

Universidade do Algarve
Faculdade de Ciências e Tecnologia

**Sismologia – Um Projecto Interdisciplinar no Ensino
da Física**

Dissertação para a obtenção do grau de mestre em Física – área de
especialização em Física para o Ensino

Maria Octávia da Cruz Santos



Departamento de Física

Título da Dissertação:

Sismologia – Um Projecto Interdisciplinar no Ensino da Física

Mestranda:

Maria Octávia da Cruz Santos

Orientador:

Professor Luís Manuel Henriques Marques Matias

Co-orientador:

Professor Robertus Josephus Hendrikus Potting

Jurí:

Doutor Rui Manuel Farinha das Neves Guerra

Doutor Mourad Bezzeghoud

Doutor Robertus Josephus Hendrikus Potting

Doutor Luís Manuel Henriques Marques Matias

*

... DADO DO ALGARVE	
... DOCUMENTAÇÃO	
03.02.04	52914
13	53
SIV* SIS	

3.86 T

Agradecimentos

Ao concluir este trabalho quero agradecer, em primeiro lugar, o apoio científico que me foi propiciado pelos professores Luís Matias, da Faculdade de Ciências de Lisboa e Robertus Potting, da Universidade do Algarve que me orientaram na elaboração desta dissertação. As suas sugestões, críticas e comentários foram determinantes para a sua concretização.

Agradeço ainda a todos os que, neste período, quer na Universidade do Algarve quer na Escola Secundária Júlio Dantas, me ajudaram a ultrapassar os pequenos e por vezes grandes problemas que foram surgindo. Quer as conversas que foram mantidas sobre a temática, quer as críticas e sugestões que foram sendo feitas, quer ainda a perícia e o saber fazer de alguns, tudo foram contribuições fundamentais para a valorização deste trabalho.

Resumo

Nesta dissertação pretende-se mostrar como a Sismologia pode servir de base a um trabalho interdisciplinar e não forçado entre áreas como a Física, a Geologia e a Matemática.

No seu âmbito realizou-se:

- Um aprofundamento de conceitos da Física que são aplicados em Sismologia, quer no estudo da estrutura interna da Terra, quer no estudo das causas geodinâmicas que podem desencadear um sismo tectónico e sobre a previsibilidade ou não destes eventos. Estudou-se também, como estes conhecimentos podem ser aplicados na tecnologia e no design utilizados na construção de edifícios, de modo a minorar os efeitos nefastos dos sismos sobre estas estruturas.
- O desenvolvimento e a exploração de modelos experimentais que permitam por um lado simular, numa sala de aulas, processos que, pela sua dimensão temporal ou espacial não são fáceis de visualizar e, por outro, propiciar situações em que se possa “fazer ciência” e desenvolver competências experimentais.

Palavras – chave:

Sismologia – Educação - Física Experimental

Seismology – An Interdisciplinary Projects for Teaching Physics

Abstract

In this dissertation it is intended to show how Seismology can be the basis of an interdisciplinary work, among areas like Physics, Geology and Mathematics.

In this sense, the following tasks were accomplished:

- The deep investigation of how Physics concepts are put to use in Seismology, both in the study of Earth's internal structure and in the study of the geodynamical causes of a tectonic earthquake, as well as the study of the predictability of these events. Was also studied how this knowledge can be put to use in technology and in the design of building in order to reduce the disastrous effects of earthquakes on structures.
- The development and the exploration of experimental models that allow: i) to simulate in a classroom Earth processes that for their time or space dimension are not easy to visualize and; ii) to create an experimental environment where the students can “make science” and develop experimental skills.

Key Words:

Seismology – Education – Experimental Works

Índice

1 – Introdução -----	1
1.1 – Descrição e contexto do problema -----	1
1.2 - Objectivos e plano da dissertação -----	3
1.3 – Possíveis conexões interdisciplinares -----	6
2 – Como investigar o interior da Terra? -----	9
2.1- Os diferentes tipos de ondas sísmicas -----	11
2.2 – O registo das diferentes ondas por um sismómetro -----	15
2.3 - Como interagem as ondas com o meio em que se propagam? A velocidade de propagação -----	16
2.3.1 – As deformações causadas num meio e os módulos elásticos -----	16
2.3.2 – A propagação de uma onda longitudinal a uma dimensão -----	18
2.3.3 – A velocidade de propagação em função dos módulos elásticos -----	21
2.4 – Como interagem as ondas com o meio em que se propagam? A atenuação -----	26
2.5 - Como interagem as ondas com o meio em que se propagam? A reflexão e a refacção -----	31
2.5.1 – A lei de Snell -----	32
2.5.2 – Modos de conversão -----	34
2.5.3 – A distribuição da energia, na interface, entre ondas reflectidas e refractadas --	36
2.5.4 – A curvatura dos raios sísmicos no interior da Terra -----	39
2.5.5 – Aplicação da lei de Snell a uma superfície esférica -----	42
2.6 – Integrando todos os conhecimentos – a estrutura “invisível” da Terra -----	43
2.6.1 – As tabelas Posição – Tempo -----	43
2.6.2 - A descoberta do núcleo externo – a zona de sombra -----	45
2.6.3 – Estimativa das dimensões do núcleo e da razão entre a velocidade das ondas P na interface manto-núcleo -----	48

2.7 – O Modelo da estrutura interna da Terra -----	51
2.7.1 – Crusta, Manto e Núcleo -----	52
2.7.2 - Litosfera e Astenosfera -----	53
2.7.3 – PREM – “Preliminary Reference Earth Model”-----	56
2.7.4 - A detecção das anomalias no interior da Terra relativamente ao PREM -----	58
2.8 – Como investigar o interior da Terra? Alguns modelos experimentais -----	64
A- Actividade experimental - Como medir a velocidade de propagação das ondas P em diferentes amostras no estado sólido? Como se atenuam as ondas P nestes materiais? -----	64
A.1 - O desafio -----	64
A.2 - Quais os objectivos da actividade? -----	65
A.3 - Que investigações anteriores serviram de referência para o presente trabalho? -	65
A.4 - Quais os fundamentos físicos e geofísicos da actividade? -----	65
A.5 - Que material e montagem são utilizados na actividade? -----	67
A.6 – Quais as condições experimentais dos ensaios? -----	68
A.7 – Comparação qualitativa dos resultados: A velocidade de propagação e a atenuação -----	70
A.8 – Determinação da densidade e da velocidade de propagação das ondas longitudinais numa barra de calcário compacto -----	73
A.9 - Quadro resumo dos dados obtidos nos ensaios com as restantes amostras. Alguns comentários -----	75
B - Actividade experimental -- Quanto maior o trajecto, mais tempo é necessário para o percorrer. Determinação da velocidade de propagação das ondas P -----	77
B.1 – O desafio -----	77
B.2 - Quais os objectivos da actividade? -----	78
B.3 - Que investigações anteriores serviram de referência para o presente trabalho? -	78
B.4 - Quais os fundamentos físicos e geofísicos da actividade? -----	78

B.5 - Que material e montagem são utilizados na actividade? -----	79
B.6 – Quais as condições experimentais nos ensaios? -----	80
B.7 – Os dados obtidos e alguns comentários -----	81
C – Actividade experimental – Porque curvam os raios sísmicos no interior da Terra? 83	
C.1 – O desafio -----	83
C.2 – Quais os objectivos desta actividade? -----	84
C.3 - Que investigações anteriores serviram de referência para o presente trabalho? -	84
C.4 - Quais os fundamentos físicos e geofísicos da actividade? -----	84
C.5 - Que material e montagem são utilizados na actividade? -----	85
C.6 – O que é que se observou? -----	86
D - Actividade experimental – Porque se forma a zona de sombra na Terra? (modelo a 3 dimensões) -----	86
D.1 – O desafio -----	86
D.2 – Quais os objectivos desta actividade? -----	87
D.3 - Que investigações anteriores serviram de referência para o presente trabalho? -	87
D.4 – Como foi construído o modelo? -----	88
D.5 – Quais os fundamentos geofísicos para a construção deste modelo? -----	89
D.6 – O que é que se observou? -----	91
E - Actividade experimental – Porque se forma a zona de sombra da Terra? (modelo a 2 dimensões) -----	93
E.1 – Quais os objectivos desta actividade? -----	93
E.2 – Que material e montagem são utilizados? -----	94
E.3 – Como foi projectado o modelo? -----	94
E.4 – Determinação do índice de refacção do acrílico -----	95
E.5 – Qual a relação entre a distância angular com que incide um raio no “núcleo” e a distância angular a que emerge na “superfície da Terra”? -----	96

3 -Porque ocorrem os sismos? -----	99
3.1 – Uma breve introdução -----	99
3.2 - Que forças estão envolvidas? -----	103
3.3 - Os sismos são previsíveis? -----	108
3.3.1- Podemos prever a localização de um sismo? -----	109
3.3.2 - Podemos prever a magnitude de um próximo sismo? -----	110
3.3.2.1 – O momento sísmico e a magnitude -----	110
3.3.2.2 – A lei de Gutenberg-Richter -----	113
3.3.3 – A tensão acumulada numa falha -----	115
3.3.4 - Podemos prever a ocorrência de um sismo no tempo? -----	116
3.3.4.1 - A velocidade de deslocamento e o tempo de recorrência -----	116
3.3.4.2 – Alguns dos modelos que podem ser utilizados para fazer previsões temporais sobre a actividade sísmica de uma região no tempo -----	117
3.3.5 – A complexidade dos processos reais -----	119
3.4 – Porque ocorrem os simos? A “Máquina dos Sismos”-----	123
F – Actividade experimental - A “Máquina dos Sismos” -----	123
F.1 – Quais os objectivos subjacentes à sua construção/ exploração? -----	123
F.2 – Como funciona a “Máquina dos Sismos”? -----	123
F.2.1 – O modelo mecânico ideal -----	123
F.2.2 – O modelo mecânico desenvolvido – “A Máquina dos Sismos” -----	127
F.3 – Que actividades podem ser dinamizadas com a “Máquina dos Sismos?” -----	133
4 – Como Construir melhor? -----	140
4.1- A má fama dos sismos -----	140
4.2 – Os efeitos dos sismos -----	141
4.2.1- Alguns factores naturais de que dependem os efeitos de um sismo -----	142

4.2.2 – Alguns factores sociais de que dependem os efeitos de um sismo -----	150
4.3 – É necessário conhecer o “chão que pisamos” -----	151
4.4 – Como se comportam as estruturas com as oscilações? -----	154
4.5 – Um exemplo do comportamento do solo e dos edifícios – o sismo na cidade do México em 1985 -----	159
4.6 – Como construir edifícios mais seguros? -----	160
4.6.1 – Um modelo matemático para as oscilações de uma estrutura -----	161
4.6.1.1 – Movimento oscilatório amortecido -----	161
4.6.1.2 – Movimento oscilatório forçado -----	165
4.6.1.3 – Um modelo físico para explicar o “isolamento” sísmico de uma estrutura --	170
4.6.2 – Algumas técnicas utilizadas na construção de estruturas mais seguras -----	175
4.6.2.1 – Reforçar as estruturas -----	175
4.6.2.2 – Amortecer -----	175
4.6.2.3 – Isolar -----	176
4.7 – Como construir melhor? Alguns modelos experimentais-----	178
G – Actividade experimental – Como calibrar um conjunto oscilador (mesa mais oscilador electromagnético)? -----	179
G.1 – O desafio -----	179
G.2 – Quais os objectivos da actividade? -----	180
G.3 – Que material e montagem são utilizados na actividade? -----	181
G.4 – Quais as condições experimentais nos ensaios? -----	181
G.5 – Resultados obtidos e a sua discussão -----	183
H – Actividade experimental – Existirá alguma relação entre a altura de um edificio e a sua frequência de ressonância? -----	188
H.1 – O desafio -----	188
H.2 – Quais os objectivos da actividade? -----	188

H.3 – Que material foi utilizado? -----	189
H.4 – Quais as condições experimentais nos ensaios? -----	189
H.5 – Resultados obtidos e a sua discussão -----	189
I – Actividade experimental – Como variarão as acelerações registadas nos diferentes andares de um arranha-céus? -----	192
I.1 – O desafio -----	192
I.2 – Quais os objectivos da actividade? -----	193
I.3 – Que material foi utilizado? -----	193
I.4 – Quais as condições experimentais nos ensaios? -----	193
I.5 – Resultados obtidos e sua discussão -----	194
J – Actividade experimental – Como construir, caracterizar e testar o comportamento de uma plataforma anti-sísmica? -----	194
J.1 – O desafio -----	194
J.2 – O material necessário para a construção do modelo -----	195
J.3 – A caracterização do modelo construído -----	197
J.4 – Testar o comportamento da plataforma construída -----	203
5 – Breves reflexões finais -----	208
6 - Bibliografia -----	209
Anexos -----	216
Anexo I – Algumas incorrecções detectadas na literatura consultada -----	I - VII
Anexo II – Anexos à actividade experimental E (capítulo 2) -----	I - III
Anexo III – Como foi construída e montada a “Máquina dos Sismos”? -----	I -III
Anexo IV – Actividades possíveis de dinamizar com a “Máquina dos Sismos” -----	I -XVI
Anexo V – Um catálogo sísmico -----	I - III
Anexo VI – A mesa vibratória e os seus acessórios -----	I -VI

1 – Introdução

1.1 – Descrição e contexto do problema

De vez em quando é notícia nos meios de comunicação a ocorrência de um sismo, num ponto qualquer da Terra, envolvendo a destruição de vidas e bens e recordando-nos a capacidade destrutiva das forças da natureza. A má fama que acompanha os sismos na sociedade, em geral, não é infundada e a prevenção da destruição que lhes pode estar associada obriga a um trabalho de investigação e colaboração entre cientistas e engenheiros sobre as causas dos sismos, das oscilações no solo que provocam e de como minorar o efeito destas oscilações nas construções. O resultado destas investigações deve reflectir-se, por um lado, na planificação e gestão consciente da ocupação dos solos e, por outro, numa crescente educação dos cidadãos sobre este tipo de eventos que lhe permita participar, conscientemente e sem credices, na sociedade actual. A escola é o local ideal para se efectuar este tipo de educação, aliando-se a formação científica à formação do cidadão.

A prevenção deverá ser tida particularmente em conta no Algarve, a região do continente que está mais sujeita à actividade sísmica, testemunhada pela sismicidade instrumental registada, pelos vários sismos aqui sentidos todos os anos e, pela sismicidade histórica reconhecida. De facto, a localização do Algarve na vizinhança imediata da fronteira de placas entre a Euroásia e a Africa tem levado esta região a sofrer os efeitos nefastos de sismos e tsunamis destruidores. Um grande número destes sismos tem origem no banco de Goringe, sendo o registo mais recente, o efectuado a 28 de Fevereiro de 1969. Também, em terra, são conhecidos vários eventos destruidores, entre os quais se pode destacar o sismo de Portimão de 6/3/1719, o sismo e tsunami de Tavira a 27/12/1722 e os sismos que afectaram a faixa de S.Bartolomeu de Messines – Loulé-Faro de 1/1/1353 e de 12/1/1856.

Mas os sismos e as ondas sísmicas que geram, para além do seu potencial destruidor, são também fontes de conhecimento científico e de desenvolvimento económico. Em Sismologia, especialidade da Geofísica Interna, área da Física que se dedica ao estudo do interior do Terra (e doutros corpos celestes) utilizando métodos físicos, tem sido o estudo das ondas sísmicas, o método que tem fornecido informação mais detalhada sobre a estrutura interna do nosso planeta e sobre a geodinâmica causadora dos sismos de origem natural. O seu objecto de estudo não se restringe ao conceito de sismo vulgarizado* – movimento súbito e natural entre as duas faces de uma falha tectónica que provoca vibrações do solo sentidas ou só registadas mas abarca todos os mecanismos, naturais ou artificiais, que produzem ondas elásticas cuja origem pode ser determinada no espaço e no tempo. Neste conceito abrangente ficam apenas de fora, as fontes de vibração difusas, normalmente designadas por ruído sísmico.

Analisando registos de eventos sísmicos naturais ou artificiais, a Sismologia tem permitido um conhecimento sobre a estrutura profunda e inacessível à observação directa do nosso planeta, mas também tem contribuído para a detecção na crosta de vários elementos de grande valor económico tais como hidrocarbonetos, águas subterrâneas ou jazigos minerais.

Do ponto de vista educativo a Sismologia, por ser uma área onde confluem diferentes saberes, quer da Física, quer da Geologia, quer da Matemática, oferece um enquadramento ideal e não forçado para uma abordagem interdisciplinar de um tema científico.

Por outro lado, a complexidade da Terra e o facto de quase todos os processos geodinâmicos ocorrerem a uma profundidade tal, que não permite a sua observação

* O termo sismo é utilizado com alguma ambiguidade referindo-se quer à causa em si – movimento brusco numa falha tectónica, quer aos efeitos desse movimento que se vão registar na superfície da Terra.

directa, permitem trazer para a sala de aulas aspectos da Natureza da Ciência e do processo de construção do conhecimento que, normalmente, não estão presentes nos tópicos de ciência que se ensina/aprende numa Escola Secundária, quase sempre propiciando respostas objectivas e únicas a uma questão. Em Sismologia, a interpretação dos dados não é inequívoca, existindo controvérsia em muitos campos. O conhecimento e o modelo aceite para a estrutura interna da Terra resultam de uma construção que tem sido sucessivamente melhorada com o contributo de muitos investigadores. Ninguém verificou a veracidade do modelo – o conhecimento científico não é a “verdade” mas sim, um resultado do desafio humano em compreender e prever como se estrutura o interior da Terra, interpretando com criatividade e esforço os dados disponíveis.

A complexidade do sistema Terra ilustra também as limitações dos modelos deterministas, no estudo de alguns dos processos no mundo real e a importância dos estudos estatísticos, envolvendo um esforço consertado e a colaboração, à escala planetária, na obtenção e troca de dados.

1.2 - Objectivos e plano da dissertação

No delinear deste trabalho esteve sempre presente uma finalidade educativa – saber mais, para melhor motivar para a aprendizagem de conceitos e processos associados à Ciência e em particular à Física. Os objectivos do trabalho prendem-se com quatro aspectos, que se passam a referir e a justificar de seguida:

- Aprofundar alguns conteúdos científicos na área da Sismologia; a compartimentação das disciplinas que se lecciona nas escolas, a própria formação científica muito específica dos professores leva a que se desconheça a aplicação dos conceitos leccionados em áreas afins. Procurou-se colmatar parte desta lacuna, aprofundando conhecimentos nesta área.

- Contribuir para a compreensão de alguns aspectos da Natureza da Ciência, nomeadamente que, o conhecimento científico é feito por tentativas, envolve crítica, inferência, imaginação e criatividade.
- Desenvolver um trabalho interdisciplinar; a Sismologia é uma área de investigação que envolve a colaboração interdisciplinar. Procurou-se replicar este aspecto, desenvolvendo-se situações que permitam aprender ciência de um modo menos compartimentado.
- Desenvolver modelos experimentais; a dimensão quer temporal, quer espacial, dos fenómenos estudados em Sismologia é tal que, é impossível trazê-los para a sala de aulas ou observá-los numa saída de campo. A compreensão desses fenómenos pode ser facilitada através da exploração de simulações* desenvolvidas com softwares específicos mas, pode também ser explorada através de modelos experimentais. Foi esta a opção tomada no desenvolvimento deste trabalho, pois permite aliar a visualização dos fenómenos a actividades em que se “faz ciência” e em que se desenvolvem competências experimentais tais como: planificar, controlar variáveis, recolher, tratar e criticar os dados e apresentar conclusões.

Com base na finalidade educativa e nos objectivos da dissertação estruturou-se o trabalho em três capítulos independentes. Cada um dos capítulos contém uma parte teórica em que se desenvolvem conceitos físicos que são aplicados em Sismologia. A dimensão desta componente do trabalho justifica-se, quer por o aprofundamento científico ter sido um dos objectivos fundamentais da dissertação, quer pela quase inexistência de documentação interdisciplinar e com objectivos educativos, na pesquisa bibliográfica efectuada. Complementando a dissertação teórica, todos os capítulos

* As simulações deste tipo que se encontraram ao longo da pesquisa associada a este trabalho são referidas, em nota de rodapé, nos respectivos tópicos.

contêm a descrição e a exploração dos modelos experimentais que foram construídos com o objectivo de simular situações geofísicas. Descreve-se, com pormenor, os materiais e técnicas* utilizadas na sua construção para que se torne fácil, a qualquer interessado, refazê-los. Discute-se ainda, as limitações dos modelos desenvolvidos na descrição da complexidade dos sistemas reais, apresentam-se sugestões de actividades possíveis de dinamizar e exemplos de dados retirados, bem como do seu tratamento. As actividades que são sugeridas apresentam-se na forma de desafio, despertando a curiosidade que deve motivar qualquer investigação. Estão pouco estruturadas pois a sua aplicação pode ser efectuada com diferentes estratégias tais como demonstração, trabalho experimental ou trabalho de projecto.

Os capítulos em que se dividiu o trabalho apontam para três aspectos importantes na investigação em Sismologia:

- O capítulo I, “Como investigar o interior da Terra?”, incide sobre o trabalho de investigação e inferência que se realizou desde o princípio do século XX, sobre a estrutura interna da Terra, a partir do registo das oscilações do solo e da análise da informação que essas oscilações transportam sobre as interacções que ocorreram entre ondas sísmicas e os meios atravessados.
- O capítulo II, “Porque ocorrem os sismos?”, incide sobre as causas dos sismos tectónicos e sobre a previsibilidade ou não destes eventos.
- O capítulo III, “Como construir melhor?”, incide sobre os efeitos dos sismos nas estruturas construídas pelos homens e nalgumas estratégias para minorar esses efeitos.

* No entanto, caso a implementação destas actividades se faça com base num trabalho de projecto, muitas questões como dimensões e tipo de materiais podem ficar sujeitas à descoberta e criatividade dos alunos, surgindo, provavelmente, outras soluções, igualmente eficazes.

1.3 – Possíveis conexões interdisciplinares

A Sismologia é hoje um tema que é estudado nas disciplinas de Ciências Naturais (7º ano), Ciências da Terra e da Vida (10º ano) e ainda nas Técnicas Laboratoriais de Geologia (Bloco III). O relevo que lhe é dado no Ensino Secundário tem toda a razão de ser face à nossa história. Basta recordar a destruição provocada no continente pelo sismo de 1 de Novembro de 1755 e pelos sucessivos sismos destruidores que têm afectado o Arquipélago dos Açores, o ultimo dos quais ocorrido a 9 de Julho de 1998, próximo do Faial.

No entanto, não existe qualquer enquadramento da Sismologia, nos Programas em vigor no Ensino Secundário, na disciplina de Ciências Físico – Químicas, nem sequer nos manuais surgem exemplos ou a exploração de situações envolvendo esta temática. Sendo uma área interdisciplinar na sua essência – os métodos de investigação envolvem conceitos e princípio da Física, a sua interpretação envolve a globalidade das Ciências da Terra, a sua aprendizagem seria facilitada pelo enquadramento referido.

Especificamente, na disciplina de Ciências da Terra e da Vida, do 10º ano, são utilizados os conceitos de onda (transversal, longitudinal e de superfície), de velocidade de propagação e de reflexão e refacção na unidade “Dados Geofísicos da Terra” para explicar e justificar o modelo actualmente aceite para a estrutura interna da Terra. Nas OGP (Orientações de Gestão dos Programas) respeitantes à disciplina de Ciências Físico-Químicas do 10º e 11º anos, que desde Julho de 1996 vigoram, e que seleccionam e identificam um núcleo significativo de objectivos e conteúdos a concretizar, não consta o estudo das Ondas nem de qualquer movimento periódico que envolva a consolidação dos conceitos físicos necessários para a compreensão de como, em Sismologia, se “vê” o inacessível à observação directa a partir do registo e estudo das ondas sísmicas.

As OGP prevêem, no entanto, o estudo de Movimento e Forças (11º ano) e Trocas Energéticas (10º ano) cuja exploração pode propiciar sempre contextos, quer numa aula tradicional, quer em trabalho de projecto, em que este tipo de problemática seja explorado e discutido. A aprendizagem da Física será sempre mais motivadora se aplicada a problemas reais e encarada como um modo de entender o mundo à nossa volta e não como um conjunto de fórmulas abstractas e de problemas estereotipados.

Aprender/ ensinar em contextos interdisciplinares, permitirá a todos (professores e estudantes) uma melhor literacia científica, um aferir de linguagens e o despertar ou consolidar do espírito crítico e do saber trabalhar em cooperação. A aferição de linguagens em áreas interdisciplinares é extremamente importante, quer por permitir detectar situações em que o mesmo conceito é descrito por palavras diferentes em disciplinas diferentes, quer por permitir detectar erros e/ou incorrecções científicas expressos quando os especialistas de uma área aplicam conceitos de uma área afim. Encontra-se em anexo (Anexo I) um pequeno levantamento comentado de incorrecções e/ou erros detectados na bibliografia com objectivos educativos consultada.

Esquematiza-se também em seguida (quadro1), algumas conexões interdisciplinares implícitas e possíveis de explorar nos diferentes capítulos deste trabalho.

Quadro 1 – Algumas conexões interdisciplinares			
Tema	Física	Geologia	Matemática
2- Como investigar o interior da Terra?	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Velocidade de propagação (10º, 11º e 12º) ▪ Atenuação e Dissipação de energia (10º e 11º) ▪ Reflexão ▪ Refracção ▪ Módulos elásticos ▪ Densidade (10º e 12º) 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Tipos de ondas sísmicas (10º) ▪ Interpretação de sismogramas (10º) ▪ Modelo da estrutura interna da Terra (10º) ▪ Zona de sombra na Terra 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Geometria (10º, 11º e 12º) ▪ Trigonometria (10º, 11º e 12º)
3 – Porque ocorrem os sismos?	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Transformações de energia (10º ano) ▪ Forças de atrito (11º e 12º anos) <ul style="list-style-type: none"> - Coeficiente de atrito estático - Coeficiente de atrito cinético ▪ Propriedades elásticas dos materiais (10ºano): <ul style="list-style-type: none"> - Comportamento frágil - Comportamento elástico - Lei de Hooke 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Teoria Tectónica das Placas (10ºano) ▪ Magnitude de um sismo (10ºano) ▪ Momento sísmico ▪ Teoria do ressalto elástico (10ºano) 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Estatística <ul style="list-style-type: none"> - Média, moda, mínimo, máximo (10º) - Desvio padrão (10º) - Calculo de probabilidades (10º) - Distribuição normal (12º) - Distribuição de Poisson ▪ Função logarítmica (12º) ▪ Traçado de gráficos (10º,11º,12º)
4 – Como construir melhor?	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Movimento oscilatório <ul style="list-style-type: none"> - Aceleração (11º e 12º) - Frequência e período próprios (11º e 12º) - Amplitude - Coeficiente de amortecimento - Factor de Qualidade - Ressonância ▪ Leis de Newton (11º e 12º) ▪ Lei de Hooke (10º) 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Escalas de Intensidade sísmica (10º ano) ▪ Efeitos dos sismos (10º ano) 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Função exponencial (12º) ▪ Função logarítmica (12º) ▪ Estatística <ul style="list-style-type: none"> - Média, moda, mínimo, máximo (10º) - Desvio padrão (10º) ▪ Traçado de gráficos (10º,11º,12º)

2 – Como investigar o interior da Terra?

“ The seismograph, recording the unfelt motion of distant earthquakes, enables us to see into the Earth and determine its nature with as great a certainty as if we could drive a tunnel through it”

R.D.Oldham, “The Constitution of the Interior of the Earth as Revealed by Earthquakes”; Quarterly Journal, Geological Society, 1906; citado por Bolt (1999)

A Terra é o planeta onde toda a nossa experiência e cultura científica surgiram e, no entanto, o seu interior é tão inacessível à nossa observação directa quanto uma galáxia distante. Nas mais profundas minas ou através de furos na crosta, o homem penetrou só numa fina camada exterior* e mais de 99% do volume da Terra continua inacessível a qualquer observação directa. Como “ ver” então o inacessível**?

Quando ocorre um sismo ou uma explosão no interior da Terra, parte da energia libertada transforma-se em ondas elásticas que se propagam em todas as direcções. As ondas vão transportar informações sobre a fractura ou deslizamento que ocorreu no foco sísmico mas também, sobre as propriedades dos diferentes materiais atravessados. A sequência temporal com que chegam, a maior ou menor atenuação, as possíveis reflexões e refacções das ondas nas interfaces entre meios com propriedades mecânicas distintas, são informações que se vão repercutir nos sinais detectados através dos sismómetros que medem, amplificam e registam os movimentos do solo no local onde estão posicionados. A posterior interpretação destes registos tem permitido:

- Numa escala global construir, e sucessivamente melhorar, um modelo para a estrutura interna da Terra que, essencialmente é um modelo simples: esfera constituída

* Fowler (2000) refere que o mais profundo furo já efectuado na Terra, tem cerca de 13km e situa-se na Península de Kola - Noroeste (ex- URSS).

** Uyeda, citado por Nottis (1999), compara este modo de obter informações sobre o “inacessível” com o bater numa melancia e “ouvir” como se propaga esse batimento no seu interior para averiguar se está ou não madura.

por camadas concêntricas de diferentes materiais a que correspondem características distintas na propagação das ondas.

- Numa escala local, conhecer com pormenor as heterogeneidades da crosta e efectuar a prospecção de materiais de elevado valor económico, tais como hidrocarbonetos e minerais.

A Sismologia sofreu um grande estímulo nos anos 1950 - 60, em plena Guerra Fria. Bolt (1999) refere que, a necessidade política e militar* de registar e localizar com rigor os testes nucleares realizados pelos adversários políticos, levou ao estabelecimento de uma rede de sismómetros padronizada - World Wide Standardized Seismographic Network (WWSSN). Esta rede, ao registar as oscilações do solo em muitas áreas da Terra, permitiu uma acumulação de dados cuja interpretação contribuiu para a elaboração de um modelo para a estrutura interna da Terra.

Hoje, para além de melhorar o modelo aceite, procura-se detectar e entender anomalias locais ao modelo. Novas técnicas, como a tomografia, permitem obter “imagens” de pormenor, a três dimensões, do interior da Terra. Estas técnicas envolvem o processamento, em simultâneo, de grandes quantidades de informação, feito com o auxílio de computadores de grande memória.

A Sismologia - estudo da passagem das ondas elásticas através da Terra – é actualmente o método mais eficaz de “ver” o inacessível mas existem outras técnicas que também têm contribuído para o conhecimento do interior do Globo como, por exemplo, os estudos sobre o campo gravítico, sobre o campo magnético e sobre as propriedades eléctricas e térmicas das rochas.

*Os militares e os geofísicos, apesar de terem objectivos diferentes, continuam hoje a utilizar tecnologias semelhantes para adquirir dados. Os geofísicos usam os dados obtidos através do GPS (Global Positioning Systems) e obtidos através de satélites com radares que permitem estudos de interferências de ondas (InSAR) para medir as deformações na crosta da Terra. Os militares utilizam o mesmo tipo de dados para obter informações de carácter militar.

2.1 – Os diferentes tipos de ondas* sísmicas

As ondas sísmicas ideais, como refere Lowrie (1997), são ondas elásticas - deformações temporárias nas posições das partículas constituintes do meio, em relação à posição de equilíbrio, proporcionais às forças deformadoras, retomando as partículas as posições iniciais após a passagem da perturbação. Se perto do foco, o comportamento das rochas não pode ser considerado elástico – ocorrem deformações permanentes - durante a propagação das ondas, no interior da Terra, pode-se considerar que esta tem um comportamento elástico**.

As ondas sísmicas, atendendo às diferentes formas de propagação, podem ser de volume ou de superfície. O comportamento das ondas mais importantes em Sismologia será descrito em seguida.

Ondas de volume

As ondas de volume são ondas que se propagam no interior da Terra e podem ser classificadas, de acordo com o modo como se propagam, como ondas longitudinais (P) ou ondas transversais (S).

As mais rápidas das ondas volúmicas, ondas P (“Primary”), são formadas por uma sucessão de compressões e expansões (dilatações). As partículas do meio movem-se para trás e para a frente, na direcção de propagação da própria onda, tendo um comportamento físico análogo ao de um meio percorrido por ondas sonoras***.

Propagam-se através de sólidos, líquidos e gases.

* www.kettering.edu/~drussel/Demos.html – Encontram-se animações dos movimentos das partículas de um meio, quando da propagação de diferentes tipos de ondas mecânicas.

** Em solos sedimentares e pouco compactados este comportamento linear pode não se verificar e ocorrerem fenómenos complexos como a liquefacção do solo.

*** As ondas P, segundo Bolt (1999), de frequência superior a 20Hz, ao atingirem a superfície da Terra podem refractar-se, transmitindo-se na atmosfera e dando origem a ondas sonoras audíveis pelos seres humanos (20 - 10 000Hz) e/ou pelos animais

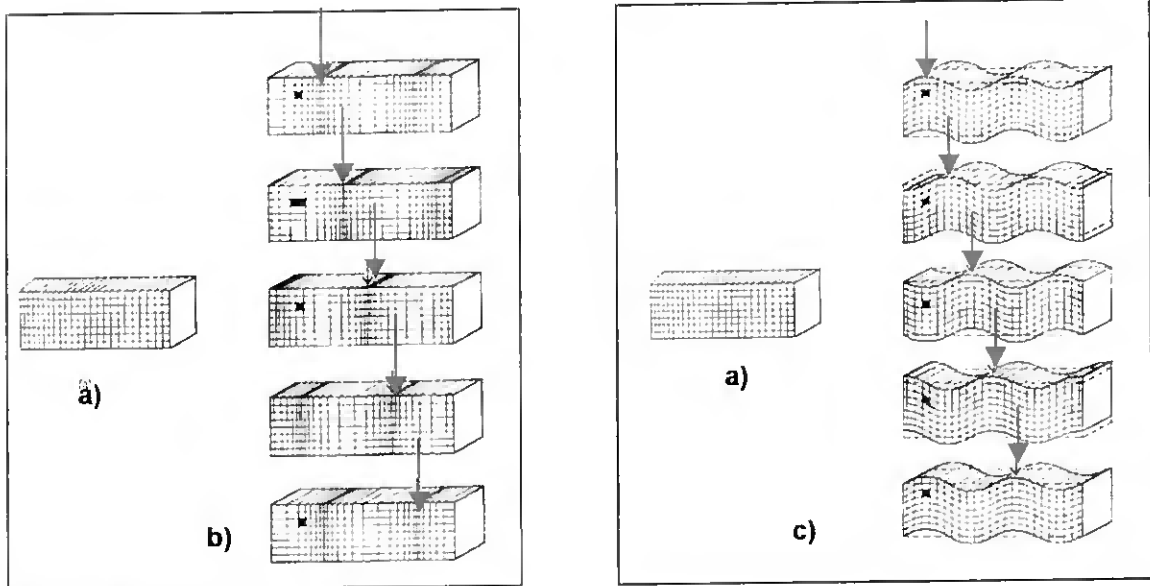


Figura 1: Esquematiza-se:

- a) Uma amostra de um material
- b) As sucessivas deformações provocadas pela passagem de uma onda P. As variações de volume e de forma salientam-se num elemento da amostra marcado a negro.
- c) As sucessivas deformações provocadas pela passagem de uma onda S. O volume de um elemento da amostra marcado a negro mantém-se inalterável e a amostra sofre apenas movimentos de rotação e translação.

Adaptado de Phillips (1968) in Fowler (2000)

As ondas S (“Secondary”) são ondas transversais, isto é, o movimento das partículas é perpendicular à direcção de transmissão de energia. Envolvem a deformação e a rotação dos materiais, mas não ocorrem variações de volume quando da passagem da frente de onda. Os gases e os líquidos podem ser comprimidos mas não deformados de forma elástica, assim as ondas S não se propagam nestes tipos de meios. Este contraste, entre o comportamento das ondas S e P, tem sido utilizado para detectar a presença de zonas líquidas no interior da Terra.

A onda humana que se organiza por vezes, entre os espectadores de um evento desportivo, simula as deformações causadas num meio quando da propagação de uma onda transversal - o levantar e voltar a sentar, em sequência, de muitas pessoas que não saem do seu lugar, é também a propagação de uma perturbação transversal sem causar deslocamento do meio como um todo.

As ondas S têm ainda um comportamento especial - polarizam-se, isto é, o movimento transversal das partículas pode-se desdobrar* num movimento em dois planos perpendiculares entre si - SH e SV, tal como a figura 2 indica.

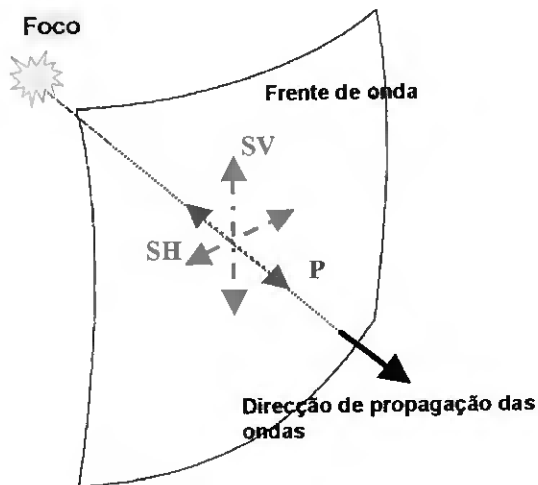


Figura 2: A uma grande distância da fonte, a descrição das deformações de um meio elástico corresponde a considerar:

- As ondas P, longitudinais, que provocam deformações numa direcção coincidente com a direcção de propagação da onda.
- As ondas SH e SV, transversais, que provocam deformações no plano da frente de onda, em direcções perpendiculares à direcção de propagação da onda.

O plano de incidência é o plano em que ocorrem as vibrações P e SV.

Adaptado de Lowrie (1997)

Ondas de superfície

O movimento das rochas produzido quando oscilações P e S chegam à superfície da Terra ou a uma interface entre duas camadas geológicas distintas gera outros tipos de oscilações - oscilações superficiais. São ondas progressivas segundo a superfície do Globo, mas são ondas estacionárias em profundidade. Esta propriedade significa que, as frentes de onda deste tipo de perturbação se propagam perpendicularmente à superfície, como cilindros cujo raio se expande com o tempo (figura 11) e cuja altura depende da frequência da onda considerada. Ondas com frequências diferentes atingem profundidades diferentes.

A amplitude destas ondas decresce com a profundidade mas, quanto menor for a frequência das ondas, maior profundidade atinge a perturbação. Assim, contrariamente ao que o nome sugere (superficiais), este tipo de ondas pode atingir profundidades elevadas. A detecção e análise de ondas superficiais de altas frequências tem permitido

* Este é um aspecto muitas vezes esquecido nas ilustrações das ondas S. Por exemplo, na figura 1 esquematiza-se uma onda SV e não se refere a existência de uma onda SH.

inferir informações sobre a crosta enquanto que, o estudo de ondas superficiais de baixas frequências tem permitido conhecer a estrutura do manto, ou mesmo do núcleo.

As ondas mais importantes ondas deste tipo são chamadas ondas Rayleigh e ondas Love.

As ondas Love provocam o movimento das partículas de uma rocha tal como uma onda S polarizada horizontalmente. Assim, as partículas movimentam-se lateralmente num plano horizontal, fazendo um ângulo recto com a direcção de propagação, tal como a figura 3 esquematiza. Só ocorrem na superfície de um meio em que a velocidade de propagação aumente com a profundidade.

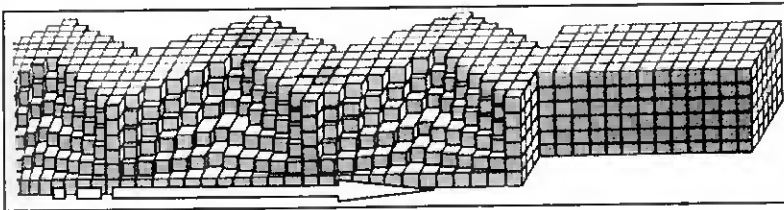


Figura 3: O movimento das partículas causado pelas ondas de superfície - Love Bolt (1976) in Fowler (2000)

As ondas de Rayleigh produzem um movimento do solo diferente e, são as que mais se assemelham ao movimento das ondas superficiais que se podem observar num tanque com água*. As partículas descrevem órbitas elípticas, no sentido retrógrado, orientadas num plano vertical que contém a direcção de propagação da onda, tal como se esquematiza na figura 4.

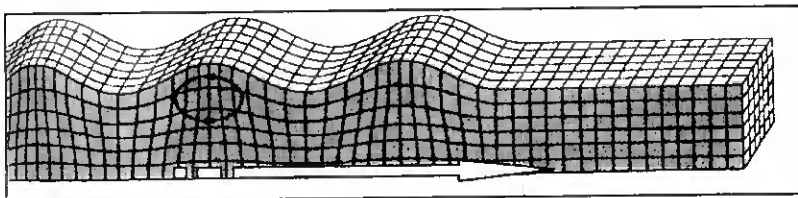


Figura 4: O movimento das partículas causado pelas ondas de superfície - Rayleigh Bolt (1976) in Fowler (2000)

* Nas ondas que se geram na superfície da água são as forças gravíticas que determinam o comportamento e o movimento elíptico das partículas (realizado em sentido directo). Nas ondas sísmicas superficiais são as forças elásticas que actuam entre partículas que determinam o seu movimento.

Oscilações próprias

Tal como qualquer sistema mecânico limitado no espaço, a Terra também tem frequências próprias de oscilação (radiais, esferóides ou toroidais). Estas oscilações que envolvem a deformação global da Terra, podem ser induzidas por um sismo de magnitude elevada e perduram durante horas, ou mesmo dias, até se atenuarem totalmente depois de um grande sismo. O seu estudo é bastante complexo mas permite obter informações* sobre a estrutura da Terra.

2.2 - O registo das diferentes ondas por um sismómetro

Os sismómetros são instrumentos construídos de modo a permitir registar a sequência da chegada, a um local da Terra, das diferentes oscilações, bem como as suas amplitudes e frequências. Possuem, para um registo completo dos movimentos do solo, três componentes perpendiculares entre si: Norte-Sul, Este-Oeste e vertical.

O modo de vibrar característico, dos diferentes tipos de ondas que atingem a superfície, faz com que estas sejam registadas, preferencialmente numa componente do sismómetro.

As ondas P registam-se com maior intensidade na componente vertical; as ondas S, polarizadas como SH e SV, registam-se com maior intensidade nas componentes horizontais; as ondas Love só se registam nas componentes horizontais e as ondas de Rayleigh registam-se em todas as componentes do sismómetro.

Os registos das três componentes de um sismómetro, indicados na figura 5, permitem observar alguns dos aspectos referidos. A figura mostra um registo da componente vertical, da componente radial (segundo uma linha imaginária sobre a superfície da Terra que ligasse o epicentro à estação) e da componente transversal (perpendicular às duas outras componentes) dos deslocamentos do solo. As componentes radiais e

* Fowler (2000) refere que a análise das oscilações próprias da Terra, quando da ocorrência de sismos de grande magnitude, contribuiu para a formulação de um modelo de referência para a estrutura interna da Terra – PREM, em 1981, por Dziewonski e Anderson.

transversais obtêm-se numericamente por composição das componentes Norte-Sul e Este-Oeste, permitindo distinguir entre as oscilações provocadas por ondas SV e SH. A presença dos diferentes tipos de ondas (P, S e das ondas de superfície) num registo sísmico, bem como de todas as suas possíveis reflexões e refrações resultantes da complexa trajectória de uma onda no interior da Terra, mostram uma interessante e complexa combinação de efeitos que não estão presentes no comportamento físico* do som ou da luz.

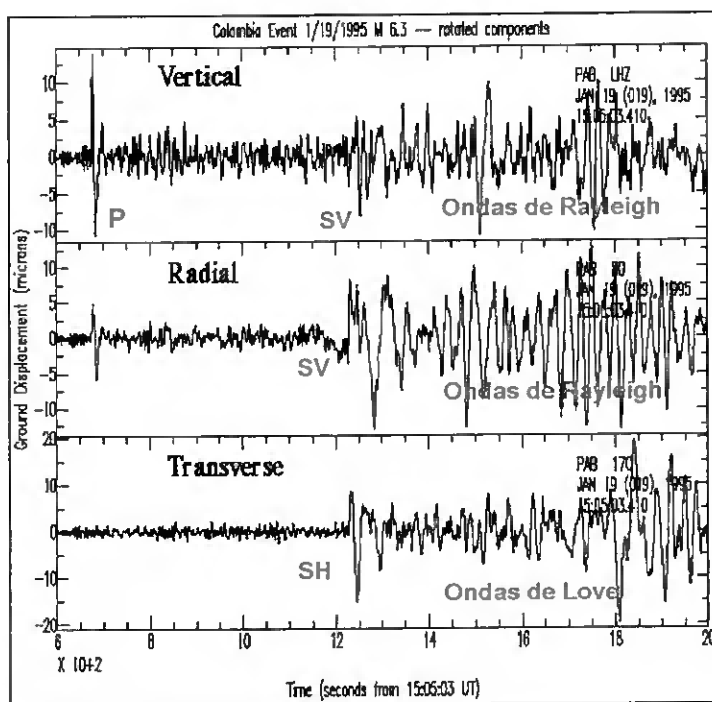


Figura 5: Os sismogramas são registos de um sismo de magnitude 6,3 ocorrido na Colômbia, em 19 de Janeiro de 1994, pelas 15:05:03UT. A estação que o registou situa-se em Espanha (San Pablo) a 70° de distância do epicentro. Em Sismologia as distâncias ao epicentro são medidas à superfície da Terra e exprimem-se em graus ($1^\circ \approx 111$ km). Adaptado de: <http://lasker.princeton.edu/education.html>

2.3 – Como interagem as ondas com o meio em que se propagam? A velocidade de propagação.

2.3.1 – As deformações causadas num meio e os módulos elásticos

A velocidade de propagação de uma onda através da Terra depende das características inerciais (densidade) e elásticas das rochas que compõem o seu interior.

* A frequência das oscilações envolvidas também é muito diferente: as ondas sísmicas, normalmente registadas, têm frequências da ordem dos 0,01 a 500 Hz; o som audível tem frequências entre 20 a 20 000 Hz e a luz visível envolve frequências da ordem dos 10^{15} Hz.

Um elemento de rocha, quando da propagação de uma onda, pode sofrer deformações longitudinais, transversais ou volúmicas. Cada uma destas deformações está relacionada com a tensão deformadora (σ - Força por unidade de área) através de uma constante de proporcionalidade – módulo elástico (figura 6).

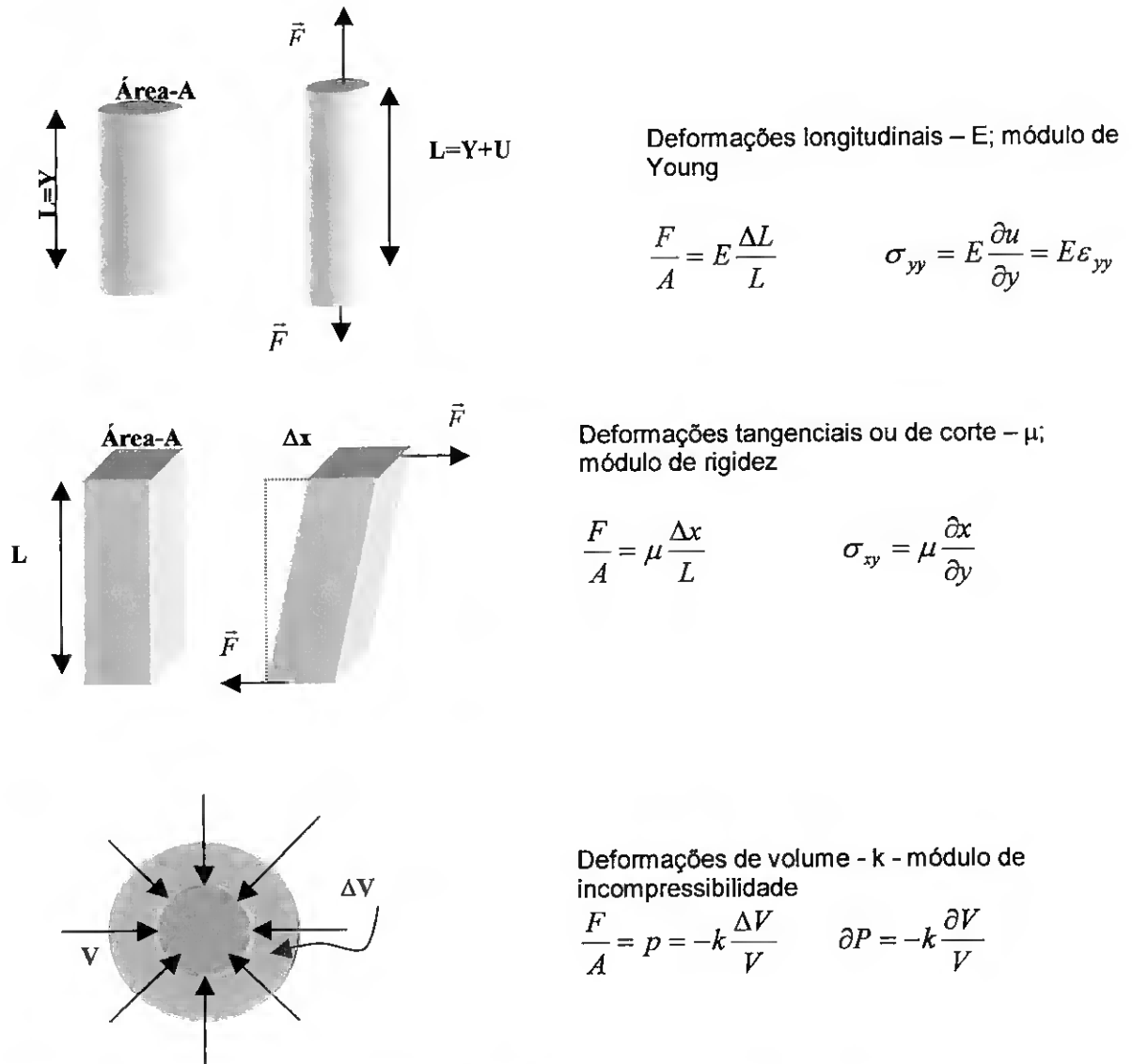


Figura 6: Esquematizam-se diferentes deformações possíveis num sólido elástico. Adaptado de Halliday, Resnick e Walker (1997)

Num sólido elástico, como a Terra, as deformações numa qualquer direcção estão sempre relacionadas com as deformações nos eixos perpendiculares. Por exemplo, se um elemento de volume sofre uma distensão no eixo dos xx' (ϵ_{xx}), nos eixos

perpendiculares, irá sofrer contracções (ε_{yy}), relacionadas entre si pela razão de Poisson (onde ν representa a constante de Poisson para esse material):

$$\varepsilon_{yy} = -\nu \varepsilon_{xx} \quad (1)$$

Assim, a resolução de equação de propagação da onda num meio tridimensional é um estudo complexo, pois envolve analisar, em simultâneo, as deformações de um elemento de volume, nas três direcções do espaço ao longo do tempo.

2.3.2 – A propagação de uma onda longitudinal a uma dimensão

A resolução da equação de propagação de uma onda longitudinal, segundo uma única direcção, envolve considerar somente as contracções e distensões de um meio homogéneo, de densidade (ρ) e de módulo de Young (E), na direcção de propagação da onda, considerando que, as deformações nos eixos transversais não dependem, nem influenciam o que se passa na direcção em estudo.

A equação de propagação desta onda pode ser resolvida considerando um segmento dx , de uma barra homogénea e regular, de secção recta A contida no plano yz , ao longo da qual se pode propagar a onda (figura 7).

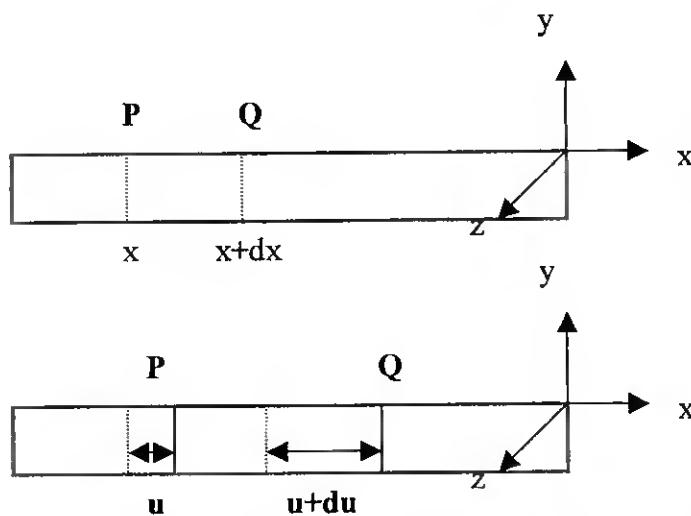


Figura 7: Propagação de uma onda longitudinal a uma dimensão numa barra. Representa-se duas partículas P e Q da barra nas posições respectivas x e $x+dx$. A propagação de uma onda ao longo do eixo xx' provoca um deslocamento de u , na posição da partícula P e de $u+du$ na posição da partícula Q.

A força resultante dF que actua no segmento dx , de massa $\rho A dx$, é dada pela aplicação da 2ª Lei de Newton:

$$dF = \rho \cdot A dx \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2)$$

A deformação longitudinal (u) do elemento da barra pode-se relacionar com a tensão (σ_{xx}) que sobre ele actua através do módulo de Young:

$$\sigma_{xx} = E \frac{\partial u}{\partial x} \quad (3)$$

A tensão foi definida como a força que actua por unidade de área, assim a expressão (3) pode-se reescrever em função da força deformadora como:

$$F = \sigma_{xx} \cdot A \quad (4)$$

Diferenciando a equação (4), calcula-se a força resultante (dF) que actua sobre o elemento dx da barra, em função da constante elástica do meio:

$$dF = A \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx \quad dF = A \cdot E \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} dx \quad (5)$$

Conjugando as expressões (2) e (5), obtemos a equação de propagação da onda longitudinal unidimensional:

$$\rho \cdot A dx \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = A E \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} dx \quad \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{E}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (6)$$

A velocidade de propagação da onda longitudinal, a uma dimensão, é dada por:

$$V = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \quad (7)$$

A análise dimensional da situação anterior permite também prever qual a relação de proporcionalidade entre a velocidade de propagação destas ondas e as características inerciais (ρ) e elásticas (E) do meio.

As dimensões das grandezas referenciadas são respectivamente:

$$[V] = L \cdot T^{-1} \quad [\rho] = M \cdot L^{-3} \quad [E] = M \cdot T^{-2} \cdot L^{-1} \quad (8)$$

A proporcionalidade entre estas grandezas, de modo a que se mantenha a homogeneidade dimensional, deve obedecer à relação indicada em (9):

$$[V] = [\rho]^a [E]^b \quad (9) \quad L.T^{-1} = M^a L^{-3a} M^b T^{-2b} L^{-1b}$$

As soluções desta equação são: $b = 1/2$ e $a = -1/2$. Assim, a velocidade de propagação da uma onda longitudinal a uma dimensão será dada por:

$$V = \text{cons} \sqrt{\frac{E}{\rho}} \quad (10)$$

A análise dimensional permite concluir que, a velocidade de propagação da onda é directamente proporcional à raiz quadrada do módulo de Young e inversamente proporcional à raiz quadrada da densidade do meio. A constante de proporcionalidade, *cons*, não pode ser determinada através deste estudo, mas comparando esta solução com a obtida em (7) verifica-se que o seu valor é de 1.

A periodicidade no comportamento da onda, no tempo e no espaço, permite exprimir a solução da equação de propagação, no caso simples de um movimento harmónico unidimensional, como uma função sin ou cos. Por exemplo, durante a passagem de uma onda P na direcção xx' , o deslocamento periódico (u) de uma partícula da frente de onda em relação à posição de equilíbrio e a sua velocidade de vibração (v), serão dadas respectivamente por:

$$u = A \sin 2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{T} \right) = A \sin(kx - \omega t) \quad (11)$$

$$v = \frac{du}{dt} = -\omega A \cos(kx - \omega t) \quad (12)$$

Onde A representa a amplitude da oscilação, T o período da oscilação, λ o comprimento de onda, k o número de onda, ω a frequência angular e $(kx - \omega t)$ a fase da oscilação.

A velocidade de propagação de uma onda, expressa pela expressão (7), é distinta da velocidade de vibração das partículas, expressa pela relação (12). A frente de onda* propaga-se com uma fase de oscilação constante e com uma velocidade V que, pode ser deduzida a partir da expressão (12), relacionando-se a velocidade de propagação da onda nesse meio com o seu comprimento de onda e frequência. Como a fase da frente de onda é constante no tempo, a sua derivada em ordem ao tempo é nula e podemos assim, deduzir a expressão (13):

$$kx - \omega t = \text{const} \quad \frac{d(kx - \omega t)}{dt} = 0 \quad k \frac{dx}{dt} = \omega \quad V = \frac{dx}{dt} = \frac{\omega}{k}$$

$$V = \lambda \cdot f \quad (13)$$

Substituindo a solução (11) na equação diferencial (6) e usando a relação anterior, é possível verificar que o movimento harmónico obedece à equação de propagação das ondas a uma dimensão.

O padrão de uma onda sísmica é muito mais complexo do que o de uma onda sinusoidal pois, um sismograma representa uma sobreposição no tempo e no espaço de diferentes ondas, com diferentes amplitudes e frequências. A análise de Fourier permite, no entanto, analisar esses padrões complexos considerando-os uma sobreposição de ondas harmónicas de determinadas frequências e amplitudes.

2.3.3 - A velocidade de propagação em função dos módulos elásticos

A resolução da equação de propagação de uma onda num espaço tridimensional e isotrópico** permite, como refere por exemplo Fowler (2000), deduzir expressões para a velocidade de propagação das ondas P e S, em qualquer direcção, em função dos

* Define-se como raio sísmico as linhas traçadas no espaço com a direcção da propagação da onda e por frente de onda a superfície sobre qual a fase de perturbação é constante.

** Alguns meios são anisotrópicos – as relações entre as tensões e as deformações verificam relações lineares (meios que se podem considerar elásticos) mas as constantes de proporcionalidade (e consequentemente as velocidades de propagação) dependem da direcção de propagação da onda relativamente aos eixos de simetria dos minerais constituintes da rocha. A olivina, constituinte maioritário do manto, tem um comportamento anisotrópico.

módulos elásticos desse meio, rigidez (μ) e incompressibilidade (k) e da sua densidade (ρ).

$$V_P = \alpha = \sqrt{\frac{\left(k + \frac{4}{3}\mu\right)}{\rho}} \quad (14)$$

$$V_S = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (15)$$

As fórmulas apresentadas para as ondas S e P são consistentes com as propriedades destas ondas descritas anteriormente:

- Durante a passagem de uma onda S ou de uma onda P um elemento de uma rocha sofre deformações na forma. A maior ou menor rigidez desse meio - μ - influencia as duas velocidades.
- As ondas P provocam alterações de volume. É de esperar que da maior ou menor incompressibilidade (k) do meio resultem maiores ou menores velocidades de propagação das ondas P.
- As ondas S não provocam alterações no volume de um elemento de rocha – a velocidade de propagação destas ondas não depende da incompressibilidade do meio.
- A velocidade de propagação das ondas S e P não depende da frequência da onda.

As ondas de superfície têm uma velocidade de propagação menor que as ondas P e menor, apesar de próxima, que as ondas S. As ondas de Love são mais rápidas que as de Rayleigh mas ambas têm uma particularidade comum - a sua velocidade de propagação, ao contrário das ondas de volume, depende da frequência da onda. Ondas superficiais de menor frequência atingem profundidades maiores, propagando-se em zonas de maior rigidez a que corresponde uma maior velocidade de propagação. Este comportamento das ondas superficiais faz com que se dispersem* no tempo e assim, sismómetros a uma

* O comportamento dispersivo das ondas superficiais no tempo é equivalente à dispersão no espaço, da luz branca, por um prisma de vidro.

distância cada vez maior do foco vão registar as oscilações provocadas por este tipo de ondas, num intervalo de tempo mais e mais alargado, tal como se observa nos registos da figura 8. Em cada um dos registos serão as ondas superficiais de menor frequência, e portanto de maior período (as mais rápidas), as primeiras a serem registadas, tal como também se observa nos registos da figura 8, painel inferior.

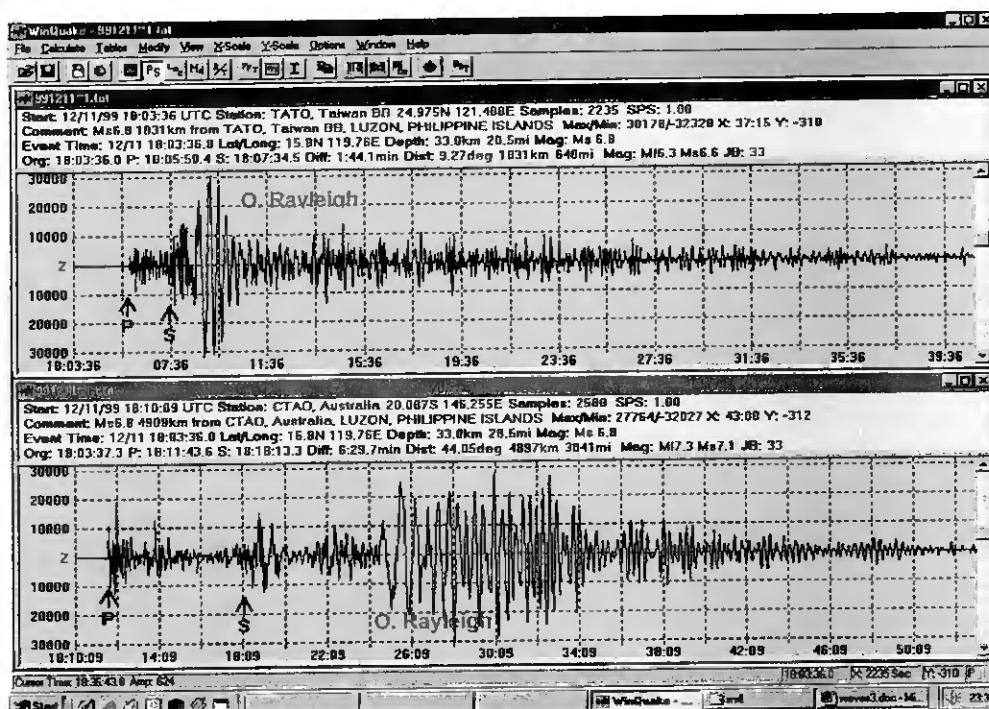


Figura 8: No dia 12/11/99 um sismo de Magnitude 6,8, com epicentro nas Ilhas Filipinas, foi registado em Taiwan a cerca de 9,3° de distância (registo superior) e na Austrália, a cerca de 44° de distância (registo inferior) do epicentro

No registo superior a diferença entre o tempo de chegada das ondas P e S é de 1,4 minutos; no registo inferior é de 6,3 minutos. A comparação dos dois registos permite também observar a dispersão no tempo dos sinais associados a ondas de superfície – neste caso de Rayleigh, porque se tratam de registos proporcionais ao movimento vertical do solo.

Registos obtidos através da versão “trial-demo” do software –WinQuake2,6
(<http://psn.quake.net/software.html>)

A determinação pelos sismólogos das velocidades de propagação das ondas, em diferentes partes do interior da Terra, e a comparação destes resultado com os obtidos em ensaios em laboratórios* (figura 9), em que se determinam as velocidades de

* A Actividade Experimental A tem como um dos objectivos fundamentais a determinação da velocidade de propagação das ondas P em amostras minerais.

propagação de ondas em minerais e rochas submetidos a diferentes condições de pressão e temperatura, contribuíram e contribuem para que se possa inferir qual a composição mineralógica de diferentes zonas no interior da Terra. São inferências muito complexas pois, muitos factores, frequentemente imponderáveis a partir da superfície, podem influenciar o comportamento das rochas no interior da Terra. A existência de água, a porosidade das rochas e a existência de fracturas na sua estrutura, a possibilidade de nessas condições de pressão e temperatura os minerais sofrerem transições de fase, tudo são factores que complicam a interpretação dos dados.

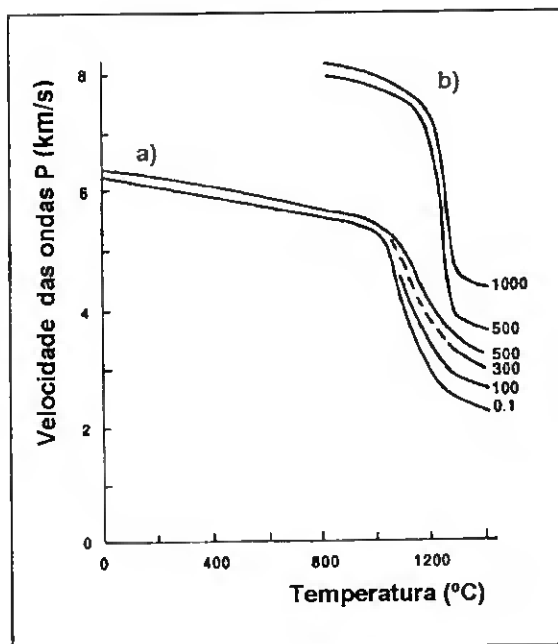


Figura 9: Efeito da temperatura e da pressão na velocidade das ondas P em amostras de rocha – ensaios realizados em laboratório. Os números próximos de cada curva indicam a pressão (MPa) a que os ensaios foram realizados.

Nota-se a súbita diminuição na velocidade de propagação quando da transição de estado sólido-líquido (S-L) nas diferentes amostras.

- a) Ensaio em basalto seco – Transição S-L entre 1000°C e 1200°C
- b) Ensaio em peridotito – Transição S-L entre 1200°C e 1300°C

Khitarov et al (1983) in Fowler (2000)

Apesar da sua complexidade, a determinação das velocidades de propagação das ondas e a sua relação com as propriedades dos materiais* permitiram fazer importantes deduções sobre a estrutura interna da Terra:

- Os líquidos têm rigidez nula ($\mu = 0$) e a velocidade das ondas S é nula nos líquidos.

Nas observações dos registos sísmicos só é detectada uma zona extensa, no interior da

* <http://quake.wr.usgs.gov/info/listen/index.html> - Encontram-se simulações que permitem "ouvir" ondas sísmicas que se propagam em meios diferentes.

Terra, onde estas ondas não se propagam – núcleo externo. Este deve-se encontrar no estado líquido.

▪ Os dois módulos elásticos, envolvidos nas equações das velocidades das ondas volúmicas, são sempre positivos. A análise das fórmulas permite concluir que a velocidade das ondas P é sempre maior que a velocidade das ondas S. Nos registos sísmicos, as ondas P são sempre as primeiras a serem registadas; sismómetros a uma distância cada vez maior do epicentro vão registar uma diferença entre os instantes de chegada das ondas P e S ($t_P - t_S$) cada vez maior, tal como se observa na figura 8. Segundo o Manual of Seismological Observatory Practice (1979), para a maior parte dos materiais na Terra, verifica-se a seguinte relação $V_P/V_S \approx \sqrt{3}$.

▪ Na Terra, a pressão e a temperatura aumentam com a profundidade. Estes dois factores contribuem de modo oposto para a velocidade de propagação das ondas. Um aumento da temperatura (μ diminui) leva a menores valores na velocidade mas, um aumento na pressão (μ e k aumentam) provoca um aumento na velocidade das ondas. Este último factor é o preponderante quando a profundidade aumenta – a velocidade de propagação das ondas volúmicas aumenta*, de um modo geral, com a profundidade.

▪ Na Terra quando a pressão aumenta, a densidade das rochas aumenta também. Analisando as expressões para a velocidade de propagação, a afirmação anterior pode parecer contraditória, pois a velocidade de propagação aumenta com a profundidade mas é inversamente proporcional à raiz quadrada da densidade. A explicação, dada por exemplo por Fowler (2000), para esta aparente contradição é que, quer os módulos elásticos, quer a densidade de uma rocha dependem da pressão a que ela se encontra

* A grande excepção, a esta variação global, é a transição manto-núcleo, onde a velocidade das ondas P passa de 14 km/s para 8 km/s e a velocidade das ondas S diminui de 8km/s para 0 km/s. Esta excepção resulta de alterações na composição química e no estado físico que ocorrem na interface entre o manto e o núcleo.

mas, os valores dos módulos elásticos aumentam mais depressa que a densidade com o aumento da pressão.

- O módulo de rigidez de um material diminui quando a temperatura aumenta, a sua resistência a alterações de forma diminui tornando-se cada vez mais plástico. Zonas no interior da Terra, com velocidades mais baixas que o esperado para essa profundidade, vão estar relacionadas com zonas onde as rochas se encontram próximo das condições de fusão. Em ensaios laboratoriais, tal como o indicado na figura 9, esta relação também tem sido observada.

2.4 – Como interagem as ondas com o meio onde se propagam? A Atenuação

O espectro de ondas (tipo de ondas emitido preferencialmente, amplitudes relativas, frequências dominantes) associado a um evento depende da fonte sísmica mas, quando se propagam, as ondas vão alterar-se progressivamente reflectindo as interacções com o meio. Uma dessas alterações é visível na amplitude* das oscilações que vão progressivamente diminuindo à medida que a onda se afasta da fonte, tal como se observa na figura 10.

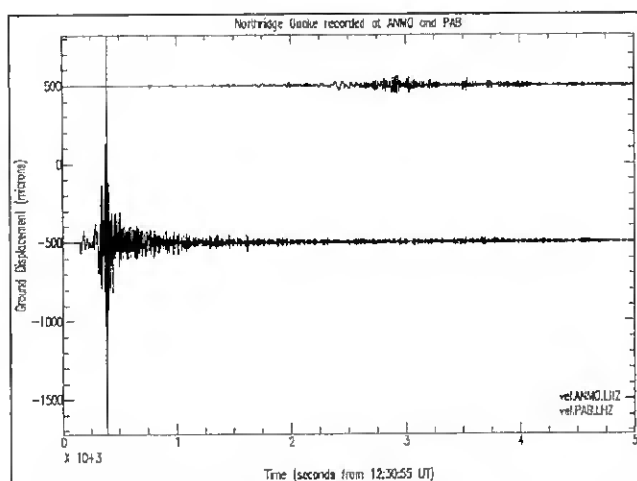


Figura 10: A 17/1/94, com epicentro na Califórnia, Northridge ocorreu um sismo de magnitude 6,7. Os registos representam a componente vertical das oscilações do solo:

O registo superior foi efectuado em San Pablo, Espanha a cerca de 85° de distância do epicentro.

O registo inferior foi realizado em Albuquerque, a cerca de 1110km do epicentro (menos que 10°).

Adaptado de:

<http://asker.princeton.edu/education.html>

A diminuição na amplitude das oscilações ocorre principalmente por uma razão geométrica pois, durante a propagação, a frente de onda tem uma área cada vez maior.

* Normalmente, os efeitos na atenuação medem-se na amplitude, já que é ela que é proporcional à altura dos picos registados num sismograma.

Mas a atenuação reflecte também, as interacções não elásticas com o meio e o Manual of Seismological Observatory Practice (1979) refere ainda, a difusão das ondas nas heterogeneidades do meio, como um contributo para a atenuação da amplitude das oscilações. Estes dois últimos efeitos são habitualmente muito difíceis de distinguir.

A atenuação geométrica está presente quer o meio seja elástico ou não, é previsível e afecta de igual modo todas as frequências do sinal. Podemos explicá-la considerando o que se passa num meio perfeitamente elástico, tal como se faz de seguida.

A densidade de energia (energia por unidade de volume na frente de onda) pode ser calculada através da densidade de energia cinética máxima associada à frente de onda. Considerando a expressão (12) para a velocidade de oscilação de uma partícula, a densidade de energia E , será dada por:

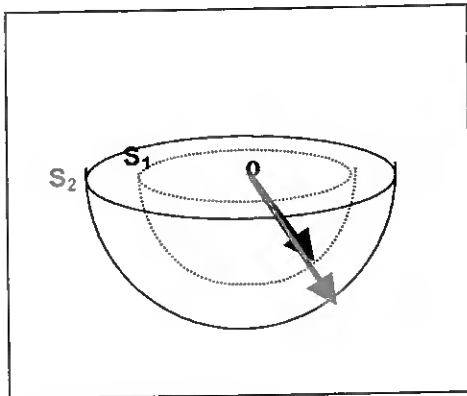
$$E = \frac{K_{máx}}{V} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)_{máx}^2 \qquad E = \frac{1}{2} \rho \cdot A^2 \cdot \omega^2 \qquad (16)$$

A densidade de energia é assim directamente proporcional ao quadrado da amplitude das vibrações.

As características diferentes no modo de propagação das ondas volúmicas e de superfície fazem com que, as frentes destas ondas tenham áreas progressivamente maiores mas, significativamente diferentes num caso e noutro, tal como se pode observar na figura 11. No caso das ondas volúmicas, a diminuição da amplitude vai depender de $1/r$ e no caso das ondas superficiais, a atenuação é mais lenta, dependendo de $\frac{1}{\sqrt{r}}$. Esta diferente atenuação geométrica explica porque é que, nos registos sísmicos, as ondas de maior amplitude correspondem normalmente* a ondas superficiais – são as menos atenuadas.

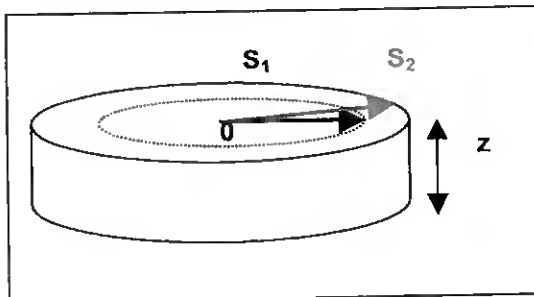
* Existem registos em que as ondas superficiais são pouco visíveis. Por exemplo: um sismo com foco muito profundo não gera ondas de superfície consideráveis e quando um sismo é registado muito perto do epicentro ainda não se desenvolveram bem as ondas superficiais.

Figura 11: Representam-se duas frentes de onda S1 e S2 (foco no ponto o) bem como dois raios. No caso a) as frentes de onda representadas dizem respeito a ondas volúmicas e no caso b) a ondas de superfície.



a) A energia das ondas de volume distribui-se pela superfície de uma esfera de raio r e área $4.\pi.r^2$ cada vez maior. A energia (E) na frente de onda – S₂ deve-se relacionar com a energia no foco através de:

$$E_2 \propto \frac{E_0}{4.\pi.r_2^2} \quad A_2 \propto \frac{1}{r_2} \quad (A = \text{amplitude})$$



b) A energia das ondas de superfície distribui-se pela superfície e um cilindro de altura z de base de área $\pi.r^2$. A energia (E) na frente de onda – S₂ - deve-se relacionar com a energia no foco através de:

$$E_2 \propto \frac{E_0}{2.\pi.r_2.z} \quad A_2 \propto \frac{1}{\sqrt{r_2}} \quad (A = \text{amplitude})$$

A diminuição da amplitude* das ondas ocorre também devido a interacções não elásticas com os materiais da Terra. A fricção, que ocorre durante a vibração das partículas de um meio quando da passagem da frente de onda, e a dissipação da energia por atrito que provoca, vão dar importantes informações sobre as propriedades não elásticas do interior da Terra. A este efeito na amplitude das oscilações chama-se atenuação inelástica. Pode definir-se um parâmetro, factor de qualidade – Q^{**} – para medir a quantidade de energia atenuada por efeitos não elásticos:

$$\frac{1}{Q} = -\frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (17)$$

* Um dos objectivos fundamentais da Actividade Experimental A é a observação da atenuação das ondas P, em diferentes materiais.

** Para um meio perfeitamente elástico Q tem um valor infinito; para um meio totalmente dissipativo Q tem o valor zero.

Onde: ΔE = Energia dissipada num ciclo de onda completo; E = Energia total associada a essa vibração.

A taxa com que a energia de uma onda é atenuada ao longo de um ciclo não é constante: é máxima quando a velocidade é máxima e é nula quando a velocidade se anula (figura 12).

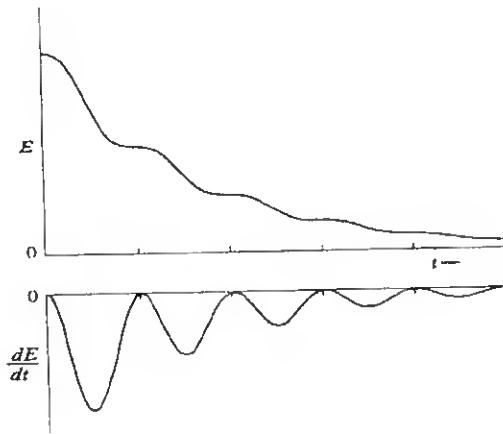


Figura 12: Os gráficos da figura mostram como a energia deste oscilador não é amortecida de um modo constante no tempo.
Adaptado de Marion e Thornton (1995)

De acordo com a expressão (16) a energia da oscilação é proporcional ao quadrado da amplitude, e assim o decaimento exponencial da amplitude das oscilações pode ser relacionado com a distância (x) percorrida ao longo de um eixo, com o factor de qualidade Q desse meio e com o comprimento de onda λ .

$$\frac{dE}{E} = 2 \frac{dA}{A}$$

$$A = A_0 \cdot e^{-\frac{\pi \cdot x}{Q \cdot \lambda}} \quad (18)$$

A atenuação inelástica é um processo selectivo, isto é, não afecta de igual modo todas as frequências. Uma onda de alta frequência, a que corresponde um pequeno comprimento de onda, completa um maior número de ciclos para percorrer uma dada distância do que, uma onda de pequena frequência, a que corresponde um grande comprimento de onda. Assim, as altas frequências são mais atenuadas do que as baixas, alterando-se o

espectro do sinal à medida que se afasta da fonte. Fazendo uma analogia com os filtros utilizados em sistemas electrónicos podemos dizer que a Terra funciona como um filtro passa baixo.

Em geral, o factor Q associado a ondas tipo P é maior que o associado a ondas tipo S – pois as ondas S* são emitidas geralmente numa gama de frequências mais elevada que as P e logo mais atenuadas pelas razões apresentadas anteriormente.

A dependência do factor de qualidade com a frequência é expressa usualmente e de acordo com o Manual of Seismological Observatory Practice (1979) por:

$$Q(f) = Q_0 f^\eta \quad (19)$$

Onde: f representa a frequência do sinal; η representa o parâmetro de dispersão; Q_0 representa um factor constante.

Num estudo realizado por Martins, Matias e Mendes Victor (1998), dos registos de sismos com epicentro na zona que se estende desde o banco de Gorringe até ao sul do Algarve, o parâmetro de dispersão registado foi da ordem de 1, e os valores medidos para o factor de qualidade na frequência de referência de 1Hz, com uma ordem de grandeza de 10^3 .

Na Terra, a atenuação por comportamento não elástico de um meio é maior em zonas em que as condições de pressão e temperatura são tais, que as rochas têm um comportamento mais plástico. Uma zona de grande atenuação é uma zona com baixo valor de Q .

Os estudos da atenuação sísmica têm contribuído para o conhecimento da estrutura interna da Terra. Na figura 13 esquematiza-se um corte transversal na região entre a Fossa de Tonga e as ilhas Fijian (onde se localiza uma zona de subducção que se estende por mais de 600km de profundidade) e os resultados de uma investigação

* No entanto a amplitude registada das ondas S é geralmente maior do que a das ondas P porque durante um sismo são, normalmente, geradas com maior amplitude.

detalhada na atenuação das ondas S_n e P_n (n = ondas que se propagam no manto superior).

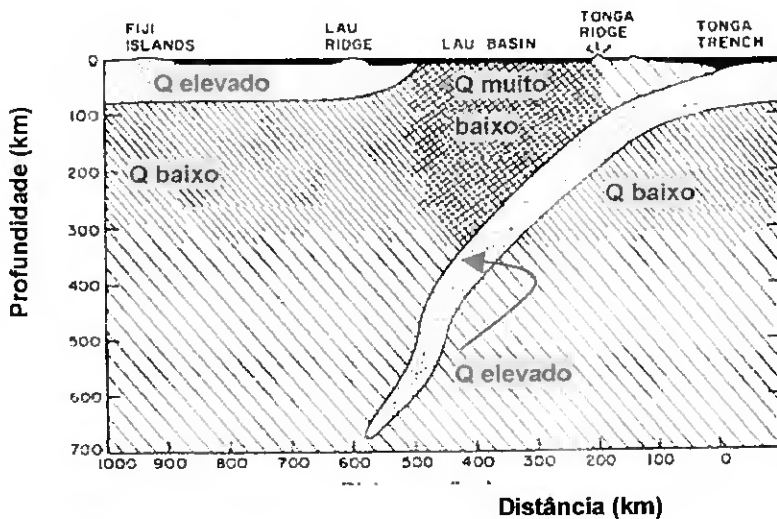


Figura 13: A zona de Q muito baixo (grande atenuação), por cima da placa que sofre subducção corresponde a uma zona com actividade vulcânica e com uma estrutura térmica mais elevada que as zonas envolventes de igual profundidade. Nesta zona, registam-se também velocidades de ondas sísmicas inferiores às esperadas. As zonas de Q baixo correspondem à astenosfera. A placa que sofre subducção fria, rígida e de elevada densidade é caracterizada por um Q elevado, isto é, pequena atenuação. Adaptado de Barazangi and Isacks (1971) in Fowler (2000).

A atenuação sísmica ocorre também por difusão das ondas que interagem com as pequenas heterogeneidades do meio. Este factor tem grande importância se as dimensões das heterogeneidades e o comprimento de onda da oscilação que se propaga forem da mesma ordem de grandeza. Afecta assim, mais as oscilações de pequeno comprimento de onda (frequência elevada). Este tipo de atenuação é mais elevado em rochas sedimentares e pouco consolidadas e em rochas muito heterogéneas. Nos sismogramas, a dispersão na energia da onda causada pelas pequenas heterogeneidades de um meio é visível pela “cauda” ou coda que secunda a chegada de uma fase e que pode dificultar a identificação da fase seguinte.

2.5 – Como interagem as ondas com o meio onde se propagam? A reflexão e refacção.

Tal como todas as ondas, as ondas sísmicas sofrem reflexões e refacções quando atingem interfaces onde as propriedades elásticas dos meios mudam. A importância destes fenómenos, na tentativa de “ver” o interior da Terra, assenta em duas vertentes:

- As grandes descontinuidades no interior da Terra, zonas onde os raios sísmicos modificam a sua trajectória por sofrerem reflexão e/ou refacção, foram inferidas a partir da análise dos registos sísmicos. Era esperada a chegada de uma determinada fase a uma estação – a sua ausência nos registos, a sua chegada “cedo” ou “tarde” demais ou ainda, a chegada de mais fases do que as previstas levaram à inferência de uma estrutura da Terra por camadas, em cujas interfaces a trajectória dos raios se alterava.
- Os detalhes da crosta e a presença de recursos de alto valor económico, tais como hidrocarbonetos e água, podem ser pesquisados utilizando técnicas de reflexão e/ou refacção em que se provocam eventos artificiais, de energia, frequência e posição controláveis.

2.5.1 - A lei de Snell

A lei da Física que descreve as reflexões e refacções sofridas por uma onda numa interface é a lei de Snell, que pode ser deduzida a partir do Princípio de Fermat. Este, quando aplicado em Sismologia, diz que, de entre todos os caminhos possíveis entre dois pontos, o raio sísmico toma o caminho que minimiza o tempo de trânsito.

Considerando a reflexão de um raio sísmico, representado na figura 14, numa interface horizontal, fronteira entre dois meios onde as velocidades de propagação são respectivamente V_1 e V_2 . O tempo necessário para o percurso, de A para B, em função da distância x é dado por:

$$t(x) = \frac{AO}{V_1} + \frac{OB}{V_1}$$

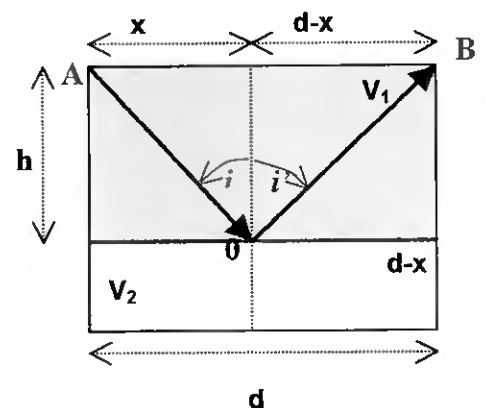


Figura 14- Reflexão numa superfície horizontal

$$t(x) = \frac{\sqrt{x^2 + h^2}}{V_1} + \frac{\sqrt{(d-x)^2 + h^2}}{V_1}$$

Derivando a expressão anterior em relação a x e igualando o resultado a zero obtemos a condição, entre as grandezas envolvidas, para que o tempo de percurso seja mínimo. A condição é dada por:

$$\sin i = \sin i' \quad (20) \quad \text{Lei de Snell* para a reflexão}$$

Considerando a refração de um raio sísmico (figura 15) na mesma interface e efectuando cálculos similares obtêm-se a condição, entre as grandezas envolvidas, para que o tempo de percurso seja mínimo. A condição é dada por:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (21) \quad \text{Lei de Snell* para a refração}$$

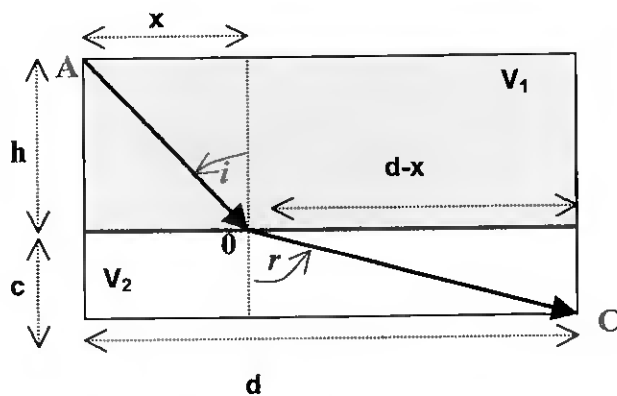


Figura 15: Refracção de um raio sísmico numa superfície horizontal; $V_2 > V_1$. Os raios transitam para um meio onde a velocidade de propagação é maior - afastam-se da normal.

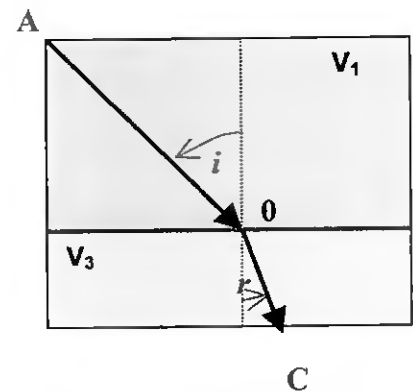


Figura 16: Refracção de um raio sísmico numa superfície horizontal; $V_3 < V_1$. Os raios transitam para um meio onde a velocidade de propagação é menor - aproximam-se da normal.

Pode-se definir o ângulo crítico θ_c , como o ângulo de incidência a partir do qual não existem ondas refractadas ($\sin r_c = 1$); isto é, para ângulos superiores a θ_c toda a energia da onda incidente é transferida para a onda reflectida** (figura 17):

* Todos os ângulos referidos devem ser medidos em relação à normal à interface.

** Na Terra, as ondas sísmicas que sofrem reflexão com ângulos superiores ao crítico dão origem a fases registadas em estações distantes com amplitudes significativas.

$$\sin \theta_c = \frac{V_1}{V_2} \quad (22)$$

No caso limite, em que o ângulo de incidência é igual a θ_c , a onda refractada viaja na interface como onda de superfície com uma velocidade V_2 (figura 17.b).

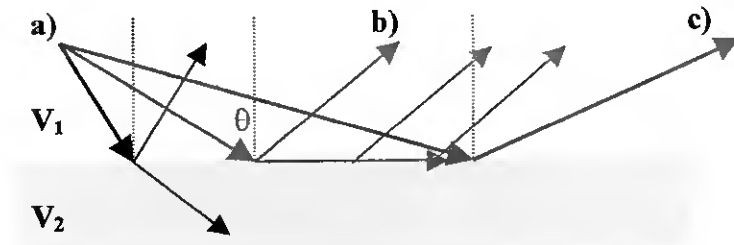


Figura 17: Trajecto de raios sísmicos com diferentes ângulos de incidência numa interface ($V_2 > V_1$)

- a) o ângulo de incidência é menor que o ângulo crítico
- b) o ângulo de incidência coincide com o ângulo crítico
- c) o ângulo de incidência é superior ao ângulo crítico.

2.5.2 – Modos de conversão

As vibrações provocadas pela onda P numa interface não só comprimem mas também deformam esta superfície. Assim, como refere por exemplo Fowler (2000), ocorrem na interface conversões de ondas rápidas P em ondas mais lentas SV, cujas relações angulares obedecem à lei de Snell (figura 18). Esta conversão é simétrica - a conversão de ondas SV em P também pode ocorrer. Não surgem, no entanto, ondas reflectidas ou refractadas SH quando incide na interface uma onda tipo P. Estas conversões têm, por vezes, uma grande importância na interpretação dos sismogramas.

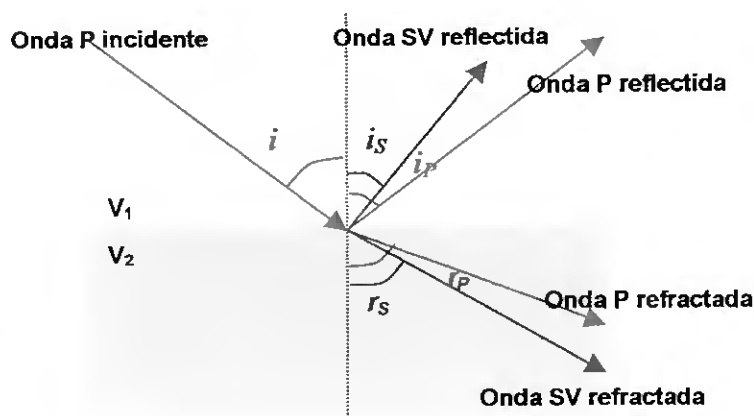


Figura 18: Aplicando a lei de Snell, à situação representada na figura em que $V_2 > V_1$:

$$\frac{\sin i}{V_{P1}} = \frac{\sin r_P}{V_{P2}} = \frac{\sin r_S}{V_{S2}} = \frac{\sin i_S}{V_{S1}}$$

Como as velocidades das ondas P e S num meio são diferentes, o ângulo crítico para a onda P incidente /P reflectida não coincide com o ângulo crítico para a onda P incidente /SV reflectida.

A explicação para a ocorrência de determinados modos de conversão assenta na necessidade de continuidade na interface, quer das tensões normais e tangenciais aplicadas entre elementos de volume contínuos, quer na necessária continuidade das deformações que as tensões aplicadas provocam*.

O movimento provocado por uma onda P incidente (figura 18) é longitudinal; não existe, no meio 1, nenhum movimento num plano perpendicular ao plano da figura 18. Isto significa que, após a interacção da onda com a interface também não podem existir oscilações neste plano - não vão existir oscilações SH nem reflectidas, nem refractadas. Poderão sim, existir oscilações transversais no plano da figura – oscilações SV.

De um modo similar:

- Uma onda incidente tipo SV só poderá converter-se em ondas reflectidas e refractadas P e SV.
- Uma onda incidente SH (toda as oscilações no meio 1' ocorrem num plano perpendicular ao plano da figura) não pode dar origem a oscilações no plano da figura, logo uma onda SH só pode gerar ondas reflectidas e refractadas SH.
- Uma onda P que incida verticalmente na superfície não provocará nela deformação laterais e portanto, não se formarão ondas S, de qualquer tipo.

Reading (1999) descreve um exemplo, relacionado com a investigação sismológica na Antárctica, de como a conversão entre tipos de oscilações permitem inferir características do interior da Terra.

A Antárctica é um continente quase totalmente coberto por gelo e com uma actividade sísmica muito pequena. A análise de registos sísmicos de fontes distantes e a sua interpretação em termos das possíveis conversões de tipos de ondas tem contribuído para o conhecimento da estrutura da crosta. No esquema da figura 18A, as ondas P,

* Se não existisse uma continuidade nas deformações normais, desenvolver-se-ia um vazio na interface ou esta sofreria colapso; se não existisse continuidade nas deformações tangenciais, os meios mover-se-iam um em relação ao outro.

dado o longo trajecto que efectuaram através do interior da Terra, incidem quase na perpendicular, convertendo-se parcialmente na descontinuidade crusta-manto, por baixo da estação, em ondas SV. As ondas P e as ondas SV que vão atingir a estação são facilmente identificáveis, pois são detectadas por componentes específicos do sismómetro e, transportam assim, informação sobre a transição manto-crusta naquela região.

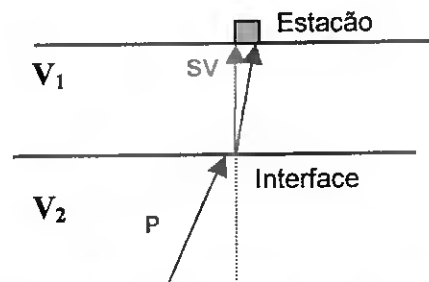


Figura 18A: Conversão parcial de ondas P em ondas S na interface manto superior – crusta onde se verifica a relação $V_2 > V_1$. Adaptado de Reading (1999)

2.5.3 – A distribuição da energia, na interface, entre ondas reflectidas e refractadas

A amplitude relativa das diferentes ondas envolvidas na interacção com uma interface está relacionada com a distribuição de energia ($E \propto A^2$ de acordo com a expressão (16)) que ocorre e é bastante complexa, dependendo fortemente do ângulo de incidência. Na interface, a energia da onda incidente (de amplitude A) reparte-se entre as ondas reflectidas (de amplitude B) e refractadas (de amplitude C), de acordo com as impedâncias acústicas dos meios envolvidos. A impedância acústica (Z) é definida como o produto da densidade do meio pela velocidade de propagação.

As equações de Zoeppritz, que resultam da aplicação à interface das condições de continuidade já referidas e do Princípio de Conservação da Energia, permitem relacionar as diferentes amplitudes das ondas envolvidas.

As soluções das equações de Zoeppritz, para um caso simples de uma incidência normal de uma onda P (transição do meio 1 para o meio 2) são referidas, por exemplo por Fowler (2000), como:

$$r_p = \frac{B}{A} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (23) \quad Z = \rho V$$

$$t_p = \frac{C}{A} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{2\rho_1V_1}{\rho_2V_2 + \rho_1V_1} \quad (24)$$

O coeficiente de reflexão (r) e o coeficiente de transmissão (t) estão relacionados entre si, pela seguinte expressão:

$$t_p + r_p = 1 \quad (25)$$

Em condições similares às anteriores, e no caso da incidência de uma onda S, as soluções das equações de Zoeppritz, segundo por exemplo Hecht (1987), indicam que:

$$r_s = \frac{B}{A} = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_1V_1 - \rho_2V_2}{\rho_1V_1 + \rho_2V_2} \quad (26)$$

$$t_s = \frac{C}{A} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{2\rho_1V_1}{\rho_2V_2 + \rho_1V_1} \quad (27)$$

O coeficiente de reflexão (r) e o coeficiente de transmissão (t) estão relacionados entre si, pela seguinte expressão:

$$t_s - r_s = 1 \quad (28)$$

A análise das equações (23) e (24) permite concluir que, no caso da incidência normal de uma onda P:

- Se $Z_2 > Z_1$; a onda incide num meio de maior impedância acústica (por provavelmente ser caracterizado por uma maior velocidade de propagação). A onda reflecte-se (r é positivo) em fase com a onda incidente e simultaneamente transmite-se para o 2 meio.
- Se $Z_2 < Z_1$; a onda incide num meio de menor impedância acústica. A onda reflecte-se em oposição de fase com a onda incidente (r é negativo).
- Se $Z_2 \gg Z_1$; a onda incide num meio de impedância acústica muito maior. A onda reflecte-se quase totalmente em fase com a onda incidente ($r \approx 1$, $t \approx 0$).

- Se $Z_2 \ll Z_1$; a onda incide num meio de impedância acústica muito menor. A onda reflecte-se em oposição de fase com a onda incidente ($r \approx -1$) mas transmite-se também para o 2 meio, envolvendo mesmo a amplificação da amplitude da onda ($t \approx 2$).
- Se $Z_2 \approx Z_1$; a onda incide num meio com uma impedância semelhante*. A onda transmite-se para o 2 meio ($t \approx 1$) sem quase se reflectir na interface ($r \approx 0$).

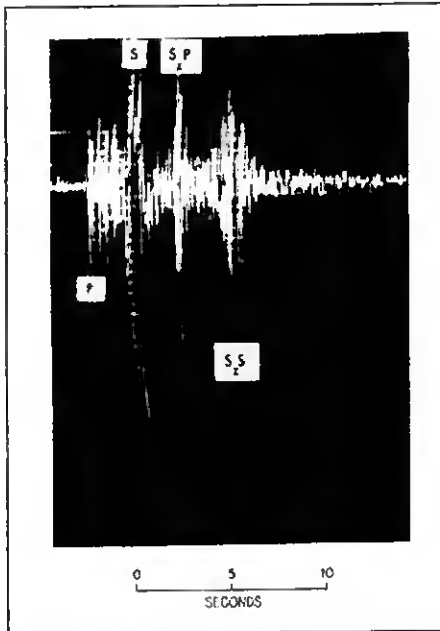


Figura 19: O sismograma de um microssismo na zona de rifte continental de Rio Grande, registado no Novo México.

A fase S_2S diz respeito a uma reflexão numa descontinuidade sísmica a 20km de profundidade e, no caso da fase S_2P , a uma reflexão e conversão no modo de vibrar que ocorre na mesma descontinuidade.

A fase SP é mais rápida que a fase SS como seria de esperar.

Rinehart et al (1979) in Fowler (2000)

Na figura 19 representa-se um registo sísmico em que são observáveis ondas directas P e S e fases relativas a reflexões numa descontinuidade sísmica. As amplitudes elevadas destas fases, relativamente à da onda S directa, permitem inferir, com base nas equações de Zoeppritz, que existe um grande contraste nas impedâncias acústicas na descontinuidade. No caso foi deduzido que o segundo meio se deveria encontrar no estado líquido ou parcialmente fundido.

Este tipo de estudos pode também ser utilizado noutros âmbitos. Na plataforma de extracção do gás natural (Sleipner), no Mar do Norte (Noruega), o gás extraído vem

* Numa ecografia, para conseguir uma boa imagem é necessário que grande parte da energia dos ultra - sons emitidos se propague nos tecido. Para minimizar o contraste entre as impedâncias acústicas dos meios envolvidos e minimizar a reflexão na pele, utiliza-se um gel com uma impedância intermédia entre a do ar e a da pele que se espalha entre a fonte emissora e a zona em observação.

acompanhada por grandes quantidades de CO₂ que, por razões ambientais, não pode ser enviado para a atmosfera. O CO₂ tem sido, neste caso, injectado num aquífero salino desde 1996.

A monitorização da evolução do aquífero, representada na figura 20, tem sido feita através de estudos de reflexão. A presença do gás no aquífero ($Z_{\text{gás}} \ll Z_{\text{água}}$) aumentou o contraste entre as impedâncias acústicas dos meios e provoca uma maior reflexão das ondas incidentes no meio.

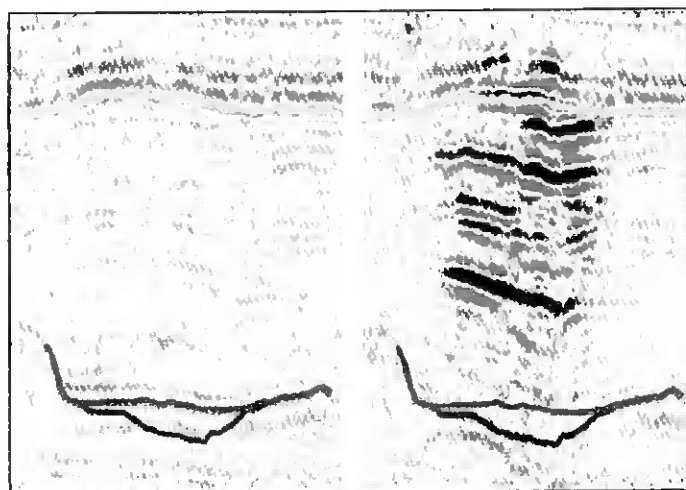


Figura 20: A imagem da esquerda representa um estudo de reflexão efectuado no aquífero em 1994, antes de qualquer injeção de CO₂. As linhas - amarela e verde, indicam os limites superiores e inferiores do aquífero – correspondem a grandes amplitudes nas ondas reflectidas.

A imagem da direita representa um estudo de reflexão efectuado em 1999, após 2 milhões de toneladas de CO₂ terem sido injectadas no aquífero. As grandes amplitudes nas ondas sísmicas reflectidas provêm de zonas, onde o gás deslocou a água salgada previamente existente. A dimensão da pluma de CO₂ é de cerca de 1200m de largura por 250m de altura.

In Clark and Kleinberg (2002)

2.5.4 – A curvatura dos raios sísmicos no interior da Terra*

A refacção tem uma importância fundamental na trajectória das ondas no interior da Terra. Imaginemos uma zona estruturada por camadas homogéneas horizontais de altura h , onde a velocidade de propagação das ondas aumenta por saltos, em cada uma das interfaces – figura 21 a) e b). Um raio sísmico, que percorresse esta zona seria refractado, sucessivamente, em cada uma das interfaces. A lei de Snell, aplicada a esta situação, permite definir uma grandeza, característica de cada raio – p , parâmetro de raio:

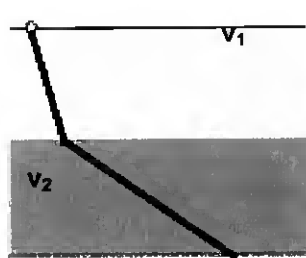
* O objectivo fundamental da Actividade Experimental C é a observação da refacção contínua de um raio (neste caso de um raio de luz) e da sua trajectória curvilínea, num meio em que a velocidade de propagação varia com a profundidade.

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2} = \dots = \frac{\sin i_6}{V_6} = p \quad (29)$$

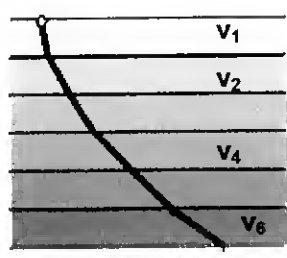
Mas na Terra verifica-se frequentemente que a velocidade aumenta, não por saltos, mas sim continuamente com a profundidade, devido ao aumento da pressão a que as rochas estão sujeitas. As figuras 21c) e d) representam as trajetórias de raios num meio com estas características – os raios sísmicos refractam-se* continuamente, afastando-se da normal. Deixam de ter uma trajetória rectilínea e passam a descrever uma curva de concavidade virada para cima.

Figura 21: Porque curvam os raios no interior da Terra?

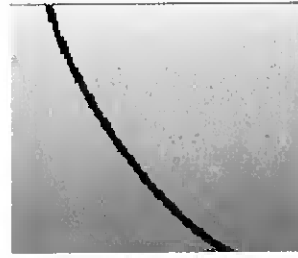
Adaptado de: <http://earth.leeds.ac.uk/dynamicearth/index.htm>



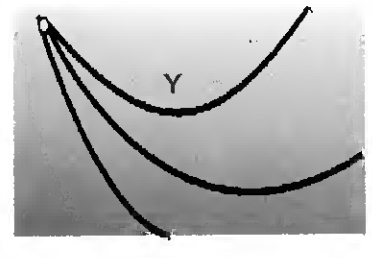
a) Meio com duas camadas; $v_2 > v_1$. O raio sofre uma refacção.



b) Meio com 6 camadas; $v_6 > v_5 > \dots > v_2 > v_1$. O raio sofre seis refacções sucessivas.



c) Meio em que a velocidade aumenta continuamente com a profundidade. O raio refracta-se continuamente.



d) A posição Y, na trajetória de um dos raios representa o ponto onde o seu movimento se inverte.

O ponto Y, marcado na figura 21d), representa o ponto onde o raio incidente sofre reflexão crítica (a transmissão da onda, para o meio abaixo, é desprezável), reflectindo-se na sua quase totalidade. Por ser o ponto de maior profundidade que este raio atinge, a velocidade em Y é a máxima velocidade a que este raio viaja, no seu trajecto no interior da Terra. O parâmetro de raio, constante para cada raio, pode assim ser dado em função da velocidade máxima atingida pelo raio como:

$$p = \frac{1}{V_Y} \quad \text{pois } \sin i = 1 \quad (30)$$

* A reflexão é quase inexistente pois, nestas condições, $V_{n+1} \approx V_n$.

As ondas volúmicas P e S propagam-se no espaço tridimensional esférico, ao longo de toda a Terra, sofrendo sucessivas reflexões e refrações. A representação dos raios sísmicos que melhor descreve a trajetória destes raios, é assim feita através de curvas, cuja concavidade está virada para cima. A cada um dos possíveis trajetos* de um raio sísmico, penetrando mais ou menos no interior da Terra, dá – se o nome de fase. A figura 22 representa algumas dessas fases, bem como a notação com que são referenciadas.

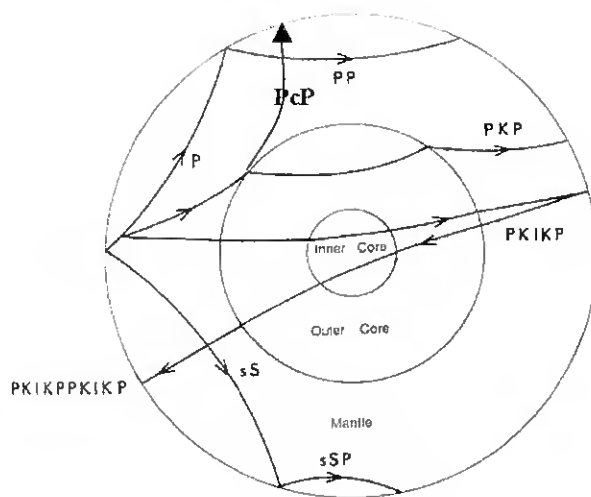


Figura 22: Alguns dos possíveis trajetos dos raios sísmicos:

PP- onda P que se propaga no manto e sofre reflexão na superfície.

PcP – onda P que se propaga no manto e que se reflecte na interface manto-núcleo.

sSP- onda S que se propaga no manto, sofre uma 1ª reflexão na superfície perto do foco e uma 2ª reflexão onde se converte em onda P

PKP- onda P que se propaga no manto e no núcleo externo

PKIKP- onda P que se propaga no manto, no núcleo externo e no núcleo interno.

Adaptado de Fowler (2000).

A identificação das diferentes fases num sismograma** pode ser muito complexa. A figura 23 representa um registo, cuja distância epicentral ainda não permite que se visualizem as ondas de trajecto mais complexo como, por exemplo as PKIKP mas, onde se observam e identificam fases associadas a reflexões na superfície da Terra.

*www.geol.binghamton.edu/faculty/jones/jones.html; Permite aceder ao programa "SeismicWaves ". Este programa permite visualizar o trajecto das diferentes fases sísmicas no interior da Terra bem como os registos que se vão efectuando à superfície das oscilações do solo.

**www.iris.edu; estão disponíveis panfletos informativos -"Exploring the Earth Using Seismology", em que se podem observar sismogramas registados a diferentes distâncias angulares do epicentro.

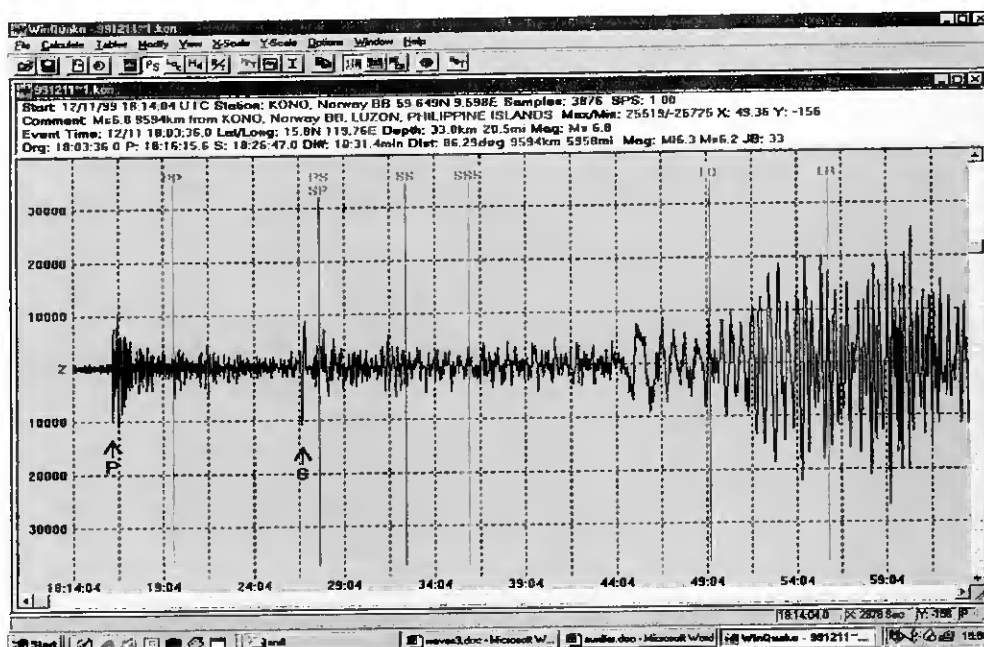


Figura 23: No dia 12/11/99 um sismo de Magnitude 6,8, com epicentro nas Ilhas Filipinas, foi registado na Noruega, a cerca de 86° do epicentro. No registo encontram-se marcadas diferentes fases de ondas sísmicas. Registos obtidos através da versão “trial-demo” do software –WinQuake2,6 (<http://psn.quake.net/software.html>)

2.5.5 – Aplicação da lei de Snell a uma superfície esférica.

Se a Terra tem uma forma aproximadamente esférica e se as suas diferentes discontinuidades interiores são superfícies esféricas, há que adaptar a Lei de Snell, de modo a poder interpretar o que sucede a uma onda sísmica quando interage com uma interface. Considerando que no ponto A, de uma interface esférica, um raio incidente, i_1 , sofre refração (figura 24); a Lei de Snell, nesse ponto, permite escrever:

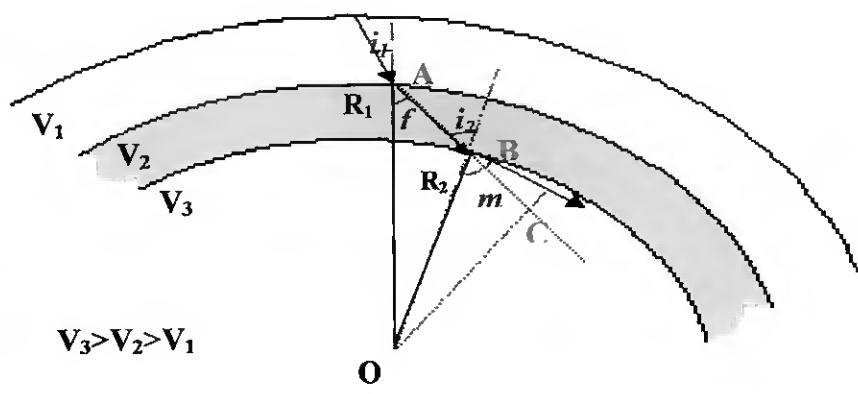


Figura 24: A lei de Snell aplicada a uma superfície esférica.

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin f}{V_2}$$

Multiplicando a expressão anterior por R_1 , raio da interface medido em relação ao centro:

$$\frac{R_1 \cdot \sin i_1}{V_1} = \frac{R_1 \sin f}{V_2} \quad (31)$$

A aplicação do teorema de Thales aos triângulos OAC e OBC, permite escrever:

$$R_1 \sin f = R_2 \sin i_2 \quad \sin f = \frac{R_2 \sin i_2}{R_1} \quad (32)$$

A aplicação da Lei de Snell a uma interface esférica permite assim, conjugando as expressões (31) e (32), obter novamente o parâmetro de raio, constante para cada raio:

$$\frac{R_1 \sin i_1}{V_1} = \frac{R_2 \sin i_2}{V_2} = p \quad (33)$$

2.6 – Integrando todos os conhecimentos – a estrutura “invisível” da Terra.

A interpretação dos registos sísmicos tendo em conta todas as interações possíveis das ondas com os meios atravessados permitiu, e continua a permitir, inferir qual a estrutura interna da Terra.

2.6.1 – As tabelas Posição - Tempo

Numa viagem de comboio Lagos – Lisboa, sem paragens, se for conhecida a velocidade média do comboio, pode-se fazer um horário, em que se fazem previsões sobre a hora de passagem nas diferentes localidades do caminho. O problema a resolver pelos sismólogos quando quiseram fazer “um horário” para as ondas sísmicas foi o inverso do colocado anteriormente.

Após um sismo, as ondas P, as mais

rápidas, são detectadas em diferentes instantes pelos sismómetros – quanto maior a

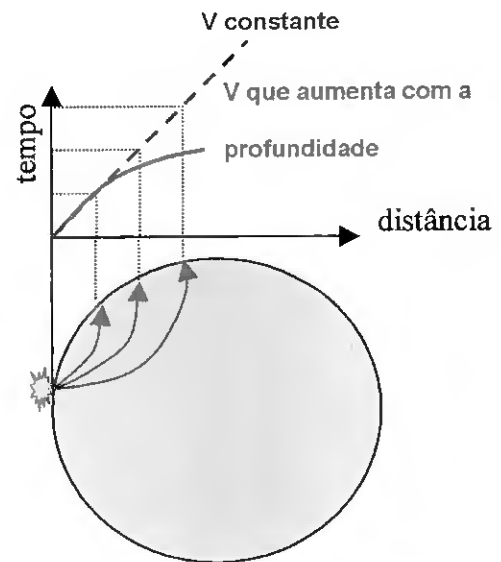


Figura 25: Representam-se três raios sísmicos emitidos durante um sismo e a sua detecção na superfície da Terra. A relação entre a distância estação – epicentro e o tempo de registo não é linear por que a velocidade de propagação das ondas não é constante.

* O objectivo fundamental da Actividade Experimental B é efectuar um estudo similar, se bem que em condições bem menos complexas – determinar a velocidade de uma onda P, que se propaga numa única direcção, num meio homogéneo, a partir dos tempos de chegada da onda a detectores, colocados a diferentes distâncias do foco emissor.

distância epicentro – estação, mais tarde é feita a sua detecção. O problema a ser resolvido foi então:

Sabendo os tempos de chegada e as distâncias relativas entre as diferentes estações como estimar a velocidade com que as ondas atravessaram o interior da Terra?

H. Jeffreys e K. Bullen, nos anos 30 do século passado, após a recolha e análise de muitos dados construíram as 1^{as} tabelas posição - tempo para as diferentes fases, das ondas sísmicas. Hoje, este tipo de tabelas, das quais se apresenta um exemplo na figura 26, continuam a ser utilizadas como referência, em relação às quais se procura detectar e interpretar os comportamentos anómalos de determinadas zonas da Terra.

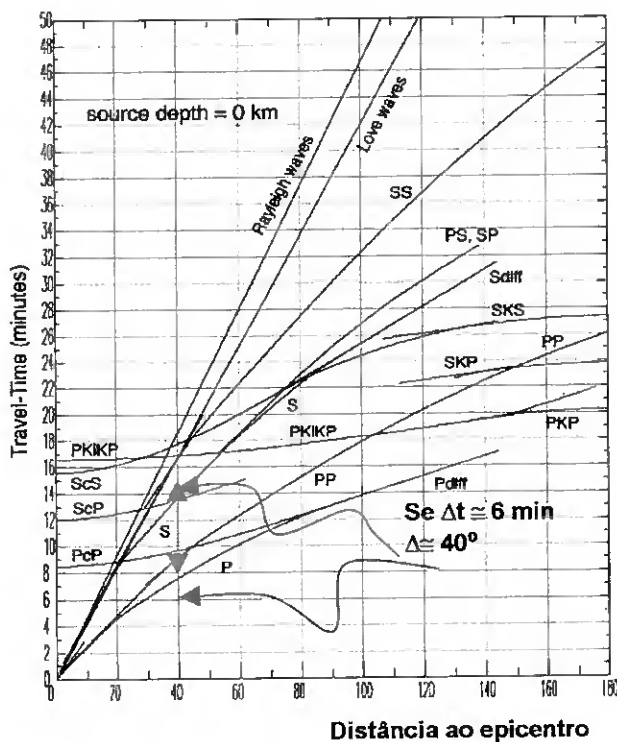


Figura 26: Exemplo de uma tabela de tempos de registo, de diferentes fases, em função da distância angular para um sismo que ocorra com um foco a 0km de profundidade

Este tipo de tabelas permite a rápida determinação da distância entre a fonte e a estação de observação.

Se observamos, por exemplo, um intervalo de 6 minutos entre a chegada das ondas S e P é porque, provavelmente, o epicentro situa-se numa circunferência de raio angular 40° em torno da estação.

($1^\circ = 111,2 \text{ km}$)

<http://lasker.princeton.edu/times/tt.html>;
(aqui podem-se encontrar tabelas para qualquer profundidade do foco sísmico)

2.6.2 - A descoberta do núcleo externo – a zona de sombra *

Uma das mais brilhantes deduções em sismologia foi a realizada por R. Oldham (publicada em 1906) a partir da observação dos registos de um sismo de magnitude 8,7, com epicentro na Índia, ocorrido a 12 de Junho de 1897. Observando os registos efectuados a distâncias diferentes do epicentro, Oldham deduziu a existência de uma zona central na Terra, o núcleo. Alguns anos mais tarde, em estudos similares, Gutenberg estimou a profundidade a que este se encontrava.

O trabalho dedutivo destes sismólogos pode ser reproduzido analisando os registos de um sismo de magnitude 6,7, com epicentro em Northridge, registado a 17 de Janeiro de 1994, pelas 12:30:55 UT.

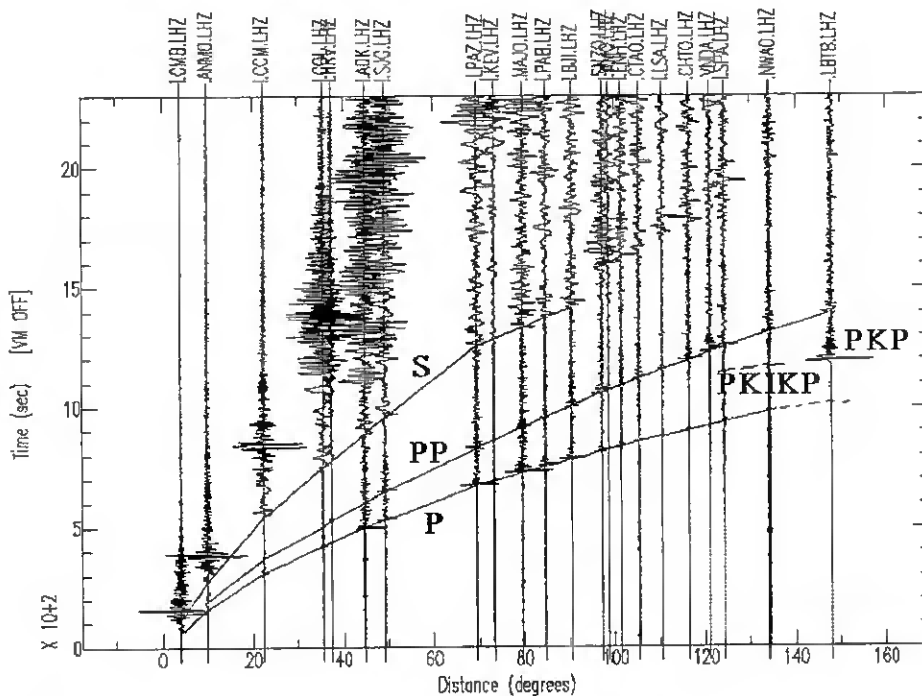


Figura 27: Esquema em que se representam diferentes registos sísmicos, em função da posição das estações sismo de Northridge. Retirado de: <http://lasker.princeton.edu>

*www.kettering.edu/~drussel/Demos.html - Informações sobre ondas acústicas com animações sobre o modo como se propagam em meios com gradientes de temperatura. Explica a formação de uma zona de sombra acústica por refração sucessiva das ondas sonoras num meio em que a temperatura do ar diminui, de um modo contínuo, com a altitude.

http://aster.unice.fr/educ/SOFTS/soft_index.htm; Permite fazer o "download" do programa OndesP, que simula o trajecto das ondas P no interior da Terra e a formação, a 2 dimensões, da zona de sombra. Permite também criar um novo modelo velocidade/profundidade e verificar qual o seu efeito no trajecto das ondas P.

As Actividades Experimentais D e E têm como objectivo fundamental simular a formação da zona de sombra P, na Terra.

Na figura 27 representam-se os registos deste sismo, todos respeitantes à componente vertical do sismómetro, efectuados em diferentes estações. Os registos foram colocados na vertical, a uma distância da origem do referencial proporcional à distância angular entre essa estação e o epicentro. No eixo vertical representa-se o tempo em centenas de segundos, a partir do início do sismo. A identificação das fases nos diferentes registos permite a construção das curvas tempo - posição para as diferentes fases.

O que é que se observa?

- Não se detectam ondas S directas nos registos efectuados a mais de 110° do epicentro. As ondas S não desaparecem bruscamente - entre os 103° e os 110° a sua amplitude diminui progressivamente.
- As ondas P diminuem também de amplitude a partir dos 103° .
- No intervalo entre os 103° e os 143° não se registam ondas P directas com amplitudes significativas - zona de sombra P; para distâncias angulares superiores a 103° não se detectam ondas S com amplitudes significativas – zona de sombra S.
- A cerca de 140° regista-se novamente uma fase de grande amplitude relativa P, que surge atrasada (cerca de 5 minutos, segundo Bolt (1999)) relativamente a uma hipotética onda P directa.
- Na zona de sombra detectam-se fases de ondas não directas como, por exemplo, as fases PP, SS e PS.

O que se pode concluir?

- Existe uma zona central que bloqueia a passagem das ondas S. A rigidez do material desta zona é nula o que leva a prever que se encontre no estado líquido*, pelo menos a sua camada mais externa.

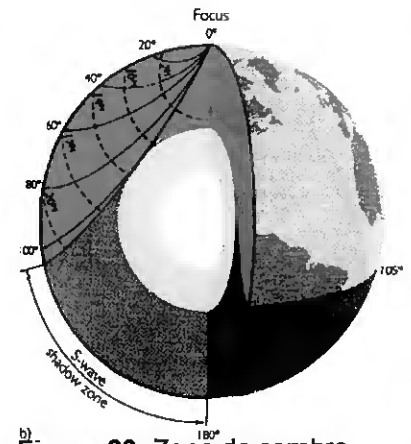
* A existência de um núcleo externo, no estado líquido, deduzida a partir de dados sismológicos é consistente com outro tipo de investigações, nomeadamente com a existência e variação secular do campo magnético da Terra.

- Os limites desta zona não são regulares, pois algumas ondas S e P sofrem difracção na interface e conseguem contornar o obstáculo. Para que tal ocorra, a dimensão das irregularidades deve ser da mesma ordem de grandeza que o comprimento de onda incidente.

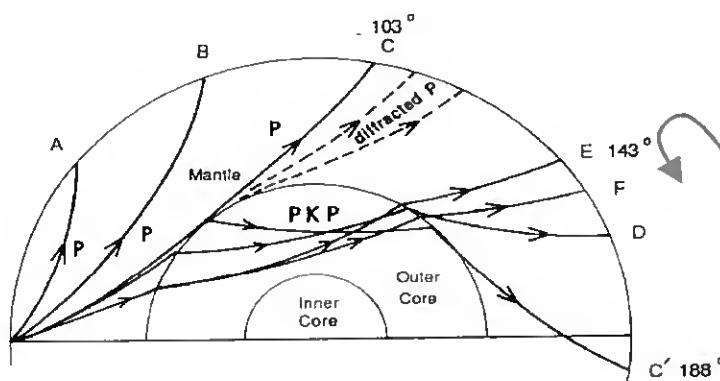
- As ondas P propagam-se nesta zona central mas são deflectidas na interface manto-núcleo, aproximando-se da normal. Surgem novamente nos registos, só para

distâncias superiores a 143° , como ondas PKP. Esta deflexão sugere que, as ondas sofrem refracção na interface referida, ao transitarem para um meio onde a velocidade de propagação é menor. Esta interpretação é reforçada pelo “atraso” com que as ondas PKP chegam à superfície, relativamente a uma hipotética onda P directa.

A figura 29 mostra a trajectória de alguns raios, PKP, que sofrem dupla refracção na interface manto - núcleo. Considerando raios que se propagam cada vez mais no interior do núcleo, a sequência com que vão emergir na superfície é, de acordo com a figura, C', D, E e F.



b) **Figura 28:** Zona de sombra das ondas S.
Retirado de Press (2000)



C', D, E e F - sequência nas posições em que emergem as fases PKP que penetram cada vez mais no núcleo.

Figura 29: Trajectória de diferentes raios correspondentes a fases PKP.

O raio que incide quase tangente à superfície do núcleo e sofre refracção é representado na figura como C'. É registado na superfície a uma distância do epicentro de cerca de 188° .

Considerando raios que penetram, sucessivamente, mais no núcleo que o seu antecessor verifica-se que emergem a distâncias epicentraes que diminuem progressivamente até cerca de 143° (C', D e E) ocorrendo depois uma inversão neste padrão.

Adaptado de Fowler (2000)

Numa primeira fase, os raios emergem a uma distância angular cada vez menor (C', D e E) mas depois ocorre um retrocesso* e, a distância angular a que emergem começa a aumentar (E e F). A cerca de 143° verifica-se uma cáustica - zona onde a amplitude relativa das ondas PKP é máxima dada a convergência de muitos raios, aspecto que é observável nos registos sísmicos na figura 27.

2.6.3 – Estimativa das dimensões do núcleo e da razão entre a velocidade das ondas P na interface manto – núcleo.

Como estimar as dimensões do núcleo da Terra?

Uma estimativa do raio desta zona central pode ser efectuada utilizando conceitos geométricos e trigonométricos simples e admitindo que, os raios sísmicos se propagam em linha recta no interior da Terra.

A zona de sombra inicia-se a cerca de 103° e de acordo com a

figura 30: $\sin \alpha = \frac{R_N}{R_T}$ $\Delta = \pi - 2\alpha \approx 103^\circ$ $\alpha \approx 38,5^\circ$

Podemos então estimar o raio do núcleo a partir do conhecimento do raio da Terra:

$$R_T = 6371 \text{ km} \quad R_N \approx 6371 \cdot \sin 38,5^\circ \approx 3966 \approx 4 \times 10^3 \text{ km}$$

Esta é de certeza uma estimativa por excesso; o raio do núcleo deve ser menor pois a trajetória dos raios é curvilínea e não rectilínea, tal como se esquematiza na figura 31.

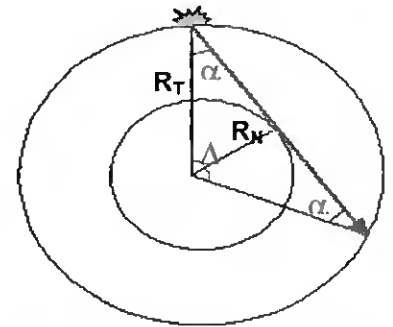


Figura 30: Como estimar o raio do núcleo?
 R_T – Raio da Terra
 R_N – Raio do Núcleo estimado

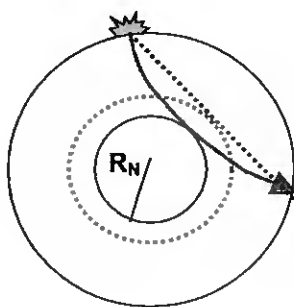


Figura 31: O valor estimado para o raio do núcleo, admitindo que os raios se propagam em linha recta, corresponde ao raio do círculo pontilhado a vermelho. Um valor, tomando em conta que os raios se propagam segundo trajetórias curvilíneas, corresponderá ao raio do círculo interior.

O valor estimado permite obter uma estimativa por excesso. (o valor do raio do núcleo aceite hoje é de $R_N = 3480 \text{ km}$)

* Na Actividade Experimental E simula-se a formação de um zona de sombra a duas dimensões e pode-se observar uma situação similar à referida.

Como obter uma estimativa da razão entre as velocidades das ondas P no manto e no núcleo?

Admitindo, novamente, que os raios se propagam segundo trajectórias rectilíneas, podemos estimar a razão entre as velocidade das ondas P no manto interno e no núcleo externo.

Considerando um raio sísmico PKP e os ângulos de incidência nas diferentes interfaces indicados na figura 32b), a aplicação da Lei de Snell, à situação em causa, permite escrever (expressão (33)):

$$\frac{R_T \sin \beta_1}{V_M} = \frac{R_N \sin \beta_2}{V_M} = \frac{R_N \sin \beta_3}{V_N} \quad (34)$$

Da relação anterior podemos deduzir as seguintes relações angulares:

$$\sin \beta_2 = \frac{R_T}{R_N} \sin \beta_1 \quad \sin \beta_3 = \frac{R_T}{R_N} \cdot \frac{V_N}{V_M} \cdot \sin \beta_1 \quad (35)$$

R_T – Raio da Terra; R_N – Raio do Núcleo

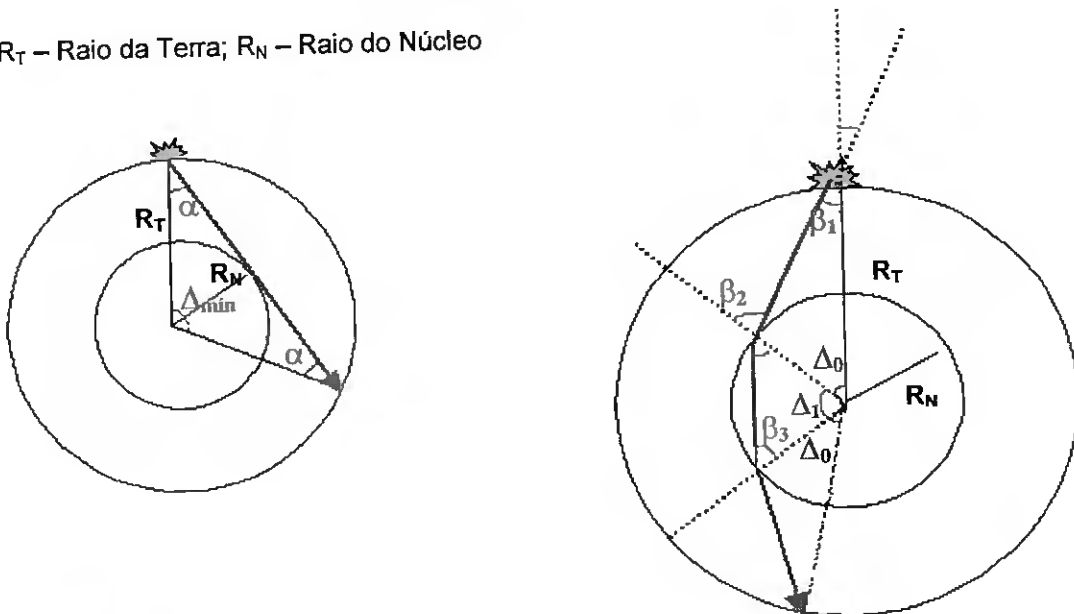


Figura 32.

a) A distância angular onde se inicia a zona de sombra é dada

por: $\Delta_{min} = \pi - 2\alpha$ $\Delta_{min} \approx 103^\circ \approx 0,57\pi$ rad

b) Trajectória de um raio PKP e indicação dos respectivos ângulos de incidência nas interfaces onde sofre refração. O raio emerge a uma distância angular de: $\Delta = 2\Delta_0 + \Delta_1$

A distância angular (Δ) onde o raio sísmico vai emergir é, de acordo com a figura 32.b):

$$\Delta = 2\Delta_0 + \Delta_1 \quad (36)$$

A soma dos ângulos internos de um triângulo é π , o que permite reescrever a expressão

(36) como:

$$\Delta_0 = \pi - \beta_1 - (\pi - \beta_2) = \beta_2 - \beta_1 \quad (37) \quad \Delta_1 = \pi - 2\beta_3 \quad (38)$$

$$\Delta = \pi - 2(\beta_3 + \beta_1 - \beta_2) \quad (39)$$

Na situação limite, em que o raio incidente, PKP, é quase rasante à interface núcleo – manto, o ângulo β_1 é menor que α (representado na figura 32.a) mas podemos considerar as seguintes aproximações:

$$\beta_1 \approx \alpha \quad \beta_2 \approx \frac{\pi}{2}$$

A consideração destas últimas condições na equação (35) e na equação (39) permite deduzir que:

$$\sin \beta_1 \approx \frac{R_N}{R_T} \quad \sin \beta_3 = \frac{V_N}{V_M} \quad (40)$$

$$\Delta \rightarrow \Delta_{m\acute{a}x} \quad \Delta_{m\acute{a}x} = 2\pi - 2\beta_3 - 2\alpha \quad (41)$$

Nesta situação limite, o raio PKP vai emergir, de acordo com Fowler (2000), a uma distância angular de: $\Delta_{m\acute{a}x} = 188^\circ = 1,04\pi$ rad. Fazendo a diferença entre a distância angular máxima e a distância angular mínima (indicada na figura 32. a)) e considerando as relações (40) podemos estimar a razão entre as velocidades de propagação das ondas P no núcleo e no manto:

$$\Delta_{m\acute{a}x} - \Delta_{m\acute{i}n} = \pi - 2\beta_3 \quad 1,04\pi - 0,57\pi = \pi - 2\beta_3 \quad \beta_3 = 0,26\pi \text{ rad}$$

$$\sin \beta_3 = \frac{V_N}{V_M} \quad \frac{V_N}{V_M} \approx 0,7 \quad (42)$$

A razão estimada, neste exercício, entre as velocidades das ondas P no núcleo e no manto é da ordem dos 0,7.

No modelo actualmente aceite, como refere por exemplo Fowler (2000), a velocidade das ondas P no manto toma valores entre 8,1 km/s no seu topo superior e 13,6 km/s nas proximidades do núcleo. A velocidade diminui bruscamente para cerca de 8,0 km/s na transição manto - núcleo mas aumenta depois, progressivamente, com a profundidade até cerca de 10km/s. A partir destes valores pode-se estimar qual a velocidade média, das ondas P, nestes dois meios (manto e núcleo) - o raio PKP, considerado vai atravessá-los na sua quase completa extensão:

$$V_M(\text{médio}) \approx 11\text{km/s} \quad V_N(\text{médio}) \approx 9 \text{ km/s} \quad \frac{V_N}{V_M} \approx 0,8 \quad (43)$$

O valor estimado para a razão entre as velocidades, a partir das distâncias angulares associadas à zona de sombra, difere cerca de 13% do valor estimado a partir das velocidades médias de propagação. A estimativa envolveu múltiplas simplificações num sistema muito complexo e tem somente valor indicativo. No entanto, toda a metodologia desenvolvida permite ter uma perspectiva de como é que se conseguem inferir informações do “invisível”, a partir de uma observação cuidadosa dos dados obtidos na superfície da Terra.

2.7 – O Modelo da estrutura interna da Terra

O modelo da estrutura interna da Terra desenvolvido com base nos dados sísmicos admite que, a sua heterogeneidade pode ser modelada através de uma sucessão de camadas esféricas e concêntricas. A escolha apropriada da espessura, densidade e propriedades elásticas para cada camada permite que o modelo se aproxime das condições reais.

Em cada camada, a velocidade das ondas sísmicas aumenta gradualmente com a profundidade; a transição entre diferentes camadas é marcada por descontinuidades nas

velocidades das ondas sísmicas, provocadas por uma modificação na composição química ou no estado físico dos materiais.

2.7.1 – Crusta, Manto e Núcleo

Um modelo simples (quadro 1) do interior da Terra baseia-se em quatro zonas de densidades bem diferenciadas – crosta, manto, núcleo externo e núcleo interno. Admite-se que, a densidade dos materiais que compõem a Terra aumenta com a profundidade, reflectindo a diferenciação entre os materiais que tem ocorrido na Terra, desde a sua formação. Esta ideia é reforçada pela comparação entre o valor da densidade média da Terra ($5,5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) e o da densidade das rochas superficiais ($2,6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) - a densidade média da Terra é bastante mais elevada que a densidade das rochas superficiais.

Camada	Profundidade (km)	Volume %	Massa (10^{21} kg)	Massa percentual (%)	Intervalo de densidades (10^3 kg/m^3)	Composição química
Crusta	0 – Desc. Moho	0,9	28	0,5	2,60-2,90	C. oceânica – basaltos ricos em Mg e Fe C. continental – silicatos pobres em Fe (granito)
Manto superior	Moho-670	27,4	1064	17,8	3,38-3,99	Silicatos ricos em Ferro e Magnésio (olivina)
Manto inferior	670-2891	55,4	2940	49,2	4,38-5,56	
Núcleo externo	2891-5150	15,6	1841	30,8	9,90-12,16	Ferro Outros elementos possíveis: Ni, O, Si, S
Núcleo interno	5150-6371	0,7	102	1,7	12,76-13,08	Ferro

Quadro 1: Quadro em que se representam os valores do volume, massa, densidade e composição química das diferentes camadas da Terra
Adaptado de Fowler (2000)

As zonas consideradas neste modelo podem apresentar heterogeneidades no seu interior levando a que se considerem sub-camadas em modelos de maior pormenor. Na crosta, esta heterogeneidade é particularmente importante, quer na espessura, quer nas características locais, quer na composição química dos materiais. Ela é bem visível, a olho nu, na diversidade de materiais geológicos observáveis em qualquer passeio na natureza. A crosta é aquela parte da Terra de que dispomos de dados obtidos por observação directa, no entanto, só corresponde a 0,9% do volume total da Terra*.

As fronteiras entre as diferentes zonas consideradas não são superfícies regulares e bem definidas mas sim, zonas de transição.

A descontinuidade de Moho, que marca a transição crosta – manto, separa zonas com composição química distinta. A crosta é rica em silicatos e pobre em Ferro, o manto é mais pobre em silicatos e mais rico em Ferro. Esta descontinuidade na composição química pode ser detectada em toda a Terra, a profundidades diferentes.

A transição entre o manto superior e inferior marca, segundo por exemplo Fowler (2000), a profundidade máxima a que se regista actividade sísmica nas zonas de subducção.

2.7.2 - Litosfera e Astenosfera

Uma estratificação com base na densidade não permite, no entanto, fazer correlações entre as propriedades das diferentes camadas** e o movimento das placas tectónicas, registado na superfície da Terra. Para explicar movimento relativo de grandes placas com velocidades da ordem dos cm/ano e, a conseqüente actividade sísmica natural nas zonas fronteira entre elas, é necessário que exista um comportamento mecânico

* King (2000) refere que no seu estudo detectou que muitos professores não tinham uma percepção correcta das dimensões relativas da crosta relativamente às da Terra.

** Por exemplo, a descontinuidade crosta – manto pode ser detectada mas não tem qualquer papel activo na interpretação do movimento das placas. As placas são placas litosféricas e não placas da crosta como por vezes são referenciadas.

diferenciado entre duas zonas sobrepostas. Deve existir uma camada exterior mais rígida – a litosfera, constituída pelas diferentes placas tectónicas que se pode mover sobre uma outra zona, de comportamento mais plástico devido às condições de pressão e temperatura a que se encontra – a astenosfera.

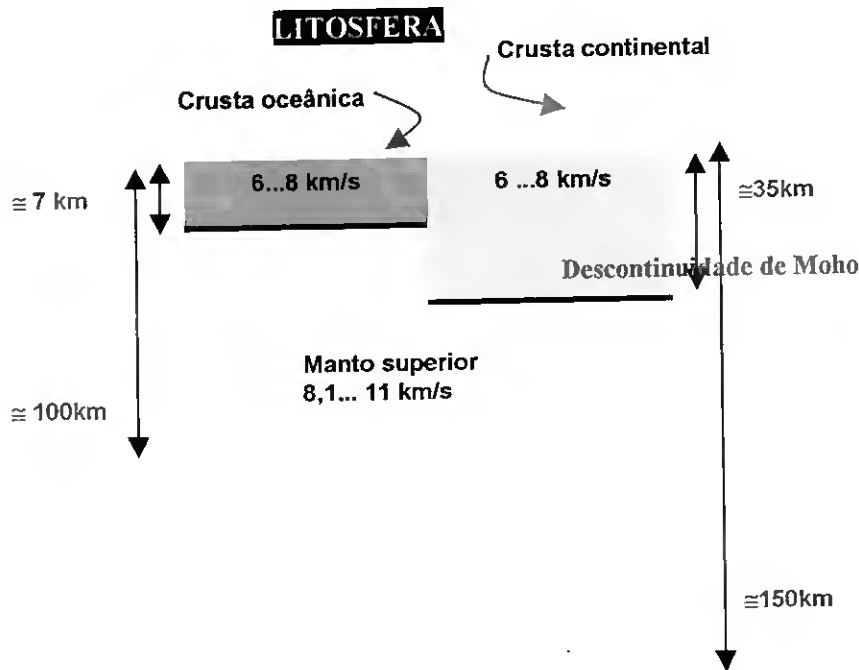


Figura 33: Um detalhe da litosfera constituída pela crusta e por parte do manto. Apresentam-se no quadro, valores indicativos para a espessura da crusta oceânica e continental (na base de uma montanha a espessura da crusta pode, no entanto, atingir os 70 km) bem como para as velocidades das ondas P. Dados referidos por Fowler (2000)

A litosfera é composta pela crusta e por parte do manto superior. Tem uma profundidade variável (figura 33) e é na sua parte superior (excepto no caso dos sismos que ocorrem nas zonas de subducção) que se regista toda a actividade sísmica tectónica.

A menor espessura da litosfera observa-se sob as dorsais médias oceânicas, zonas onde a divergência das placas provoca a subida de material, a temperaturas elevadas da astenosfera. A subida do magma, para zonas onde a pressão é menor, leva à sua fusão parcial necessária para a construção das novas placas oceânicas.

Na zona superior da astenosfera as condições de pressão e temperatura são tais que, os materiais deixam de se comportar de um modo frágil tornando-se dúcteis. Esta zona tem um comportamento singular:

- Encontra-se no estado sólido* com uma pequena fracção de material fundido (1 a 10%, segundo Fowler (2000)). As ondas S e P propagam-se em todo o seu interior o que evidencia o seu estado físico.
- Comporta-se como um sólido para curtos períodos de tempo mas, para períodos da ordem dos milhares e milhões de anos, o seu comportamento é plástico**, permitindo/ou provocando*** o movimento, de pequena velocidade, das placas da litosfera.

Camada	Profundidade (km)	Estado	Observações
Litosfera	0 – 100...150	Sólido	Transmitem-se ondas S e P
Astenosfera	100...150 – 670	90-99% Sólido	Transmitem-se ondas S e P Existe uma zona no topo da astenosfera onde as velocidades das ondas diminuem
Mesosfera	670 - 2890	Sólido	Transmitem-se ondas S e P
Núcleo exterior	2890 - 5150	Líquido	As ondas S não se transmitem A velocidade das ondas P diminui na transição manto-núcleo
Núcleo interno	5150 - 6371	Sólido	Transmitem-se ondas S e P

Quadro 2 – As principais camadas na estrutura interna da Terra com base nas suas propriedades mecânicas.

Existem divergências quanto ao valor assumido para a profundidade da astenosfera. Dados adaptados de Bolt (1999) e Fowler (2000).

A plasticidade da zona superior da astenosfera leva a prever que a esta zona da Terra corresponda uma zona onde as ondas sísmicas se “atrasem”, principalmente as ondas S, mais dependentes da rigidez dos materiais. A detecção de uma zona de baixas

* King (2000) refere que uma das concepções erradas em muitos professores, é a noção de que – para que as Placas se movam é necessário que exista uma parte, no interior da Terra, no estado líquido.

** Existem outros materiais onde este comportamento de sólido plástico se observa - o fluir muito lento do vidro utilizado nos vitrais fabricados durante a Idade Média e o fluir da base dos glaciares provocando o seu lento movimento.

*** Esta é uma questão ainda em discussão: o fluir da astenosfera move as placas litosféricas ou o movimento das placas litosféricas arrasta a parte superior da astenosfera? Ou coexistem os dois tipos de movimentos?

velocidades - LVZ – “low velocity zone” e de grande atenuação entre os 150 e 400 km de profundidade, trouxe uma evidência da existência da astenosfera.

Para profundidades superiores, a astenosfera torna-se progressivamente mais rígida e a velocidades de propagação das ondas volúmicas aumenta, normalmente, com a profundidade.

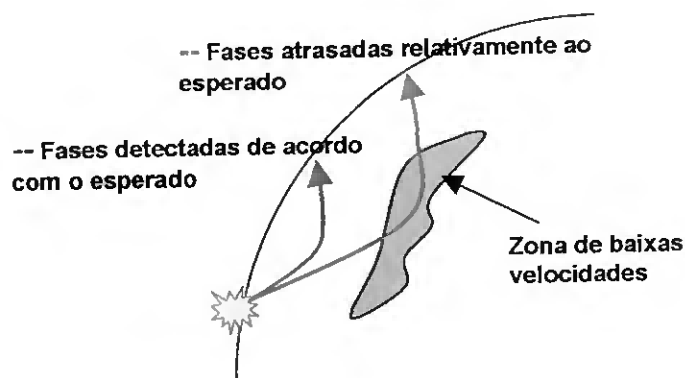


Figura 34: As ondas sísmicas atrasam-se se atravessarem meios de menor rigidez.

2.7.3 - PREM* – “Preliminary Reference Earth Model”

Com base nos dados sismológicos disponíveis e no estudo das oscilações próprias da Terra foi desenvolvido em 1981, por Dziewonski e Anderson, um modelo quantitativo global das velocidades médias das ondas volúmicas, em função da distância ao centro da Terra. Como estas velocidades estão relacionadas com as propriedades elásticas das rochas podem-se também estimar algumas das características das rochas, a qualquer profundidade. Como Bolt (1999) refere, este é um modelo nunca verificado mas, as sucessivas observações têm permitido comprovar a sua capacidade de descrever a estrutura interna da Terra e por outro, melhorá-lo cada vez mais.

No gráfico (figura 35) em que se representam as velocidade das ondas P e S em função da distância ao centro da Terra, pode-se observar que:

- Ocorrem mudanças bruscas nos valores das velocidades das ondas P e S, na interface núcleo interno – externo, provocadas por uma variação no estado físico dos materiais envolvidos. Na interface núcleo externo - manto ocorre também uma

* Os dados referentes a este modelo podem ser extraídos a partir do site:
<http://www.eas.siu.edu/People/DJCrossley/prem.txt>

descontinuidade no valor das velocidades provocada por uma transição líquido - sólido e simultaneamente uma modificação na composição química.

- Ocorrem variações graduais de velocidade no interior do manto e no interior do núcleo externo – quando a pressão aumenta a velocidade aumenta gradualmente também.
- Observa-se uma variação complexa no manto superior. O aumento gradual da pressão e temperatura com a profundidade reflectem-se nas propriedades dos minerais e nas suas constantes elásticas, provocando este padrão complexo nas velocidades sísmicas. Nesta zona, alguns minerais sofrem transições de fase, cristalizando* segundo estruturas diferentes, mais estáveis nessas condições de pressão e temperatura e caracterizadas por diferentes módulos elásticos. Nos limites do manto superior encontra-se também a LVZ.

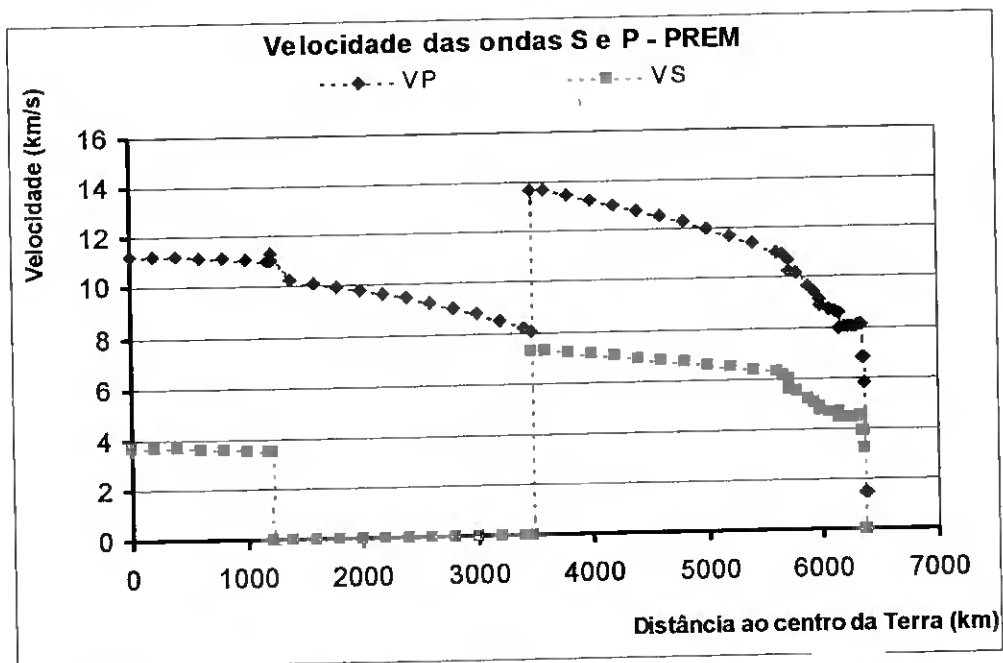


Figura 35: Gráfico da velocidade das ondas P e S em função da distância ao centro da Terra – PREM.



* A grafite e o diamante são o exemplo mais comum deste tipo de organização interna diferente em diferentes condições de pressão.

No gráfico aceleração da gravidade e densidade em função da distância ao centro da Terra (figura 36) podemos observar que:

- As variações na densidade estão muito correlacionadas com as variações nas velocidades já referidas.
- A aceleração varia quase linearmente com a distância ao centro da Terra até aos 3500km. Em zonas menos profundas, a aceleração da gravidade pouco varia sendo aproximadamente 10m/s^2 , tal como na superfície.

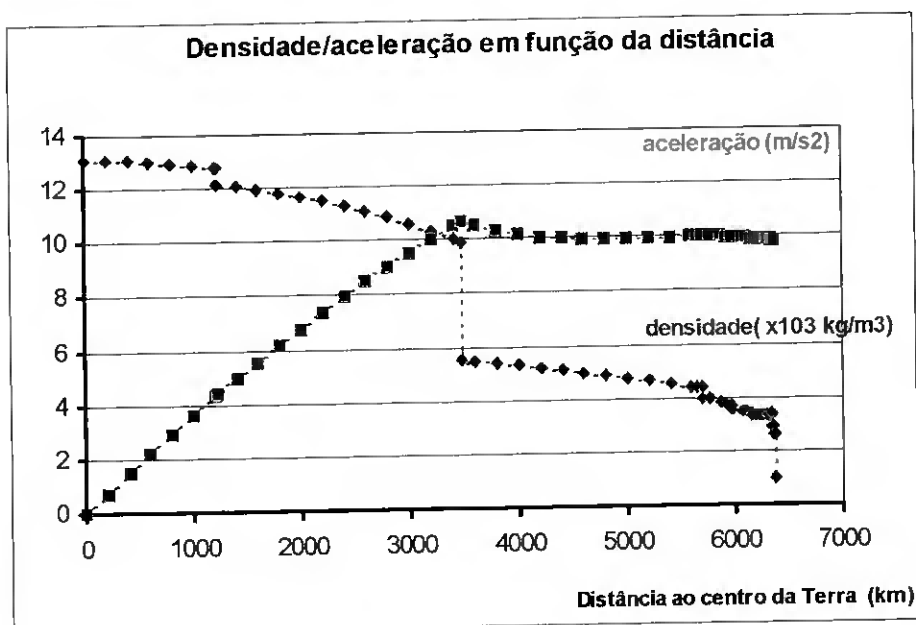


Figura 36 – A aceleração e a densidade em função da distância ao centro da Terra – PREM.

2.7.4 - A detecção das anomalias no interior da Terra relativamente ao PREM

As recentes investigações em Sismologia têm procurado criar “imagens” a três dimensões do interior da Terra, que permitem identificar zonas em que as velocidades diferem do modelo aceite – PREM. A tomografia* tem sido a técnica mais utilizada para este fim, baseando-se essencialmente, em identificar atrasos ou avanços de uma fase,

* Esta técnica também é utilizada em Medicina – medindo-se a maior ou menor absorção pelos tecidos da radiação incidente. Apesar dos materiais da Terra também terem diferentes atenuações, não é esta característica que serve de medida em Sismologia, mas sim o atraso ou avanço de uma fase em relação ao tempo de chegada esperado.

relativamente ao esperado na superfície da Terra e depois inferir que zona do seu interior provocou a anomalia.

Grosso modo, a técnica consiste em dividir uma região isotrópica* em blocos b , representados na malha da figura 37. Em cada bloco, o raio r percorre a distância l_b com uma velocidade V_b . Cada raio, r , tem um tempo total de viagem, t_r , detectado em cada estação:

$$t_r = \sum_b \frac{l_{rb}}{V_b} \quad (44)$$

Particularizando para o raio 1 e 2 os tempos de viagem serão dados por:

$$t_1 = \frac{l_{11}}{V_1} + \frac{l_{12}}{V_2} + \frac{l_{13}}{V_3} + \dots + \frac{l_{1n}}{V_n} \quad t_2 = \frac{l_{21}}{V_1} + \frac{l_{22}}{V_2} + \frac{l_{23}}{V_3} + \dots + \frac{l_{2n}}{V_n}$$

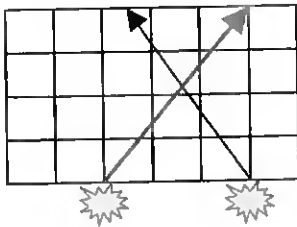


Figura 37: O raio sísmico a negro ao atravessar a zona lenta (sombreada a azul claro) vai sofrer um atraso. A identificação do atraso na superfície é possível mas nada diz sobre onde ocorreu o atraso. Mas, se esta informação for cruzada com a proveniente do atraso de muitos outros raios sísmicos que passam na mesma zona, poder-se-á identificar a região que provoca a anomalia.

Integrando a informação relativa a muitos registos** que envolvam raios sísmicos passando na mesma região interior da Terra, é possível determinar velocidades num ponto, a partir dos tempos totais medidos e criar um modelo a 3 dimensões dessa zona interior. É uma tarefa complicada que envolve resolver em simultâneo um elevado número de equações, só possível, com o auxílio de computadores rápidos e de grande

* Muitos dos minerais que compõem o interior da Terra têm comportamentos anisotrópicos dificultando assim, a análise conjunta da informação proveniente de raios com orientações diferentes.

** Os primeiros resultados foram apresentados por Dziewonski e outros em 1977. Os dados disponíveis na altura (Bulletins of the International Seismological Centre) correspondiam à análise de registos de cerca de 1000 estações espalhadas pelo mundo, que registavam cerca de 10 000 sismos/ano. Podem ser obtidos mais dados sobre as investigações de Dziewonski em: www.seismology.harvard.edu/~dziewons.

memória A técnica foi inicialmente aplicada ao estudo da crosta e do manto mas, actualmente já é aplicada ao estudo do núcleo.

As imagens obtidas do manto, a uma dada profundidade (pontos submetidos a uma pressão igual), são analisadas admitindo condições de homogeneidade química (mas também podem ocorrer anomalias devidas a heterogeneidade na composição cristalina dos materiais) e que os desvios se devem a heterogeneidades térmicas. Velocidades anómalas (zonas mais lentas ou mais rápidas) relativamente ao PREM são relacionadas com a temperatura a que essa zona se encontra; as ondas são mais rápidas em zonas mais frias e rígidas e mais lentas, em zonas com temperaturas elevadas.

A figura 38 mostra as variações na velocidade das ondas S, a 100km de profundidade, relativamente ao PREM. As cores quentes mostram regiões com velocidades menores que as esperadas, cores frias representam regiões com velocidades superiores às esperadas.

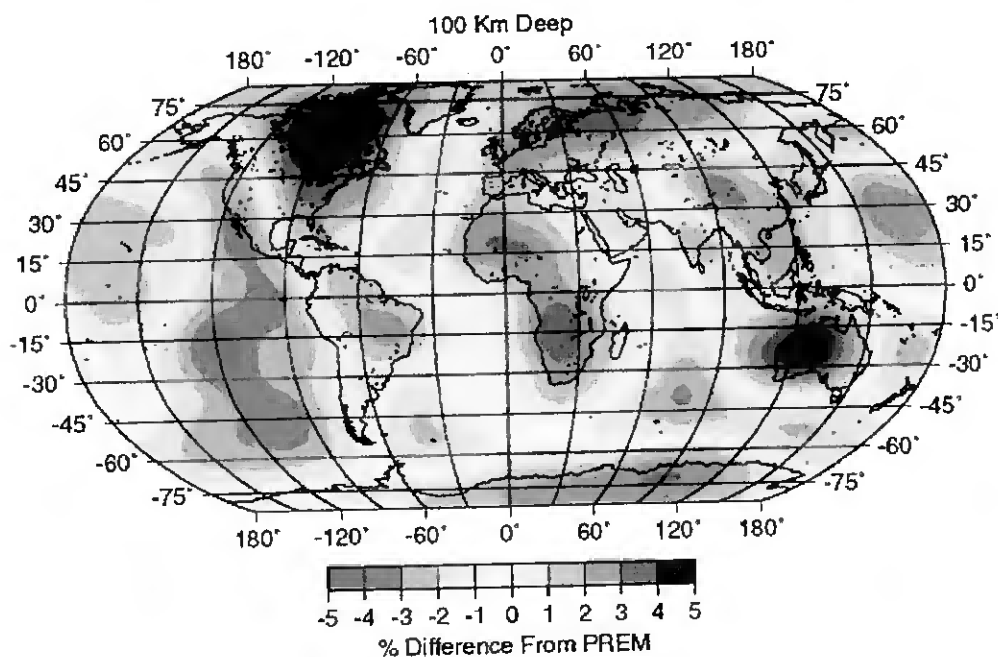


Figura 38: Modelo das heterogeneidades no manto a 100 km de profundidade
Dziewonski; Journal of Geophysics Research, vol 99(4), 4945-4980, 1994

Pode-se observar que a delimitação entre as zonas rápidas e lentas está correlacionada com os limites das placas tectónicas. As zonas fronteiras entre placas são zonas lentas – zonas quentes evidenciando uma grande actividade tectónica. A zona de rifte oceânico do Pacífico corresponde à zona mais lenta – neste rifte, as placas divergem com grandes velocidades relativas provocando a ascensão de grande quantidade de material quente da astenosfera. As placas continentais correspondem a zonas rápidas – placas velhas e frias.

As divergências máximas entre os valores das velocidades obtidos neste estudo e os esperados, de acordo com o PREM, são da ordem dos 5%, o que mostra que, de um modo global, o PREM faz uma descrição aceitável da estrutura interna da Terra, inacessível à observação directa.

A figura 39 mostra as variações nos valores das velocidades das ondas S, a 2889 km de profundidade, relativamente ao PREM. O código de cores utilizado é mesmo que o anterior.

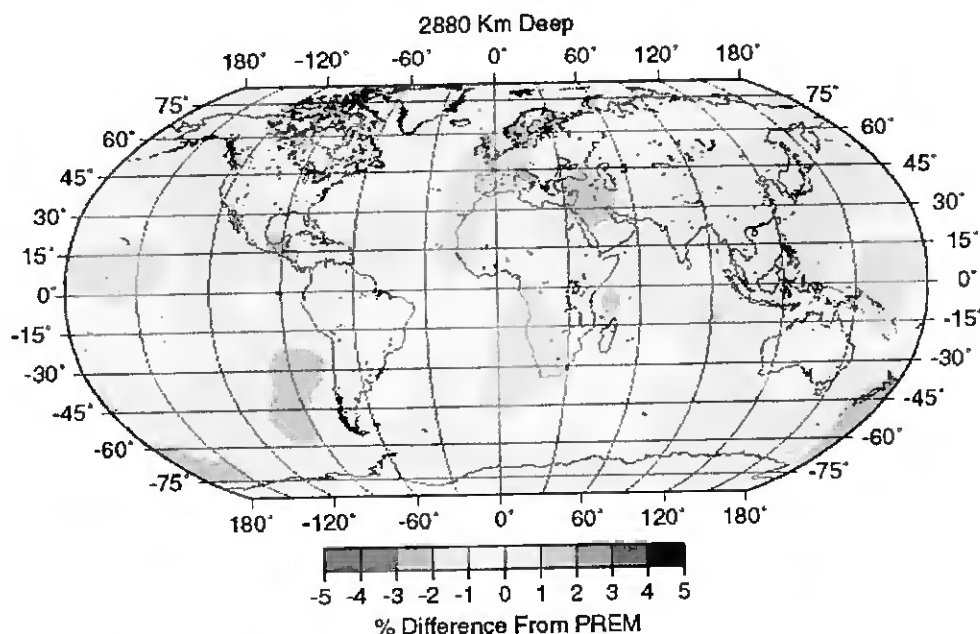


Figura 39: Modelo das heterogeneidades no manto a 2880 km de profundidade Dziewonski; Journal of Geophysics Research, vol 99(4), 4945-4980, 1994

As anomalias detectadas são, neste caso, muito menores do que as detectadas no estudo anterior, realizado a 100 km de profundidade. O manto, a 2889 km de profundidade, é muito mais homogéneo.

A influência das placas tectónicas, bem visível a 100 km de profundidade, quase que desapareceu neste estudo. Detecta-se ainda a influência de zonas de subducção, a oeste da costa da América do Sul e na zona de subducção da placa Indiana.

A aplicação da tomografia tem também sido efectuada em estudos de carácter mais local, tal como o efectuado por Ekström e Dziewonski* (publicado em 1998, na revista Nature), sobre o manto superior, no Pacífico, numa zona entre as Ilhas Marianas e a costa sul do Peru. Os dados deste estudo permitiram criar mapas que representam cortes verticais no interior da Terra, tal como o indicado na figura 40.

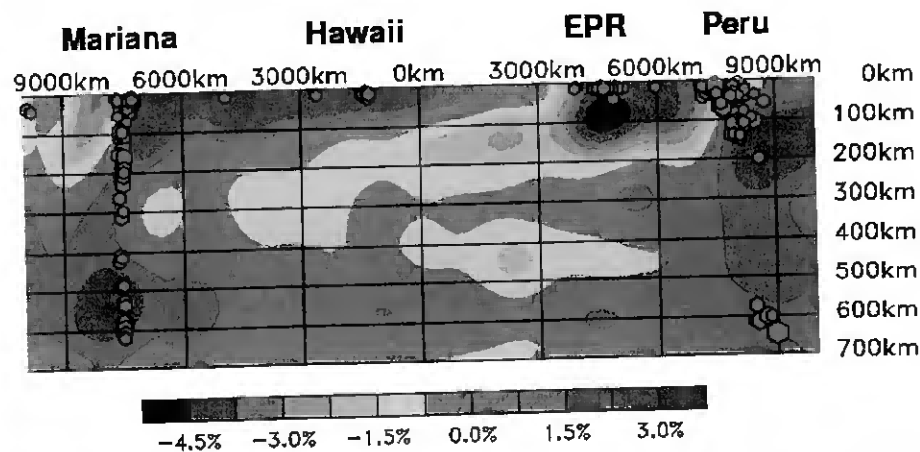


Figura 40: Corte no Pacífico Sul mostrado os desvios das velocidades das ondas S relativamente ao PREM.

A coloração da figura é indicativa do valor e sentido dos desvios. A figura indica também as zonas de grande actividade sísmica representadas por bolas vermelhas.
www.seismology.harvard.edu

Pode-se observar que as zonas rápidas (a azul) correspondem às zonas de subducção de placas velhas e frias (à esquerda – a placa Pacífica desliza para baixo da placa Filipina; à direita a placa Nazca desliza para baixo da placa da América do Sul). A influência da

* Os dados sobre esta investigação foram consultados a partir de:
www.seismology.harvard.edu/projects/3D/S20A/S20A.html

subducção destas placas é significativa, quer nas anomalias positivas nas velocidades de propagação que se estendem até aos 700 km de profundidade, quer na actividade sísmica registada que, no caso da subducção da placa Pacífica, provoca focos sísmicos até uma profundidade semelhante.

As zonas lentas (a castanho e amarelo) correspondem a material quente que se forma no Rife do Pacífico Este. Observa-se o arrefecimento desta zona à medida que se afasta do rife (transição de castanho para amarelo), a diminuição de espessura e o afundar progressivo desta zona, consequências do seu arrefecimento.

A evolução desta técnica, e dos modelos matemáticos que lhes estão subjacentes, permitirá, no futuro, melhorar a sua resolução permitindo distinguir entre anomalias causadas por heterogeneidades na estrutura química de anomalias térmicas. Os dados permitirão obter informações sobre a dinâmica dos processos que ocorrem na estrutura interna da Terra, nomeadamente sobre as correntes verticais de convecção no manto (associadas a gradientes de temperatura) e sobre as correntes horizontais na astenosfera associadas ao movimento das Placas. Todos estes estudos contribuirão para uma resposta à questão: Quais são as forças envolvidas no movimento das Placas?

2.8 – Como investigar o interior da Terra? Alguns modelos experimentais

Como modelar, num contexto escolar e numa perspectiva experimental, a investigação sobre a estrutura interna da Terra?

Os modelos desenvolvidos neste capítulo prendem-se com a interacção entre as ondas sísmicas e o meio onde se propagam, nomeadamente com a velocidade de propagação das ondas, com a sua atenuação e com fenómenos de reflexão e refacção que sofrem ao incidir em zonas de descontinuidade. Desenvolveram-se modelos simples em que, através de um situação experimental, se simularam os fenómenos físicos que ocorrem quando da propagação das ondas sísmicas no interior da Terra.

Faz-se de seguida, uma descrição dos modelos desenvolvidos, das suas limitações como réplica dos fenómenos naturais, do tipo de dados que permitem obter e apresentam-se sugestões de actividades. Como qualquer investigação deve ser movida pela curiosidade, as actividades são propostas na forma de um desafio.

A- Actividade experimental - Como medir a velocidade de propagação das ondas P em diferentes amostras no estado sólido? Como se atenuam as ondas P nestes materiais?

A.1 – O desafio

As diferentes rochas que podemos observar à superfície da terra têm aspectos visíveis que permitem a sua identificação mais ou menos fácil. Por exemplo, comparando a cor e o grão todos sabemos identificar quem é quem, entre duas amostras de granito e calcário. Fazer previsões sobre que tipo de rochas se encontram no interior da Terra é tarefa muito mais complicada – não é possível, tecnicamente, fazer uma viagem até lá para observar as amostras. Como é que o fazem então os Sismólogos? Usam, por exemplo, um outro tipo de propriedades das rochas, não visível mas que é possível de medir – rochas diferentes permitem a propagação de ondas longitudinais com rapidez e atenuações diferentes.

Propõe-se neste trabalho que se investigue amostras de diferentes materiais e que se identifique características no modo como se propagam as ondas. Características que permitirão a sua identificação indirecta, quando um teste visual não for possível.

A.2 - Quais os objectivos da actividade?

- Determinar a velocidades de propagação de ondas longitudinais, unidireccionais, em diferentes amostras.
- Determinar a densidade de diferentes amostras.
- Comparar criticamente os valores determinados com valores tabelados.
- Comparar a atenuação das ondas em diferentes amostras.

A.3 – Que investigações anteriores serviram de referência para o presente trabalho?

Esta actividade foi desenvolvida após consulta dos artigos de Mak, Ng e Wu (2000; 2002), de Key e Smidrovskis (2000) e do livro escolar inglês, Salter Horner Advanced Physics-A2 (2001) que descrevem diferentes métodos para medir a velocidade de propagação de ondas longitudinais, ao longo de uma barra. Os trabalhos destes investigadores não fazem qualquer referência à observação da atenuação do sinal e, excepto no caso do livro escolar inglês, não fazem qualquer conexão entre o que medem e os métodos de investigação em Sismologia.

A.4 – Quais os fundamentos físicos e geofísicos da actividade?*

Se na extremidade de um varão de comprimento L de um dado material criarmos uma perturbação frontal** (pancada súbita), esta vai progredir no meio, com velocidade V , como uma onda longitudinal compressiva. A onda vai reflectir-se, quase totalmente, na outra extremidade do varão, com inversão de fase (se a impedância acústica do meio ar for muito menor que a impedância acústica do material de que é feita a barra). A onda

* Estes aspectos foram desenvolvidos, com maior pormenor, nos pontos 2.3, 2.4 e 2.5 deste capítulo.

** A pancada no varão pode provocar também a propagação de outro tipo de ondas: transversais e oscilações que envolvem a deformação da barra como um todo.

reflectida viaja em sentido oposto, como uma distensão do meio, até se reflectir novamente na extremidade inicial, e assim sucessivamente até que a onda se atenua devido às interacções não elásticas com o meio de propagação.

Admitindo que a barra se deforma livremente nas direcções perpendiculares à direcção de propagação da onda, podemos considerar que a velocidade de propagação deste pulso longitudinal, pode ser dada, em função do módulo de Young e da densidade que caracterizam o meio de propagação pela equação (7), anteriormente referida:

$$V = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \quad (7)$$

Na Terra, a propagação das ondas faz-se através de deformações num meio elástico tridimensional e na equação (7), em vez do módulo de Young, deve-se considerar uma expressão que depende dos módulos elásticos desse meio – módulo de rigidez (μ) e módulo de incompressibilidade (k). Considerar a propagação unidireccional de uma onda, como se faz nesta actividade experimental, é um modo de simplificar o problema real.

$$V_p = \sqrt{\frac{\left(k + \frac{4}{3}\mu\right)}{\rho}} \quad (14)$$

A velocidade de propagação de ondas longitudinais depende do material, da pressão e da temperatura a que este se encontra, mas depende também de outros factores, como por exemplo: o seu grau de compactação, porosidade e da existência ou não de fracturas. Comparar os valores das velocidades de propagação das ondas P, obtidos em laboratório em condições experimentais bem determinadas, com valores obtidos, na Terra é sempre uma tarefa complexa.

A.5 – Que material e montagem são utilizados na actividade?

Material:

- Computador, Windows 95
- Barras de diferentes materiais de aproximadamente 1m de comprimento
- Conversor analógico digital PicoAD-10; software PicoScope
- Pêndulo ou pequeno martelo
- Cerâmica piezoelétrica* – 12V DC
- Base de madeira para suporte
- Craveira

Montagem:

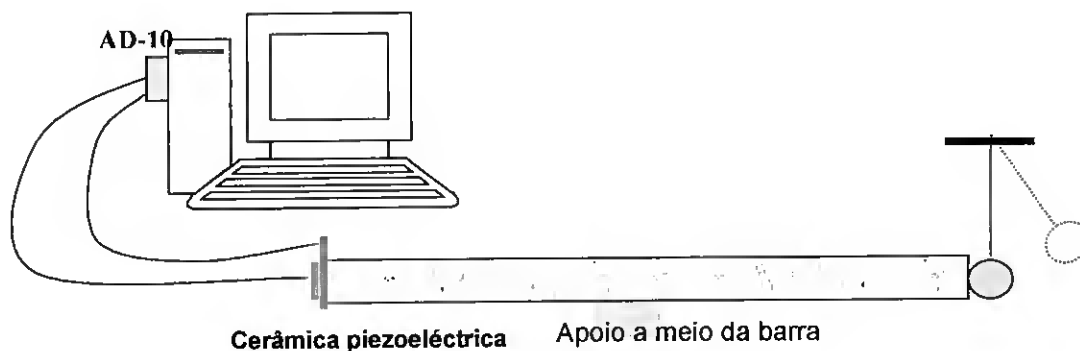


Figura 41: Esquema da montagem utilizada para a medição da velocidade de propagação de ondas longitudinais em diferentes materiais no estado sólido.

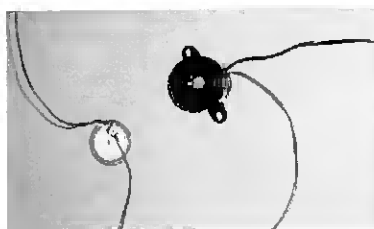


Figura 42: Em cima encontra-se uma fotografia de dois transdutores – um, tal como é adquirido, dentro da caixa de protecção de plástico; outro, tal como é utilizado nesta montagem, sem a caixa de plástico. À esquerda, um aspecto geral da montagem utilizada – em que se pode ver a placa conversora AD-10 e o transdutor piezoelétrico colado na barra de granito.

* Pode ser adquirida numa loja de componentes electrónicos – o seu nome comum é “besouro”.

A.6 – Quais as condições experimentais dos ensaios?

Como é causada a perturbação numa extremidade da barra?

O choque frontal de um pêndulo com a barra gera o impulso compressivo que se vai propagar na barra. A altura inicial do pêndulo foi sensivelmente igual, em todos os ensaios, de modo a manter constante a energia envolvida na colisão. Procurou-se também que o choque fosse frontal, minimizando as deformações laterais na barra.

Que barras foram utilizadas?

As barras têm que ter uma massa significativa de modo a não se moverem como um todo após o choque com o pêndulo e, um grau de compactação também significativo para que, ao fim de um trajecto ou dois, a onda não tenha sido totalmente atenuada.

O seu comprimento deve ser tal que permita medir o intervalo de tempo entre reflexões consecutivas numa extremidade. Assim, quanto maior for a velocidade de propagação, maior deve ser o comprimento da barra a utilizar.

Durante os ensaios, as barras foram apoiadas sobre uma base de madeira colocada a meio da barra.

Como é detectada a chegada da onda compressiva à extremidade da barra?

A detecção da chegada do pulso compressivo à extremidade da barra, oposta aquela onde se provoca a perturbação, pode ser feita utilizando uma cerâmica piezoelétrica colada transversalmente nesta extremidade da barra. O transdutor piezoelétrico, sensível a variações de pressão, transforma a deformação mecânica que sofre, quando da chegada da onda compressiva, num sinal eléctrico proporcional à sua deformação. Cada reflexão da onda compressiva nesta extremidade, provoca um sinal eléctrico nos terminais do transdutor.

Como é medido o tempo que a onda leva a viajar entre as duas extremidades da barra?

O intervalo de tempo mínimo a medir nesta montagem é o tempo necessário para que a

onda se reflecta, duas vezes consecutivas, na extremidade da barra onde se encontra o transdutor – gerando-se dois sinais eléctricos espaçados pelo intervalo de tempo t , tal como se esquematiza na figura 43.

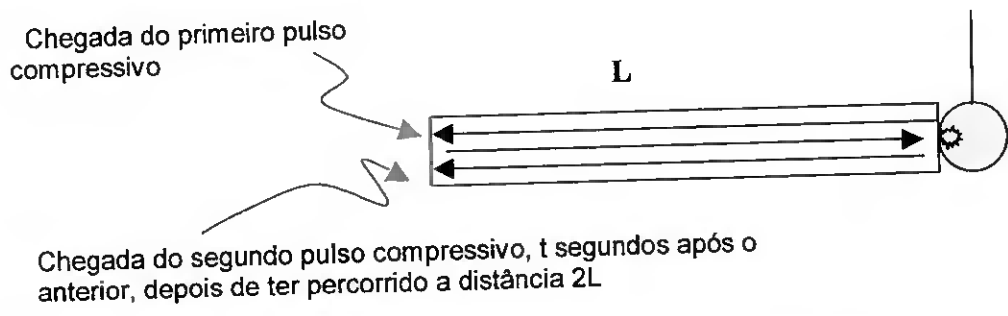


Figura 43: O transdutor, colado transversalmente na barra (a vermelho), transforma uma compressão num sinal eléctrico mensurável.

Uma estimativa da ordem de grandeza do tempo mínimo a medir, pode ser feita sabendo que a velocidade de propagação das ondas longitudinais, em amostras como o granito ou ferro é da ordem dos 5×10^3 m/s. Utilizando-se barras com um comprimento de 1m, a distância percorrida pela onda, entre duas reflexões consecutivas, é de 2m e o intervalo de tempo mínimo a medir é de:

$$t = \frac{x}{V} \qquad t \approx \frac{2}{5000} \approx 10^{-4} \text{ s}$$

Para a medição do intervalo de tempo optou-se por um conversor analógico digital, de um canal - Pico*AD-10 e pela utilização do software Pico Scope que, no conjunto, permitem a utilização do computador como um osciloscópio. A sucessiva chegada da onda compressiva, após sucessivas reflexões nas extremidades da barra, é detectada por picos no sinal eléctrico medido nos terminais do transdutor. Exemplos dos resultados obtidos encontram-se nas figuras 44, 45 e 46.

A placa analógico - digital AD-10 é uma placa de 8 bits de resolução, com um canal de entrada e que permite analisar sinais de entrada entre 0 a 5V, com uma taxa de

* Informações detalhadas deste tipo de material podem ser obtidas em www.picotech.com.

amostragem* de 20 kHz. A sua escolha, bem como do software PicoScope, para concretizar este trabalho, teve como base duas razões de ordem muito diferente:

- Rigor - Para minimizar os erros de leitura era conveniente detectar e medir um intervalo de tempo que envolvesse um número significativo de reflexões da onda na extremidade da barra que contém o transdutor. Para tal, era necessário um osciloscópio com memória e o PicoScope funciona como tal.
- Adequação pedagógica – Os alunos do ensino secundário não estão familiarizados com o manusear de um osciloscópio tradicional que envolve, necessariamente, uma prévia aprendizagem das suas múltiplas funções. O PicoScope, como osciloscópio, apresenta menos opções que um osciloscópio normal e o ecrã disponível é semelhante aos organizados por janelas com que, os alunos estão habituados a trabalhar em ambientes Windows. A sua simplicidade é, neste caso, um factor positivo pois permite uma gradual introdução ao manusear de um osciloscópio.

Que condições de observação/registo foram utilizadas, em todos os ensaios, no osciloscópio?

Escala de tempo utilizada – 1 ms/div	- Observação num tempo total de 10 ms
Escala para o potencial utilizada – Yx2	- Medição de sinais até 2500 mV
Trigger – disparo único; subida/ 50 mV	

A.7 – Comparação qualitativa dos resultados: A velocidade de propagação e a atenuação.

Comparando os dois ensaios, representados na figura 44, efectuados com barras de alumínio e ferro observa-se que:

* A frequência máxima de um sinal que é possível estudar, sem falseamento, com esta placa é de 10 kHz -Frequência de Nyquist, o que corresponde a um intervalo de tempo mínimo, entre os acontecimentos a seguir, de $0,1 \times 10^{-3}$ s. Nos ensaios com as amostras mais rápidas, as reflexões registadas, estão espaçadas de cerca de $0,4 \times 10^{-3}$ s, valor acima do mínimo que é possível estudar com esta taxa de amostragem.

- A velocidade de propagação das ondas longitudinais nestes materiais é sensivelmente semelhante – no mesmo intervalo de tempo observam-se um nº semelhante de reflexões.
- As amplitudes do sinal são bastante diferentes – como o sinal eléctrico medido nos terminais do transdutor é proporcional à deformação que este sofre, e como se procurou, em todos os ensaios, que a energia envolvida na pancada inicial fosse sensivelmente igual, podemos concluir que a transferência de energia do pêndulo para a barra não é igualmente eficaz nas duas amostras. Esta transferência depende das características dos materiais envolvidos no choque.

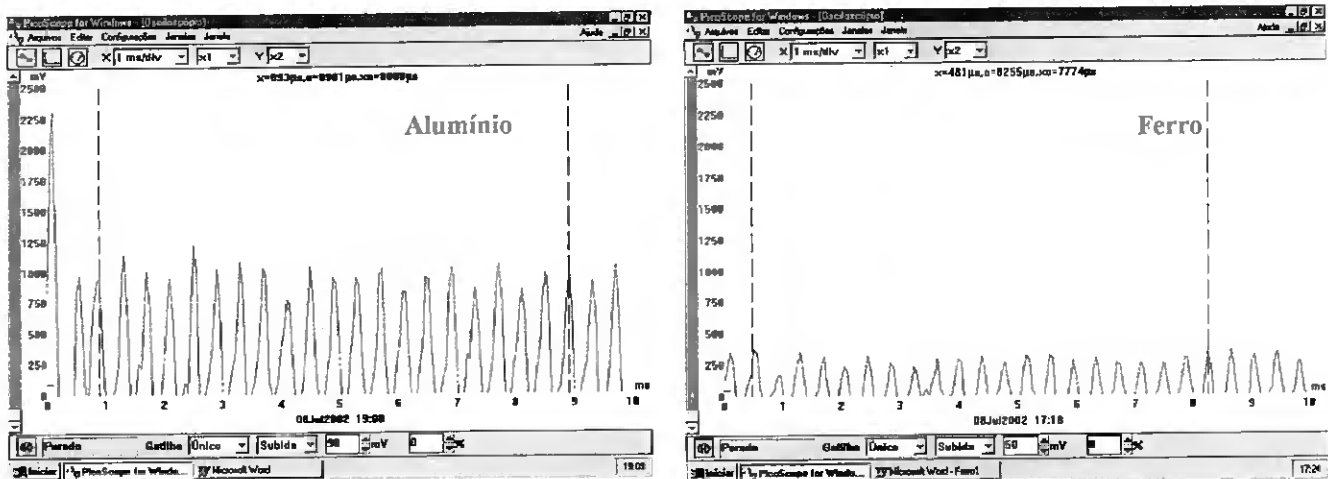


Figura 44: Ensaios com as barras de Alumínio e de Ferro; tempo de amostragem 10ms; escala vertical 2500mV

Comparando os dois ensaios envolvendo as barras de granito e calcário, representados na figura 45, podem ser realçados outros aspectos:

- A velocidade de propagação da onda longitudinal é semelhante nas duas amostras.
- A atenuação no sinal é muito maior no caso do granito, do que no caso da amostra de calcário. A heterogeneidade, visível a olho nu no grão do granito, provoca a difusão e a dissipação da energia associada ao pulso, ao longo de todo o seu trajecto, atenuando-se rapidamente a onda. Consultando o gráfico, relativo à

amostra de granito, pode-se verificar que entre 1 e 9 ms, a amplitude do sinal detectado (proporcional à deformação causada pela onda compressiva) diminui aproximadamente 3,5 vezes o seu valor inicial.

A comparação destes dois resultados permite distinguir entre velocidade de propagação e atenuação: a rapidez na propagação da oscilação não significa que a sua transmissão se faça sem percas de energia – “ser rápido não significa ser bom condutor”.

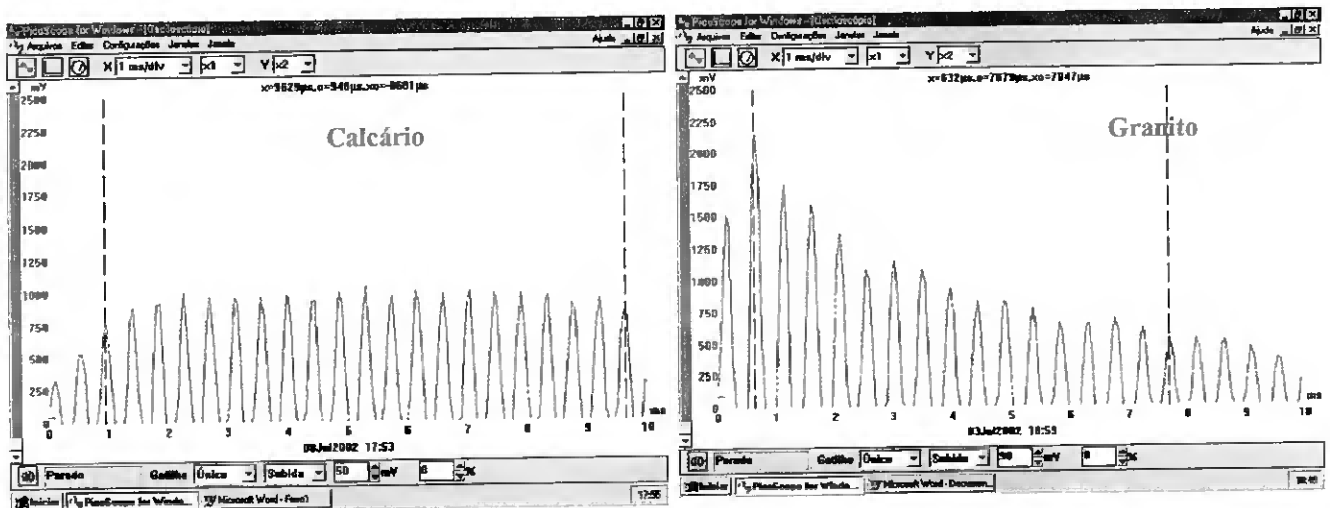


Figura 45: Ensaios com as barras de calcário e granito; tempo de amostragem 10ms; escala vertical 2500mV

Comparando os ensaios, representados na figura 46, com as barras de acrílico e de madeira de pinho podem ser realçados outros aspectos:

- As velocidades de propagação das ondas longitudinais são bastante diferentes: o número de picos é significativamente diferente nos dois ecrãs que correspondem a um mesmo intervalo de tempo de observação – 10 ms.
- Em todos os ensaios com a barra de acrílico verificou-se a atenuação do sinal, mas observou-se também, um pico de maior amplitude que os antecedentes a meio do registo. Corresponde a um pulso, de maior amplitude e que causa maior deformação no sensor para o qual não se encontrou uma explicação simples.

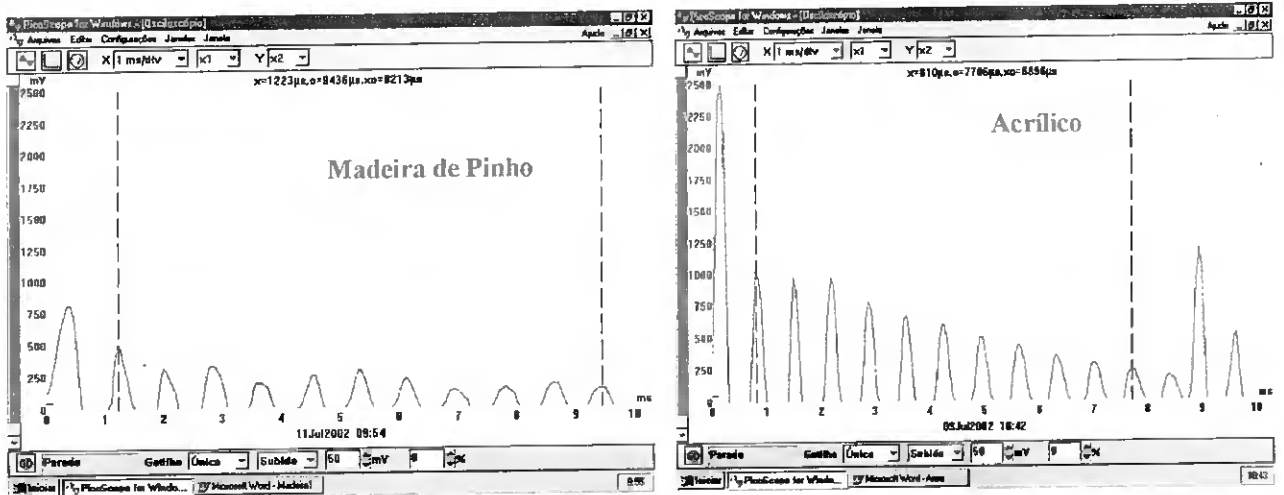


Figura 46: Ensaios com as barras de Madeira de Pinho e de Acrílico; tempo de amostragem 10ms; escala vertical 2500mV

A.8 – Determinação da densidade e da velocidade de propagação das ondas longitudinais, ao longo de uma barra de calcário compacto.

Comprimento da barra $L^* = 1,000 \pm 0,004$ m

Secção $S^{**} = (2,2 \pm 0,1) \times (2,9 \pm 0,1) \times 10^{-4} \text{ m}^2 = 6,38 \times 10^{-4} \pm 0,51 \times 10^{-4} \text{ m}^2$

Massa $M = (1713,93 \pm 0,01) \times 10^{-3} \text{ kg}$

O Volume da barra é dado por:

$$V = LS$$

$$V = (6,38 \times 10^{-4} \pm 0,54 \times 10^{-4}) \text{ m}^3$$

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta L_1}{L_1} + \frac{\Delta S}{S}$$

A densidade da barra é dada por:

$$\rho = \frac{m}{V}$$

$$\rho = 2,7 \times 10^3 \pm 0,2 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$$

$$\frac{\Delta \rho}{\rho} = \frac{\Delta m}{m} + \frac{\Delta V}{V}$$

* Dadas algumas rugosidades nas secções de corte da barra estimou-se um erro de 2×10^{-3} m em cada uma das suas extremidades.

** Para determinar com maior rigor a secção transversal da amostra dever-se-ia ter efectuado um nº considerável de medidas ($l \times l'$), ao longo de todo o seu comprimento.

Dados obtidos nos diferentes ensaios:

Nº ensaio	t_i (μs) $\pm 14 \mu\text{s}$	t_r (μs) $\pm 14 \mu\text{s}$	Δt (μs) $\pm 28 \mu\text{s}$	$\Delta t_{\text{médio}} \pm S_m$ (μs)
1	948	9629	8681	8656,5 \pm 5,3
2	948	9615	8667	
3	948	9615	8667	
4	948	9574	8626	
5	948	9588	8640	
6	948	9588	8640	
7	920	9588	8668	
8	920	9588	8668	
9	920	9574	8654	
10	920	9574	8654	

Quadro 3 – Dados referentes aos ensaios com a barra de calcário. A medição, do intervalo de tempo (Δt), foi efectuada considerando o registo de 20 reflexões (20 picos) pelo transdutor.

Comentários e cálculos:

O erro experimental associado a cada medição do tempo foi de $14 \mu\text{s}$ – menor unidade de tempo que distancia dois pontos contíguos no ecrã, quando da movimentação horizontal do cursor. De modo a estimar a exactidão deste valor, verificou-se qual a resolução do ecrã utilizada, pois o erro nunca poderá ser inferior a um pixel - menor unidade na definição da imagem.

A resolução do ecrã utilizada foi de 800×600 pixel e a área do gráfico ocupou, grosso modo, 85% da área total disponível o que, na escala de tempo utilizada corresponde a 10ms. Na dimensão horizontal temos assim $800 \times 0,85$ pixel a que correspondem 10 ms (a um pixel corresponde um intervalo de tempo de 14 a $15 \mu\text{s}$). Dada a pequena discrepância entre o valor estimado grosso modo e o indicado pela movimentação do cursor admitiu-se que o valor $14 \mu\text{s}$ correspondia a um salto de 1 pixel. No entanto, dada a taxa de amostragem utilizada nestes ensaios (20 kHz), o instrumento de medida utilizado só mede de $50 \mu\text{s}$ em $50 \mu\text{s}$, intervalo de tempo este que é maior que $14 \mu\text{s}$. O programa utilizado interpola entre duas medidas.

O intervalo de tempo médio para efectuar o percurso de comprimento total $20 \times 2L$ foi, considerando o resultados dos 10 ensaios efectuados, de:

$$\Delta t_{\text{médio}} = 8656,5 \pm 5,3 \times 10^{-6} \text{ s}$$

O desvio padrão da média, s_m , foi calculado através das seguintes expressões:

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{(n-1)}} \quad s_m = \sqrt{\frac{s^2}{n}}$$

A velocidade média de propagação das ondas longitudinais, V_m , pode ser calculada:

$$V_m = \frac{20 \times 2L}{\Delta t_{\text{médio}}} \quad \frac{\Delta V_m}{V_m} = \frac{\Delta L}{L} + \frac{\Delta T}{T}$$

$$V_m = \frac{20 \times 2 \times 1,000}{8656,5 \times 10^{-6}} = 4620,81 \text{ m/s} \quad \frac{\Delta V_m}{V_m} = \frac{0,004}{1,000} + \frac{5,3}{8656,5} = 0,0046$$

$$V_m = 4,621 \pm 0,021 \times 10^3 \text{ m/s} \quad \text{erro percentual de } 0,46\%$$

O valor obtido encontra-se dentro do intervalo de valores referenciados na literatura consultada para a velocidade de propagação de ondas longitudinais numa amostra de calcário, nomeadamente: Doyle (1995) refere valores compreendidos entre 3×10^3 m/s e $5,5 \times 10^3$ m/s e Fowler (2000) refere valores entre $3,5 \times 10^3$ m/s e 6×10^3 m/s. O grande intervalo de valores possíveis reflecte a variedade de calcários encontrados na Natureza.

A.9 - Quadro resumo dos dados obtidos nos ensaios com as restantes amostras.

Alguns comentários.

Comentários:

A discussão dos dados permite concluir que a relação entre a densidade do material e a velocidade de propagação das ondas longitudinais não é simples, envolvendo pelo menos outro parâmetro (módulo de Young). Por exemplo, a comparação dos resultados obtidos com as amostras de ferro e mármore é significativa, pois ambas têm velocidades de propagação das ondas longitudinais semelhantes mas densidades muito diferentes – a

densidade determinada da amostra de calcário foi de $2,7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ e a do ferro foi de $9,9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$.

O tempo de trajecto médio determinado para a barra de madeira é aquele que apresenta um maior desvio padrão da média. Um factor que pode ter contribuído para esta dispersão dos resultados é a reduzida inércia da amostra que pode ter permitido algum deslize da amostra, como um todo, após a colisão com o pêndulo.

Material	Comprimento (m)	Secção ($\times 10^{-4} \text{ m}^2$)	Volume ($\times 10^{-4} \text{ m}^3$)	Massa ($\times 10^{-3} \text{ kg}$)	Densidade determinada ($\times 10^3 \text{ kg/m}^3$)	Densidade esperada ($\times 10^3 \text{ kg/m}^3$)
Ferro	$0,990 \pm 0,004$	$(1,2 \pm 0,1) \times (1,2 \pm 0,1)$	$1,43 \pm 0,24$	$1411,07 \pm 0,01$	$9,9 \pm 1,7$	7,8 (S)
Alumínio	$1,000 \pm 0,004$	$(1,2 \pm 0,1) \times (1,2 \pm 0,1)$	$1,44 \pm 0,25$	$384,85 \pm 0,01$	$2,7 \pm 0,5$	2,7 (S)
Calcário	$1,000 \pm 0,004$	$(2,2 \pm 0,1) \times (2,9 \pm 0,1)$	$6,38 \pm 0,54$	$1713,93 \pm 0,01$	$2,7 \pm 0,2$	2,7 (S)
Mármore	$1,000 \pm 0,004$	$(2,2 \pm 0,1) \times (2,9 \pm 0,1)$	$6,38 \pm 0,54$	$1824,05 \pm 0,01$	$2,9 \pm 0,2$	
Granito	$1,010 \pm 0,004$	$(1,4 \pm 0,1) \times (2,9 \pm 0,1)$	$4,10 \pm 0,45$	$1154,04 \pm 0,01$	$2,8 \pm 0,3$	2,6 (S)
Madeira de Pinho	$0,673 \pm 0,004$	$(4,2 \pm 0,1) \times (1,0 \pm 0,1)$	$2,83 \pm 0,37$	$138,10 \pm 0,01$	$0,5 \pm 0,1$	0,5 (S)
Acrílico	$0,727 \pm 0,004$	$\pi \cdot 0,6^2 \pm 0,4$	$0,82 \pm 0,29$	$97,88 \pm 0,01$	$1,2 \pm 0,4$	

Quadro 4 – A densidade das diferentes amostras em estudo: valores experimentais e esperados.
(S) - Valores referidos em "Salters Horners Advanced Physics A-2 (2001)"

Notação utilizada no quadro 5:

N – N° de reflexões que ocorreram na extremidade da barra em que está colada a cerâmica piezoelétrica

$\Delta t_{\text{médio}}$ – Intervalo de tempo médio para que ocorram N reflexões

$S_{\text{média}}$ – Desvio padrão da média

$V_{\text{média}}$ – Velocidade média de propagação das ondas longitudinais

Material	Nº de ensaios	N	$\Delta t_{\text{médio}} \pm S_m$ ($\times 10^{-6}$ s)	$V_{\text{média}} \pm \Delta V$ ($\times 10^3$ m/s)	Erro percentual na V_m	Velocidades esperadas ($\times 10^3$ m/s)
Ferro	10	20	$7747,8 \pm 8,5$	$5,111 \pm 0,026$	0,51%	5,1 (Aço) (S) 5,8 (Ferro Fundido)-6,1 (Aço) (D)
Alumínio	10	20	$8017,8 \pm 5,1$	$4,989 \pm 0,023$	0,46%	5,1 (S) 6,6 (D)
Calcário C	10	20	$8656,5 \pm 5,3$	$4,621 \pm 0,021$	0,46%	3 – 6 (F) 3,0 - 5,5 (D)
Mármore	10	20	$7791,3 \pm 6,4$	$5,134 \pm 0,025$	0,48%	6- 7 (D)
Granito	10	15	$7012,4 \pm 6,2$	$4,321 \pm 0,021$	0,48%	5 – 6 (F) 5,5-6,0 (D)
Madeira de pinho	10	10	$8248,9 \pm 20,5$	$1,632 \pm 0,014$	0,84%	3,3 (S)
Acrílico	10	10	$6881,2 \pm 6,1$	$2,113 \pm 0,013$	0,64%	1,840 – 2,460 (K)

Quadro 5: A velocidade de propagação das ondas longitudinais nos diferentes materiais em estudo: valores experimentais e esperados.

(D) Valores referidos de Doyle (1995); (F)Valores referidos de Fowler (2000); S – Valores referidos em Salters Horners Advanced Physics, A-2 (2001); (K) valor referido por Key (2000).

B - Actividade experimental — Quanto maior o trajecto, mais tempo é necessário para o percorrer. Determinação da velocidade de propagação das ondas P.

B.1 – O desafio

Quanto mais afastada se situa uma estação sismológica do epicentro de um sismo, mais tarde é nela registado este evento. Com base nesta ideia e na análise de muitos dados, os Sismólogos construíram “horários” para as ondas sísmicas em que, se registam as distâncias e o intervalo de tempo previsto para as ondas efectuarem esse trajecto. Como as ondas sísmicas não viajam com velocidade constante, o rigor nestes “horários” só foi possível analisando muitos e muitos dados.

O que se propõe neste trabalho é efectuar um estudo similar, se bem que em condições bem menos complexas: determinar a velocidade de propagação de uma onda P, que se

propaga numa única direcção, num meio homogéneo, a partir dos tempos de chegada a um detector, colocado a diferentes distâncias do foco emissor de ondas.

B.2 – Quais os objectivos da actividade?

- Observar o “atraso” na chegada de uma onda P, que se propaga segundo uma única direcção num meio homogéneo, quando a distância foco emissor – receptor aumenta.
- Construir a partir dos dados experimentais um gráfico tempo de chegada do sinal em função da distância percorrida.
- Calcular a partir do gráfico anterior a velocidade média de propagação das ondas P nesse meio.
- Comparar o gráfico obtido (para um meio homogéneo) com os gráficos do mesmo tipo mas envolvendo a propagação das ondas P no interior da Terra.

B.3 - Que investigações anteriores serviram de referência para o presente trabalho?

O artigo de Key e Smidrovskis (2000) foi a principal fonte para o desenvolvimento deste trabalho.

B.4 - Quais os fundamentos físicos e geofísicos da actividade?*

No interior da Terra, a velocidades das ondas P não é constante pois, de um modo geral, quanto maior é a profundidade, maior é a velocidade de propagação. Assim, uma onda ao longo do seu trajecto não tem uma velocidade constante e ondas que penetrem a profundidades diferentes atingem velocidades máximas também diferentes. A situação pode ainda ser mais complexa se existirem, nesse meio, grandes discontinuidades térmicas, variações na composição química ou ainda se, o meio for anisotrópico. O “horário” que representa o tempo de chegada de uma fase versus a distância entre o foco e a estação não representa uma relação linear e para a sua concretização, com rigor, foi

* Estes aspectos são tratados, com maior pormenor, no ponto 2.3 e 2.6 deste capítulo.

necessário integrar muitos e muitos dados sobre a actividade sísmica. Os primeiros “horários” correspondem às tabelas de Jeffreys e Bullen (ver figuras 25, 26 e 27).

Nesta actividade, tal como na actividade A, produz-se um pulso compressivo numa extremidade de uma barra homogénea e mede-se o tempo necessário para que este se propague até à extremidade oposta. Repete-se o ensaio com outras barras de comprimentos diferentes e constrói-se o “horário”: tempo de viagem versus distância entre o emissor e o receptor. Neste caso, meio homogéneo, a velocidade de propagação é constante e o gráfico deve representar uma relação linear. O modelo explorado é pois uma simplificação do que sucede no interior da Terra, quer por ser um modelo unidimensional, quer por nele as ondas P se propagarem com velocidade constante.

B.5 - Que material/montagem foi utilizada?

Material

- 2 Cerâmica piezoeléctricas – 12V DC
- 6 Barras de acrílico com comprimentos entre 72,7 e 25,0 cm e de diâmetro 0,6 cm
- Osciloscópio de 2 canais
- Gerador de sinais com amplificador
- Base de madeira para suporte

Montagem:

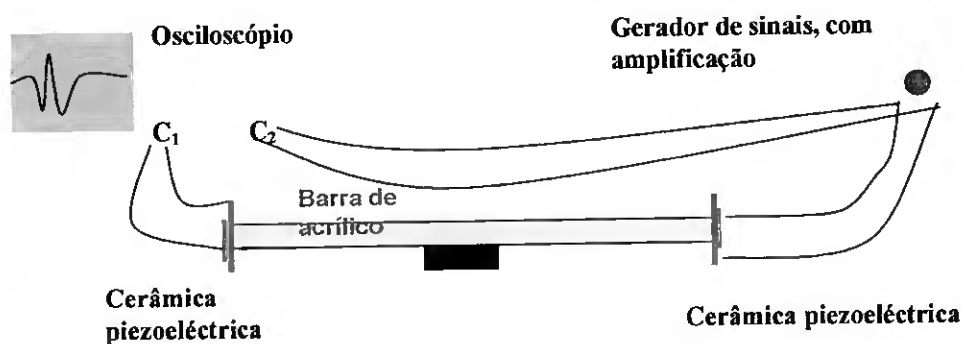


Figura 47: Esquema da montagem utilizada para a medição da velocidade de propagação das ondas P em barras de acrílico de diferentes comprimentos

B.6 – Quais as condições experimentais nos ensaios?

Como é causada a perturbação numa extremidade e detectada a sua chegada à extremidade oposta da barra?

A onda, que se irá propagar na barra, é gerada através de um transdutor piezoeléctrico colado transversalmente à barra. O transdutor transforma um sinal eléctrico quadrado, aplicado através do gerador de sinais, numa vibração mecânica que se vai propagar através da barra. A detecção desta vibração, após ter percorrido todo o comprimento da barra, é feita através de outro transdutor do mesmo tipo, colado na outra extremidade. A deformação causada pela chegada da onda é transformada aqui num sinal eléctrico.

Como é medido o tempo que a onda leva a viajar entre as duas extremidade da barra?

A medição do tempo é feita através de um osciloscópio de dois canais: o sinal quadrado introduzido no transdutor é visualizado no canal II, e funcionou, neste caso, como Trigger; o sinal detectado na outra extremidade da barra é simultaneamente visualizado no canal I.

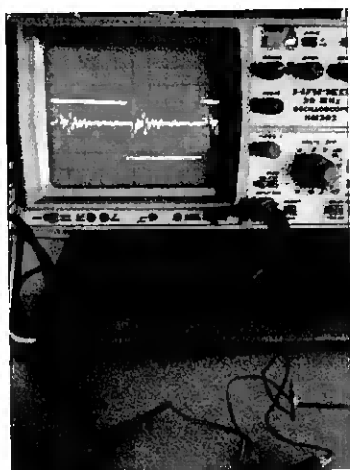


Figura 48: O traço superior diz respeito ao canal II - onda quadrada aplicada nos terminais do transdutor.

O traço inferior diz respeito ao sinal detectado na outra extremidade da barra.

Segundo Key (2000), a forma do sinal observado no canal I depende das características (dependentes da frequência do sinal) do transdutor.

Escala de tempo – 0,5 ms/divisão

A figura 48 representa um ecrã do osciloscópio nestas condições experimentais, onde também se pode observar que os pulsos consecutivos da onda quadrada têm polaridades opostas. Utilizando uma escala de tempo menor, pode ser facilmente medido o intervalo de tempo entre a emissão da onda e a sua detecção – figura 49. Para que este intervalo de tempo seja observável e possível de medir é necessário, utilizando um osciloscópio

vulgar, que o meio onde as ondas se propagam seja relativamente lento – por isso estes ensaios foram somente executados com barras de acrílico, onde a velocidade de propagação de ondas longitudinais, segundo Key (2000) é da ordem dos 2×10^3 m/s.

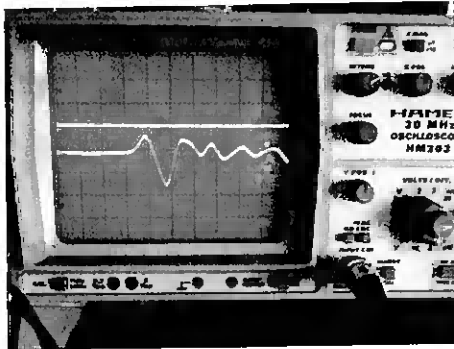


Figura 49 – A visualização dos dois sinais inicia-se quando a onda quadrada é emitida – canal II funciona como Trigger.

O instante de chegada da perturbação, à outra extremidade da barra, é detectado no canal I. Nas condições experimentais, este tempo coincide com o tempo necessário para que a perturbação percorra toda a barra.

Escala de tempo 0,1 ms/div.

Que condições de observação/registo foram utilizadas em todos os ensaios?

O sinal quadrado, que vai alimentar o emissor de ondas mecânicas, deve ter 12V pois os transdutores utilizados funcionam com esta tensão. A frequência escolhida para este sinal foi de 100 Hz – com frequências maiores, portanto com períodos entre sinais emitidos menores, observou-se no sinal detectado a sobreposição entre o 1º sinal ainda não totalmente amortecido e a detecção de um 2º sinal. Para frequências inferiores a 100 Hz, a observações dos sinais no osciloscópio tornou-se difícil – imagem não estacionária.

Assim as condições de observação/registo foram, nos diferentes ensaios:

Gerador de sinais:

Onda quadrada de $f \approx 100$ Hz
ddp ≈ 12 V

Osciloscópio:

Modo dual; trigger canal II
Canal I: 5 mV; Canal II 5 V
Escala de tempo: 0,5 ms/div ou 0,1 ms/div

B.7 – Os dados obtidos e alguns comentários

Comprimento da barra ($\times 10^{-2}$ m)	25,0 \pm 0,1	35,0 \pm 0,1	45,0 \pm 0,1	57,3 \pm 0,1	65,0 \pm 0,1	72,7 \pm 0,1
Tempo medido ($\times 10^{-4}$ s)	1,40 \pm 0,10	1,90 \pm 0,10	2,40 \pm 0,10	2,80 \pm 0,10	3,30 \pm 0,10	3,60 \pm 0,10

Quadro 6: Dados referentes aos ensaios com as barras de acrílico de diferente comprimento.

Comentários

Os dados foram representados graficamente (figura 50) e na sua representação gráfica a escolha eixo/grandeza foi a usual em Sismologia: eixo vertical – eixo dos tempos (t); eixo horizontal – eixo das posições (d). Em Física, na generalidade dos problemas, o eixo horizontal é utilizado para representar o tempo.

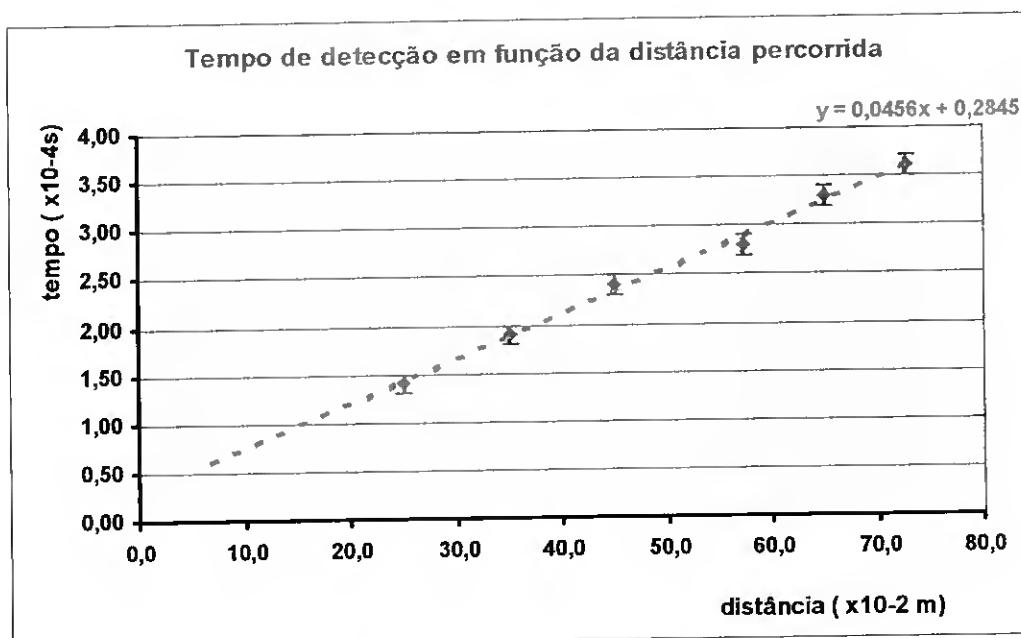


Figura 50: Intervalo de tempo necessário para detectar o sinal na extremidade da barra de acrílico em função do comprimento da barra. Representa-se também a vermelho a melhor recta (e a respectiva equação) que passa nos pontos experimentais.

A relação linear que o gráfico evidencia permite prever que a velocidade de propagação neste meio se pode considerar constante. De modo a calcular esta velocidade, obteve-se a equação da melhor recta que representa os pontos experimentais através de uma folha de cálculo do Excel e do operador LINEST. A equação desta recta e o respectivo coeficiente de correlação são dados por:

$$t = 0,0456 d + 0,2845 \quad R^2 = 0,995$$

O declive desta recta é de $0,0456 \pm 0,0016$ ($\times 10^{-2} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}$) e a sua ordenada na origem é de $0,2845 \pm 0,0844$ ($\times 10^{-4} \text{ s}$).

Esta recta não passa na origem do referencial (o que corresponderia a uma distância nula entre emissor-detector e a um esperado intervalo de tempo nulo na detecção do sinal) nem o intervalo de erro, associado à ordenada na origem, contém este ponto. Um intervalo de tempo não nulo, necessário para a detecção do sinal, mesmo quando a distância entre emissor – receptor se aproxima do zero, poderá estar relacionada com o tempo de resposta não nulo, dos transdutores piezoelétricos utilizados.

O declive da recta calculada corresponde ao inverso da velocidade média de propagação de ondas longitudinais no acrílico.

$$\text{declive} = \frac{1}{V_m} \quad V_m = 2,19 \pm 0,08 \text{ (x}10^3 \text{ m/s)}$$

Conhecida a distância entre dois pontos (d) pode-se estimar o tempo (t) que a onda leva a se propagar entre eles, a partir da equação da recta calculada. O erro associado ao cálculo deste tempo será de $0,065 \times 10^{-4}$ s.

Na actividade experimental A também se determinou a velocidade de propagação das ondas P no acrílico. O valor encontrado nessa actividade foi de $2,113 \pm 0,013 \text{ (x}10^3 \text{ m/s)}$. Comparando os dois valores, determinados de modos diferentes, podemos verificar a sua proximidade. Key (2000) indica como valores possíveis para a velocidade de propagação das ondas no acrílico os compreendidos no intervalo entre 1840 m/s e 2460 m/s, intervalo este, onde cabem os resultados encontrados.

C – Actividade experimental – Porque curvam os raios sísmicos no interior da Terra?

C.1 – O desafio

Os raios sísmicos não se propagam em linha recta no interior da Terra mas sim com trajectórias curvilíneas Este é um comportamento comum a todas as ondas quando se propagam em meios que, por alguma razão, se encontram estratificados por densidades.

Dá origem também, por exemplo, a fenómenos ópticos muito interessantes como as miragens.

O que se propõe nesta actividade é que se prepare um meio aquoso, estratificado por densidades crescentes, e se observe o trajecto de um feixe luminoso no seu interior. Isto é um meio onde a luz se curve, tal como os raios sísmicos se curvam no interior da Terra.

C.2 – Quais os objectivos desta actividade

- Preparar um meio aquoso, estratificado por camadas horizontais, de concentração crescente com a profundidade.
- Observar e interpretar o trajecto de feixe laser nesse meio.
- Comparar o trajecto do feixe laser no meio considerado com o trajecto de um raio sísmico no interior da Terra.

C.3 - Que investigações anteriores serviram de referência para o presente trabalho?

O trabalho de Tape (2000) sobre miragens e de como as simular num tanque foi a referência motivadora para o desenvolvimento deste aspecto do trabalho.

C.4 – Quais os fundamentos físicos e geofísicos da actividade?*

Os raios sísmicos ao atravessarem meios onde a velocidade de propagação é sucessivamente maior refractam-se, deflectindo-se e afastando-se da normal. Se esta transição for gradual, tal como sucede em grande parte do interior da Terra, a trajectória dos raios sísmicos é deflectida de um modo contínuo - figura 51a).

A refacção é um fenómeno comum a todas as ondas. Considerando a refacção de um feixe de raios luminosos num tanque em que se criou uma estratificação de soluções aquosas por densidade crescente com a profundidade, é possível observar a refacção contínua de um raio luminoso e a sua trajectória curvilínea. Aqui, a velocidade de propagação diminui com a profundidade, o raio refracta-se aproximando-se da normal

* Este aspecto foi tratado com maior pomenor no ponto 2.5 deste capítulo.

(figura 51b) – a curvatura da trajectória tem, neste caso, o sentido oposto à curvatura dos raios sísmicos no interior da Terra.

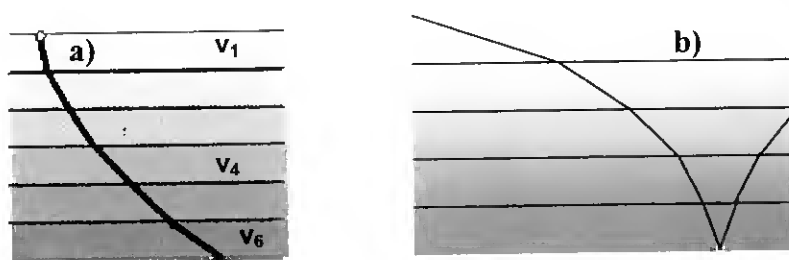


Figura 51: A refacção de um raio num meio estratificado

a) Trajecto de um raio sísmico no interior da Terra numa zona onde a velocidade de propagação aumenta continuamente – o raio refracta-se continuamente afastando-se da normal – trajectória curvilínea.

b) Trajecto de um raio de luz num meio cuja densidade aumenta com a profundidade – a velocidade de propagação diminui, o raio refracta-se continuamente, aproximando-se da normal.

C. 5 – Que material/montagem foi utilizada?

Material

- Tanque de vidro de dimensões 50x8x 5cm
- Um ponteiro laser
- Um tubo de carga com torneira
- 1L de cada uma das seguintes soluções de açúcar, de concentração em massa: 50%, 40%, 30%, 20% e 10%.
- Solução alcoólica de fluoresceína.



Figura 52: Montagem para o enchimento do tanque

Enchimento do tanque

- Preparou-se 1L de cada uma das soluções a que se adicionou 4 ou 5 gotas de fluoresceína. A fluoresceína permite visualizar o trajecto dos raios luminosos no interior da solução.
- Iniciou-se o enchimento do tanque utilizando a montagem representada na figura 52. A ampola de carga foi colocada nas proximidades das paredes do tanque e, tanto quanto possível, perto do fundo. O enchimento lento foi feito por fases – 1º a solução menos

concentrada, depois a seguinte e assim sucessivamente, terminando-se o enchimento com a solução mais concentrada.

C.6 – O que é que se observou?

Logo após o enchimento do tanque, o trajecto dos raios luminosos no seu interior é uma linha quebrada, permitindo identificar a interface entre as diferentes soluções. Ao fim de

poucos minutos, essas interfaces deixam de se poder identificar e a deflexão dos raios passa a ser contínua, tal como a figura 53 mostra. Estabeleceu-se pois, um equilíbrio entre as soluções de concentração diferentes nas interfaces.

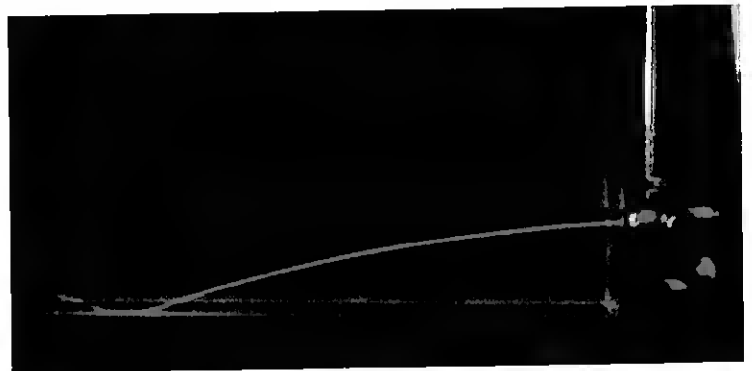


Figura 53: A deflexão contínua do feixe luminoso – a velocidade de propagação diminui em meios de maior densidade, o raio refracta-se continuamente aproximando-se da normal. “Curvou-se a luz.”



Figura 54 – Trajecto completo do raio luminoso ao longo do tanque. Pode-se observar a refração contínua do raio e a sua reflexão na base do tanque.

D - Actividade experimental – Porque se forma a zona de sombra na Terra?*

(modelo a 3 dimensões)

D.1 – O desafio

Uma das mais espectaculares descobertas sobre o interior da Terra foi feita no início do século XX por R. Oldham e Gutenberg. A partir dos registos sísmicos obtidos na superfície da Terra deduziram que, a cerca de 3000 km de profundidade, deveria existir

* Este aspecto é tratado com maior pormenor ponto 2.6 deste capítulo.

uma zona com características muito especiais – núcleo, cuja parte exterior se deveria encontrar no estado líquido. Nesta zona, as ondas P propagavam-se com velocidades menores do que no manto e as ondas S nem sequer se propagavam. Como fazer ciência não é adivinhar; como viagens ao centro da Terra, como as imaginadas por Júlio Verne, não eram e não são possíveis, como deduziram eles a existência do núcleo “invisível”? As suas deduções envolveram o estudo complexo de muitos e muitos registos sísmicos mas, assentaram fundamentalmente na observação de que, sempre que ocorria um sismo de grande magnitude, existia uma zona na superfície da Terra oposta à localização do epicentro, onde não se registavam ondas sísmicas directas – zona de sombra.

O que se propõe neste trabalho é fazer uma “prova” ao contrário: criar um modelo a três dimensões da Terra, simular ondas sísmicas através de um feixe luminoso e, alterando a composição do “núcleo” verificar em que condições se forma uma zona de sombra na superfície da “terra” e qual é a sua forma.

D.2 – Quais os objectivos desta actividade?

- Observar a formação de um anel de sombra na superfície exterior do modelo, na zona contrária aquela onde se situa o foco “sísmico”.
- Verificar que a existência da zona de sombra depende da existência de uma zona central, onde a velocidade de propagação das ondas é menor do que no exterior.
- Prever e testar, utilizando o modelo, como é a zona de sombra de um hipotético planeta onde a velocidade de propagação das ondas no núcleo é superior à velocidade de propagação das ondas no manto.
- Observar a formação de uma cáustica – anel no limite da zona de sombra onde as ondas são detectadas com grande intensidade.

D.3 - Que investigações anteriores serviram de referência para o presente trabalho?

A Universidade de Binghamton, na sua página na Internet, apresenta um conjunto de actividades experimentais envolvendo conceitos da Geofísica. Uma dessas actividades

tem como objectivo simular a formação da zona de sombra na Terra e serviu como base para o desenvolvimento desta actividade. Na actividade consultada* é utilizado o retroprojector como fonte “sísmica”, parte de um velho globo como superfície da Terra e uma lente convergente como núcleo.

D.4 – Como foi construído o modelo?

Material

- Aquário de raio 8 cm
- Lâmpada de casquilho de raio 4cm
- Barra de acrílico para suporte
- Solução de açúcar a 30% em massa
- Lâmpada de halogéneo de 20W, 12V
- Caixa de rolo fotográfico
- Retroprojector
- Fonte de alimentação – DC

Preparação

▪ O aquário foi pintado com uma aguada de guache branco e desenhado, na sua superfície, a sua circunferência máxima. A aguada permite distinguir, na superfície exterior do aquário, zonas iluminadas de zonas na sombra.

▪ A lâmpada de diâmetro 8cm foi transformada num balão. Para isso, serrou-se o topo do

casquilho e extraiu-se todo o “miolo” eléctrico. A escolha desta lâmpada foi feita tendo em conta a sua forma e as suas paredes de vidro muito finas que vão provocar poucas interferências nas observações.

▪ Utilizou-se uma barra de acrílico, colada ao exterior do casquilho, como ponto de apoio para suspender o balão.

▪ A lâmpada de halogéneo foi montada num suporte vertical - caixa de rolo fotográfico.

▪ Preparou-se uma solução de açúcar a 30%, cujo índice de refração é de 1,38.

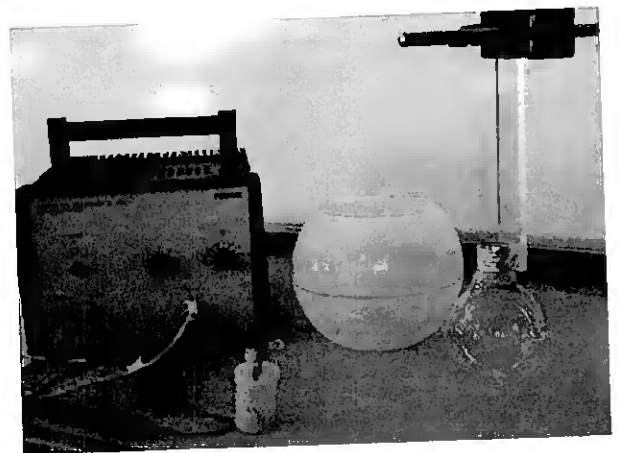


Figura 55: Material utilizado na actividade experimental.

* <http://www.geol.binghamton.edu/faculty/barker/demos/demo11>

Funcionamento

- Colocando o balão dentro do aquário e ao centro obtemos um modelo, em termos de dimensões e formas, do sistema Terra – núcleo.
- Enchendo o aquário ou o balão com líquidos transparentes de diferentes índices de refração, conseguem-se diferentes razões entre as velocidades de propagação das ondas luminosas que, podem ou não, simular o que se passa no interior da Terra.
- O foco emissor de ondas é simulado por um retroprojector ou por uma pequena e potente lâmpada de halogéneo.
- A visualização da zona de sombra e da cáustica na superfície do aquário é possível se esta estiver levemente pintada.

D.5 – Quais os fundamentos geofísicos para a construção deste modelo?

As ondas P propagam-se no manto com uma velocidade que aumenta com a profundidade. Segundo Fowler (2000), esta aumenta entre os 8,1 km/s no manto superior até 13,6 km/s próximo do núcleo. Na interface manto núcleo as ondas sofrem refração e são deflectidas aproximando-se da normal à interface. A sua velocidade diminui para cerca de 8 km/s, aumentando depois no interior do núcleo até 10 km/s. A razão entre a velocidade médias de propagação das ondas P, no manto e no núcleo, com os valores indicados será de:

$$\frac{V_{\text{manto}}}{V_{\text{núcleo}}} \approx \frac{11}{9} = 1,2 \quad \text{Razão entre velocidades médias}$$

As dimensões da Terra e do núcleo que hoje se aceitam permitem também, fazer a razão entre os seus raios respectivos:

$$\frac{R_{\text{Terra}}}{R_{\text{Núcleo}}} = \frac{6371}{3480} = 1,8$$

No modelo que se desenvolveu, as ondas sísmicas serão simuladas por um foco luminoso (lâmpada de halogéneo ou retroprojector). A velocidade de propagação das ondas

luminosas num meio transparente está relacionada com o índice de refração desse meio. O índice de refração (n) de um meio é definido, em função da velocidade de propagação da luz no vácuo (c) e da velocidade de propagação da onda nesse meio (V) como:

$$n = \frac{c}{V}$$

A lei de Snell, para a refração, pode-se aplicar à propagação das ondas luminosas:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \qquad \frac{V_1}{V_2} = \frac{n_2}{n_1}$$

Na construção do modelo procurou-se manter, tanto quanto possível, as formas das superfícies envolvidas (esféricas), minimizar a espessura da interface que simula a transição manto – núcleo e simular as proporções entre as dimensões da Terra e do núcleo e entre as velocidades médias de propagação das ondas P no manto e no núcleo.

No modelo:

A superfície exterior de aquário de raio 8 cm

A superfície exterior de uma lâmpada – balão de raio 4 cm

$$\frac{R_{\text{aquário}}}{R_{\text{lamp-bal}}} = \frac{8}{4} = 2$$

Como meio de propagação considerou-se que:

No modelo:

O ar contido no aquário;

$$n_{\text{ar}} = 1,00 \text{ (} 0^\circ\text{C; } 1\text{atm)}$$

A solução de açúcar a 30% que enche a lâmpada -balão:

$$n_{\text{sol}} = 1,38^*$$

$$\frac{V_{\text{ar}}}{V_{\text{solu}}} = \frac{n_{\text{sol}}}{n_{\text{ar}}} = 1,38$$

Representa:

A superfície da Terra de raio 6371 km

A superfície do núcleo de raio 3480 km

$$\frac{R_{\text{Terra}}}{R_{\text{Núcleo}}} = \frac{6371}{3480} = 1,8$$

Representa:

O manto onde as ondas P se propagam

$$\text{com: } V_{\text{médio}} = 11\text{km/s}$$

O núcleo onde as ondas P se propagam

$$\text{com: } V_{\text{médio}} = 9\text{km/s}$$

$$\frac{V_{\text{manto}}}{V_{\text{núcleo}}} \approx \frac{11}{9} = 1,2$$

* Valor para um comprimento de onda de 598nm (risca amarela do sódio) – Referido por Halliday e outros (1997).

A razão entre as velocidades consideradas no modelo é superior à estimada para a Terra, isto significa que, o núcleo do modelo deflectirá mais os raios, aproximando-os da normal, provocando uma zona de sombra maior do que a que se deseja simular. Utilizou-se no entanto, uma solução de açúcar em detrimento de água, cujo índice de refração é de 1,33 e que minimizaria a diferença apontada, pois conseguiu-se um maior contraste entre a zona de sombra e a zona iluminada, melhorando as condições de observação.

D.6 – O que é que se observou?

Montagem 1- Utilizando o retroprojector como fonte “sísmica”

A lâmpada balão, cheia com a solução de açúcar, foi colocada no interior e ao centro do aquário cheio de ar. O conjunto foi colocado o mais perto possível da superfície reflectora do retroprojector aqui utilizado numa posição invertida. A imagem observada foi mais nítida quando o aquário foi utilizado sem qualquer pintura exterior.



Figura 56: A zona de sombra – modelo utilizando o retroprojector como fonte de ondas.

Montagem 2 - Utilizando a lâmpada de halogéneo como fonte “sísmica”

Utilizando como fonte emissora de ondas, a pequena lâmpada de halogéneo, colocada no exterior do aquário mas, o mais perto possível da sua superfície, observou-se que:

- A zona de sombra situou-se a uma distância angular, medida a partir do hipotético epicentro, compreendida entre 120-130° e 160-170°. A zona de sombra, neste modelo, inicia-se a uma distância angular superior à observada na Terra. Neste modelo, as ondas

propagam-se em linha recta em cada um dos meios envolvidos, tal como se esquematiza na figura 57, só sofrendo refacção na interface.

- O valor mais elevado para o final da sombra (160- 170°), quando comparado com o valor observado na Terra (143°) era previsto dado que, a razão entre as velocidades nos meios envolvidos no modelo é superior à estimada para a Terra.
- Forma-se um anel fino de grande intensidade luminosa, no limite da zona de sombra - cáustica – zona onde existe uma maior densidade de incidência de raios por unidade de superfície (figura 58).

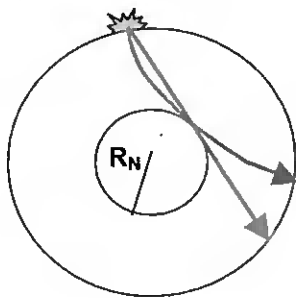


Figura 57: O início da zona de sombra:
O raio azul representa um raio que sofre refacção continuamente tal como sucede na Terra.
O raio vermelho representa um raio que se propaga com velocidade constante – trajectória rectilínea, tal como sucede no modelo.

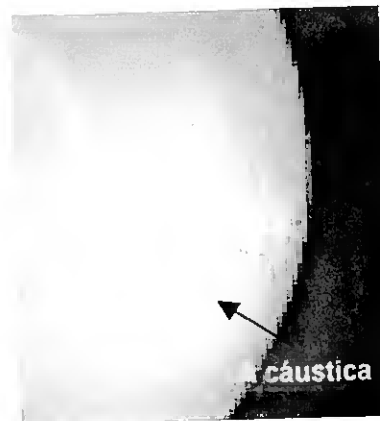


Figura 58 – A zona de sombra – modelo utilizando a lâmpada de halogéneo como fonte.
À esquerda - a formação da zona de sombra, com a forma de um “donut”, na superfície do modelo.
À direita - um pormenor da zona central iluminada em que se pode observar a formação da uma cáustica – zona de intensidade luminosa superior às vizinhas.

Montagem 3 - E se a velocidade de propagação das ondas no núcleo fosse superior à velocidade de propagação das ondas no manto?

Para simular um hipotético velho planeta, com um núcleo sólido, onde a velocidade de propagação é superior à velocidade de propagação das ondas no manto, encheu-se o aquário de água ($n = 1,33$) e deixou-se o balão vazio ($n_{ar} = 1,00$).



Figura 59 – A Zona de sombra se a $V_N > V_M$.

$$\frac{V_{manto}}{V_{núcleo}} \Rightarrow \frac{V_{água}}{V_{ar}} = \frac{n_{ar}}{n_{água}} = \frac{1}{1,33}$$

Nestas condições, os raios vão também sofrer refacção na interface manto núcleo mas vão – se afastar da normal divergindo. Não se forma, tal como a figura 59 mostra, a zona central característica da zona de sombra P, na Terra.

E - Actividade experimental – Porque se forma a zona de sombra na Terra? (modelo a 2 dimensões).

O desafio e os fundamentos desta actividade coincidem com os da actividade D. O modelo aqui desenvolvido é um modelo a 2 dimensões, sem o impacto visual da observação da formação do “donut” de sombra numa superfície esférica mas que, permite um estudo, com mais detalhe, das refacções que ocorrem nas interfaces.

E.1 – Quais os objectivos desta actividade?

- Observar a ocorrência de diferentes fases “sísmicas” relacionadas com a reflexão ou refacção numa superfície de descontinuidade curvilínea.
- Registar os desvios angulares de um raio “sísmico” que incide com diferentes ângulos numa superfície de descontinuidade curvilínea.
- Determinar a posição angular da zona de sombra no modelo em estudo.
- Determinar o índice de refacção do material de que é feito o disco central.

- Observar, no modelo, alguns aspectos particulares que resultam do trajecto dos raios “sísmicos” através do “núcleo” – nomeadamente o retrocesso no trajecto dos raios e a existência de uma cáustica a que corresponde um máximo na recepção do sinal “sísmico”.

E.2 – Que material/ montagem foi utilizado?

Material e montagem

- Disco de 1,5 cm de espessura e de 5cm de raio, de acrílico transparente
- Ponteiro laser
- Folha de papel com a marcação das distâncias angulares (Anexo II)

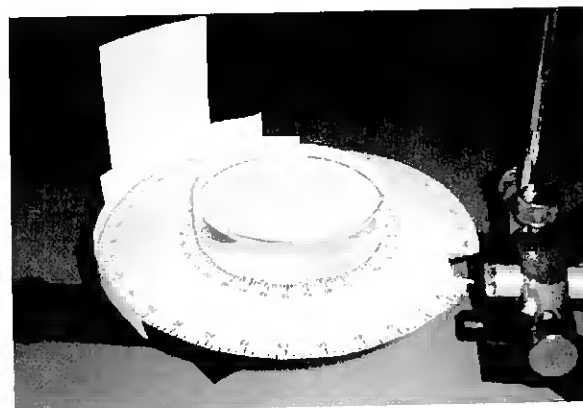


Figura 60: Montagem utilizada

E.3 – Como foi projectado o modelo?

O modelo a duas dimensões simula um corte transversal na Terra que passe pelo seu centro. O disco de acrílico simula o núcleo, o disco de papel simula a Terra e o feixe laser simula as ondas sísmicas que se propagam neste plano.

Fazendo incidir o feixe laser, posicionado na extremidade do papel, na superfície do “núcleo”, pode-se observar a refacção e a reflexão deste feixe na interface ar/acrílico, tal como a figura 61 mostra. Variando a distância angular* com que o feixe incide na interface, varia também a posição angular em que emerge o feixe, na “superfície da Terra”. As escalas angulares desenhadas na folha de papel medem ângulos medidos em relação ao centro e permitem o registo fácil das distâncias angulares referidas.

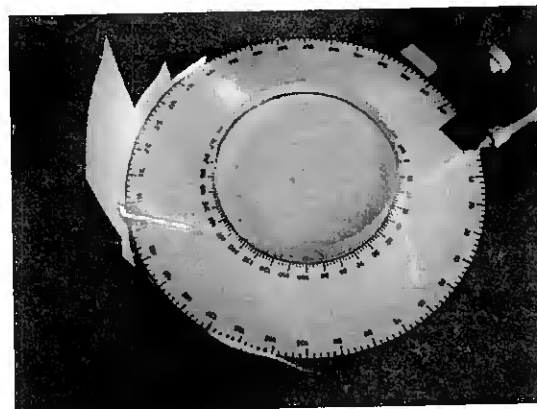


Figura 61 – Observa-se na interface a reflexão e a refacção do raio incidente.

* Distância angular – ângulo medido em relação ao centro da “Terra” entre o foco (posição do laser) e o ponto de incidência ou de emergência do feixe considerado.

O modelo foi planeado procurando manter, tanto quanto possível, as proporções entre o raio da Terra e o raio do núcleo e a razão entre a velocidade de propagação das ondas P no manto e no núcleo.

$$\frac{R_{Terra}}{R_{Núcleo}} = \frac{6371}{3480} = 1,8 \qquad \frac{R_{sup.exterior}}{R_{discol}} = \frac{10}{5} = 2$$

$$\frac{V_{manto}}{V_{núcleo}} \approx \frac{11}{9} = 1,2 \qquad \frac{V_{ar}}{V_{disco}} = \frac{n_{disco}}{n_{ar}} = 1,4$$

Existe alguma discrepância entre a razão entre as velocidades estimadas na Terra e no modelo mas, o acrílico foi o material sólido, transparente e de menor índice de refração de que se dispunha para a concretização desta actividade.

E.4 – Determinação do índice de refração do acrílico

Fazendo incidir o ponteiro laser num ponto da superfície do disco registaram-se na folha que se encontra em anexo (Anexo II), os pontos de incidência e de emergência de um raio na superfície do disco. Mediu-se nessa folha, os ângulos de incidência e de refração.

$$\hat{\text{Ângulo de incidência: }} i_l = 54 \pm 2^\circ \qquad \hat{\text{Ângulo de refração: }} r_l = 34 \pm 2^\circ$$

A lei de Snell, aplicada a esta situação, permite escrever:

$$n_{ar} \sin i = n_{acrílico} \sin r \qquad n_{ar} = 1,00$$

$$n_{acrílico} = \frac{\sin i}{\sin r} \pm \Delta n \qquad \frac{\Delta n}{n} = \frac{\Delta \sin i}{\sin i} + \frac{\Delta \sin f}{\sin f}$$

O erro associado a uma função seno, como refere por exemplo Abreu, Matias e Peralta (1994), é dado por:

$$\Delta f(x) = |f'(x)| \Delta x \qquad \Delta \sin x = |\cos x| \Delta x^* \quad (\Delta x \text{ medido em radianos})$$

* Para ângulos pequenos, como $\sin \Delta x \approx \Delta x$, a expressão indicada pode tomar a forma:

$$\Delta \sin x = |\cos x| \sin \Delta x$$

O que permitiu estimar, com uma incerteza de 7%, o valor do índice de refacção do acrílico utilizado em: $n_{acrílico} = 1,4 \pm 0,1$

E.5 – Qual a relação entre a distância angular com que um raio incide no “núcleo” e a distância angular a que emerge, na “superfície da Terra”?

Fazendo incidir o feixe laser, posicionado na extremidade do papel, a diferentes distâncias angulares na interface ar/acrílico registou-se, quer esta distância, quer a distância angular com que o feixe luminoso, após duas refacções nas superfícies do disco, é detectado na “superfície da Terra”. Os resultados obtidos e a reconstrução do trajeto de alguns raios no interior do acrílico encontram-se esquematizados numa folha de registo (Anexo II).

Distância angular de incidência no “núcleo” (°)	Distância angular a que emerge na “superfície da Terra” (°)			Valor médio	Desvio máximo
	1º ensaio	2º ensaio	3º ensaio		
0±1	180±1	180±1	180±1	180,0	0,0
4±1	176±1	177±1	178±1	177,0	1,0
8±1	176±1	176±1	175±1	175,7	0,3
10±1	175±1	175±1	175±1	175,0	0,0
14±1	174±1	173±1	173±1	173,3	0,7
16±1	172±1	173±1	172±1	172,3	0,7
20±1	172±1	173±1	172±1	172,3	0,7
24±1	172±2	173±2	173±2	172,7	0,3
26±1	173±2	173±2	173±2	173,0	0,0
30±1	174±2	175±2	175±2	174,7	0,3
36±2	178±2	178±2	178±2	178,0	0,0
40±2	183±2	183±2	182±2	182,7	0,3

No quadro 7 e no gráfico contido na figura 62 registam-se também os valores experimentais obtidos. Os erros de leitura estimados nestas observações aumentaram, quando o ângulo de incidência aumentou, pois o feixe incidindo numa superfície curva,

dispersou-se por uma área cada vez maior, dificultando a leitura da posição angular. Os ensaios foram repetidos três vezes e os erros estatísticos foram sempre inferiores aos erros de leitura estimados.

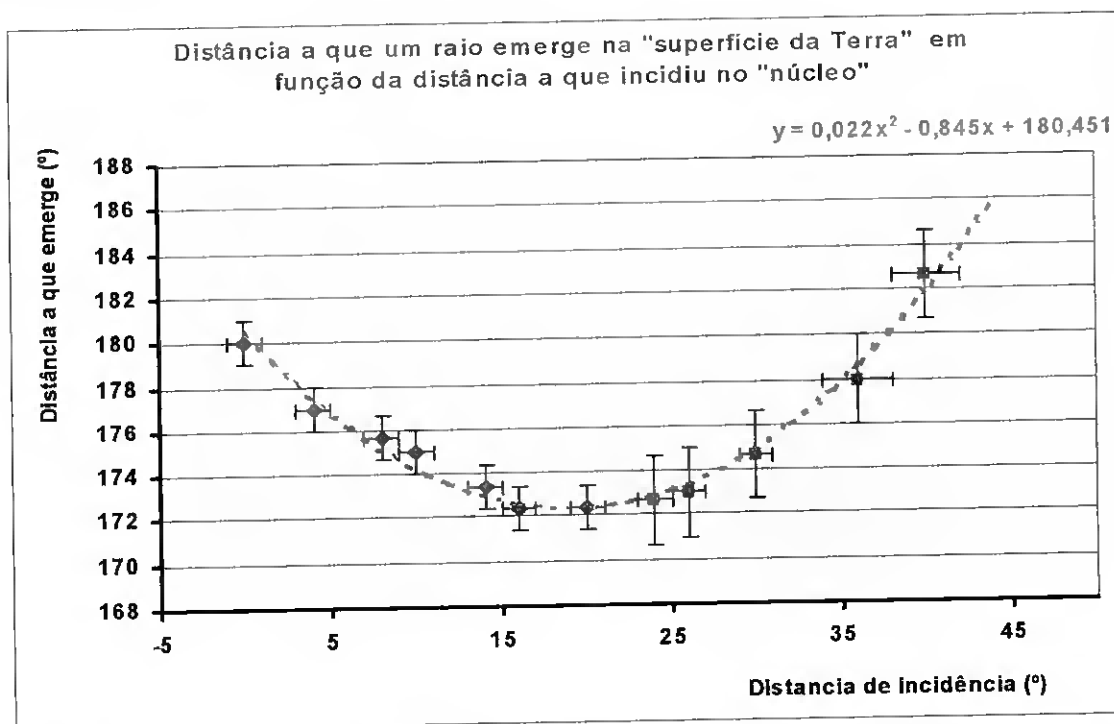


Figura 62 – Representa-se a vermelho o traçado e a equação do melhor polinômio do 2º grau que representa os pontos experimentais.

A representação gráfica dos pontos experimentais permite a observação de alguns aspectos característicos (também observáveis na folha de registo em que se esquematiza o trajeto de alguns raios luminosos):

- A zona de sombra*, observada neste modelo, forma-se entre os 120° - o que corresponde ao raio tangente à superfície do disco e os 172°- o que corresponde a um raio que sofre refração na interface ar/acrílico.
- Observa-se o retrocesso dos raios, fenómeno que não é possível de observar no modelo a três dimensões. A dupla refração sofrida pelos raios na superfície curvilínea, cria um padrão complexo nos seus desvios angulares. Assim, quando a distância a que os raios incidem no "núcleo" aumenta de 0° até 20°, a distância a que eles emergem na

* As razões para os desvios, relativamente às distâncias angulares que caracterizam a zona de sombra P na Terra, são semelhantes às já apresentadas, no modelo a 3 dimensões.

“superfície da Terra” diminui de 180° para 172°. Mas, para distâncias angulares de incidência no “núcleo” superiores a 20°, ocorre um retrocesso na progressão dos raios que emergem na “superfície”. Isto é, a distância angular de incidência aumenta entre 20° e 40° e os raios são detectados na “superfície da Terra”, a distâncias cada vez maiores que variam entre 172° e 183°.

- A análise da equação polinomial permite determinar qual a distância angular com que incide o raio, cujo trajecto sofre a menor deflexão angular de entre os considerados e que, vai dar origem ao limite interno da zona de sombra. Representando como Δ_i - a distância angular de incidência no “núcleo” e como Δ_e - a distância angular com que emerge o raio na “superfície da Terra”, a equação que melhor representa os pontos experimentais é:

$$\Delta_e = 0,022\Delta_i^2 - 0,845\Delta_i + 180,451 \quad (\text{distâncias expressas em } ^\circ)$$

O ponto de deflexão do polinómio corresponde a um mínimo na deflexão angular dos raios emergentes. O cálculo do valor de Δ_i , relacionada com este mínimo, pode ser efectuado:

$$\frac{d\Delta_e}{d\Delta_i} = 0,044\Delta_i - 0,845 \quad \frac{d\Delta_e}{d\Delta_i} = 0 \quad \Delta_i \approx 19^\circ$$

Significa que, é um raio que incide na superfície do “núcleo”, a uma distância angular de cerca de 19°, que vai dar origem a um dos limites da zona de sombra. Não é, como surge nalguns esquemas apresentados em livros escolares (anexo I), o raio que quase incide a uma distância angular máxima que dá origem a este limite.

- Os dados permitem também perceber a formação de uma cáustica, nos limites da zona de sombra – 172°. Esta cáustica, que se observa muito bem no modelo a 3 dimensões, coincide com uma zona (172° e 174°) onde são registados um maior nº de raios, por unidade de superfície – corresponde a um máximo na densidade de energia.

3. - Porque ocorrem os sismos?

3.1 – Uma breve introdução

Um sismo consiste na geração, numa fonte sismogénica, de ondas elásticas que se propagam, a partir do local de origem, através dos materiais constituintes do Globo. Essas vibrações são sentidas na superfície da Terra e/ou registadas nas estações sismológicas.

Os sismos, de acordo com Ribeiro e Cabral (2000), podem ser desencadeados por processos naturais de acumulação de tensões na litosfera que provoquem uma ruptura súbita, numa zona de descontinuidade mecânica localizada no interior da massa rochosa (falha activa), com deslizamento brusco, de um lado da descontinuidade em relação ao outro. Estes são os sismos tectónicos. O estudo das suas causas, da sua localização no tempo e no espaço e das ondas que emitem tem grande impacto científico, pois tem permitido adquirir conhecimentos vitais à racionalização de muitos processos geológicos. Estes estudos, contudo, também têm grande impacto social, pois a sua ocorrência é acompanhada muitas vezes por grande destruição.

Neste capítulo estudar-se-ão, em particular, os sismos tectónicos mas, a ocorrência de um sismo pode estar também associada a alguns fenómenos naturais tais como: actividade vulcânica, derrocadas de cavernas no interior da Terra ou avalanches ou ainda, dependente de algumas actividades humanas. As explosões artificiais, a deposição ou extracção de grandes quantidades de materiais numa região podem alterar a tensão a que as rochas nas camadas inferiores estão sujeitas ou alterar a pressão de fluidos, como a água, no seu interior dando origem a actividade sísmica.

Um aspecto interessante e característico da Sismologia é que, observando raramente a zona de ruptura ocorrida no interior da Terra, os sismólogos conseguem correlacionar diferentes tipos de dados e criar um padrão do comportamento tectónico da Terra.

Observações geológicas de antigas falhas que surgem hoje à superfície ou de falhas recentes cuja ruptura atingiu a superfície, medições geodésicas das deformações da crosta, experiência - analogias realizadas em laboratório sobre o comportamento mecânico dos materiais que entram na composição da Terra sujeitos a condições de pressão e temperatura que simulam o seu interior e, principalmente, a análise dos oscilações registados em todo o mundo e dos catálogos sísmicos a que têm dado origem, tudo tem contribuído para a construção deste padrão.

A Teoria Tectónica das Placas permitiu fazer um enquadramento de todos os dados num quadro global da sismicidade da Terra e fazer previsões, a longo prazo, sobre o comportamento e potencial sísmico de zonas activas. Este tipo de previsões permite ajustar a actividade humana aos níveis de risco determinados (por exemplo: ajustando as normas de construção).

As doze grandes placas que formam a litosfera movem-se, numa Terra esférica, com velocidades relativas da ordem dos centímetros por ano. As zonas fronteiras, de interacção entre placas, podem ser de três tipos: convergentes, com subducção de uma das placas ou com deformação de ambas; divergentes, com crescimento das placas associadas; ou transformantes, com movimento lateral das placas sem formação nem destruição das mesmas. A formação de novas placas e/ou a destruição das já existentes, leva a que os limites e as suas velocidades relativas se modifiquem ao longo do tempo – efeitos só observáveis numa escala de tempo geológico.

Um exemplo de uma fronteira transformante com uma pequena componente de divergência é a zona próxima dos Açores, fronteira entre a placa Euro-asiática e a placa Africana representada na figura 1.

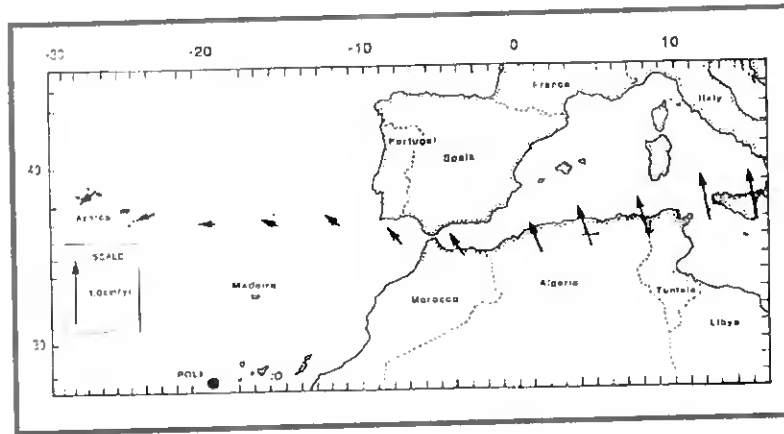


Figura 1 – As setas representam a velocidade relativa da placa Africana em relação à placa Euroasiática, ao longo da sua fronteira. O comprimento das setas é indicador do valor dessa velocidade. A zona a sombreado representa a zona de maior risco sísmico - onde se acumulam as maiores tensões. A posição do pólo de rotação da placa Africana esta representado com um •. Pode-se observar como os valores das velocidades relativas aumentam para pontos cada vez mais afastados do pólo de rotação. Adaptado de Fowler (2000)

Analisando a sismicidade global da Terra* observa-se um padrão inequívoco – as zonas mais activas da Terra coincidem com as zonas de interacção – fronteiras de placa. É nesta zona, correspondente a 15% da superfície da Terra, segundo Keller e Pinter (2002), que devido ao movimento relativo das placas as tensões se acumulam (figura 2) e surgem os focos sísmicos.

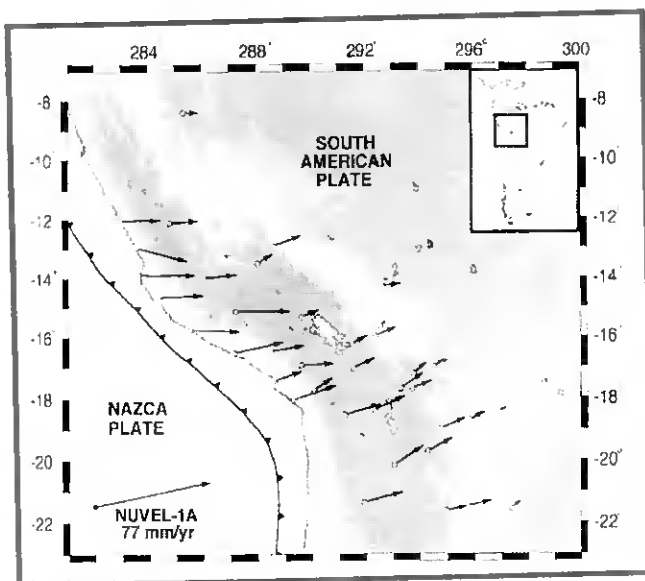


Figura 2 – Medidas geodésicas efectuadas ao longo da margem Pacífica da América do Sul ilustram não só a convergência entre a placa Nazca e a da América do Sul mas também, como as tensões se distribuem numa vasta zona. A velocidade de convergência é de cerca de 77mm/ ano mas o movimento relativo varia gradualmente de oeste para este. Os círculos a branco representam locais onde foram efectuadas as medições utilizando um GPS. As setas representam a velocidade relativa desses locais. Adaptado de Keller e Pinter (2002)

* www.geol.binghamton.edu/faculty/jone/Seismic/Eruption/, "Seismic Eruption" Programa que permite visualizar actividade sísmica e vulcânica na Terra desde 1960 até 2002.

Existem, no entanto, algumas zonas de actividade sísmica tectónica no interior das placas, nomeadamente no interior da China e na zona de Nova Madrid, localizada ao longo do rio Mississippi e também na margem portuguesa. São zonas de crosta continental, previamente fragilizadas, que acumulam compressões transmitidas a partir dos limites das placas a que pertencem.

Mas se as placas se movem lentamente que processos e forças levam, a que num ponto de interacção entre placas, ocorra algo tão súbito e envolvendo a libertação de tanta energia quanto um sismo?

Em 1910, Harry Reid propôs a “teoria do ressalto elástico”, esquematizada na figura 3, para explicar a origem dos sismos, baseado nas observações dos efeitos devastadores do sismo de 1906, em São Francisco.

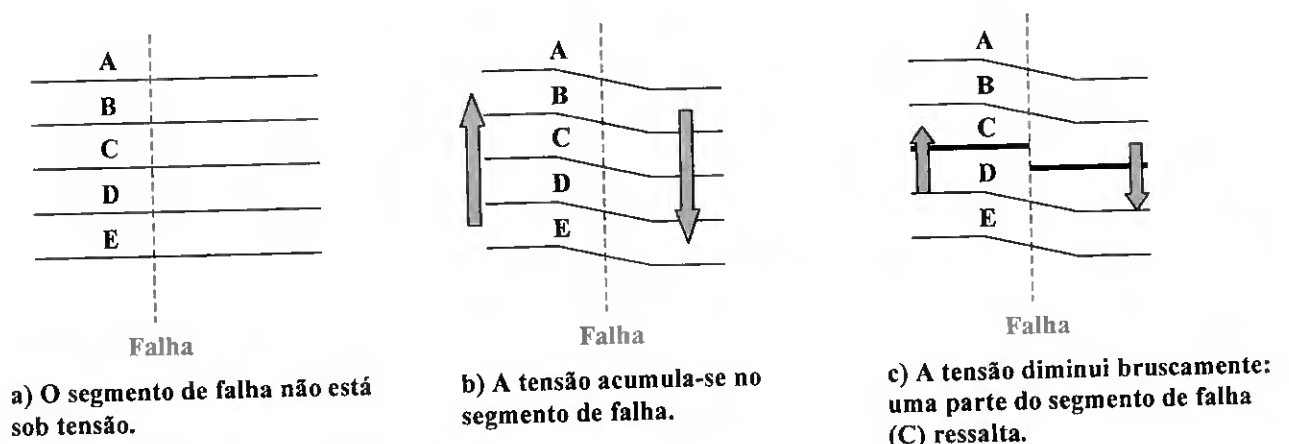


Figura 3 – Esquema representativo de um ressalto elástico

A litosfera é uma camada relativamente fria e rígida da superfície da Terra. Se os materiais que a compõem forem submetidos a tensões elevadas vão-se deformar elasticamente, armazenando energia, até que, a tensão ultrapasse o seu limite elástico, sofrendo então fractura frágil.

A energia elástica libertada é transformada em energia cinética, e posteriormente, por atrito, em energia térmica; é utilizada para fracturar a rocha ou deformar outras zonas da falha e uma parte dela é também convertida em ondas sísmicas.

Para provocar um sismo temos de encontrar reunidas duas condições: 1) tem que existir algum tipo de movimento diferencial no material de modo a que, a tensão se possa acumular e ultrapassar o seu limite elástico; 2) o material tem que ceder por fractura frágil. A única região da Terra onde se verificam estas condições é na litosfera* e, por isso, só nela ocorrem sismos, particularmente nas zonas de fronteira entre placas. No entanto, a litosfera não tem toda o mesmo comportamento elástico pois, com o aumento da pressão e temperatura, a partir de certa profundidade e gradualmente, os materiais que a compõem, passam a ter comportamento plástico isto é, deformam-se permanentemente, sob a acção das forças tectónicas, sem que ocorra fractura na sua estrutura cristalina. A esquizosfera, como refere por exemplo Scholz (2002), é a zona da litosfera onde existem condições para que se possam nuclear sismos. Os grandes sismos, nucleados na esquizosfera, podem ter uma ruptura que se propaga até à superfície (onde, apesar do comportamento frágil dos materiais não se acumulam tensões tectónicas suficientes para gerar sismos) e/ou até à zona plástica, em profundidade.

3.2 – Que forças estão envolvidas**?

As forças deformadoras a que um bloco de rocha situado numa falha está sujeito, podem ser descritas, de um modo muito simples, em termos de forças tangenciais, aplicadas ao plano de falha.

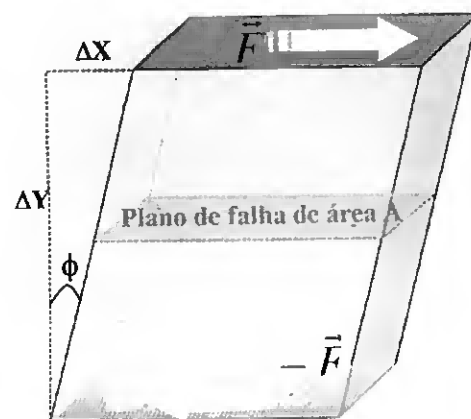


Figura 4: Deformações tangenciais

* A espessura da litosfera é de cerca de 100 km na parte oceânica e de cerca de 150 km na parte continental.

** Na Actividade Experimental – A Máquina dos Sismos é explorada uma situação experimental em que se faz uma analogia com as forças tectónicas envolvidas durante a ocorrência de um sismo.

Devido ao movimento diferenciado, para que os lados da rocha (figura 4) são solicitados, exercem-se sobre as suas superfícies duas forças tangenciais (\vec{F}).

Se considerarmos um elemento infinitesimal de área ∂A , a tensão tangencial (σ), a que a rocha fica submetida pode ser definida como:

$$\sigma = \lim_{A \rightarrow 0} \frac{F}{A} \quad \sigma = \frac{\partial F}{\partial A} \quad (1)$$

As tensões tangenciais deformam este elemento da rocha, alterando as relações angulares entre os seus lados. A deformação angular (ε) será dada por:

$$\tan \Phi = \frac{\partial x}{\partial y} \quad \varepsilon = \frac{\partial x}{\partial y} \quad (2)$$

As deformações angulares, dentro do limite de elasticidade da rocha, são directamente proporcionais à tensão tangencial, sendo a constante de proporcionalidade um valor que depende do material - μ - módulo de rigidez (unidades S.I. - N.m^{-2} ou Pa).

$$\sigma_{xy} = \mu \varepsilon = \mu \frac{\partial x}{\partial y} \quad (3)$$

Esta fase de deformação elástica das rochas é um processo muito lento: nalguns pontos da fronteira entre placas, sem movimento relativo entre si, as tensões e as deformações vão-se acumulando durante anos ou mesmo séculos. Quando a tensão acumulada atinge um determinado valor crítico* imposto pelas

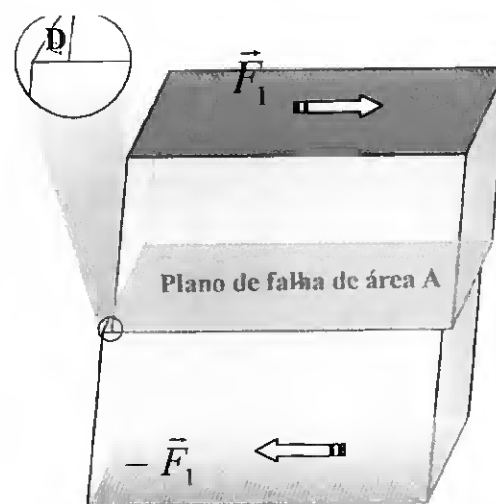


Figura 5: Ruptura no plano de falha

* O valor médio da rigidez para os materiais da crosta é de $3 \times 10^{10} \text{ N.m}^{-2}$. Na Califórnia, a deformação acumulada nas fronteiras entre placas é estimada em $3 \times 10^{-7} \text{ ano}^{-1}$ e dada a rigidez média da crosta estima-se uma taxa de acumulação de tensão de cerca de $10^2 \text{ MPa.ano}^{-1}$. Todos estes valores são referidos por Kanamori e Brodsky (2001).

propriedades das rochas, um abrupto e súbito deslocamento ocorre, libertando-se parte da energia elástica acumulada (figura 5 e 6).

Se a cedência ocorre numa zona previamente fracturada (o caso mais frequente) então, a tensão limite tem que exceder a da tensão de atrito estático máxima; se a cedência ocorre numa zona ainda não fracturada então a tensão limite vai depender da tensão de coesão da própria rocha (figura 6).

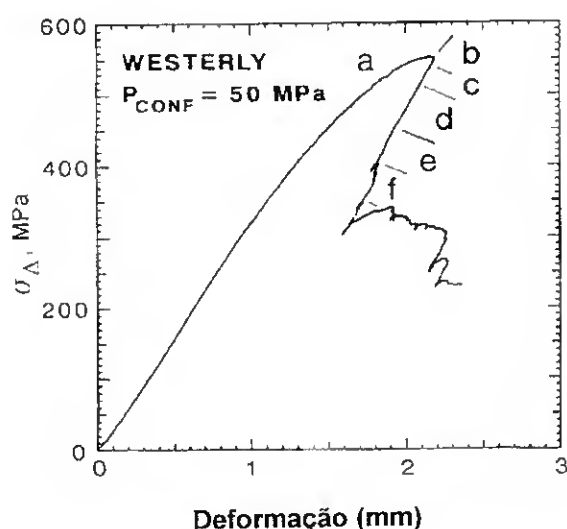


Figura 6 – No gráfico da figura representa-se a tensão tangencial exercida sobre uma rocha em função da deformação que provoca. Os resultados correspondem a ensaios laboratoriais executados com a amostra submetida a uma pressão de 50MPa. À medida que a tensão aumenta, a rocha deforma-se até que, ocorre ruptura no ponto b. A queda de tensão é substancial (c-f) enquanto a fractura se propaga através da rocha. Após a formação da falha, a tensão residual (f) corresponde a uma tensão de atrito.
Lockner et al (1991) in Scholz (2002).

A tensão de fractura da rocha pode ser relacionada com a tensão de coesão da rocha e a tensão de atrito, através da lei de Coulomb, referida por exemplo por Scholz (2002). De acordo com esta lei empírica, a tensão de fractura (Coulomb Failure Stress), referenciada como σ_F é dada por:

$$\sigma_F = \tau_0 + \mu(\sigma_N - p) \quad (4)$$

Onde τ_0 representa uma tensão de coesão da rocha; μ representa um coeficiente de atrito entre as superfícies em contacto; σ_N representa a tensão normal ao plano da falha; p representa a pressão exercida pelos fluidos* que premeiam toda a litosfera.

Após a fractura da rocha, o movimento é controlado, de modo complexo, pela tensão de atrito nas superfícies de contacto. Os resultados experimentais mostram que, a tensão de

*A presença de fluidos (principalmente água) pode ter um efeito "lubrificante" no plano de falha.

atrito nas rochas, desde carbonatos a silicatos (excepto no caso das argilas), obedece a uma lei semelhante, qualquer que seja a dureza ou rugosidades das superfícies envolvidas. A lei de Byerlee, referida por exemplo por Scholz (2002), é uma lei empírica que relaciona a tensão de atrito (σ) entre superfícies em contacto com a tensão normal (σ_N) a que estão submetidas:

$$\sigma = 0,5 + 0,6\sigma_N \quad (5) \quad \text{em MPa, aplica-se quando a compressão normal } \sigma_N > 200\text{MPa}$$

$$\sigma = 0,85\sigma_N \quad (6) \quad \text{em MPa, aplica-se quando a compressão normal } \sigma_N < 200\text{MPa}$$

A quase universalidade destas leis empíricas, como refere por exemplo Scholz (2002), permite estimar a tensão de atrito numa falha quando conhecido a compressão normal a que essa falha está sujeita.

Simplificado muito o que se passa após a fractura da rocha, podemos relacionar o movimento relativo entre os planos da falha com as tensões de atrito. Quando o movimento se inicia, a tensão de atrito estático máxima (σ_0) diminui para uma tensão de atrito cinético (σ_c). A tensão elástica deformadora vai também decrescendo, à medida que as deformações nos planos da falha diminuem. O movimento cessará numa situação em que a tensão elástica deformadora é equilibrada pela tensão de atrito estático σ_1 ($\sigma_c < \sigma_1 < \sigma_0$). A diferença entre as tensão iniciais e finais na falha será a queda de tensão estática dada por:

$$Q_\sigma = \sigma_0 - \sigma_1 \quad (7)$$

Os métodos de análise das ondas sísmicas permitem estimar a queda de tensão mas não os valores absolutos de σ_0 e σ_1 . Esta queda de tensão durante um grande sismo é, de acordo com valores referidos por Kanamori e Brodsky (2001), da ordem de 1 a 10 MPa* que é, pelo menos, uma ordem de grandeza menor do que a tensão necessária para, em

* 10 MPa = $10 \times 10^6 \text{ J/m}^3 = 10 \times 10^6 \text{ N/m}^2$

laboratório, quebrar rochas intactas. Esta análise está de acordo com a ideia de que, os planos de falha sísmicos são, quase sempre, planos já previamente fracturados, logo mais susceptíveis à ruptura.

Com base nos dados, referenciados por Kanamori e Brodsky (2001), podemos estimar grosso modo, o intervalo de recorrência entre os grandes sismos na zona de fronteira entre placas (Califórnia):

- taxa de acumulação de tensão $\cong 10^{-2}$ MPa/ano
- queda de tensão durante um grande sismo $\cong 1$ a 10 MPa
- o tempo de recorrência $\cong 100$ e 1000 anos

$$\Delta t = \frac{\text{queda de tensão}}{\text{taxa de acumulação de tensão}}$$

Em geral, o movimento na falha não ocorre suavemente* mas sim numa sucessão de “cola – descola” nomeado em muita da literatura consultada como “stick-slip”:

- “stick” - uma fase de repouso relativo entre os planos da falha em que se acumularia tensão até um nível σ_0 – período intersísmico.
- “slip” - uma fase de movimento relativo entre os planos da falha e de descompressão até um valor σ_1 .

Este padrão da ruptura do plano de falha - súbita e cíclica - não se verifica em todos os sismos; muitos são antecidos por um aumento gradual da sismicidade – pequenos sismos percussores e procedidos por réplicas; outros ainda, são antecidos por longos períodos de calma sísmica a que se segue um período de grande actividade sísmica.

O deslocamento que ocorre num plano de falha, esquematizado na figura 5, pode em casos reais exceder os 10m. Como a dimensão linear da falha na direcção do

* Algumas falhas (zona central da Califórnia) apresentam um movimento contínuo e suave dos planos de falha- “creep motion”. São zonas de grande microssismicidade onde as deformações nas fundações dos edifícios e estradas são visíveis à superfície, mas onde não ocorrem nem médios nem grandes sismos.

deslocamento é, tipicamente, da ordem das dezenas de km podemos considerar que a área de contacto permanece constante durante o movimento.

A ruptura, ao longo do plano de falha, não é instantânea, propagando-se com uma velocidade de cerca de 3km/s. Assim, considerando por exemplo uma falha com uma extensão de 100km, a propagação da ruptura, no plano de falha, terá levado cerca de 30s a ocorrer. O ponto onde se inicia a ruptura é chamado o foco do sismo.

3.3 - Os sismos são previsíveis*?

As zonas de interacção entre placas são, em muitos casos, perigosas “máquinas sísmicas”. A necessidade de estarmos preparados para os sismos que voltarão a ocorrer, num futuro mais ou menos próximo, é crucial, quer para salvar vidas, quer para evitar danos em estruturas e bens. Estar preparado, significa saber mais sobre a possível localização do foco, sobre a magnitude e sobre a localização no tempo dos próximos eventos.

A longo prazo, as previsões permitem tomar medidas responsáveis tais como: adaptar a ocupação do espaço, definir regras de segurança e preparar os cidadãos para o risco mais ou menos eminente.

A curto prazo, uma correcta previsão permitiria a evacuação das zonas de risco evitando a perda de vidas.** Não é possível fazer hoje este tipo de previsão e, provavelmente, também não será num futuro próximo. O que se faz, neste momento, e sem grande sucesso, é integrar e relacionar as previsões a longo prazo com as informações de alterações na sismicidade local ou alterações de outro tipo de indicadores (resistência

*www.nature.com/nature/debates/earthquakes/quake_frameset.html- Debate entre sismólogos sobre a previsibilidade ou não dos eventos sísmicos.

** No Japão existem mecanismos de alerta imediatos – sempre que a actividade sísmica ultrapassa determinado nível é emitido um sinal de alerta que leva, por exemplo, à paragem de comboios, ao encerramento de condutas de gás e a medidas de segurança especiais em centrais nucleares.

eléctrica da Terra, concentração de Radão, alteração nas velocidade de propagação das ondas S e P...).

3.3.1- Podemos prever a localização de um sismo?

A tensão de ruptura numa falha é menor se essa zona já foi previamente fragilizada, tal como uma folha de papel é mais fácil de rasgar, ao longo de um delgado vinco. Assim, a maior parte dos sismos ocorre em planos geológicos já fracturados previamente – planos de falha. Este é um ponto importante, pois valida os levantamentos e caracterização da sismicidade das falhas existentes. É mais fácil prever onde ocorrerá um sismo do que quando.

As falhas podem estar activas - terem potencial para produzir sismos ou inactivas, as que, apesar de já terem produzido sismos, neste momento, não estão a acumular tensão. Se o enquadramento tectónico mudar poderão ser reactivadas.

A maior parte das falhas longas é segmentada (figura 7) e, cada segmento, tem um comportamento sísmico próprio. Estes conjuntos de falhas são muito importantes na redistribuição das deformações pós-sísmicas.

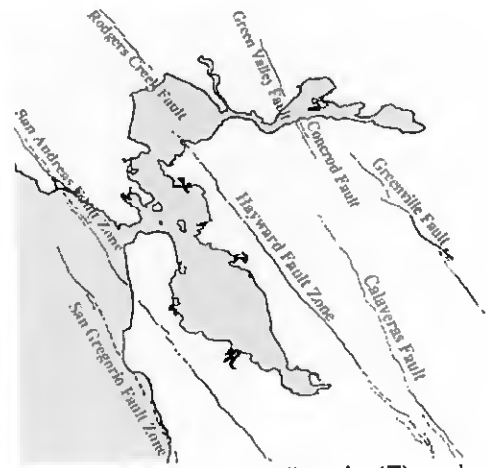
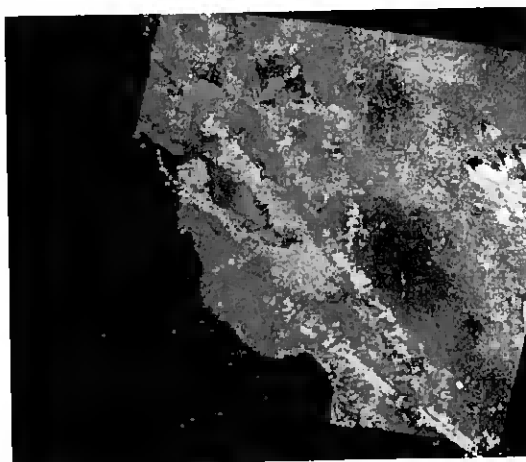


Figura 7 – Baía de São Francisco, Califórnia, a) Imagem de satélite (Landsat7) onde se representaram como pontos amarelos todos os epicentros de sismos registados entre 1899 1999.

b)Esquema onde se representam as principais falhas na zona.

Imagens adaptadas de: <http://earthobservatory.nasa.gov/Laboratory>

3.3.2 - Podemos prever a magnitude de um próximo sismo*?

3.3.2.1 – O momento sísmico e a magnitude

O tipo de falhas estudadas pelos sismólogos compreende áreas inferiores a 100m^2 (microsismos) até áreas de centenas de km^2 . A profundidade máxima das grandes falhas é constringida pela espessura da litosfera onde pode ocorrer fractura frágil – esquizosfera.

Apesar de as dimensões de uma falha poderem aumentar ao longo da sua vida geológica admite-se que, os grandes sismos (de magnitude superior a 6) envolvem principalmente o quebrar o mesmo segmento de falha, emitindo grande parte da energia libertada como ondas sísmicas. Sismos de menor magnitude, emitem por área de falha e, por deslocamento médio, menor energia como ondas sísmicas (mas têm espectros mais ricos nas altas frequências**). Grande parte da energia libertada poderá, neste caso, contribuir para aumentar a dimensão da falha.

Uma medida proposta para “medir o tamanho de um sismo” é o momento sísmico, M_0 . Apesar de se medir em unidades de energia, não representa directamente a energia libertada mas permite definir uma escala de magnitudes sísmicas que não “satura” nos grandes sismos, a magnitude de momento***, M_w .

Estas grandezas são definidas, por exemplo por Folwer (2000), como:

$$M_0 = \mu.A.u \quad (8)$$

μ = módulo de rigidez; A = área de fractura da falha; u = deslocamento média da falha

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6,0 \quad (9)$$

* Na Actividade Experimental - A Máquina dos Sismos este é um dos aspectos explorados.

** <http://quake.wr.usgs.gov/info/listen/index.html>; Simulação que permite “ouvir” sismos que provocaram deslocamentos médios muito diferentes.

*** Para o cálculo da magnitude sísmica deve-se exprimir o momento sísmico, em unidades do Sistema Internacional.

Falhas de grande dimensão podem produzir sismos, quer de magnitude elevada - se a ruptura ocorrer ao longo de quase toda a extensão da falha, quer de pequena magnitude se só ocorrerem pequenas rupturas. Pequenas falhas só produzem pequenos sismos. Esta é uma relação muito importante em sismologia: a dimensão de uma falha está relacionada com o momento sísmico (figura 8), que por sua vez, se relaciona com a magnitude do evento. A dimensão total da falha condiciona a magnitude máxima dos sismos que podem ser nela originados.

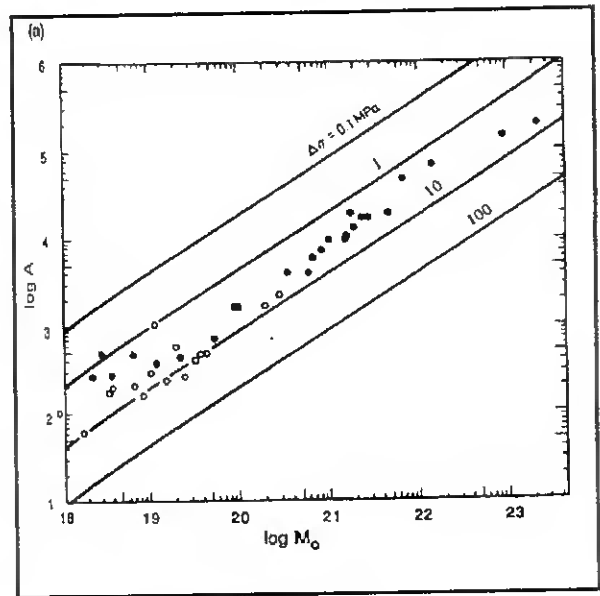


Figura 8 – O gráfico mostra a relação entre a área (A) de uma falha (km²) e o momento sísmico (M₀ em N.m). O gráfico representa também a queda da tensão para sismos interplacas (•) e intraplacas (o). Kanamori e Anderson (1975), in Fowler (2000).

Na figura 9 representam-se as deformações da crosta associadas a dois sismos ocorridos no Japão em 28 de Dezembro de 1994. As deformações ao longo do tempo foram medidas a partir de duas bases situadas uma de cada lado da falha principal. O gráfico permite relacionar directamente o deslizamento na falha, com a ocorrência de um sismo principal de magnitude 7,5 e de uma réplica de magnitude 6,9 (sismo correlacionado com o anterior).

Usando a definição de momento sísmico e a sua relação com a magnitude, expressas pelas equações (8) e (9) anteriormente referidas, podemos estimar a relação entre a área de fractura, em ambos os sismos.

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6,0 \qquad M_0 = 10^{1,5(M_w + 6,0)}$$

Denominando como M_{w1} e M_{w2} , respectivamente as magnitudes do sismo e da sua réplica e como M_{01} e M_{02} , respectivamente os momentos sísmicos do sismo e da sua réplica, pode-se concluir que:

$$\frac{M_{01}}{M_{02}} = \frac{10^{1,5(M_{w1}+6,0)}}{10^{1,5(M_{w2}+6,0)}} \approx 8$$

Podemos relacionar esta razão entre momentos sísmicos com a área de fractura, admitindo que, a rigidez dos materiais na falha é constante em toda a sua extensão.

Estimando a partir da figura 9, os deslocamentos médios para o sismo (u_1) e para a réplica (u_2) como: $u_1 = 0,08\text{m}$; $u_2 = 0,02\text{m}$

A relação entre o momento sísmico e área da falha permite concluir qual a razão entre as áreas de fractura:

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot u$$

$$\frac{M_{01}}{M_{02}} = \frac{\mu A_1 u_1}{\mu A_2 u_2} \quad 8 \approx \frac{A_1 \cdot 0,08}{A_2 \cdot 0,02} \quad \frac{A_1}{A_2} \approx 2$$

A réplica resulta de uma fractura de menor área, com menor deslocamento médio e foi registada nas estações sismológicas como um sismo de menor magnitude.

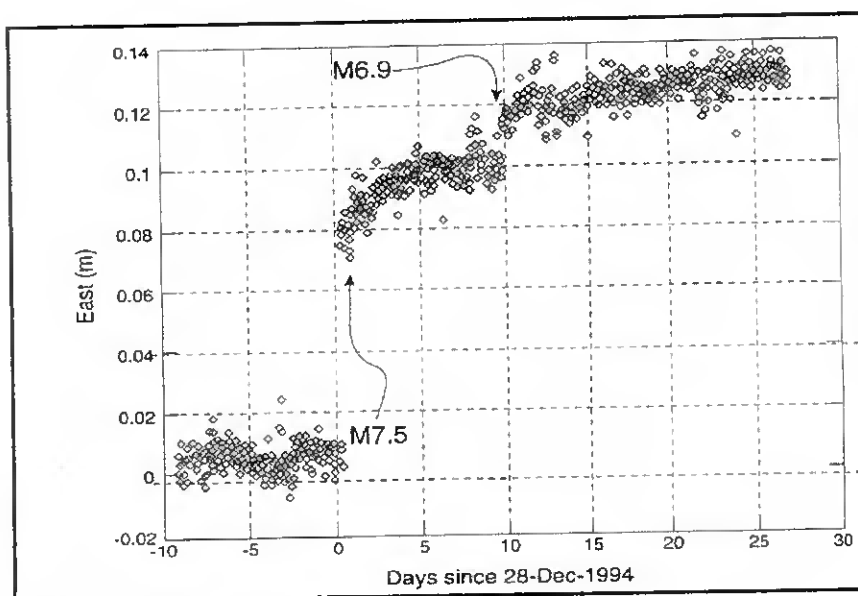


Figura 9 – Representam-se as deformações da crosta associadas a um sismo de magnitude 7,5, ocorrido no Japão, em 28 de Dezembro de 1994.

Os maiores deslocamentos coincidiram com o sismo e a sua réplica, mas observa-se alguma deformação pós sísmica.

In Keller e Pinter (2002)

3.3.2.2 - Lei de Gutenberg-Richter

Os sismos pequenos são muito mais numerosos que os sismos grandes. Muitos fenómenos naturais (tufões, ciclones...) partilham esta característica comum: quanto maior é a perturbação mais raramente ocorre. Largos desvios à norma são raros, o que reflecte, claramente, a natureza estatística do nosso mundo.

A relação matemática* proposta por Gutenberg-Richter entre o número de sismos (n), num dado intervalo de tempo, de uma dada magnitude e essa mesma magnitude (M) é dada, por exemplo segundo Fowler (2000), por:

$$\log n = a - bM \quad (10)$$

Uma expressão, análoga à anterior, mas que envolve o número (N) acumulado de sismos de magnitude maior ou igual a um determinado valor ($m \geq M$) é dada por:

$$\log N = a' - bM \quad (11)$$

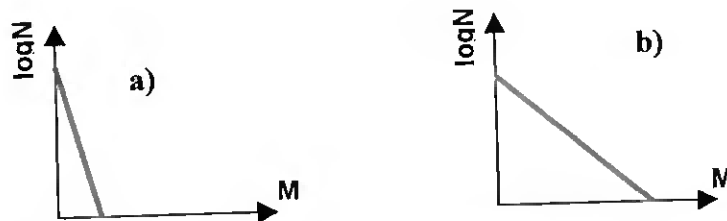


Figura 10: O gráfico 10.a) representa uma situação em que $b > 1$, o que corresponde a uma hipotética zona de rifte. O gráfico 10.b) representa uma situação em que $b < 1$, o que corresponde a uma hipotética zona de subducção.

O valor b caracteriza o regime tectónico de uma região e toma o valor aproximado de 1 para a sismicidade registada em todo o Globo. É uma medida da abundância relativa de grandes e pequenos sismos. Um valor superior a 1, numa dada área (figura 10.a), indica que os pequenos sismos são mais frequentes; um valor inferior a 1 (figura 10.b) indica que os pequenos sismos não são tão frequentes e que, é provável a ocorrência de grandes sismos. Por exemplo, pequenos valores de b são característicos de regiões onde

* www.iris.edu; estão disponíveis panfletos informativos: "How often Do Earthquakes occur?"

ocorrem sismos com foco profundo, como no caso das zonas de subducção; valores elevados de b são típicos do rifte oceânico. Experiências em laboratório mostram que uma grande tensão implica baixos valores de b mas, segundo por exemplo Fowler (2000), o significado geofísico desta constante não está ainda totalmente compreendido.

O facto da lei de Gutenberg-Richter ser logarítmica* e de b ter um valor próximo de 1, significa que é esperado que, por cada sismo de magnitude 8, existam, aproximadamente 10 de magnitude 7, 100 de magnitude 6... Uma relação deste tipo pode ser observada nos dados do quadro 1, que dizem respeito à sismicidade média global da Terra entre os anos 1918 e 1945.

Magnitude	Nº por ano
>8,0	1
7-7,9	18
6-6,9	108
5 - 5,9	800
4 - 4,9	6 200
3 -3,9	49 000
2 -2,9	300 000

Dados retirados de Fowler (2000)

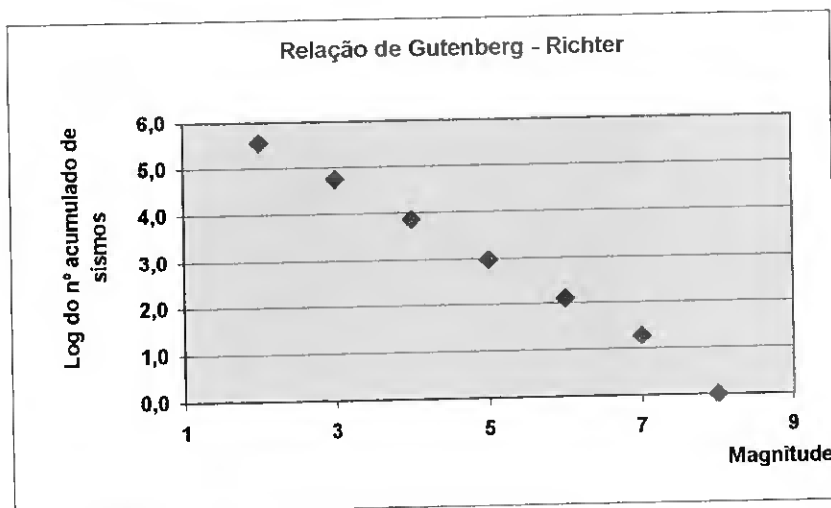


Figura 11 – Representa-se graficamente a Lei de Gutenberg-Richter para o conjunto de valores apresentados no quadro 1.

* A relação entre a energia libertada como ondas sísmicas e a magnitude de um sismo também verifica uma relação logarítmica. Segundo Fowler (2000), a relação pode ser expressa como: $\log E = 5,24 + 1,44 M_s$ (a relação é válida para $M > 5$; a energia envolvida é dada em Joules) Onde M_s representa a magnitude do sismo medida tendo em conta parâmetros como a amplitude e o período das ondas superficiais.

Será que a ocorrência de pequenos sismos poderá servir como “válvula de escape”, permitindo a libertação da energia acumulada numa falha e evitando a ocorrência de um grande sismo de consequências desastrosas?

Assumindo que numa dada zona é previsível um sismo de magnitude 8 nos próximos 50 anos quantos pequenos sismos de magnitude 5 (sentidos pelas pessoas mas que não causam danos significativos) seriam necessários para libertar uma quantidade de energia equivalente? Aplicando a equação anterior:

$$\frac{E(M_8)}{E(M_5)} = 20873$$

Assim, nesse intervalo de tempo deveriam ocorrer cerca de 20 873 sismos de magnitude 5. Se fosse possível provocar tal nº de eventos ocorreriam, em média, um sismo por dia.

Os dados experimentais, respeitantes a uma dada região sísmica, não coincidem totalmente com a relação proposta por Gutenberg-Richter, principalmente nos extremos da escala, tal como mostra o gráfico da figura 12.

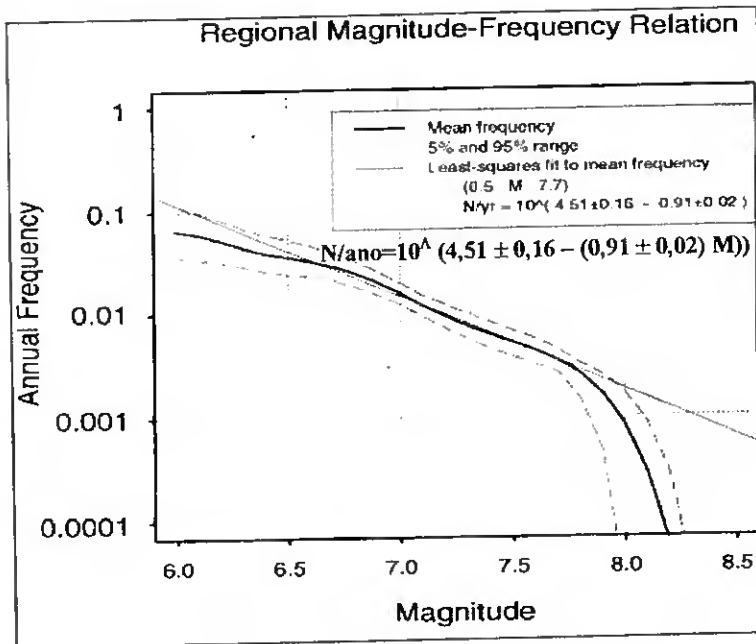


Figura 12: O gráfico diz respeito à actividade sísmica na Baía de São Francisco e resulta de um trabalho de investigação iniciado em 1989, após o sismo de Loma Prieta. Representa-se a frequência anual acumulada de sismos em função da magnitude – linha negra carregada. O modelo proposto por Gutenberg-Richter está também representado (linha negra menos carregada). O modelo só coincide com os dados experimentais no intervalo de magnitudes entre 6,5 – 7,7. "Working Group on California Earthquake Probabilities", 1999, U.S.Geological Survey.

A não concordância entre os dados registados e o modelo matemático nas pequenas magnitudes, deve-se a uma não detecção e registo de todos os pequenos sismos enquanto que, todos os grandes e médios sismos são detectados e registados.

A relação também falha, em muitos sistemas tectónicos, para as magnitudes muito elevadas porque não toma em consideração que, algumas falhas tendem a gerar sismos com a mesma magnitude máxima. São falhas que possuem sismos característicos causados, por exemplo, por grandes asperezas nas superfícies da falha ou pelo deslizamento da área total de fractura. A lei de Gutenberg-Richter está assim truncada pela magnitude máxima dos sismos que a falha pode gerar.

3.3.3 – A tensão acumulada numa falha

A informação disponível sobre as deformações na litosfera e, de como se redistribuem após um sismo (obtidas através de GPS ou através de análise de dados geofísicos) parece indicar que existe uma relação entre a tensão de ruptura numa falha e o

deslocamento médio que provoca (figura 13). O deslocamento, como foi referido anteriormente, é directamente proporcional ao momento sísmico que, por sua vez, permite calcular a magnitude de momento.

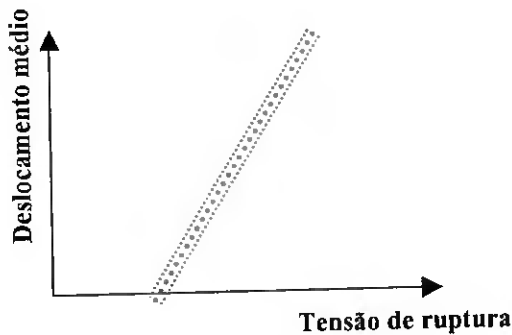


Figura 13: Relação de proporcionalidade entre o deslocamento médio e tensão de ruptura.

Assim, se o valor da tensão numa falha em cada instante pudesse ser conhecido, teríamos uma indicação da magnitude do sismo que iria ocorrer, se nesse instante a falha sofresse ruptura. Poder-se-ia estimar a magnitude do sismo iminente mas não quando iria ocorrer. A tensão poder-se-ia continuar a acumular e o sismo ocorrer

mais tarde, com uma magnitude mais elevada. Estudos deste tipo contribuem para o estudo do risco sísmico de uma região, tal como refere o relatório do Working Group on Califórnia Earthquakes Probabilities de 1999, referente ao risco sísmico da Baía de São Francisco.

O sistema de satélites (GPS), medindo as deformações na superfície da Terra, permitirá acumular um conjunto de dados que, no futuro poderão permitir aos cientistas saber que zonas estão submetidas a uma maior tensão e, logo, onde a probabilidade de ocorrência de um próximo evento é maior.

3.3.4 - Podemos prever a ocorrência de um sismo no tempo*?

3.3.4.1 - A velocidade de deslocamento e o tempo de recorrência.

A sismicidade de uma falha pode ser caracterizada pela sua velocidade de deslocamento e, pelo tempo de recorrência entre sismos - dois conceitos importantes para analisar o risco e para criar um padrão de observação a longo prazo da actividade tectónica.

* Na Actividade Experimental - A Máquina dos Sismos este é um dos aspectos explorados.

A velocidade de deslizamento é um valor médio da velocidade com que um dos lados da falha se move relativamente ao outro. Falhas com velocidades maiores que 10mm/ano são consideradas rápidas e velocidades da ordem dos 1 a 2 mm/ano são valores normais para uma falha activa. A velocidade de deslizamento é um valor médio dada pela razão entre o deslocamento total (Δx) e o intervalo de tempo (Δt) que decorreu.

$$v_{\text{deslizamento}} = \frac{\Delta x}{\Delta t} \quad (12)$$

Uma velocidade de 2mm/ano não significa que ao fim de 1 ano, pontos adjacentes de cada lado da falha, estejam deslocados de 2mm. Significa, que esses dois pontos podem permanecer adjacentes durante centenas de anos até que, num único episódio sísmico são deslocados centímetros ou mesmo metros. Falhas com velocidades de deslizamento elevadas serão falhas com um risco sísmico elevado.

O intervalo de recorrência de uma falha é o intervalo de tempo médio entre rupturas de um tamanho particular.

Saber que uma falha tem grande probabilidade de sofrer uma grande ruptura, por exemplo, uma vez em cada 2000 anos é interessante, mas será muito mais importante ser capaz de efectuar previsões numa escala de tempo mais próxima da humana. Será possível?

3.3.4.2 – Alguns dos modelos que podem ser utilizados para fazer previsões temporais sobre a actividade sísmica de uma região

A – Modelo em que a probabilidade de ocorrência de um sismo é dependente do tempo.

Uma falha, com um comportamento como a esquematizado na figura 14, em que se verifica que a acumulação de tensão, as forças de atrito cinético e estático, a rigidez das rochas têm valores constantes, quer no plano de falha, quer no tempo será uma falha com um comportamento previsível.

- Os sismos seriam sempre da mesma magnitude, dependente da queda de tensão dada pela expressão (7): $Q_{\sigma} = \sigma_0 - \sigma_1$
- O tempo de recorrência entre dois eventos seria constante.

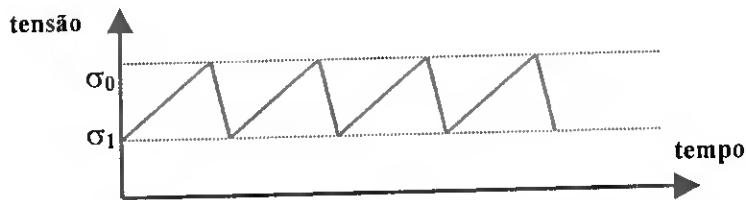


Figura 14 – Esquema de uma falha ideal com um comportamento previsível.

Wallace (1998) refere que existe um segmento da falha de Santo André (Parkfield), Califórnia que, quase segue estas características. Neste segmento

de falha registaram-se 5 sismos de magnitude maior que 6, com um intervalo de recorrência (com algumas flutuações) de cerca de 22 anos e com formas de ruptura semelhantes.

Este comportamento cíclico das falhas, observável nalguns casos, permite fazer e reajustar as previsões a longo prazo. Por exemplo, se num segmento activo não ocorreu nenhum sismo (“gap”) nos últimos anos, significa que essa zona está a acumular tensão. De um modo qualitativo podemos dizer que quanto maior o intervalo de tempo passado desde o último evento, maior será a probabilidade de que ele ocorra no próximo intervalo de tempo e maior será a probabilidade de que esse sismo tenha grande magnitude.

B - Modelo em que a ocorrência de um sismo obedece a uma distribuição aleatória no tempo.

Considera-se que os sismos se distribuem no tempo de um modo aleatório, sem guardar memória do sismo anterior. O nº de sismos registado num dado intervalo de tempo só depende da dimensão temporal de observação e do intervalo de recorrência médio para essa falha.

Se num catálogo sísmico se eliminarem as réplicas e os percussores (sismos fortemente correlacionados com o sismo principal) e se fizer o estudo estatístico da distribuição dos restantes sismos ao longo do tempo prevê-se, segundo por exemplo Scholz (2002), que a sua distribuição seja aleatória no tempo - distribuição estatística de Poisson.

A distribuição de Poisson diz-nos qual a probabilidade de registar n sismos num determinado intervalo de tempo, quando a média de ocorrência nesse intervalo é μ . A probabilidade de uma distribuição de Poisson é expressa por:

$$P(n; \mu) = \frac{\mu^n \cdot e^{-\mu}}{n!} \quad (13)$$

O desvio padrão de um distribuição deste tipo é dado por:

$$\sigma = \sqrt{\mu} \quad (14)$$

Numa distribuição deste tipo, a taxa média de ocorrência de um evento (μ) é constante no tempo. Assim, o intervalo de tempo médio entre sismos (Δt_m), será dado por:

$$\Delta t_m = \frac{1}{\mu} \quad (15)$$

Este tem sido o modelo standard utilizado nos estudos de previsão sísmica, quando o único parâmetro que se conhece sobre o comportamento da falha é a taxa média de ocorrência de um sismo. Se mais informações estiverem disponíveis, como por exemplo, a tensão na falha e o deslocamento médio provocado por sismo anteriores, podem ser aplicados outros modelos mais complexos.

3.3.5 – A complexidade dos processos reais

Quase todos os processos reais são muito mais complexo que o descrito no modelo A, B ou noutra qualquer.

Contribuem para a complexidade do problema as heterogeneidades das falhas, quer no tempo, quer no espaço:

▪ A acumulação de tensão na falha não é uniforme no tempo. Por exemplo, a ocorrência de um sismo num segmento da falha influencia a tensão (aumenta ou diminui) nas falhas circundantes – “as falhas comunicam umas com as outras”.

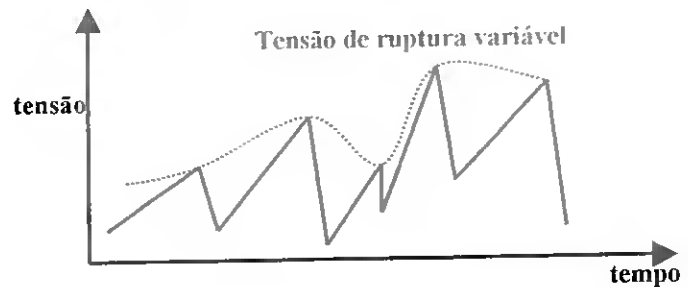


Figura 15 – Esquema de uma hipotética falha com um comportamento não previsível.

- A rigidez dos materiais não é constante no tempo. A migração de fluidos pode, por exemplo, fragilizar uma dada zona e a mineralização pode reforçar um plano de fraqueza.
- A rigidez dos materiais e os coeficientes de atrito não são constantes ao longo do plano de falha, quer por existirem heterogeneidades na sua composição, quer por esta se desenvolver também no plano vertical, encontrando-se os seus materiais a diferentes profundidades e sujeitos a diferentes pressões litostáticas.
- A força de atrito numa falha altera-se ao longo da sua vida sísmica. Falhas jovens têm superfícies com muitas rugosidades que, sucessivas rupturas podem atenuar progressivamente. O material vai sendo desgastado formando uma fina camada que “lubrifica”o plano de falha e permite o deslizamento suave - “slip weakning”.
- Os minerais apresentam muitas vezes anisotropias no seu comportamento – propriedades elásticas diferentes, em direcções diferentes, em relação ao seu eixo de simetria.
- A ruptura da falha não ocorre instantaneamente e não decorre de um modo uniforme ao longo de todo o seu plano (figura 16). Ao longo do plano de falha existem zonas onde a tensão se acumula de forma anormal; são designadas por asperezas e são fontes de emissão de ondas sísmicas de frequências elevadas. As asperezas podem

persistir durante muitos ciclos e produzir sismos característicos como sucede no segmento da falha de Santo André (Parkfield), já referido.



Figura 16: Sismo de Landers, Califórnia; 1992; Magnitude 7,3. A distância ao longo da falha foi medida a partir do foco. O deslocamento máximo ocorreu a cerca de 33km do foco (a vermelho na figura). www.scecdc.scec.org/Mpegs/lanmap/mpg

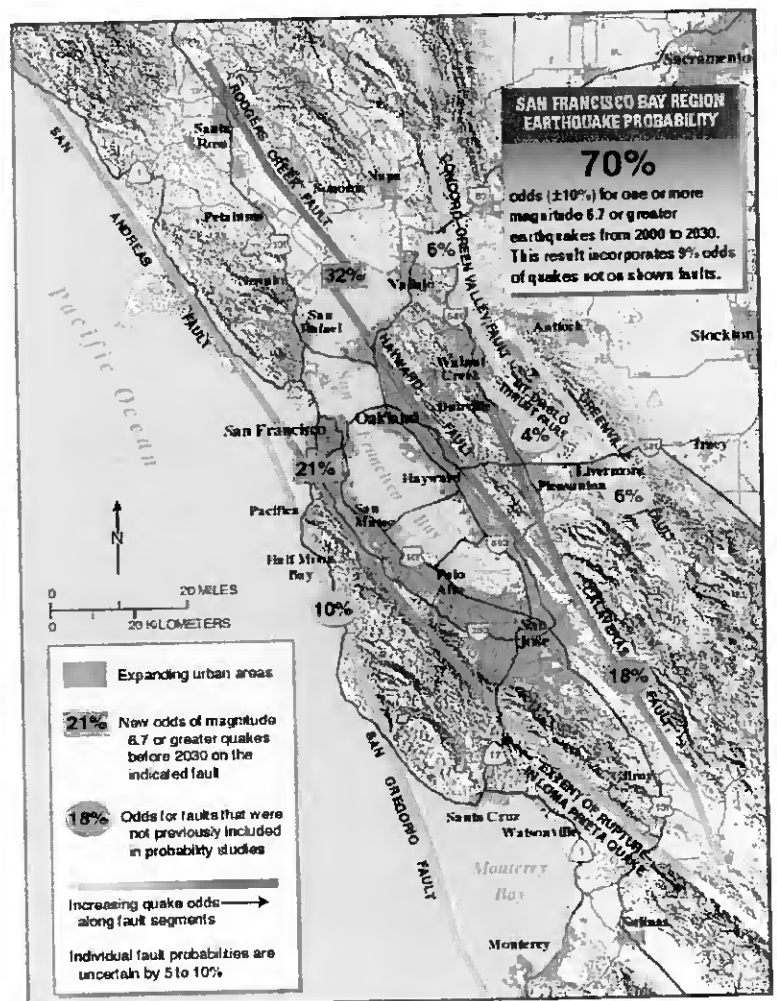
A análise dos dados disponíveis também não é fácil:

- A janela temporal sobre a qual dispomos de registos, mesmo para as regiões melhor estudadas é de cerca de 100 anos (este intervalo de tempo pode ser alargado através de estudos de paleo sismicidade) - um intervalo de tempo minúsculo na escala dos fenómenos geológicos.
- A fractura é um fenómeno macroscópico, de grande escala, envolvendo deslocamento de mais de 10m e velocidades de propagação de cerca de 3 km/s e, no entanto, é um processo controlado por factores de pequena escala tais como, o atrito, a geometria, a existências de mais ou menos heterogeneidades....
- As ondas sísmicas emitidas transportam informação acerca do movimento da fonte sísmica e das heterogeneidades da falha, mas a complexa estrutura da Terra, entre a fonte e os receptores, não torna fácil a extracção de informações sobre o que sucede durante o sismo. As altas-frequências emitidas devidas às pequenas heterogeneidades

da falha e às suas características próprias são, muitas vezes, filtradas* pela Terra (filtro passa baixo) e difíceis de modelar.

O estado actual de conhecimentos permite fazer, com confiança, previsões a longo prazo (30 anos) resultantes da acumulação e tratamento de muita informação. A figura 17 representa um estudo probabilístico deste tipo, iniciado em 1989, na Baía de São Francisco. No entanto, não é possível fazer hoje previsões temporais a curto prazo – um sismo resulta de um processo não determinista muito dependente das condições iniciais de micro-escala.

Figura 17: Mapa de probabilidades de ocorrência de um sismo de magnitude maior que 6,7, na zona da Baía de São Francisco, no período do 2000-2030. Working Group on California Earthquake Probabilities, 1999, U.S. Geological Survey, Fact Sheet 152-99)
<http://quake.wr.usgs.gov/research/seismology/wg99/index.html>



* <http://quake.wr.usgs.gov/info/listen/index.html>; Modelo que permite “ouvir” a atenuação das altas-frequências pela Terra

3.4 – Porque ocorrem os sismos? A “Máquina dos Sismos”.

Como simular, num contexto escolar, um processo geológico como a ocorrência de um sismo que envolve, quer uma grande dimensão espacial, quer características muito específicas na sua dimensão temporal – um longo período de acumulação de energia seguido de um curto período em que parte dessa energia é libertada?

O responder ao problema colocado levou à construção de uma “Máquina de Sismos” com base nas desenvolvidas por Matias e Torres (2000) e no Centro de Geofísica da Universidade de Évora.

F – Actividade experimental – A “Máquina dos Sismos”

F.1 - Quais os objectivos subjacentes à sua construção/ exploração?

- Modelar o comportamento de uma falha tectónica através de um dispositivo relativamente simples.
- Investigar um problema real e verdadeiro, relevante na zona sul de Portugal, ainda insolúvel e alvo de investigação por parte dos sismólogos.
 - Porque ocorrem os sismos?
 - Podemos prever a ocorrência de um sismo?
- Contribuir para uma perspectiva das dificuldades da previsão sísmica, do complexo comportamento da Terra e de que, o comportamento de muitos fenómenos naturais não pode ser descrito de um modo determinista, mas sim estatístico.

F.2 – Como funciona a “Máquina dos Sismos”?

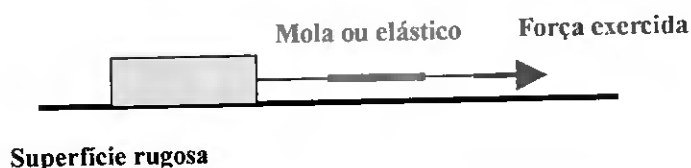
F.2.1 – O modelo mecânico ideal

A ruptura de um falha é um processo complexo e, portanto, difícil de simular. Uma das analogias encontrada em textos escolares foi comparar a ruptura com o rasgar de uma folha de papel. Esta analogia, muito simples, fácil de visualizar, enfatiza que o

deslocamento de um plano de falha não é instantâneo mas que se propaga. No entanto não mostra que:

- a falha ocorre ao longo de uma superfície;
- os dois lados das superfícies estão sempre em contacto;
- a ruptura resulta de um processo de acumulação de tensão e de deformações.

Um modelo mecânico ideal também utilizado para explicar este tipo de eventos, consiste num bloco, colocado sobre uma superfície rugosa e fixa, no qual se exerce uma força constante através de uma mola ou elástico. O modelo, esquematizado na figura 18, é explorado em muito da bibliografia consultada.*



Superfície rugosa

Figura 18: Modelo para simular a ocorrência de sismos.

Neste modelo, o bloco move-se por “saltos”, tal como acontece em muitas falhas activas. Mostra-se,

que a ruptura resulta de um processo de acumulação de tensão pois existe no sistema um elemento com comportamento elástico. Durante um “sismo” só uma das superfícies é que tem movimento mas, durante a ocorrência de um sismo real, as duas superfícies inicialmente “coladas” sofrem deslocamento em sentidos opostos.

Na sua exploração teremos de considerar as forças que actuam sobre o bloco e os parâmetros físicos que em seguida se indicam:

$$\mu_e - \text{coeficiente de atrito estático}; \quad |F_{a,e}|_{\max} = \mu_e N \quad (16) \quad |N| = mg$$

$$\mu_c - \text{coeficiente de atrito cinético}; \quad |F_{a,c}| = \mu_c N \quad (17)$$

$$k - \text{constante elástica da mola}; \quad |F_e| = k \cdot |x| \quad (18)$$

* Modelo explorado em diferentes textos na literatura consultada. É referido, por exemplo por Doyle (1995), Wallace (1998) e Scholz (2002) e nas seguintes páginas da Internet: <http://quake.wr.usgs.gov/research/deformation/modeling/eqmodel.html> <http://jilah.com/Science>

\vec{N} – Força normal; \vec{P} - peso do bloco; \vec{F}_a - força de atrito; \vec{F}_e - força elástica;
 m – massa da mola; $|x|$ - deformação da mola

O movimento do corpo tem três fases que se repetem ao longo do tempo:

- Fase “cola” – A força elástica aumenta mas a força de atrito estático também – não há deslizamento e as duas forças horizontais equilibram-se.
- Fase de ruptura – A força elástica atinge um valor igual ao da força de atrito estático máximo. O corpo fica na iminência de entrar em movimento. A aplicação da 1ª lei de Newton e das equações (16) e (18) permite escrever:

$$\vec{F}_{a,e,m\acute{a}x} + \vec{F}_{e,m\acute{a}x} = 0 \quad \mu_e N = kx_{m\acute{a}x} \quad (19)$$

Neste modelo, a ruptura ocorre sempre após igual deformação da mola ($x_{m\acute{a}x}$) que pode ser determinada a partir dos parâmetros físicos:

$$x_{m\acute{a}x} = \frac{\mu_e \cdot mg}{k} \quad (20)$$

- Fase pós-ruptura – A força elástica aumenta e o bloco entra em movimento, sujeito à acção desta força e à força de atrito cinético, que se admite independente da velocidade. Segundo o eixo horizontal, a 2ª Lei de Newton permite escrever:

$$\vec{F}_{a,c} + \vec{F}_e = m\vec{a} \quad -kx + \mu_c mg = m \frac{d^2x}{dt^2} \quad (21)$$

Inicialmente, a força elástica na mola é superior à força de atrito cinético e o movimento do corpo é acelerado, mas como a deformação na mola diminui, dado o movimento do corpo, a partir de certa altura a força de atrito passa a ser maior que a força elástica e o movimento do corpo passa a retardado até parar. A deformação da mola no final do ciclo (x_{final}) será menor que a deformação máxima atingida ($x_{m\acute{a}x}$). Iniciar-se-á então uma nova fase “cola”.

Aplicando o Princípio da Conservação da Energia, podemos relacionar as posições $x_{\text{máx}}$ e x_{final} com os parâmetros físicos do modelo e estimar o deslocamento que o bloco efectuará ($x_{\text{máx}} - x_{\text{final}}$). Nestas duas posições, a energia cinética (E_c) é nula e assim, a variação da energia potencial elástica (ΔE_{pe}) da mola deve corresponder ao trabalho da força de atrito ($W(\vec{F}_a)$) neste percurso.

$$W(\vec{F}_{res}) = \Delta E_c \quad \text{ou} \quad W(\vec{F}_e) + W(\vec{F}_a) = \Delta E_c \quad (22)$$

$$W(\vec{F}_e) = -W(\vec{F}_a) \quad (23)$$

$$W(\vec{F}_a) = \Delta E_{pe} \quad (24)$$

Como a energia potencial elástica e o trabalho da força de atrito são dados pelas expressões seguintes:

$$E_{pe} = \frac{1}{2} kx^2 \quad (25)$$

$$W(\vec{F}_a) = \vec{F}_a \cdot \vec{x} \quad (26)$$

A expressão (24) pode-se reescrever em função das deformação da mola, tendo para tal de considerar também a expressão (17):

$$\mu_c mg(x_f - x_{\text{máx}}) = \frac{1}{2} k(x_f^2 - x_{\text{máx}}^2) \quad (27)$$

O desenvolvimento da expressão (27) e a equação (20) permitem exprimir a posição final da mola, em função dos parâmetros físicos do modelo:

$$x_f = \frac{mg}{k}(2\mu_c - \mu_e) \quad (28)$$

O deslocamento (d) do bloco, que simula o deslocamento de uma superfície de falha, será dado, de acordo com as expressões (28) e (20) por:

$$d = x_{\text{máx}} - x_{\text{final}} = \frac{\mu_e mg}{k} - \frac{mg}{k}(2\mu_c - \mu_e) = \frac{2mg}{k}(\mu_e - \mu_c) \quad (29)$$

Este modelo mecânico (e ideal) tem um comportamento previsível a partir dos parâmetros físicos. O deslocamento (d), que o corpo sofre em cada ciclo, é constante e assim, o modelo simula a geração de “sismos” de magnitude constante. Por outro lado, como a força deformadora exercida é também constante, o intervalo de tempo entre “sismos” será constante. É pois um modelo onde pode ser previsto quando ocorrerá um “sismo” e qual a sua magnitude – longe de descrever a complexidade do comportamento das falhas tectónicas reais.

F.2.2 – O modelo mecânico desenvolvido – A “Máquina dos Sismos”

A “Máquina dos Sismos” construída no âmbito deste trabalho é uma construção mecânica que representa o modelo da figura 18, com a introdução de um melhoramento importante – a superfície horizontal e rugosa corresponde a um tapete rotativo de velocidade constante e controlável. Apesar do comportamento do modelo ideal ser previsível, esta maquineta revelou um comportamento imprevisível, simulando alguns aspectos da complexidade de uma falha tectónica real.

O Anexo III contém uma descrição, em pormenor, de como foi construída a “Máquina dos Sismos” e dos seus acessórios.

Como funciona a “Máquina dos Sismos”?

O tapete rotativo com uma superfície rugosa é colocado em rotação, a baixa velocidade através de um motor eléctrico. Simula-se o movimento de uma placa litosférica.

O bloco, colocado sobre o tapete, tem também uma superfície de contacto rugosa

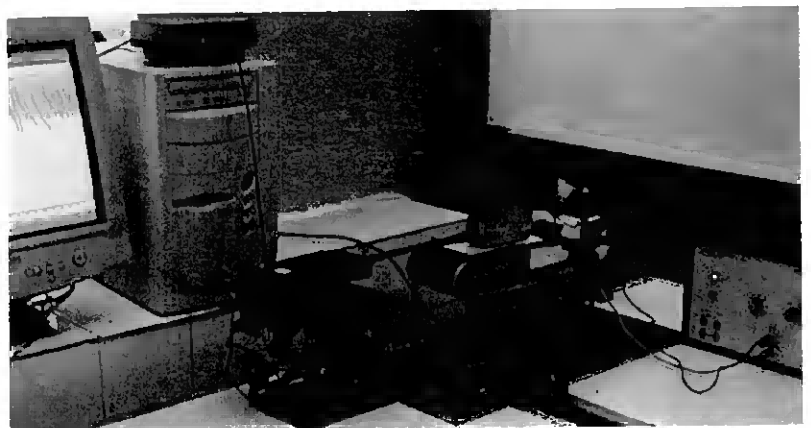


Figura 19: A “Máquina dos Sismos” em funcionamento.

(lixa), simulando a outra placa litosférica. Este bloco encontra-se ligado a um sensor de força através de uma mola, colocada do lado oposto ao do movimento da parte superior do tapete. O sensor de força permite registar o valor da força elástica exercida sobre o bloco ao longo do tempo.

No movimento do bloco, colocado sobre o tapete, tal como o modelo ideal descrito, repetem-se ao longo do tempo:

- A Fase “cola” - o corpo é arrastado pelo tapete, mantendo-se em repouso relativo em relação a ele; a deformação da mola aumenta; a força medida através do sensor é cada vez maior (em valor absoluto, pois medimos forças negativas com o sensor utilizado). Simula-se a fase de acumulação de tensão numa fractura.
- A Fase “descola” - o corpo desliza em sentido oposto ao do movimento do tapete; a força elástica diminui à medida que a deformação na mola diminui; a força de atrito diminui ($\mu_c < \mu_e$). O corpo pára numa nova posição. Simula-se a ocorrência de um evento sísmico, ao qual se seguirá um novo acumular de tensão.

Em termos energéticos, durante a fase de repouso relativo do bloco, a mola acumula energia potencial elástica; quanto maior a sua deformação mais energia acumula. Durante a fase de movimento relativo, a mola transfere parte da sua energia potencial para o corpo, onde se manifesta como energia cinética. Esta energia cinética transformar-se-á depois em energia térmica (e também sonora – ouve-se o arranhar) por acção das forças de atrito nas superfícies em contacto.

Que variáveis podem ser controladas neste modelo?

As variáveis que podem ser controladas neste modelo e que simulam características das falhas tectónicas reais são:

- Forças de atrito - Modificando o grão da lixa que forra o corpo colocado sobre o tapete podemos alterar a força de atrito entre as superfícies e simular alteração na força de atrito numa falha.
- Módulo elástico - Substituindo a mola, ou associando diferentes molas em série*, podemos alterar a capacidade do sistema acumular energia e simular rochas caracterizadas por diferentes módulos elásticos, conforme o seu tipo e/ou condições de pressão e temperatura a que se encontram.
- Compressão - Modificando a massa total do bloco alteramos a tensão normal, na zona de contacto. Simulamos alterações na tensão normal a que as rochas estão sujeitas.
- Área de fractura – Alterando as dimensões da base do corpo colocado em cima do tapete alteramos a área de contacto. Simulamos sismos envolvendo áreas de fractura diferentes.

Que exploração quantitativa é possível de efectuar com este modelo?

Na exploração quantitativa deste modelo relaciona-se o deslocamento do corpo (Δx), em cada um dos “sismos”, com a variação no valor da força elástica que é medida através do sensor de força. O sensor de força torna-se assim, um sensor de posição se, a mola apresentar um comportamento elástico linear. A lei de Hooke permite escrever:

$$\Delta F = k\Delta x \quad \Delta F \propto \Delta x \quad (30)$$

O momento sísmico, tal como foi definido pela equação (8), é directamente proporcional ao deslocamento e, como podemos considerar que na “Máquina dos Sismos”, a área da ruptura e a rigidez (dependente do atrito e da elasticidade da mola)

* A constante elástica (K) de um sistema de duas molas, de constantes K_1 e K_2 , associadas em série é dada por:

$$\frac{1}{K} = \frac{1}{k_1} + \frac{1}{k_2}$$

são factores constantes em cada ensaio, verifica-se que o momento sísmico é directamente proporcional ao deslocamento.

$$M_0 = \mu.A.\Delta x \quad M_0 \propto \Delta x \quad (31)$$

Da análise das expressões (30) e (31) podemos deduzir que neste modelo:

$$M_0 \propto \Delta F \quad (32)$$

Temos assim, um modo de medir a grandeza ΔF (através do sensor de força) que é, neste caso, directamente proporcional ao momento sísmico. O momento sísmico relaciona-se com a magnitude de momento através da expressão (9). Integrando as relações anteriores, podemos concluir que, neste modelo:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6,0 \quad (9)$$

$$M_w \propto \log k.\Delta F \quad (33)$$

Na prática, iremos relacionar a magnitude de um sismo (M_w) com o logaritmo de um valor proporcional à queda de tensão.

$$M_w = k_1 \cdot \log(\Delta F \cdot k_2) \quad (34)$$

Os valores das constantes k_1 e k_2 foram escolhidos de modo arbitrário. A constante k_1 , para a qual se usou o valor de 2,3, foi escolhida de modo a ter uma gama de “magnitudes”, num ensaio com a “Máquina dos Sismos”, próxima da registada numa falha real. A constante k_2 foi introduzida de modo a evitar ter logaritmos de números inferiores a 1. Neste caso usou-se o valor 100.

Quais os pontos fortes e as limitações da “Máquina dos Sismos”?

O comportamento da máquina dos sismos tem paralelo com alguns dos comportamentos de um falha tectónica, tais como:

- O bloco move-se por saltos e não com movimento uniforme.
- A ruptura resulta de um processo de acumulação de tensão.

- As rugosidades das superfícies em jogo fazem a analogia com o maior ou menor atrito existente numa falha.
- O bloco e o elemento elástico modelam as rochas sujeitas a tensões no interior de uma falha. Enquanto que, na Natureza, uma rocha tem simultaneamente inércia e um comportamento elástico; no modelo (e na escala de observações efectuadas), o bloco representa a inércia da rocha e a mola as suas propriedades elásticas. A mola acumula energia elástica tal como as rochas acumulam energia quando se deformam, devido ao movimento relativo das placas da litosfera.
- O tapete move-se com uma velocidade quase constante e controlável. O que significa que, a deformação na mola se vai efectuar de um modo constante. Simulamos a fronteira entre duas placas com velocidade relativa constante, onde a tensão se acumula de modo também constante. É um modelo que simula o comportamento de uma falha transformante, como por exemplo a falha de Santo André, na Califórnia.
- Os dois lados das superfícies – tapete e corpo - estão sempre em contacto, quer quando em repouso, quer quando em movimento relativo.
- Durante o “sismo” as duas superfícies em interacção deslocam-se em sentidos opostos.
- Após o “evento sísmico”, a relaxação da tensão da mola não é completa, restando sempre tensão acumulada com potencial para gerar “sismos” a curto prazo. Num caso real ocorrem réplicas após um sismo.
- O tratamento estatístico dos resultados mostra a não previsibilidade a curto prazo, quer da magnitude, quer do instante em que o próximo evento vai acontecer. Mostrou também que numa certa gama de “magnitudes “, a “Máquina dos Sismos” segue a lei de Gutenberg-Richter.

A “Máquina dos Sismos” falha, na simulação dos processos tectónicos, ao não mostrar que:

- A ruptura de uma falha não é instantânea. Contrariamente ao que se passa neste modelo, o comprimento total da falha não sofre ruptura simultaneamente. O deslizamento começa num ponto particular - foco e é variável ao longo da superfície da falha.
- Uma falha pertence, normalmente, a um conjunto de falhas que transmitem tensões entre si e que tornam os processos reais muito mais complexos.
- A maior parte dos planos de falha não é horizontal.

A observação da “Máquina” a funcionar pode levar a algumas incorrecções ou más interpretações, nomeadamente:

- A observação visual pode sugerir, erradamente, o deslocamento de uma placa da litosfera sobre a astenosfera e que os “sismos” analisados correspondam a sismos originados nessa transição. As elevadas temperaturas e pressões a que os materiais se encontram a essa profundidade fazem com que o seu comportamento seja plástico e não frágil – ocorre um deslizar contínuo onde não se acumulam tensões.
- A “Máquina” permite obter uma grande quantidade de “eventos”, num pequeno intervalo de tempo (por exemplo, num dos ensaios realizados verificaram-se 87 sismos em 200 s), relativos à mesma “falha”. Na Terra, raramente se possui um tão elevado número de registos de sismos, referentes à mesma falha.

Em laboratórios de investigação têm sido desenvolvidos outros modelos que simulam de um modo mais correcto, a complexidade do comportamento de um plano de falha. Num projecto de investigação de risco sísmico nos EUA, Earthquake Hazards

Program*, são explorados modelos como os indicados na figura 20. Estudam-se para diferentes materiais, a diferentes temperaturas e com diferentes pressões de fluidos, tensões de ruptura e tensões de atrito.

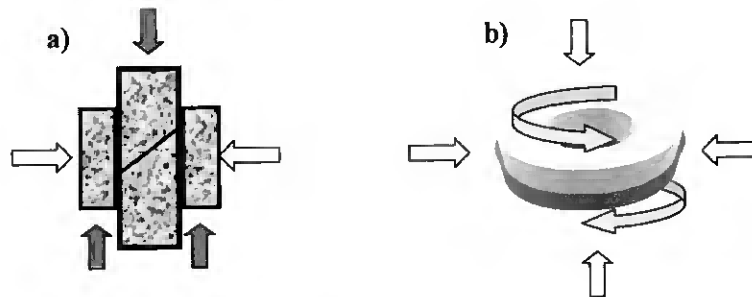


Figura 20: Modelos que simulam o comportamento de falhas:

- Modelo biaxial: blocos paralelepípedicos de rocha são comprimidos lateralmente (setas amarelas) e ao mesmo tempo forçados a se deslocarem um em relação ao outro (setas vermelhas)
- Modelo rotativo: Dois anéis de rocha rodam por cima um do outro, sujeitos a forças de compressão laterais e verticais. Este modelo permite simular grandes superfícies de falha e é mais complexo porque as velocidades relativas diferem na parte interior e exterior dos anéis.

Adaptado de: <http://quake.wr.usgs.gov/research/physics/lab/index.html>

F.3 – Que actividades podem ser dinamizadas com a “Máquina dos Sismos”?

As actividades, em seguida propostas, poderão ser introduzido quando do estudo das transformações energéticas num sistema ou quando do estudo das forças de atrito mas, poderão também, ser introduzidas quando ocorre um sismo de grande magnitude referenciado pelos meios de comunicação. A motivação e a curiosidade para o estudo desde problema estarão então aguçadas. A sua dinamização permitirá controlar diferentes variáveis, de modo a simular uma situação geofísica particular e efectuar todo um processo de recolha, tratamento e discussão de dados.

O grande desafio a colocar na exploração da “Máquina dos Sismos” é:

A “Máquina dos Sismos” é uma construção mecânica cujo comportamento procura simular o comportamento complexo e imprevisível de uma falha tectónica. Quais as

* <http://quake.wr.usgs.gov/research/physics/lab/index.html>; U.S.Geological Survey, Earthquake Hazard Program

razões para que este modelo mecânico tenha um comportamento imprevisível? Quais dessas razões têm um paralelo nas falhas tectónicas reais?

As actividades 1, 2 e parte da actividade 6, apresentadas de seguida, representam situações particulares em que se explorou a “Máquina”. Encontram-se mais sugestões para a sua exploração no Anexo IV. As actividades sugeridas, nesse Anexo, têm como título:

Desafio 3: Todas as falhas têm um movimento do tipo “cola-descola”?

Desafio 4: Existe uma relação entre a profundidade do foco e a magnitude máxima dos sismos registados?

Desafio 5: A área de uma falha que sofre deslocamento está relacionada com a magnitude do sismo máximo que ocorre?

Desafio 6- Um estudo estatístico sobre a sismicidade de uma falha permitirá fazer previsões sobre a magnitude e sobre a localização temporal dos próximos eventos?

Neste ultimo estudo, após elaborar um catálogo “sísmico” (Anexo V):

- Fez-se a distribuição de sismos por magnitudes.
- Verificou-se que os dados obtidos simulam uma falha real, cuja sismicidade segue a Lei de Gutenberg – Richter, numa gama de magnitudes compreendida entre 3,4 – 4,5.
- Fez-se um estudo de como se distribui a ocorrência destes eventos no tempo e verificou-se que, a série temporal registada segue, de um modo muito próximo, a lei dos acontecimentos raros – distribuição aleatória no tempo.
- Verificou-se que os dados obtidos simulam uma falha real, em que a tensão de ruptura e a magnitude dos eventos está relacionada.

Actividade 1: Registrar a “actividade sísmica de uma falha activa”

O Desafio: As zonas que são fronteira entre placas, correspondem a zonas de grande actividade sísmica. Como simular, utilizando a “Máquina dos Sismos”, uma zona da Terra com estas características?

Um resultado possível

Condições experimentais:

Mola de $k \cong 24 \text{ N/m}$

Lixa de grão 80

Área de contacto do bloco 10x4cm

Massa do bloco = 80g

Frequência de amostragem: 50Hz

Intervalo de observação: 160s

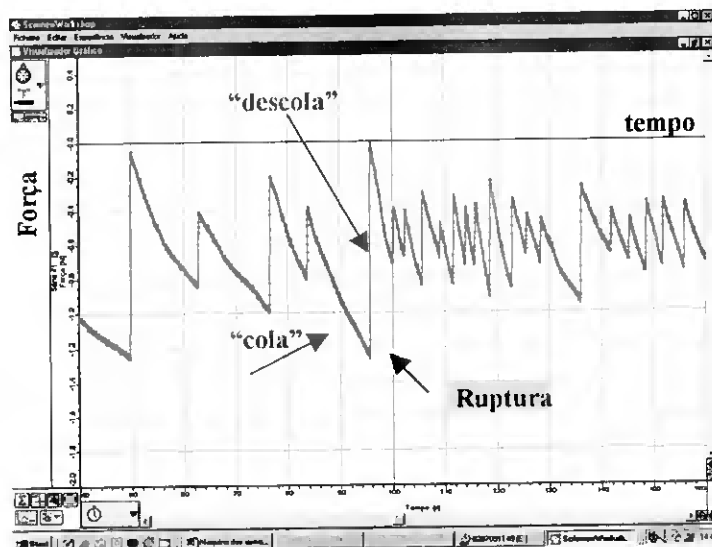


Figura 21: Um exemplo do registo observado (força elástica em função do tempo).

Observações:

- Observa-se o regime “cola-descola”.
- Não existe um padrão nem existem dois sismos iguais.
- O número de sismos pequenos é maior que o nº de sismos grandes.
- Após a ruptura, a tensão diminui mas não se anula. Isto também sucede na litosfera, pois após um sismo não se liberta toda a energia acumulada. Uma evidência deste facto é a ocorrência de réplicas, com origem na mesma falha que originou o sismo principal.
- A tensão de ruptura não é constante.
- A observação do sismo anterior não permite prever se o próximo será grande ou pequeno - indiciando a grande dificuldade em efectuar previsões sísmicas.
- A probabilidade de um grande sismo aumenta à medida que a tensão na mola aumenta (maior a energia acumulada).

- Em algumas das fases “cola” observa-se uma curvatura nos registos próximos da zona de ruptura. Este é um efeito não desejado, das condições em que o modelo mecânico funciona. O facto do tapete rolar com velocidades muito pequenas faz com que, quando as forças (de atrito e elásticas) envolvidas já são significativas, o tapete diminua sua velocidade de rotação (a força que é par acção-reacção da força de atrito exercida no bloco, exerce-se no tapete) reflectindo-se tal, na taxa com que se acumula tensão na mola.

Actividade 2: O “envelhecimento” de uma falha

O Desafio

Falhas jovens têm superfícies rugosas com mais asperezas. Se a falha, ao longo da sua vida geológica, sofrer repetidas rupturas, as asperezas podem ser, progressivamente, atenuadas. O material que vai sendo desgastado pode formar uma fina camada que “lubrificará” a falha. Como simular, utilizando a “Máquina dos Sismos”, dois ensaios em que se verifique este “envelhecimento” de uma falha?

Resultados possíveis:

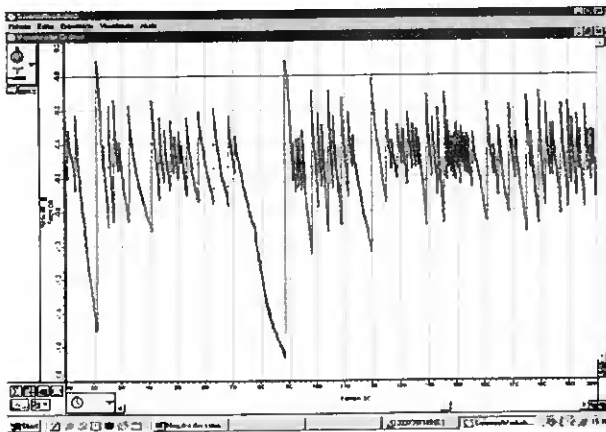


Figura 22 a) Ensaio A –
Condições experimentais
Elástico de $k \approx 70 \text{ N/m}$
Área de contacto 40 cm^2
Superfície do corpo forrada com
lixa de grão 80.

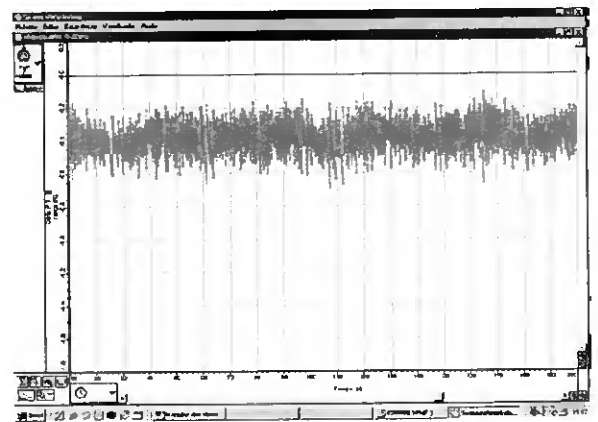


Figura 22 b) Ensaio B –
Condições experimentais
Elástico com $k \approx 70 \text{ N/m}$
Área de contacto 40 cm^2
Superfície do corpo forrada com lixa
de grão 320.

Observações:

No ensaio A temos muito menos sismos mas de maior magnitude. Mais rugosidades, significa mais zonas em que as superfícies “colam” e se acumula tensão. Os sismos observados são em média de maior magnitude, libertando mais energia. O intervalo de tempo de recorrência entre sismos é maior, pois é necessário tempo para que a energia se acumule.

As propriedades físicas da falha determinam qual o sismo máximo que a falha pode gerar. Algumas falhas têm potencial para sismos destruidores, enquanto que outras não.

Actividade 6 (parte do estudo estatístico realizado) – Podemos prever a magnitude dos sismos?

O desafio

A informação disponível sobre as deformações na litosfera e de como se redistribuem após um sismo (obtidas através de GPS ou através de análise de dados geofísicos), parece indicar, que existe uma relação entre a tensão de ruptura numa falha e o deslizamento médio que provoca. Utilizando os dados de um dos ensaios, realizado com a “Máquina de Sismos”, podemos testar esta hipótese.

Um Estudo possível

Consultando o catálogo sísmico elaborado (Anexo V) a partir de um dos ensaios, podemos relacionar a magnitude dos sismos registados, com a tensão de ruptura na mola. Apesar de não existir uma relação linear entre as grandezas que se relacionaram, o gráfico (figura 23) sugere a existência de uma relação nítida entre as grandezas envolvidas.

A envolvente dos pontos experimentais, traçada no gráfico a tracejado vermelho, permite fazer previsões sobre o sismo máximo possível, para cada estado de tensão na

“Máquina dos Sismos”. Por exemplo, se o estado de tensão é da ordem dos 0,8N então a magnitude máxima possível será da ordem dos 4,5. Observa-se também, neste gráfico, a ocorrência de “sismos” característicos, de grande magnitude e a que corresponde uma grande tensão de rotura.

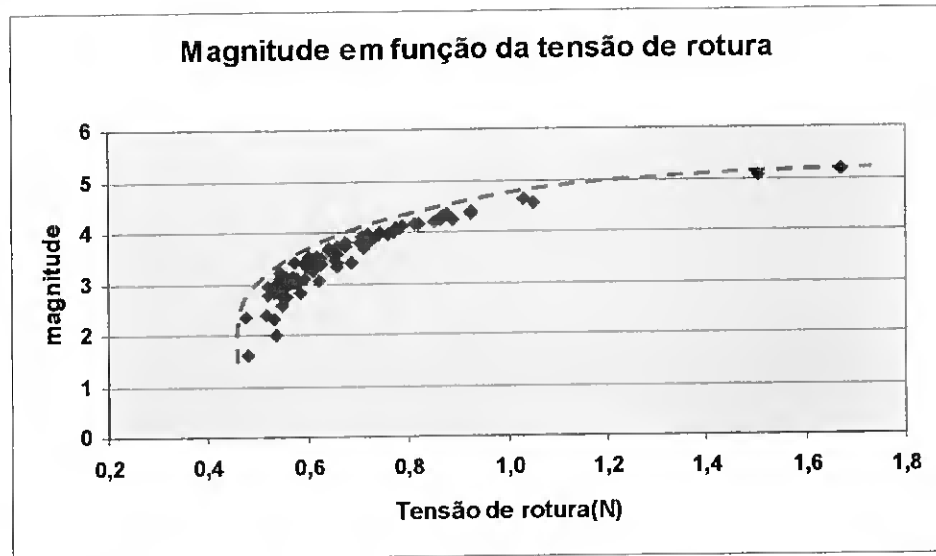


Figura 23: O gráfico representa a magnitude dos sismos registados em função da tensão de ruptura medida, no instante que se iniciou o deslizamento. Representa-se também a envolvente dos pontos experimentais a tracejado vermelho.

A magnitude de um sismo está relacionada com uma grandeza física real que caracteriza o evento sísmico, o deslizamento. Se representarmos o deslizamento sísmico em função da tensão de ruptura, poderemos observar que existe uma relação linear entre estas duas grandezas (figura 24). Esta relação linear mostra que, se conhecermos em cada instante o valor da tensão na “Máquina”, poderemos saber com bastante aproximação, qual a magnitude máxima do “sismo” que irá ocorrer, se ocorrer nesse instante. No entanto, o “sismo” poderá ocorrer mais tarde, com uma magnitude mais elevada.

As previsões, feitas com dados obtidos com a “Máquina dos Sismos”, têm uma correspondência com as previsões que se fazem, a partir dos dados obtidos nos sistemas reais embora aí, a sua aplicação seja muito mais difícil. Os sistemas de falhas geológicas são muito complexos, envolvem muitos segmentos onde as tensões são

interdependentes. O actual estado de conhecimentos para qualquer falha do globo, não permite saber o estado de tensão a que a falha está sujeita. Se tal for possível um dia*, então a gama de magnitudes e a janela temporal para a ocorrência do evento seguinte, ficarão bastante reduzidas, permitindo efectuar melhores previsões.

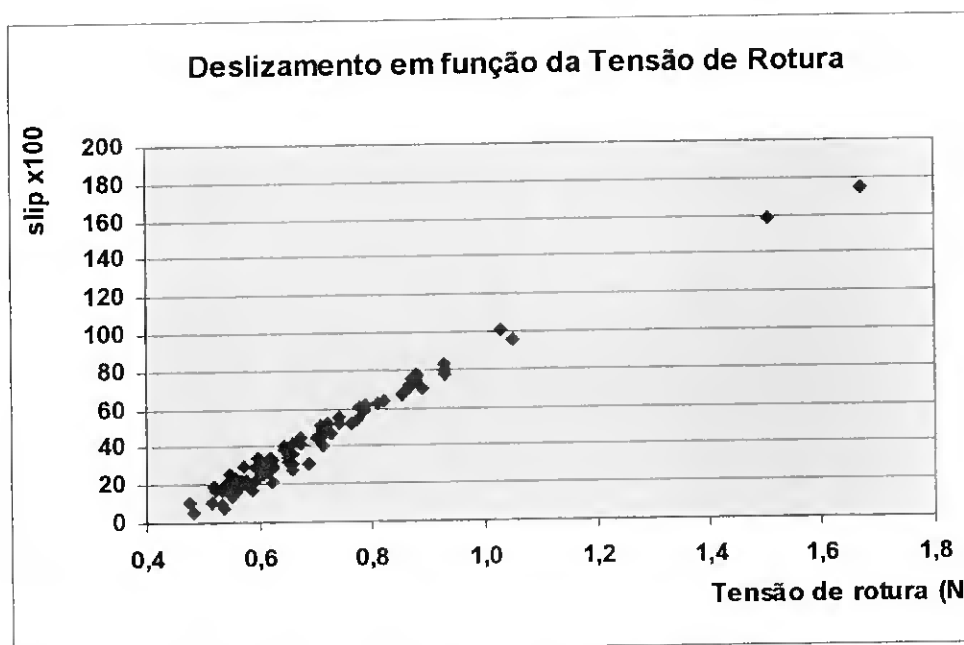


Figura 24: O gráfico representa o deslizamento em função da tensão de rotura. O aspecto do gráfico indicia a existência de uma relação linear entre as grandezas envolvidas.

* A medição das deformações da litosfera através de GPS, a medição directa de diferentes parâmetros físicos em grandes furos (3 a 4km de profundidade) a efectuar nas proximidades de falhas activas poderão contribuir para melhores previsões, no futuro. Em Parkfield, na falha de Santo André, iniciou-se já a "construção" de um destes furos – Projecto SAFOD; http://quake.wr.usgs.gov/research/parkfield/safod_pbo.html

4- Como construir melhor?

4.1 – A má fama dos sismos

A má fama que acompanha os sismos não é infundada: todos os anos, em diferentes partes do globo, vibrações do solo que duram menos que um minuto provocam, directa e indirectamente, danos muitas vezes catastróficos em vidas e bens. Catastróficos porque envolvem um tal grau de destruição que a reconstrução ou recuperação do danificado será sempre um processo muito longo.

Só no ano de 1990, como refere Bolt (1999), morreram cerca de 100 000 pessoas e verificaram-se avultados danos económicos como consequências dos sismos que ocorreram no Irão, Índia, Rússia e Japão. Terá este sido um ano excepcional no comportamento sísmico do nosso planeta? A lei de Gutenberg-Richter, discutida no capítulo 3 deste trabalho, mostra que, em média, ocorrem cerca de 100 sismos de magnitude maior que 6 por ano, ou seja, é previsível que ocorra um sismo perigoso em cada 3 dias. Prevê também que devem ocorrer, em média, cerca de 20 sismos de magnitude maior que 7 por ano, isto é, é previsível um sismo de consequências potencialmente catastróficas todas as três semanas. Assim, as desgraças que ocorreram durante o ano de 1990 não revelam uma sismicidade anormal mas que, infelizmente, os sismos ocorreram em áreas muito povoadas e na sua maioria, pouco preparadas socialmente para tal catástrofe.

A inevitabilidade da ocorrência de novos sismos, o facto do crescimento populacional e económico ter levado a uma ocupação de zonas potencialmente perigosas e o carácter de catástrofe associado a este tipo de eventos leva a que, uma das responsabilidades sociais da investigação científica, em Geofísica, se prenda com o entender este tipo de processos tectónicos e as suas consequências. Os conhecimentos adquiridos poderão contribuir para a eficácia de estudos multidisciplinares em que se procurem soluções

que minimizem os danos provocados. As soluções devem passar por uma ponderação dos riscos envolvidos, reflectir-se na planificação e gestão responsável da ocupação dos solos, na definição e concretização de normas de construção e na crescente educação dos cidadãos, sobre o risco e a inevitabilidade deste tipo de eventos que lhes permita participar, sem credices*, na sociedade actual.

4.2 - Os efeitos dos sismos

As ondas elásticas que se propagam através da Terra durante um sismo podem provocar, à superfície, uma série de consequências graves e muitas vezes interdependentes, tais como derrocadas, avalanches, liquefacção** de solos e danos, ou mesmo o colapso das estruturas construídos pelo homem. Os danos nestas estruturas e as suas consequências*** são a maior causa de morte associada aos sismos.

No caso de um sismo tectónico, o deslizamento que ocorre no plano de falha pode mesmo propagar-se até à superfície da terra (apesar de não ser esta a situação mais comum), provocando graves movimentações horizontais e/ou verticais nos terrenos.

A ocorrência de um sismo pode também provocar a formação de tsunamis, ondas que podem ter um grande efeito destruidor na costa e que se formam quando ocorre uma movimentação súbita do fundo oceânico.

* Por exemplo: na compra da sua casa questionar o construtor sobre se foram ou não seguidas as normas de construção anti-sísmicas, decidir que o tipo de seguro deve fazer dos seus bens, compreender (ou exigir) decisões autárquicas sobre a gestão do território, saber como proceder na eventualidade de ocorrer um evento deste tipo....

** Os solos compostos por camadas de sedimentos não consolidados e onde o nível freático é inferior a 9 m, podem ter um comportamento especial, quando agitados durante um sismo de magnitude maior que 5. As vibrações minimizam o contacto entre as partículas que compõem o solo e este adquire as características de um líquido denso. Os efeitos da liquefacção dos solos nas fundações das estruturas são desastrosos pois permitem que estas se afundem. Na página <http://mceer.buffalo.edu> podem encontrar-se mais informações e uma demonstração experimental deste fenómeno.

*** Como consequência de um sismo, edifícios residenciais ou estruturais como pontes e barragens podem ficar danificados e entrar mesmo em derrocada. A ruptura em sistemas de transporte de combustíveis ou de materiais perigosos pode também provocar focos de incêndio ou a libertação de substâncias tóxicas.

A gravidade dos danos materiais e humanos que um sismo pode provocar, depende de um elevado número de factores. Alguns desses factores são naturais e intrínsecos às características do evento e das estruturas geológicas da região. A análise científica destes factores permite avaliar o Azar Sísmico ou Perigosidade Sísmica (Seismic Hazard) da região. Outros factores são de natureza social, factores de vulnerabilidade e custos, como por exemplo, as características das construções e a densidade populacional na região. A análise conjunta de todos estes aspectos corresponde a avaliar o Risco Sísmico (Seismic Risk) de uma região ou construção e pode, por exemplo, corresponder a uma vertente do trabalho de uma agência seguradora. Pode-se definir o Risco Sísmico como o produto de três factores:

$$\text{Risco Sísmico} = \text{Perigosidade} \times \text{Vulnerabilidade} \times \text{Custos}$$

Se a ocorrência de um sismo e as suas características intrínsecas são fenómeno inevitáveis e não controláveis no contexto tectónico do nosso planeta, os factores sociais que podem minimizar as suas consequências, podem e devem ser ponderados. As boas práticas de construção, de gestão do espaço e de educação dos cidadãos podem fazer a diferença nas consequências destes eventos.

4.2.1 - Alguns factores naturais de que dependem os efeitos de um sismo

A gravidade de um sismo num local depende, essencialmente, do tempo total que dura a perturbação e da amplitude e frequência das oscilações do solo. Estes factores dependem das interacções que as ondas sísmicas vão efectuar ao propagarem-se no interior da Terra e, no caso de um sismo tectónico, das características do deslizamento que ocorreu. Estes aspectos foram já referidos nos capítulos 2 e 3 mas pode-se lembrar que:

- A magnitude do evento está relacionada com a amplitude das oscilações registadas e também com a sua duração. Sismos de maior magnitude correspondem à emissão de ondas de maior amplitude, durante um período de tempo mais longo.

- O espectro de frequências registado das oscilações do solo está também relacionado com a magnitude. Sismos de grande magnitude têm, proporcionalmente, um espectro mais rico nas baixas frequências do que sismos de menores magnitudes. As frequências registadas dependem também da proximidade da falha activa, pois a atenuação das ondas pela Terra é selectiva e mais eficaz para as altas frequências. Assim, num registo sísmico a presença das altas frequências diminui com a distância à falha activa.
- A amplitude das oscilações e a duração do evento estão relacionadas com a distância à falha* activa. Se por um lado as ondas são atenuadas ao se propagarem no interior da Terra, diminuindo a sua amplitude, por outro, a dispersão das ondas (principalmente das ondas superficiais) leva a que, o intervalo de tempo durante o qual a terra treme aumente com a distância à falha.
- A amplitude das oscilações depende também da orientação da falha relativamente ao local onde o sismo é sentido. Registam-se ondas de maior amplitude, em pontos situados na direcção da ruptura na falha.

Se a atenuação faz prever uma diminuição da amplitude das oscilações à medida que estas se propagam, características locais dos solos e da topografia da região onde o sismo é sentido podem alterar, de modo significativo, a duração e a amplitude das oscilações.

Segundo Bolt (1999), numa série de eventos tais como o de São Francisco (1906), o da Cidade do México (1985), em Loma Prieta (1989) e em Kobe (1995), a análise dos danos nos edifícios e/ou dos registos sísmicos mostrou que, os efeitos destruidores e as amplitudes das oscilações registadas foram muito maiores nas zonas das cidades construídas sobre solos sedimentares do que, em zonas com construções sobre solos rochosos. Observou-se também, oscilações nos solos sedimentares durante um intervalo de tempo maior.

* A ruptura numa falha propaga-se a partir do foco e ao longo da sua superfície. A emissão de ondas sísmicas não é portanto nem pontual (ocorre numa determinada área) nem localizada no tempo (a ruptura não é instantânea).

Este é um efeito local* das ondas sísmicas, bastante complexo, que se verifica em bacias onde se depositaram camadas de materiais não consolidados, originados pelos processos de erosão na superfície da Terra. É tanto mais significativo quanto maior a espessura dos depósitos sedimentares tal como se pode observar na figura 1.

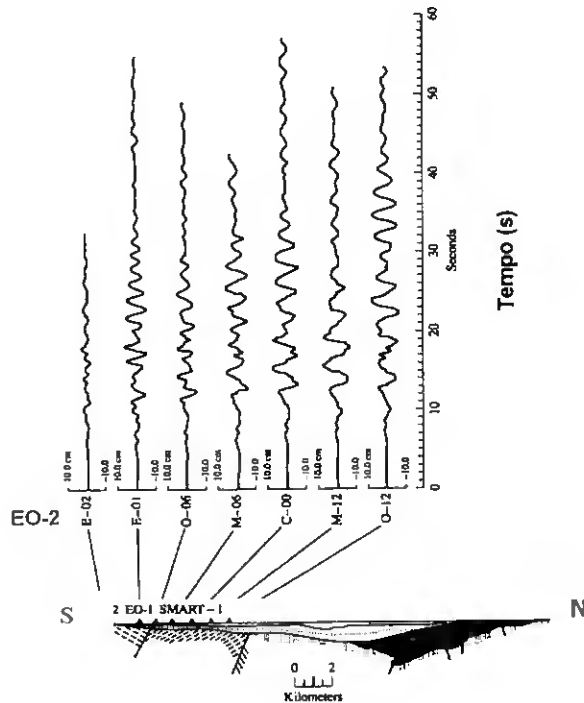


Figura 1: Os registos sísmicos foram efectuados em 1986, durante um sismo em Taiwan, com epicentro a cerca de 80km, para Sul. Uma série de detectores foi colocada ao longo de uma bacia sedimentar. O registo EO-2 foi efectuado numa zona rochosa e todos os outros já na bacia sedimentar. Observa-se a amplificação da amplitude das oscilações e o aumento do intervalo de tempo durante o qual se registam oscilações. Estes efeitos são tanto mais significativos quando mais espessa for a camada sedimentar (de Sul para Norte). In Bolt (1999).

Como explicar este efeito local das sondas sísmicas, nas bolsas de materiais sedimentares? Quando as ondas sísmicas, no seu percurso, encontram a interface rocha – sedimentos transitam para uma zona de densidade semelhante (a densidade das rochas não é muito diferente da densidade dos materiais sedimentares) mas de menor rigidez e como consequência, a sua velocidade diminui. Nesta interface terá que existir uma continuidade nos deslocamentos e nas tensões dos elementos dos dois meios envolvidos, pois, de outro modo, deslocar-se-iam um em relação ao outro e, por outro lado, terá que se conservar a energia envolvida. As leis da Física permitem prever que:

* As zonas sedimentares correspondem a zonas de atenuação sísmica, no entanto, em determinadas condições este efeito é superado pela amplificação das oscilações referida. Prever e compreender quando é que tal acontece continua a ser um ponto importante na investigação.

- As ondas serão deflectidas, aproximando-se da normal, de acordo com a Lei de Snell.
- Os modos de vibração das ondas podem sofrer conversões.
- Como consequência do segundo meio corresponder a uma camada sedimentar pouco consolidada, as ondas serão amplificadas e parcialmente “presas” na bacia, reflectindo-se sucessivamente nos seus limites e dando origem, quer a interferências, quer a um prolongar das oscilações no tempo (figura 2).

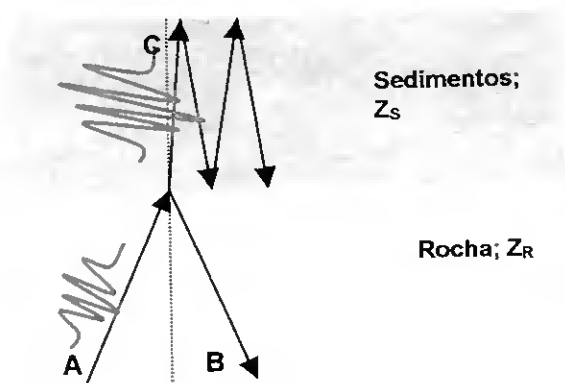


Figura 2: Esquematiza-se as interacções na interface rocha – sedimentos para uma incidência (A) quase normal.

A amplificação e a “prisão” das ondas na bacia sedimentar (figura 2) depende da redistribuição da energia que ocorre nas interfaces entre ondas reflectidas e refractadas. Uma explicação simplificada do que sucede nestas transições pode ser feita considerando que ρ_R e V_R representam respectivamente a densidade e a velocidade de propagação das ondas na camada rochosa, de impedância acústica Z_R e ρ_S e V_S a densidade e a velocidade de propagação no meios sedimentar, de impedância acústica Z_S . Para uma incidência normal e para uma onda transversal (tipo S), podemos relacionar as amplitudes da onda incidente (A), reflectida (B) e refractada (C) com as grandezas referidas. Na transição rocha – sedimentos, a continuidade nos deslocamentos implica que, a amplitude das oscilações transversais (incidente, reflectida e refractada), esteja relacionada através da expressão*:

$$A + B = C \quad (1)$$

* Este aspecto foi já discutido no capítulo 2, ponto 2.5.3.

$$1 + \frac{B}{A} = \frac{C}{A} \quad 1 + r = t \quad (2)$$

Onde t (C/A) e r (B/A) representam, respectivamente os coeficientes de transmissão e de reflexão de uma onda do tipo S.

A energia associada a uma onda mecânica é directamente proporcional ao quadrado da amplitude da oscilação e, como refere por exemplo Gough, Richards e Williams (1996), o coeficiente de proporcionalidade é a impedância acústica, Z , produto da densidade do meio pela velocidade de propagação da onda.

A conservação da energia, aplicada às interacções que ocorrem na interface (rocha – sedimentos), permite então escrever:

$$E_A = E_B + E_C \quad (3)$$

$$Z_R A^2 = Z_R B^2 + Z_S C^2 \quad Z_R = Z_R \frac{B^2}{A^2} + Z_S \frac{C^2}{A^2} \quad Z_R = Z_R r^2 + Z_S t^2 \quad (4)$$

Considerando a expressão (2) e a expressão (4), podem-se deduzir as equações de Zoeppritz, discutidas no capítulo 2 deste trabalho, quando aplicadas neste caso particular (incidência normal de ondas transversais - transição do meio rochoso (R) para o meio sedimentar (S)).

$$Z_R = Z_R r^2 + Z_S (1+r)^2 \quad Z_R (1-r^2) = Z_S (1+r)^2 \quad Z_R (1-r) = Z_S (1+r)$$

$$r = \frac{\rho_R V_R - \rho_S V_S}{\rho_R V_R + \rho_S V_S} \quad (5)$$

$$t = \frac{2\rho_R V_R}{\rho_R V_R + \rho_S V_S} \quad (6)$$

Nas condições referidas e como o meio sedimentar tem uma impedância muito menor que o meio rochoso ($\rho_S V_S \ll \rho_R V_R$):

- O coeficiente de reflexão (r) será aproximadamente +1.
- O coeficiente de transmissão (t) será aproximadamente +2. A amplitude da onda refractada (transmitida para o meio sedimentar) será quase o dobro da amplitude da onda incidente. As ondas, no meio sedimentar, serão amplificadas.

Após uma reflexão à superfície, a onda que se propaga no meio sedimentar voltará a incidir na interface sedimentos – rocha. Agora, a transição, se ocorrer, será do meio sedimentar para o meio rochoso, isto é do meio de menor impedância para o meio de maior impedância acústica. As equações de Zoeppritz (5) e (6), aplicadas a esta nova transição tomam a forma:

$$r = \frac{\rho_S V_S - \rho_R V_R}{\rho_R V_R + \rho_S V_S} \quad (7)$$

$$t = \frac{2\rho_S V_S}{\rho_R V_R + \rho_S V_S} \quad (8)$$

Nas condições referidas e como o meio sedimentar tem uma impedância muito menor que o meio rochoso ($\rho_S V_S \ll \rho_R V_R$):

- O coeficiente de reflexão será aproximadamente igual a -1. A onda reflecte-se invertendo-se a sua fase.
- O coeficiente de transmissão será quase nulo. Assim, depois da onda se transmitir para a camada sedimentar, ficará aí retida, sofrendo sucessivas reflexões e dando origem a fenómenos de interferência e a um prolongar da duração do sinal sísmico.

Na figura 3 explora-se uma analogia entre a propagação de uma onda S, numa hipotética bacia sedimentar limitada por zonas rochosas, e uma vibração transversal que se propaga num sistema de três cordas horizontais. As interfaces entre as diferentes cordas simulam as interfaces geológicas.

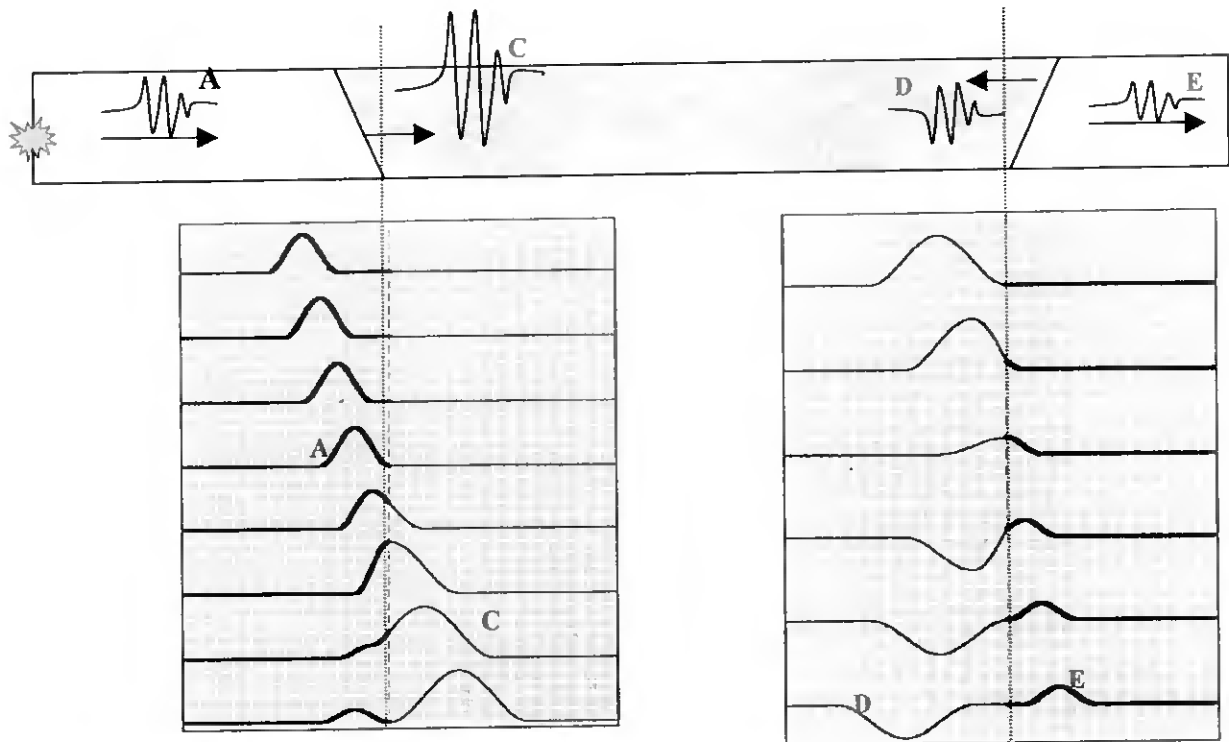


Figura 3 – Na parte superior da figura representa-se um hipotético corte numa bacia sedimentar. A amplitude das oscilações aumenta na zona sedimentar (castanho) relativamente à amplitude das ondas incidentes provenientes da zona rochosa (amarelo). As setas são indicativas da velocidade de propagação das ondas. Na parte inferior da figura representa-se a sequência de reflexões e refrações que ocorrem nas interfaces de três cordas diferentes que simulam a transição rocha - sedimentos - rocha, durante a propagação de uma onda transversal.

Neste sistema, as cordas estão sujeitas à mesma força tensora (T) e assim, a sua impedância* depende só da sua densidade linear. A corda de maior densidade linear, representada com o traço mais escuro, tem maior impedância e o seu comportamento faz a analogia com o comportamento do meio geológico de maior impedância (rocha). Na zona central, que simula a zona sedimentar, teremos por um lado a amplificação das ondas e, por

* A velocidade de propagação de uma onda numa corda (V) e a impedância (Z) de um meio são respectivamente dadas por:

$$V = \sqrt{\frac{T}{\rho}} \quad Z = \rho V$$

Assim, a impedância de cada corda (sujeitas a uma tensão constante) é directamente proporcional à raiz quadrada da densidade. A simulação de um meio geológico de maior impedância pode ser feita através da uma corda com maior densidade linear.

outro, um prolongar das oscilações no tempo e a possibilidade de ocorrerem fenómenos de interferência.

Esta analogia não descreve de forma correcta o que se passa num meio geológico (as camadas geológicas são usualmente horizontais e as ondas incidentes provêm do interior da Terra) mas, permite comparar o comportamento das ondas sísmicas (não observável) ao das ondas mecânicas numa corda.

A figura 4 mostra um estudo real, em que se fazem previsão sobre a capacidade de amplificação das oscilações dos solos, da Baía da São Francisco, caso ocorra um sismo na região, com as características do ocorrido em 1906 (registado na região com Intensidade XI, na escala de Mercalli).

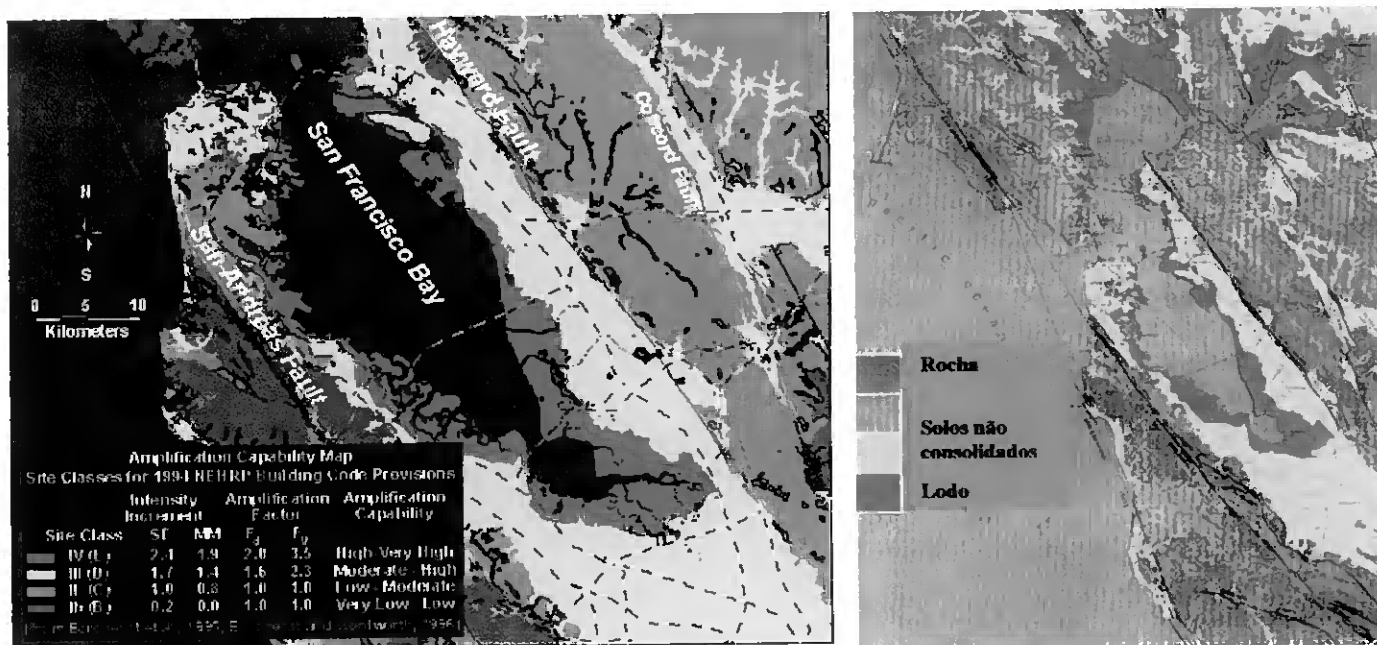


Figura 4 – À direita: Mapa em que se indica o tipo de extractos geológicos na Baía de São Francisco – USA. Esta região tem características geológicas particulares: a bacia sedimentar está rodeada por zonas rochosas onde se situam muitas falhas sísmicas activas.

À esquerda: Mapa em que se indica a capacidade de amplificação das oscilações prevista para os solos da região. Os maiores factores de amplificação (amplification factor) estão associados a zonas sedimentares de lodos e areias (a vermelho e amarelo) e as menores amplificações previstas a zonas rochosas (a verde).

Na legenda refere-se, para os diferentes tipos de solos (sites classes), o factor de que aumentará a intensidade sísmica (intensity increment), em duas escalas: SF, escala local de São Francisco e MM, escala Modificada de Mercalli. Indica-se também o factor de amplificação na aceleração (F_a) e o factor de amplificação na velocidade (F_v).

Figura retirada de: <http://nsmp.wr.usgs.gov>

4.2.2 - Alguns factores sociais de que dependem os efeitos de um sismo

Os elevados prejuízos humanos, sociais e económicos que acompanham um sismo não dependem só das características do evento e do contexto geológico da região, mas também de questões sociais e de ordenamento do território. As descrições seguintes são disso prova:

- Na Arménia, em Dezembro de 1988, ocorreu um sismo de magnitude 7. As construções características eram de maçonaria não reforçada, com estruturas pesadas e quebradiças. O sismo ocorreu de noite, quando quase toda a população estava em casa. Morreram, segundo Bolt (1999), 25 000 pessoas, soterradas nos destroços das suas casas.
- O sismo de Loma Prieta (1989), de magnitude semelhante, ocorreu alguns meses depois, abalando a zona urbana na baía de São Francisco durante cerca de 15 s. Ocorreu numa zona onde muitas das construções eram de madeira ou seguiam já normas de segurança anti-sísmica, onde as populações estavam razoavelmente informadas de como proceder durante um evento sísmico e, para feliz coincidência, a hora a que ocorreu coincidiu com o início de um jogo de basebol importante. A maioria das pessoas estava já em casa, pronta para ver o jogo através da TV. Segundo Bolt (1999), morreram 63 pessoas e os maiores danos verificaram-se nas zonas da cidade construídas sobre solos sedimentares*.

Sismos de magnitude semelhante provocaram danos, significativamente diferentes, em contextos sociais diferentes.

* Segundo Bolt (1999), durante este sismo, nas zonas de solos sedimentares registaram-se acelerações horizontais de valor três vezes maior do que as registadas nas zonas rochosas e as oscilações mantiveram-se durante um intervalo de tempo 5 vezes maior.

4.3 – É necessário conhecer o “chão que pisamos”

Para prevenir é necessário conhecer o “chão que pisamos”. Com este objectivo iniciou-se já, por exemplo nos concelhos de Faro e Lagos, um trabalho de microzonagem da região, realizado em colaboração entre diferentes instituições científicas (ICTE, ISEL e UL) e a Câmara Municipal de Lagos.

Este tipo de levantamentos pode permitir, por exemplo:

- Identificar a posição e as características dos diferentes segmentos das falhas tectónicas activas e planificar, de modo a que não se construa, nas proximidades dessas falhas quer sejam ou não visíveis na superfície. No caso do Algarve, zona hoje densamente povoada, será importante verificar este aspecto.
- Conhecer o tipo de solos e os seus níveis freáticos, identificando potenciais locais perigosos durante um evento, quer por corresponderem a bacias profundas de solos sedimentares, quer por nessas bacias, o nível freático ser tal, que possa ocorrer liquefacção do solo durante um evento. A construção de novos edifícios sobre estas zonas deve ser evitada mas, caso seja inevitável, o risco deve ser considerado na planificação e construção do edifício. Este é também um problema a considerar no Algarve pois, muitos dos terrenos de elevado valor económico, pela sua posição frente ao mar, correspondem a solos sedimentares.
- Identificar os terrenos com inclinação considerável bem como as estruturas neles construídos ou nas suas proximidades.
- Estudar a sismicidade histórica da região, procurando identificar padrões nas oscilações do solo e na destruição provocada. Estes estudos podem ter duas vertentes, uma qualitativa assente em estudos de intensidade sísmica e outra, quantitativa, assente na medição instrumental das oscilações do solo.

Os levantamentos locais da intensidade sísmica assentam na descrição dos efeitos sentidos e no grau de destruição registado num evento. A escala habitualmente utilizada* – de Mercalli Modificada, tem doze divisões (I a XII) e é uma escala qualitativa, quer por não assentar em medidas instrumentais, quer por o grau de destruição provocado por um sismo depender, tal como já foi referido, de aspectos sociais. A subjectividade associada a este tipo de escalas tem sido minimizada associando-se à atribuição do grau de intensidade sísmica normas muito específicas que contemplam também aspectos sociais.

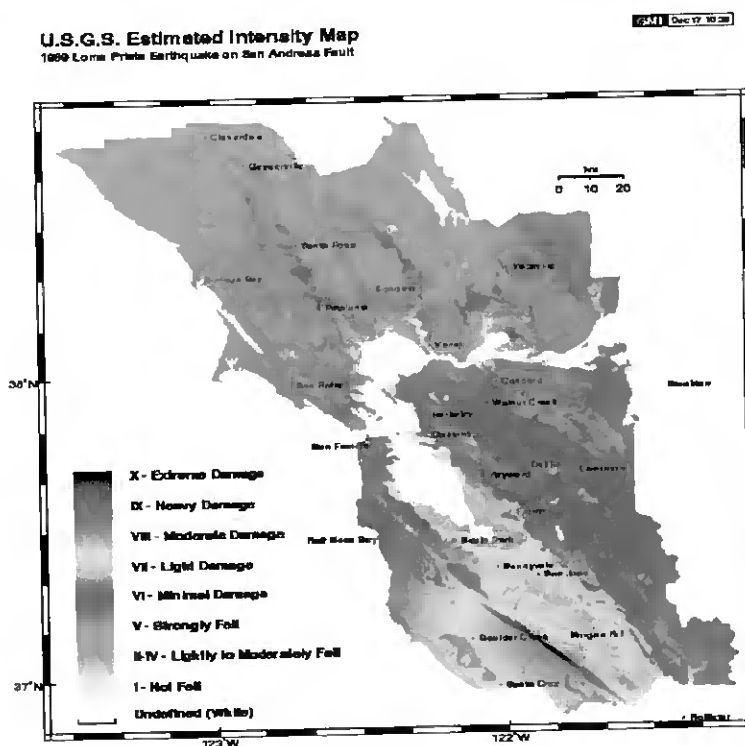


Figura 5: Previsão sobre a intensidade sísmica na Baía de São Francisco se ocorrer um sismo de magnitude 7, na falha de Santo André. Os estragos diminuem com a distância à falha mas, em locais com características geológicas específicas (solos sedimentares onde as ondas são amplificadas), longe da falha activa, os efeitos podem também ser graves.

Mapa retirado de:
<http://quake.wr.usgs.gov/research/strongmotion/index.html>

Este tipo de estudo (exemplificado na figura 5) é muito importante pois integra informações de sismos que ocorreram quando ainda não se efectuavam registos instrumentais (em muitos locais, dada a ocorrência destes eventos numa escala de tempo muito alargada, os registos de que se dispõe são quase todos não instrumentais). Permitem

* São utilizadas também escalas alternativas, ajustadas de modo mais específico às condições locais, no Japão, Europa e Califórnia tal como refere Bolt (1999). Na Europa foi adoptada recentemente a escala MKS.

também deduzir características da falha e identificar zonas próximas, onde os efeitos dos sismos são muito diferentes e inferir* assim, características geológicas do subsolo local.

Os estudos quantitativos assentam no registo das oscilações do solo através de sismómetros ou de acelerómetros que têm uma resposta proporcional às oscilações do solo. Podem-se medir, ao longo do tempo, a posição, a velocidade ou a aceleração de um ponto do solo (figura 6) ou de o interior de um edifício.

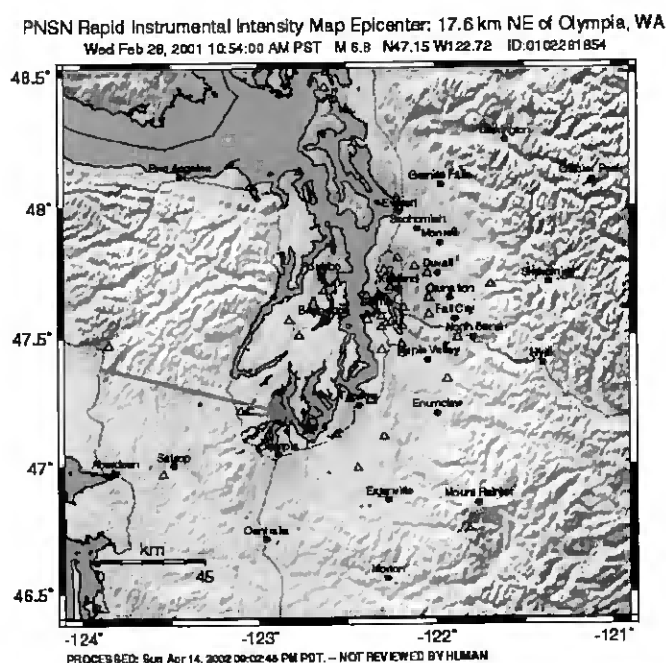


Figura 6: Mapa de intensidades sísmicas deduzidas a partir dos valores instrumentais da aceleração e da velocidade do solo. A conversão é feita automaticamente (sem revisão humana) de acordo com a tabela também indicada na figura. Esta conversão é difícil e exige um conhecimento profundo do local à qual se aplica.

O epi-centro deste sismo, de magnitude 6,8, está referenciado no mapa com uma estrela e cada Δ representa um ponto de observação.

A aplicação da expressão que relaciona a aceleração máxima registada com a velocidade máxima, $a_{\text{máx}} = (2\pi f) v_{\text{máx}}$, permite deduzir que a frequência sísmica dominante, nesta região, está compreendida entre: $1 < f < 2$ Hz.

Mapa e tabela adaptados de:
<http://www.ess.washington.edu>

Vibrações sentidas	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
Potenciais danos	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
Aceleração máxima (%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-8.2	8.2-16	16-34	34-65	65-124	>124
Velocidade máxima (cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-110	>110
Intensidade instrumental	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Os sismómetros são normalmente construídos de modo a ser sensíveis a pequenas oscilações, envolvendo a amplificação das oscilações a medir. Perto da falha, ou em zonas

* Um sismo tem uma única magnitude que depende das características da falha e do deslizamento que ocorreu mas, em diferentes locais, será registado com diferentes intensidades, relacionadas com a distância à falha e com as condições geológicas locais.

onde se verifiquem grandes amplitudes nas oscilações, este tipo de instrumentação “satura”, isto é, a medida a registar ultrapassa a leitura máxima permitida. Os acelerómetros, por outro lado, são construídos de modo a ter um pequeno ganho e não saturam com oscilações de grande amplitude, permitindo obter registos mesmo perto da falha activa.

Todos os estudos qualitativos ou quantitativos permitem fazer previsões sobre o movimento diferenciado do solo num futuro evento e contribuem para a criação de normas de segurança na construção e na gestão do espaço.

4.4 – Como se comportam as estruturas com as oscilações*?

O estudo de como se comporta um edifício quando as suas fundações oscilam pode ser feito através de programas de simulação envolvendo modelos matemáticos, do estudo do comportamento de modelos construídos à escala e colocados sobre mesas vibratórias, colocando acelerómetros em estruturas já construídas ou ainda, estudando os danos causados por um sismo nas estruturas já existentes.

Durante um sismo, as estruturas são submetidas a oscilações verticais e horizontais mas resistem muito melhor às acelerações verticais do que às horizontais**. Esta resistência extra, a acelerações verticais, sucede porque todos os edifícios, mesmo sem qualquer norma de construção anti-sísmica, são construídos de modo a suportar permanentes forças compressivas verticais elevadas e variáveis - a carga não estrutural que o edifício suporta depende do seu uso que pode variar ao longo da sua vida. As acelerações verticais podem,

* As estruturas, principalmente as de grande dimensão, podem também sofrer oscilações causadas pelo tráfego, por variações térmicas ou pelo vento. A ponte de Tacoma Narrows, nos EUA, em 1940, por exemplo, entrou em ruptura por causa de oscilações causadas pelo vento.

** Keller e Pinter (2002) referem, por exemplo que, as casas tradicionais de adobe, comuns no México e na América do Sul entram em derrocada com acelerações horizontais de apenas 0,1g (intensidade VI, de acordo com a tabela da figura 6). Acelerações horizontais da mesma ordem de grandeza foram causadoras de muitos dos estragos nas habitações durante o sismo do Faial de 1998.

no entanto, ter efeitos desastrosos sobre sistemas básicos, tais como linhas de transporte de electricidade, de combustíveis, de água e de comunicação.

Como descrever a resposta de uma estrutura às oscilações do solo? As oscilações das fundações serão transmitidas a todo o edifício que mover-se-á de acordo com as Leis de Newton quando aplicadas a um meio deformável (figura 7). A super-estrutura (tudo aquilo que se encontra acima das fundações) oscilará, de um modo complexo, de acordo com a massa e rigidez das suas diferentes partes, provocando deformações que podem mesmo vir a causar o seu colapso.

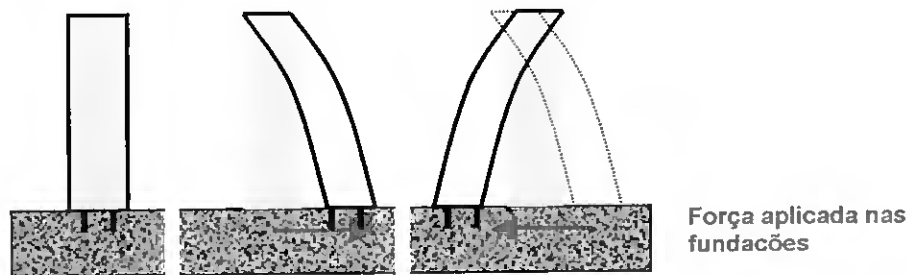


Figura 7: Quando os movimentos do solo se iniciam são aplicadas forças horizontais nas fundações. A sua inércia e a flexibilidade farão com que exista um movimento diferenciado entre a parte superior, que tende a manter a sua posição, e a parte inferior que segue as oscilações da Terra.

Durante o evento, a amplitude e a fase das oscilações do edifício variam de modo complexo, dependendo da frequência da oscilação do solo e das características do edifício.

O movimento da super-estrutura dependerá de múltiplos factores, entre os quais:

- Da aceleração a que é sujeita; a aceleração está directamente relacionada com as forças que actuam na estrutura (lei fundamental da Dinâmica) e, conseqüentemente, os engenheiros que a desenham têm que estimar estas forças para prevenir os seus efeitos. No estudo do comportamento da estrutura devem ser também considerados a velocidade* máxima e o máximo deslocamento previsíveis nas fundações.

* Tendo como base os dados contidos na figura 6, a um sismo de intensidade VII (com danos potenciais moderados) corresponde a uma aceleração máxima de cerca de 0,3g e uma velocidade máxima de cerca de 30 cm/s. Uma velocidade desta ordem de grandeza corresponde, grosso modo, em passar rapidamente a mão em frente da nossa cara. A mão atinge esta velocidade com pouco esforço (pequena força muscular) mas, no caso de um edifício com centenas de toneladas de massa, será necessário uma força elevadíssima para conseguir um movimento similar.

- Do tempo total em que é submetida a acelerações capazes de a danificar; o valor patamar, referido por Bolt (1999), é de $0,05g^*$. Os materiais submetidos a deformações periódicas, mesmo que não sejam muito elevadas, podem acumular pontos de fadiga e fragilidade que darão origem a futuras deformações não elásticas ou mesmo a fracturas.
- Das frequências que fazem oscilar o edifício; existem frequências próprias, dependentes das características das estruturas, em que a absorção da energia das oscilações pela estrutura é máxima. A estrutura entra em ressonância, amplificando as oscilações do solo e podendo vir a sofrer grandes deformações.

As ondas sísmicas são potencialmente perigosas, para uma estrutura, quando a sua frequência é semelhante à frequência própria dessa estrutura (figura 8).

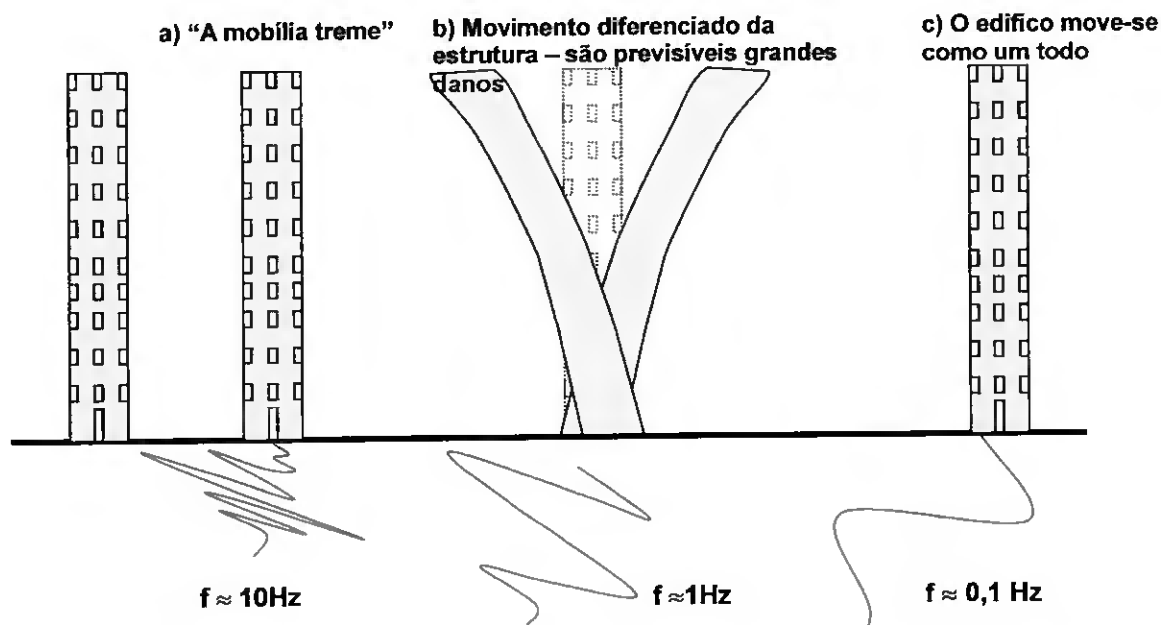


Figura 8: A resposta de um edifício com uma frequência própria de 1 Hz, em função das frequências das oscilações do solo:

- Se as frequências de oscilação do solo são superiores à frequência própria do edifício verificam-se oscilações, no interior do prédio, nos pequenos objectos e mobílias.
- Se a frequência de oscilação do solo coincidir com a frequência própria do edifício, este entra em ressonância amplificando as oscilações do solo.
- Se as frequências de oscilação do solo são inferiores à frequência própria do edifício, este mover-se-á como um todo.

* A aceleração mínima a que as pessoas são sensíveis é de cerca de $0,01g$ (figura 6). Muitos dos pequenos sismos que se sentem não causam danos nas estruturas.

Prever estas frequências é bastante complexo mas, grosso modo, segundo por exemplo Doyle (1995), o período de ressonância de um edifício é cerca de 0,1 vezes o seu nº de andares. Por exemplo, um prédio de dois andares terá um período de ressonância de 0,2 s (e uma frequência de 5 Hz) e um prédio de 10 andares terá um período ressonância de 1s (e uma frequência de 1 Hz). Uma frequência de 10 Hz não causará danos nas grandes estruturas apesar de, poder mover e causar danos em pequenos objectos (figura 8.a). Os grandes danos numa estrutura dependem assim, se esta entra ou não em ressonância, com as oscilações do solo a que é submetida.

Durante um sismo são geradas ondas com frequências num largo intervalo. Perto da falha, edifícios de qualquer altura poderão vir a entrar em ressonância e a sofrer graves danos. No entanto, em zonas afastadas, dada a atenuação selectiva da Terra, serão os edifícios mais altos, com frequências de ressonância menores, os mais “sensíveis” às ondas sísmicas.

- Dos materiais utilizados na construção; segundo Doyle (1995), as construções tradicionais mais perigosas são as que envolvem o empilhamento de estruturas rígidas e quebradiças, como por exemplo pedras (principalmente as de forma arredondada) e tijolos. Nestas construções, os tijolos são ligados por uma argamassa que, durante as oscilações horizontais e verticais, sofre facilmente fractura, quebrando as ligações entre os diferentes elementos e permitindo a sua derrocada. Sem uma coesão entre os elementos estruturais que transfira as forças exercidas nas fundações à restante estrutura, a Lei da Inércia, leva a prever que partes da construção se movam e outras não, levando à sua desagregação. Em contrapartida, os edifícios construídos em madeira, com estruturas leves e flexíveis são bastante seguros.

Os novos edifícios são hoje construídos com base num esqueleto horizontal e vertical de betão e ferro (vigas e pilares) ou aço que lhes confere por um lado, uma resistência elevada a forças compressivas (o betão) e por outro, flexibilidade para sofrer distensões (o ferro). Estas estruturas têm uma distribuição de massa e rigidez variável no espaço tridimensional.

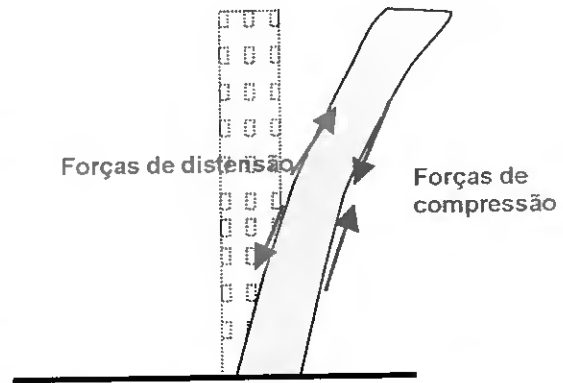


Figura 9: A conjugação dos materiais utilizados na estrutura de um edifício deve permitir que esta suporte, simultaneamente, forças compressivas e de distensão.

A rigidez depende, entre outros factores, da compressão a que os materiais estão sujeitos. É maior na base (que suporta grandes compressões) do que no topo da estrutura. Variando a rigidez da estrutura varia também a sua resposta dinâmica às oscilações do solo.

Os sistemas reais têm, normalmente, uma resposta a grandes solicitações que não pode ser estimada a partir do seu comportamento quando submetidos a pequenas solicitações.

- Do design do edifício; um design complexo, com assimetrias, pode fazer com que uma estrutura ou estruturas próximas oscilem com amplitudes e fases diferentes durante um evento sísmico. Nas conexões, entre diferentes elementos podem-se acumular tensões e deformações devidas a este movimento diferenciado (figura 10). A introdução de grandes áreas de janelas ou de portas de garagens num piso por exemplo, pode também diminuir a sua rigidez em relação aos restantes pisos levando a que, ocorram deformações não elásticas durante um sismo (figura 11).

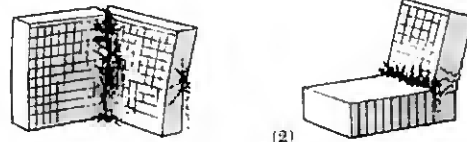


Figura 10 – Edifícios com alturas, formas ou orientações diferentes vão-se comportar de modo diferente durante um sismo. A fotografia da esquerda, tirada a um edifício danificado durante o sismo de Kobe, em 1995, ilustra este problema. O edifício sofreu danos na zona que liga os seus dois corpos.

O modo de minimizar este problema é manter a forma dos edifícios o mais simples possível - tipo "caixote". Esta forma não cria, no entanto, efeitos arquitectónicos interessantes. Fotografia retirada de

www.cen.bris.ac.uk/students/eqteach/97/photos/pcd2-079.htm

Figura 11: A fotografia da direita foi tirada após o sismo de Kobe, em 1995.

O restaurante na imagem, para ter um ar mais atractivo, tinha uma zona frontal toda envidraçada. A menor rigidez do piso inferior provocou o colapso do edifício.

Fotografia retirada de:

www.cen.bris.ac.uk/students/eqteach/97/photos/pcd3-023.htm



4.5 – Um exemplo do comportamento do solo e dos edifícios – o sismo na cidade do México em 1985

Os efeitos do sismo na cidade do México em Setembro de 1985, de magnitude 8,1 (seguido de uma réplica de magnitude 7,6) mostram, de um modo flagrante, como as características locais dos solos e dos edifícios podem influenciar a gravidade dos danos. Este sismo teve o seu epicentro na placa que sofre subducção na costa do Pacífico, a 350 km da cidade, e ocorreu de manhã quando muitas pessoas ainda se encontravam em casa. Segundo Bolt (1999), morreram cerca de 9 000 pessoas e registaram-se danos graves em edifícios construídos numa zona restrita e característica (zona de solos sedimentares correspondendo a um antigo lago, drenado durante a ocupação espanhola). Bolt (1999) refere também que, perto do epicentro registaram-se movimentos horizontais moderados

do solo e mediram-se acelerações de cerca de 0,16g. Ao se propagarem as ondas atenuaram-se e, perto da cidade, numa zona geológica rochosa registaram-se acelerações de cerca de 0,04g. Na zona construída sobre os solos sedimentares registaram-se, no entanto, acelerações cerca de 10 vezes maiores (0,4g) e graves danos nos prédios com cerca de 10 a 14 andares. Os restantes edifícios da zona, mais altos ou mais baixos, sofreram só pequenos danos. A gravidade localizada dos danos, quer no espaço, quer na altura dos edifícios foi causada pela amplificação das oscilações nos solos sedimentares que entraram em ressonância com oscilações de cerca de 1 a 2 s de período (1 a 0,5 Hz) e que, por sua vez, fizeram os edifícios, com uma frequência própria semelhante, entrar também em ressonância.

4.6 – Como construir edifícios mais seguros?*

Responder a esta questão envolve o trabalho conjunto de sismólogos, engenheiros e arquitectos. Passa por prever as características das oscilações dos solos, como é que essas oscilações se reflectem nas estruturas (comportamento dinâmico) e depois, planear e construir edifícios que resistam



Figura 12: Construção “anti-sísmica”. Banda desenhada de José Carlos Fernandes. In Sulstício; Novembro de 2001

* Diferentes aspectos da construção de estruturas anti-sísmicas são explorados, numa perspectiva educativa, em www.ideers.bris.ac.uk.

a essas oscilações. Em zonas de risco sísmico, todas as estruturas críticas (como por exemplo: hospitais, pontes, edifícios altos e centrais eléctricas) deveriam ser planeadas e construídas tendo em conta, os maiores movimentos do solo nessa região, previsíveis durante a vida útil do edifício. É necessário assegurar que, mesmo após um sismo, essas estruturas ficarão funcionais.

Construir estruturas mais seguras pode passar por decisões relativamente simples, como a de reforçar toda a estrutura, ou mais complexas, como as de amortecer as suas oscilações ou isolar o edifício do solo.

4.6.1 – Um modelo matemático para as oscilações de uma estrutura

A propagação das ondas sísmicas na Terra ou num edifício envolve o mesmo tipo de fenómeno e as mesmas Leis Físicas na sua interpretação. Assim, alguns dos aspectos discutidos no capítulo 2 deste trabalho, quando do estudo da propagação das ondas sísmicas através da Terra, também se aplicam ao estudo da resposta de uma estrutura às oscilações.

O modelo matemático que será explorado, apesar de visualmente pouco similar a um edifício, tem um comportamento análogo em alguns aspectos, ao comportamento de um prédio quando forçado a oscilar.

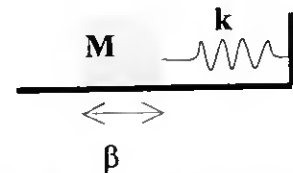


Figura 13: Oscilador cujo comportamento simula o de um prédio.

O modelo (figura 13) consiste num oscilador de massa M e de rigidez k , sujeito a uma força horizontal exterior $F(t)$ e a um amortecimento, na zona de contacto com a superfícies horizontal, caracterizado pelo coeficiente β .

4.6.1.1 – Movimento oscilatório amortecido

Se o modelo (de massa M e de constante de elasticidade k) oscilar livremente, a amplitude das suas oscilações será amortecida à medida que, as forças de atrito transformam a

energia cinética em energia térmica. As forças de atrito admitem-se, neste modelo, depender linearmente da velocidade:

$$F_a = -bv = -b\dot{x} \quad (9)$$

O movimento do modelo que simula um edifício, nestas condições, será dado pela aplicação da 2ª Lei de Newton:

$$\sum F = Ma = M\ddot{x} \quad (10)$$

$$-kx - b\dot{x} = M\ddot{x} \quad M\ddot{x} + b\dot{x} + kx = 0 \quad \ddot{x} + 2\beta\dot{x} + \omega_0^2 x = 0 \quad (11)$$

Na equação (11) o coeficiente de amortecimento (β) está relacionado com a constante de proporcionalidade b , expressa na equação (9), através da equação (12) e a frequência angular (ω_0) está relacionada com a constante de elasticidade e com a massa do oscilador através da equação (13).

$$\beta = \frac{b}{2M} \quad (12)$$

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{k}{M}} \quad \omega_0 = \frac{2\pi}{T_0} \quad (13)$$

A grandeza ω_0 representa a frequência angular própria das oscilações do sistema, de período T_0 . O período T_0 corresponde ao período com que o sistema oscilaria, na ausência de forças de atrito ou forças externas, após o início do movimento através de uma pancada curta.

A solução, $x(t)$, da equação diferencial (11) depende da relação entre a frequência natural e o coeficiente de amortecimento do sistema em estudo. Um edifício comporta-se como um oscilador fracamente amortecido em que $\beta^2 < \omega_0^2$. Um oscilador deste tipo diz-se sub-amortecido e, nestas condições, a solução da equação (11) é dada por:

$$x(t) = A_0 e^{-\beta t} \cos(\omega_d t - \delta) \quad (14)$$

Onde, para além dos símbolos já referidos anteriormente, A_0 representa a amplitude da oscilação inicial, δ representa a fase inicial do movimento e ω_a representa a frequência angular do movimento amortecido. A frequência angular do movimento amortecido e a frequência angular própria do movimento estão relacionadas pela seguinte equação:

$$\omega_a^2 = \omega_0^2 - \beta^2 \quad (15)$$

O período (T_a) do movimento amortecido (que não é verdadeiramente um movimento periódico devido ao amortecimento) será dado por:

$$T_a = \frac{2\pi}{\omega_a} \quad (16)$$

A amplitude do movimento decresce exponencialmente no tempo devido ao factor $e^{-\beta t}$, expresso na equação (14). Este decréscimo é expresso por:

$$A = \pm A_0 e^{-\beta t} \quad (17) \quad A = x_{\text{máx}}$$

Em Sismologia e nas áreas de engenharia afins, caracterizar um sistema oscilatório* fracamente amortecido, determinando o período próprio e o seu coeficiente de amortecimento pode corresponder, por exemplo, ao estudo de um bacia sedimentar e o modo como transmite as oscilações ou ao estudo de como, uma estrutura construída pelo homem oscila e amortece as oscilações.

No estudo da propagação das ondas sísmicas, o parâmetro de amortecimento β não é usualmente utilizado e fala-se sim, num factor de qualidade (Q) com ele relacionado e definido no capítulo 2 deste trabalho (ponto 2.4).

$$\frac{1}{Q} = -\frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} \quad (18)$$

* As Actividades Experimentais G, H, I e J apresentadas no ponto 4.7 deste capítulo, envolvem caracterizar sistemas oscilatórios.

Considerando instantes sucessivos, t e $t + T_a$, em que os deslocamentos são máximos, a energia da oscilação será, nestes instantes, proporcional à amplitude elevada ao quadrado. A equação (18) pode-se assim reescrever-se, para um sistema sub-amortecido, como:

$$Q = 2\pi \frac{A^2(t)}{A^2(t) - A^2(t + T_a)} \quad (19)$$

Aplicando a equação (17) podemos obter a razão entre as amplitudes em picos sucessivos:

$$\frac{A_0 e^{-\beta(t+T_a)}}{A_0 e^{-\beta t}} = e^{-\beta T_a} \quad (20)$$

O factor de qualidade, Q , pode ser expresso em função do período e do coeficiente de amortecimento como:

$$Q = \frac{2\pi}{(1 - e^{-2\beta T_a})} \quad (21)$$

A equação anterior (21) pode ser reescrita, considerando a aproximação válida* para casos em que $\beta T_a \ll 1$:

$$Q = \frac{2\pi}{(1 - e^{-2\beta T_a})} \approx \frac{\pi}{\beta T_a} \quad (22) \quad 1 - e^{-2\beta T_a} \approx 2\beta T_a$$

Ou considerando a equação (16):

$$Q = \frac{\omega_a}{2\beta} \quad (23)$$

A equação (17) pode-se reescrever também em função do factor de qualidade, como:

$$A = \pm A_0 e^{-\frac{\pi}{QT_a}} \quad (24)$$

* A expansão de Taylor, no caso de $x \ll 1$, permite efectuar as seguintes aproximações:

$$e^x \approx 1 + x + 0(x^2) \quad 1 - e^x \approx -x + 0(x^2)$$

A equação (24) permite deduzir que o factor de qualidade (Q) em termos de atenuação da amplitude das oscilações, corresponde ao nº de ciclos necessários para que, o valor da amplitude (A) seja cerca de e^π vezes menor do que o valor da amplitude inicial (A_0).

$$\frac{A_0}{A} = e^\pi \quad (25)$$

4.6.1.2 – Movimento oscilatório forçado

Se quisermos modelar os efeitos de um evento sísmico num edifício temos que considerar que este é forçada a oscilar pela aplicação de uma força exterior, de frequência angular ω . A força exterior considerada, $F(t)$, de valor máximo F_0 , varia de um modo harmónico no tempo o que, não limita o problema pois, qualquer excitação se pode escrever como uma sobreposição de funções sinusoidais. A amplitude das oscilações será A_0 e o período do movimento T .

$$F(t) = F_0 \cos \omega t \quad (26)$$

$$\text{Onde: } \omega = \frac{2\pi}{T}$$

O movimento do modelo, segundo um eixo horizontal, provocado por esta força periódica pode ser deduzido aplicando a 2ª Lei de Newton a esta situação:

$$\sum F = Ma = M\ddot{x} \quad F_0 \cos \omega t - kx - b\dot{x} = M\ddot{x} \quad (27)$$

Aplicando as equações (12) e (13) a equação anterior toma a forma:

$$\ddot{x} + 2\beta\dot{x} + \omega_0^2 x = \frac{F_0}{M} \cos \omega t \quad (28)$$

A solução desta equação, $x(t)$, é referida, por exemplo por Marion e Thornton (1995), como a soma de duas funções:

$$x(t) = x_c(t) + x_p(t) \quad (29)$$

- A função, $x_c(t)$, corresponde a uma solução da equação (28) considerando que a força exterior é nula. Esta situação corresponde à resolução da equação (11) cuja solução é

dada pela equação (14). Representa, um efeito transitório* nas oscilações forçadas que contém informação sobre as condições iniciais do sistema mas que é rapidamente amortecido (para $t \gg 1/\beta$) pois depende de $e^{-\beta t}$.

- A função, $x_p(t)$, corresponde a uma solução particular da equação (28). Após o amortecimento da função $x_c(t)$, será esta função que descreve as oscilações do edifício. Isto é, o oscilador forçado, após um curto intervalo, é um sistema sem memória do seu passado.

Pode-se verificar que a solução particular da equação (28) é dada por:

$$x_p(t) = D \cos(\omega t - \delta) \quad (30)$$

Onde D representa a amplitude máxima das oscilações forçadas que depende das seguintes grandezas:

$$D = \frac{F_0/M}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\omega^2 \beta^2}} \quad (31)$$

E onde δ representa a diferença de fase entre a força osciladora e o movimento resultante do modelo. Depende das seguintes grandezas:

$$\delta = \tan^{-1}\left(\frac{2\omega\beta}{\omega_0^2 - \omega^2}\right) \quad (32)$$

A fase e a amplitude das oscilações forçadas dependem da frequência que força o movimento (ω) mas dependem também, de características próprias do oscilador (ω_0 e β). Esta dependência explica, por exemplo, porque é que edifícios diferentes mas com conexões comuns, apesar de durante um sismo oscilarem de modo forçado com igual frequência, podem fazê-lo em fases diferentes contribuindo para que, nas conexões se acumulem tensões que podem ter um efeito destruidor (ver figura 10).

* Na Actividade Experimental H pode-se observar este efeito.

A equação (31) permite também verificar que a amplitude das oscilações D depende, de modo inverso, do coeficiente de amortecimento. Tal é utilizado para projectar elementos de prevenção dos danos causados pelas ondas sísmicas nas estruturas como será discutido no ponto 4.6.2 deste capítulo.

O modo como a velocidade e a aceleração de um movimento oscilatório forçado variam ao longo do tempo podem ser deduzidas da equação (30). Nomeadamente:

$$v = \frac{dx}{dt} = -D\omega \text{sen}(\omega t - \delta) \quad v_{\text{máx}} = \pm D\omega \quad (33)$$

$$a = \frac{d^2x}{dt^2} = -D\omega^2 \cos(\omega t - \delta) \quad a = -\omega^2 x(t) \quad (34)$$

$$a_{\text{máx}} = \pm D\omega^2 \quad a_{\text{máx}} = \pm \omega \cdot v_{\text{máx}} \quad (35)$$

A equação (35) mostra que a aceleração máxima está relacionada com o quadrado da frequência angular. Isto significa que, mesmo sem uma amplitude de movimento significativa, podem ser registadas acelerações elevadas para frequências altas de oscilação. Na análise de um registo de um acelerómetro, que diga respeito aos movimentos do solo ou de um edifício, a relação entre os valores elevados das acelerações registadas e as frequência da oscilação tem que ser tida em conta pois resultam, normalmente, de oscilações a que correspondem altas frequências.

Os sistemas oscilantes têm uma capacidade selectiva de absorver energia - para determinadas frequências essa absorção é máxima, entrando em ressonância e amplificando as oscilações (figura 14).

A condição de ressonância em amplitude pode ser deduzida a partir da equação (31). Derivando esta equação em ordem à frequência angular e procurando os zeros da nova função, deduz-se a condição a que tem que obedecer esta grandeza, ω_R , para que a amplitude das oscilações seja máxima.

$$\frac{dD}{d\omega} = 0 \quad \omega_R = \sqrt{\omega_0^2 - 2\beta^2} \quad (36)$$

A análise conjunta da equação (15) e da equação (36) permite deduzir que:

$$\omega_R < \omega_a < \omega_0 \quad (37)$$

Como o modelo em estudo é pouco amortecido ($\omega_0^2 \gg \beta^2$) pode-se considerar que, a frequência de ressonância é $\omega_R \approx \omega_0$. Assim, a aplicação da expressão (13) permite deduzir que a frequência de ressonância em amplitude, neste modelo, será dada por:

$$f_R \approx f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k'}{M'}} \quad (38)$$

Neste modelo (figura 13), que simula o comportamento de um edifício, os elementos que lhe conferem inércia e elasticidade são independentes e facilmente identificáveis. Um prédio real corresponde, no entanto, a um sistema muito mais complexo que tem uma distribuição de massa contínua, mas não homogénea, quer no plano horizontal, quer no plano vertical, e em que os elementos que lhe conferem elasticidade e inércia são dependentes e não distintos.

Um edifício real não tem uma única frequência de ressonância mas sim, um conjunto de frequências para as quais ocorre este fenómeno.

Simulando um edifício através de uma pequena haste flexível (figura 15), colocada a vibrar não por oscilações do solo, mas por uma pequena pancada na haste, os diferentes modos de

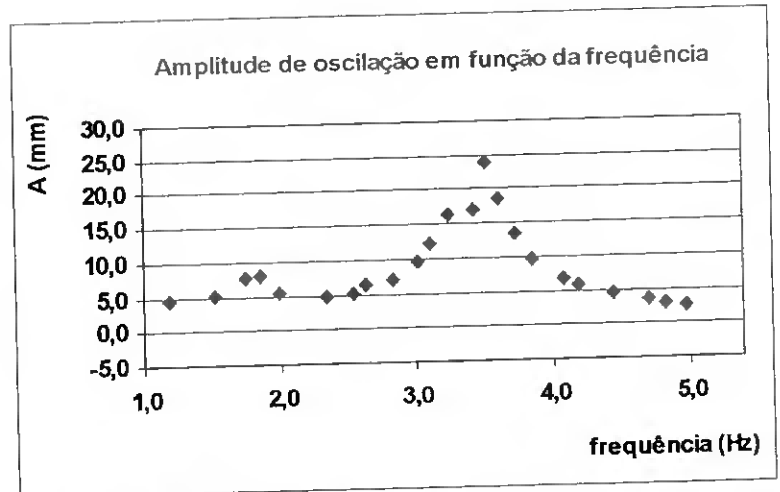


Figura 14: Entrada em ressonância de um oscilador construído na actividade experimental J, com uma frequência de cerca de 3,4Hz.

vibrar correspondem a situações em que a interferência construtiva entre as ondas que se propagam na estrutura (a gerada e as reflectidas) dá origem a ondas estacionárias. As ondas estacionárias possíveis têm um comprimento de onda (λ) relacionado com o comprimento (L) da barra e neste caso, o ponto de apoio corresponde a um nodo e a extremidade superior a um ventre.

A cada modo de vibrar estacionário pode-se associar uma massa (M') e uma constante de

elasticidade (k') relacionados respectivamente com a inércia e a elasticidade desse modo.

A previsão das diferentes frequências de ressonância, no caso de um edifício, não é fácil pois o seu valor depende da velocidade de propagação das ondas na estrutura (39). Por sua vez, esta velocidade depende da tensão a que a estrutura está sujeita e da sua densidade (40) – ambos factores variáveis numa estrutura real.

$$f = \frac{V}{\lambda} \quad (39)$$

$$V = \sqrt{\frac{T}{\rho}} \quad (40)$$

Pode-se prever* no entanto que, quanto mais alto é o edifício maior será a sua massa e mais flexível será; no conjunto, o quociente k'/M' expresso na equação (38) será menor qualquer que seja o modo de vibração e, conseqüentemente, a frequência de ressonância deve diminuir com a altura do edifício em causa.

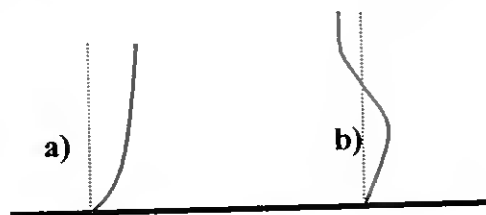


Figura 15: Dois dos modos de oscilar de uma haste de comprimento L .

- a) Modo fundamental: $L = \lambda/4$
- b) 2º modo: $L = 3\lambda/4$

* Na Actividade Experimental H serão determinadas as frequências de ressonância de hastes de diferentes comprimentos. O seu comportamento simula o de prédios de diferentes alturas.

4.6.1.3 – Um modelo físico para explicar o “isolamento” sísmico de uma estrutura *

A construção de uma base anti-vibração tem como objectivo manter o movimento relativo, de uma construção apoiada nessa base, em relação ao solo mínimo e que, a frequência de ressonância do sistema construção+base seja inferior à gama de frequências sísmicas previsíveis no local.

O modelo de uma base deste tipo está esquematizado na figura 16. A resposta previsível deste modelo às oscilações do solo será discutida, de seguida.

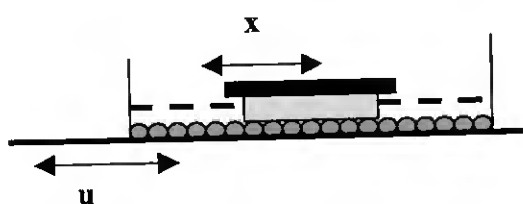


Figura 16: Modelo de uma base anti-vibração onde:

- O corpo a preto representa a estrutura a proteger.
- A base, a cinzento, está apoiada sob o solo (azul) de modo a que se minimizem as forças de atrito e a permitir que, por inércia, quando o solo oscilar, o corpo permaneça imóvel. A base está fortemente ligada à estrutura a proteger.
- Duas estruturas elásticas (molas) ligam a base ao solo. Estão representadas a tracejado grosso e farão com que o sistema recupere a posição de equilíbrio relativo após a sua movimentação.

Na exploração do modelo considera-se que:

M - massa da estrutura + base

K - constante elástica do sistema

β - coeficiente de atrito

A - amplitude da oscilação do solo

ω - frequência angular do solo

$x(t)$ - movimento da base

$u(t)$ - movimento do solo

$z(t) = x(t) - u(t)$ movimento relativo do base em relação ao solo

A constante elástica do sistema está relacionada com a elasticidade das duas molas horizontais. O seu cálculo pode ser efectuado considerando que, segundo o eixo horizontal, quando ocorre movimento relativo entre a base e o solo, a construção fica sujeita às forças elásticas:

$$\vec{F}_{elástica} = \vec{F}_1 + \vec{F}_2 \quad (41)$$

Como o valor da deformação causada em cada uma das molas é igual:

$$F_{elástica} = F_1 + F_2 = -k_1 \Delta x_1 - k_2 \Delta x_2 = -(k_1 \Delta x + k_2 \Delta x) = -(k_1 + k_2) \Delta x \quad (42)$$

* Na Actividade Experimental J, descrita no ponto 4.7 deste capítulo, será caracterizado e testado o comportamento de um modelo de uma plataforma anti-vibração.

De acordo com a expressão (42), a constante de elasticidade do sistema será a soma das constantes de elasticidade das molas, ou dos elementos elásticos considerados. A frequência fundamental, de ressonância própria deste sistema será, de acordo com a expressão (38), dada por:

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k_1 + k_2}{M}} \quad (43) \quad K = k_1 + k_2$$

O objectivo da base é permitir que os movimentos da estrutura, $x(t)$, tendam para zero independentemente das oscilações, $u(t)$, que o solo possa vir a efectuar.

A equação do movimento da base isolada será dada, por uma equação semelhante à (11), em que se expressa que a força de atrito aplicada ao sistema e a força elástica dependem respectivamente da velocidade e da posição relativa base – solo:

$$\sum F = Ma = M\ddot{x}$$

$$-b(\dot{x} - \dot{u}) - K(x - u) = M\ddot{x} \quad M\ddot{x} + b(\dot{x} - \dot{u}) + K(x - u) = 0 \quad (44)$$

Considerando que a função $z(t)$ representa o movimento relativo do base em relação ao solo e efectuando uma mudança de variável na equação (44), podemos escrever esta última equação com uma nova forma:

$$z(t) = x(t) - u(t) \quad x(t) = z(t) + u(t) \quad (45)$$

$$\ddot{z} + \frac{b}{M} \dot{z} + \frac{K}{M} z = \frac{-M\ddot{u}}{M} = -\ddot{u} \quad (46)$$

A equação (46) corresponde à equação do movimento de um oscilador harmónico amortecido, sujeito a um efeito forçado que é, neste caso, a aceleração do solo \ddot{u} . O movimento e a aceleração do solo, em função do tempo, serão dados por:

$$u = A \cos \omega t \quad (47)$$

$$\ddot{u} = -\omega^2 A \cos \omega t \quad (48)$$

Considerando ainda as expressões (12) e (13) já previamente utilizadas, a expressão (46) pode-se reescrever como:

$$\ddot{z} + 2\beta\dot{z} + \omega_0^2 z = \omega^2 A \cos \omega t \quad (49)$$

A equivalência entre o movimento em estudo e o movimento oscilatório forçado permite admitir que a solução da equação (49) seja dada pela solução particular, $z(t)$, do tipo da solução (30) já apresentada:

$$z_p(t) = D \cos(\omega t - \delta) \quad (50)$$

Pode-se assim admitir que a amplitude relativa D , do movimento forçado $z(t)$, da base em relação ao solo, será dada em função da frequência angular pela expressão (51) que resulta da adaptação da expressão (31) já referida anteriormente.

$$D = \frac{F_0/M}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\omega^2 \beta^2}} \quad (31)$$

Se considerarmos que:

$$F_0 = M \omega^2 A \quad r = \frac{\omega}{\omega_0}$$

$$\frac{D}{A} = \frac{r^2}{\sqrt{(1-r^2)^2 + \left(\frac{2\beta r}{\omega_0}\right)^2}} \quad (51)$$

Na equação (51):

- D - representa a amplitude do movimento relativo da base em relação ao solo. Está pois relacionado com a amplitude da função $z(t) = x(t) - u(t)$.
- A - representa a amplitude de oscilação do solo. Esta pois relacionado com a amplitude da função $u(t)$.

A análise conjunta das equações (51) e (45) permite também prever que se:

- $\omega \ll \omega_0$, o sistema oscila sujeito a uma frequência angular exterior muito menor que a frequência angular própria. Nestas condições a estrutura desloca-se como um todo (figura 8.c), em fase com o solo, pois: $r \approx 0$; $z(t) \approx 0$ e $x(t) \approx u(t)$.
- $\omega \gg \omega_0$, isto é se o sistema oscila sujeito a uma frequência muito superior à sua frequência própria (figura 8.a). Nestas condições, $r \gg 1$, o movimento da base $x(t)$ é desprezável pois a razão expressa pela equação (51) tem um valor, em módulo, unitário:

$$\left| \frac{D}{A} \right| \approx \frac{r^2}{\sqrt{r^4}} = 1 \quad \left| \frac{D}{A} \right| \approx 1 \quad (52)$$

Nestas condições ($\omega \gg \omega_0$), a equação (45) permite deduzir que $x(t) \approx 0$ e que $z(t) \approx -u(t)$. O movimento do edifício em relação ao solo ocorre em oposição de fase com o movimento do solo.

- $\omega \approx \omega_0$, isto é se o sistema oscilar sujeito a uma frequência semelhante à sua frequência própria (figura 8.b)). Nestas condições o sistema entrará em ressonância.

Assim, para proteger uma estrutura de vibrações (sísmicas ou não) previstas de frequências f , pode-se construir uma plataforma, do tipo do modelo explorado, de modo que o conjunto plataforma mais estrutura tenham uma frequência própria de oscilação f_0 , menor que f . Quando o solo oscilar com uma frequência $f > f_0$ a estrutura estará isolada do solo pois, $x(t) \approx 0$.

Considerando, por exemplo, um modelo com coeficiente de amortecimento de $1,0 \text{ s}^{-1}$ e com uma frequência de ressonância de $3,4 \text{ Hz}$ (valores relativos ao modelo construído na actividade experimental J) pode-se traçar o gráfico que representa a função (51) e observar que, para razões ω/ω_0 superiores a 2, a razão entre as amplitudes será aproximadamente unitária. De acordo com este modelo, a construção colocada na plataforma estará isolada do solo para frequências superiores a $6,8 \text{ Hz}$ (figura 17).

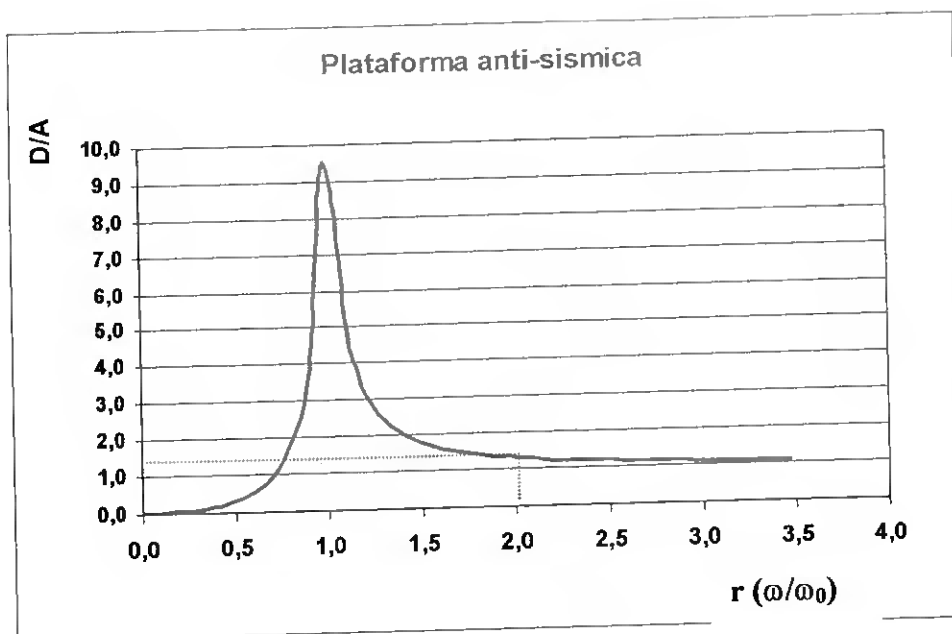


Figura 17: Representação gráfica da função (51) considerando os seguintes valores:
 $\beta=1,0s^{-1}$; $f_0=3,4Hz$;
 $\beta/f_0=0,047$
 Marcou-se no gráfico a posição $r = 2$ e, a partir da qual, é previsível um isolamento da estrutura construída dos movimentos do solo.

Os engenheiros sísmicos preocupam-se com a construção de edifícios cada vez mais seguros e portanto com as técnicas que minimizam o movimento da base do edifício – $x(t)$. No caso de edifícios muito altos, preocupam-se também com o minimizar a velocidade máxima que estes possam atingir. Mas minimizar a funções $x(t)$, $\dot{x}(t)$ ou $\ddot{x}(t)$ significa sempre, procurar as condições que verifiquem a equação (52), pois o factor de proporcionalidade nas razões (54) e (55), de acordo com as equações (33) e (35), cancela-se.

$$x(t) \approx 0 \quad \left| \frac{D}{A} \right| \approx 1 \quad (52)$$

$$\dot{x}(t) \approx 0 \quad \left| \frac{\dot{D}}{\dot{A}} \right| \approx 1 \quad \left| \frac{D \cdot \omega}{A \cdot \omega} \right| \approx 1 \quad \left| \frac{D}{A} \right| \approx 1 \quad (54)$$

$$\ddot{x}(t) \approx 0 \quad \left| \frac{\ddot{D}}{\ddot{A}} \right| \approx 1 \quad \left| \frac{D \cdot \omega^2}{A \cdot \omega^2} \right| \approx 1 \quad \left| \frac{D}{A} \right| \approx 1 \quad (55)$$

4.6.2 – Algumas técnicas utilizadas para construir estruturas mais seguras

4.6.2.1- Reforçar as estruturas

Uma das técnicas para construir edifícios mais seguros é fazer com que toda a estrutura (fundações e super-estrutura) funcione como um bloco único quando forçada a oscilar. Assim, um dos objectivos é conseguir boas ligações entre as vigas e os pilares (de betão armado) e entre estes e as sapatas das fundações que devem assentar em solo rochoso.

Outra das técnicas de reforço tem como base a ideia de que, é mais fácil deformar um paralelepípedo do que uma pirâmide, construída com os mesmos materiais. Assim, introduzem-se na construção, com a forma básica de um paralelepípedo, ligações em X entre vigas e pilares ou paredes compactas que permitam a transferência das forças entre os elementos e dificultem as suas deformações angulares (figura 18).

4.6.2.2 - Amortecer

As oscilações não se podem evitar mas podem-se amortecer. Quanto maior o amortecimento mais rápida será a diminuição da amplitude das oscilações e, caso o edifício entre em ressonância, menor será amplitude das oscilações.

O amortecimento natural das oscilações ocorre

porque parte da energia é convertida ao longo da estrutura, por acção das forças de atrito, em energia térmica ou porque ocorrem deformações permanentes no edifício. Podem, no entanto, ser introduzidos elementos específicos na estrutura que aumentem este

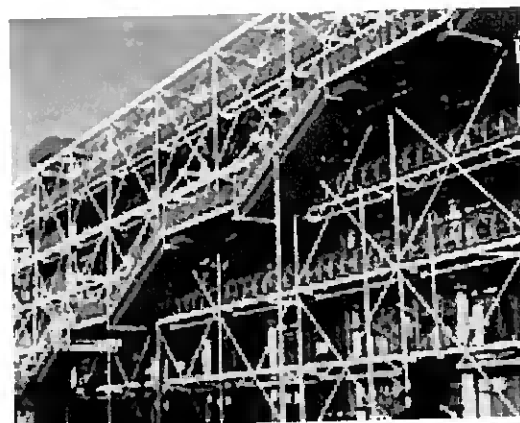


Figura 18 – Centro George Pompidou – Paris. As paredes exteriores do edifício são todas em vidro. As ligações em X, de um material que suporta quer distensões quer compressões, permitem um reforço estrutural.

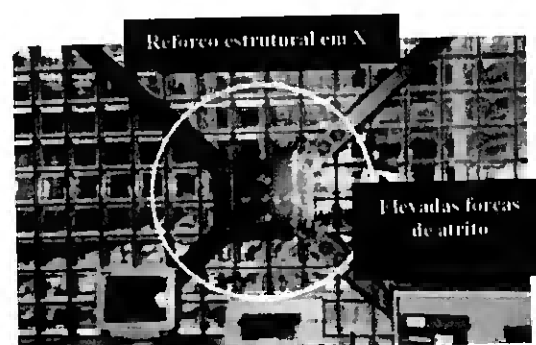


Figura 19: Amortecimento das oscilações por acção de elevadas forças de atrito. Imagem retirada de: www.ideers.bris.ac.uk

amortecimento. São elementos não estruturais, projectados para absorver grande parte da energia das oscilações a que a estrutura possa vir a ser sujeita e que, uma vez danificados podem ser facilmente substituídos. Este tipo de protecção pode consistir em ligações em X, entre vigas e pilares que:

- Se deformem de um modo não elástico, absorvendo parte da energia das oscilações.
- Envolvam o movimento relativo de elementos com elevados coeficientes de atrito.

Um sistema deste tipo está instalado em Montreal, no Canadá, na Webster Library na Concórdia University (figura 19).

- Envolvam um processo similar ao utilizado nos automóveis para amortecer as oscilações verticais. Pistões integrados nas ligações em X movem-se com a frequência da oscilação mas o seu movimento é rapidamente amortecido pelas forças de atrito que resultam do fluir de um líquido viscoso, tal como óleo, no interior do pistão.

4.6.2.3 – Isolar

A importância económica, estratégica e cultural de algumas estruturas (aerportos, centrais nucleares) levou a que se projectassem plataformas que, de algum modo, minimizem as vibrações dessas estruturas quando o solo treme e que, principalmente evitem que essas estruturas entrem em ressonância.

Isolar uma estrutura dos movimentos, inevitáveis e imprevisíveis do solo é assim também uma técnica de construção anti-sísmica.

Se através do reforço estrutural, já referido, se pretende que a estrutura oscile como um todo, com esta técnica de construção pretende-se



Figura 20: As colunas de madeira, deste templo japonês construído em 1628 A.D, têm umas sapatas que se podem mover, com alguma liberdade, na plataforma de rocha. Durante um sismo, a força lateral exercida nas sapatas é relativamente pequena – a terra treme mas a estrutura não (Lei da Inércia). In Bolt (1999)

“minimizar”* as forças que ligam as fundações à super-estrutura. Esta não é uma técnica nova pois, tal como a figura 20 indica, já no século XVII, no Japão, numa área de grande actividade sísmica ela foi utilizada na construção.

Hoje, o isolamento é conseguido, por exemplo:

- Colocando entre o edifício e as suas fundações uma estrutura constituída por camadas horizontais de borracha e aço. Esta base isoladora é planificada de modo a suportar elevadas forças compressivas na vertical mas, a ter uma grande flexibilidade (pequena rigidez) a oscilações horizontais e grande capacidade para dissipar a energia das oscilações.
- Assentando os pilares em zonas de reduzido atrito (por exemplo, assentes numa base de esferas) e que permitam alguma liberdade nos movimentos horizontais. É necessário prever também, a existência de uma força que obrigue o sistema a recuperar as posições relativas originais, tal como se esquematiza na figura 21.



Figura 21: O pilar assenta numa base com alguma liberdade para se mover na horizontal pois, as superfícies envolvidas foram planificadas de modo a ter pouco atrito na zona central. No Aeroporto Internacional de São Francisco, construído para resistir a sismos de magnitude 8, utilizou-se este sistema de protecção anti-sísmica. Imagem retirada de: www.ideers.bris.ac.uk

* Minimizar mas não anular, pois são as fundações que suportam a carga vertical exercida pela super-estrutura. Por outro lado, os movimentos relativos entre as fundações e super-estrutura têm que ser limitados para não causar danos num conjunto de ligações tais como esgotos, águas, linhas eléctricas e de comunicação.

O conjunto da estrutura (base mais edifício) tem, em qualquer dos casos, uma rigidez na direcção horizontal menor que o edifício por si e, conseqüentemente, uma frequência própria de oscilação, nesta direcção, também menor. A estrutura pode mesmo ser planificado de modo a ser “dessintonizada” das frequências sísmicas previstas para a zona, isto é, a ter uma frequência própria, fora da gama de frequências sísmicas previsíveis na zona.

4.7 - Como construir melhor? Alguns modelos experimentais.

Como investigar, num contexto escolar e experimental, a resposta de diferentes estruturas às vibrações? Como investigar que técnicas e estratégias de construção podem minorar os efeitos nefastos dos sismos?

Os engenheiros, especializados em engenharia sísmica, estudam o comportamento de edifícios e estruturas sob a acção das vibrações sísmicas em laboratório, utilizando modelos com escala reduzida e mesas cuja vibração pode ser controlada. Tal metodologia pode-se replicar num contexto escolar. Do ponto de vista educativo, a dinamização destas actividades apresenta vários aspectos interessantes pois:

- Envolve a selecção e manipulação de materiais com base nas suas propriedades físicas diferentes.
- Implica aplicar conceitos físicos relacionados com movimentos oscilatórios, energia e Leis de Newton na interpretação da resposta dinâmica das estruturas.
- Envolve a resolução de problemas que têm uma transposição clara e importante na vida real.
- Explora uma aplicação da Física na resolução dos problemas profissionais de um Engenheiro Civil propiciando uma perspectiva de uma actividade profissional ligada à ciência.

As actividades* possíveis de desenvolver utilizando uma mesa de vibração são múltiplas. Permitem, quer abordagens simples e qualitativas, quer abordagens mais complexas. Nas quatro actividades desenvolvidas neste trabalho, descritas de seguida, optou-se por explorar situações que permitissem “fazer ciência” não só observando diferentes fenómenos mas também, medindo, registando e analisando dados. Utilizou-se um sensor de aceleração para registar o padrão das oscilações de diferentes estruturas ao longo do tempo e, admitiu-se que, em cada instante, a aceleração registada era directamente proporcional ao deslocamento, $x(t)$, desse ponto em relação à posição de equilíbrio, de acordo com a equação (35) já apresentada.

$$a(t) = -\omega^2 \cdot x(t) \quad (35)$$

A descrição da mesa construída para dinamizar estas actividades, a sua caracterização e a descrição dos restantes acessórios necessário para a concretização das actividades estão descritas no anexo VI.

G -Actividade experimental – Como calibrar um conjunto oscilador (mesa mais oscilador electromagnético)?

G.1– O desafio

Os engenheiros civis, especializados em engenharia sísmica, procuram projectar e construir estruturas que resistam aos efeitos dos sismos. Tal como na investigação em Medicina se aprende estudando as doenças, estes engenheiros aprendem estudando as estruturas que sofrem danos. Podem fazê-lo

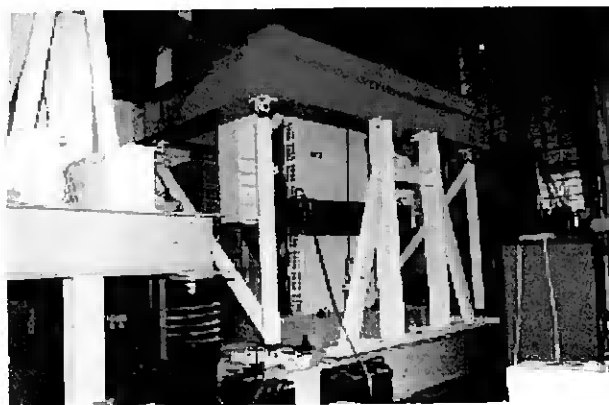


Figura 22 – Estudo da resposta sísmica de painéis de alvenaria colocados sobre a plataforma sísmica triaxial do LNEC. A plataforma tem as dimensões de 4,6x5,6 m. Imagem retirada de www-ext.lnec.pt

sempre que ocorre um destes eventos destruidores, estudando no local os edifícios ou

*Na página <http://mae.ce.uiuc.edu> encontram-se diferentes actividades relacionadas com este tópico.

estruturas danificadas mas, podem também, simular em laboratório, através de mesas vibrantes, os efeitos de um sismo sobre estruturas construídas em escala reduzida.

O Laboratório Nacional de Engenharia Civil dispõe de uma destas mesas, representada na figura 22. As vibrações da mesa (direcção, amplitude, frequência e duração) são controladas por um computador de modo a simular a complexidade das vibrações do solo quando de um sismo. Podem provocar movimentos de translação segundo três eixos diferentes (dois horizontais e um vertical) mas também movimentos de rotação em tornos desses eixos. Isto é, existem seis modos diferentes de movimentar a mesa (seis graus de liberdade) que podem ser combinados entre si de modo a, por exemplo, recriar eventos sísmicos passados.

Quando uma estrutura é obrigada a oscilar são exercidas forças exteriores que a podem levar ao colapso. De modo a estimar o valor destas forças, os engenheiros colocam acelerómetros na estrutura que registam a aceleração ao longo do tempo, quando das oscilações. O valor medido, em cada instante, é directamente proporcional à força exercida (2ª Lei de Newton). Regista-se, em simultâneo, a frequência das oscilações pois a aceleração registada depende da frequência imposta à estrutura.

Nesta actividade estudar-se-ão as oscilações provocadas por um vibrador electromagnético na superfície de uma mesa sísmica, muito mais simples que a do LNEC, pois o seu movimento tem um único grau de liberdade. Replicando o trabalho de um engenheiro civil, vamos calibrar o sistema simulador de eventos sísmicos, deduzindo qual a relação entre a frequência das oscilações e as acelerações registadas. A calibração efectuada virá novamente a ser útil na actividade J.

G.2 - Quais os objectivos da actividade?

- Verificar que a aceleração num movimento oscilatório depende da frequência elevada ao quadrado (mantendo constante a amplitude).

- Construir um gráfico de calibração do sistema oscilador.
- Medir frequências de oscilação num gráfico aceleração em função do tempo.
- Utilizar diferente instrumentação (gerador de sinais, acelerómetro e vibrador).

G.3 – Que material e que montagem são utilizados na actividade?

Material

- Mesa vibratória
- Acelerómetro Pasco* (ref CI-6558)
- Vibrador electromagnético**
- Gerador de sinais com amplificação
- Mesa de apoio
- Computador; Windows 98
- Interface analógico digital Pasco –500 (ref- CI-400)
- Software - DataStudio da Pasco (ref CI-6870C)

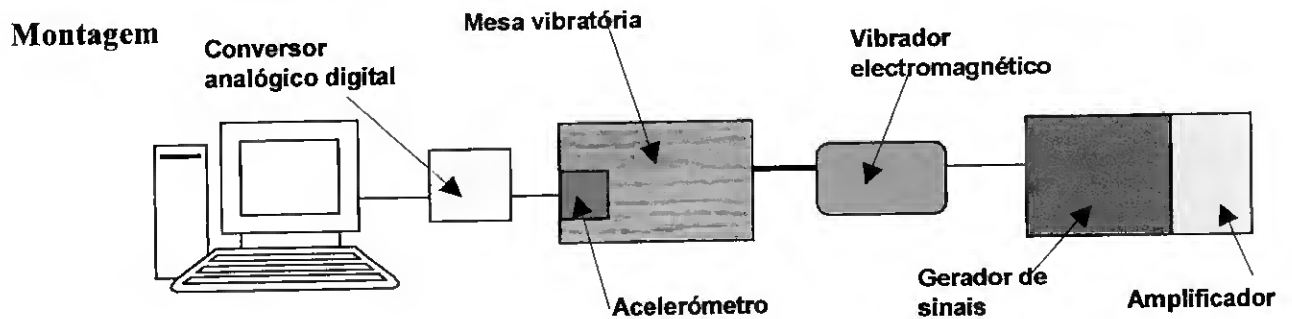


Figura 23: Esquema em que se mostra a montagem utilizada.

G.4 – Quais as condições experimentais nos ensaios?

Na montagem, a superfície da mesa representa a superfície da Terra e o vibrador electromagnético a fonte de energia que provoca, sempre que desejarmos, um sismo de maior ou menor frequência, de maior ou menor duração.

As condições experimentais em que se procederam aos ensaios descrevem-se em seguida. Resultam, de uma série de tentativas de conjugar os componentes disponíveis (conjunto de osciladores mecânicos e eléctricos) de modo a obter dados reprodutíveis.

* Encontram-se mais informações sobre todo o material Pasco utilizado em: www.pasco.com.

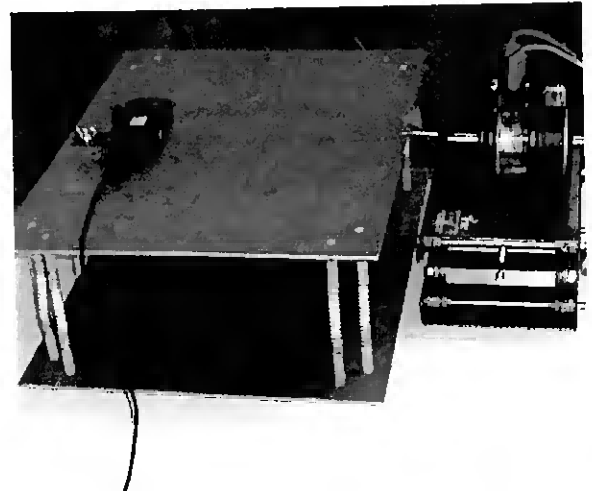
** O vibrador electromagnético utilizado é da Frederiksen, referência de catálogo 218500. Oscila numa gama de frequências entre 0,1Hz e 5kHz.

Nomeadamente:

- O amplificador de sinal foi utilizado de modo a ter um sinal de saída de cerca de 1V.
- Selecionou-se, no gerador de sinais, uma função sinusoidal com uma gama de frequências entre 0 –10 Hz. Verificou-se que, se seleccionada a gama de frequências 10 – 100 Hz, a amplitude de oscilação do vibrador diminuía substancialmente.
- A ligação entre o vibrador electromagnético e a mesa foi efectuada através de um arame dobrado (figura 24).
- O acelerómetro tem uma função “slow” que foi seleccionada em todos os ensaios. A selecção desta função permite eliminar altas frequências não relacionadas com as vibrações impostas à mesa pelo oscilador electromagnético.
- A aquisição dos dados, aceleração em função do tempo, fez-se com uma taxa de amostragem* de 100Hz.
- A mesa vibratória que se construiu é caracterizada por uma frequência angular própria de $7,9 \pm 0,1$ Hz e por um coeficiente de amortecimento de $1,48 \pm 0,02$ s⁻¹ (Anexo VI).

Figura 24 – Montagem utilizada:

- O vibrador transmite as oscilações à mesa através de um arame dobrado (realçado na figura com a seta vermelha).
- O acelerómetro foi fixado à mesa através do seu suporte.



* A frequência mínima de amostragem a utilizar, de modo a evitar o falseamento dos dados é segundo o Teorema de Nyquist: $f_{\text{amostragem}} \geq 2 \times f_{\text{sinal}}$. O sinal em estudo, de acordo com a gama de frequências seleccionada no gerador de sinais, terá uma frequência na gama 0 –10 Hz e assim, com uma frequência de amostragem de 100 Hz não existe risco de falseamento de dados.

G.5 – Resultados obtidos e a sua discussão

Registou-se a aceleração na superfície da mesa ao longo do tempo. Fizeram-se diferentes ensaios, na gama de 0 –10 Hz (selecção no gerador de sinais) e ainda alguns ensaios com frequências superiores (selecção da gama 10 –100 Hz no gerador de sinais). Os valores das acelerações e os períodos dos movimentos em estudos foram medidos a partir dos gráficos obtidos, de que são exemplo os contidos na figura 25.

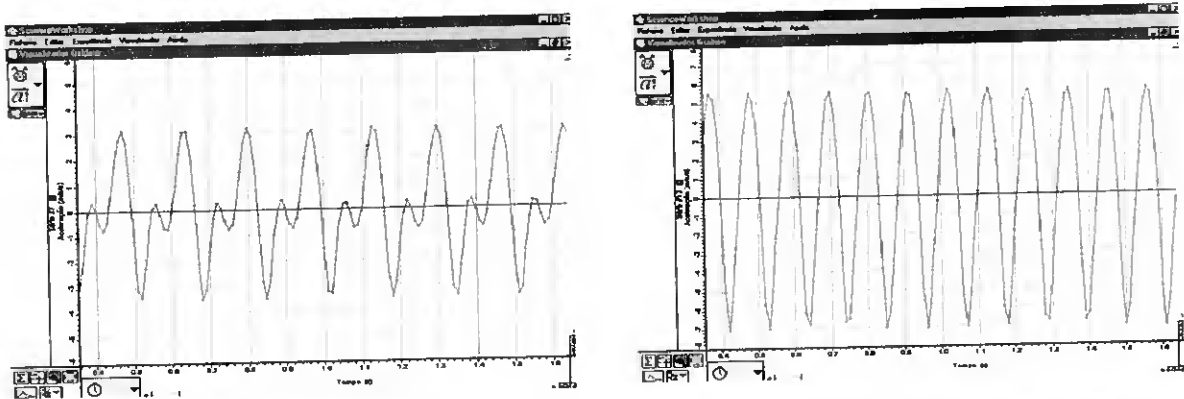


Figura 25 – Ensaios a respectivamente 6Hz (à esquerda) e 9 Hz (à direita). Observa-se que com uma frequência excitadora de 6Hz existe ainda uma sobreposição de diferentes modos de oscilação.

Nomeadamente:

- O valor da aceleração (a) máxima numa oscilação foi considerado o valor médio entre os dois picos dessa oscilação: $a = |a_{\max} - a_{\min}| / 2$. Os valores registados têm um erro associado de $0,1\text{m/s}^2$.
- O período do movimento foi obtido registando o intervalo de tempo necessário para que ocorressem 10 ciclos completos. Cada instante medido tem associado um erro que depende da taxa de amostragem utilizada (100 Hz), assim neste caso:

Um instante medido tem um erro de: $t \pm 0,01\text{s}$

O intervalo de tempo correspondente a 10 ciclos completos: $\Delta t = (t_f - t_i) \pm 0,02\text{ s}$

O período do movimento será dado por: $T = (\Delta t/10) \pm (0,02/10)\text{ s}$

Representam-se, no quadro seguinte (quadro 1), o conjunto dos dados obtidos bem como outros (frequência, frequência elevada ao quadrado e amplitude (D) do movimento) calculados a partir dos primeiros.

**Quadro 1 - Dados referentes à calibração do sistema oscilatório
(mesa + vibrador+ gerador de sinais)**

$ a_{\max} $ (m/s^2)	$ a_{\min} $ (m/s^2)	$a \pm 0,10$ (m/s^2)	$T \pm 0,002$ (s)	f (Hz)	f^2 (Hz^2)	D (aproximada) (mm)
0,398	0,341	0,37	0,585	$1,709 \pm 0,006$	2,922	$3,2 \pm 0,9$
0,602	0,444	0,52	0,451	$2,218 \pm 0,010$	4,919	$2,7 \pm 0,5$
0,889	0,766	0,83	0,358	$2,790 \pm 0,016$	7,785	$2,7 \pm 0,4$
1,226	1,079	1,15	0,301	$3,326 \pm 0,022$	11,059	$2,6 \pm 0,3$
1,545	1,468	1,51	0,260	$3,845 \pm 0,030$	14,782	$2,6 \pm 0,2$
2,172	1,549	1,86	0,229	$4,373 \pm 0,038$	19,119	$2,5 \pm 0,2$
2,731	1,833	2,28	0,202	$4,946 \pm 0,049$	24,459	$2,4 \pm 0,2$
3,509	2,734	3,12	0,183	$5,476 \pm 0,060$	29,992	$2,6 \pm 0,1$
3,579	3,836	3,71	0,166	$6,020 \pm 0,073$	36,246	$2,6 \pm 0,1$
3,526	4,316	3,92	0,154	$6,510 \pm 0,084$	42,386	$2,4 \pm 0,1$
3,708	4,889	4,23	0,142	$7,062 \pm 0,099$	49,874	$2,2 \pm 0,1$
4,090	5,328	4,71	0,132	$7,605 \pm 0,115$	57,829	$2,1 \pm 0,1$
4,898	6,012	5,46	0,123	$8,130 \pm 0,132$	66,098	$2,1 \pm 0,1$
5,904	7,079	6,49	0,116	$8,628 \pm 0,149$	74,445	$2,2 \pm 0,1$
7,053	8,474	7,76	0,109	$9,174 \pm 0,168$	84,168	$2,3 \pm 0,1$
8,342	9,772	9,06	0,103	$9,737 \pm 0,189$	94,811	$2,4 \pm 0,1$
10,175	11,228	10,70	0,098	$10,256 \pm 0,208$	105,194	$2,6 \pm 0,1$
12,363	13,263	12,81	0,092	$10,834 \pm 0,236$	117,381	$2,8 \pm 0,1$
14,784	14,316	14,55	0,086	$11,628 \pm 0,270$	135,208	$2,7 \pm 0,1$
11,789	11,415	11,60	0,073	$13,624 \pm 0,375$	185,613	$1,6 \pm 0,1$
7,673	8,047	7,86	0,063	$15,823 \pm 0,504$	250,361	$0,8 \pm 0,1$

A estimativa (aproximada) da amplitude do movimento (D) foi feita considerando-se que, o movimento da mesa podia ser descrito por uma única função sinusoidal (o que não é totalmente verdade para frequências menores que 6 Hz):

$$D = D \pm \Delta D \quad D = \frac{a_{m\acute{a}x}}{(2.\pi.f)^2} \quad (35) \quad \frac{\Delta D}{D} = \frac{\Delta a_{m\acute{a}x}}{a_{m\acute{a}x}} + \frac{\Delta(f^2)}{f^2} \quad (56)$$

No cálculo da frequência e da frequência elevada ao quadrado considerou-se que:

$$f = \frac{1}{T} \pm \Delta f \quad (57)$$

$$\delta_r(T) = \delta_r(f) \quad \frac{\Delta T}{T} = \frac{\Delta f}{1/T} \quad \Delta f = \frac{\Delta T}{T^2} \quad (58)$$

$$\Delta(f^2) = 2\Delta f.f \quad (59)$$

Os valores do quadro sublinhados a azul – correspondem a valores obtidos seleccionando a gama de frequências 10 – 100 Hz no gerador de sinais. Tal como se referiu, com esta gama de frequências, a amplitude das oscilações reduz-se substancialmente. Este conjunto de valores não foi considerado no posterior tratamento dos dados.

Os valores do quadro sublinhados a vermelho – correspondem a valores obtidos no intervalo de frequências em que é provável que a movimento próprio da mesa (ressonância) crie alguma perturbação nas oscilações do sistema em conjunto.

Representou-se também graficamente os valores obtidos, quer a aceleração máxima em função da frequência (figura 26), quer a aceleração em função da frequência ao quadrado (figura 27). Na construção dos gráficos consideraram-se so oscilações de frequência menor que 12Hz.

No sistema em estudo, a relação entre a aceleração máxima e a frequência ao quadrado não é linear, tal como o gráfico contido na figura 27 mostra. Grosso modo, poderemos prever que se a frequência duplicar a aceleração máxima venha a quadruplicar. O sistema em estudo é um sistema complexo, composto por muitos osciladores, quer mecânicos, quer electromagnéticos e assim, tal como em muito sistemas reais, o seu comportamento não é linear. De modo a ter uma função de calibração que descreva, de um modo analítico o comportamento do sistema, procurou-se um polinomio de quarto grau, que representasse

os pontos experimentais. A função obtida (onde $x = f^2$) através das ferramentas do Excel, tem a equação:

$$a = -1,0 \times 10^{-7} \cdot x^4 + 4,0 \times 10^{-5} \cdot x^3 - 3,4 \times 10^{-3} \cdot x^2 + 1,8 \times 10^{-1} \cdot x - 3,4 \times 10^{-1} \quad (60)$$

O sistema oscilador em estudo tem assim, não uma recta de calibração mas, uma curva de calibração expressa pela equação (60).

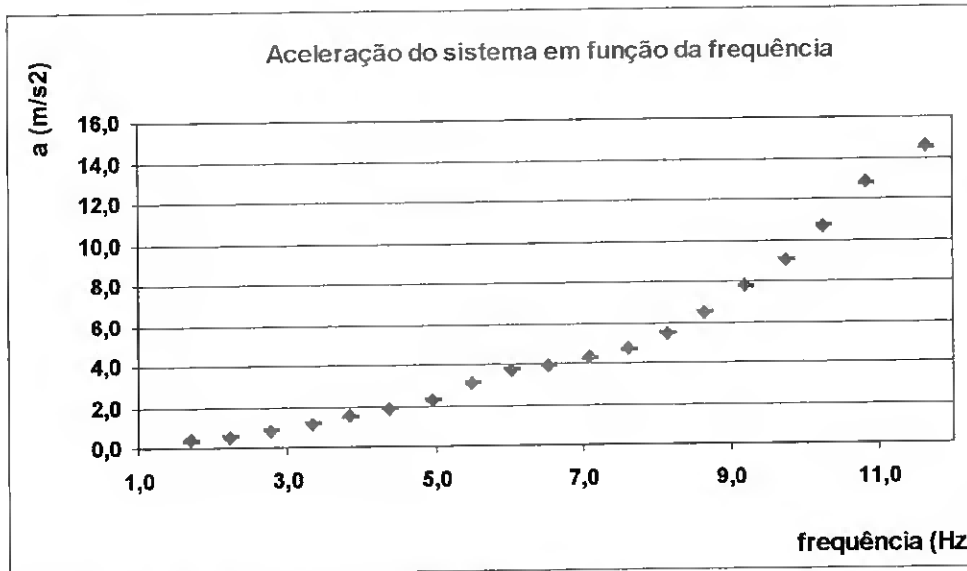


Figura 26: Representa-se, a relação não linear, entre a aceleração e a frequência.

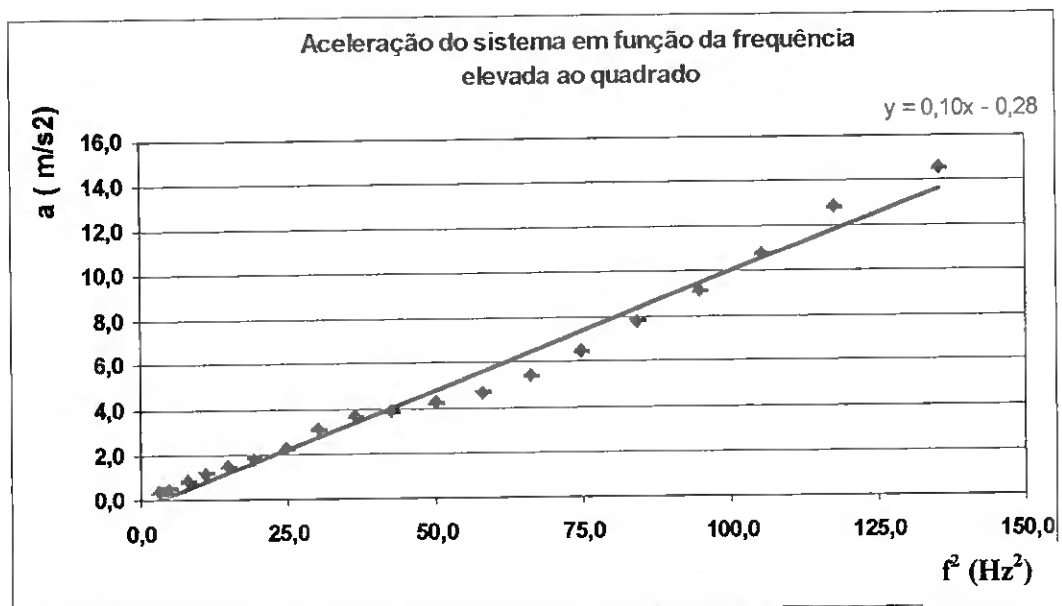


Figura 27: Representa-se a aceleração em função da frequência ao quadrado. A melhor recta, que representa o conjunto de pontos experimentais, representa-se também na figura (a vermelho) assim como a sua equação. A discrepância na relação linear está, provavelmente, relacionada com variações na amplitude da oscilação (ver figura 28).

Considerando os valores das amplitudes (D) estimadas, calculou-se o seu valor médio bem como o desvio padrão da média. Representou-se também a amplitude estimada, em função da frequência de oscilação (figura 28).

$$\bar{D} = \bar{D} \pm s_m$$

$$\bar{D} = \frac{1}{N} \sum D_i \quad N=19 \quad \bar{D} = 2,51mm$$

O desvio padrão desta amostra e o desvio padrão da média são dados por:

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{(n-1)}} \quad s_m = \sqrt{\frac{s^2}{n}}$$

Nestes 19 ensaios, o valor médio da amplitude do movimento foi de 2,51mm e o desvio padrão da média de 0,06mm. O que corresponde a uma incerteza relativa de 2,4%. A amplitude das oscilações não se manteve constante.

$$S = 0,276 \text{ mm}; S_m = 0,063 \text{ mm}$$

$$\bar{D} = 2,51 \pm 0,06 \times 10^{-3} \text{ m}$$

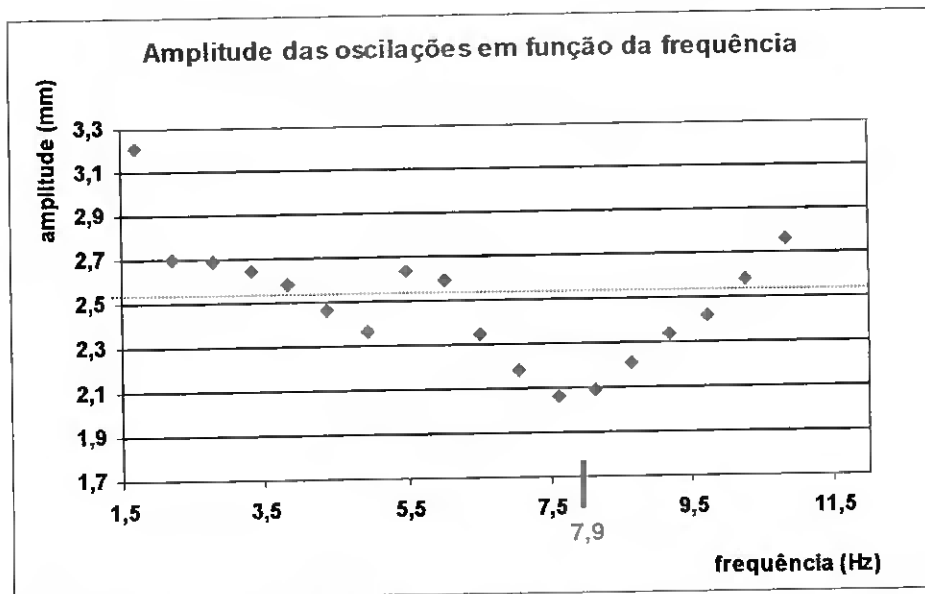


Figura 28: A amplitude das oscilações em função da frequência (< 12Hz). Indica-se também a tracejado o valor médio encontrado. A frequência própria de ressonância da mesa (7,9 Hz) parece afectar, de um modo complexo, o sistema pois corresponde à menor amplitude registada. A mesa não oscila com uma amplitude constante durante os diferentes ensaios.

H – Actividade experimental – Existirá alguma relação entre a altura de um edifício e a sua frequência de ressonância?

H.1 – O desafio

Quando sentimos a casa a tremer durante um sismo, isso significa que ondas sísmicas se propagaram através da Terra e, posteriormente, nas estruturas que encontraram à sua superfície. Os maiores ou menores danos que estas oscilações podem causar nas nossas construções dependem fundamentalmente se a estrutura entra ou não em ressonância.

As construções têm um comportamento particular - são selectivas na absorção da energia das oscilações do solo. Isto significa que, com determinadas frequências, basta uma pequena amplitude na oscilação do solo, para que entrem em ressonância, amplificando as oscilações e sofrendo, conseqüentemente, graves deformações; nas restantes frequências a construção fica “dessintonizada”- vibra com a frequência das oscilações mas, com pequena amplitude de movimento.

As frequências perigosas para cada edifício dependem de vários factores, tais como a sua forma, os materiais utilizados e a sua altura. Simplificando o problema, podemos dizer que a frequência de ressonância depende da razão k/M , onde k representa a constante de elasticidade e M a massa:

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{M}} \quad (38)$$

Qual será a relação entre a altura de um edifício e a sua frequência de ressonância?

A resposta à questão anterior pode ser investigada nesta actividade, onde se pode observar a entrada em ressonância de diferentes estruturas, bem como outros fenómenos físicos associados à propagação das ondas.

H.2- Quais os objectivos da actividade?

- Aplicar a Lei de Hooke.
- Observar o fenómeno de ressonância e a selectividade na absorção de energia.

- Verificar que, em pequenas hastes, quanto maior a sua altura, menor a frequência de ressonância.
- Observar o efeito transitório numa oscilação forçada.
- Observar outros modos de oscilação diferentes do fundamental.

H.3 – Que material foi utilizado?

- Mesa vibratória (conjunto oscilador – actividade G)
- Modelo – “Diferentes Prédios”
- 2 Nozes de fixação
- Dinamómetro de 1N
- Régua

H.4 - Quais as condições experimentais nos ensaios?

Os ensaios foram realizados em condições experimentais semelhantes às referidas na actividade G.

O acessório utilizado nesta actividade, descrito no Anexo VI como “Diferentes Prédios”, foi acoplado na superfície da mesa sísmica através de duas nozes de ligação, tal como se pode observar na figura 29.

H.5 – Resultados obtidos e a sua discussão

Previsão (rude) da frequência de ressonância

A equação (38) permite prever, de um modo grosseiro, qual a frequência de ressonância fundamental (f_0) de cada uma das hastes do modelo em estudo se for conhecida a sua massa e a sua constante de elasticidade.

Neste ensaio rude considerou-se que toda a massa de uma haste se concentrava no seu centro de massa (CM), e que a sua constante de elasticidade podia ser determinada aplicando forças horizontais deformadoras (F), através de um dinamómetro, sucessivamente maiores, no centro de massa da haste e medindo as deformações laterais



Figura 29: “Diferentes prédios”
O segundo “prédio” a contar da direita oscila em condições de ressonância.

provocadas com uma régua. A régua foi colocada, através de um suporte, ao nível do centro de massa da haste e fez-se coincidir o seu zero com a posição de equilíbrio (força deformadora nula) da haste.

Os resultados obtidos estão expressos no gráfico (figura 30) e no quadro 2. No gráfico representa-se também as melhores rectas, calculadas com as ferramentas do Excel, que representam os pontos experimentais. A constante de elasticidade (k), de cada uma das três hastes em estudo, corresponde ao declive da respectiva recta. Este, assim como o erro de que vem afectado, foi calculado através das ferramentas do Excel.

A observação da oscilação em condições de ressonância em cada uma das hastes foi conseguida seleccionando a frequência de excitação do sistema através do gerador de sinais (as frequências de ressonância registadas correspondem a valores lidos no gerador de sinais). Os valores registados para o modo fundamental (f_0), bem como para outros modos de vibrar estacionários, no caso do prédio A, encontram-se no quadro 2.

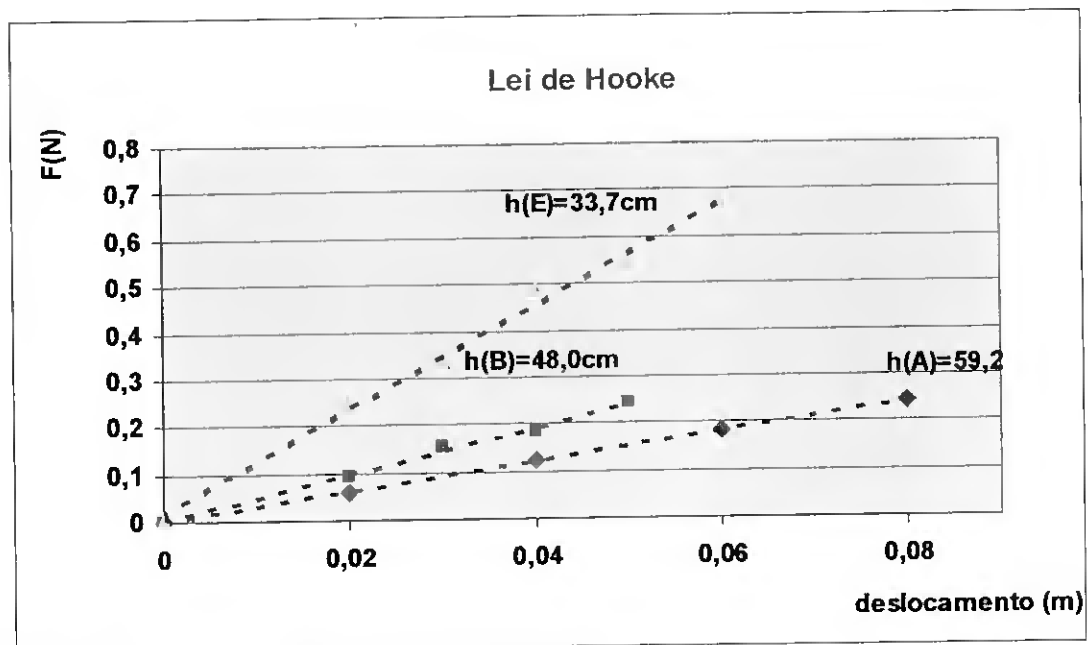


Figura 30: No gráfico representa-se a força exercida no centro de massa das diferentes hastes em função dos deslocamentos laterais provocados. Representa-se também (a tracejado azul) a melhor recta, calculada com as ferramentas do Excel, que representa os pontos experimentais.

Quadro 2 - Dados referentes ao estudo do modelo "Diferentes Prédios"						
Prédio	Altura ($\times 10^{-2}$ m)	Massa ($\times 10^{-3}$ kg)	K (N/m)	f_0 prevista (Hz)	Intervalo f_0 observado (Hz)	Outras f registadas (Hz)
A	$59,20 \pm 0,01$	$9,20 \pm 0,01$	$3,0 \pm 0,0$	2,9	1,7 – 2,0	≈ 6 ; ≈ 10 ; ≈ 15
B	$48,00 \pm 0,01$	$7,49 \pm 0,01$	$4,8 \pm 0,2$	4,0	2,0 - 2,7	
C	$42,0 \pm 0,01$	$6,54 \pm 0,01$			3,7 - 4,0	
D	$38,50 \pm 0,01$	$5,98 \pm 0,01$			4,2 – 4,5	
E	$33,70 \pm 0,01$	$5,30 \pm 0,01$			$11,1 \pm 0,4$	

A comparação entre os valores previstos e os observados mostra que, o modelo utilizado na previsão é rude. A haste corresponde a um sistema de comportamento complexo com uma distribuição de massa contínua, densidade constante mas momento de inércia variável durante a sua oscilação. A aplicação deste modelo, apesar de rude, na previsão da frequência de ressonância, é no entanto fácil de implementar no ensino secundário, pois a Lei de Hooke é um dos conteúdos programáticos do 10º ano de Ciências Físico - Químicas. A discussão das causas para a discrepância entre valores previstos e observados, será um bom exemplo da complexidade do sistema em estudo (e da maior complexidade de um prédio real) e da simplificação de um problema que é imposta, pela adopção de um modelo.

A exploração do modelo "Diferentes Prédios" permite a fácil observação de que:

- Diferentes "prédios" entram em ressonância com frequências próprias e de que, oscilam com amplitudes muito pequenas para frequências diferentes dessas.
- A amplificação na amplitude das oscilações é quase "dramática" em condições de ressonância.
- Quanto maior é o "prédio" menor é a sua frequência de ressonância.

- Existe um efeito transitório, dependente das condições iniciais de oscilação, rapidamente amortecido quando se modificam as condições (frequência) de oscilações impostas ao sistema.

I – Actividade experimental – Como variarão as acelerações registadas nos diferentes andares de um arranha – céus?

I.1 – O desafio

Num prédio alto, as pequenas oscilações na base provocadas por um tremor de terra de pequena magnitude ou de epicentro muito afastado, correspondem a oscilações de maior amplitude no seu cimo capazes de assustar quem aí trabalhe ou viva.

Como dependerá esta amplificação da altura em que é registada? Será que as deformações aumentam proporcionalmente com a altura ou existe um padrão de amplificação mais complexo? As duas hipóteses referidas estão esquematizadas na figura 31 e o objectivo desta actividade será recolher dados experimentais que permitam optar ou repudiar qualquer delas. Para tal, dispõe-se da mesa vibratória, de um sensor de aceleração e de uma pequena estrutura leve e flexível de quatro andares. A aceleração é directamente proporcional à deformação lateral da estrutura ($a(t) = \omega^2 x(t)$) e assim, o registo de maiores acelerações reflecte as maiores deformações a que a estrutura foi sujeita.

Se a construção se deforma como um corpo rígido (modelo A - figura 31) então, a razão entre as acelerações registadas nos diferentes andares corresponderá à razão entre as alturas dos andares em estudo e será válida a relação:

$$\frac{a_2}{a_1} = \frac{w^2 \cdot x_2}{w^2 \cdot x_1} = \frac{h_2}{h_1} \quad \text{Será válida esta relação?}$$

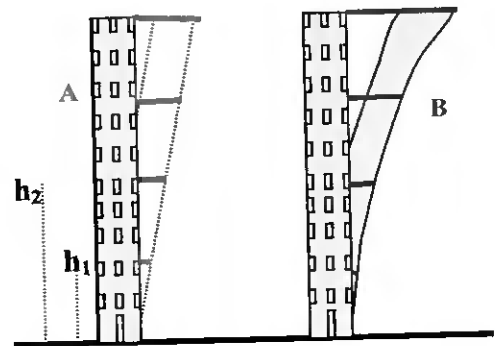


Figura 31: Como é que se deforma uma construção durante as oscilações?

I.2- Quais os objectivos da actividade?

- Verificar que a aceleração registada numa construção é amplificada em altura.
- Verificar que o padrão de amplificação da aceleração em função da altura é complexo.
- Planear um modo de minimizar a influência do instrumento de medida no comportamento do sistema em estudo.

I.3 – Que material foi utilizado?

- Uma pequena estrutura muito leve e flexível de quatro andares, descrita no Anexo VI como “Prédio”
- Conjunto oscilador – Actividade G
- Massas marcadas de 30g
- Um sensor de aceleração

I.4- Quais as condições experimentais nos ensaios?

Os ensaios foram realizados em condições experimentais semelhantes às referidas na actividade G, em que se calibrou o conjunto oscilador.

O “Prédio” foi firmemente acoplado à mesa sísmica e o sensor de aceleração foi também acoplado ao andar em estudo (a figura 32 corresponde ao ensaio envolvendo o 1º andar).

De modo a minimizar o efeito do instrumento de medida nas oscilações da construção (a massa do sensor é da mesma ordem de grandeza que a massa do “Prédio”) fixaram-se massas de 30 g (figura 32) nos andares que, em cada ensaio, não eram alvo de estudo.

A frequência de oscilação foi mantida constante nos diferentes ensaios. A frequência seleccionada foi de 2,5 Hz pois, no caso da estrutura em estudo, foi esta a frequência em que se observou a sua entrada em ressonância.

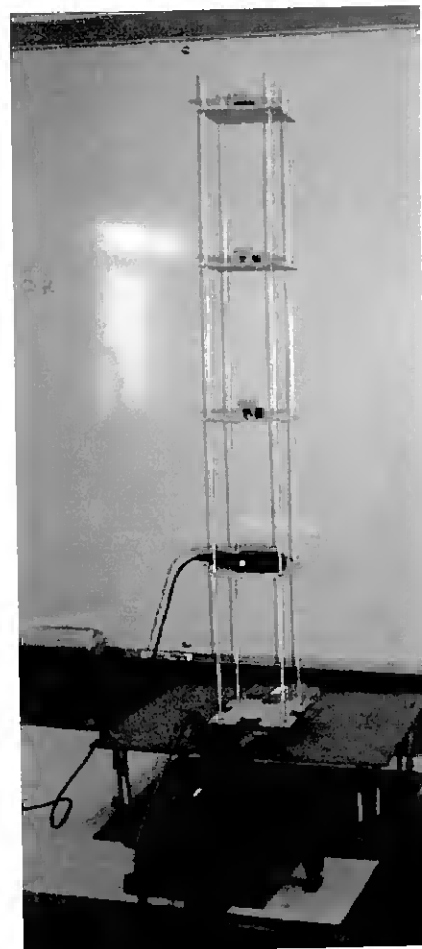


Figura 32 – Um aspecto da montagem.

I.5 - Resultados obtidos e a sua discussão

Os resultados obtidos encontram-se expressos no gráfico da figura 33. A amplificação registada na aceleração da estrutura em função do nº do andar (igualmente espaçados) não seguiu um padrão linear mas, aumentou sim, de modo mais marcado com a altura. Não segue pois, o modelo proposto no esquema da figura 31 (A) mas sim um modelo complexo*, similar ao representado na figura 31(B).

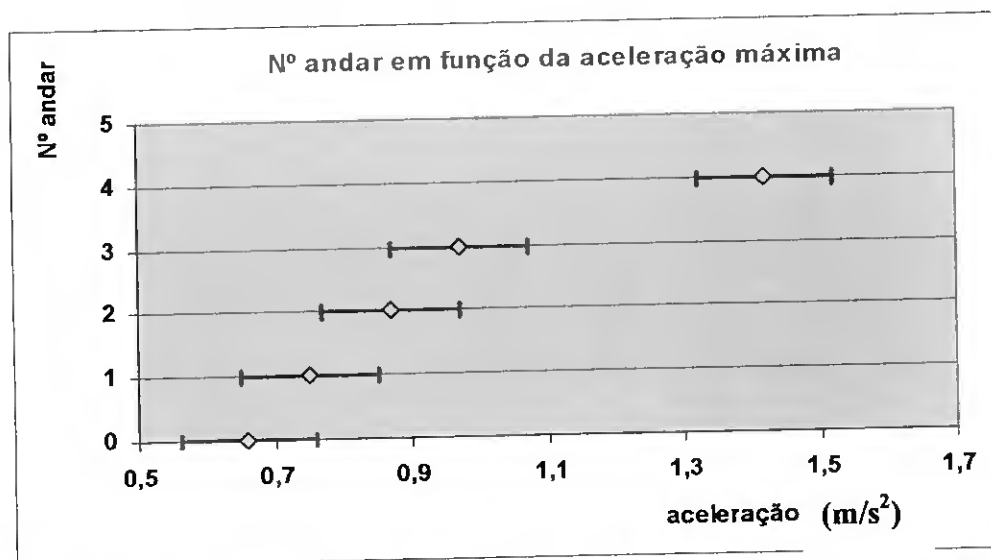


Figura 33: A aceleração máxima registada em cada um dos andares sofre amplificação mas o padrão da amplificação não é linear. A aceleração da base (andar zero) foi determinada considerando a equação de calibração da mesa vibratória (60) e a frequência de oscilação 2,5 Hz.

J – Actividade experimental – Como construir, caracterizar e testar o comportamento** de uma plataforma anti-sísmica?

J.1 – O desafio

A importância estratégica, económica e cultural de algumas construções levou a que se projectassem plataformas que, de algum modo, isolem essas estruturas das vibrações previsíveis mas inevitáveis e incontroláveis do solo.

* Será interessante construir um modelo semelhante mas de maior altura e observar o seu comportamento ou, explorar este modelo aumentando o nº de andares (diminuindo a altura entre cada).

** O modelo teórico de uma plataforma similar à construída foi discutido no ponto 4.6.1.3, deste capítulo.

O objectivo desta actividade é construir, caracterizar e testar um modelo, com uma escala reduzida, de uma plataforma deste tipo.

J.2 – Material necessário para a construção do modelo (figura 34)

- Caixa de plástico* (18 x11 cm) colada numa base de acrílico de 29x5x0,3 cm
- Esferas metálicas com cerca de 3 mm de diâmetro adquiridas num armeiro
- Um bloco de madeira com as dimensões de 8x5x2 cm e massa $39,25 \pm 0,01$ g
- Um sensor de aceleração de massa $35,28 \pm 0,01$ g
- Uma placa de chumbo com a massa de $111,66 \pm 0,01$ g
- Duas molas elásticas de constante $k = 43,5 \pm 0,4$ N/m (valor determinado na actividade experimental)
- Parafusos e porcas de 4 mm (M4).

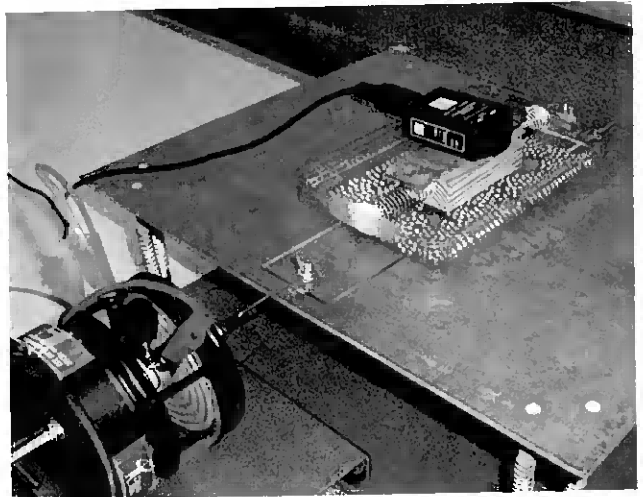


Figura 34 – Modelo de uma plataforma anti-sísmica. Pode observar-se a ligação firme entre a base de acrílico e a superfície da mesa sísmica com parafusos e porcas de orelhas.

Na escolha do material para a construção deste modelo procurou-se:

- Minimizar as forças de atrito entre a caixa (que será firmemente acoplada à mesa de vibração) que é um prolongamento do “solo” e a construção a proteger (corpo de madeira + massa de carga + qualquer objecto sobre ele colocado). A utilização da uma base de esferas foi a melhor solução encontrada, dentro dos materiais disponíveis, para minimizar as forças referidas.

* Na construção deste modelo foi utilizada a tampa de uma caixa de bombons como suporte para a plataforma. A caixa em si, serve para tapar o modelo quando da sua necessária arrumação.

- Aumentar a carga vertical a que o modelo esta sujeito pois, numa estrutura real estas forças são consideráveis. A utilização de uma massa da sobrecarga de chumbo teve este objectivo.
- Limitar os deslocamentos relativos* entre a “construção” a proteger e o “solo”. Com este fim, utilizaram-se duas molas iguais, cuja constante se determinou para fazer a ligação** entre a caixa e a “construção”. A força elástica tenderá a fazer com que o sistema recupere a posição de equilíbrio relativa após qualquer deslocamento.

O cálculo da constante elástica das molas utilizadas foi feito suspendendo massas marcadas numa mola e registando a sua deformação linear. Os resultados obtidos estão expressos no gráfico contido na figura 35. Nele esquematiza-se também a melhor

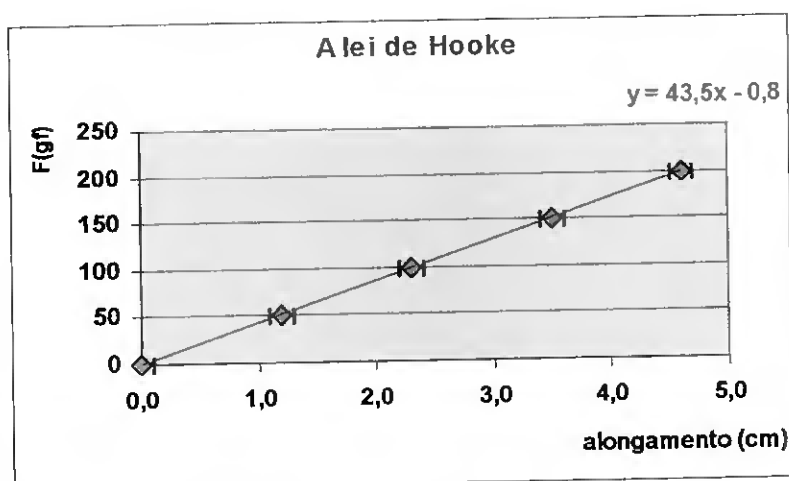


Figura 35: A força exercida na mola em função da sua deformação linear. Representa-se também (vermelho) a melhor recta que representa os pontos experimentais vem como a sua equação.

recta que representa os pontos experimentais, bem como a sua equação determinada através das ferramentas do Excel. A equação da recta, força (F) em função do alongamento (Δx), bem como o seu coeficiente de correlação são dados por:

$$F = 43,5\Delta x - 0,8 \quad R^2 = 1,0$$

Os erros associados aos parâmetros desta recta são respectivamente:

$$\text{Declive} = 43,5 \pm 0,4 \text{ gf/cm} \quad \text{Ordenada na origem} = -0,8 \pm 1,1 \text{ gf}$$

* Numa construção os deslocamentos excessivos poderiam provocar a quebra de ligações, como por exemplo condutas de água e linhas eléctricas.

** As molas foram coladas na caixa e na madeira através de uma massa-cola que é possível de moldar antes de secar.

O declive da recta corresponde à constante de elasticidade da mola que é dado por:

$$k = 43,5 \pm 0,4 \text{ N/m} \quad (\text{gf/cm})$$

Dadas as condições iniciais do ensaio ($F=0$, $\Delta y=0$), a esta recta deverá pertencer o ponto origem do referencial ($y=0$; $x=0$). Este ponto está compreendido no intervalo de erro associado ao parâmetro ordenada na origem.

J.3 – A caracterização do modelo construído *

Previsão da frequência própria de oscilação

De acordo com a expressão (43), a frequência própria de oscilação previsível para a plataforma é dada por:

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k_1 + k_2}{m}} \quad (43)$$

O erro associado a esta grandeza poderá ser calculado através de:

$$\frac{\Delta f_0}{f_0} = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta k}{k} + \frac{\Delta m}{m} \right) \quad (61)$$

Neste caso particular:

$$k = k_1 + k_2 = 87,0 \pm 0,8 \text{ N/m}$$

$$m = \text{massa do bloco} + \text{massa carga} + \text{massa acelerómetro} = 186,19 \pm 0,03 \text{ g}$$

$$f_0 = f_0 \pm \Delta f_0 \quad f_0 = 3,44 \pm 0,02 \text{ Hz}$$

Determinação da frequência amortecida de oscilação

O modelo foi firmemente acoplado à mesa de vibração bem como o sensor ao topo do bloco de madeira (figura 34). Sem qualquer oscilação da mesa, o corpo de madeira foi deslocado da sua posição de equilíbrio e deixado oscilar livremente em torno da posição de equilíbrio. O registo da aceleração foi feito com uma frequência de amostragem de 100Hz.

* Na caracterização do modelo experimental aplicar-se-ão conceitos e equações apresentadas no ponto 4.6.1.3 deste capítulo.

A figura 37 mostra um conjunto de dados obtidos durante um dos ensaios, a partir dos quais se construiu o quadro 3.

O período amortecido médio deste movimento pode ser calculado considerando os 10 intervalos de tempo entre picos, quer de aceleração máxima positiva, quer de aceleração máxima negativa registados.

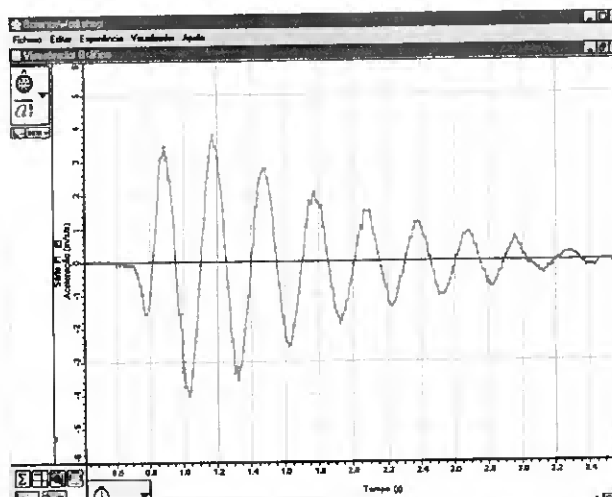


Figura 37: A aceleração máxima registada em cada oscilação decai ao longo do tempo – oscilações amortecidas.

$$T_a = T_{médio} \pm s_{média} \quad T_a = 0,2970 \pm 0,0026 \text{ s}$$

Onde o desvio padrão e o desvio padrão da média foram calculados através das seguintes expressões:

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{(n-1)}} \quad s_m = \sqrt{\frac{s^2}{n}}$$

A frequência amortecida deste movimento, tendo em conta as expressões (57) e (58), será

$$\text{de: } f_a = 3,37 \pm 0,03 \text{ Hz}$$

Quadro 3 - Dados referentes ao estudo do movimento oscilatório amortecido da plataforma

nº pico	t ± 0,01s	a _{máx} ± 0,1 (m/s ²)	Δt _{picos} ± 0,02s	Δt _{picos} - ± 0,02s
1-	1,04	-4,02		
1+	1,18	3,78		
2-	1,33	-3,54		0,29
2+	1,48	2,78	0,30	
3-	1,63	-2,54		0,30
3+	1,78	2,06	0,30	
4-	1,93	-1,87		0,30
4+	2,07	1,48	0,29	
5-	2,23	-1,34		0,30
5+	2,37	1,15	0,30	
6-	2,51	-1,05		0,28
6+	2,68	0,86	0,31	

Verificação de que o sistema é amortecido exponencialmente – cálculo do coeficiente de amortecimento.

A análise do gráfico contido na figura 37 indicia que, o decaimento no tempo do valor da aceleração máxima é exponencial. A comprovação deste tipo de decaimento foi feita analisando os dados do quadro 3 e construindo um novo quadro, que de seguida se apresenta.

Quadro 4 _ Dados referentes ao estudo do movimento oscilatório amortecido da plataforma

nº do pico	$t \pm 0,01s$	$(t-t_1) \pm 0,02s$	$a_{m\acute{a}x} \pm 0,1$ (m/s ²)	$\frac{a_{n-1} - a_n}{a_{n-1}} \times 100$	a_1/a_n	$\ln a_1/a_n$	$\Delta \ln a_1/a_n$
1+	1,18	0,00	3,78	-----	1,00	0,00	0,03
2+	1,48	0,30	2,78	26	1,36	0,31	0,06
3+	1,78	0,60	2,06	26	1,84	0,61	0,07
4+	2,07	0,89	1,48	28	2,55	0,94	0,09
5+	2,37	1,19	1,15	22	3,29	1,19	0,11
6+	2,68	1,50	0,86	25	4,39	1,48	0,14

n representa o nº do pico+ considerado (n= 1,2,3...).

O erro associado a uma função logarítmica, como refere por exemplo Abreu, Matias e Peralta (1994), é dado por:

$$\Delta \ln\left(\frac{a_1}{a_n}\right) = \delta_r\left(\frac{a_1}{a_n}\right) \quad \delta_r\left(\frac{a_1}{a_n}\right) = \frac{\Delta a_1}{a_1} + \frac{\Delta a_n}{a_n} \quad (62)$$

A análise dos dados do quadro 4 permite verificar que, em oscilações consecutivas, o valor da aceleração máxima sofre um amortecimento percentual quase constante. Existe um amortecimento médio de cerca de 26%. Se o decaimento do valor da aceleração máxima for exponencial então decresce no tempo com um factor de $e^{-\beta t}$. A equação envolvente dos pontos de máxima aceleração será dada pela equação (63), onde a_0

representa a aceleração máxima inicial, relacionada com a amplitude de oscilação inicial do sistema A_0 através da expressão (64)*.

$$a_{env}(t) = \pm a_0 e^{-\beta \cdot t} \quad (63)$$

$$a_0 = \pm A_0 \cdot \omega^2 \quad (64)$$

Para calcular o coeficiente de amortecimento da plataforma, β , e como desconhecemos o valor de a_0 , podemos considerar um instante, t_1 , em que se registou a aceleração máxima, a_1 . A aplicação da equação (63) permite deduzir que:

$$a_1 = \pm a_0 e^{-\beta \cdot t_1} \quad a_0 = \pm a_1 e^{\beta \cdot t_1} \quad a_{env}(t) = \pm a_1 \cdot e^{-\beta(t-t_1)} \quad (65)$$

Aplicando a função logarítmica à expressão anterior:

$$\ln \left| \frac{a_1}{a_{máx}} \right| = \beta \cdot t - \beta \cdot t_1 = \beta(t - t_1) \quad (66)$$

A relação anterior mostra que o logaritmo da razão entre a aceleração no instante t_1 e a aceleração máxima num instante t , deve variar de um modo linear com o intervalo de tempo.

Na representação gráfica (figura 38) da relação anterior considerou-se que:

$$t_1 = 1,180 \pm 0,001 \text{ s} \quad a_1 = 3,78 \pm 0,10 \text{ m/s}^2$$

A análise gráfica dos dados (figura 38), através das ferramentas do Excel, permitiu calcular o declive da melhor recta que representa os pontos experimentais. O valor do declive desta recta corresponde ao coeficiente de amortecimento deste oscilador. Os parâmetros da recta são respectivamente: o seu declive de valor $0,99 \pm 0,02 \text{ s}^{-1}$ e a sua ordenada na origem de valor $0,01 \pm 0,02$. O ponto origem do referencial está compreendido no intervalo de erro associado à ordenada na origem.

A equação da recta e o coeficiente de amortecimento deste oscilador serão dados por:

* A expressão (64) é equivalente à expressão (35) apresentada no ponto 4.6.1.2 deste capítulo.

$$\ln \left| \frac{a_i}{a_{máx}} \right| = 0,99(t - 1,18) \quad \beta = 0,99 \pm 0,02 \text{ s}^{-1}$$

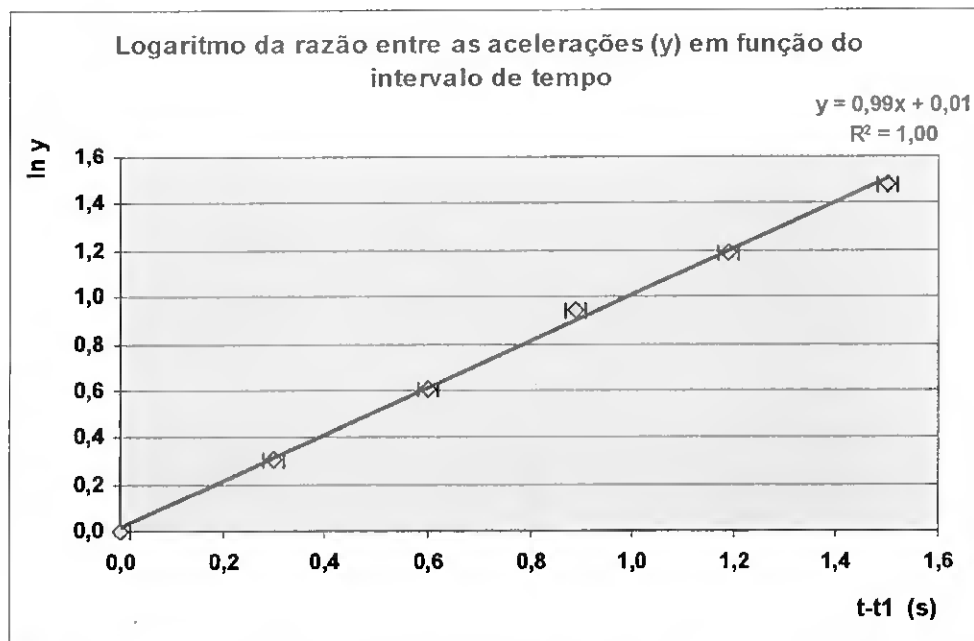


Figura 38: O gráfico mostra a relação quase linear entre o logaritmo da razão entre acelerações máximas em função do tempo decorrido. Esquematiza-se também (a vermelho) a melhor recta que representa os pontos experimentais bem como a sua equação.

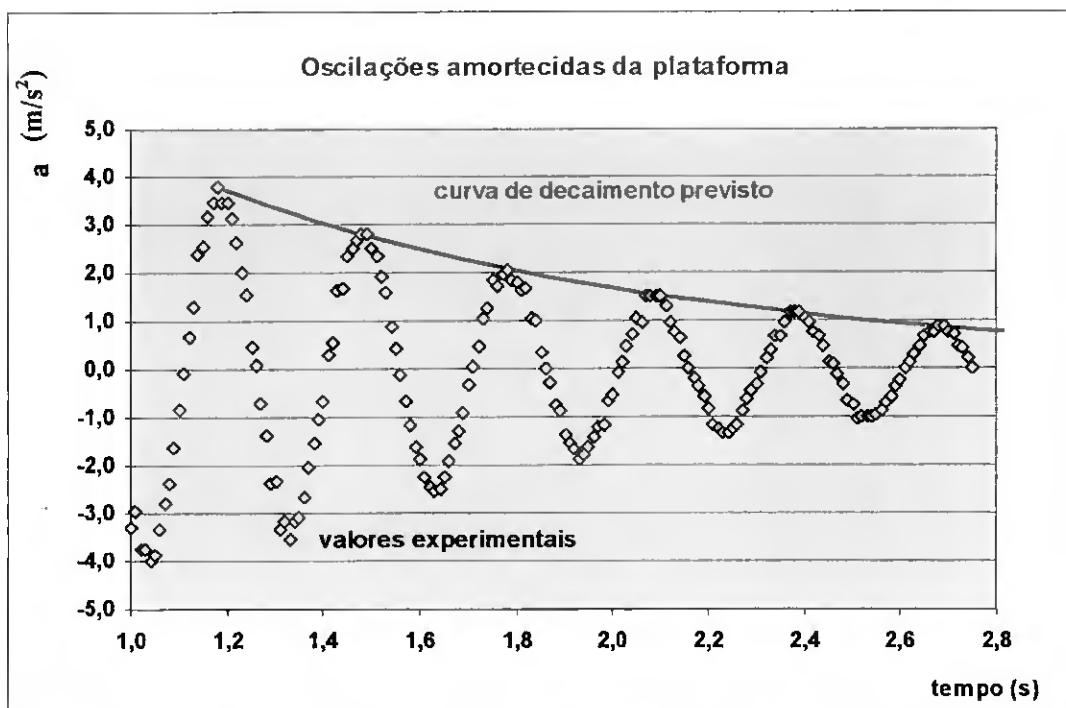


Figura 39: Representa-se, num curto intervalo de tempo, os valores experimentais correspondentes às oscilações amortecidas da plataforma bem como a curva prevista para a envolvente dos pontos de aceleração máxima positiva (a vermelho).

A equação (63) da curva envolvente dos pontos de aceleração máxima será, neste caso particular, expressa por:

$$a_{env}(t) = \pm a_0 e^{-\beta \cdot t} \quad a_{env}(t) = \pm 3,78 e^{-0,99 \cdot (t-1,18)} \quad (\text{m/s}^2)$$

Alguns pontos experimentais, bem como o traçado da curva envolvente dos pontos de aceleração máxima positiva, encontram-se esquematizados na figura 39.

Determinação da frequência própria da plataforma

O cálculo da frequência própria do oscilador foi realizado considerando a equação (15). O erro associado ao cálculo desta grandeza foi realizado através da expressão (67).

$$\omega_a^2 = \omega_0^2 - \beta^2 \quad \text{ou} \quad \omega_0 = \sqrt{\omega_a^2 + \beta^2} \quad (15)$$

$$\frac{\Delta\omega_0}{\omega_0} = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta(\omega_a^2 + \beta^2)}{\omega_a^2 + \beta^2} \right) \quad (67)$$

No caso da plataforma em estudo:

$$\omega_a = 21,17 \pm 0,19 \text{ rad/s}; \quad f_a = 3,37 \pm 0,03 \text{ Hz}; \quad \beta = 0,99 \pm 0,02 \text{ s}^{-1}$$

$$\omega_0 = 21,19 \pm 0,19 \text{ rad/s}; \quad f_0 = 3,37 \pm 0,03 \text{ Hz}$$

Neste caso, como os resultados anteriores mostram, são válidas as seguintes aproximações

$$(\omega_a \gg \beta): \quad \omega_a \approx \omega_0 \quad f_0 \approx f_a$$

A frequência própria da plataforma determinada a partir dos valores experimentais é assim

$$\text{de: } f_0 \approx f_a = \mathbf{3,37 \pm 0,03 \text{ Hz}}$$

A frequência própria esperada, de acordo com o modelo matemático desenvolvido no

$$\text{ponto 4.6.1.3, é de: } f_0 = \mathbf{3,44 \pm 0,02 \text{ Hz}}$$

Existe assim, apenas uma pequena discrepância de cerca de 2% entre a frequência própria prevista da plataforma e os valores experimentais medidos. O modelo teórico descreve bastante bem, neste aspecto, a plataforma que se construiu.

Previsão da frequência fundamental em que a plataforma entrará em ressonância

A frequência angular de ressonância (em amplitude) esperada para este oscilador é dada pela equação (36):

$$\omega_R = \sqrt{\omega_0^2 - 2\beta^2} \quad (36)$$

Neste caso particular: $\omega_0 = 21,19 \pm 0,19 \text{ rad/s}$; $\beta = 0,99 \pm 0,02 \text{ s}^{-1}$

$$\omega_R = 21,14 \pm 0,19 \text{ rad/s}$$

A plataforma construída é pouco amortecida ($\omega_a \gg \beta$) e portanto, de acordo com os resultados anteriores, são válidas as seguintes aproximações:

$$\omega_R \approx \omega_0 \approx \omega_a \quad f_R \approx f_0 \approx f_a$$

$$f_R \approx f_0 \approx f_a = 3,37 \pm 0,03 \text{ Hz}$$

Determinação do factor de qualidade associado às oscilações da plataforma

O factor de qualidade associado a este oscilador pode ser calculado considerando a equação (23) deduzida no ponto 4.6.1.1, deste capítulo:

$$Q = \frac{\omega_a}{2\beta} \quad (23)$$

$$Q = 10,69 \pm 0,31$$

Neste caso particular o factor de qualidade será de cerca de 11. Serão necessárias cerca de 11 oscilações da “construção”, colocada sobre a plataforma, para que a aceleração registada se reduza, relativamente ao valor inicial, de e^π vezes.

J.4 – Testar o comportamento da plataforma construída

Para testar o comportamento da plataforma, quando forçada a oscilar com diferentes frequências (simulando o seu comportamento quando de um evento sísmico), fez-se um ensaio do seu comportamento. Acoplou-se a plataforma à mesa vibratória e forçou-se o sistema a oscilar com frequências sucessivamente crescentes, compreendidas entre 0 e

11Hz (condições experimentais similares às utilizadas durante a calibração da mesa (actividade G)). Registou-se, com uma taxa de amostragem de 100 Hz, a aceleração a que a “construção” foi sujeita através do acelerómetro.

No quadro* 5 registam – se os valores da aceleração máxima na construção, bem como a respectiva frequência a que se verificou. Indica-se também uma estimativa da amplitude de oscilação (D) da construção, calculada de acordo com a equação (35), bem como do seu erro estimado a partir da equação (56).

$$D = \frac{a_{m\acute{a}x}}{(2 \cdot \pi \cdot f)^2} \quad (35)$$

Salienta-se a azul, a frequência de ressonância esperada para o oscilador, e a vermelho os valores mais elevados, quer da aceleração registada, quer da amplitude das oscilações estimadas. É notória a correlação entre estes valores e assim, também neste aspecto, a plataforma comporta-se, de acordo com o previsto, entrando em ressonância numa frequência ligeiramente superior a 3,4 Hz (a frequência prevista: $f_0 = 3,44 \pm 0,02$ Hz).

Representou-se graficamente (figura 41) a aceleração máxima registada sobre a plataforma nesta actividade e sobre a mesa (dados obtidos durante a calibração da mesa - actividade G) em função de frequência.

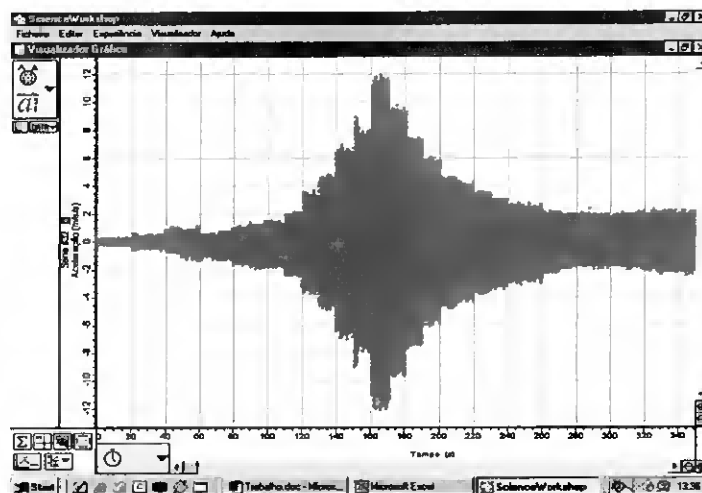


Figura 40: Padrão de como variou a aceleração máxima registada sobre a “construção” ao longo do ensaio em que periodicamente se aumentou a frequência de oscilação da mesa.

* Os dados constantes no quadro 5 foram registados e calculados de modo similar ao que permitiu completar o quadro 1, referente à calibração da mesa vibratória (actividade G).

Quadro 5 - Dados referentes ao estudo da plataforma anti-sísmica quando forçada a oscilar com frequências sucessivamente maiores

 a máx 	 a min 	a ± 0,10	T ± 0,002	f	f2	D aproximada
(m/s²)	(m/s²)	(m/s²)	(s)	(Hz)	(Hz²)	(mm)
0,276	0,247	0,26	0,842	1,187 ± 0,003	1,410	4,7 ± 1,8
0,518	0,429	0,47	0,660	1,515 ± 0,005	2,295	5,2 ± 1,1
1,100	0,711	0,91	0,575	1,739 ± 0,006	3,026	7,6 ± 0,9
0,953	1,235	1,09	0,540	1,851 ± 0,007	3,426	8,1 ± 0,8
0,635	1,118	0,88	0,501	1,995 ± 0,008	3,981	5,6 ± 0,7
0,753	1,271	1,01	0,429	2,333 ± 0,011	5,444	4,7 ± 0,5
1,012	1,541	1,28	0,395	2,530 ± 0,013	6,403	5,1 ± 0,5
1,282	1,700	1,80	0,380	2,630 ± 0,014	6,918	6,6 ± 0,4
2,029	2,347	2,19	0,354	2,827 ± 0,016	7,993	6,9 ± 0,4
3,388	3,412	3,40	0,333	3,004 ± 0,018	9,023	9,6 ± 0,4
4,659	4,659	4,66	0,323	3,101 ± 0,019	9,615	12,3 ± 0,4
6,918	6,682	6,80	0,309	3,239 ± 0,021	10,494	16,4 ± 0,5
7,706	7,824	7,77	0,293	3,416 ± 0,023	11,672	16,9 ± 0,4
11,394	11,929	11,66	0,285	3,514 ± 0,025	12,346	23,9 ± 0,5
9,406	9,635	9,52	0,278	3,602 ± 0,026	12,977	18,6 ± 0,5
7,043	7,581	7,31	0,268	3,729 ± 0,028	13,902	13,3 ± 0,4
5,662	5,624	5,64	0,260	3,848 ± 0,030	14,804	9,7 ± 0,3
4,395	4,299	4,35	0,246	4,070 ± 0,033	16,565	6,6 ± 0,3
3,704	4,472	4,09	0,239	4,182 ± 0,035	17,492	5,9 ± 0,2
3,416	3,609	3,51	0,225	4,439 ± 0,040	19,701	4,5 ± 0,2
2,988	3,200	3,09	0,213	4,701 ± 0,044	22,104	3,6 ± 0,2
2,588	2,776	2,68	0,207	4,826 ± 0,047	23,293	2,9 ± 0,2
2,541	2,824	2,68	0,201	4,970 ± 0,050	24,703	2,8 ± 0,2
2,000	2,071	2,04	0,181	5,525 ± 0,061	30,524	1,7 ± 0,1
1,906	1,812	1,86	0,165	6,061 ± 0,073	36,731	1,3 ± 0,1
1,788	1,600	1,69	0,149	6,729 ± 0,090	45,286	0,9 ± 0,1
1,981	1,616	1,57	0,140	7,138 ± 0,102	50,948	0,8 ± 0,1
1,808	1,648	1,73	0,129	7,746 ± 0,120	59,999	0,7 ± 0,1
1,871	1,664	1,77	0,123	8,157 ± 0,132	66,530	0,7 ± 0,1
2,029	1,743	1,89	0,115	8,681 ± 0,151	75,352	0,6 ± 0,1
1,997	2,032	2,01	0,107	9,390 ± 0,175	88,166	0,6 ± 0,1
2,060	1,995	2,20	0,102	9,833 ± 0,192	96,685	0,6 ± 0,1
2,044	1,711	1,88	0,096	10,471 ± 0,217	109,646	0,4 ± 0,1
1,950	1,806	1,88	0,091	11,025 ± 0,242	121,559	0,4 ± 0,04

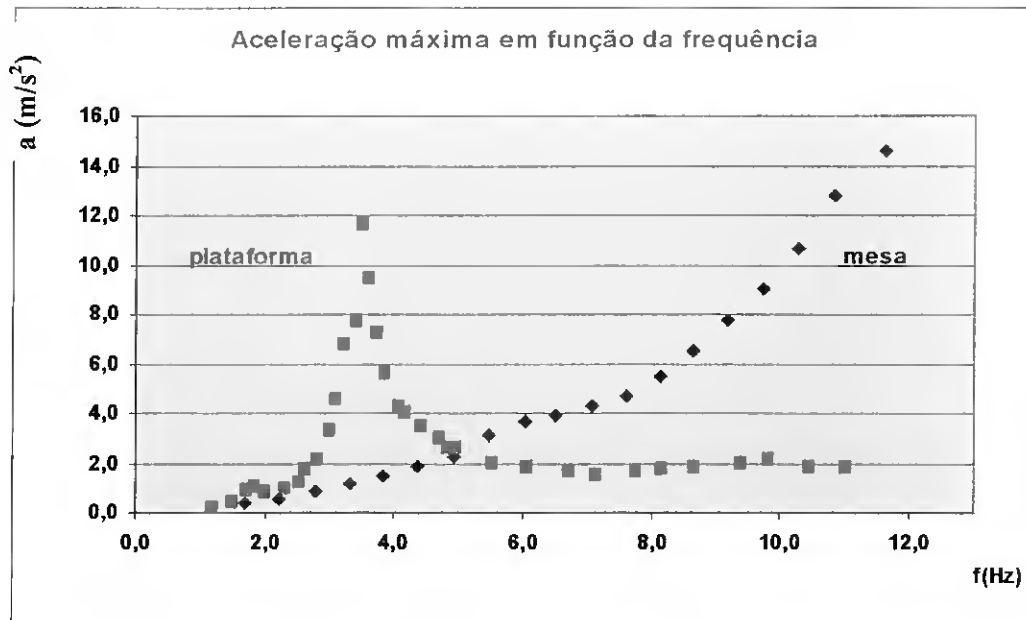


Figura 41: A aceleração máxima registada sobre a plataforma e sobre a mesa em iguais condições experimentais em função da frequência de oscilação. A plataforma entra em ressonância, amplificando as oscilações da mesa, para uma frequência de cerca de 3,5Hz.

Caracterizada a plataforma verificou-se se ela cumpria o objectivo com que foi construída – isolar uma construção das oscilações do solo com determinadas frequências. De acordo com a exploração analítica feita no ponto 4.6.1.3, esta plataforma deve isolar uma “construção” de oscilações do solo com frequências superiores a $2x f_0 \approx 6,8$ Hz. Isto é, para frequências nesta gama, o solo deve oscilar mas a construção deve ter um movimento desprezável.

A representação gráfica (figura 42) da amplitude das oscilações da “construção” quando colocada sobre a plataforma, em função da frequência mostra que, a partir de cerca de 6Hz, a amplitude da oscilação se aproxima de zero, tal como era previsto.

O isolamento da plataforma (para frequências superiores a 6 Hz) foi ainda testado doutro modo (figura 43). Fixou-se sobre a plataforma um frasco, parcialmente cheio de uma solução colorida e fixou-se também, na superfície da mesa sísmica um outro frasco idêntico. O sistema foi forçado a oscilar com uma frequência de 7 Hz e observaram-se comportamentos distintos na superfície livre dos dois líquidos, tal como se regista na figura

43. Só se observaram oscilações, de amplitude considerável, no frasco colocado sobre a mesa o que significa que, a plataforma funcionou como previsto, isolando o líquido das oscilações da mesa.

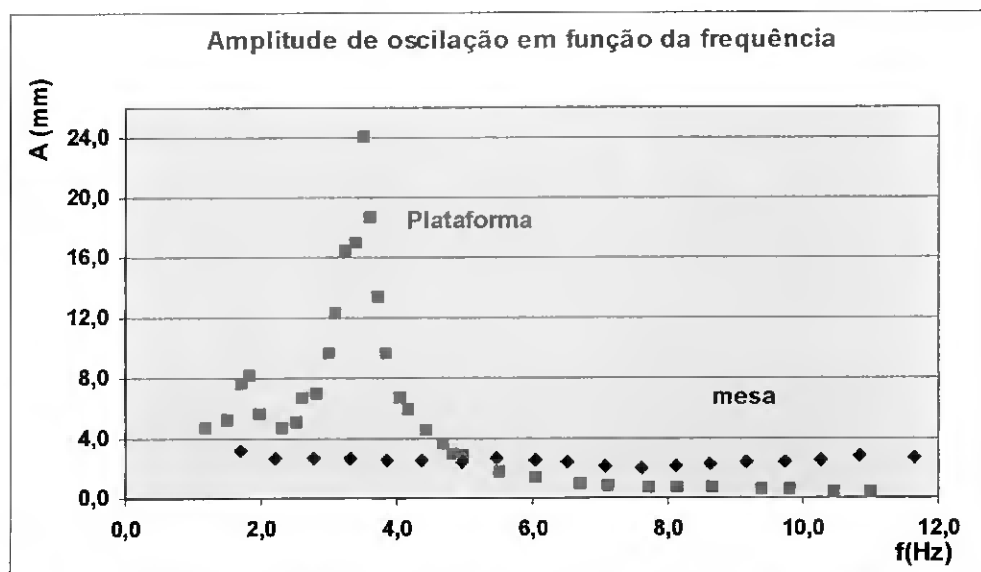


Figura 42: Amplitude de oscilação estimada de uma “construção” colocada sobre a plataforma e a amplitude de oscilação da própria mesa em função da frequência. Para frequências superiores a 6Hz a amplitude de oscilação da “construção” aproxima-se de zero.



Figura 43: Um dos frasco (e o seu conteúdo) está isolado das oscilações da mesa pois está colocado sobre a plataforma anti - vibração – a superfície livre do líquido mantém-se horizontal. No outro frasco, colado sobre a mesa, pode-se observar as oscilações na superfície livre do líquido.

5 – Breve reflexão final

No trabalho desenvolvido, procurou-se mostrar que a Sismologia, por ser uma área onde confluem diferentes saberes, quer da Física, quer da Geologia, quer da Matemática, oferece um enquadramento ideal e não forçado para uma abordagem interdisciplinar de conceitos e leis da Física. Temas como, por exemplo, Ondas, Forças e Movimentos, e Energia, tradicionalmente ensinados nas aulas de Física do ensino secundário, podem ser ensinadas/aprendidas de modo mais motivador e relevante se, integrando diferentes saberes*, forem apresentados num contexto inquiridor sobre o Mundo e, como modos de interpretar/inferir informações sobre os processos físicos que ocorrem na Terra e também sobre os seus efeitos.

No decorrer do trabalho, e por opção inicial, desenvolveram-se diferentes modelos experimentais. Procurou-se aliar nestas actividades três aspectos: a “visualização” final de processos que, pela sua dimensão espacial e temporal não são fáceis de observar; mas também o desenvolver capacidades associadas ao trabalho experimental e o comparar criticamente, em todas as fases da construção, o comportamento dos modelos com os processos que se desejavam modelar. Todo este processo é muito rico, pois todos os sucessos e insucessos envolvidos na escolha, montagem e testagem dos materiais podem contribuir para uma aprendizagem relevante e envolvente de conceitos e/ou metodologias da Física.

Existem muitas outras situações no âmbito da Sismologia que não foram exploradas neste trabalho e que são também apropriadas para ensinar/aprender Física. Existem, sem dúvida, modos de melhorar e modificar as sugestões apresentadas mas, penso que o presente trabalho pode contribuir para uma das grandes finalidades educativas, que é a melhor literacia científica dos jovens.

* São sumariadas no quadro 1, capítulo 1 (página 8), diferentes conexões interdisciplinares implícitas e possíveis de dinamizar com base nas actividades que se desenvolveram ao longo deste trabalho.

6 - Bibliografia

- Abreu, M.C., Matias, L., Peralta L.(1994). Física Experimental - Uma introdução, Editorial Presença, Lisboa.
- American Geophysical Union (1995). Seismic Sleuths - A teacher's package for grades 7-12. (1995), Washington.
- Baptista, J., Melo, M. (1995). Ciências da Terra e da Vida – 10º ano, Editorial o Livro, Lisboa.
- Bolt, B. (1999). Earthquakes, Freeman, New York, 4ª ed.
- Clark, B., Kleinberg, R. (2002). Physics in Oil Exploration, *Physics Today*, vol 55 (4), 48-53.
- Costa, P. (2000). Estrutura do Interior da Terra, *Comunicar Ciência*, nº4, 6.
- Deus, J., Pimenta, M., Noronha, A., Pena, T., Brogueira, P.(1992). Introdução à Física, Mc-GrawHill, Lisboa.
- Doyle, H. (1995). Seismology, Wiley& Sons, England.
- Fowler, C.R.(2000). The Solid Earth, an Introduction to Global Geophysics, Cambridge University Press, United Kingdom.
- Gough, W., Richards, J., Williams, R. (1996). Vibrations and Waves, Prentice Hall, United Kingdom, 2º ed.
- Gouveia, J., Sousa, A., Machado, M. (1996). Ciências da Terra e da Vida -10º ano, Areal Editores, Porto.
- Halliday, D., Resnick, R., Walker, J. (1997). Fundamentals of Physics, John Wiley & Sons, New York, 5º ed.
- Hecht, E. (1991). Óptica, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Kanamori, H., Brodsky, E. (2001). The Physics of Earthquakes, *Physics Today*, vol. 54 (6), 34-40.

- Keller, R, Pinter, N.(2002). Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape, Prentice Hall, New Jersey, 2º ed.
- Key, T., Smidrovskis, R. (2000). Measuring the Speed of Sound in a Solid, *The Physics Teacher*, vol. 38 (2), 76-77.
- King,C. (2000). The Earth's Mantle is Solid: Teacher's Misconceptions about the Earth and Plate Tectonics, *School Science Review*, vol 82 (298), 57-64.
- Lourenço, H., Jácome, M.(1998). Ciências naturais, ESRUC- unidade 1 e 2, Lisboa Editora, Lisboa.
- Lowrie,W. (1997). Fundamental of Geophysics, Cambridge University Press, United Kindgom.
- Mak, S., Ng, Y., Wu, K. (2000). Measurement of the Speed of Sound in a Metal Rod, *Physics Education*, vol.35, November 2000, 439- 445.
- Mak, S., Ng, Y., Wu, K. (2002). Length Measurement Using the Piezoelectric Effects, *Physics Education*, vol.37, March 2002, 154- 155.
- Marion, J.,Thornton, M. (1995). Classical Dynamics of Particles and Systems, Saunders College Publishing; Philadelphia, 4ªed.
- Martins, I., Matias, L., Victor, L.(1998). Estudo da Atenuação do Sinal Sísmico na Região Sul de Portugal Continental, Comunicações de Geofísica -1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG, Lagos, 23-25 de Novembro, 101-107.
- Mateus, A.(2000). Sismos, *Comunicar Ciência*, nº4, 1.
- Matias, L., Torres, L.(2000). O Ensino Experimental da Sismologia, *Comunicar Ciência*, nº4, 4-5.
- Ministério da Educação (1996). Ciências Físico-Químicas 10º - 11º anos. Orientação e Gestão de Programas. Departamento do Ensino Secundário, Lisboa.

- Ministério da Educação (1996). Ciências da Terra e da Vida 10º - 11º anos. Orientação e Gestão de Programas. Departamento do Ensino Secundário, Lisboa.
- Nottis, K. (1999). Using Analogies to Teach Plate –Tectonics Concepts, *Journal of Geoscience Education*, vol. 47, 439-454.
- Oliveira, C. (2000). Os Sismos e as Construções, *Comunicar Ciência*, nº4, 7.
- Press, F., Siever R. (2000). *Understanding Earth*, Freeman, New York.
- Reading, A (1999). Antarctic Seismology, *Physics Education*, vol. 34, July 1999,175-179.
- Ribeiro, A., Cabral, J. (2000). Sismos, *Comunicar Ciência*; nº4, 3.
- Ribeiro, C. (2001). Risco Sísmico no Algarve, *Sulstício*, nº7, 46-53.
- Salter Horner Advanced Physics-A2, Students Book. (2001). Heinemann Educational, London.
- Scholz, C. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press, United Kingdom, 2ª ed.
- Tape, C. (2000). Aquarium, Computer, and Alaska Range Mirages, *The Physics Teacher*, vol 38 (5), 308-311.
- Wallace, M. K. H. (1998). Can Earthquakes Be Predicted?, *Journal of Geoscience Education*, vol. 46, 439 – 448.
- World Data Center A for Solid Earth Geophysics (1979). *Manual of Seismological Observatory Practice*, Edinburgh.

Sítios da Internet consultados (com um comentário breve)

<http://aster.unice.fr> ; Páginas do “Projecto Áster 06”. Encontram-se aqui actividades que permitem a análise de sismogramas, informação sobre sismos recentes e software específico de que se pode fazer o “download” gratuito. É o caso do software – OndeP. França. Acedido em 2/9/02.

OndeP – programa desenvolvido por J. F. Madre, que permite simular o trajecto das ondas P no interior da Terra e visualizar a formação da zona de sombra.

<http://earth.leeds.ac.uk/dynamicearth/index.htm>; Páginas da Leeds University; onde se encontram módulos educativos sobre Sismologia. UK. Acedido em 1/9/02.

<http://earthobservatory.nasa.gov>; Página com objectivos educativos da responsabilidade da Nasa. Permite aceder a um conjunto de actividades sobre o uso de imagens de satélite na obtenção de informações sobre a Terra. USA. Acedida em 2/9/02.

<http://jllahr.com/Science>; Página do sismólogo John Lahr. Encontram-se diferentes actividades relacionadas com a Sismologia e outras áreas científicas. USA. Acedido em 1/11/02.

<http://lasker.princeton.edu>; Páginas do “Projecto PEPP”. Encontra-se aqui um conjunto de actividades de interpretação de sismogramas desenvolvidas pela Princeton University. USA. Acedida em 2/9/02.

<http://mae.ce.uiuc.edu>; Páginas do “Mid-America Earthquake Center”. Permite aceder a um conjunto de actividades educativas sobre engenharia sísmica. USA Acedida em 2/9/02.

<http://mceer.buffalo.edu>; Páginas do “Multidisciplinary Center for Earthquake Engineering Research”. Encontram-se aqui, para além de informação científica algumas actividades educativas sobre, por exemplo, o comportamento de solo e estruturas durante um evento. USA. Acedido em 1/11/02.

<http://nsmg.wr.usgs.gov>; Páginas do “United States National Strong-Motion Program”. USA. Acedido em 1/11/02.

<http://psn.quake.net/software.html>; Páginas do grupo “Public Seismic Network”. Para além de outras informações permite fazer o “download” da versão “trial-demo” do software WinQuake2,6, desenvolvido por Larry Cochran. Este software permite visualizar e trabalhar com registos sísmicos. USA. Acedido em 1/11/02.

<http://quake.wr.usgs.gov/info/listen/index.html>; Página do U.S.Geological Survey em que se podem explorar diferentes analogias entre o espectro das ondas sísmicas e o espectro audível emitido por um altifalante. USA. Acedido em 1/8/02.

<http://quake.wr.usgs.gov>; Página do U.S.Geological Survey. O “link – research” permite aceder a informações sobre diferentes investigações em curso. USA. Acedido em 1/8/02.

<http://www.cen.bris.ac.uk/students/eqteach/97/photos>; Página que permite aceder a um ficheiro de imagens da Bristol University. As imagens são sobre danos em estruturas causados por um sismo. UK. Acedido em 1/8/02.

<http://www.eas.slu.edu/People/DJCrossley/prem.txt>; Permite aceder a um ficheiro da Saint Louis University que contém dados relativos ao PREM. USA. Acedido em 1/11/02.

<http://www.ess.washington.edu>; Página do “Shake Map. Working Group”. Permite aceder a informações da velocidade e aceleração máximas registados no solo durante sismos recentes. EUA. Acedido em 1/11/02.

<http://www-ext.lnec.pt>; Página do Laboratório Nacional de Engenharia Civil. Permite aceder a informações sobre investigações em curso. Portugal. Acedido em 1/11/02.

<http://www.geol.binghamton.edu/faculty/jones/jones.html>; Página de Alan Jones, professor de Geofísica na da Binghamton University. Permite fazer o “download”

gratuito de programas com objectivos educativos relacionados com Sismologia, desenvolvidos por. UK. Acedido em 1/11/02.

Seismic Waves - permite visualizar o trajecto das ondas sísmicas através do interior da Terra e observar os sismogramas registados, na superfície, num conjunto de estações a diferentes distâncias do epicentro.

SeismicEruption – permite visualizar a sismicidade e a actividade vulcânica no tempo e no espaço desde 1960. A actualização dos registos sísmicos pode ser feita através da Internet.

<http://www.geol.binghamton.edu/faculty/barker/demos>; Página de um professor de Geofísica da Binghamton University. Permite aceder a um conjunto de demonstrações experimentais relacionadas com conceitos geofísicos. UK. Acedido em 1/11/02.

<http://www.iris.edu>; Página do consórcio IRIS. Permite, entre outra informação disponível sobre Sismologia, aceder a um conjunto de panfletos educativos. USA. Acedido em 2/9/02.

www.kettering.edu/~drussel/demos.html; Página desenvolvida por Dan Russel da Kettering University Applied Physics. Encontraram-se animações dos movimentos das partículas num meio onde se propagam diferentes tipos de ondas mecânicas. USA. Acedida em 2/9/02.

www.nature.com/nature/debates/earthquake/quake_frameset.html; Artigos de diferentes sismólogos sobre o tema “Is the Reliable Prediction on Individual Earthquake a Realistic Scientific Goal?”, 1999. Acedido em 1/8/02.

www.pasco.com; Informações sobre o material disponível nos catálogos Pasco. Acedido em 1/8/02.

www.picotech.com; Pico, Techonology Limited; User Manual ADC 10. Acedido em 1/8/02.

<http://www.scecdc.scec.org/Module/>; Página da Southern California Earthquake Center. Encontram aqui módulos educativos sobre diferentes tópicos da sismologia. USA. Acedido em 1/8/02.

www.seismology.harvard.edu/~dziewons; Página da Harvard University. Permite aceder a informações sobre as investigações que Dziewonski realizou sobre a estrutura interna da Terra utilizando a tomografia como técnica. USA. Acedida em 2/9/02.

www.seismology.harvard.edu/projects/3D/S20A/S20A.html; Página da Harvard University. Permite aceder a um resumo do trabalho de Ekstrom e Dziewonski: The Unique Anisotropy of the Pacific Upper Mantle, 1998. USA. Acedido a 2/9/02.

Anexos

Anexo I - Algumas incorrecções detectadas na literatura consultada

Nos manuais de Ciências da Terra e da Vida do 10º ano, na literatura consultada e em sites da Internet encontraram-se algumas incorrecções e/ou ideias indutoras de erro. Fez-se o levantamento/transcrição dessas incorrecções e teceram-se alguns comentários.

Capítulo 2 - Como investigar o interior da Terra?

Salters Horner Advanced Physics-A2; Heinemann Educational; 2001

Página 197: “ The Earth’s crust is relatively thin and is made of a number of continental and oceanic plates that float on the mantle”.

Comentário: As placas a que o livro se refere são formadas pela crosta e por parte do manto superior - flutuam na astenosfera, zona no interior da Terra cuja parte superior tem um comportamento plástico.

Página 203 (Figura 1): Esquema utilizado para explicar a formação da zona de sombra P.

Comentário: O raio sísmico indicado a vermelho não limita a zona de sombra. Ele vai refractar-se e atingir a superfície a uma distância angular de cerca de 188º, medidos a partir do foco.

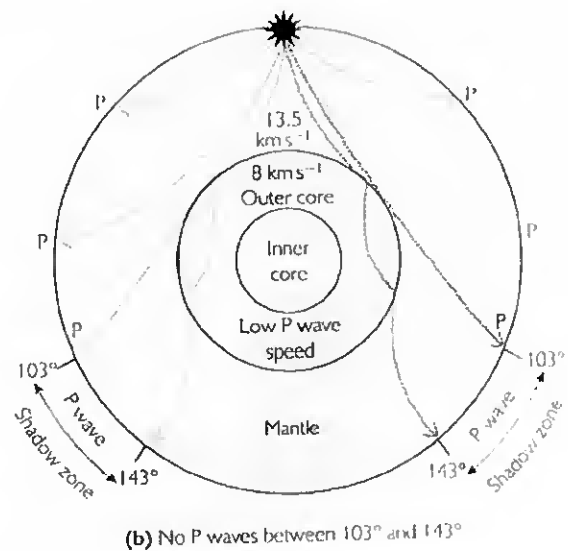


Figura 1: No P waves between 103° and 143°.

Ciências da Terra e da Vida; Editorial o Livro; 1995

Página 36: “As reflexões na superfície externa da Terra dão origem às ondas superficiais”.

Comentário - As reflexões na superfície da Terra dão origem a fases sísmicas tipo PP, PS que são ondas volúmicas. As múltiplas reflexões internas, numa camada superficial, vão dar origem sim, a ondas superficiais de Love que ficam confinadas a essa camada.

Página 37 - “ As ondas superficiais propagam-se com velocidade constante”

Comentário - A velocidade das ondas superficiais não é constante, mas depende da sua frequência – são ondas dispersivas.

Página 40: “Pode considerar-se que as ondas sísmicas se propagam como ondas luminosas”.

Comentário – As ondas luminosas são ondas electromagnéticas - não se propagam por interacção com o meio; as ondas sísmicas são ondas elásticas que envolvem as vibrações das partículas constituintes do meio. A oscilação do campo eléctrico e do campo magnético numa direcção perpendicular à direcção de propagação de uma onda luminosa só tem um comportamento semelhante às oscilações das partículas, provocadas por uma ondas tipo S, também perpendiculares à direcção de propagação da onda.

Página 40: Apresenta um esquema semelhante ao apresentado no livro Salters Horner Advanced Physics-A2, página 203, já referenciado (figura 1).

Página 40: “qualquer estação existente na zona de sombra não recebe nem ondas S nem P”.

Comentário: Qualquer estação situada na zona de sombra não detecta ondas S e P directas mas pode detectar, por exemplo ondas PP, PS ou SSS que sofreram reflexão na superfície da Terra ou ondas cujo trajecto passou no núcleo interno da Terra – ondas PKIKP.

Ciências Naturais; Lisboa Editora; 1998

Página 33 (Figura 2) -

Comentário: A figura 2 não representa um sismograma real mas sim um esquema de um registo deste tipo. Um sismograma representa um registo, no tempo, da chegada das diferentes oscilações a uma estação. É impossível fazer neste registo uma leitura directa do comprimento de onda, pois o comprimento de onda está relacionado com a periodicidade no espaço e não no tempo.

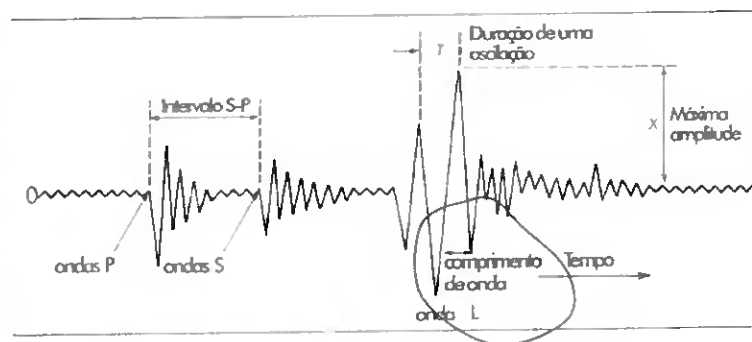
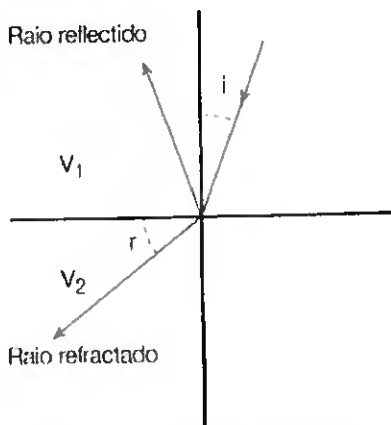


Figura 2: Sismograma

Ciências da Terra e da Vida; Areal Editores; 1996

Página 79 (Figura 3)-



Esquema do trajecto de um raio sísmico ao atravessar meios de diferente natureza rochosa.

Lei de Snell:

$$\frac{\cos i}{\cos r} = \frac{v_1}{v_2}$$

Comentário: Na lei de Snell os ângulos são medidos relativamente à normal ao plano de incidência. A fórmula, de acordo com os dados da figura, deveria ser:

$$\frac{\sin i}{\cos r} = \frac{v_1}{v_2}$$

Figura 3: Esquema do trajecto de um raio sísmico ao atravessar meios de natureza diferente.

Página 83 – Comete-se um erro idêntico ao já referido - Ciências Naturais; Lisboa Editora, página 33.

Página 131 – “A ausência de registos de ondas P entre 103 e 143° define a chamada zona de sombra”.

Comentário – Na zona de sombra não são detectadas ondas P directas, como é referido, mas podem ser detectadas ondas longitudinais tais como: PP, SP...

Introdução à Física; Mc Graw Hill; 1992

Página 39 – Esquema representando a:

- A não propagação das ondas S através do núcleo externo.
- O desvio na trajectória das ondas P, no núcleo externo.

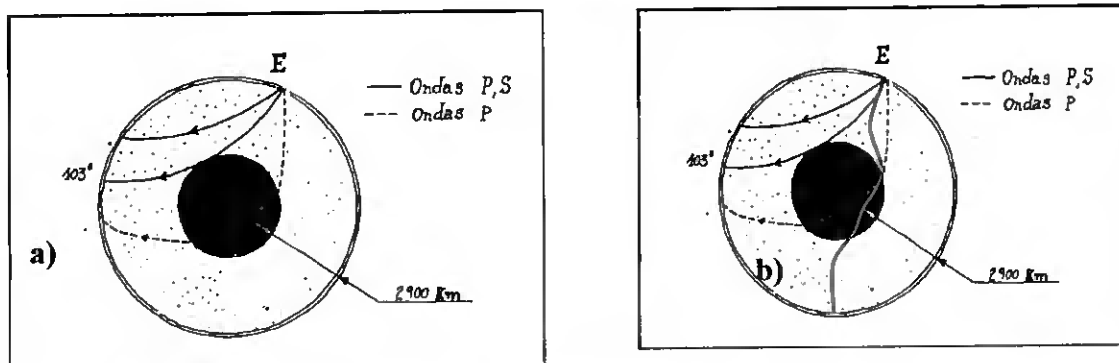


Figura 4: a) Esquema que se encontra no livro; b) Esquema corrigido

Comentário – O trajecto da onda P, representada na figura a) a tracejado, está errado. A curvatura do raio no interior do manto é em sentido oposto – há medida que a profundidade aumenta, aumenta também a velocidade de propagação e o raio sofre refacção afastando-se da normal (ocorre a situação inversa quando a profundidade diminui). O trajecto correcto do raio seria o indicado na figura b) a vermelho.

http://earthquake.usgs.gov/image_glossary/shadow_zone.html; Página do U.S. Geological Survey – Corresponde a um dicionário de conceitos utilizados em Sismologia.

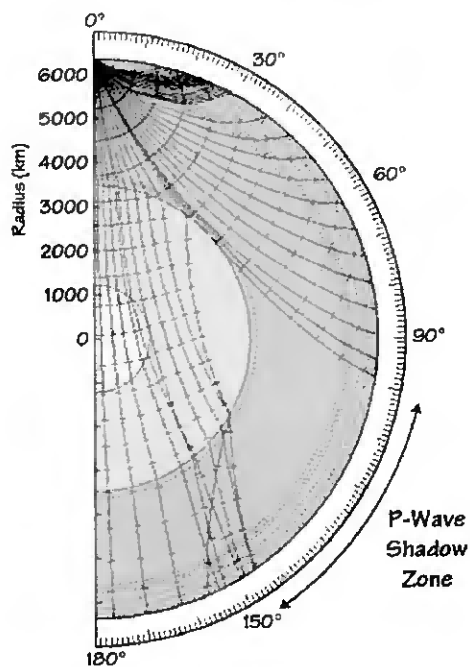


Figura 5: Simulação da trajetória de raios P através da Terra.

A figura simula a trajetória dos raios P através das diferentes zonas do interior da Terra.

Comentário – Alguns dos raios, cuja trajetória passa no núcleo interno, vão-se refractar, afastando-se da normal (a velocidade de propagação no núcleo interno é superior à velocidade de propagação no núcleo externo) e vão atingir a superfície da Terra na zona de sombra P – a figura não o mostra. A detecção de algumas destas fases sísmicas por sismómetros na zona de sombra foi, e é, um argumento importante na inferência da existência de um núcleo interno sólido na Terra.

Capítulo 3 – Porque ocorrem os sismos?

Ciências Naturais; Lisboa Editora; 1998

Página 30– “A falha forma-se em virtude de tensões existentes no interior do globo terrestre.”

Comentário - A falha resulta de tensões elevadas e deformações acumuladas num material que, nessas condições sofre fractura frágil. Estas condições só são possíveis na litosfera – camada mais superficial da Terra.

Página 31 – “Quando a intensidade das forças ultrapassar o coeficiente de resistência das rochas, estas fracturam-se, libertando simultaneamente a energia acumulada e dando origem ao sismo.”

Comentário - Confundem o coeficiente de atrito com a força de atrito. Não se liberta toda a energia acumulada.

Página 41- “Log. de $E = 1,14 + 1,5M$ ”

“E representa a energia libertada medida em erg e M é o valor da magnitude na escala de Richter. 1erg corresponde ao trabalho realizado pela força de 1 dine que desloca o seu ponto de aplicação de 1cm na direcção da força. “

Comentário - Utilizam unidades que não são do S.I. e que não são habitualmente utilizadas nas aulas de Ciências Físico - Químicas.

Ciências da Terra e da Vida; O Livro; 1995

Página 34 – “Quando é ultrapassado o limite de resistência à deformação, isto é, quando se excede o seu coeficiente de elasticidade, dá-se uma ruptura com libertação de energia.”

Comentário - Confundem os conceitos de módulo elástico, coeficientes de atrito, forças elásticas e forças de atrito.

Página 44 – “As setas representam os limites em compressão. “

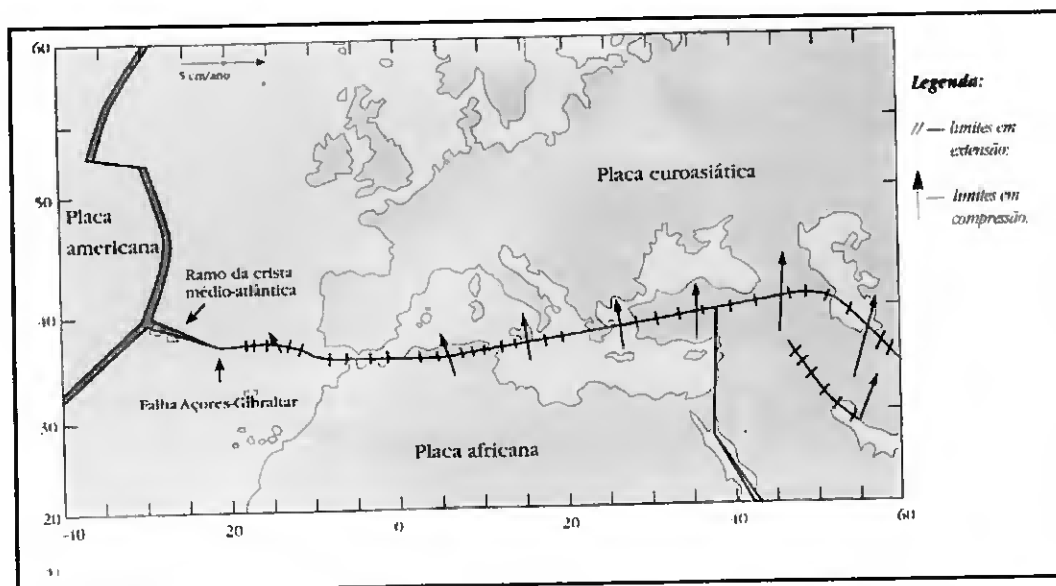


Figura 6: Mapa representando a zona limite entre as placas Euroasiática e Africana.

Comentário: Confundem velocidade relativa com deformações apesar de, existir no mapa um vector com uma escala indicando – 5 cm/ano. Não referem quem se move em relação a quem.

Ciências da Terra e da Vida; Areal; 1996

Página 74 – “Quanto maior a intensidade de um sismo, maior será a área de ruptura da crosta. Num sismo que liberte pouca energia, ou seja, de baixa magnitude, a ruptura reduz-se quase a um ponto, isto é, ao hipocentro ou foco sísmico.”

Comentário: Relacionam intensidade sísmica com a área de ruptura; a relação que se pode efectuar é entre o momento sísmico ou magnitude e área de ruptura. Induzem a que se pense numa ruptura numa falha como um ponto, tal como é representado nos mapas de grandes escalas. A ruptura não se limita à crosta.

Página 74 – “A libertação de energia ocorre quando nas rochas os valores das forças de tensão ultrapassam certos valores”.

Comentário: Não referem a necessidade de ocorrer fractura – comportamento frágil das rochas. A expressão “Certos valores” é ambígua.

Página 77 – “Segundo esta teoria existem 12 grandes placas, com espessura variável (até 70 km de profundidade em áreas continentais e menos espessura nos fundos oceânicos), que manifestam rigidez relativamente à astenosfera.”

Comentário: A profundidade da litosfera, e que os autores do livro citam noutros contextos, não coincide com os valores aqui apresentados.

Página 77 – “As placas possuem mobilidade relativa entre si, ao longo de regiões onde se concentra o movimento, ou seja, nos seus limites.”

Comentário: O movimento relativo das placas não se concentra nas zonas fronteira. As placas movem-se (rodando em torno de um pólo) com uma dada velocidades angulares. É nas zonas fronteira que esse movimento resulta em deformações, acumulando-se energia e provocando actividade sísmica tectónica.

Página 85 – “Os efeitos dos sismos podem ser comparados por meio de uma escala de intensidades, proposta por Mercalli, ou segundo uma escala de energia, proposta por Richter.”

Comentário - A escala de Richter não é uma escala de energia – podemos sim relacionar magnitude com energia.

Página 87 – “Os sismos de maior amplitude podem ser precedidos por abalos premonitórios ou precursores, de um modo geral em pequeno número e de pequena intensidade.”

Comentário - Confundem a amplitude, uma característica das ondas sísmicas, com o sismo em si. Sismos de maior magnitude envolvem a emissão de ondas de maior amplitude. Os

sismos de grande magnitude nem sempre são precedidos de precusores – se assim fosse, seria mais fácil fazer previsões a curto prazo.

Página 88 – “A magnitude de um sismo relaciona-se com a energia libertada no foco sísmico, pela relação:

$$\text{Log}E=11,8+1,5M$$

E - energia (ergs) M – magnitude”

Comentário – A energia não se liberta apenas no foco mas sim em toda a zona onde ocorre deslizamento. Utilizam unidades que não são do S.I. e não explicam o seu significado.

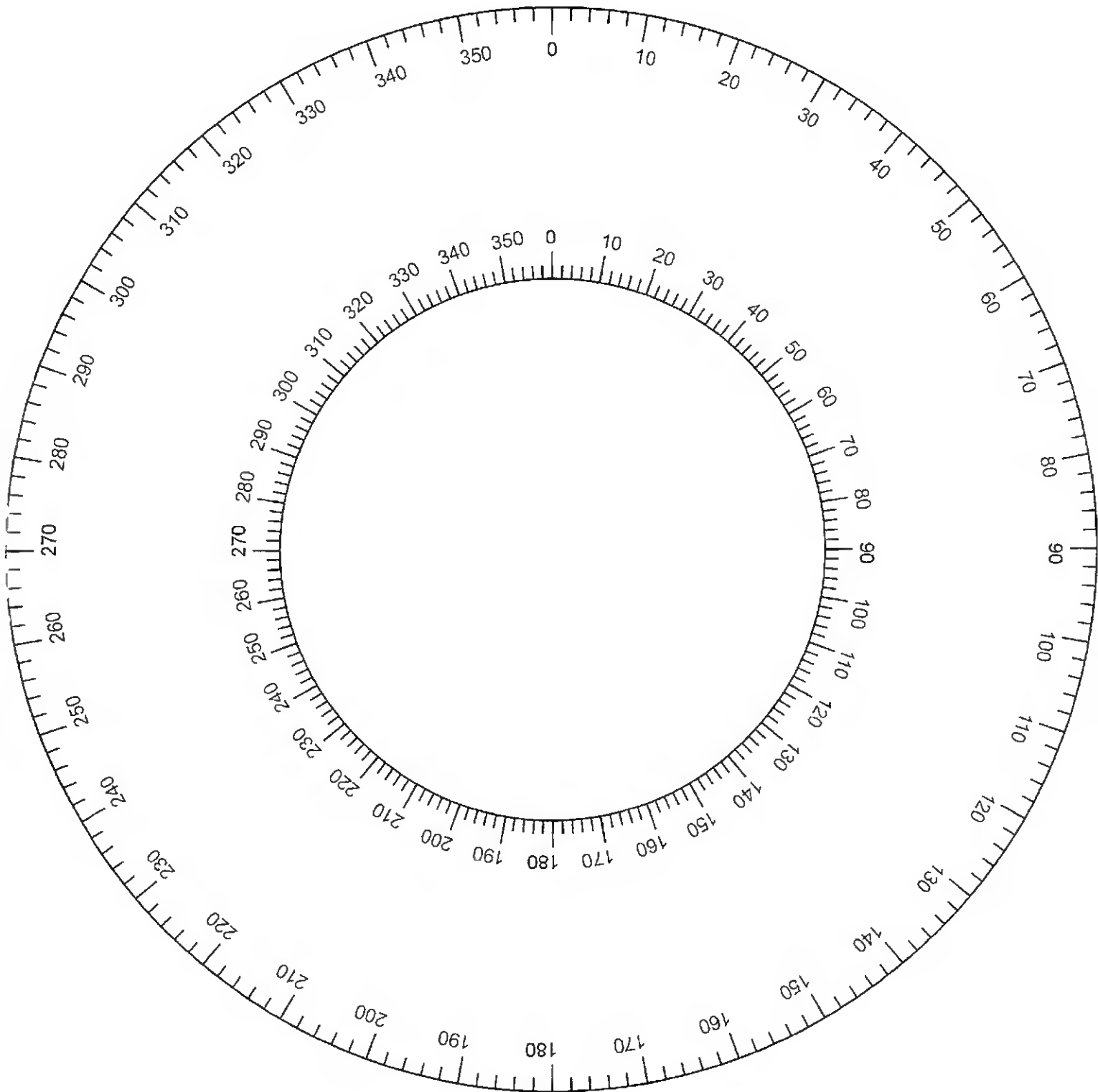
Página 97 – “Parece haver uma relação entre clima chuvoso e o número de abalos sísmicos.”

Comentário - Sem outro tipo de dados para comentar esta afirmação é um convite à credence e a superstição.

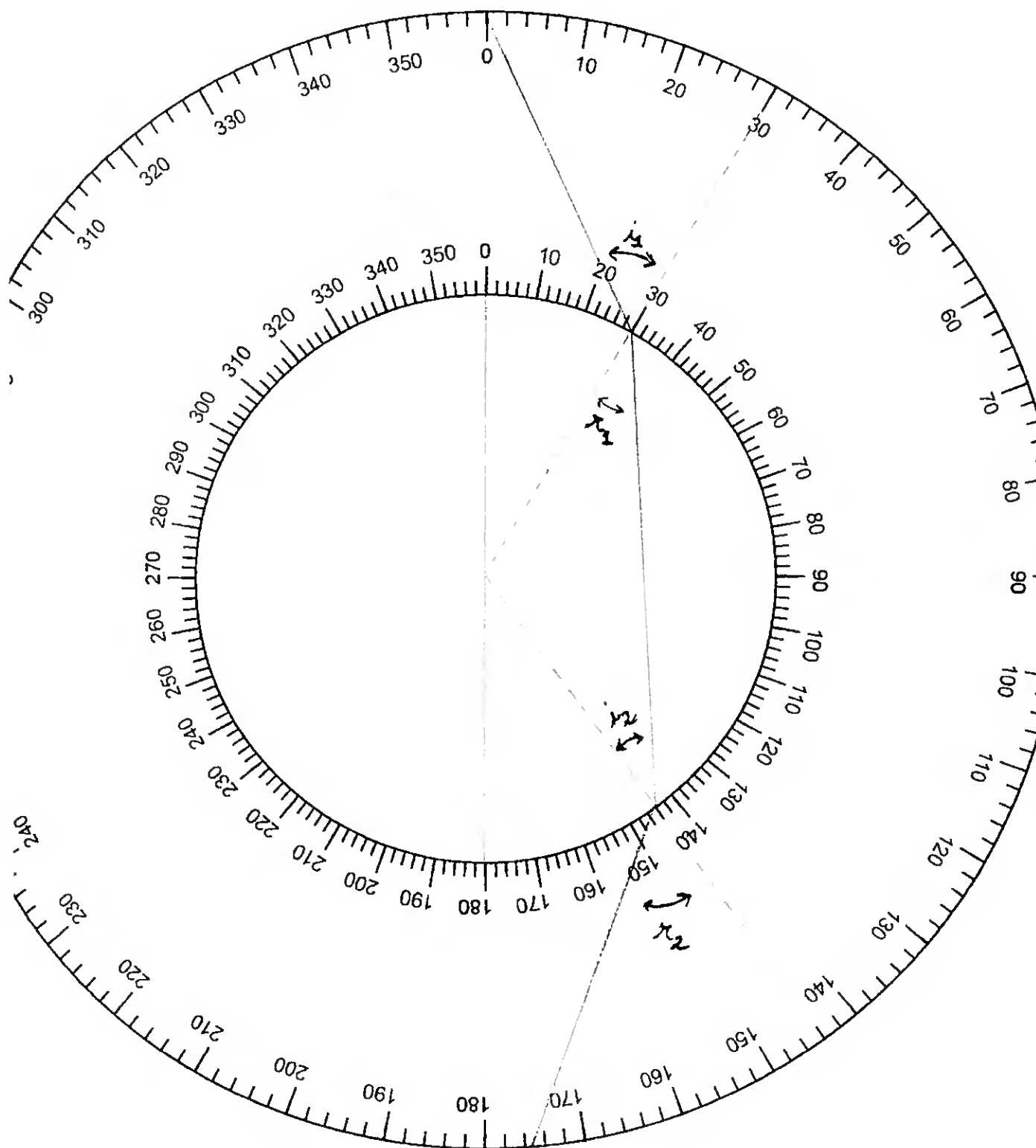
Anexo II

Actividade experimental E

Folha com a marcação das dimensões do disco de acrílico utilizado e da superfície exterior considerada. A cada uma das marcações está associada uma escala angular.

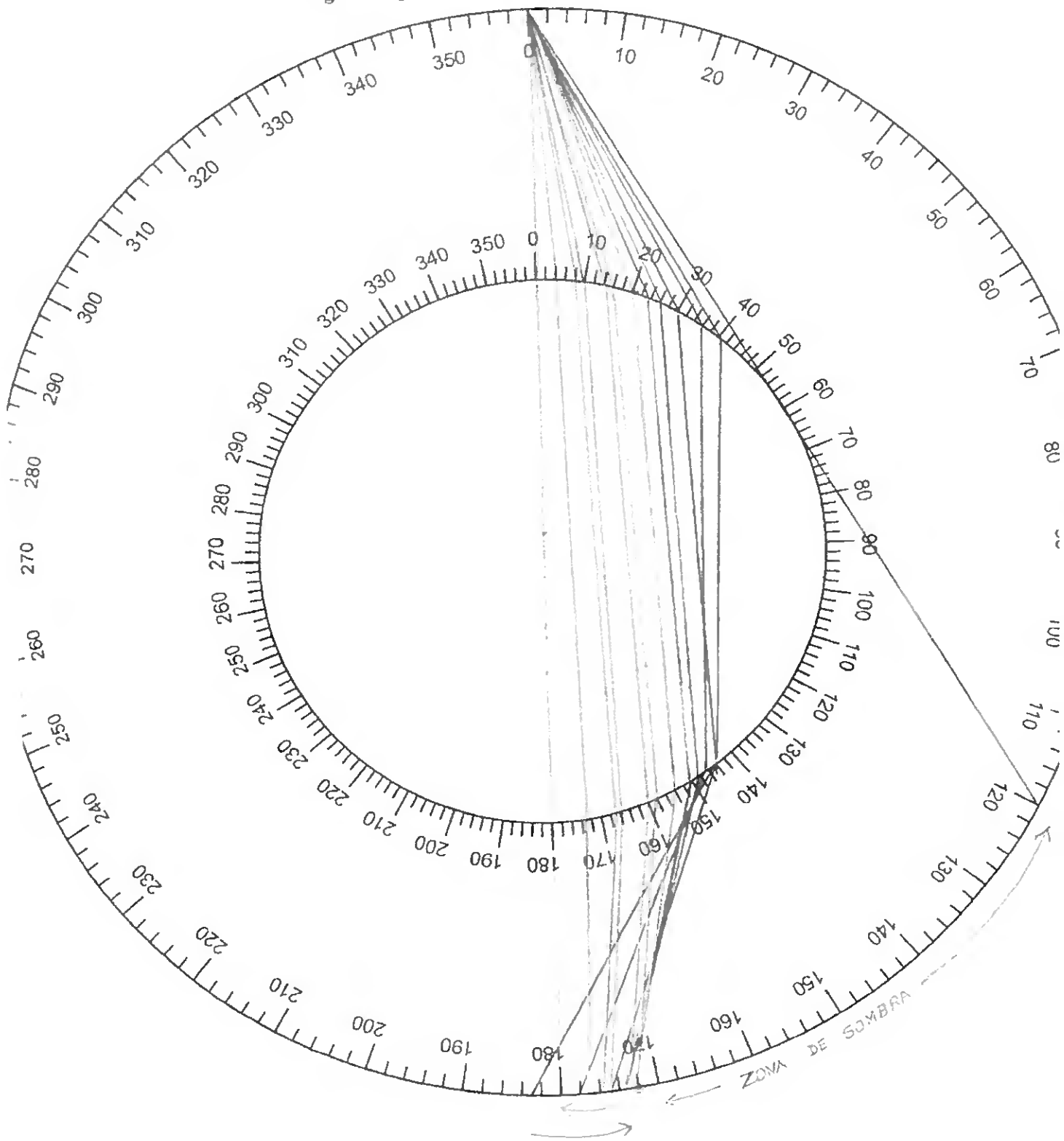


Anexo II
Determinação do índice de refração do acrílico



Anexo II

Qual a relação entre a distância angular com que incide um raio no “núcleo” e a distância angular a que emerge na “superfície da Terra”?



Anexo III

Como foi construída e montada a “Máquina dos Sismos”?

1- Material utilizado* na construção da estrutura

- 1 prancha de contraplacado marítimo com as dimensões: 50x30x0,7 cm
- 4 hastes de ferro de altura 15 cm
- 2 rolos em nylon de diâmetro 5 cm
- 1 polia em nylon de diâmetro 8 cm
- porcas e anilhas
- 1 fita de lixadeira (P230) com as dimensões: 10x35 cm

2 – Acessórios utilizados na montagem da “Máquina dos Sismos”

- Computador, Windows 98
- Gerador de tensão contínua 0-12 V; 1,2A
- Motor eléctrico DC, 12 V; 3,5 A máx.; com uma polia de 1,5 cm de diâmetro
- Corrente de transmissão (plástico maleável)
- Um bloco de madeira de 10x4x4 cm e de massa 80 g
- 4 Grampos de fixação (ligação da Máquina dos Sismos à mesa de trabalho)
- 2 Molas ($k \cong 24 \text{ N/m}$), 1 elástico ($k \cong 100 \text{ N/m}$) e 1 tubo elástico ($k \cong 70 \text{ N/m}$ **)
- Duas massas de 50 g
- Duas folhas de lixa (grão 80 e 320)
- Dois rectângulos de acrílico
 - 15x5x0,4 cm – base para anexar ao bloco de madeira
 - 20x15x0,4 cm – base para suporte do tapete

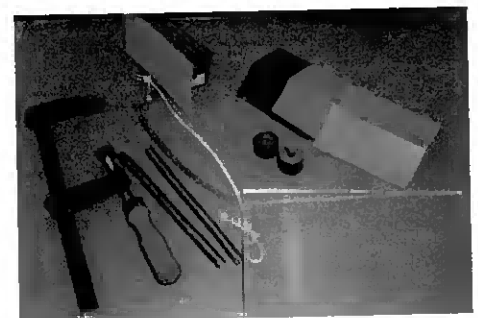


Figura 1: Acessórios da “Máquina de Sismos”.

* A “Máquina dos Sismos” foi efectuada nas Oficinas da Universidade do Algarve.

** As constantes elásticas das molas foram calculadas, a partir das deformações lineares causadas nestes elementos, pela suspensão de massas conhecidas.

- Interface analógico – digital Pasco* 500 (ref- CI 400)
- Sensor de força* Pasço (ref - CI-6537)
- Software- ScienceWorkshop* da Pasco (ref – CI 6870C)

3 – Esquema da montagem utilizada quando da exploração da “Máquina dos Sismos”

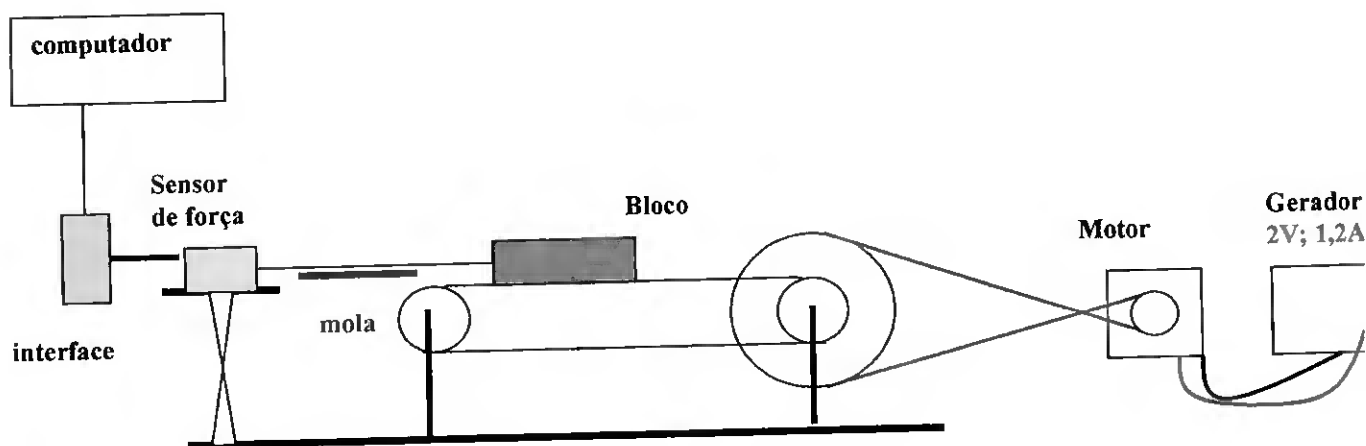


Figura 2: Esquema da montagem utilizada - “Máquina dos Sismos”.

4- Algumas notas sobre a montagem e sobre as condições experimentais dos ensaios.

- A velocidade de rotação do tapete (baixa) foi conseguida com o gerador nas seguintes condições: 2 V;1,2 A.
- A razão entre os diâmetros das polias, envolvidas na transmissão de movimento, entre o motor e o tapete é de: 1,5/8. A polia existente na estrutura da “Máquina dos Sismos” tem um diâmetro bastante maior que a polia do motor pois, pretendia-se que o tapete rolasse com uma velocidade baixa de modo a simular, de modo perceptível, a geração de um sismo. O motor de que se dispunha era bastante rotativo e foi necessário reduzir a velocidade de rotação no sistema utilizando polias de raios bastante diferentes.
- O sensor de força, tal como se encontra montado, mede valores de força negativos durante a extensão da mola. O sensor de força foi associado a uma interface analógico-

* O sensor de força permite efectuar medições até $\pm 50N$ e tem uma resolução de 0,03N. Mais informações sobre todos os materiais Pasco podem obtidas em: www.pasco.com

digital permitindo que, a aquisição e registos dos dados se fizesse num computador, através de um software apropriado. Utilizou-se uma frequência de amostragem de 50Hz.

- Utilizou-se uma base de acrílico como suporte inferior para a fita do tapete, tal como se pode observar na figura 3, de modo a evitar que esta deflectisse com o peso do bloco que nela se apoia.
- Nalguns ensaios associaram-se duas molas ($k \cong 24 \text{ N/m}$) em série para, com o material disponível, conseguir condições experimentais diferentes ($k' \cong 12 \text{ N/m}$).
- Nalguns ensaios utilizaram-se massas de 50 g como sobrecarga, coladas* no topo do bloco de madeira, para aumentar a compressão entre as superfícies em contacto.
- Nalguns ensaios, a área de contacto entre o bloco e o tapete foi alterada, acoplando ao bloco de área 40 cm^2 uma base de acrílico, de área 75 cm^2 , tal como se pode observar na figura 3.

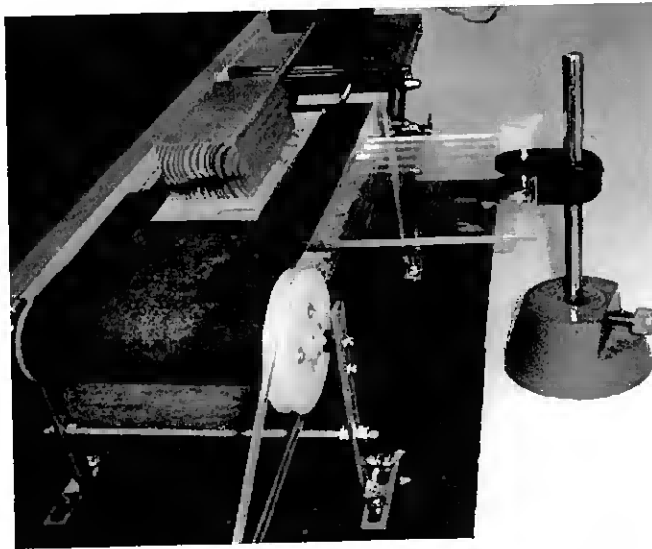


Figura 3: Alguns pormenores da montagem.

* Utilizou-se uma massa - cola (reutilizável) para ligar e desligar, rapidamente, os diferentes elementos da montagem.

Anexo IV

Actividades possíveis de dinamizar com a “Máquina dos Sismos”

Todos os ensaios foram efectuados com uma frequência de amostragem de 50 Hz e durante um período de observação de 200s.

Actividade 3: Todas as falhas têm um movimento do tipo “cola-descola”?

O Desafio

Algumas segmentos de falha (por exemplo o segmento Holister, na falha de Santo André) apresentam um movimento quase contínuo e suave dos planos de falha - “creep motion”. São zonas de grande microssismicidade, onde as deformações nas fundações dos edifício e estradas são visíveis à superfície, mas onde não ocorrem nem médios nem grandes sismos.

Como simular, utilizando a “Máquina dos Sismos”, este tipo de movimento de uma falha?

Um Resultado possível:

Condições experimentais:

Elastico de $k \approx 70$ N/m; lixa de grão 320; área de contacto 40cm^2

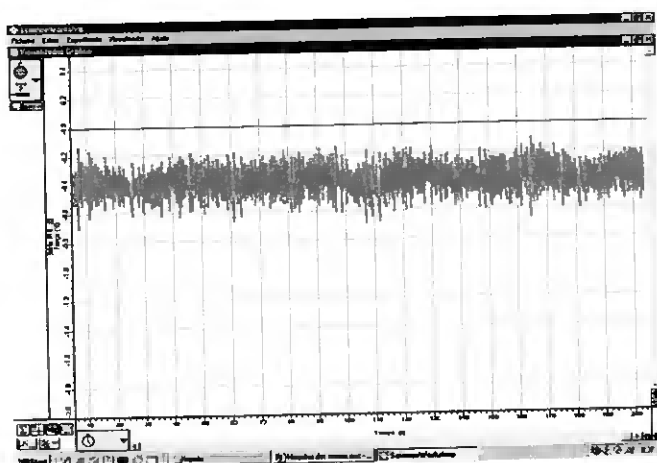


Figura 1 a) – Ensaio – período de registo de 200s.

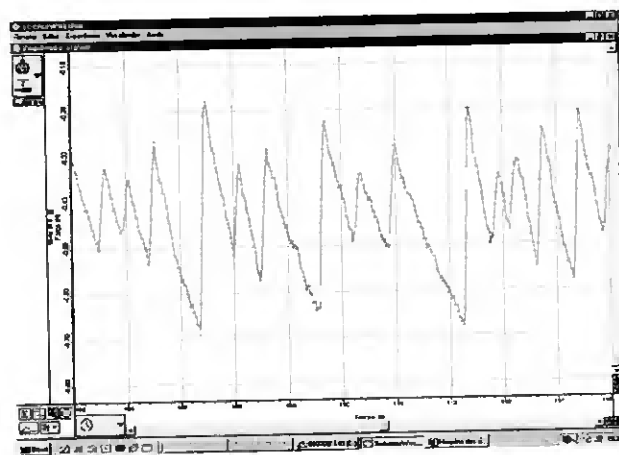


Figura 1b) – Zoom (10s) efectuado aos valores do ensaio.

Observações:

Utilizou-se uma forra para o corpo que desliza com grão 320, de modo a minimizar a força de atrito entre as superfícies em contacto. O bloco vai assim deslizar facilmente (quando a $F_{\text{elástica}} > F_{\text{a, estático}}$).

Utilizou-se também um elástico com uma elevada constante de elasticidade. A força elástica que inicia o movimento é pequena e quando tal sucede, o elástico estará pouco deformado, tendo armazenado pouca energia. Não serão assim prováveis nem grandes, nem médios “sismos”.

$$\Delta x = \frac{F}{k} \quad (F_{\text{elástica}} \text{ “pequena”}; k \text{ “grande”} \Rightarrow (\Delta x) \text{ “pequenos”})$$

$$E_{pe} = \frac{1}{2} k \cdot \Delta x^2 = \frac{1}{2} F \cdot \Delta x \quad (F_{\text{elástica}} \text{ “pequena”}; \Delta x \text{ “pequeno”} \Rightarrow \text{“pouca” } E_{pe} \text{ acumulada})$$

No entanto, se fizermos um zoom aos resultados experimentais, tal como se indica na figura 1b), poder-se-á observar novamente o padrão “cola-descola” na “microsismicidade da falha”, verificar que se mantém a relação entre o nº de grandes e pequenos “sismos” e que, continua a não ser fácil prever a magnitude do próximo evento.

Actividade 4: Existe uma relação entre a profundidade do foco e a magnitude máxima dos sismos registados?

O Desafio

Numa fractura preexistente, a força que resiste ao deslizamento é a força de atrito estático, cujo limite aumenta com a compressão normal exercida nos dois lados da falha. Isto implica que, as tensões que se podem acumular nas rochas atinjam valores muito elevados em profundidade.

Por outro lado, a diminuição da pressão num segmento de falha (devido, por exemplo, à movimentação de um segmento de falha próximo) pode provocar um sismo, sem mais acumulação de tensão. A acção do homem pode também facilitar ou contrariar a geração de sismos.

Como simular, utilizando a “Máquina dos Sismos”, uma falha sujeita a forças de compressão normal diferentes? Como simular o comportamento de uma falha quando a tensão normal a que está sujeita se alivia subitamente?

Resultados possíveis:

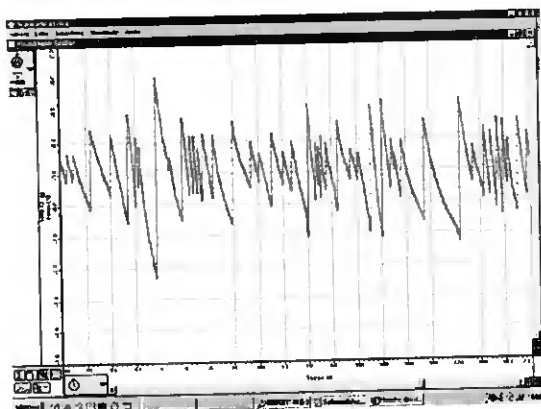


Figura 2a) Ensaio A

Condições experimentais:
Elástico de $k \approx 24$ N/m;
Lixa de grão 80;
Área de contacto 40cm^2 ;

Bloco sem sobrecarga

Observações:

O aumento da compressão (ensaio B) provocou uma diminuição no nº de “sismos” mas, a sua magnitude máxima é visivelmente maior.

Podemos provocar a ocorrência de um “sismo” se, no sistema carregado com as duas massas e já com alguma energia acumulada na mola, subitamente retirarmos uma das massas. A diminuição da compressão faz despoletar o “sismo”.

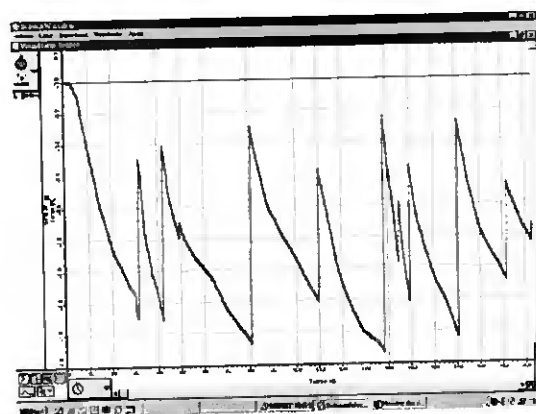


Figura 2b) Ensaio B

Condições experimentais:
Elástico de $k \approx 24$ N/m;
Lixa de grão 80;
Área de contacto 40cm^2

Bloco com uma sobrecarga de $2 \times 50\text{g}$

Actividade 5: A área de uma falha que sofre deslocamento está relacionada com a magnitude do sismo máximo que ocorre?

O Desafio

Uma das hipóteses que os sismólogos têm investigado recentemente relaciona a área em que ocorre deslocamento com a magnitude dos sismos provocados.

Como testar, utilizando a “Máquina dos Sismos”, se existe alguma relação entre as grandezas indicadas?

Resultados possíveis:

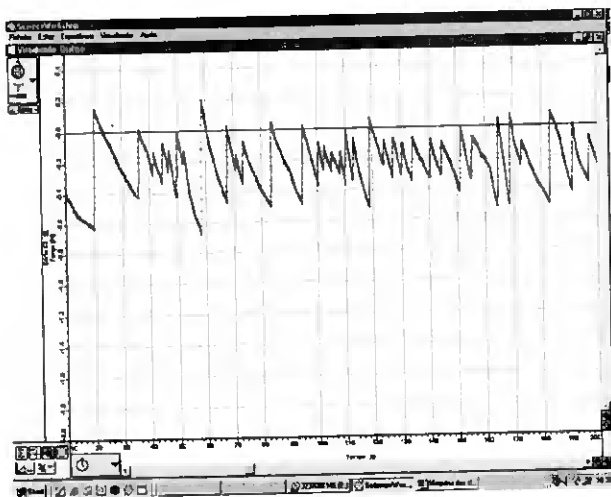


Figura 3a) Ensaio A

Condições experimentais:
Mola de $k \approx 12$ N/m;
Lixa de grão 80;
Área de contacto 40 cm^2

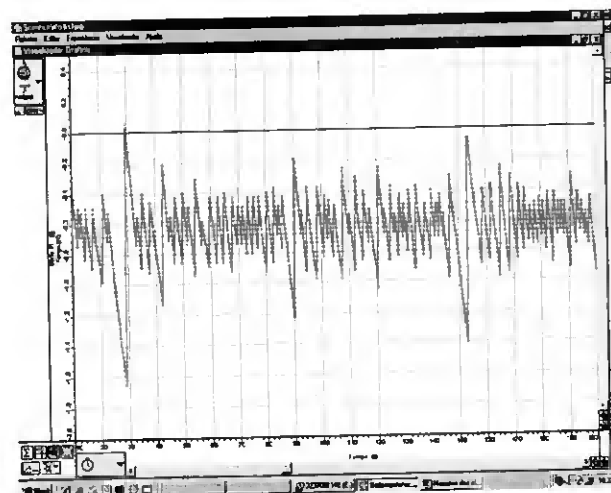


Figura 3b) Ensaio B

Condições experimentais:
Mola de $k \approx 12$ N/m;
Lixa de grão 80;
Área de contacto 75 cm^2

Observações:

A área de contacto foi o único factor que variou nos dois ensaios e permite assim, relacionar a magnitude dos “sismos” que se verificam em média, no intervalo de tempo observado. Observam-se “sismos” de maior magnitude quando a área de fractura, que sofre deslocamento (neste modelo coincide com a área em contacto) aumenta.

Actividade 6 - Um estudo estatístico sobre a sismicidade de uma falha permitirá fazer previsões sobre a magnitude e a localização no tempo, do próximo evento?

O Desafio

As previsões a longo prazo permitem, de um modo responsável, adaptar a ocupação do espaço, definir regras de segurança e preparar os cidadãos para o risco mais ou menos eminente. São sempre de carácter local e baseiam-se num estudo estatístico de um caso. Como simular, utilizando a “Máquina dos Sismos”, um estudo estatístico dos eventos que ocorrem numa falha (quer das magnitudes, quer da sua distribuição no tempo)?

Um Estudo possível

1 - Elaboração de um catálogo sísmico

Foram retirados os dados de um dos ensaios (figura 4) e elaborado, utilizando o Excel, um catálogo sísmico que se encontra em anexo (Anexo V).

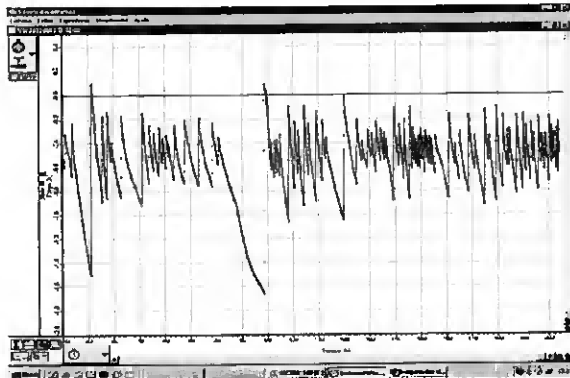


Figura 4 – Registo obtido nas seguintes condições experimentais:
Elástico de $k \approx 70$ N/m;
Lixa de grão 80;
Área de contacto 40 cm^2

Significado da notação utilizada no catálogo:

Index	Identifica a ordem do sismo no catálogo
$t(s)$	Instante em que se inicia o sismo
t corrigido (s)	$t - 4$; correcção necessária devida a perturbações iniciais no sistema
$t_{\text{pseudo}} (A)$	$t_{\text{corrigido}}/10 = \text{tempo}^*$ pseudo tempo em anos
Δt (dias)	$\Delta t = t_{\text{pseudo}} \times 365,25$ intervalo de tempo (em dias) entre sismos consecutivos
$ F_{\text{rotura}} $	Módulo da força de tensão quando se inicia o deslizamento
$ F_{\text{atrito}} $	Módulo da força de tensão quando termina o deslizamento
$ \Delta F $	Módulo da diferença entre F_{rotura} e F_{atrito}
slip	Deslizamento ^{**} = $\Delta F \times 100$
M	Magnitude ^{**} = $2,3 \log \text{slip}$

* Neste pseudo tempo arbitrário 10s correspondem a 1 ano.

** A explicação para a introdução destas constantes é feita no ponto F.2.2 do 3 capítulo.

Informações retiradas do catálogo:

Intervalo de tempo em estudo	200 s
Pseudo intervalo de tempo em estudo	20Anos
Nº total de sismos identificados	87
Magnitude máxima	5,2
Magnitude mínima	1,6
Magnitude média (calculada a partir da média do slip)	3,73
Moda (valor mais frequente na amostra) da Magnitude (calculada a partir da moda do slip)	3,39
Somatório de $ \Delta F $	36,3N
Maior intervalo de tempo entre sismos consecutivos	649,7 Dias
Menor intervalo de tempo entre sismos consecutivos	10,63 Dias

2 - Cálculo da “velocidade média” de deslizamento desta “falha”

A constante de elasticidade do elástico utilizado, o pseudo intervalo de tempo em estudo e o somatório das diferenças de tensão são respectivamente:

$$k \cong 70 \text{ N/m} \quad t_{\text{pseudo}} = 20 \text{ Anos} \quad \sum \Delta F = 36,3 \text{ N}$$

$$\sum \Delta F = k \sum \Delta x \quad \text{Lei de Hooke}$$

$$\sum \Delta x = \frac{36,3}{70} = 0,52\text{m} = 52 \text{ cm}$$

$$v_m = \frac{\sum \Delta x}{t_{\text{total}}}$$

$$v_m = \frac{52}{20} = 2,6 \text{ cm/Ano}$$

Esta é uma “falha” muito rápida (os valores relativos a uma falha real são da ordem dos 1 a 2 mm/ano).

Na prática, a medição da velocidade média de deslizamento de uma falha envolve medir ou estimar os deslizamentos ocorridos durante os sismos recentes e/ou durante sismos passados estudando falhas paleossísmicas.

3– A distribuição de sismos por magnitudes

No tratamento dos dados definiu-se:

A magnitude mínima a estudar	1,6
A magnitude máxima a estudar	5,2
Nº de intervalos em magnitude a usar	18
Valor do intervalo de magnitude	0,2
Exemplo da convenção utilizada em cada intervalo	$x \leq 1,8$ $1,8 < x \leq 2,0$ $5,0 < x \leq 5,2$

Quadro 1 – Frequências das diferentes magnitudes sísmicas

Intervalo de magnitude	Ponto médio do intervalo de magnitude	nº de sismos registados	Frequência relativa (%)	Frequência relativa da distribuição normal (%)
$\leq 1,8$	1,7	1	1,2	0,25
$1,8 < x \leq 2,0$	1,9	0	0,0	0,38
$2,0 < x \leq 2,2$	2,1	1	1,2	0,8
$2,2 < x \leq 2,4$	2,3	3	3,5	1,56
$2,4 < x \leq 2,6$	2,5	1	1,2	2,79
$2,6 < x \leq 2,8$	2,7	4	4,6	4,49
$2,8 < x \leq 3,0$	2,9	9	10,3	6,62
$3,0 < x \leq 3,2$	3,1	9	10,3	8,87
$3,2 < x \leq 3,4$	3,3	12	13,8	10,82
$3,4 < x \leq 3,6$	3,5	9	10,3	12,01
$3,6 < x \leq 3,8$	3,7	7	8,1	12,14
$3,8 < x \leq 4,0$	3,9	11	12,6	11,17
$4,0 < x \leq 4,2$	4,1	5	5,7	9,36
$4,2 < x \leq 4,4$	4,3	10	11,5	7,14
$4,4 < x \leq 4,6$	4,5	2	2,3	4,96
$4,6 < x \leq 4,8$	4,7	1	1,2	3,13
$4,8 < x \leq 5,0$	4,9	0	0,0	1,8
$5,0 < x \leq 5,2$	5,1	2	2,3	0,95
total		87	100,0	99,24

As frequências esperadas, se a distribuição dos “sismos” por magnitudes seguir uma distribuição normal, foram calculadas utilizando as ferramentas estatísticas do Excel (NORMDIST).

Consideraram-se os seguintes parâmetros da amostra, calculados a partir das magnitudes de cada evento que consta no catálogo sísmico:

Valor médio das magnitudes registadas no catálogo: $\mu = 3,52$

Desvio padrão das magnitudes da amostra: $\sigma = 0,65$

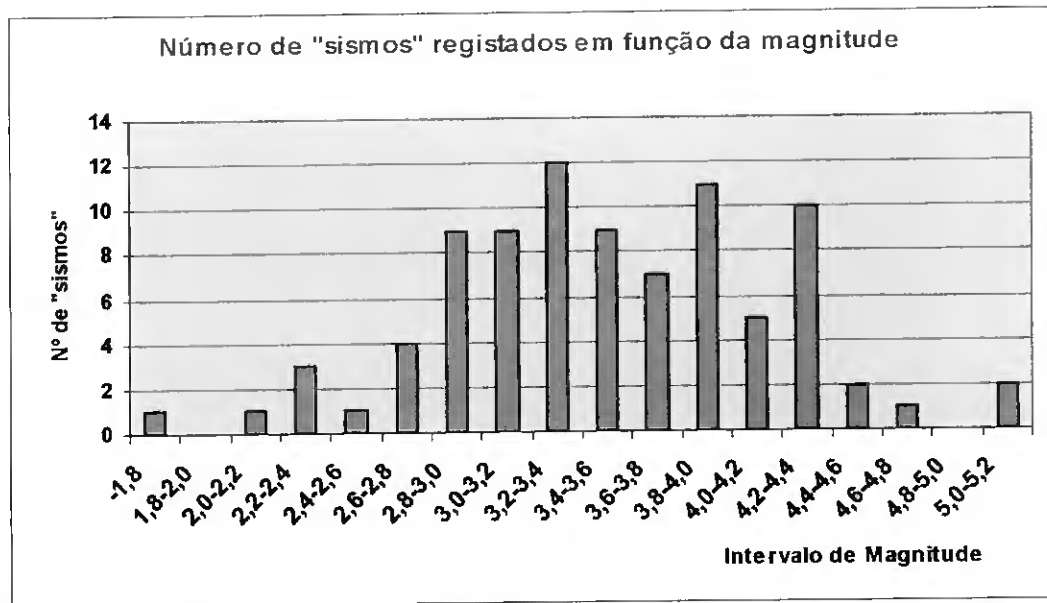


Figura 5 – Representa-se na figura o nº de sismos registado no catálogo em função da sua magnitude.

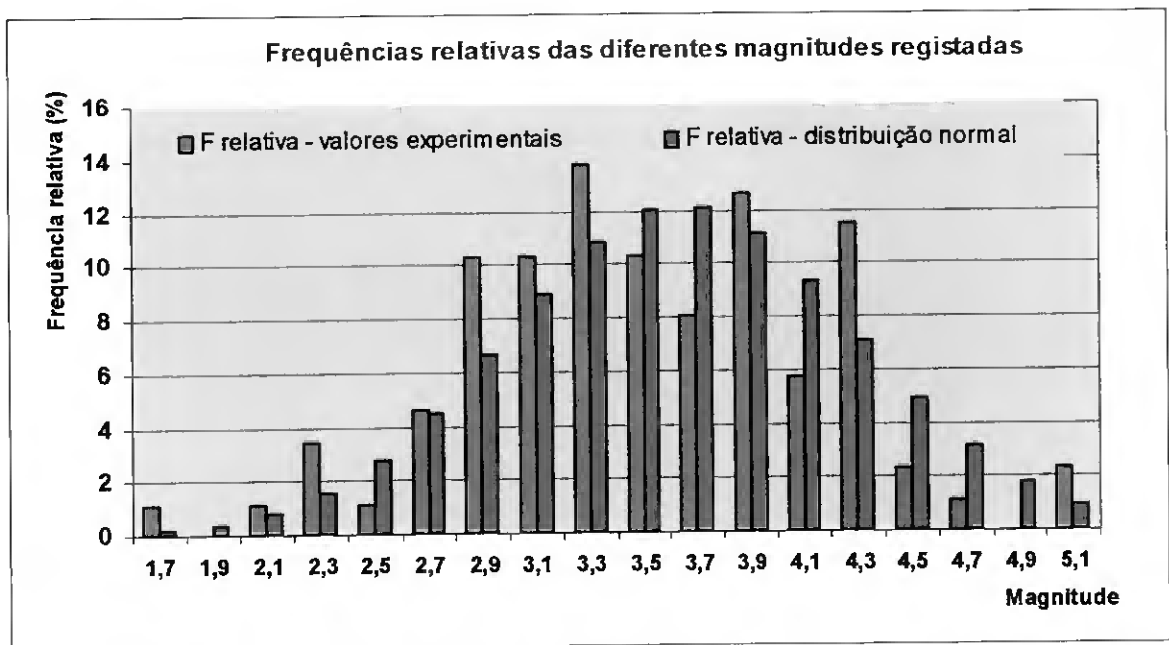


Figura 6: Representa-se a frequência relativa das diferentes magnitudes registadas, bem como a frequência relativa esperada, se a distribuição de "sismos" por magnitudes fosse normal.

A distribuição dos “sismos” por magnitudes, como se pode observar nos gráficos das figuras 5 e 6, não segue uma distribuição normal*. Tal também não seria de esperar, se este modelo simular uma falha real que siga a lei de Gutenberg – Richter (num determinado intervalo de magnitudes).

Observa-se que foram registados, proporcionalmente, poucos “sismos” de grande magnitude - tal como acontece numa falha real.

Os gráficos anteriores mostram também que, neste modelo, se registaram poucos “sismos” de pequena magnitude ($M < 2,6$). O esperado, de acordo com a relação de Gutenberg – Richter, seria que se observassem muito mais “sismos” de pequena magnitude. Esta é uma limitação do modelo que se construiu.

4 – A Lei de Gutenberg-Richter

A lei de Gutenberg-Richter é uma lei logarítmica que relaciona o número de sismos acumulado (N) de magnitude, m, maior ou igual a um determinado valor ($m \geq M$). O valor da constante b é aproximadamente 1 para os sistemas com actividade sísmica no Globo.

$$\log N = a' - bM$$

A partir dos dados constantes no catálogo, efectuou-se um levantamento estatístico (quadro 2) com o objectivo de verificar se os registos “sísmicos” desta “falha” seguem ou não a lei de Gutenberg-Richter.

Quadro 2 – Tabela com o nº de “sismos” acumulados, de magnitudes maiores que M. Indica-se também o logaritmo dessa nº com vista ao estudo da lei de Gutenberg-Richter.

Magnitude (M)	Nº sismos acumulados com magnitude $\geq M$	log Nº
5,2	0	
5,0	2	0,30
4,8	2	0,30
4,6	3	0,48
4,4	5	0,70
4,2	15	1,18
4,0	20	1,30
3,8	31	1,49
3,6	38	1,58
3,4	47	1,67
3,2	59	1,77
,0	68	1,83
2,8	77	1,89
2,6	81	1,91
2,4	82	1,91
2,2	85	1,93
2,0	86	1,93
1,8	87	1,94

* A comparação das frequências de magnitudes sísmicas com uma distribuição normal foi feita porque esta distribuição é estudada no Ensino Secundário.

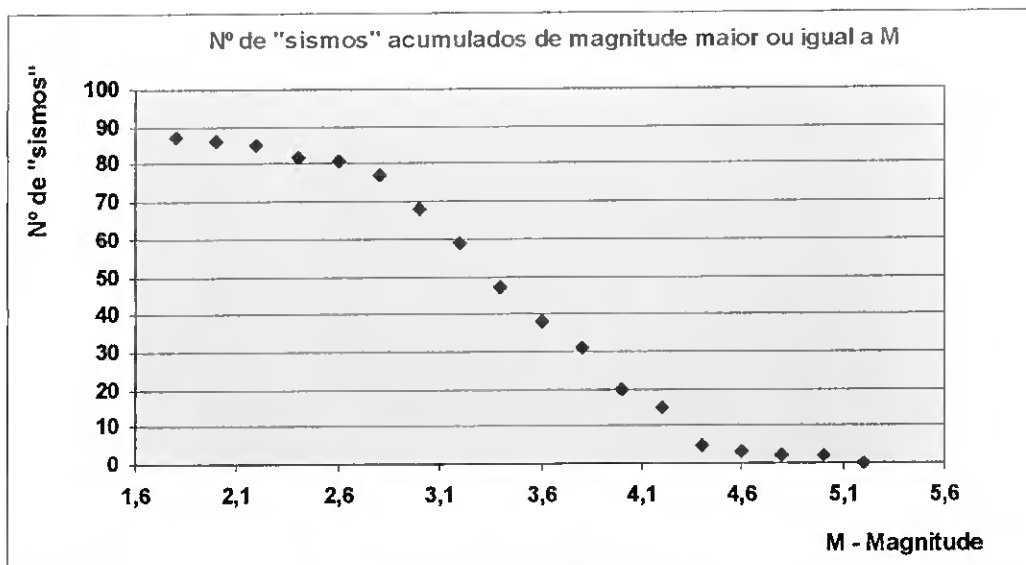


Figura 7: Representa-se o nº de sismos acumulados de magnitude maior ou igual a M, em função dessa magnitude.

No gráfico traçado (figura 8), a partir dos dados contidos no quadro 2, não se observa, uma relação linear, em toda a gama de magnitudes, entre o logaritmo do número de “sismos” acumulado e a magnitude, prevista pela Lei de Gutenberg – Richter. Nos sistemas tectónicos reais também se verifica esta situação, tal como é referenciado no ponto 3.3.2.2 deste trabalho, onde se apresentam dados actuais sobre a sismicidade da Baía de São Francisco.

A relação falha, nas pequenas magnitudes, porque se detectam poucos “sismos”. Nos sistemas tectónicos isto resulta das limitações dos sistemas de observação que não os registam; na “Máquina dos Sismos” resulta das limitações do modelo em gerar pequenos deslizamentos. O corpo colocado sobre o tapete só pode deslizar quando a força elástica é superior à força de atrito estático.

Observa-se também, na “Máquina”, uma actividade sísmica anormalmente elevada (os grandes eventos deveriam ser raros) com magnitudes compreendidas entre 4,6 e 5,2. Este ensaio simula uma falha onde ocorrem sismos característicos. Em 20 anos, surgem dois sismos de magnitude maior que 5, que fogem ao padrão normal da sismicidade.

Se os dados obtidos dissessem respeito a uma falha real, então o gráfico representado na figura 8 poderia representar a sismicidade de um falha, cujo registo sísmico estaria completo no intervalo de magnitudes entre 3,4 – 4,5 (gama de magnitudes em que o sistema segue a Lei de Gutenberg – Richter). O coeficiente b, expresso nesta lei, teria neste intervalo de magnitudes, o valor de $1,0 \pm 0,1$.

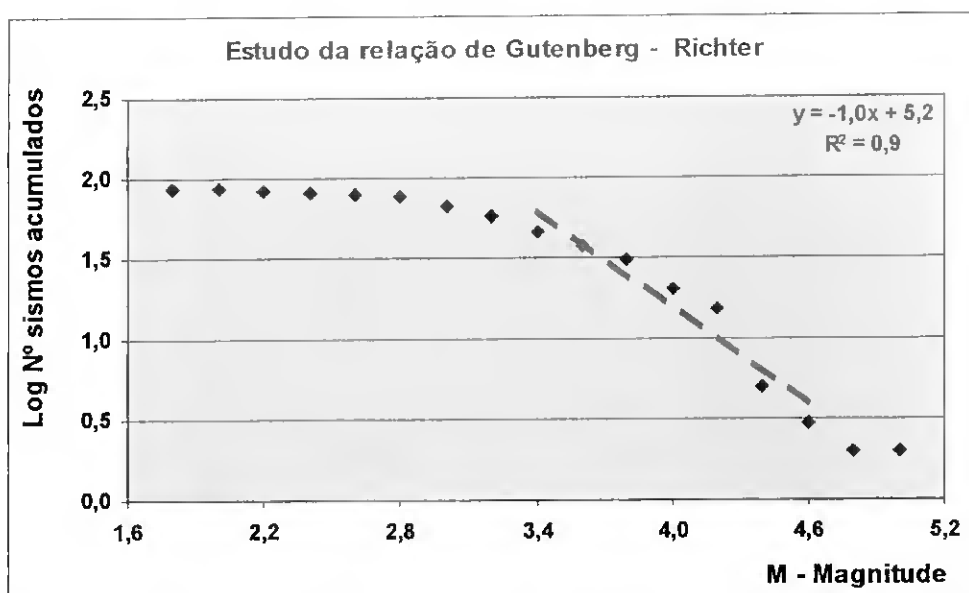


Figura 8: Representação gráfica da Lei de Gutenberg-Richter utilizando os dados do catálogo sísmico referente à actividade “sísmica” registada com a “Máquina dos Sismos”. Representa-se também (a vermelho) a melhor recta que passa pelos pontos a que correspondem eventos com magnitudes entre 3,4 e 4,5.

5.1 - Os sismos ocorrem aleatoriamente no tempo?

Para tentar obter uma resposta para esta questão pode-se efectuar um estudo estatístico de como se distribuem os intervalos de tempo entre sismos consecutivos e verificar, por exemplo, se seguem ou não uma distribuição normal.

Um Estudo possível

Consultando o catálogo verificamos que:

Intervalo de tempo em estudo	200 s
Pseudo intervalo de tempo em estudo	20 anos
Nº total de sismos identificados	87
Maior intervalo de tempo (A) entre sismos consecutivos	649,7 dias
Maior intervalo de tempo entre sismos consecutivos, com excepção de A	299,8 dias
Menor intervalo entre sismos consecutivos	10,63 dias
Intervalo de tempo médio entre sismos consecutivos, com excepção de A	77,2 dias
Moda do intervalo de tempo entre sismos consecutivos	33,8 dias

Não se considerou na definição de maior intervalo de tempo em estudo o evento A. Tratou-se de um acontecimento único, sismo característico, antecedido por um “gap” sísmico de cerca de 650 dias. Isto é, este evento foi antecedido por um período alargado

de tempo em que não ocorreram eventos sísmicos, mas em que se acumulou energia no sistema. Nos outros eventos registados, os intervalos de tempo medidos entre sismos, foram inferiores a 300 dias.

No tratamento dos dados definiu-se:

Intervalo de tempo mínimo em estudo	16 dias
Intervalo de tempo máximo em estudo	304 dias
Nº de intervalos de tempo a estudar	19
Exemplo da convenção utilizada em cada intervalo	$x \leq 16$ $16 < x \leq 32$ $288 < x \leq 304$

Intervalo de tempo entre sismos consecutivos (dias)	nº de sismos registado	Frequência relativa registada (%)	Frequência relativa da distribuição normal (%)
≤ 16	1	1,1	
$16 < x \leq 32$	15	17,2	7,0
$32 < x \leq 48$	18	20,7	8,4
$48 < x \leq 64$	9	10,3	9,3
$64 < x \leq 80$	13	14,9	9,8
$80 < x \leq 96$	10	11,5	9,7
$96 < x \leq 112$	7	8,0	9,0
$112 < x \leq 128$	1	1,1	7,9
$128 < x \leq 144$	2	2,3	6,5
$144 < x \leq 160$	2	2,3	5,1
$160 < x \leq 176$	0	0,0	3,7
$176 < x \leq 192$	2	2,3	2,6
$192 < x \leq 208$	2	2,3	1,6
$208 < x \leq 224$	0	0,0	1,0
$224 < x \leq 240$	0	0,0	0,6
$240 < x \leq 256$	2	2,3	0,3
$256 < x \leq 272$	0	0,0	0,2
$272 < x \leq 288$	1	1,1	0,1
$288 < x \leq 304$	1	1,1	0,0
> 304	1	1,1	
total	87	100,0	82,7

Quadro 3: Tabela em que se representa o nº de sismos registados com determinado intervalo de tempo entre sismos consecutivos. Representa-se também, a frequência relativa associada a esta distribuição de sismos no tempo e as frequências relativas de uma hipotética distribuição normal definida, a partir do intervalo de tempo médio entre sismos e do seu desvio padrão.

As frequências esperadas, caso a distribuição de sismos por intervalo de tempo entre sismos consecutivos seguisse uma distribuição normal, foram calculadas utilizando as ferramentas estatísticas do Excel (NORMDIST). Foram considerados os seguintes parâmetros da amostra (não se considerou o evento A):

Intervalo de tempo médio entre sismos: $\mu = 77,2$ dias;

Desvio padrão da amostra: $\sigma = 64,8$ dias

O valor, extremamente elevado, do desvio padrão dá uma ideia de quão dispersos se encontram os valores em torno da média, o que é também evidente na observação do gráfico representado na figura 9.

A observação do gráfico (figura 10) em que se representa a frequência relativa dos diferentes intervalos de tempo entre sismos consecutivos e a frequência da distribuição normal* associada a este conjunto de dados, mostra que, a distribuição dos sismos no tempo é um processo que não pode ser descrito, do ponto de vista estatístico, pela distribuição normal.

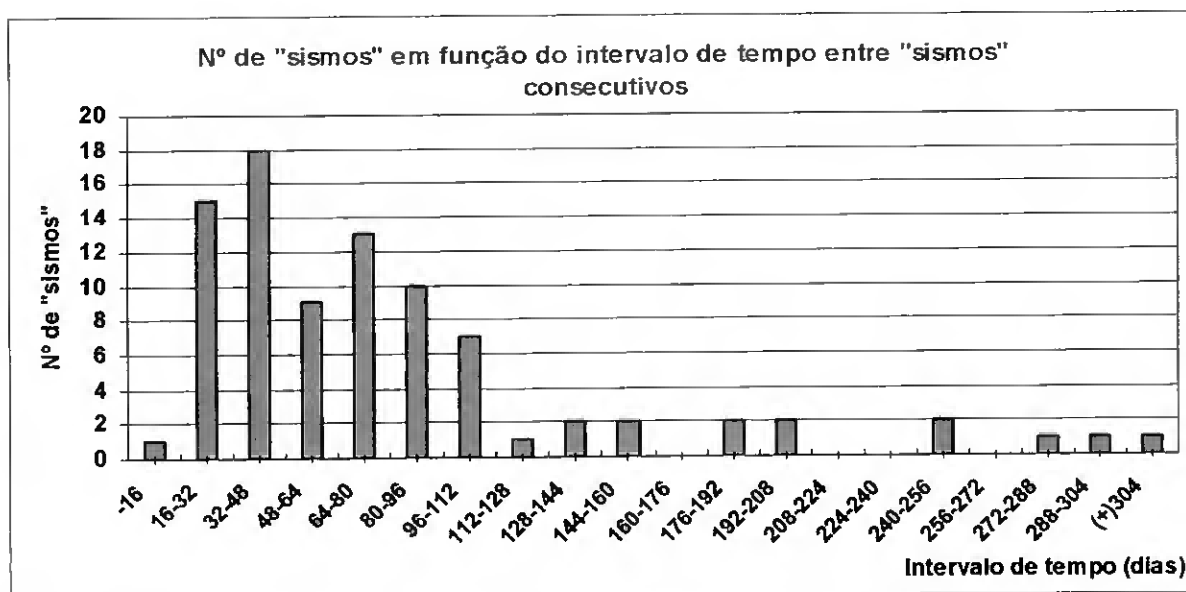


Figura 9: O gráfico representa o nº de sismos registados em função do intervalo de tempo entre sismos consecutivos. Existe uma grande dispersão de resultados mas o pico acentuado, no intervalo 32-48 dias, contém a moda desta amostra.

* A comparação entre a frequência com que surge um dado intervalo de tempo entre sismos consecutivos e uma distribuição normal foi efectuada porque esta distribuição é a única estudada nas escolas secundárias.

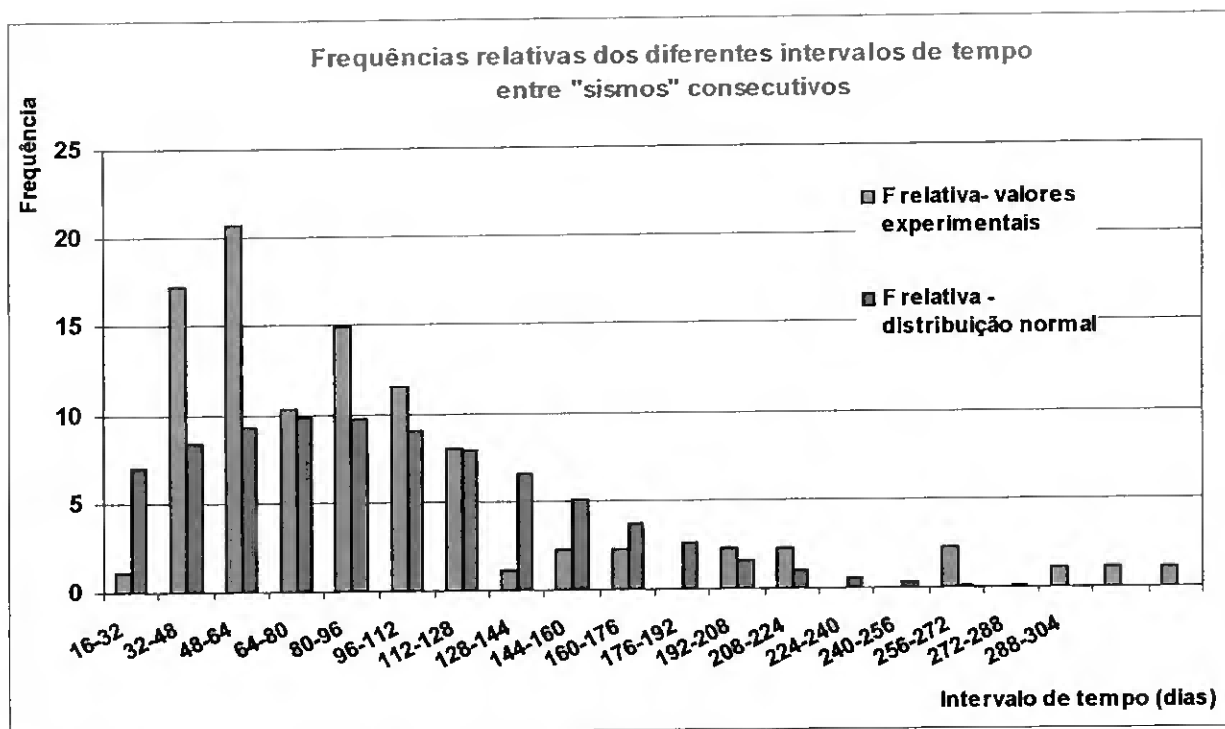


Figura 10 – A distribuição do número de sismos por intervalo de tempo entre sismos consecutivos não segue uma distribuição normal.

5.2 - Os sismos ocorrem aleatoriamente no tempo?

Os sismos obedecem à lei dos acontecimentos raros, isto é, ocorrem no tempo de um modo aleatório descrito pela estatística de Poisson, ou a sua ocorrência está dependente do tempo que passou desde o último evento registado? A distribuição de Poisson é usualmente utilizada para modelar situações em que a probabilidade de ocorrência de **um** evento é baixa e o nº de eventos é desconhecido.

Se a sua distribuição no tempo for um processo aleatório então poderemos calcular a probabilidade de registar **n** sismos num determinado intervalo de tempo, se conhecermos unicamente o nº médio de sismos que ocorre nesse intervalo, μ . O desvio padrão de um distribuição deste tipo é dado por σ .

$$P(n; \mu) = \frac{\mu^n \cdot e^{-\mu}}{n!} \quad (13)$$

$$\sigma = \sqrt{\mu} \quad (14)$$

Um Estudo possível

Para investigar se a distribuição de actividade sísmica ao longo do tempo segue ou não uma distribuição de Poisson, dividiu-se o intervalo de tempo total do catálogo em intervalos de tempo iguais (100 dias). Consultou-se o catálogo e contaram-se quantos

intervalos continham 0 sismos, 1 sismo e assim sucessivamente. Com os dados efectuou-se a seguinte tabela de frequências (quadro 4).

Intervalos de 100 dias em que se verificaram	Nº de intervalos registados	Frequência relativa (%)	Frequência de Poisson (%)
0 sismos	20	27,4	30,4
1 sismo	30	41,1	36,2
2 sismos	16	21,9	21,5
3 sismos	3	4,1	8,5
4 sismos	4	5,5	2,5
Total	73	100%	99%

Quadro 4: Tabela em que se representa o nº de intervalos de 100 dias, consecutivos do catálogo e o nº de sismos registados nesse intervalo. Representa-se também, a frequência relativa associada a esta distribuição sísmica no tempo e as frequências relativa, de uma hipotética distribuição de Poisson, definida a partir do valor médio do nº de sismos que ocorre num intervalo de 100 dias .

No cálculo da frequência relativa, associada a uma distribuição de Poisson, utilizou-se a média de sismos registada, num intervalo de observação de 100 dias.

Valor médio (μ) do número de sismos que ocorre num intervalo de observação de 100 dias:

$$\mu = \frac{n. \text{ total de sismos do catálogo}}{n^\circ \text{ total de dias do catálogo}} \times 100 \quad \mu = \frac{87}{20 \times 365,25} \times 100 = 1,19 \text{ sismos/100 dias}$$

O desvio padrão de uma distribuição de Poisson, caracterizada por um valor médio de μ , será de : $\sigma = 1,09$ sismos/100 dias

No cálculo específico das frequências de Poisson utilizou-se uma ferramenta estatística específica do Excel – POISSON, que permite o acesso a uma caixa de diálogo como a indicada na figura 11.

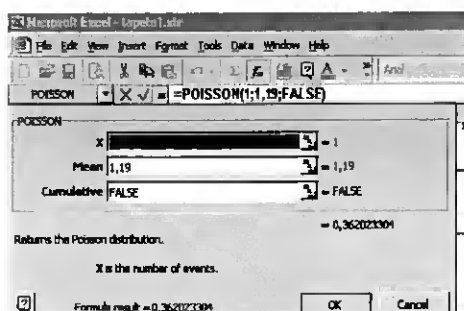


Figura 11 – Caixa de diálogo do Excel que permite calcular a frequência relativa de uma distribuição de Poisson.
 X - valor, do qual queremos saber a frequência relativa de ocorrência
 Mean – valor médio de X no intervalo de tempo considerado
 Cumulative – FALSE = frequência com que o valor X ocorre
 Cumulative – TRUE = frequência acumulada do valor X

O gráfico em que se representaram as frequências relativas do nº de intervalos de tempo de 100 dias, que contém 0,1, 2, 3 e 4 sismos, bem como as frequências esperadas se essa distribuição fosse do tipo Poisson, encontra-se representado na figura 12. Verifica-se que na “Máquina dos Sismos”, a série temporal dos diferentes eventos registados segue, de um modo muito próximo, a lei dos acontecimentos raros – os “sismos” distribuem-se de um modo aleatório no tempo.

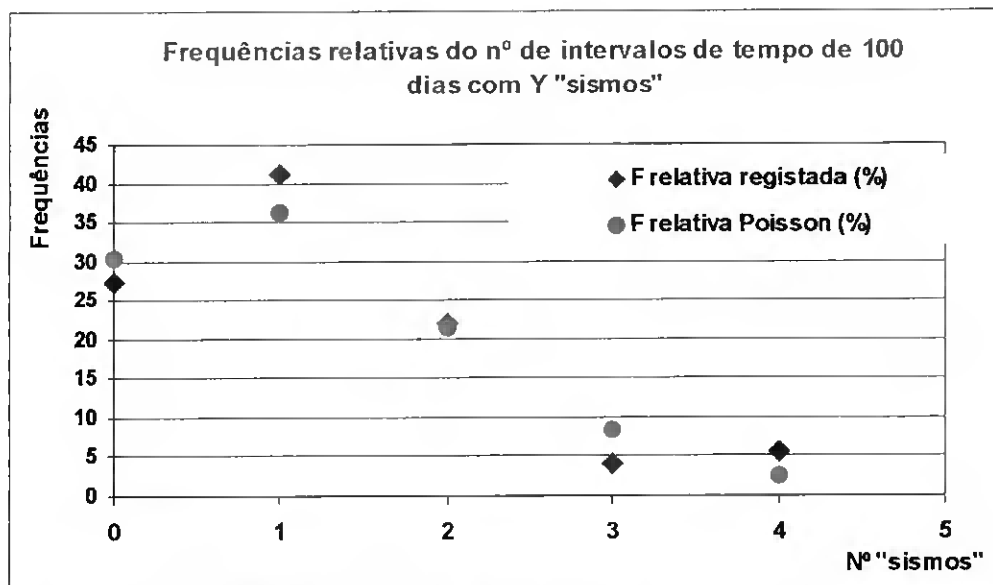


Figura 12: O gráfico representa as frequências relativas do nº de intervalos de tempo de 100 dias que contém 0,1, 2, 3 e 4 sismos. Representa-se também a frequência estimada de Poisson.

Sismologia – Um Projecto Interdisciplinar no Ensino da Física
Anexo V

Catálogo sísmico

Intervalo de tempo em estudo 200s

Pseudo tempo =20 anos

10 s = 1 ano

t = tempo de início de evento

t correcção 4s (correcção necessária devido a perturbações iniciais no sistema)

Δt entre eventos = intervalo de tempo entre o sismo corrente e o anterior

index	t (s)	t corrigido (s)	t pseudo (ano)	Δt entre eventos (dia)	T rotura (N)	T atrito (N)	$ \Delta F $ (N)	slip = $ \Delta F \times 100$	M = 2,3 log slip
0	4,000	0,000	0,000						
1	10,907	6,907	0,691	252,278	0,611	0,325	0,286	28,6	3,35
2	13,568	9,568	0,957	97,193	0,674	0,231	0,443	44,3	3,79
3	21,145	17,145	1,715	276,750	1,505	-0,083	1,588	158,8	5,06
4	23,542	19,542	1,954	87,550	0,549	0,415	0,134	13,4	2,59
5	25,529	21,529	2,153	72,575	0,889	0,185	0,704	70,4	4,25
6	27,419	23,419	2,342	69,032	0,867	0,147	0,720	72,0	4,27
7	29,189	25,189	2,519	64,649	0,558	0,400	0,158	15,8	2,76
8	32,811	28,811	2,881	132,294	0,854	0,179	0,675	67,5	4,21
9	41,018	37,018	3,702	299,761	0,926	0,150	0,776	77,6	4,35
10	43,767	39,767	3,977	100,407	0,727	0,256	0,471	47,1	3,85
11	45,551	41,551	4,155	65,161	0,624	0,325	0,299	29,9	3,39
12	47,639	43,639	4,364	76,264	0,674	0,263	0,411	41,1	3,71
13	49,079	45,079	4,508	52,596	0,568	0,362	0,206	20,6	3,02
14	50,507	46,507	4,651	52,158	0,608	0,340	0,268	26,8	3,28
15	51,432	47,432	4,743	33,786	0,515	0,406	0,109	10,9	2,39
16	53,599	49,599	4,960	79,150	0,702	0,250	0,452	45,2	3,81
17	57,722	53,722	5,372	150,593	0,742	0,219	0,523	52,3	3,95
18	63,313	59,313	5,931	204,211	0,742	0,194	0,548	54,8	4,00
19	68,546	64,546	6,455	191,135	0,761	0,238	0,523	52,3	3,95
20	70,872	66,872	6,687	84,957	0,574	0,365	0,209	20,9	3,04
21	88,661	84,661	8,466	649,743	1,670	-0,077	1,747	174,7	5,16
22	91,489	87,489	8,749	103,293	0,621	0,406	0,215	21,5	3,06
23	92,718	88,718	8,872	44,889	0,686	0,381	0,305	30,5	3,41

Sismologia – Um Projecto Interdisciplinar no Ensino da Física
Anexo V

index	t (s)	t corrigido (s)	t pseudo (ano)	Δt entre eventos (dia)	T rotura (N)	T atrito (N)	ΔF (N)	slip = $\Delta F \times 100$	M = 2,3 log slip
24	93,736	89,736	8,974	37,182	0,658	0,381	0,277	27,7	3,32
25	94,833	90,833	9,083	40,068	0,652	0,334	0,318	31,8	3,46
26	98,308	94,308	9,431	126,924	1,050	0,094	0,956	95,6	4,56
27	100,595	96,595	9,660	83,533	0,773	0,231	0,542	54,2	3,99
28	102,035	98,035	9,804	52,596	0,658	0,300	0,358	35,8	3,57
29	104,467	100,467	10,047	88,829	0,926	0,101	0,825	82,5	4,41
30	106,159	102,159	10,216	61,800	0,658	0,247	0,411	41,1	3,71
31	109,119	105,119	10,512	108,114	0,879	0,138	0,741	74,1	4,30
32	111,432	107,432	10,743	84,482	0,714	0,222	0,492	49,2	3,89
33	112,965	108,965	10,897	55,993	0,534	0,362	0,172	17,2	2,84
34	119,784	115,784	11,578	249,064	1,029	0,020	1,009	100,9	4,61
35	125,031	121,031	12,103	191,647	0,742	0,216	0,526	52,6	3,96
36	127,040	123,040	12,304	73,379	0,552	0,393	0,159	15,9	2,76
37	129,062	125,062	12,506	73,854	0,605	0,303	0,302	30,2	3,40
38	130,687	126,687	12,669	59,353	0,518	0,331	0,187	18,7	2,92
39	132,511	128,511	12,851	66,622	0,643	0,235	0,408	40,8	3,70
40	134,269	130,269	13,027	64,211	0,546	0,294	0,252	25,2	3,22
41	135,511	131,511	13,151	45,364	0,546	0,325	0,221	22,1	3,09
42	136,542	132,542	13,254	37,657	0,543	0,381	0,162	16,2	2,78
43	139,304	135,304	13,530	100,882	0,876	0,110	0,766	76,6	4,33
44	140,441	136,441	13,644	41,529	0,477	0,372	0,105	10,5	2,35
45	141,379	137,379	13,738	34,260	0,599	0,256	0,343	34,3	3,53
46	143,256	139,256	13,926	68,557	0,708	0,200	0,508	50,8	3,92
47	145,568	141,568	14,157	84,446	0,870	0,110	0,760	76,0	4,33
48	146,705	142,705	14,271	41,529	0,618	0,281	0,337	33,7	3,51
49	147,326	143,326	14,333	22,682	0,546	0,344	0,202	20,2	3,00
50	148,119	144,119	14,412	28,964	0,580	0,378	0,202	20,2	3,00
51	148,978	144,978	14,498	31,375	0,608	0,350	0,258	25,8	3,25
52	149,771	145,771	14,577	28,964	0,624	0,291	0,333	33,3	3,50
53	150,405	146,405	14,641	23,157	0,537	0,462	0,075	7,5	2,01
54	150,696	146,696	14,670	10,629	0,558	0,368	0,190	19,0	2,94
55	151,463	147,463	14,746	28,015	0,652	0,312	0,340	34,0	3,52

Sismologia – Um Projecto Interdisciplinar no Ensino da Física
Anexo V

index	t (s)	t corrigido (s)	t pseudo (ano)	Δt entre eventos (dia)	T rotura (N)	T atrito (N)	ΔF (N)	slip = $\Delta F \times 100$	M = $2,3 \log \text{slip}$
56	152,123	148,123	14,812	24,107	0,521	0,356	0,165	16,5	2,80
57	152,731	148,731	14,873	22,207	0,577	0,375	0,202	20,2	3,00
58	153,379	149,379	14,938	23,668	0,577	0,353	0,224	22,4	3,11
59	154,106	150,106	15,011	26,554	0,593	0,372	0,221	22,1	3,09
60	155,533	151,533	15,153	52,121	0,658	0,350	0,308	30,8	3,42
61	160,806	156,806	15,681	192,596	0,864	0,163	0,701	70,1	4,24
62	163,185	159,185	15,919	86,893	0,586	0,415	0,171	17,1	2,84
63	164,943	160,943	16,094	64,211	0,711	0,312	0,399	39,9	3,68
64	168,524	164,524	16,452	130,796	0,811	0,179	0,632	63,2	4,14
65	170,890	166,890	16,689	86,418	0,615	0,344	0,271	27,1	3,30
66	174,841	170,841	17,084	144,310	0,926	0,132	0,794	79,4	4,37
67	176,441	172,441	17,244	58,440	0,552	0,350	0,202	20,2	3,00
68	179,295	175,295	17,530	104,242	0,876	0,104	0,772	77,2	4,34
69	181,793	177,793	17,779	91,239	0,776	0,172	0,604	60,4	4,10
70	183,445	179,445	17,945	60,339	0,593	0,303	0,290	29,0	3,36
71	184,396	180,396	18,040	34,735	0,593	0,294	0,299	29,9	3,39
72	187,225	183,225	18,323	103,329	0,820	0,185	0,635	63,5	4,15
73	189,643	185,643	18,564	88,317	0,789	0,172	0,617	61,7	4,12
74	190,938	186,938	18,694	47,300	0,643	0,263	0,380	38,0	3,63
75	191,890	187,890	18,789	34,772	0,534	0,434	0,100	10,0	2,30
76	192,815	188,815	18,882	33,786	0,717	0,250	0,467	46,7	3,84
77	193,806	189,806	18,981	36,196	0,558	0,325	0,233	23,3	3,14
78	195,709	191,709	19,171	69,507	0,783	0,194	0,589	58,9	4,07
79	196,938	192,938	19,294	44,889	0,568	0,340	0,228	22,8	3,12
80	197,414	193,414	19,341	17,386	0,481	0,431	0,050	5,0	1,61
81	198,194	194,194	19,419	28,489	0,624	0,337	0,287	28,7	3,35
82	198,841	194,841	19,484	23,632	0,540	0,337	0,203	20,3	3,01
83	199,991	195,991	19,599	42,004	0,720	0,194	0,526	52,6	3,96
84	200,903	196,903	19,690	33,311	0,571	0,269	0,302	30,2	3,40
85	201,643	197,643	19,764	27,029	0,543	0,328	0,215	21,5	3,06
86	202,793	198,793	19,879	42,004	0,618	0,291	0,327	32,7	3,48
87	203,480	199,480	19,948	25,093	0,643	0,241	0,402	40,2	3,69

Anexo VI – A mesa vibratória e os seus acessórios

A – A construção da mesa sísmica

O Material

- Duas placas de contraplacado marítimo com as dimensões de 30x37x0,5 cm
- Oito molas de compressão de aço de 10 mm de comprimento
- Oito borrachas (recargas para porta borrachas)
- Dezasseis buchas de madeira de 5mm de diâmetro

A Montagem

Foram realizadas 2 furos de 4,5mm de diâmetro nas duas placas, em cada um dos seus cantos. As buchas foram introduzidas nestes buracos. Armou-se a mesa usando como elementos de ligação, entre o topo e a base, as molas e as borrachas, tal como a figura 1 mostra.

A introdução das borrachas no interior das molas permitiu que o sistema suporta-se uma maior carga vertical e que, o seu comportamento fosse mais regular e reproduzível quando em oscilação.

Na placa de madeira superior foram efectuados três furos adicionais:

- Dois furos de 4mm (furos A, na figura 2), a cerca de 2cm da extremidade da mesa. Permitirão fixar elementos adicionais a esta.
- Um furo de 1mm (furo B, na figura 2), a cerca de 0,5cm da extremidade da mesa. Permitirá ligar, através de um arame forte, a mesa ao vibrador.

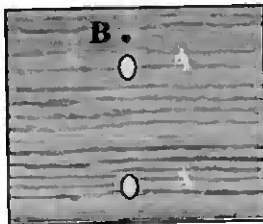


Figura 2: Esquema (fora de escala) do topo da mesa.

B – A caracterização da mesa sísmica

Após uma pequena pancada horizontal na mesa foram recolhidos dados (com uma frequência de amostragem de 100 Hz) através de um sensor de aceleração montado no seu topo (num dos furos A). O estudo das oscilações livres e amortecidas da mesa foi efectuado de um modo similar ao

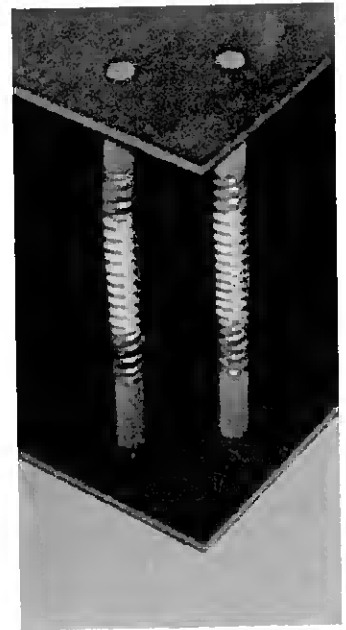


Figura 1: Pormenor da mesa.

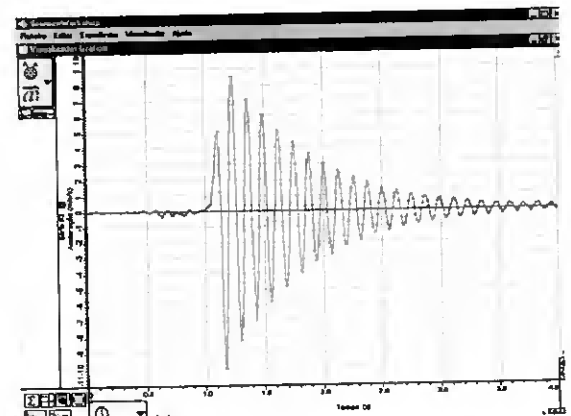


Figura 3: Oscilações amortecidas da mesa.

descrito no capítulo 4, sobre as oscilações da plataforma anti-sísmica (Capítulo 4, página 197).

nº pico	t ± 0,01s	a _{máx} ± 0,10 (m/s ²)	Δt _{picos -}	Δt _{picos +}
0	1,17	-9,95		
1	1,23	8,52		
2	1,30	-8,81	0,13	
3	1,36	7,13		0,13
4	1,43	-6,89	0,13	
5	1,49	6,12		0,13
6	1,56	-5,74	0,13	
7	1,62	5,12		0,13
8	1,69	-4,78	0,13	
9	1,75	4,36		0,13
10	1,82	-3,97	0,13	
11	1,88	3,64		0,13
12	1,94	-3,25	0,12	
13	2,01	2,97		0,13
14	2,07	-2,78	0,13	
15	2,13	2,54		0,12
16	2,19	-2,20	0,12	
17	2,26	2,06		0,13
18	2,32	-1,91	0,13	
19	2,38	1,77		0,12
20	2,44	-1,53	0,12	

Calculou-se a média dos intervalos de tempo entre picos (N =19) e obteve-se o período, a frequência e a frequência angular amortecidos deste movimento:

$$T_a = 0,127 \pm 0,001 \text{ s}$$

$$f_a = 7,9 \pm 0,1 \text{ Hz}$$

$$\omega_a = 49,6 \pm 0,6 \text{ rad/s}$$

Admitindo que o decaimento é exponencial, a equação envolvente dos pontos de máxima aceleração será dada pela equação (63), onde a_0 representa a aceleração máxima inicial.

$$a_{env}(t) = \pm a_0 e^{-\beta \cdot t} \quad (63)$$

Como desconhecemos o valor de a_0 , podemos considerar um instante, t_1 , em que se registou a aceleração máxima de a_1 . A aplicação da equação (65) e (66), deduzidas no capítulo 4.7 (página 200):

$$a_{env}(t) = \pm a_1 \cdot e^{-\beta(t-t_1)} \quad (65)$$

$$\ln \left| \frac{a_1}{a_{m\acute{a}x}} \right| = \beta t - \beta t_1 = \beta(t - t_1) \quad (66)$$

Considerou-se neste estudo: $t_1 = 1,17 \pm 0,01$ s e $a_1 = -9,95 \pm 0,10$ m/s².

No cálculo do coeficiente de amortecimento da plataforma (β) consideraram-se os dados do quadro II.

Quadro II - Dados relativos ao movimento oscilatório amortecido da mesa						
nº pico	t ± 0,01s	(t-t ₁)±0,02s	a _{máx} ± 0,10 (m/s ²)	a ₁ /a _n	ln a ₁ /a _n	Δ (Ln a ₁ /a _n)
0	1,17	0,00	-9,95	1,00	0,00	0,01
2	1,30	0,13	-8,81	1,13	0,12	0,02
4	1,43	0,26	-6,89	1,44	0,37	0,02
6	1,56	0,39	-5,74	1,73	0,55	0,03
8	1,69	0,52	-4,78	2,08	0,73	0,03
10	1,82	0,65	-3,97	2,51	0,92	0,04
12	1,94	0,77	-3,25	3,06	1,12	0,04
14	2,07	0,90	-2,78	3,59	1,28	0,05
16	2,19	1,02	-2,20	4,52	1,51	0,06
18	2,32	1,15	-1,91	5,20	1,65	0,06
20	2,44	1,27	-1,53	6,50	1,87	0,08

Onde n representa o nº do pico considerado

A representação gráfica (figura 4) da função (66) quando aplicada a este caso, permitiu calcular a equação da melhor recta que representa os pontos experimentais, através das ferramentas do Excel. O declive desta recta coincide com o coeficiente de amortecimento (β) da mesa vibratória.

Coeficiente de amortecimento da mesa: $\beta = 1,48 \pm 0,02$ s⁻¹

Como já é conhecida a frequência angular amortecida da mesa, o cálculo da frequência própria da mesa pode ser efectuado através da equação (15):

$$\omega_0 = \sqrt{\omega_a^2 + \beta^2} \quad (15)$$

A frequência angular e a frequência própria deste oscilador serão dadas por:

$$\omega_0 = 49,7 \pm 0,6 \text{ rad/s} \quad f_0 = 7,9 \pm 0,1 \text{ Hz}$$

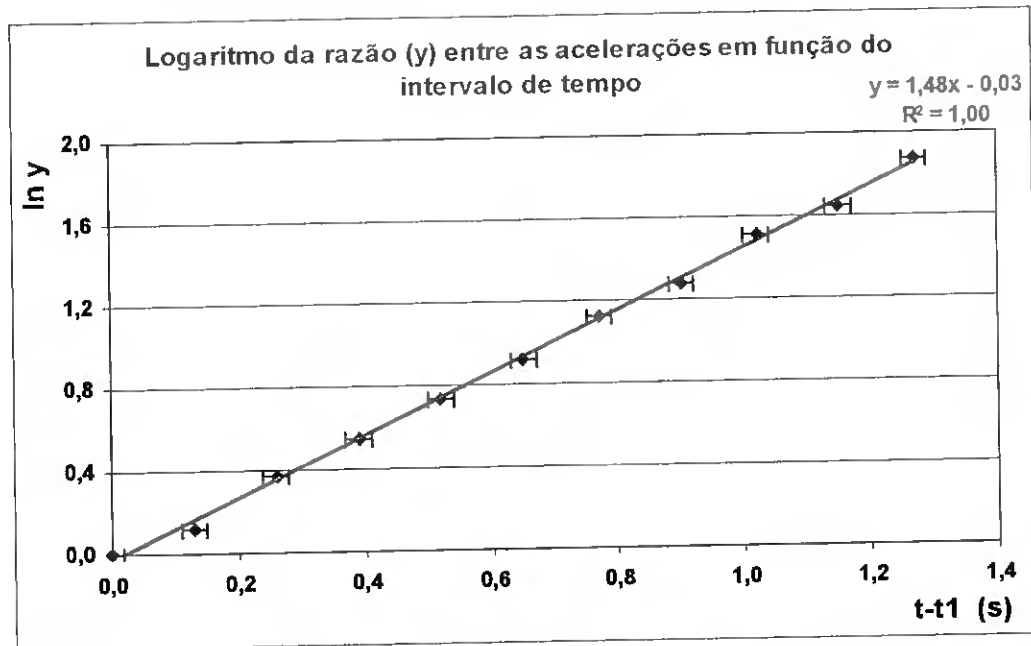


Figura 4: Representa-se a relação entre o logaritmo da razão entre a aceleração máxima no instante inicial a aceleração num outro pico, em função do intervalo de tempo que decorreu. Representa-se também (a vermelho) a melhor recta que representa os pontos experimentais bem como a sua equação.

C – A construção dos acessórios

1 - Modelo “Diferentes Prédios”

O Material

- Duas placas de contraplacado marítimo de dimensões 37x8 x0,5 cm
- Cinco hastas de plástico fino* (largura 3mm) e de comprimentos diferentes.
- Quatro molas de escritório de 3cm

A Montagem

As hastas de plástico são comprimidas entre as duas placas de madeira (cerca de 3cm de cada haste ficou presa entre as placas de madeira). O sistema ficou fixo através da compressão exercida pelas molas de escritório (figura 5).

* As hastas foram adquiridos num supermercado de materiais e ferramentas. Neste modelo os comprimentos das hastas utilizados foram de 62, 51,45, 41 e 37 cm.

2 - Modelo “Um Prédio”

O Material

- Quatro bases de balsa com as dimensões 10x10x0,2 cm
- Uma base de balsa com as dimensões 10x10x0,5 cm
- Quatro hastes de fibra de carbono* de 2mm de diâmetro e de 85 cm de altura.
- Uma base de acrílico com as dimensões 29 x 5 x 0,3 cm
- Dois cubos de acrílico com as dimensões 2x2x2cm
- Duas bases de acrílico com as dimensões 10x10x0,3cm
- Quatro molas de escritório de 1cm.
- Parafusos e porcas de orelhas (M4) de 4mm
- Cola

A Montagem

O prédio deve ser montado seguindo os passos:

- Furar todas as placas de balsa nos cantos, a cerca de 1cm da extremidade.
- Passar as hastes de fibra de carbono pelos furos nas placas de balsa. A placa de maior espessura (0,5cm) deve ser deixada para a base.
- Deslocar as placas de balsa ao longo das hastes de modo a manter constante a distância entre elas (neste modelo a distância foi de 20cm).
- Quando as bases estiverem devidamente colocadas e niveladas fixar as suas posições, colando a madeira às hastes de fibra de carbono.

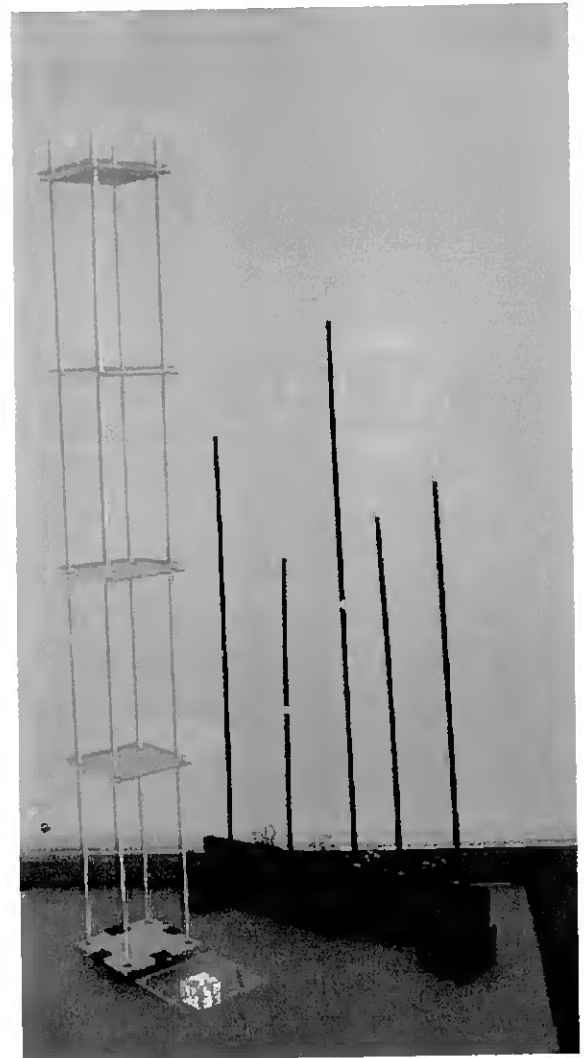


Figura 5: Dois dos modelos utilizados. A direita encontra-se o modelo “Diferentes Prédios” e à esquerda encontra-se o modelo “Um Prédio”.

A base de ligação do “Prédio” à mesa sísmica pode ser feita do seguinte modo (ver figura 6):

- Na placa de acrílico, com as dimensões 29 x 5 x 0,3 cm, efectuar um furo central de diâmetro 5mm a 1cm de um topo e um outro furo de 5mm a 2cm do outro topo.
- Colar nesta placa os dois cubos de acrílico, igualmente espaçados, e sobre estes colar as placas de acrílico de menores dimensões 10x10x0,3cm.
- Fixar a base de acrílico à mesa sísmica através de parafusos e porcas de orelhas M4.
- Fixar o “prédio” ou dois “prédios” diferentes na base de acrílico através de molas de escritório de 1cm.

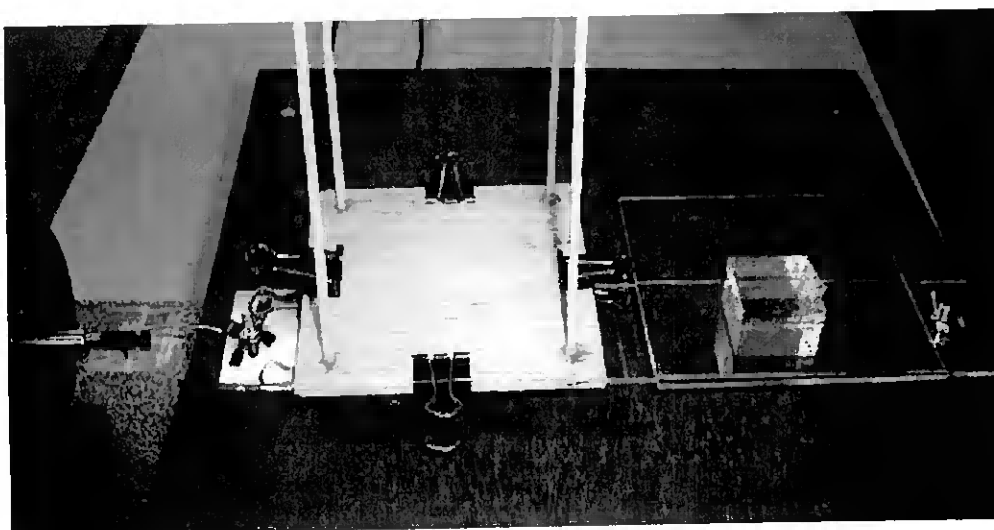


Figura 6: Pormenor de como se fixam estruturas à mesa.

