542	-0,00018	-0,00076
170	862	170	106	1276	852	174	462	-0,0001	0,00301
770	908	160	206	1296	272	484	346	-0,00074	0,00078
770	908	160	206	1296	272	170	868	0,00028	0,00269
770	908	160	206	1296	272	1200	146	0,00071	-0,00285
170	862	170	106	1276	852	842	542	0,00026	-0,00095
170	862	170	106	1276	852	945	215	-0,00099	-0,00133
170	862	170	106	1276	852	1006	318	-0,00058	-0,00179
170	862	170	106	1276	852	518	307	-0,00111	0,00128
202	204	1148	752	654	622	632	602	-0,00018	-0,00252
202	204	1148	752	654	622	1024	318	-0,00168	-0,0016
202	204	1148	752	654	622	844	542	-0,0016	-0,00234
202	204	1148	752	654	622	844	542	-0,00157	-0,00235
618	302	242	806	1122	804	1002	488	0,00182	-0,00035
618	302	242	806	1122	804	538	846	-0,00111	0,0002
618	302	242	806	1122	804	846	758	0,00049	-0,00101
618	302	242	806	1122	804	664	698	0,00022	0,00036

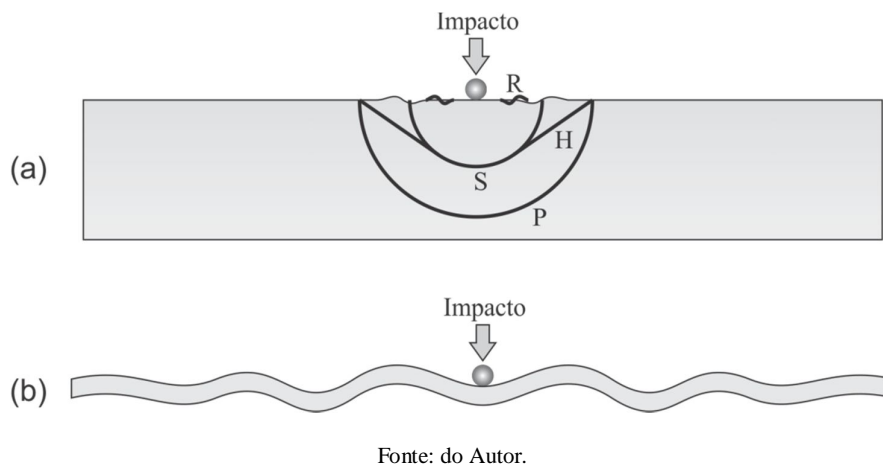
Fonte: do Autor.

A partir dos dados da Tabela 3, a velocidade estimada para a onda direta foi de 234,46312 m/s. O valor encontrado é dado como entrada no programa **Epicenter.exe** para que novas experimentações sejam feitas e o epicentro possa ser localizado.

3.6. ANÁLISE DA ONDA GERADA NO MICROSSISMO

Quando um corpo elástico (homogêneo e isotrópico) sofre um impacto vertical de uma fonte, diversas ondas podem ser geradas: ondas de volume (onda P e S), que se propagam no interior do corpo; onda de superfície do tipo R (Rayleigh), que se propaga na superfície de impacto em frentes circulares; e uma onda de pequena amplitude cuja frente de onda se estende da onda P próxima à superfície e é tangente à onda S, a *headwave* H (KOLSKY, 1963). Além disso, outro tipo de onda que pode se formar é a onda de membrana, uma vez que a maquete possui uma de suas dimensões (a espessura) muito menor que as outras (Figura 24).

Figura 24 – (a) Frentes de ondas geradas pelo impacto vertical sobre um corpo elástico: P, onda primária; S, onda secundária; R, onda Rayleigh e H, onda headwave. (b) Seção transversal de membrana oscilando após o impacto de uma fonte sobre uma das superfícies de maior área.



Fonte: do Autor.

A velocidade de uma onda depende das propriedades do material em que ela se propaga. No caso do acrílico, material da maquete, ensaios de laboratório mostram que as ondas P e S possuem velocidades iguais a 2.300 m/s e 1.350 m/s, respectivamente (MONTEIRO, 1986). Valores muito acima daquele estimado para a velocidade da onda direta na Seção 4.5 p.39 deste trabalho.

A velocidade da onda do tipo R, v_R , pode ser calculada em função da velocidade da onda S, v_S , através de (LOWRIE, 2007):

$$v_R = 0,9194 \cdot v_S \quad (3.6.1)$$

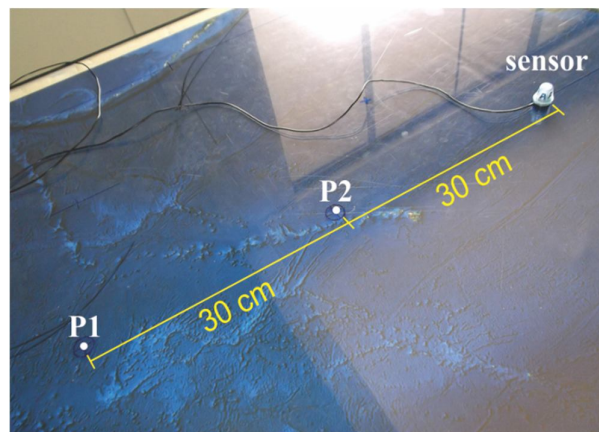
resultando em $v_R = 0,9194 \cdot 1.350 = 1.241,19 \text{ m/s}$, também superior àquela medida no experimento.

Uma vez que as ondas P, S e R apresentam velocidades muito superiores àquela estimada, conclui-se que elas não podem ser observadas nas condições do experimento e que a onda que se propaga na maquete é, predominantemente, do tipo onda de membrana.

As dimensões limitadas da maquete favorecem a observação de fenômenos como reflexão nas bordas e sobreposição (interferência) das ondas refletidas. A observação desses fenômenos depende do local onde o microsismo é gerado e da posição dos sensores.

A fim de caracterizar a onda que se propaga na maquete, foram feitas algumas aquisições utilizando a mesma fonte (ver Figura 11), mas variando as alturas de queda-livre e em dois pontos (P_1 e P_2) a distâncias distintas do sensor usado para aquisição (Figura 25).

Figura 25 - Esquema de aquisição utilizado para análise do sinal da onda direta.



Fonte: do Autor.

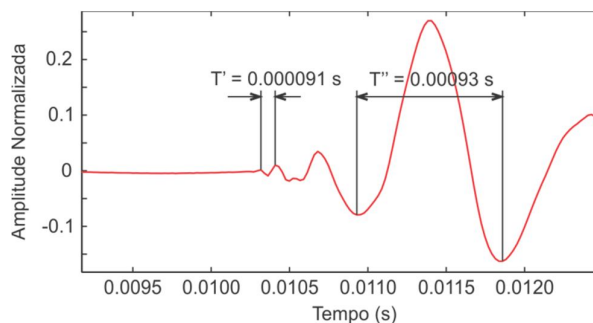
Da análise dos sinais adquiridos pode-se calcular a frequência da onda direta e a frequência de ressonância do sensor a partir da relação:

$$f = \frac{1}{T} \quad (3.6.2)$$

em que T é o período do sinal.

A análise, aquisição e plotagem foram feitas usando o software MATLAB. Em todas as aquisições se utilizou taxa de amostragem igual a 44.100 Hz. O período da onda direta, T' , foi medido entre duas cristas logo após o tempo de chegada da onda direta no sensor e o período de maior ressonância, T'' , foi medido entre dois vales de maior amplitude no sinal.

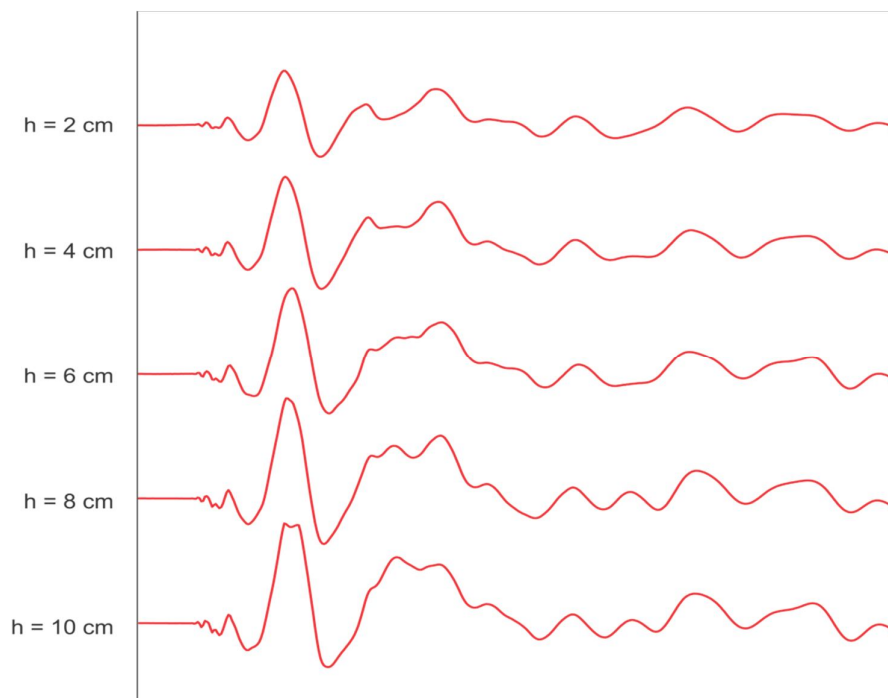
Figura 26 – Sinal adquirido usando fonte a 2 cm de altura e ponto de impacto a 30 cm do sensor.



Fonte: do Autor.

A frequência da onda direta mostrada na Figura 26, calculada pela Equação (3.6.2), é de 10.989 Hz. Interessante observar que para impactos no mesmo ponto, mas variando a altura de queda-livre, a frequência da onda direta se manteve (Figura 27).

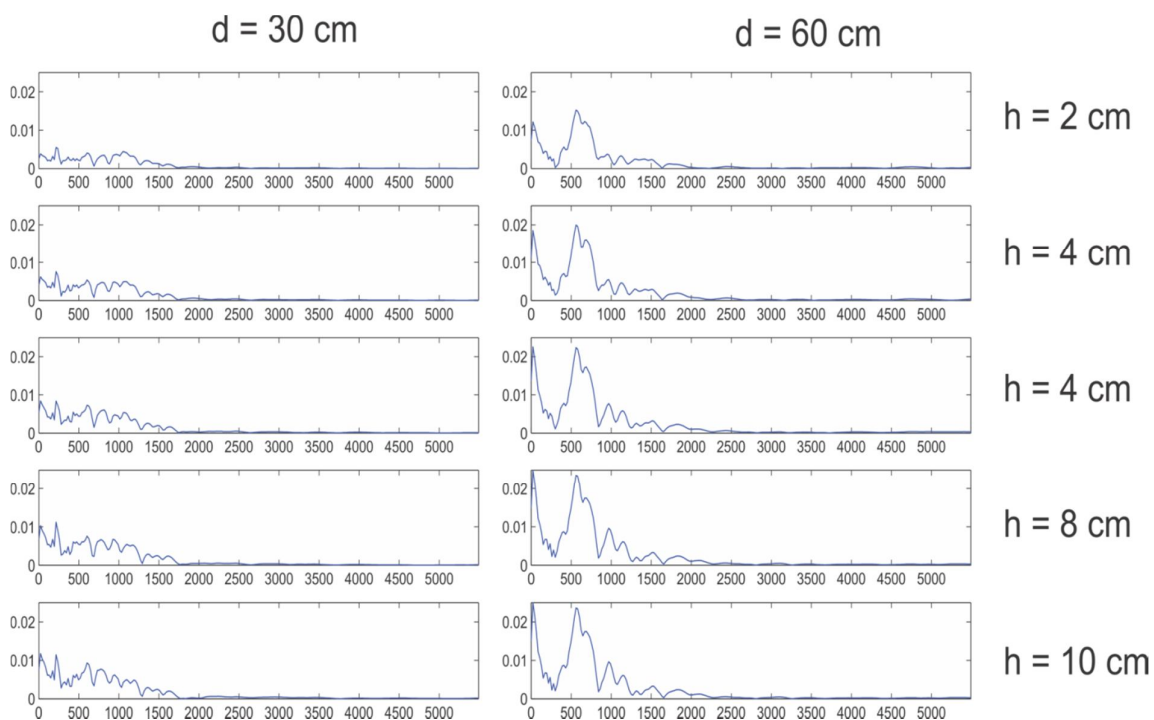
Figura 27 - Sinais adquiridos a 30 cm do sensor variando a altura de queda-livre da fonte. Notar que a assinatura sinal não se altera nas primeiras amostras.



Fonte: do Autor.

No entanto, ao mudar a posição de geração do microsismo, o conteúdo de frequências do sinal se altera consideravelmente. Comparando os espectros de frequência entre as aquisições feitas nos pontos P_1 e P_2 nota-se que modos de vibração da maquete podem ser alterados mudando a posição do microsismo. Isso dificulta a implementação de soluções no domínio da frequência para identificação do sinal do microsismo.

Figura 28 - Espectros de potência do sinal para os pontos P_1 e P_2 .



Fonte: do Autor.

3.7. ANÁLISE DE ERROS

Como em todo experimento que envolve a aquisição de dados reais, o experimento “Localização de Epicentro” está sujeito a diversas fontes de erro, uma vez que as premissas feitas para o funcionamento deste experimento nem sempre são satisfeitas.

O meio de propagação da onda (a maquete) responde de forma diferente quando a posição ou energia do impacto muda, ou seja, impactos em pontos ou com energias diferentes criam modos vibracionais diferentes. Além disso, as dimensões reduzidas da maquete favorecem fenômenos de reflexão e de interferência dificultando a interpretação do registro da observação.

Outro ponto sensível da experimentação é a etapa de marcação do tempo de chegada da onda direta nos sensores. A maquete funciona como um grande microfone, captando vibrações na frequência do som. Quando o experimento é montado em locais com grande movimentação de pessoas, automóveis ou outras fontes sonoras, a razão sinal-ruído diminui prejudicando a identificação do sinal. A estimativa da velocidade também pode ser prejudicada, pois as diferenças de tempo de chegada, que compõem os dados de entrada do programa **est_vel.exe**, também são determinadas pela marcação do tempo de chegada.

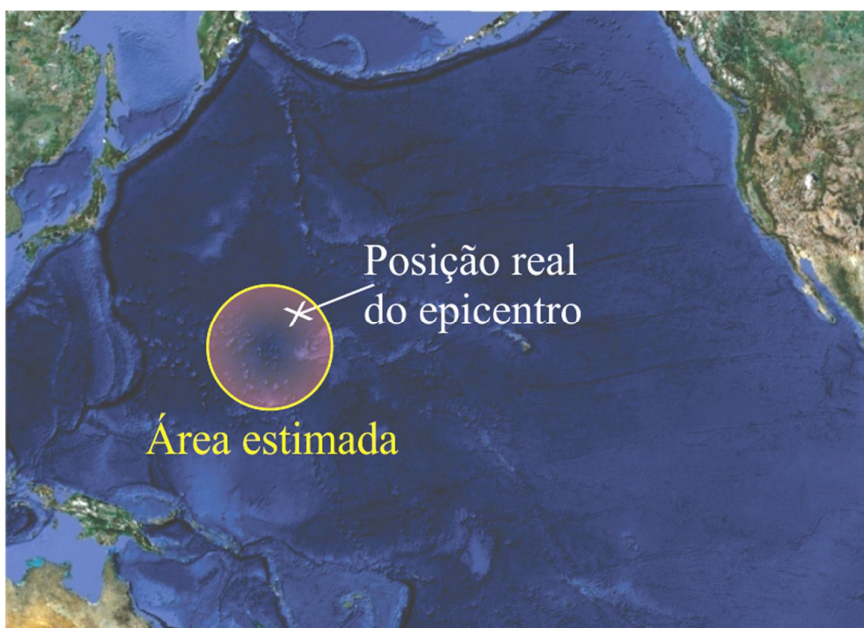
A geração de dois microssismos para a trilateração do epicentro (ver seção 3.2) também pode influenciar o resultado final da trilateração. Caso o segundo impacto ocorra em ponto diferente do primeiro, o tempo de viagem da onda até o sensor A (sensor de referência) será diferente do medido no primeiro impacto.

Para minimizar os possíveis erros e melhorar o resultado da estimativa do epicentro se adotou os seguintes procedimentos:

- a) gerar microssismos (impactos) no mesmo ponto e na mesma altura;
- b) abandonar a fonte a uma altura pequena, da ordem de centímetros;
- c) realizar a marcação do tempo de forma manual;
- d) se possível, controlar o nível de ruído ambiente durante as aquisições;
- e) posicionar os sensores afastados, pelo menos, 15 cm das bordas;

Estando o experimento sujeito a tantas fontes de erro, adotou-se como resultado final a área circular em torno do ponto calculado pelo programa **Epicenter.exe** e que corresponde a 2% da área total da maquete (Figura 29). Logo, se o ponto onde foi gerado o epicentro (ponto real de impacto) estiver dentro da área circular exibida, considera-se que o experimento foi bem sucedido. Caso contrário, deve-se repetir o experimento ou remarcar os tempos de chegada da onda para recalcular a região do epicentro.

Figura 29 - Exemplo de resultado satisfatório para a determinação do epicentro.



Fonte: do Autor.

4. CONCLUSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho propõe uma ferramenta para o ensino da Sismologia, área que faz parte das Geociências, com objetivo de contribuir para quebra do paradigma da aprendizagem de forma passiva através da aplicação prática de conceitos adquiridos em diversas áreas do conhecimento.

O experimento foi desenvolvido no Laboratório de Modelagem analógica do Curso de Geofísica da UFPA, cujas etapas de construção e funcionamento do modelo são discutidas tal forma que o mesmo possa ser reproduzido em qualquer ambiente escolar. O processo de construção envolve noções de física, matemática, eletrônica e programação, que podem ser exploradas pelos professores em outras disciplinas.

A determinação da região do epicentro utiliza o princípio geométrico do Método da Trilateração, sendo realizada pelo programa **Epicenter.exe** desenvolvido para esse fim. Detalhes da obtenção do programa, execução e requisitos mínimos do microcomputador são disponibilizados no final deste trabalho na forma de manual.

Como modelo físico nem todos os aspectos foram discutidos, uma vez que o objetivo principal deste trabalho é propor um experimento funcional, com aquisição de dados reais, usando dispositivos e materiais de fácil acesso e baixo custo. Propõem-se para trabalhos futuros que sejam estudadas soluções para diminuir os erros inerentes a todo sistema/modelo físico real e que foram mencionados neste.

REFERÊNCIAS

CHRZANOWSKI, A.; KONECNY, G. **Theoretical comparison of triangulation, trilateration and traversing**. [S.l.]: Canadian Surveyor, 1965. v. XIX.

DISPOSITIVOS sísmológicos. Disponível em: <<http://goo.gl/F9xyN>>. Acesso em janeiro e 2013.

KOLSKY, H. **Stress waves in solids**. London: Dover Publications, Inc., 1963.

LOWRIE, W. **Fundamentals of geophysics**. 2^a. ed. New York: Cambridge University Press, 2007.

MONTEIRO, P. A. D. C. Modelamento sísmico analógico. 1986. 204f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1986.

PLACAS tectônicas. Disponível em: <<http://goo.gl/26biw>>. Acesso em janeiro de 2013.

PRESS, F. et al. **Para entender a terra**. 4^a. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006.

SANTANA, J. C. B. ; BARBOSA, L. M. A. Realidade do ensino de geociências no 2º Grau em Feira de Santana (BA). **Revista Brasileira de Geociências**, v.23, n.1, p.98-106. 1993.

SISMICIDADE Brasileira. **Site do observatório sísmológico**. 2013. Disponível em: <<http://www.obsis.unb.br>>. Acesso em: 19 Janeiro 2013.

STEIN, S. **An Introduction to seismology, earthquakes and earth structure**. [S.l.]: Blackwell Publishing, 2003.

YANG, W. **An Adaptive, automatic phase-picking and epicenter locating program based on waveform cross-correlation and its application for processing seismic data in New Mexico**. 2004. 85f. Dissertação (Mestrado) Institute of Mining and Technology, New Mexico, 2004.