



Fiches pédagogiques d'aide à l'enseignement pratique du risque sismique et de la tectonique active

Rapport final

BRGM/RP-55230-FR

Décembre 2006



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Fiches pédagogiques d'aide à l'enseignement pratique du risque sismique et de la tectonique active

Rapport final

BRGM/RP-55230-FR
Décembre 2006

Étude réalisée dans le cadre des projets
de Service public du BRGM 2006 PSP06ARN41

P. Gehl, Th. Winter, B. François, A. Lemoine, J. Rey

Vérificateur :

Nom : A. Roullé

Date :

Signature :

Approbateur :

Nom : H. Modaressi

Date :

Signature :

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

Mots clés : fiches pédagogiques, éducation, collège, lycée, expériences, activités pratiques, séismes, tectonique, prévention, tsunamis

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Gehl P., Winter Th., François B., Lemoine A., Rey J. (2006) – Fiches pédagogiques d'aide à l'enseignement pratique du risque sismique et de la tectonique active. Rapport final. BRGM/RP-55230-FR, 236 p., 191 fig., 1 CD-rom.

© BRGM, 2006, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Les dix fiches pédagogiques qui font l'objet du présent rapport sont toutes construites selon le même modèle :

- Une partie « Objectifs » reprend les points essentiels développés dans la fiche.
- Une partie théorique contient des données scientifiques, des illustrations, des explications de phénomènes physiques, et a pour but d'aider l'enseignant à faire le point sur certaines notions et à sélectionner ce qu'il va enseigner.
- Une partie pratique, construite sous la forme d'un parcours pédagogique, permet à l'enseignant d'illustrer certains phénomènes ou de faire appréhender des notions par ses élèves. Cette partie se déroule en trois points : une partie « Représentation initiale » vise à faire réagir les élèves à l'aide de documents (photos, cartes, coupures de presse), une partie expérimentale permet de construire des concepts ou de valider des hypothèses. La partie « Références reconnues » part des résultats de l'activité pratique pour revenir aux données théoriques et consolider les notions acquises. Suivant les cas, le contenu de l'activité pratique peut varier : cela peut consister en une simple illustration d'un phénomène ou un véritable protocole expérimental avec des études paramétriques et des hypothèses à valider.
- Une partie informatique permet de faire travailler les élèves sur des applications pédagogiques : travaux de recherche sur Internet, exercices de localisation d'épicentre...
- Une partie « Exercice d'application » propose parfois des exercices « papier » aux élèves.
- Une partie « Pour en savoir plus » fournit des pistes bibliographiques aux enseignants, ou même aux élèves qui veulent aller plus loin.

Au début de chaque fiche, le niveau de la fiche est indiqué (collège ou lycée) ainsi que les disciplines qui pourraient être concernées par ce thème. En général, une fiche est destinée à la fois aux collégiens et aux lycéens (les parties qui pourraient le plus concerner les lycéens sont mentionnées au début de la fiche).

Sommaire

1. La tectonique des plaques	19
1.1. OBJECTIFS	19
1.2. CONTENU THEORIQUE	19
1.2.1. La structure interne de la Terre	19
1.2.2. Le phénomène de convection et les plaques tectoniques.....	21
1.2.3. Les mouvements inter-plaques	23
1.2.4. Les différents types de volcanisme.....	30
1.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : LES MOUVEMENTS DE CONVECTION ...	32
1.3.1. Représentation initiale.....	32
1.3.2. Protocole expérimental.....	35
1.3.3. Références reconnues	38
1.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LES POINTS CHAUDS.....	40
1.4.1. Représentation initiale.....	40
1.4.2. Illustration du phénomène (coût approx. : 10 €).....	41
1.4.3. Références reconnues	43
1.5. ACTIVITE INFORMATIQUE.....	44
1.6. POUR EN SAVOIR PLUS	45
2. Les séismes dans le Monde et en France	47
2.1. OBJECTIFS	47
2.2. CONTENU THEORIQUE	47
2.2.1. Les types de séismes.....	47
2.2.2. La sismicité mondiale	49
2.2.3. La sismicité française	53
2.2.4. La prise en compte du temps dans l'évaluation de la sismicité.....	57
2.3. ACTIVITES INFORMATIQUES	58
2.3.1. EduCarte – Sismo des Ecoles.....	58
2.3.2. Programme Seismic/Eruption.....	58
2.3.3. Programme EQuake3D	59
2.4. EXERCICE D'APPLICATION	59

2.5. POUR EN SAVOIR PLUS	60
3. Les failles à l'origine des séismes	61
3.1. OBJECTIFS.....	61
3.2. CONTENU THEORIQUE.....	61
3.2.1. Le cycle sismique	61
3.2.2. Les types de failles	64
3.2.3. Le vocabulaire des failles	66
3.2.4. La loi d'échelle.....	67
3.2.5. Les interactions entre failles	69
3.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : LE CYCLE SISMIQUE	71
3.3.1. Représentation initiale	71
3.3.2. Illustrations du phénomène.....	72
3.3.3. Références reconnues	75
3.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : CARACTERISATION D'UNE FAILLE.....	76
3.4.1. Représentation initiale	76
3.4.2. Protocole expérimental (coût approx. : 30 €)	78
3.4.3. Références reconnues	81
3.5. PARCOURS PEDAGOGIQUE 3 : LA MACHINE SISMIQUE (D'APRES UNE IDEE DE R. STEIN, USGS).....	82
3.5.1. Représentation initiale	82
3.5.2. Protocole expérimental (coût approx : 8 €)	82
3.5.3. Références reconnues	84
3.6. POUR EN SAVOIR PLUS	84
4. Les ondes sismiques : caractéristiques et propagation.....	85
4.1. OBJECTIFS.....	85
4.2. CONTENU THEORIQUE.....	85
4.2.1. Qu'est-ce qu'une onde élastique ?	85
4.2.2. Les différentes ondes sismiques.....	86
4.2.3. Réflexion et réfraction des ondes	89
4.2.4. La zone d'ombre sismique.....	91
4.2.5. Applications de l'étude des rais sismiques.....	92
4.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : LES ONDES SISMIQUES	93
4.3.1. Représentation initiale	93

4.3.2. Illustrations des phénomènes	94
4.3.3. Références reconnues	101
4.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LA ZONE D'OMBRE SISMIQUE	102
4.4.1. Représentation initiale	102
4.4.2. Protocole expérimental (coût approx. : 18 €)	102
4.4.3. Références reconnues	105
4.5. ACTIVITES INFORMATIQUES	105
4.5.1. Seismic Waves (animation flash).....	105
4.5.2. Seismic Waves (programme)	105
4.5.3. Sismique réflexion et Sismique réfraction.....	105
4.5.4. Programme Ondes P.....	105
4.6. POUR EN SAVOIR PLUS	106
5. Mesure et caractérisation d'un séisme.....	107
5.1. OBJECTIFS	107
5.2. CONTENU THEORIQUE	107
5.2.1. Le fonctionnement d'un sismomètre.....	107
5.2.2. Les autres instruments de mesure	113
5.2.3. Les caractéristiques d'un séisme.....	114
5.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : CONSTRUCTION D'UN SISMOGRAPHE	118
5.3.1. Représentation initiale.....	118
5.3.2. Protocole expérimental.....	119
5.3.3. Références reconnues	124
5.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LOCALISATION DE L'EPICENTRE	124
5.4.1. Représentation initiale.....	124
5.4.2. Protocole expérimental (coût approx. : matériel de récupération).....	124
5.4.3. Références reconnues	130
5.5. ACTIVITES INFORMATIQUES	132
5.5.1. Localisation de l'épicentre et calcul de la magnitude locale	132
5.5.2. Programme EqLocate	133
5.5.3. Sismomètre virtuel.....	133
5.5.4. SisFrance.....	133
5.6. POUR EN SAVOIR PLUS	134
6. Les effets locaux.....	135

6.1. OBJECTIFS.....	135
6.2. CONTENU THEORIQUE.....	135
6.2.1. L'effet de site.....	135
6.2.2. La liquéfaction	145
6.2.3. Les mouvements de terrain	149
6.2.4. Les changements de paysage (rejets).....	152
6.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : EFFET DE SITE.....	153
6.3.1. Représentation initiale	153
6.3.2. Illustration du phénomène	154
6.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LA LIQUEFACTION	156
6.4.1. Représentation initiale	156
6.4.2. Illustration du phénomène (coût approx. : 2 €).....	156
6.4.3. Références reconnues	158
6.5. PARCOURS PEDAGOGIQUE 3 : LES GLISSEMENTS DE TERRAIN.....	158
6.5.1. Représentation initiale	158
6.5.2. Protocole expérimental (coût approx. : 2 €)	158
6.5.3. Références reconnues	160
6.6. POUR EN SAVOIR PLUS	160
7. Les tsunamis	163
7.1. OBJECTIFS.....	163
7.2. CONTENU THEORIQUE.....	163
7.2.1. Les origines possibles d'un tsunami	163
7.2.2. Les phases successives du phénomène	164
7.2.3. Les systèmes de prévision	166
7.2.4. Exemples historiques	169
7.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE : VITESSE ET AMPLITUDE DES VAGUES ..	174
7.3.1. Représentation initiale	174
7.3.2. Protocole expérimental (coût approx. : 80 €)	175
7.3.3. Références reconnues	176
7.4. POUR EN SAVOIR PLUS	178
8. Aléa, vulnérabilité et risque.....	181
8.1. OBJECTIFS.....	181

8.2. CONTENU THEORIQUE	181
8.2.1. Les composantes du risque.....	181
8.2.2. L'aléa sismique	183
8.2.3. Les enjeux.....	186
8.2.4. La vulnérabilité	187
8.3. ACTIVITES INFORMATIQUES	189
8.3.1. SisFrance	189
8.3.2. Séismes puissants et destructeurs	189
8.4. EXERCICE D'APPLICATION	189
8.5. POUR EN SAVOIR PLUS	189
9. Les constructions parasismiques.....	191
9.1. OBJECTIFS	191
9.2. CONTENU THEORIQUE	191
9.2.1. La construction parasismique.....	191
9.2.2. Le phénomène de résonance.....	196
9.2.3. La réglementation parasismique.....	200
9.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : CONSTRUCTION PARASISMIQUE	200
9.3.1. Représentation initiale.....	200
9.3.2. Protocole expérimental (coût approx. : 4 €)	202
9.3.3. Références reconnues	204
9.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LA RESONANCE.....	204
9.4.1. Représentation initiale.....	204
9.4.2. Protocole expérimental (coût approx. : 7 €)	204
9.4.3. Références reconnues	206
9.5. POUR EN SAVOIR PLUS	207
10. Prévision ou prévention ?.....	209
10.1. OBJECTIFS	209
10.2. CONTENU THEORIQUE	209
10.2.1. Le cycle sismique (prévision à long et moyen terme).....	209
10.2.2. Les méthodes empiriques (prévision à court terme)	212
10.2.3. L'importance de la prévention.....	213
10.2.4. La science en échec ?.....	214

10.3.	PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : LA MACHINE SISMIQUE (D'APRES UNE IDEE DE R. STEIN, USGS).....	215
10.3.1.	Représentation initiale	215
10.3.2.	Protocole expérimental (coût approx. : 8 €).....	218
10.3.3.	Références reconnues.....	221
10.4.	PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : CONSIGNES DE SECURITE (D'APRES JL BERENGUER, CENTRE INTERNATIONAL DE VALBONNE).	223
10.4.1.	Représentation initiale	223
10.4.2.	Protocole expérimental	224
10.4.3.	Références reconnues.....	224
10.5.	POUR EN SAVOIR PLUS	225

Liste des illustrations

Figure 1 – Vue de la Terre en coupe (Source : Plaquette Séismes MEDD)	19
Figure 2 – Structure interne de la Terre (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)	21
Figure 3 - Mouvements de convection dans le manteau (Source : Larry Braile, Purdue University)	22
Figure 4 - Principales plaques lithosphériques.....	23
<i>Figure 5 - Amorce d'un rift continental (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)</i>	<i>24</i>
Figure 6 - Rift continental (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	24
Figure 7 - Formation d'un plancher océanique (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)	25
Figure 8 - Formation d'un océan de type Atlantique (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)	25
Figure 9 - Subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	26
Figure 10 - Profondeur des séismes en zone de subduction (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)	27
Figure 11 - Collision entre deux plaques continentales (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)	28
Figure 12 - Formation d'un chaîne de montagnes (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)	29

Figure 13 - Mouvement transformant en Californie (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	30
Figure 14 - Formation d'un point chaud (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	31
Figure 15 - Déplacement d'une plaque lithosphérique au-dessus du point chaud (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)	32
Figure 16 - Dérive des continents depuis 250 millions d'années (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	33
Figure 17 - Anomalies magnétiques sur le plancher océanique (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	34
Figure 18 - Etapes de la formation des anomalies magnétiques (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	34
Figure 19 - Matériel nécessaire	35
Figure 20 - Montage de l'activité	36
Figure 21 - Cellules de convection observables grâce aux mouvements du thym.....	36
Figure 22 - Matériel nécessaire	37
Figure 23 - Montage de l'activité	37
Figure 24 - Déplacement des éponges avec la convection	38
Figure 25 - Age du plancher océanique en millions d'années - (Source : National Geophysical Data Center, www.ngdc.noaa.gov)	39
Figure 26 - Déplacement des stations GPS et déformation des plaques lithosphériques (Source : GPS Time Series, California Institute of Technology).....	40
Figure 27 - Localisation des principaux volcans dans l'océan Pacifique (Source : d'après une carte de l'USGS)	41
Figure 28 - Matériel nécessaire	42
Figure 29 - Montage de l'activité	42
Figure 30 - Formation d'un panache	43
Figure 31 - Traces laissées par le point chaud de Hawaï (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	44
Figure 32 - Sismicité mondiale et déplacements relatifs entre plaques	48
Figure 33 - La ville côtière de Valvidia dévastée par le séisme (Source : Gotolatin.com)	51
Figure 34 - Autoroute endommagée par le séisme de Northridge (Source : USGS)	51
Figure 35 - Séismes successifs au large de l'Indonésie (Source : IPGP)	52
Figure 36 - Contexte sismotectonique de la Méditerranée (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	54
Figure 37 - Mouvements inter-plaques en Méditerranée (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	55
Figure 38 - Epicentres des séismes historiques majeurs en France (Source : SisFrance).....	56

Figure 39 - Echelle temporelle des types de sismologie	58
Figure 40 - Etapes du cycle sismique (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	62
Figure 41 - Déplacement lors de la rupture de la faille de Landers (Source : SCEC, Southern California Earthquake Centre)	63
Figure 42 - Mouvement d'une faille inverse (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	64
Figure 43 - Mouvement d'une faille normale (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	65
Figure 44 - Mouvement d'une faille décrochante (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	65
Figure 45 - Exemple de faille aveugle (Source : SCEC, Southern California Earthquake Centre)	66
Figure 46 - Vue en coupe de deux failles (Source : SCEC, Southern California Earthquake Centre)	66
Figure 47 - Relation entre magnitude et surface de rupture (Source : Pascal Bernard, IPGP)	69
Figure 48 - Représentation schématique d'une région où la rupture d'une faille peut avoir des conséquences sur les failles voisines	70
Figure 49 - Date des séismes historiques sur les segments de la faille Nord-anatolienne (Source : Rapport USGS)	71
Figure 50 - Décrochement d'une clôture après le séisme de San Francisco en 1906 (Source : USGS, G.K. Gilbert)	72
Figure 51 - Matériel nécessaire	72
Figure 52 - Position de la mousse sur les deux morceaux de bois	73
Figure 53 - Déformation puis rupture de la mousse	73
Figure 54 - Les côtés rompus présentent de nombreuses aspérités	74
Figure 55 - On applique un mouvement décrochant jusqu'à ce que les aspérités cèdent et les morceaux coulissent	74
Figure 56 - Vue aérienne de la faille de San Andreas (Source : www.yannarthusbertrand.org)	76
Figure 57 - Faille inverse dans le chaînon de la Nerthe, Nord-Ouest de Marseille (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	77
Figure 58 - Faille normale au Nord-Ouest de Marseille, vallon de l'Estaque (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	78
Figure 59 - Matériel nécessaire	79
Figure 60 - Il faut bien tasser chaque couche de plâtre	79
Figure 61 - Formation de failles inverses suite au mouvement de compression	80
Figure 62 – Paramètres mesurables sur le modèle en plâtre	80

Figure 63 - Définition des paramètres d'une faille (Source : An Introduction to Seismology, Earth Quakes and Earth Structure, S. Stein and M. Wysession).....	81
Figure 64 - Matériel nécessaire	82
Figure 65 - Position des briques	83
Figure 66 - Vue schématique du montage.....	83
Figure 67 - Propagation d'une onde de choc à la surface de l'eau (Source : M. Claude Fabre, IRMa)	85
Figure 68 - Représentation d'une onde P	87
Figure 69 - Représentation d'une onde S à déplacement vertical.....	87
Figure 70 - Représentation d'une onde de Rayleigh	88
Figure 71 - Représentation d'une onde de Love.....	88
Figure 72 - Trajet des rayons réfléchis et réfractés	90
Figure 73 - Trajet des ondes P à l'intérieur de la Terre (Source : An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, S. Stein et M. Wysession)	90
Figure 74 - Zone d'ombre sismique pour les ondes P	91
Figure 75 - Comparaison de deux sismogrammes, l'un d'essai nucléaire et l'autre d'un véritable séisme (Source : An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, S. Stein et M. Wysession)	93
Figure 76 - Matériel nécessaire (Source : site commercial de Slinky http://www.poof-slinky.com)	94
Figure 77 - Génération d'une onde P dans le ressort.....	94
Figure 78 - Propagation d'un onde P dans un ressort	95
Figure 79 - Propagation d'une onde S dans un ressort	96
Figure 80 - Chaîne humaine au repos	97
Figure 81 - Propagation d'une onde P dans la chaîne.....	97
Figure 82 - Propagation d'une onde S dans la chaîne.....	98
Figure 83 - L'onde S ne se propage pas dans un milieu qui ne résiste pas au cisaillement.....	98
Figure 84 - Matériel nécessaire	99
Figure 85 - Montage des bouées	99
Figure 86 - Mise en place du matériel.....	100
Figure 87 - Affichage du rétroprojecteur	101
Figure 88 - Matériel nécessaire	102
Figure 89 - Montage de l'aquarium et du ballon	103
Figure 90 - Apparition de la zone d'ombre.....	104
Figure 91 - Sismoscope de Chang Heng) en 132 (Source : Swiss Seismological Service, ETH Zurich).....	108

Figure 92 - Sismographe de John Milne en 1894 (Source : Swiss Seismological Service, ETH Zurich)	108
Figure 93 - Sismomètres horizontal et vertical (Source : EOST Strasbourg).....	110
Figure 94 - Principe de fonctionnement de l'interférométrie radar	113
Figure 95 - Carte d'interférométrie radar mettant en évidence la déformation du sol lors du séisme de Bam (Iran) en 2003 : le trait en pointillé représente le segment de faille rompu.....	114
Figure 96 - Représentation de l'hypocentre et de l'épicentre	115
Figure 97 - Matériel nécessaire	119
Figure 98 - Mise en place de l'aimant.....	120
Figure 99 - Enregistrement d'un signal.....	121
Figure 100 - Signal généré par le mouvement de l'aimant.....	122
Figure 101 - Montage du sismographe papier	123
Figure 102 - "Hodochrone" généré par les deux cadences adoptées par les élèves	126
Figure 103 - Hodochrone, la différence entre les temps d'arrivée permet de retrouver la distance épacentrale (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada).....	127
Figure 104 - Position des élèves simulant les ondes sismiques	128
Figure 105 - Localisation de l'épicentre en fonction des temps d'arrivée des élèves	129
Figure 106 - Sismogramme synthétique montrant les paquets d'ondes (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	131
Figure 107 - Piégeage des ondes sismiques dans les reliefs ou les vallées sédimentaires	136
Figure 108 - Interférences constructives	137
Figure 109 - Effet de site topographique	138
Figure 110 - Effet de site lithologique (vallée alluviale)	139
Figure 111 - Effet de site lithologique (bassin sédimentaire)	140
Figure 112 - Synthèse des effets de site (Source : Plaquette Séismes, MEDD)	141
Figure 113 - Sous-sol de la ville de Mexico (Source : Roullé, 2004)	142
Figure 114 - La station RMAS correspond à l'arrivée des ondes dans le bassin de Mexico (Source : Roullé, 2004)	143
Figure 115 - Localisation des stations par rapport à l'épicentre (Source : Roullé, 2004).....	144
Figure 116 - Les habitations situées en hauteur sont les plus touchées (Source : Les Tremblements de Terre en France, J. Lambert)	145
Figure 117 - Carte des isoséistes lors du séisme du 11 juin 1909 (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	145
Figure 118 - Etat d'un sable infiltré d'eau au repos	146
Figure 119 - Etat d'un sable liquéfié	146

Figure 120 - Formation de cônes de sables (ou "volcans de boue") après le séisme d'Izmit (Source : Rapport USGS, photo : Mehmet Celebi).....	147
Figure 121 - Effets de la liquéfaction	147
Figure 122 - Bâtiments enfoncés dans le sol à cause de la liquéfaction (Source : National Geophysical Data Center)	148
Figure 123 - Bâtiment penché à cause de la liquéfaction (Source : Kobe University).....	148
Figure 124 - Bâtiment enfoncé dans le sol à cause de la liquéfaction (Source : Rapport USGS)	149
Figure 125 - Mouvements de terrain déclenchables par un séisme (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	149
Figure 126 - Glissement de terrain géant sur Las Colinas, El Salvador (Source : USGS).....	150
Figure 127 - Glissement de terrain sur une route en Guadeloupe (Source : Sophie Lignier, http://www.azurseisme.com/GuadeloupeSeisme.htm)	151
Figure 128 - Destruction d'une habitation par un rejet en surface (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	152
Figure 129 - Décrochement d'un clôture après le séisme de San Francisco en 1906 (Source : USGS)	152
Figure 130 - Voies ferrées déformées par le rupture de faille (Source : quotidien turc Huriyet).....	153
Figure 131 - Extrait du Dauphiné Libéré (Source : IRMa)	153
Figure 132 - Mise en place des "habitations" sur le flan.....	154
Figure 133 - Matériel nécessaire	156
Figure 134 - Position de la brique sur un sol non liquéfié.....	157
Figure 135 - Etat du sable liquéfié	157
Figure 136 - Matériel nécessaire	159
Figure 137 - Fabrication de la "pente"	159
Figure 138 - Mise en place du sable sur la pente.....	159
Figure 139 - Glissement de sable humide après l'application de secousses	160
Figure 140 - La naissance d'un tsunami.....	164
Figure 141 - La longueur d'onde diminue et l'amplitude augmente à mesure que les vagues se rapprochent de la côte (Source : Centre International d'Information sur les Tsunamis et Commission Océanographique Intergouvernementale)	165
Figure 142 - Cotes de l'eau lors de l'arrivée du tsunami (Source : Centre International d'Information sur les Tsunamis et Commission Océanographique Intergouvernementale).....	166
Figure 143 - Enregistrement des tsunamis en eau profonde (Source : NOAA)	167
Figure 144 - Exemple de bulletin d'alerte émis par le PTWC (tsunami indonésien du 17 juillet 2006)	168
Figure 145 - Nombre de tsunamis par décennies depuis le début du XXème siècle (Source : National Geophysical Data Center, NOAA)	169

Figure 146 - Propagation du tsunami de 1960 à travers le Pacifique : les nombres indiquent le nombre d'heures après le séisme, les couleurs donnent une idée de la durée de propagation et ne représentent pas la hauteur des vagues (Source : National Geophysical Data)	170
Figure 147 - Désolation à Hawaï après le passage du tsunami : noter les parcmètres tordus par la force des vagues (Source : U.S. Navy)	171
Figure 148 - Arrivée du tsunami à Onagawa, Japon (Source : USGS).....	171
Figure 149 - Pays affectés par le tsunami du 26 décembre 2004.....	172
Figure 150 - Position des vagues 70 min et 170 min après le séisme (Source : National Institute of Advanced Technology, Japon)	173
Figure 151 - Temps de parcours dans l'Océan Indien (source : National Geophysical Data Center, NOAA)	174
Figure 152 - Un récipient assez long est nécessaire	175
Figure 153 - Mesure de la vitesse de propagation des vagues.....	176
Figure 154 - Position des stations de marégraphes (Source : Pêches et Océans Canada)	177
Figure 155 - Enregistrements du tsunami par les stations (Source : Pêches et Océans Canada)	177
Figure 156 - Délai d'arrivée du tsunami dans l'Océan Indien, en heures (Source : National Geophysical Data Center)	178
Figure 157 - Les composantes du risque (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	182
Figure 158 - Courbe de Farmer (Source : Prévention 2000, http://www.prevention2000.org/cat_nat/index.htm)	183
Figure 159 - Sismicité mondiale (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)	184
Figure 160 – Nouvelle carte d'aléa sismique de la France	185
Figure 161 - Répartition de la population dans le monde (Source : CIESIN).....	186
Figure 162 - Maison en bois abîmée par le séisme de Loma Prieta (Source : USGS).....	188
Figure 163 - Ruines d'un immeuble après le séisme de Spitak en Arménie en 1988 (Source : Compagnie Suisse de Réassurance, Zurich)	188
Figure 164 - Rôle destructeur des forces d'inertie (Source : M. Zacek, Construire parasismique, aux Editions Parenthèses)	192
Figure 165 - Position des joints de dilatation.....	193
Figure 166 - Supports en caoutchouc placés au bas des fondations : les couches de caoutchouc se déforment facilement en cisaillement, mais elles sont très solides dans la direction verticale (pour supporter le poids du bâtiment) – Source : Earthquake Engineering Research Centre at the University of Bristol	194
Figure 167 - Supports à bille : deux plaques connectées par une boule en métal peuvent glisser horizontalement grâce au roulement de la bille, mais elles résistent très bien à la charge verticale (poids du bâtiment) – Source : Earthquake Engineering Research Centre at the University of Bristol	194

Figure 168 - Niveaux de dommages tels que définis par l'échelle EMS98.....	195
Figure 169 - Spectre de réponse en fréquence et en période, avec un amortissement critique de 5% (Source : Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne)	197
Figure 170 - Estimation grossière de la fréquence de résonance en fonction du nombre d'étages	198
Figure 171 - Fréquences usuelles des manifestations souterraines (Source : Sismologie, la Musique de la Terre, J.P. Montagner)	198
Figure 172 - Bâtiments fortement endommagés lors de séisme de Mexico en 1985 (Source : Laboratoire MSSMat, Ecole Centrale Paris, http://www.mssmat.ecp.fr/article.php3?id_article=492)	199
Figure 173 - Séisme de Spitak (Arménie) en 1988 (M=6.9), source USGS (C.J. Langer)	201
Figure 174 - Séisme de Loma Prieta (Californie) en 1989 (M=6.9), source USGS (D. Perkins)	201
Figure 175 - Séisme des Saintes (Guadeloupe) en 2004 (M=6.3), photo Mme M.C. Ruffine	202
Figure 176 - Séisme de Bam (Iran) en 2003.....	202
Figure 177 - Montage d'une table sismique	203
Figure 178 - Matériel nécessaire	204
Figure 179 - Trois boules de masses différentes.....	205
Figure 180 - Centre de gravité à trois hauteurs différentes	205
Figure 181 - Trois tiges de longueurs différentes	206
Figure 182 - Cycle sismique observable sur une clôture (Source : A introduction to seismology, earth quakes and earth structure, S. Stein et M. Wysession)	210
Figure 183 - Carte de probabilité d'occurrence du prochain séisme dans la région de San Francisco (Source : USGS)	211
Figure 184 - Date des séismes comparables sur le segment de Parkfield	216
Figure 185 - Comparaison des composantes Est-Ouest et Nord-Sud du mouvement du sol lors des séismes de 1922 et 1934 : la similitude est assez frappante	217
Figure 186 - Matériel nécessaire	218
Figure 187 - Positions de la brique et de la perceuse	219
Figure 188 - Déplacements successifs de la brique	220
Figure 189 - Courbes représentatives d'un modèle idéal	221
Figure 190 - Courbes représentatives d'un modèle dont le temps de récurrence est prévisible	222
Figure 191 - Courbes représentatives d'un modèle dont le glissement est prévisible	223

Liste des annexes

Annexe 1 Glossaire	227
--------------------------	-----

1. La tectonique des plaques

Niveau : collège et lycée (mécanisme de subduction, données GPS, anomalies magnétiques)

Disciplines concernées : SVT

1.1. OBJECTIFS

Connaître la structure interne de la Terre.
Comprendre le phénomène de convection et l'origine du mouvement des plaques.
Savoir qu'il existe plusieurs types de séismes et de volcanismes.

1.2. CONTENU THEORIQUE

1.2.1. La structure interne de la Terre

La Terre est divisée en couches concentriques qui se distinguent les unes des autres par des caractéristiques différentes (état, densité, minéralogie, etc.).

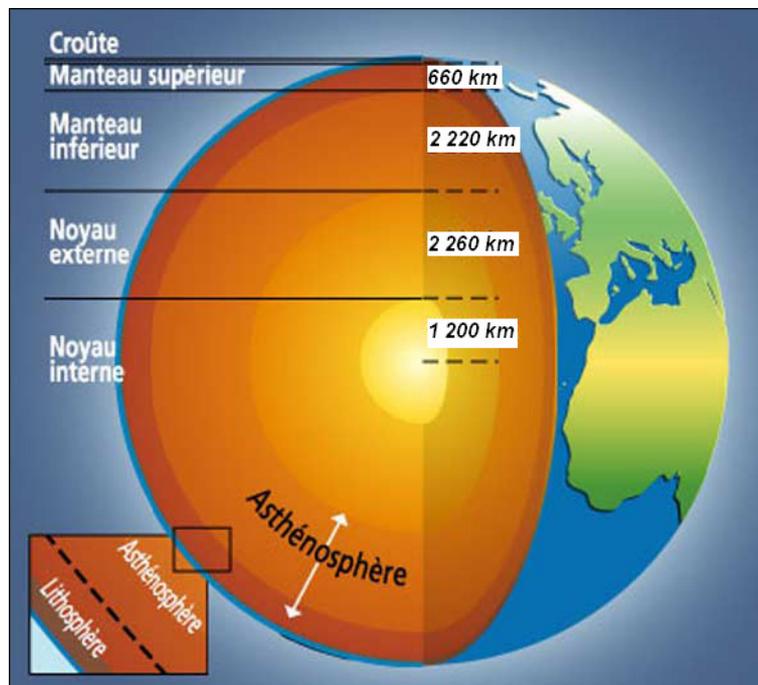


Figure 1 – Vue de la Terre en coupe (Source : Plaquette Séismes MEDD)

Voici les caractéristiques de chaque couche avec entre parenthèses leur composition chimique :

- **le noyau (Fe-Ni)** : il est divisé en un noyau interne constitué d'un alliage fer-nickel solide (la graine, de 0 à 1221.5 km) et un noyau externe liquide (de 1221.5 à 3480 km).
- **le manteau (Fe et Mg)** : il est divisé en un manteau inférieur au comportement plastique (de 3480 à 5701 km); et un manteau supérieur solide cassant (de 5701 à 6364 km).
- **la croûte (surtout SiO₂)**: d'état solide, elle se divise en deux types, océanique et continental. La croûte océanique se situe plutôt sous les océans et a une épaisseur de 5 à 10 km en moyenne : elle est constituée de roches basaltiques. La croûte continentale se trouve au niveau des continents : son épaisseur est de 30 à 35 km au niveau des plaines et de 50 à 65 km sous les chaînes de montagnes. Moins dense que la croûte océanique, elle est constituée de roches granitiques.

L'interface entre le manteau et la croûte correspond à la discontinuité du Moho, du nom de son découvreur le sismologue Mohorovicic : il s'agit d'une discontinuité abrupte des compositions chimiques.

Dans la partie supérieure du manteau, il existe également une discontinuité thermique (à une profondeur de 100 km environ) : la partie basse du manteau supérieur forme une couche plastique, plus chaude (l'asthénosphère) alors que le haut du manteau supérieur et la croûte ont une température plus basse et forment une couche plus dure et cassante (la lithosphère).

Le schéma ci-dessous permet de clarifier les positions de la croûte et du manteau par rapport à l'asthénosphère et à la lithosphère :

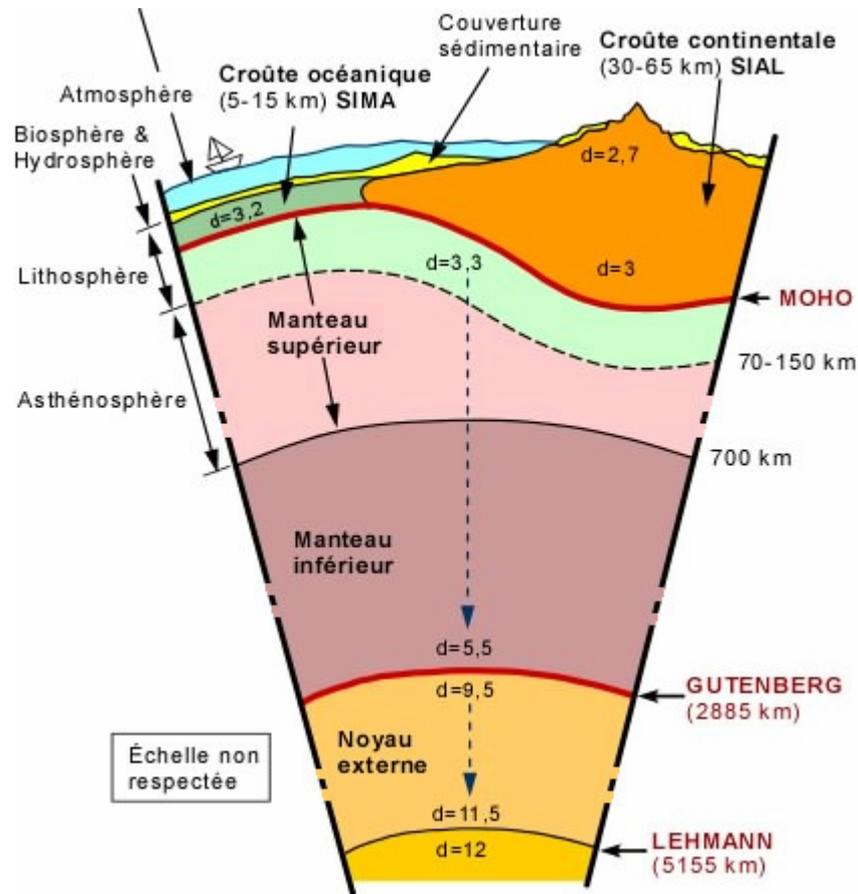


Figure 2 – Structure interne de la Terre (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

1.2.2. Le phénomène de convection et les plaques tectoniques

La Terre conserve de sa formation par accrétion une grande quantité d'énergie sous forme de chaleur. Mais vient également s'ajouter à cette chaleur résiduelle la chaleur issue de la désintégration naturelle de certains éléments radioactifs. Cette énergie doit donc se dissiper de la zone la plus chaude (le noyau) vers la zone la plus froide (la croûte). Cependant, le mécanisme de diffusion n'étant pas suffisamment efficace, c'est par convection du manteau que s'opère ce transfert de chaleur : au contact du noyau, le manteau devient plus chaud et moins dense, et remonte vers la surface. Au contraire, sous la croûte, le manteau se refroidit, devient plus dense et replonge vers le noyau.

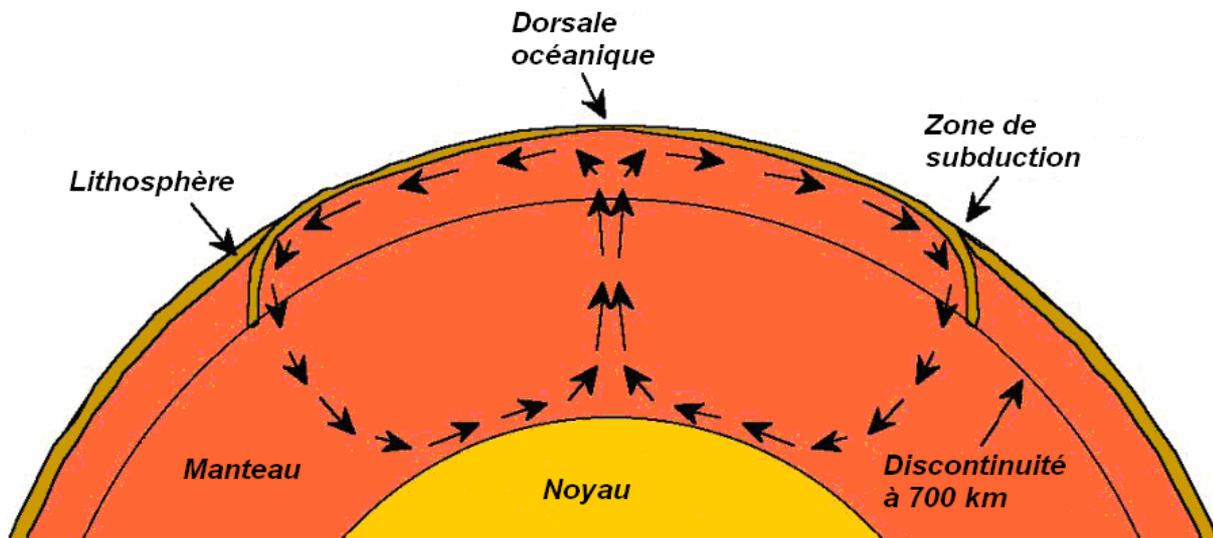


Figure 3 - Mouvements de convection dans le manteau (Source : Larry Braile, Purdue University)

Comment le manteau, considéré comme un solide, peut-il être animé de mouvements de convection ? En fait contrairement à la lithosphère, l'asthénosphère est plastique et peut être considérée comme un solide sur une courte échelle de temps (passage d'ondes sismiques, voir fiche n°4) et comme un fluide très visqueux sur une longue échelle de temps (des milliers d'années) : en effet, on estime la vitesse des flux de convection dans le manteau à quelques centimètres par an. Ce phénomène est comparable aux mouvements des glaciers ou à la coulée du verre des vitraux de cathédrales : ces deux matières apparaissent solides, mais se comportent comme des liquides sur une échelle de temps plus longue.

Ces mouvements qui animent le manteau induisent sur la lithosphère rigide des déformations qui se traduisent par un découpage de la lithosphère en plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère.

La lithosphère est ainsi découpée en 12 grandes plaques et plusieurs autres petites :

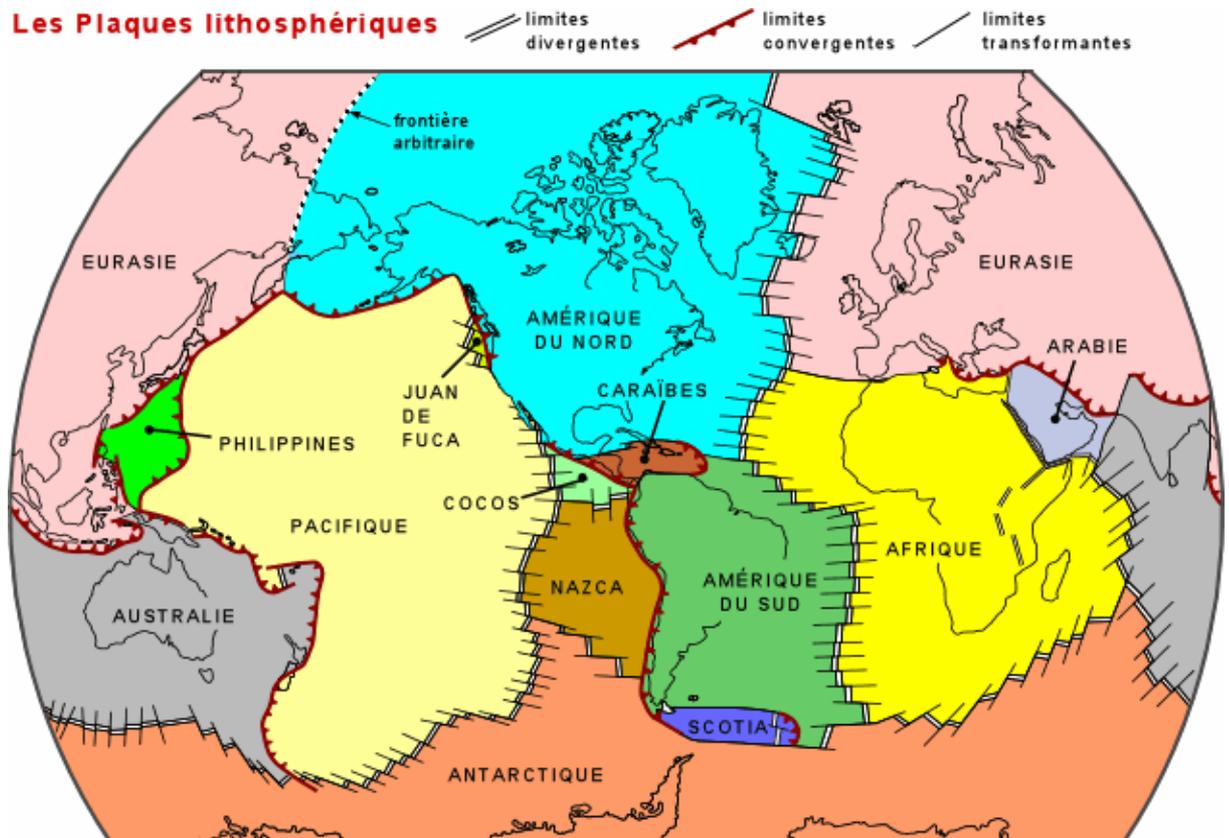


Figure 4 - Principales plaques lithosphériques

La vitesse relative de déplacement de ces plaques n'est pas homogène : elle peut varier de 1.3 cm/an (divergence plaques Afrique et Antarctique) jusqu'à 18.3 cm/an (divergence plaques Nazca et Pacifique).

Ces mécanismes permettent d'expliquer la dérive des continents (de la Pangée, continent unique, jusqu'à la géographie actuelle), théorie développée par Wegener dès 1912.

1.2.3. Les mouvements inter-plaques

Sur la carte précédente, d'après la légende, il existe trois mouvements de plaques bien distincts :

- mouvement divergent
- mouvement convergent
- mouvement transformant

Ces 3 types de mouvements inter-plaques sont à l'origine de trois types de frontières de plaques :

- **zone en divergence** : la distension provoque un amincissement à l'échelle de la croûte et la création d'un rift (par ex. le grand rift africain). Si cette distension se poursuit, elle aboutira à la séparation de la plaque en deux parties et à la création d'un océan. La dorsale médio-océanique sera alors le siège de la création d'une nouvelle croûte océanique par le volcanisme (par ex. dorsale Atlantique) :

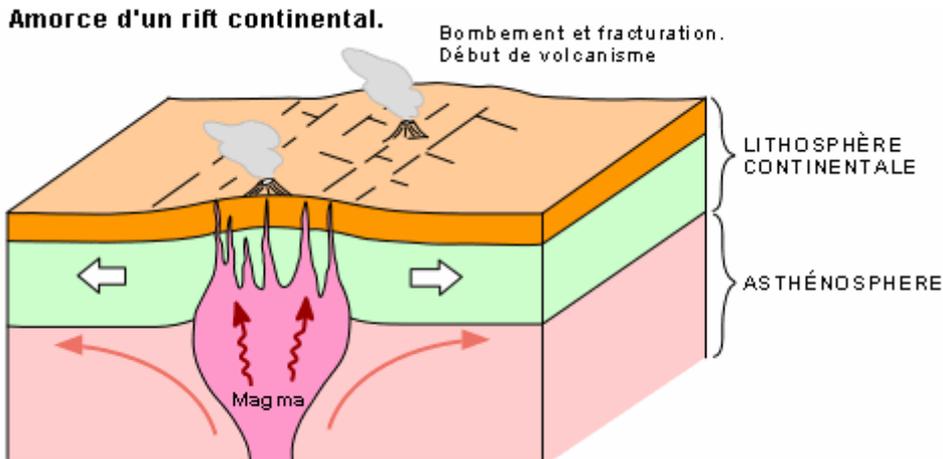


Figure 5 - Amorce d'un rift continental (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

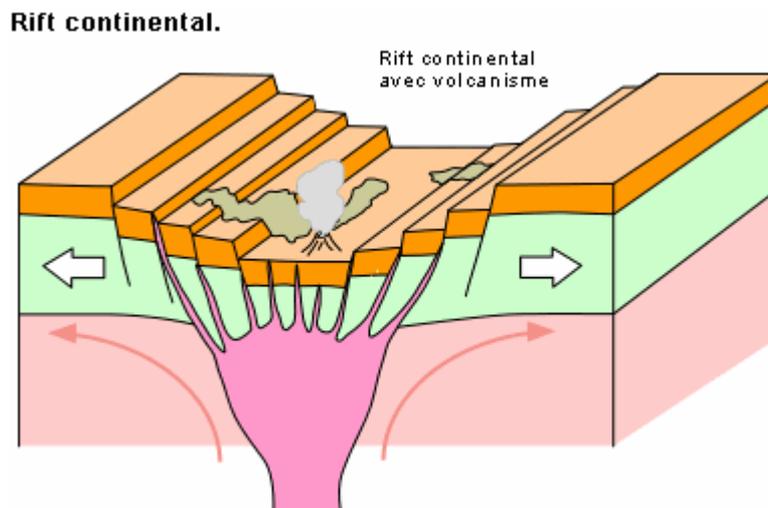


Figure 6 - Rift continental (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

Premier plancher océanique - Mer linéaire.

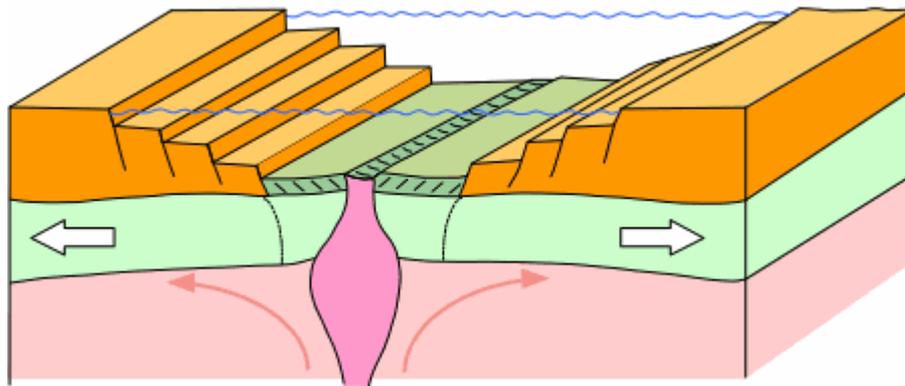


Figure 7 - Formation d'un plancher océanique (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

Océan de type Atlantique

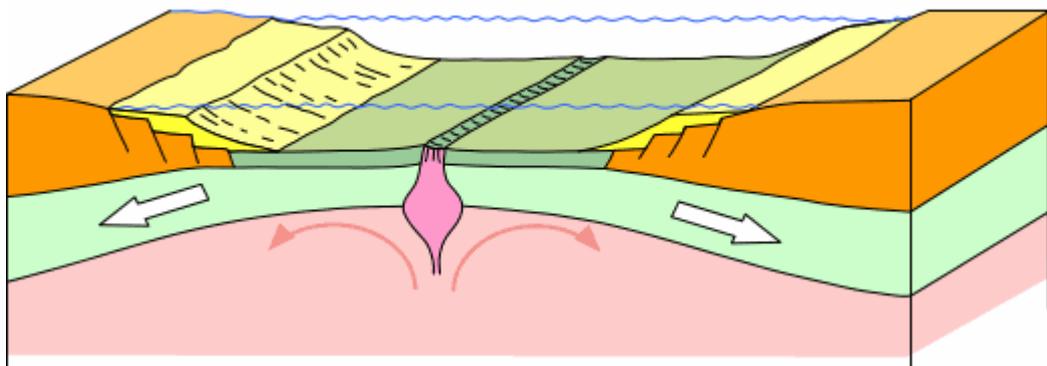


Figure 8 - Formation d'un océan de type Atlantique (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

- **zone en convergence** : elle se traduit d'abord par la subduction d'une plaque océanique (plus dense) sous une plaque continentale.

Exemple de subduction (les flèches symbolisent le déplacement relatif d'une plaque par rapport à l'autre) :

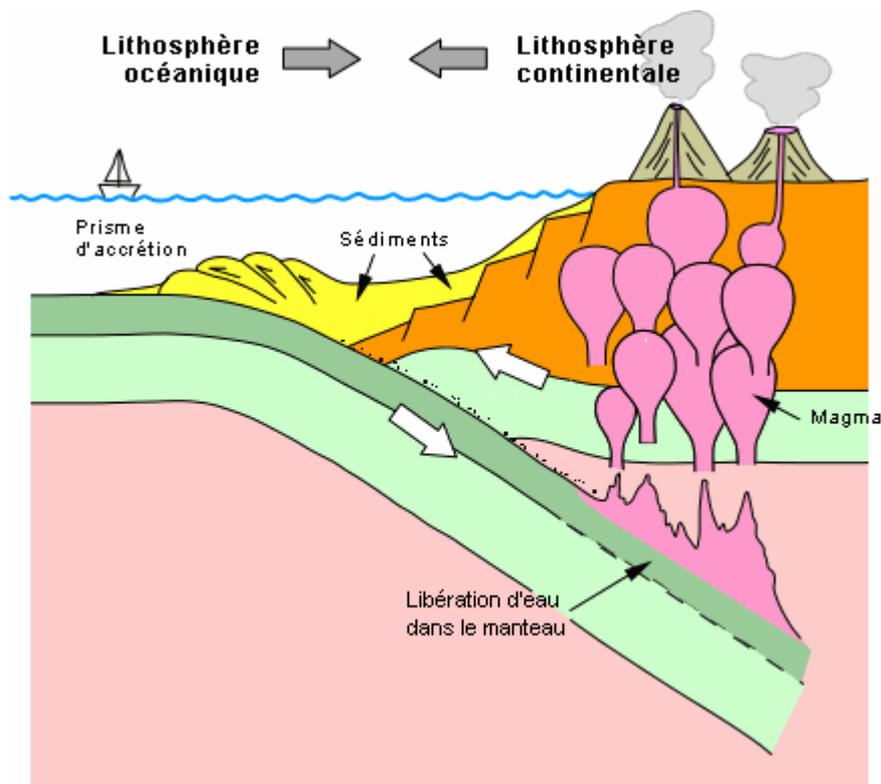


Figure 9 - Subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

A environ 100 km de profondeur, le métamorphisme de la lithosphère dans l'asthénosphère provoque une libération d'eau et une hydratation du manteau de la couche sus-jacente. Le manteau hydraté va alors fondre partiellement et former du magma, qui migre vers la surface. Ces remontées de magma génèrent la création d'un arc volcanique :

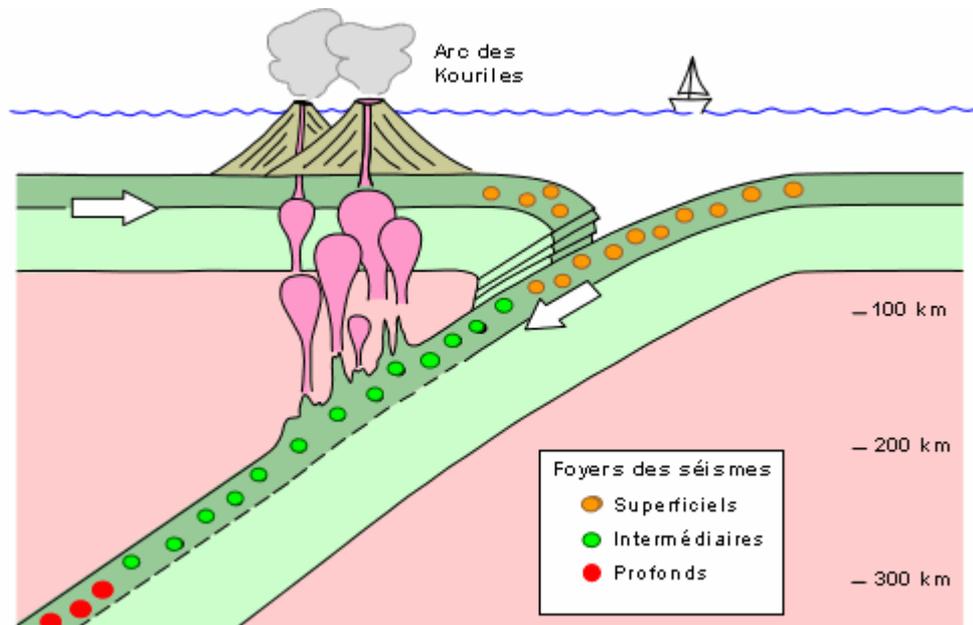


Figure 10 - Profondeur des séismes en zone de subduction (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

Des séismes se déclenchent le long de la plaque océanique, à des profondeurs différentes selon la position par rapport à la croûte continentale. Les séismes de faible profondeur sont provoqués par les fractures de la lithosphère lors de la courbure due à la collision.

L'enfoncement d'une plaque rigide dans l'asthénosphère plastique ne se fait pas sans rupture et fracture dans cette plaque, ce qui déclenche des séismes de profondeur intermédiaire et des séismes profonds. Puisque les séismes ne peuvent être initiés que dans du matériel rigide et cassant, on a ici une belle démonstration qu'il y a bel et bien enfoncement de plaque lithosphérique rigide dans l'asthénosphère, sinon il n'y aurait pas de séismes intermédiaires et profonds. C'est la raison pour laquelle les séismes intermédiaires et profonds sont confinés aux frontières convergentes : les zones de subduction sont les seules régions où du matériel lithosphérique est présent jusqu'à des profondeurs de 700 km.

Quelques exemples de zones de subduction :

- le long de la côte ouest de l'Amérique du Sud : subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine.

- les îles des Antilles : subduction entre les plaques Caraïbes et nord-américaine.

- la côte sud de l'Indonésie : subduction de la plaque australienne sous la plaque de la Sonde.

Cette convergence peut ensuite évoluer en collision entre 2 plaques continentales et la formation d'une chaîne de montagnes : c'est ce qui arrive quand l'ensemble de la croûte océanique a été subducté et que les deux plaques continentales convergent. Comme la différence de densité n'est pas significative, on assiste à un affrontement entre les deux plaques, aucun ne pouvant prendre le dessus. On peut citer par exemple l'affrontement de la plaque indienne avec la plaque eurasienne (formation de l'Himalaya), ou plus proche de chez nous, l'affrontement de la plaque africaine avec la plaque eurasienne (chaîne des Alpes).

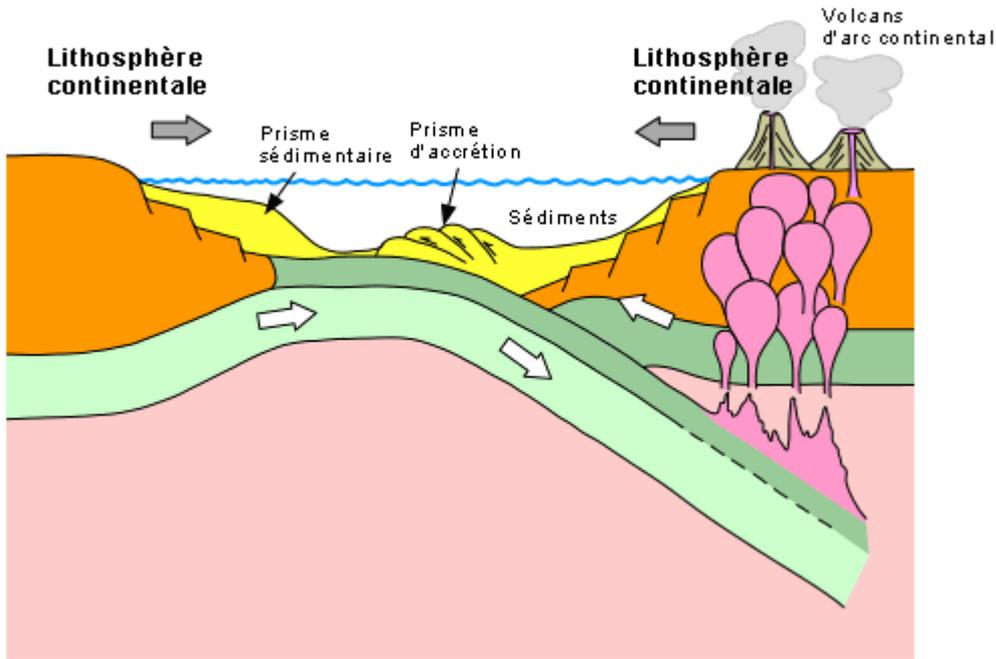


Figure 11 - Collision entre deux plaques continentales (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

La formation d'un prisme d'accrétion (accumulation de sédiments océaniques) n'est pas systématique dans les fronts de subduction : cela peut dépendre de nombreux paramètres, comme la nature des roches ou l'angle du plan de Bénihoff.

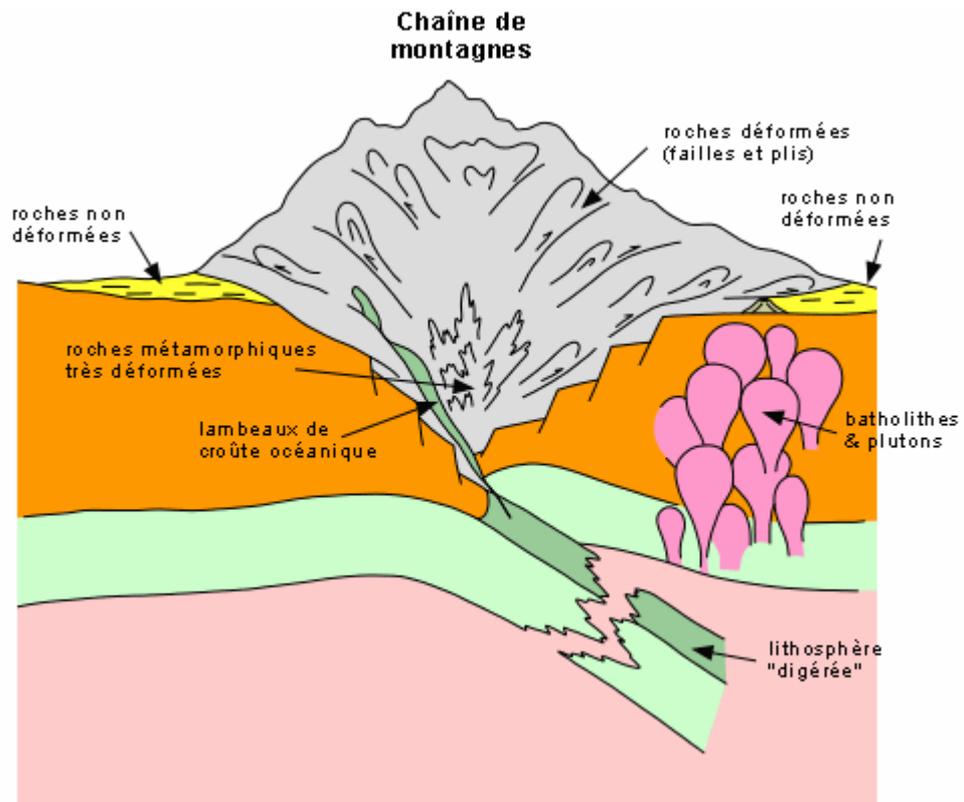
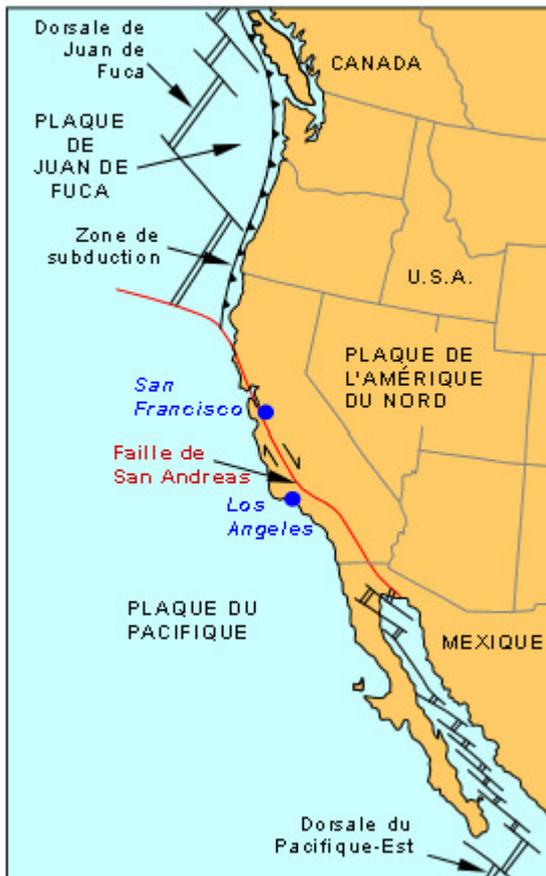


Figure 12 - Formation d'un chaîne de montagnes (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

- **zone transformante** : les plaques glissent horizontalement les unes contre les autres, comme par exemple le coulisement de la plaque nord-américaine le long de la plaque pacifique, assuré entre autres par la faille de San Andreas en Californie.

Aujourd'hui



Dans 10 millions d'années



Figure 13 - Mouvement transformant en Californie (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

Ces cassures permettent en général d'accommoder des différences dans les vitesses de déplacements ou même des mouvements opposés entre les plaques, ou de faire le relais entre des limites convergentes et divergentes (ces failles transforment le mouvement entre divergence et convergence, d'où leur nom de failles transformantes).

1.2.4. Les différents types de volcanisme

Volcanisme et sismicité sont intimement liés dans la mesure où ces deux phénomènes résultent de l'activité du manteau sous la croûte terrestre. Plusieurs types de volcanisme sont observables en fonction du mouvement des plaques tectoniques :

- Les zones de subduction génèrent en général un volcanisme très actif : à partir de 100 – 150 km de profondeur, la lithosphère subit un métamorphisme qui s'accompagne d'une libération d'eau. L'eau hydrate alors le manteau de la plaque chevauchante : ce manteau va fondre partiellement et former du magma. Ce magma migre jusqu'à la surface, générant ainsi les volcans, disposés tout le long de la limite des deux plaques. C'est pourquoi on appelle le pourtour du Pacifique la « Ceinture de Feu ».

- Le volcanisme sous-marin se retrouve au niveau des dorsales océaniques (zones de divergence) : c'est ce volcanisme qui donne naissance à la croûte océanique en expulsant du magma. Il est aussi observable à terre dans les régions émergées (Islande, rift est-africain...).
- Un autre type de volcanisme est celui des points chauds : il s'agit d'un volcanisme intraplaque généralement situé sur les plaques océaniques. Un point chaud correspond à une accumulation de matériel mantellique chaud à la base de la lithosphère : une telle anomalie thermique est générée par l'ascension vers la surface de remontées mantelliques sous la forme d'un panache. Dans le cas d'un point chaud, le matériel magmatique provient de la fusion partielle du manteau profond, c'est pourquoi sa composition chimique est différente des magmas éjectés par d'autres types de volcans. Si une plaque lithosphérique se déplace au-dessus d'un point chaud qui fonctionne sporadiquement, il se construit un chaînon de volcans : Les volcans les plus vieux se situent à l'extrémité du chaînon qui est la plus éloignée du point chaud, alors que les plus jeunes se situent à proximité du point chaud. On retrouve plusieurs de ces chaînons sur les plaques océaniques, comme par exemple, le chaînon qui va des îles Hawaii jusqu'aux fosses Aléoutiennes-Kouriles (chaînon Hawaii-Empereur) dans le Pacifique-Nord.

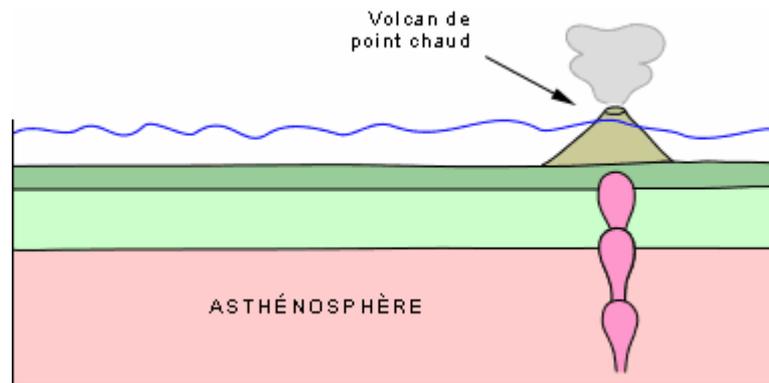


Figure 14 - Formation d'un point chaud (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

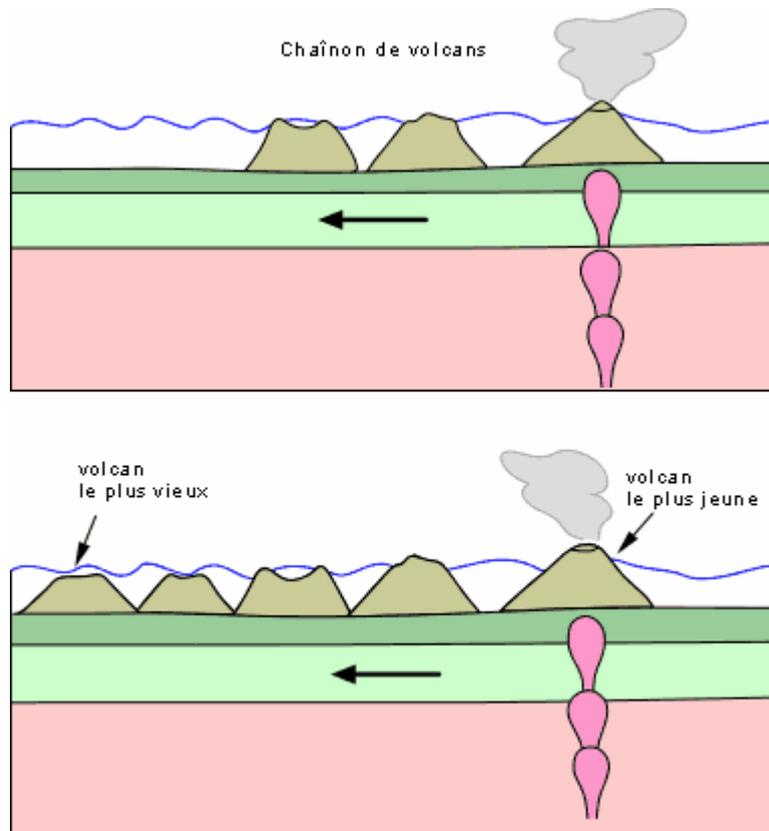


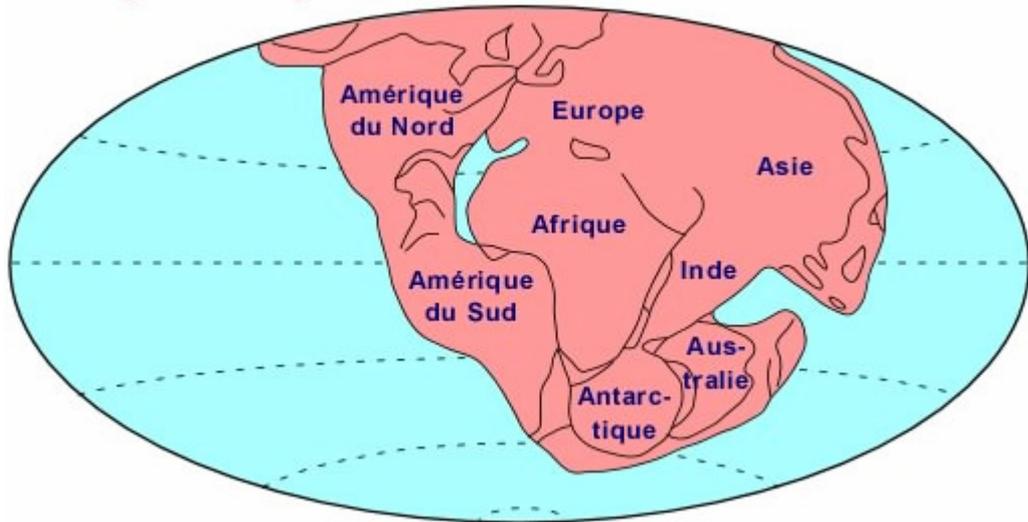
Figure 15 - Déplacement d'une plaque lithosphérique au-dessus du point chaud (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

1.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : LES MOUVEMENTS DE CONVECTION

1.3.1. Représentation initiale

Différentes étapes de la dérive des continents : de la Pangée (il y a plus de 250 millions d'années) à la configuration actuelle.

La Pangée de Wegener



Position actuelle des continents

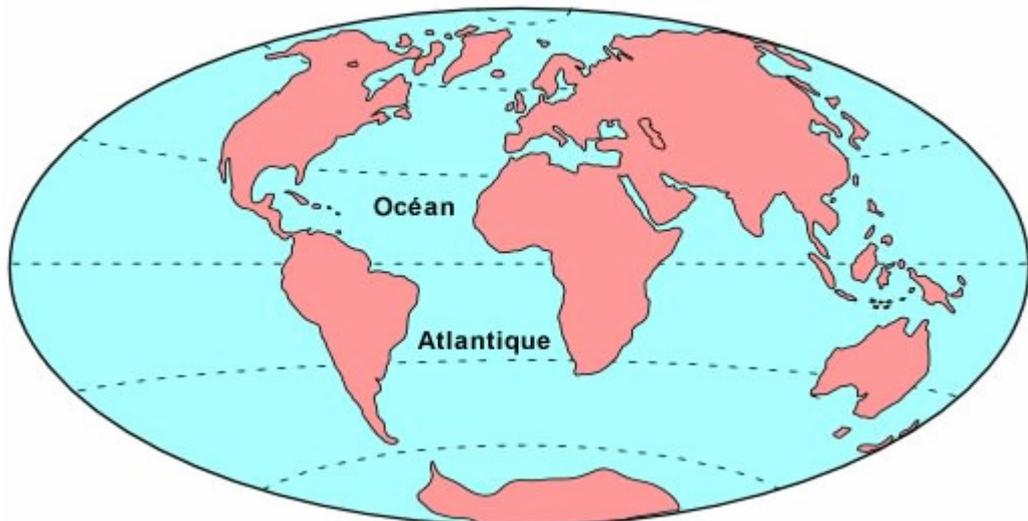


Figure 16 - Dérive des continents depuis 250 millions d'années (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

On peut aussi évoquer la découverte des anomalies magnétiques sur le plancher océanique pour valider la théorie de Wegener :

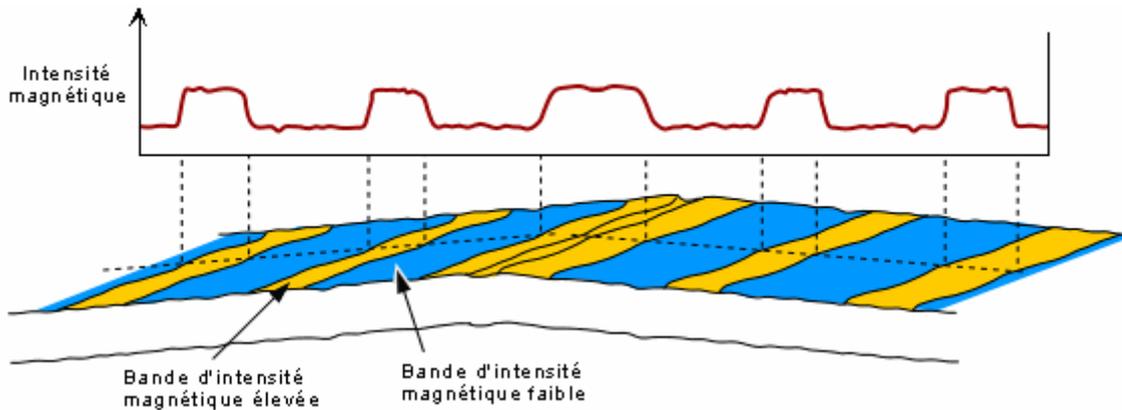


Figure 17 - Anomalies magnétiques sur le plancher océanique (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

Le schéma ci-dessous montre la répartition du magnétisme de part et d'autre d'une dorsale océanique (phénomène observé dans l'océan Atlantique par exemple) : les bandes jaunes représentent les roches générant un champ magnétique qui accentue le champ magnétique global (polarité normale) et les bandes bleues correspondent à une atténuation du champ magnétique global (polarité inverse).

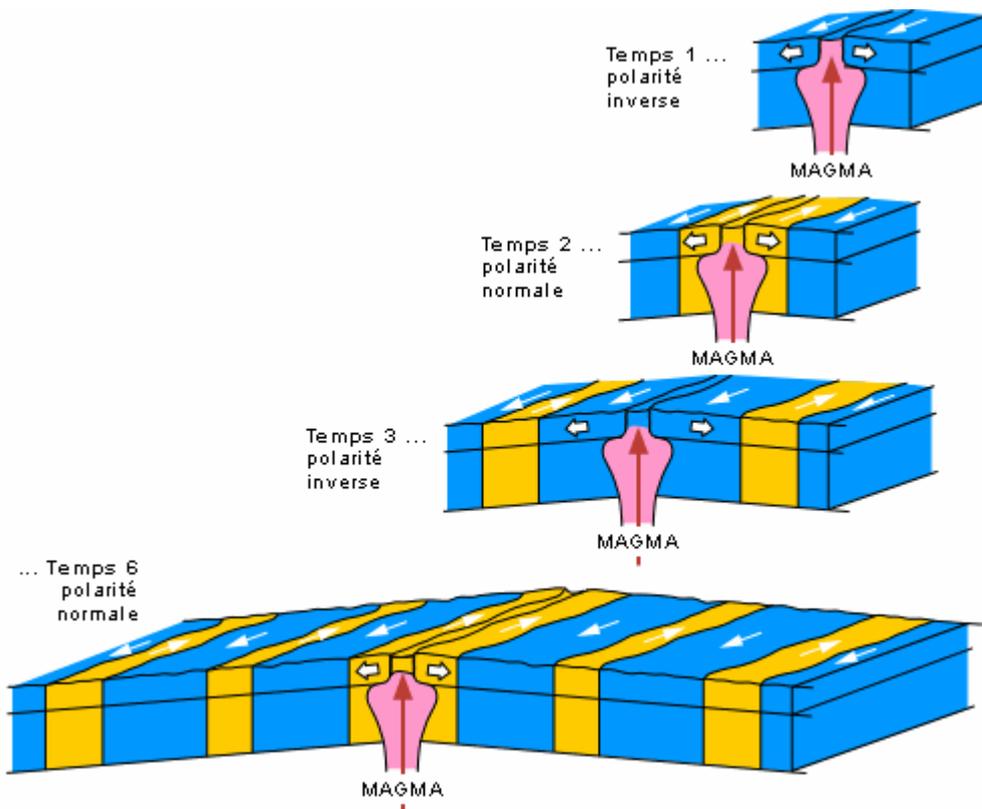


Figure 18 - Etapes de la formation des anomalies magnétiques (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

Cette différence dans l'orientation du champ magnétique provient des laves qui recouvrent le fond de l'océan : en se refroidissant, les roches enregistrent le champ magnétique terrestre présent à l'époque. Comme le champ magnétique terrestre est en constante évolution, ce champ rémanent constitue un indice pour dater les roches du plancher océanique et prouver la mobilité des continents (confirmation de la théorie de Wegener), due à l'étalement du plancher océanique.

Question :

- comment expliquer la mobilité des plaques lithosphériques dans le temps ?
- pourquoi y-a-t-il création d'un nouveau plancher océanique ?

Hypothèse : les plaques reposent sur l'asthénosphère, mis en mouvement par la chaleur dégagée par le noyau : ce mouvement est rendu possible par une source d'énergie (dispersion d'énergie par convection dans le manteau) et l'existence d'une surface « glissante » permettant le déplacement de la lithosphère (la LVZ ou « low velocity zone » : c'est une couche située à l'interface entre asthénosphère et lithosphère).

1.3.2. Protocole expérimental

a) Convection avec de l'huile (coût approx. : 5 €)

➤ **Matériel :**

- un plat en pyrex
- 3 ou 4 bougies
- deux supports (par exemple des tasses)
- de l'huile végétale et du thym

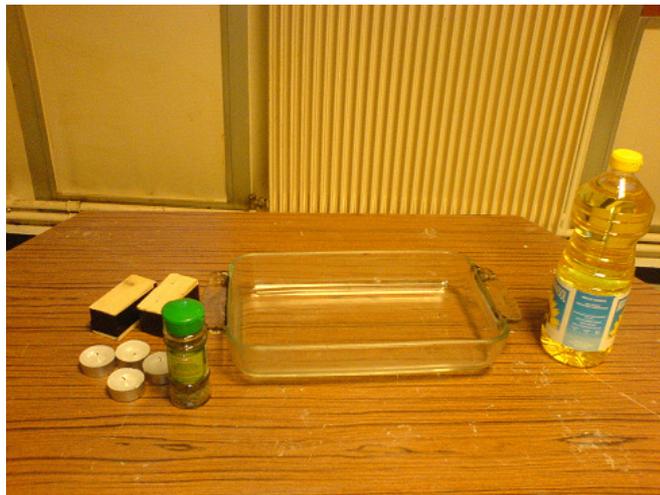


Figure 19 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Remplir le plat avec de l'huile et mélanger le thym. Monter le plat sur les deux tasses et allumer une rangée de bougies.



Figure 20 - Montage de l'activité

➤ **Déroulement :**

Le thym permet de visualiser les cellules de convection : observer le mouvement d'un morceau de thym et calculer sa vitesse à l'horizontale et à la verticale.



Figure 21 - Cellules de convection observables grâce aux mouvements du thym

➤ **Observations :**

Cette expérience permet de valider :

- la chaleur dégagée par le noyau anime les matériaux présents dans le manteau
- le mouvement de convection dans l'asthénosphère est à l'origine de la dérive des continents ;

Cette expérience ne permet pas de valider les notions suivantes :

- l'asthénosphère est un solide (au contraire de l'huile), mais se comporte comme un liquide très visqueux à l'échelle géologique ;
- les mouvements de convection dans l'asthénosphère sont extrêmement lents.

b) Zone de divergence (coût approx. : 3.5 €)

➤ **Matériel :**

- un plat en pyrex
- 3 ou 4 bougies
- de l'eau
- deux éponges fines de ménage, découpées aux bonnes dimensions (largeur du plat).
- deux supports (par exemple des tasses)



Figure 22 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Remplir le plat avec de l'eau et disposer une rangée de bougies au milieu, dans le sens de la largeur du plat. Disposer les deux éponges au milieu du plat, côte à côte. Allumer les bougies.



Figure 23 - Montage de l'activité

➤ **Déroulement :**

Au bout de quelques minutes, un mouvement de convection imperceptible anime l'eau et les deux plaques se séparent progressivement.



Figure 24 - Déplacement des éponges avec la convection

➤ **Observations :**

Cette expérience permet de valider :

- le phénomène de convection permet d'expliquer la divergence des plaques au niveau d'une dorsale océanique.

Cette expérience ne permet pas de valider :

- une zone de divergence s'accompagne de la création de croûte océanique (ici, l'éponge est remplacée par l'eau et non par une nouvelle éponge).
- la formation d'un rift océanique est un phénomène extrêmement lent.

1.3.3. Références reconnues

Quelques données scientifiques permettent de relativiser l'expérience par rapport à la réalité :

- carte montrant l'âge du fond des océans en millions d'années :

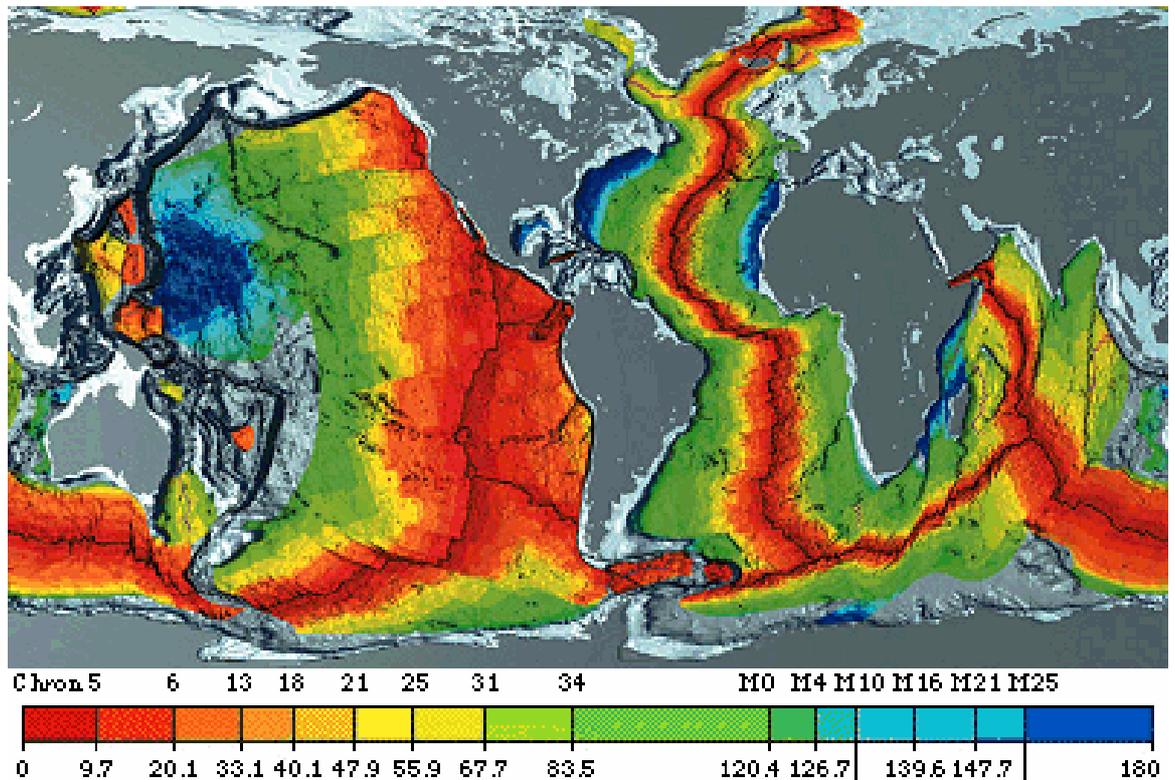


Figure 25 - Age du plancher océanique en millions d'années - (Source : National Geophysical Data Center, www.ngdc.noaa.gov)

- viscosité de quelques matériaux :

- Eau : 10^{-3} Pa.s
- Miel : 1.6 Pa.s
- Asthénosphère : $\sim 10^{19} - 10^{20}$ Pa.s

Cette comparaison met en évidence la très grande viscosité de l'asthénosphère qui ne peut être considérée comme un « liquide visqueux » qu'à l'échelle des temps géologiques : les éponges ont mis quelques secondes à se séparer, alors qu'il a fallu plus de 100 millions d'années pour former le plancher de l'océan Atlantique.

Les vitesses entre les plaques ne sont plus déterminées par les anomalies magnétiques ou l'âge des sédiments océaniques : désormais, les relevés GPS permettent de calculer précisément les mouvements entre les plaques : une mesure régulière de la position des stations GPS en fonction d'un point de référence permet de déduire la vitesse moyenne annuelle de la station. Ces déplacements révèlent alors la déformation des plaques et leurs vitesses relatives. La carte ci-dessous montre les vitesses absolues des stations GPS :

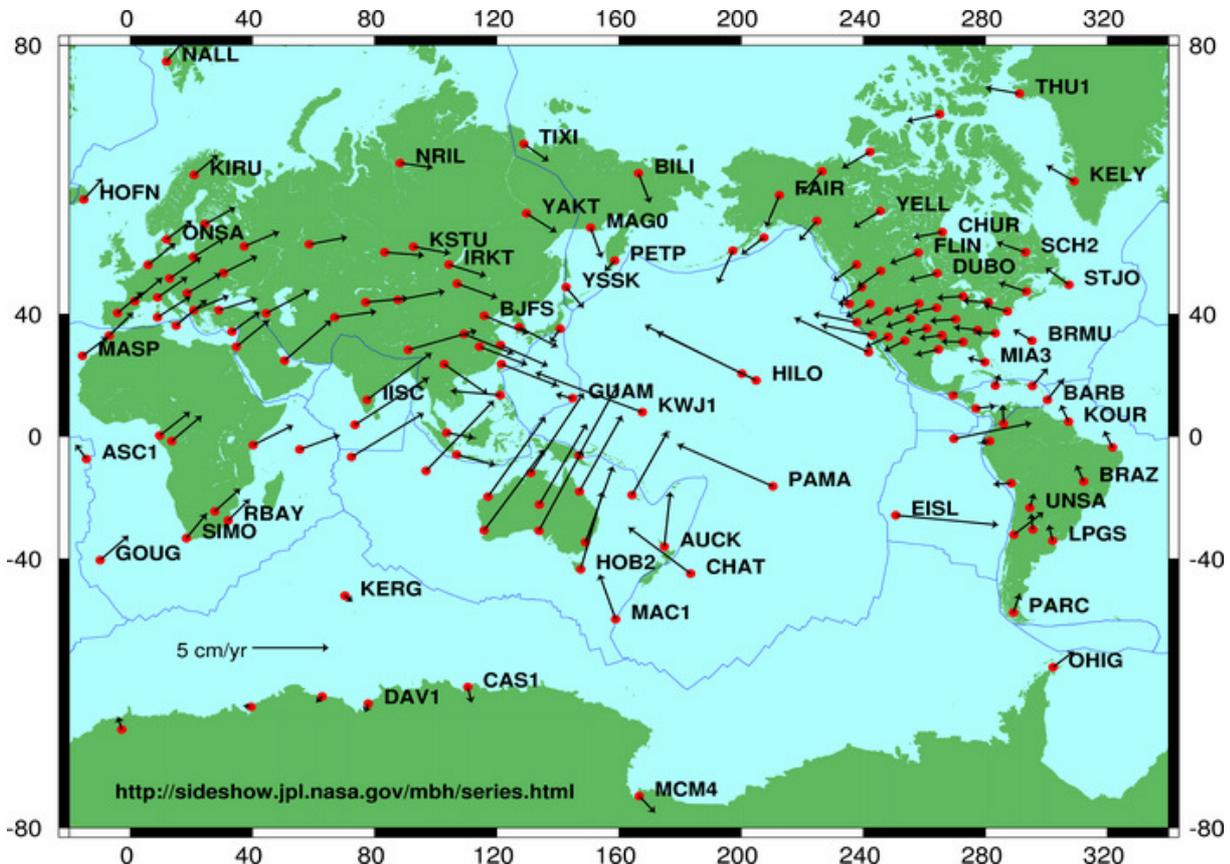


Figure 26 - Déplacement des stations GPS et déformation des plaques lithosphériques (Source : GPS Time Series, California Institute of Technology)

Le site <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html> permet d'accéder aux données GPS des stations représentées sur la carte ci-dessus.

Enfin, le site de l'Académie de Nantes propose une activité très complète sur les données GPS (déformation des plaques, vitesse de dérive entre deux plaques, subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine) : <http://www.ac-nantes.fr:8080/peda/disc/svt/convergence/pages/excel.htm>

1.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LES POINTS CHAUDS

1.4.1. Représentation initiale

Présentation de la carte suivante :

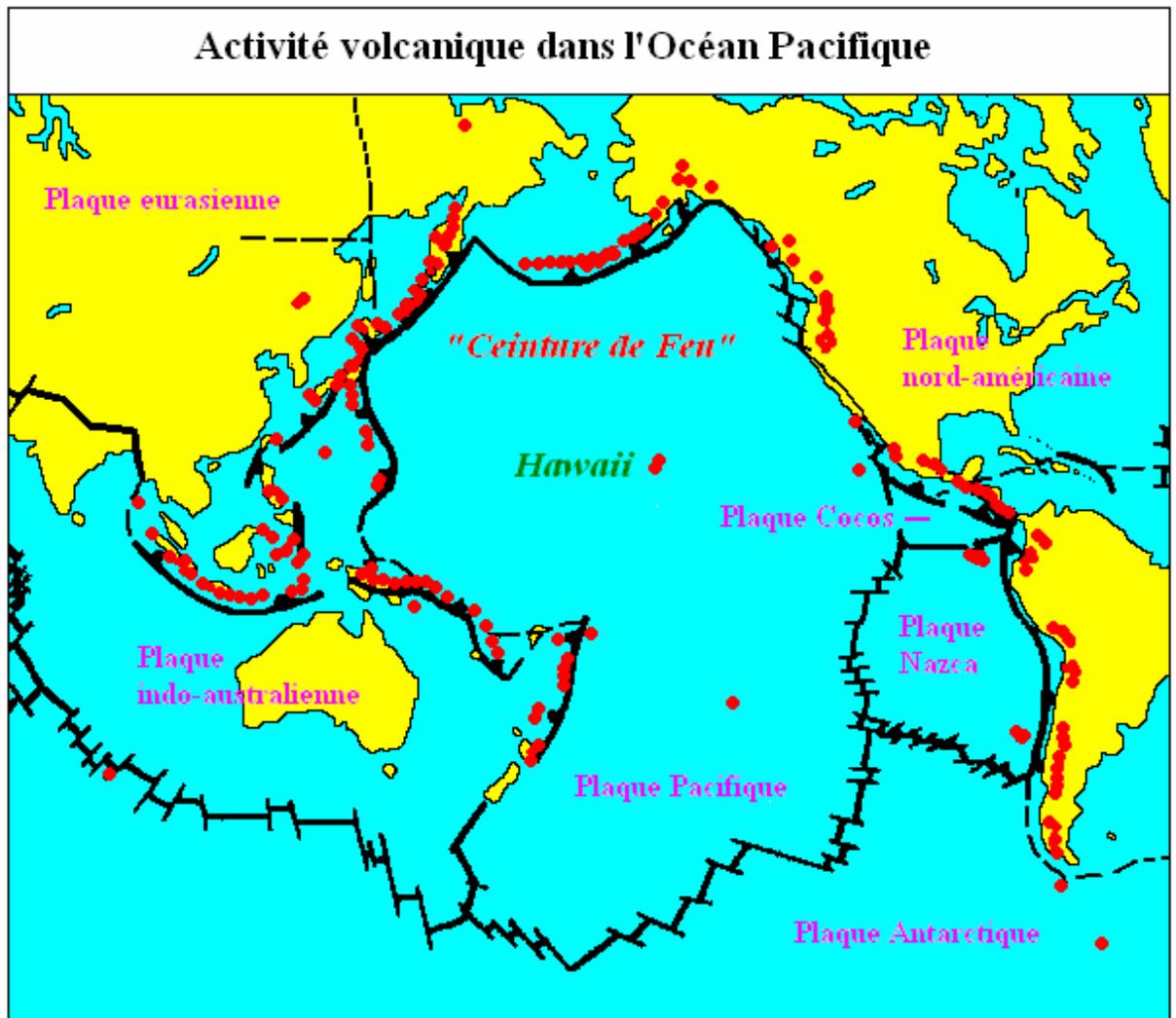


Figure 27 - Localisation des principaux volcans dans l'océan Pacifique (Source : d'après une carte de l'USGS)

On remarque que les îles Hawaï connaissent une activité volcanique assez intense alors qu'elles ne sont pas situées en frontière de plaques.

On peut faire réfléchir les élèves sur l'existence d'une zone volcanique à l'intérieur d'une plaque.

=> Evoquer l'existence de points chauds.

1.4.2. Illustration du phénomène (coût approx. : 10 €)

Matériel :

- un béccher
- une bougie

- de l'huile végétale
- une craie de couleur



Figure 28 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Verser 50 ml d'huile dans le bécher et mélanger avec 2 g de craie réduite en poudre. Ajouter alors doucement (verser le long de la paroi pour éviter les mélanges) 150 ml d'huile. Installer la bougie directement sous le bécher, la source de chaleur doit être focalisée en un point précis.

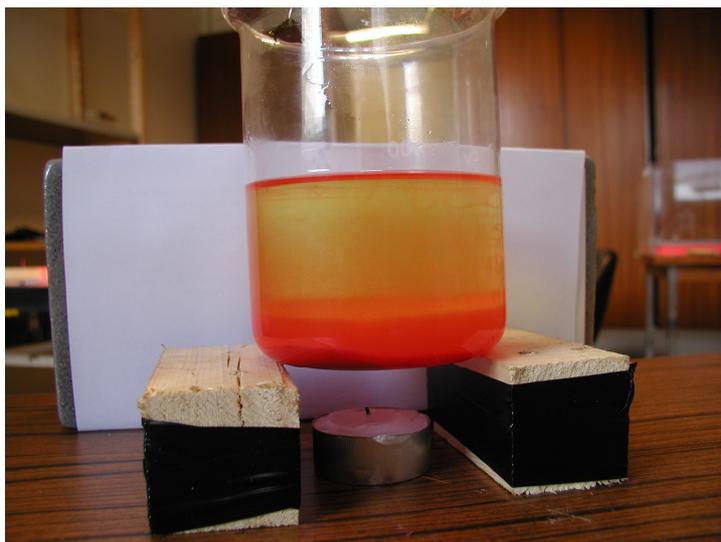


Figure 29 - Montage de l'activité

➤ **Déroulement :**

Allumer la bougie : au bout de quelques instants (1 à 2 minutes), une panache d'huile colorée va se former et monter à la surface.

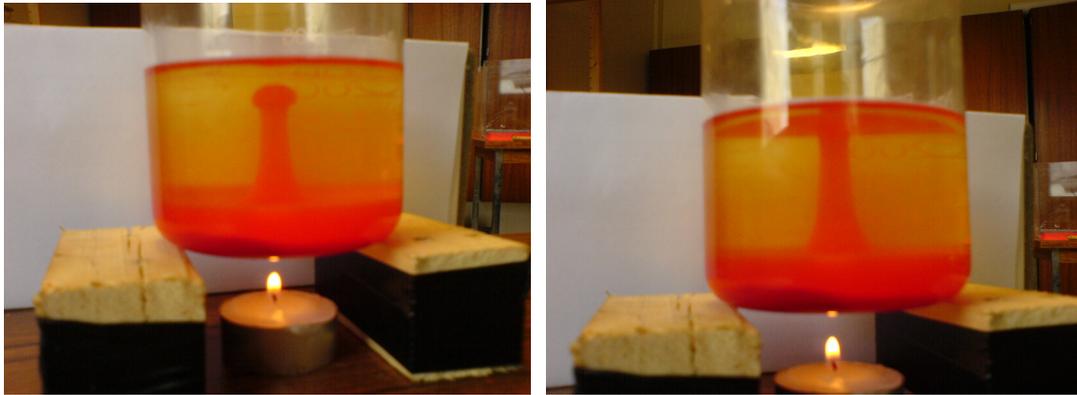


Figure 30 - Formation d'un panache

➤ **Observations :**

Cette expérience très simple à mettre en œuvre permet de montrer le phénomène de convection ainsi que le rôle des points chauds (libération de la chaleur interne de la Terre) dans l'activité interne de la « machine Terre ».

1.4.3. Références reconnues

A la suite de l'activité, donner des précisions concernant les points chauds :

- **taille du panache mantellique** : environ une centaine de kilomètres de diamètre, la tête du panache est plus étendue et peut faire plusieurs centaines de kilomètres de diamètre.

- **origine du panache mantellique** : l'origine de ces panaches est encore mal connue. On pense qu'il existe plusieurs types de panaches (certains prendraient naissance à la base du manteau en raison d'irrégularités sur le noyau, d'autres se formeraient à la base de l'asthénosphère). Mais, comme le montre l'expérience, la formation d'un panache est due à une concentration de chaleur en un point précis.

- **âge des points chauds** : les volcans présents à Hawaï sont très récents (moins de 1 million d'années) et la chaîne devient de plus en plus ancienne à mesure que l'on remonte vers le Nord (chaînon Empereur). Tout au Nord, les anciens volcans ont près de 80 millions d'années, mais cela ne suffit pas pour déterminer le moment de formation du point chaud (des volcans antérieurs ont pu être subductés par la plaque Eurasienne). Durant tout ce temps, le point chaud a « parcouru » plusieurs milliers de kilomètres (des îles Aléoutiennes jusqu'à Hawaï).

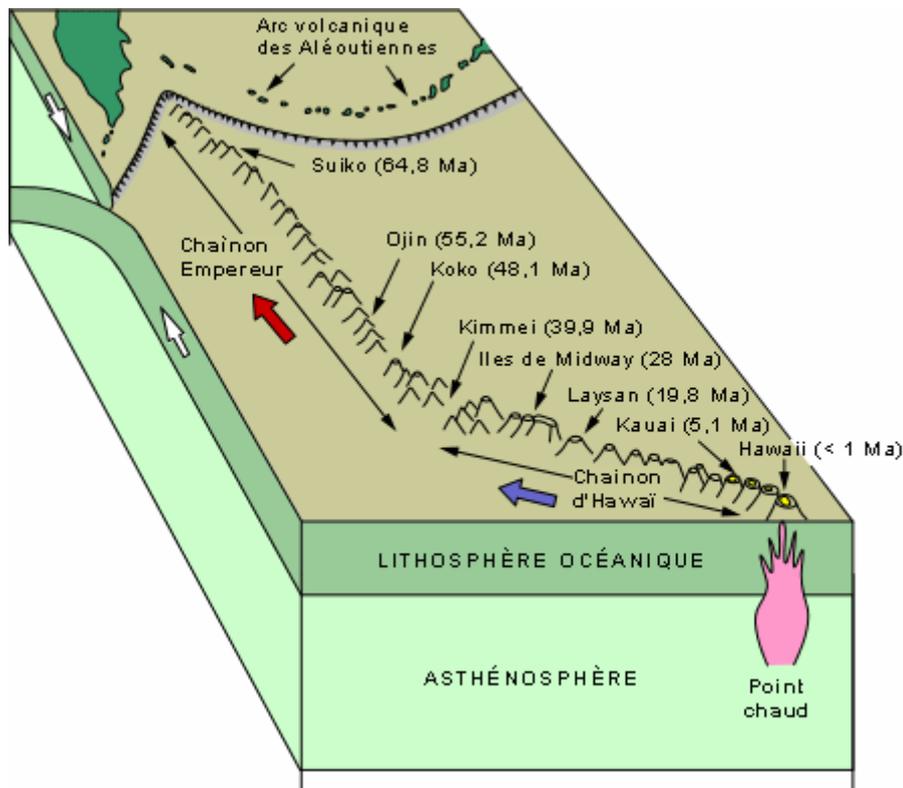


Figure 31 - Traces laissées par le point chaud de Hawaï (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

- **principaux points chauds** : l'exemple d'Hawaï est le plus fameux, mais de nombreuses régions connaissent le même phénomène. Dans l'Océan Indien, l'île de la Réunion connaît une activité volcanique depuis près de 5 millions d'années, ce qui correspond à la manifestation la plus récente d'un point chaud dont on retrouve les traces dans la province du Deccan (Inde, il y a 70 millions d'années), l'archipel des Maldives (40 millions d'années) et l'île Maurice (10 millions d'années).

D'autres zones de points chauds sont recensées dans le monde : le Mont Cameroun sur la plaque africaine, le Mont Erebus en Antarctique, les archipels des Australes et de la Société en Polynésie française...

1.5. ACTIVITE INFORMATIQUE

Pour illustrer le phénomène de subduction, aller sur la cartothèque du Sismo des Ecoles (<http://www.ac-nice.fr/svt/aster/data/cartejar/cartotek/>) et faire tracer les séismes (toutes profondeurs) et les volcans le long d'une zone de subduction (par exemple près du Chili). Choisir l'option « coupe en profondeur » pour visualiser le phénomène de subduction à partir des foyers des séismes et des volcans (situés à l'aplomb de la zone où la plaque plongeante est située à environ 100 km de profondeur).

1.6. POUR EN SAVOIR PLUS

- Pierre-André Bourque, Université Laval (Canada) :
<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/img.communes.pt/str.interne.terre.html>
Cours sur la structure interne de la Terre
- Pierre-André Bourque, Université Laval (Canada) :
<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/ch.montagnes.html>
Cours général sur la formation des chaînes de montagnes, bons schémas sur le phénomène de subduction.
- Professor Larry Braile, Department of Earth and Atmospheric Science, Purdue University :
<http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/earthint/earthint.htm>
Activités éducatives autour de la structure interne de la Terre
- Professor Larry Braile, Department of Earth and Atmospheric Science, Purdue University :
<http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/journey/journey.htm>
Voyage virtuel vers le centre de la Terre
- Académie de Nantes :
<http://www.ac-nantes.fr:8080/peda/disc/svt/convergence/pages/excel.htm>
Proposition d'activité sur les données GPS et la déformation des plaques
- California Institute of technology : <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>
Données GPS permettant de calculer des vitesses de déformation
- Université de Lille I :
http://www.univ-lille1.fr/geosciences/cours/terre_active/terre_active_intro.html
Cours « La Terre, planète active »

2. Les séismes dans le Monde et en France

Niveau : fiche générale

Disciplines concernées : SVT (partie I), Géographie (parties II et III), Histoire (parties II, III et IV – séismes historiques).

2.1. OBJECTIFS

Comprendre la répartition de la sismicité mondiale.
Comprendre la notion de magnitude.
Connaître quelques séismes historiques.
Connaître la sismicité de la France.

2.2. CONTENU THEORIQUE

2.2.1. Les types de séismes

a) Les séismes inter-plaque

Dans la majorité des cas, les séismes se déclenchent en limite de plaques : les points rouges de la figure suivante représentent les séismes des 5 dernières années au niveau mondial, de magnitude supérieure à 4.

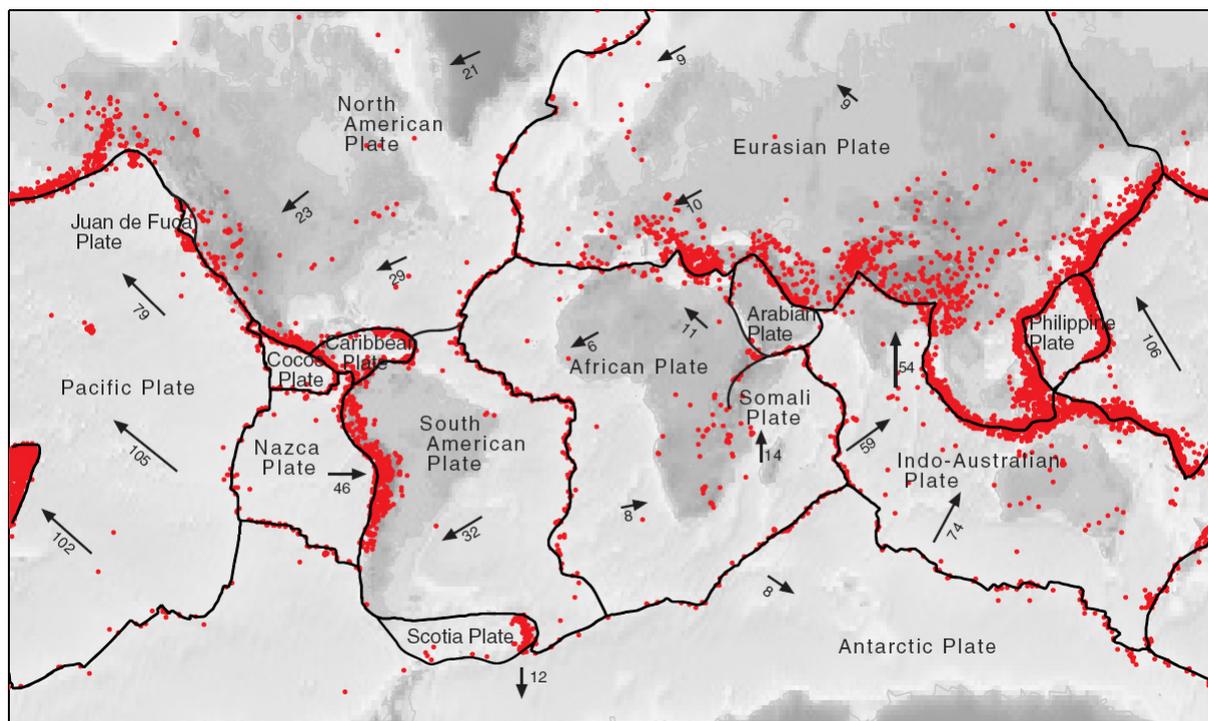


Figure 32 - Sismicité mondiale et déplacements relatifs entre plaques

On observe effectivement une très forte concentration des séismes près des frontières de plaques : c'est au niveau de ces contacts que les contraintes occasionnées par les mouvements relatifs des plaques tectoniques sont les plus fortes. Les flèches représentent la direction de déplacement des plaques ainsi que leur vitesse moyenne (en mm par an) : plus le mouvement relatif entre deux plaques est rapide, plus la sismicité est élevée. On parle de vitesse moyenne car le mouvement des plaques est le plus souvent discontinu (cf. fiche n°3 sur les failles).

Dans le monde, les zones les plus actives sont situées en Asie (Japon, Chine, Indonésie, Himalaya), au Proche-Orient (Turquie, Afghanistan), en Afrique du Nord (Algérie, Maroc), en Amérique (Chili, Mexique, Etats-Unis) et dans les Caraïbes (Antilles).

b) Les séismes intra-plaque

Même à l'intérieur des plaques tectoniques, des failles peuvent jouer et occasionner des séismes. Généralement moins violents que les séismes inter-plaques, ils correspondent à des réajustements des pressions dans la croûte terrestre : ce sont plus particulièrement ces séismes que l'on observe en France métropolitaine.

Les séismes intra-plaque sont généralement peu destructeurs, mais il existe des exceptions : le 26 janvier 2001, le séisme de Buhj (Inde) de magnitude 7.6 s'est produit au sein de la plaque indienne, à plusieurs centaines de kilomètres de la limite des plaques Inde et Asie. Un séisme d'une telle puissance est probablement dû à une faille

lente (vitesse beaucoup plus faible que le front de l'Himalaya), mais avec des temps de retour très longs : les contraintes ont pu s'accumuler dans la faille durant des milliers d'années avant de provoquer une rupture brutale.

c) Les séismes d'origine volcanique

La fiche n°1 a montré que volcanisme et sismicité étaient intimement liés. Par exemple, dans les zones de subductions, la plongée de la lithosphère dans l'asthénosphère provoque une fusion partielle des roches et la formation de volcans très actifs.

Inversement, les éruptions volcaniques peuvent occasionner une multitude de séismes et de microséismes : ces derniers permettent parfois de prédire l'imminence d'une éruption. Les séismes volcaniques sont généralement peu puissants, mais dans le cas d'une activité explosive (volcan de type péleén), la magnitude du séisme peut être significative. Dans le cas d'une activité volcanique soutenue, le déplacement de magma et l'accumulation de gaz sous le volcan provoquent des déformations parfois conséquentes du sol.

d) Les séismes liés à l'activité humaine

Certaines activités humaines peuvent également occasionner des séismes, généralement modérés. Il s'agit notamment de la mise en eau des barrages, de l'exploitation des gisements souterrains (gaz, minerais...) ou de l'injection d'eau en sous-sol (géothermie), modifiant ainsi les pressions auxquelles sont soumises les roches. Les explosions souterraines, comme les essais nucléaires, peuvent aussi générer des ondes sismiques. Ce type de sismicité est plutôt anecdotique.

2.2.2. La sismicité mondiale

Comme vu dans la partie I, la répartition des séismes n'est pas uniforme et des régions sont beaucoup plus exposées que d'autres.

La puissance des séismes est aussi très variable et se mesure sur l'échelle de magnitude de Richter. Le tableau ci-dessous montre le nombre annuel moyen de séismes d'une magnitude donnée, et compare la magnitude à l'énergie libérée par une masse d'explosifs.

Magnitude	Energie libérée	Nb de séismes par an dans le monde (ordre de grandeur)	Evénement comparable en libération d'énergie
9	$E \times 30^6$	1 tous les 10 ans	Eruption du Krakatoa (Indonésie)
8	$E \times 30^5$	1	Eruption du Mont St Helens (Etats-Unis)
7	$E \times 30^4$	10	Plus grande explosion thermonucléaire
6	$E \times 30^3$	100	Explosion nucléaire de type Hiroshima
5	$E \times 30^2$	1 000	Tornade
4	$E \times 30$	10 000	Petite explosion nucléaire
3	E	> 100 000	Décharge de foudre

Tableau 1 - Occurrence des séismes en fonction de leur magnitude

La quantité d'énergie E correspond ici à l'explosion de 1 800 kg d'explosifs.

La magnitude est une **échelle logarithmique** : un séisme de magnitude 5 est environ 30 fois (en réalité 31.6 fois) plus puissant qu'un séisme de magnitude 4. Le nombre 31.6 correspond à la racine carrée de 1 000, ce qui permet de bien comprendre qu'une différence entre 2 degrés de magnitude correspond à une libération d'énergie 1 000 fois plus forte.

La magnitude est une **échelle ouverte** : elle peut dépasser 10 en théorie, mais un tel cas de figure est peu vraisemblable. En effet, un séisme de magnitude 10 équivaldrait à la rupture d'une faille sur plusieurs milliers de kilomètres de long et sur des dizaines de kilomètres de profondeur (rupture sur l'épaisseur de la plaque lithosphérique) : un tel scénario est difficilement imaginable.

Les séismes de magnitude supérieure à 9 demeurent très rares.

Quelques séismes remarquables :

- **Chili (1960)** : ce séisme de magnitude 9.5 est le plus puissant phénomène enregistré à l'heure actuelle. Le séisme a causé 2 000 victimes et généré plus de 2 millions de sans-abris. Il a même provoqué un tsunami qui a causé plus d'une centaine de morts sur la côte du Japon.



Figure 33 - La ville côtière de Valdivia dévastée par le séisme (Source : Gotolatin.com)

- **Northridge (1994)** : la région de Los Angeles (Etats-Unis) a subi un séisme de magnitude 6.7 qui a occasionné relativement peu de victimes (une soixantaine), mais qui est connu comme l'un des séismes les plus chers de l'histoire. Sa localisation dans une zone urbanisée et économiquement très développée a causé plus de 20 milliards de dollars de dégâts aux bâtiments et aux infrastructures.



Figure 34 - Autoroute endommagée par le séisme de Northridge (Source : USGS)

- **Izmit (août 1999)** : une rupture de la faille nord-anatolienne (faille transformante) a provoqué un séisme de magnitude 7.6 qui a coûté la vie à près de 20 000 personnes. Le séisme a été destructeur jusqu'à Istanbul et a également été ressenti de l'autre côté de la Mer Noire. De nombreux effets de sites et phénomènes de liquéfaction (voir fiche n°6 sur les effets locaux) ont été observés.

- **Sumatra (décembre 2004)** : ce séisme exceptionnel de magnitude 9.1 est survenu en pleine mer, au large de l'île de Sumatra (Indonésie). La rupture de la faille a provoqué un soulèvement soudain du fond de l'océan, déclenchant ainsi un tsunami dévastateur. Le tsunami s'est propagé à l'ensemble de l'Océan Indien et a causé la mort de près de 230 000 personnes.
- **Java (mai 2006)** : ce séisme de magnitude 6.3 est survenu sur l'île de Java (Indonésie), causant la mort de plus de 5 700 personnes. L'Indonésie connaît une sismicité très active, qui résulte de la subduction de la plaque Australie sous la plaque de la Sonde.

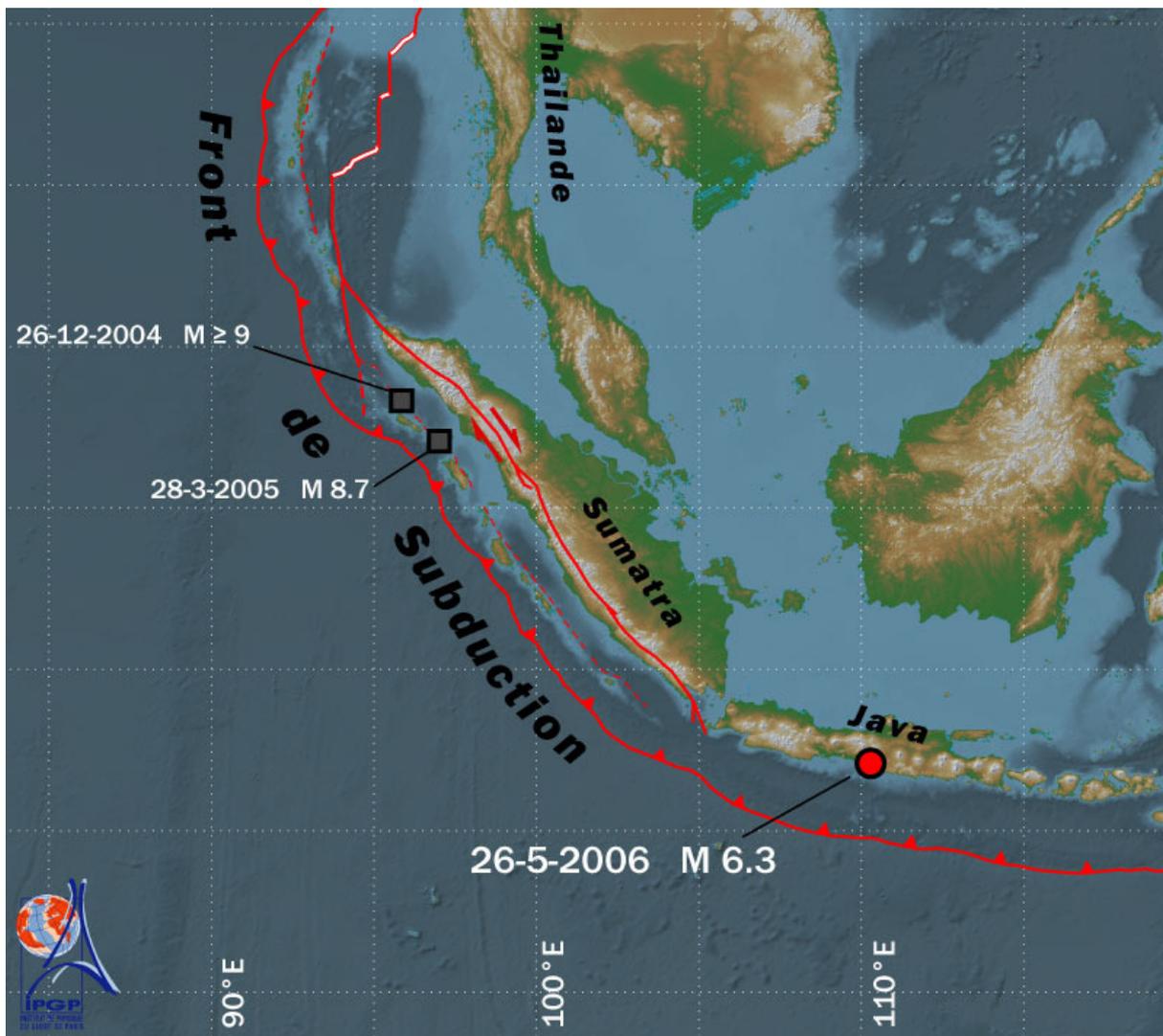


Figure 35 - Séismes successifs au large de l'Indonésie (Source : IPGP)

2.2.3. La sismicité française

Le bassin méditerranéen est le lieu de rencontre de deux grandes plaques continentales – **la plaque Africaine et la plaque Eurasienne** – et de microplaques prises en étau : Adriatique, Ibérie, Egée et Anatolie. L'âge de ce mouvement est estimé à 70 millions d'années.

Cette rencontre induit un affrontement entre les deux plaques qui se traduit surtout par des **zones de subduction en Méditerranée centrale** (arcs égéen et tyrrhénien), ou de **collision en Méditerranée occidentale** (chaîne de l'Atlas et chaînes alpines).

Les vitesses de déplacement relatif des plaques les unes par rapport aux autres augmentent d'Ouest en Est, passant de 0.4 à 1 cm/an en Méditerranée occidentale à 3 à 4 cm/an en Méditerranée orientale. Ceci se traduit par une activité sismique plus soutenue et plus intense à l'Est du bassin méditerranéen (Grèce, Turquie).

L'affrontement entre les deux grandes plaques Africaine et Eurasienne induit une poussée de la microplaque Adriatique sur l'Ouest de l'Europe. En France, la chaîne alpine est le résultat de cette collision continentale : l'activité sismique observée dans le **Sud-Est** de la France et dans les **Alpes** est liée à la collision de la plaque Eurasienne avec la microplaque Adriatique.

La chaîne **Pyénéenne** marque la frontière entre la microplaque Ibérie (qui correspond à l'Espagne et au Portugal) et l'Eurasie. La sismicité actuelle y est importante et assez homogène. Elle résulte des mouvements en compression le long des failles de la chaîne en réponse à la convergence relative entre l'Ibérie et l'Eurasie.

L'**Alsace** fait partie de la région transfrontalière entre la France, l'Allemagne et la Suisse formée par le Graben du Rhin. Ce fossé d'effondrement est un rift continental qui s'est formé au Tertiaire. Il est aujourd'hui soumis à une forte contrainte en avant de la collision alpine. Ainsi, la sismicité en Alsace résulte des mouvements sur les chevauchements frontaux du Jura au sud (Sundgau) et sur les failles associées au graben et réactivées par cette contrainte.

Comme le fossé Rhénan, l'**Auvergne** fait partie du système de rift tertiaire européen. Elle est soumise aujourd'hui à la poussée des Alpes, à savoir une compression NW-SE associée à une extension perpendiculaire. Bien que cette région connaisse une sismicité relativement modérée, deux séismes d'intensité VIII se sont produits en 1477 et 1490 près de Clermont-Ferrand et le Livradois connaît depuis quelques années une intensification de son activité sismique.

La zone de sismicité qui couvre les régions **Bretagne, Pays de la Loire, Poitou-Charente et Centre** correspond aux restes de l'ancienne chaîne Hercynienne. Les failles héritées de cette chaîne maintenant arasée sont réactivées par une compression NW-SE caractéristique des régions de métropole en avant de la collision alpine. La sismicité qui en résulte est régulière mais assez diffuse.

La sismicité du **nord de la France** résulte de la réactivation de structures anciennes dans le champ de contrainte actuel en avant de la collision alpine. Elle est très faible

mais fait néanmoins l'objet d'une surveillance avec l'installation de deux stations du Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS).

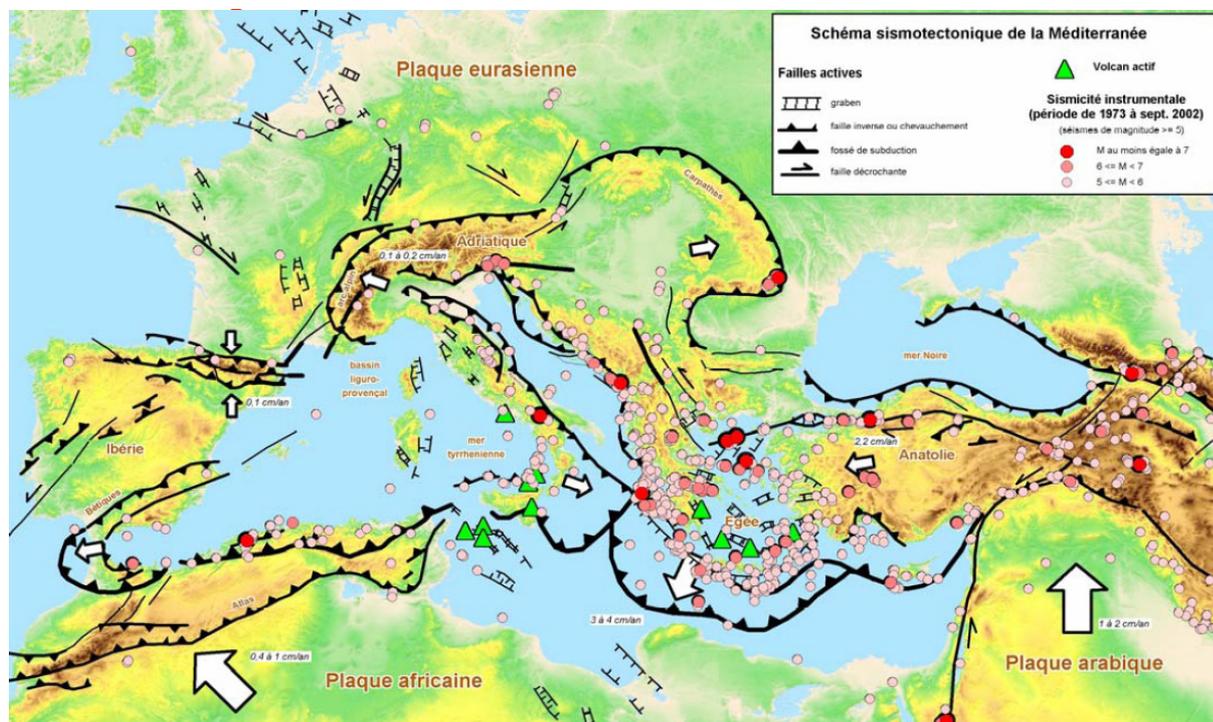


Figure 36 - Contexte sismotectonique de la Méditerranée (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

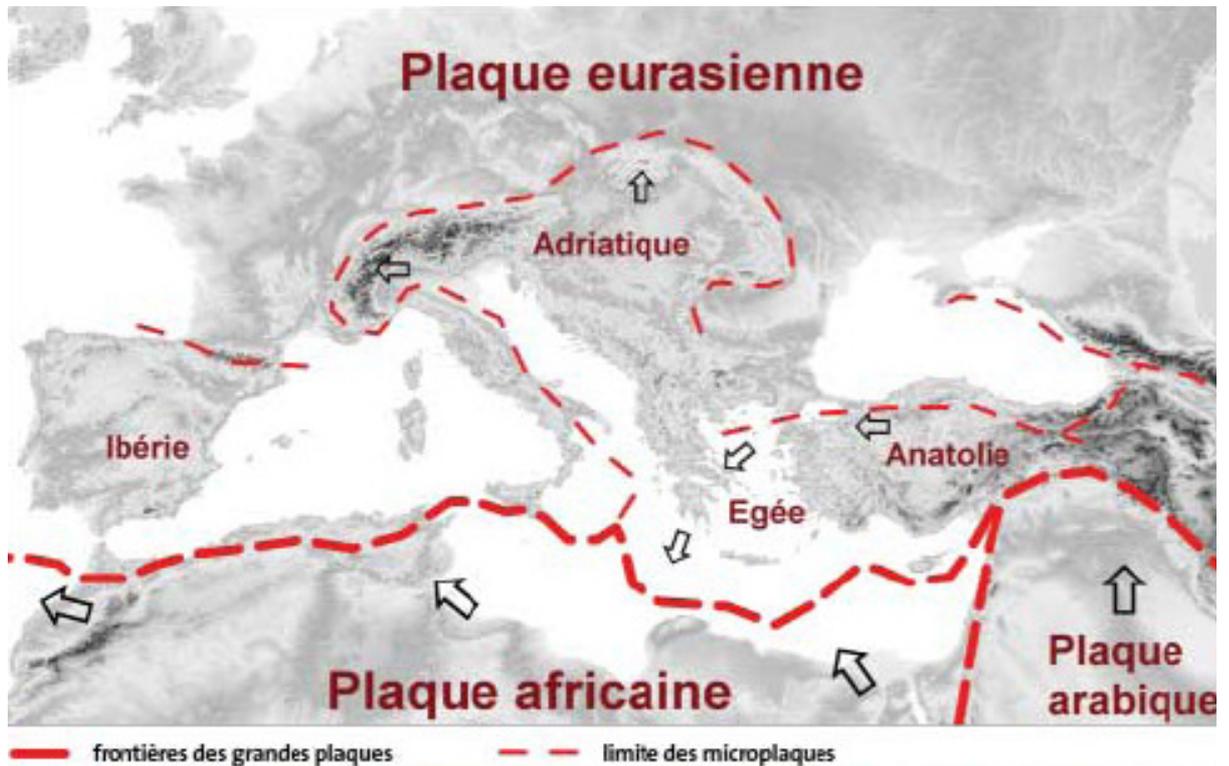


Figure 37 - Mouvements inter-plaques en Méditerranée (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

La France métropolitaine est donc une **zone à sismicité modérée**, même si elle a connu des séismes destructeurs dans le passé. Les régions les plus actives en termes de sismicité y sont les Alpes, les Pyrénées, la Provence, l'arrière-pays niçois et l'Alsace.

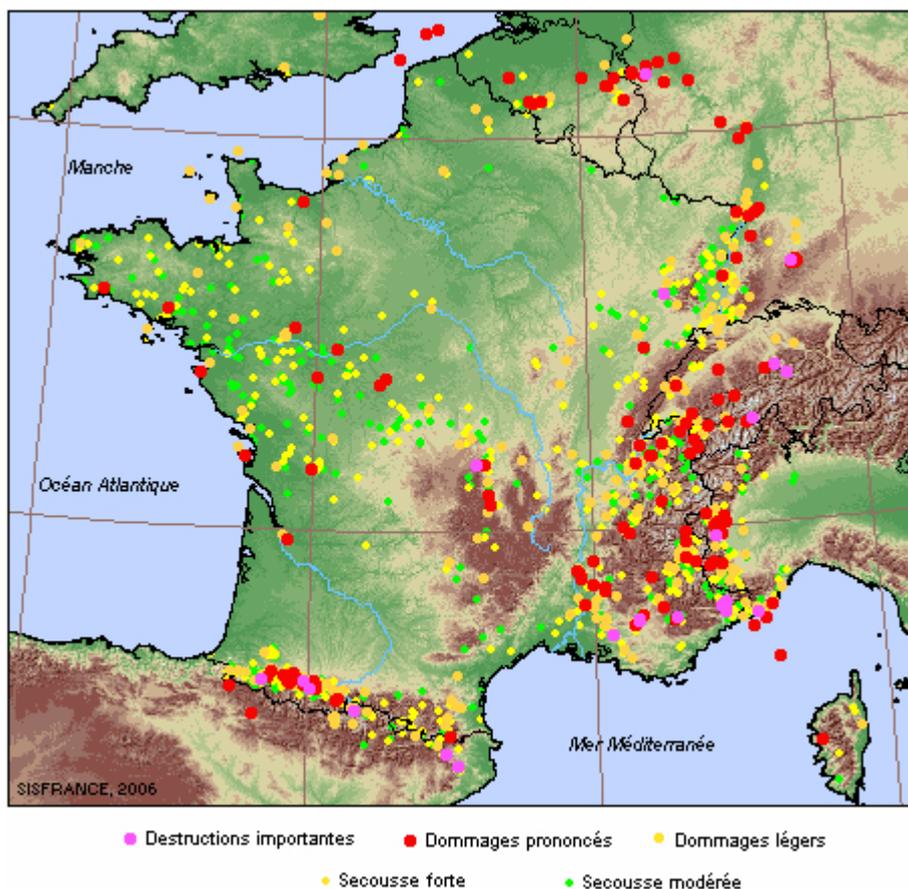


Figure 38 - Epicentres des séismes historiques majeurs en France (Source : SisFrance)

En revanche, les départements d’outre-mer de la Martinique et de la Guadeloupe, connaissent une sismicité plutôt intense : cette activité sismique est due à la localisation des Antilles, situées sur une zone de subduction entre les plaques Caraïbes et Amérique du Nord. Le volcanisme actif de cette région génère aussi une sismicité plus importante.

Quelques séismes remarquables :

- **Ligurie** (Italie, Alpes Maritimes), **1887** : il s’agit de l’un des plus forts séismes connus en France. L’intensité à l’épicentre a été évaluée à IX (cf. fiche n°5), ce qui correspond à des destructions nombreuses. On a dénombré plus de 600 victimes, italiennes et françaises.
- **Lambesc** (Bouches-du-Rhône), **1909** : ce séisme de magnitude 6 est le séisme le plus destructeur en France métropolitaine depuis 1900. Il a fait 46 victimes.
- **Arette** (Pyrénées-Atlantiques), **1967** : ce séisme de magnitude 5.3 est le dernier séisme meurtrier en France métropolitaine. Il a occasionné la destruction de 340 habitations et causé une victime.

- **Rambervillers** (Vosges), **2003** : il s'agit du dernier séisme important en France métropolitaine. C'est un séisme de magnitude 5.4, qui a été largement ressenti dans le quart nord-est de la France et qui a provoqué des dommages légers aux habitations situées à proximité de l'épicentre.
- **Iles des Saintes** (Guadeloupe), **2004** : ce séisme de magnitude 6.3 est survenu près de l'archipel des Saintes, au sud de la Guadeloupe. Il a provoqué d'importants dégâts aux habitations et a causé une victime.

2.2.4. La prise en compte du temps dans l'évaluation de la sismicité

Pour savoir si un séisme important peut se produire dans une région, il est utile et parfois indispensable d'évaluer la variation de la sismicité dans le temps pour la région concernée. Une première étape possible est d'installer un réseau de sismomètres dans cette région et d'enregistrer la sismicité afin de connaître au mieux la sismicité actuelle mais aussi d'essayer d'évaluer la récurrence des séismes.

Pour cela, la méthode la plus évidente consiste à faire des observations sur de très longues périodes qui doivent être d'autant plus longues que la sismicité de la zone est modérée. Cependant, enregistrer l'activité sismique pendant dix ans sans que rien ne se produise ne signifie pas qu'aucun séisme important ne se produira à plus long terme dans 50 ou 100 ans.

Pour évaluer ce risque, les scientifiques essayent de retrouver la trace de séismes anciens en travaillant en collaboration étroite avec des historiens. Ce travail permet d'évaluer la sismologie historique. C'est cette approche qui est utilisée dans le cadre de la base de données SisFrance des séismes historiques en France. Parfois, l'aide d'un archéologue peut s'avérer utile. On parle alors d'archéosismologie.

Ceci n'est malheureusement possible que dans des régions de peuplement ancien. Ainsi on dispose en Chine de 2700 années d'archives et en France on peut retrouver la trace de séismes jusqu'au XI^{ème} siècle. Mais en Californie par exemple, on n'a pas trace de séisme plus ancien que 1800 environ, date du peuplement de la région.

Lorsqu'on connaît l'histoire sismologique d'une région depuis longtemps, on peut se faire une idée de la taille des séismes susceptibles de toucher la région mais aussi de la fréquence de ceux-ci. Ceci permet, couplé avec les observations actuelles, de déterminer l'occurrence des séismes à un endroit donné. On détermine ainsi ce qu'on appelle l'aléa sismique.

Pour évaluer cet aléa, les scientifiques sont donc parfois obligés d'utiliser les marques laissées dans la nature par les séismes anciens. C'est une discipline appelée paléosismologie et qui consiste à reconstituer l'histoire sismologique d'une région sur la plus grande période possible, souvent de l'ordre du millier ou de la dizaine de milliers d'années.

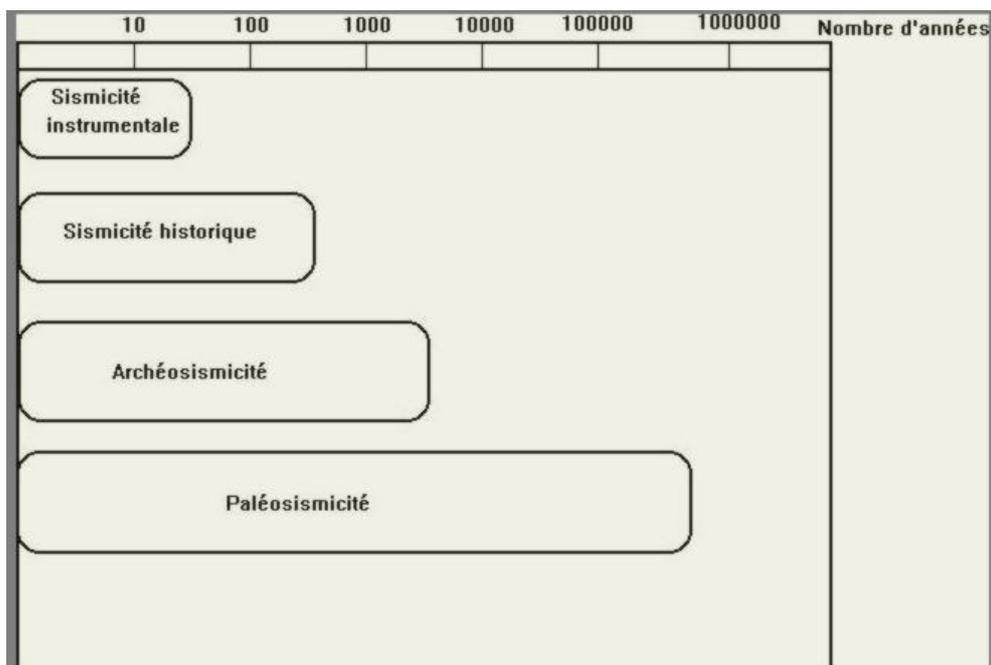


Figure 39 - Echelle temporelle des types de sismologie

2.3. ACTIVITES INFORMATIQUES

2.3.1. EduCarte – Sismo des Ecoles

Pour observer la sismicité mondiale et française, aller sur la cartothèque du Sismo des Ecoles (accessible à partir du portail national du sismo, <http://www.edusismo.org>) et faire tracer les séismes (toutes profondeurs) et les volcans. Il est possible d'afficher les limites de plaques pour se rendre compte de la corrélation entre frontière de plaque et sismicité.

Cette activité permet d'illustrer plusieurs points aux élèves :

- coïncidence de l'activité sismique avec la frontière des plaques ;
- liens entre sismicité et volcanisme ;
- sismicité caractéristique des zones de subduction (la coupe en profondeur permet de visualiser le plan de Benioff).

2.3.2. Programme Seismic/Eruption

Ce programme permet d'afficher les séismes et les éruptions survenus dans le monde depuis plusieurs dizaines d'années. Les événements apparaissent dans l'ordre chronologique. On peut afficher les limites des plaques tectoniques pour montrer la coïncidence avec les séismes.

Plusieurs activités sont possibles avec ce programme :

- aspect géographique : observer la coïncidence de l'activité sismique avec la frontière des plaques ;
- aspect historique : observer les séismes ou les éruptions historiques.
- observation des plans de subduction : le programme permet de changer de vue (vue en 3D, coupe en profondeur) et donc d'observer les plans de Benioff dans les zones de subduction.

L'application Seismic/Eruption est disponible dans le répertoire « Logiciels », ou peut être téléchargée à l'adresse :

<http://www.geol.binghamton.edu/faculty/jones/#Seismic-Eruptions>

2.3.3. Programme EQuake3D

Ce programme très sommaire mais très visuel permet de visualiser les séismes récents sur un globe terrestre en 3D. De nombreux paramètres peuvent être réglés : affichage de la magnitude, affichage de la profondeur du foyer, réglage de la vitesse de rotation du globe...

Une connexion à Internet est nécessaire pour actualiser les derniers séismes.

Il est possible de se tenir au courant des derniers séismes avec ce logiciel : les élèves pourraient observer tous les jours les nouveaux épacentres et faire des recherches dans les catalogues de sismicité pour trouver le séisme correspondant (bon exercice de géographie). Ce programme peut être très utile dans le cadre de l'exercice d'application (voir ci-dessous).

L'application EQuake3D est disponible dans le répertoire « Logiciels », ou peut être facilement trouvée sur Internet.

2.4. EXERCICE D'APPLICATION

Deux approches sont possibles :

- **à court terme** : extraire une liste des séismes des 12 derniers mois et de magnitude supérieure à 6, à l'aide des catalogues de sismicité (voir liens internet ci-dessous). Cette liste doit contenir la magnitude (de préférence Mw), les coordonnées géographiques de l'épicentre (latitude et longitude), et éventuellement la profondeur de l'hypocentre.

Demander à chaque élève de sélectionner quelques séismes dans la liste et de les reporter sur une mappemonde. Pour ce faire, on pourra utiliser des pastilles adhésives ou des punaises (mais celles-ci abiment la carte), avec les codes suivants :

- pastilles de 1 mm de diamètre pour les séismes forts, de magnitude entre 6 et 6.9 ;
- pastilles de 3 mm de diamètre pour les séismes majeurs, de magnitude entre 7 et 7.9 ;
- pastilles de 1 cm de diamètre pour les séismes très importants, de magnitude supérieure à 8 ;

- éventuellement : avec des couleurs différentes, représenter la profondeur des hypocentres (rouge pour moins de 70 km, vert pour 70 à 300 km, et bleu pour plus de 300 km).

Les élèves verront alors la répartition des séismes, à comparer avec une carte représentant la limite des plaques tectoniques.

- **à long terme** : sur l'étendue d'un trimestre ou d'une année scolaire, demander aux élèves de surveiller l'actualité et de repérer les nouveaux séismes (on peut aussi consulter régulièrement le Seismic Monitor de l'IRIS, voir l'adresse plus bas). Les élèves reportent alors au fur et à mesure les séismes récents sur la carte du monde, de façon à former une représentation assez fidèle de la sismicité mondiale au bout de quelques mois.

2.5. POUR EN SAVOIR PLUS

- Portail des Risques Majeurs : www.prim.net
Site du Ministère de l'Écologie et du Développement Durable, de nombreuses informations sur le risque sismique.
- *Les Tremblements de terre en France*, Jérôme Lambert, 1997, Ed. BRGM, 196 p.
- US Geological Survey (USGS) : quake.usgs.gov
De nombreuses informations sur les séismes: crises sismiques récentes, sismicité aux Etats-Unis et dans le monde, projets de recherche...
- Documents pédagogiques de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST) : http://eost.u-strasbg.fr/pedago/fiche1/sismicite_france.fr.html
- Catalogues de sismicité :
 - ICS : <http://www.isc.ac.uk>
 - BSCF : <http://www.seismefrance.fr>
 - NEIC (USGS): <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic>
 - CMT (Harvard): <http://www.seismology.harvard.edu>
 - IRIS: <http://www.iris.edu/seismon>
 - Portail du Sismo des Ecoles : <http://www.edusismo.org>

3. Les failles à l'origine des séismes

Niveau : collège et lycée (interactions entre failles, paramètres d'une faille, mécanisme de rupture)

Disciplines concernées : SVT

3.1. OBJECTIFS

Comprendre la notion de faille.
Connaître le mécanisme à l'origine des séismes.
Connaître les types de failles.

3.2. CONTENU THEORIQUE

3.2.1. Le cycle sismique

Les collisions entre plaques lithosphériques, mises en mouvement par l'asthénosphère plastique, vont provoquer une accumulation de contraintes mécaniques au niveau de la lithosphère rigide :

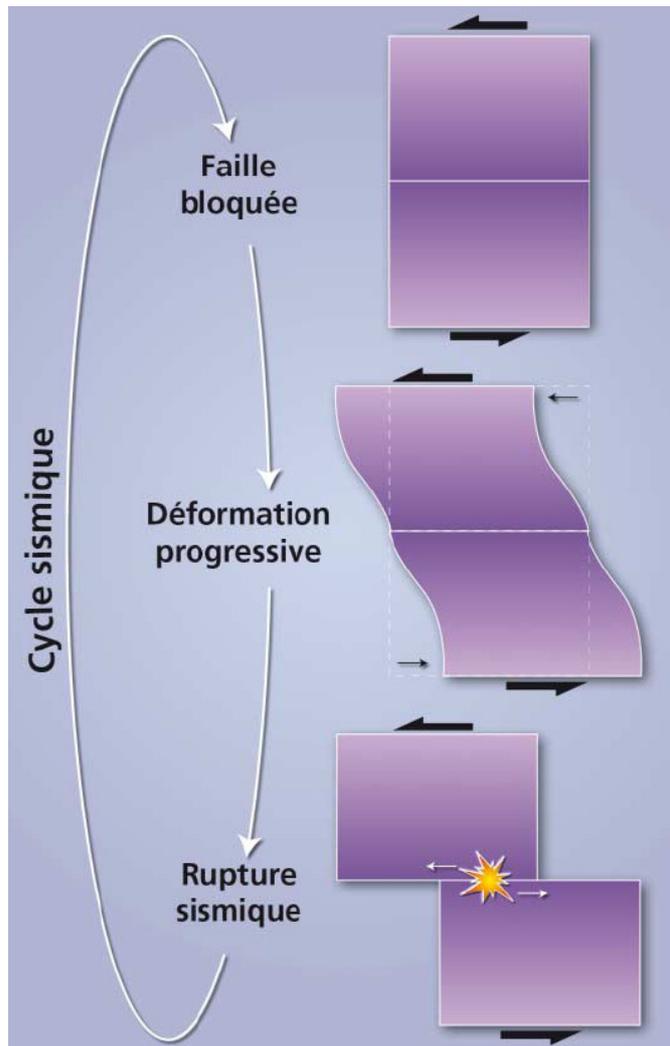


Figure 40 - Etapes du cycle sismique (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

La lithosphère est rigide mais peut se déformer légèrement sur un temps très long (quelques cm/an).

Lorsque l'accumulation de contraintes est suffisamment élevée et que la limite de déformation est atteinte, on assiste à une rupture brutale de la lithosphère pour rattraper le mouvement des blocs. Ce phénomène à l'origine des séismes s'appelle « rebond élastique ». Etant donné qu'il est moins « coûteux » en énergie d'initier des ruptures dans des zones déjà fragilisées que de créer de nouvelles failles, la plupart des séismes sont liés à la réactivation de failles déjà existantes. Les séismes résultent donc de la décharge ponctuelle au niveau d'une faille de contraintes progressivement accumulées. Une fois ces contraintes relâchées, la faille se « charge » à nouveau jusqu'à la prochaine rupture : on parle alors de « cycle sismique ».

Il est à noter qu'en général, un séisme ne permet pas de relâcher toutes les contraintes accumulées au niveau de la faille, et la rupture est alors suivie de séismes de plus faible puissance appelés « répliques ».

Explication du mécanisme de rupture : le plan de faille entre deux blocs est une zone « rugueuse » sur laquelle le glissement ne s'effectue pas facilement et la rupture va s'amorcer au niveau des roches les plus faibles de la faille. La rupture s'étend alors très rapidement (environ 3 km/s) au plan de faille et le front de rupture se propage de proche en proche, séparant une zone qui glisse et bientôt se fige, d'une zone qui n'a pas encore glissé. Quand la rupture atteint des zones plus résistantes ou moins soumises aux contraintes, elle s'arrête.

Mais la rupture est irrégulière le long du plan de faille : le front de rupture peut se propager à des vitesses différentes et le glissement n'atteint pas la même valeur partout. Par exemple, voilà les glissements dans le plan de faille du séisme de Landers (Californie) en 1992 :

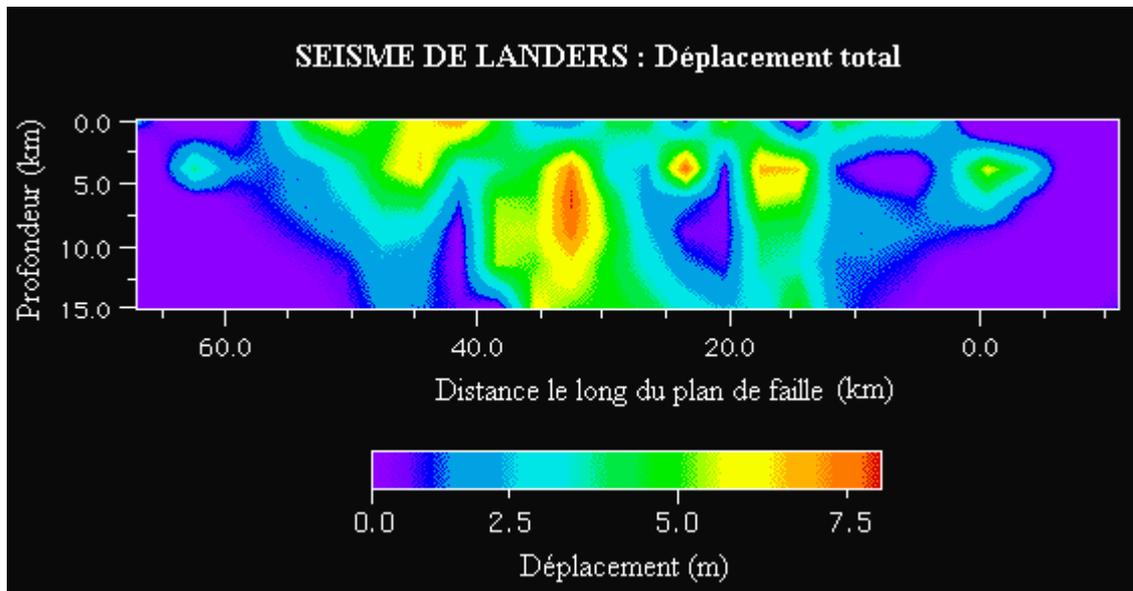


Figure 41 - Déplacement lors de la rupture de la faille de Landers (Source : SCEC, Southern California Earthquake Centre)

Le schéma ci-dessus représente le plan du segment de faille qui a rompu lors du séisme de Landers. On voit bien que la rupture n'est pas uniforme : certaines zones, en vert ou jaune, ont subi un déplacement relatif de plusieurs mètres, alors que ce glissement a été presque nul pour les zones situées aux extrémités du segment de faille (en violet). Ce diagramme permet aussi d'avoir une idée de la profondeur de la rupture : ici, on voit que la faille s'est rompue en surface et jusqu'à 15 km de profondeur.

Dans le cas où les forces de frottement sur le plan de faille sont assez faibles, les blocs peuvent glisser régulièrement sans générer de rupture ni de séisme : on parle de

glissement asismique. Ceci est notamment le cas lorsqu'une faille est lubrifiée par la présence d'eau.

3.2.2. Les types de failles

Les failles sont donc les cassures de la lithosphère rigide accompagnées d'un déplacement relatif de deux compartiments. On a vu que les contraintes tectoniques conditionnent la déformation des roches et la rupture des failles : à 3 types de mouvements tectoniques (divergent, convergent et transformant) correspondent donc 3 types de failles.

- **faille inverse** (mouvement convergent) :

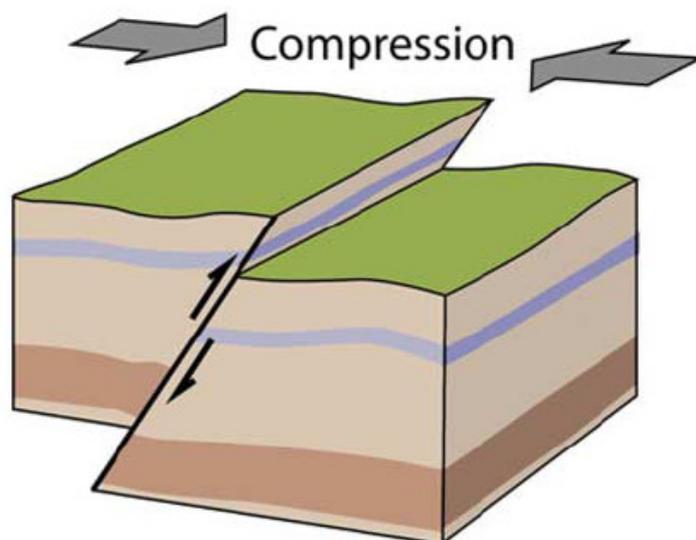


Figure 42 - Mouvement d'une faille inverse (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

- **faille normale** (mouvement divergent) :

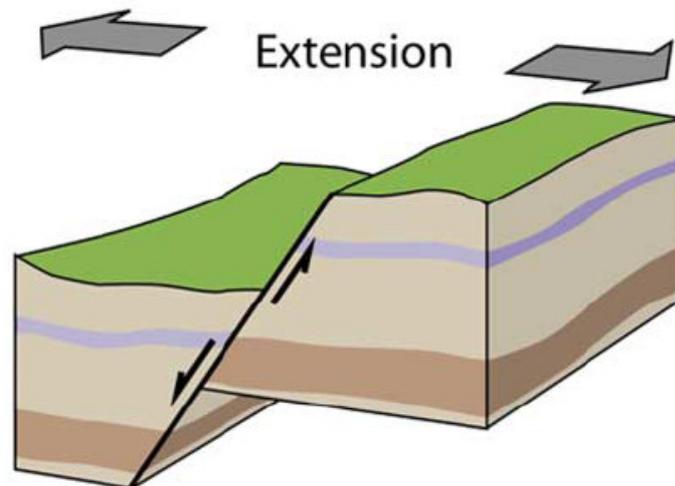


Figure 43 - Mouvement d'une faille normale (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

Le schéma ci-dessus permet de bien voir que, même dans le cas d'un mouvement divergent, la faille ne s'ouvre pas : les deux blocs restent constamment en contact. En effet, si il y avait une ouverture de la faille, il n'y aurait pas de friction, et donc pas de séismes.

- **faille décrochante** (mouvement transformant) :

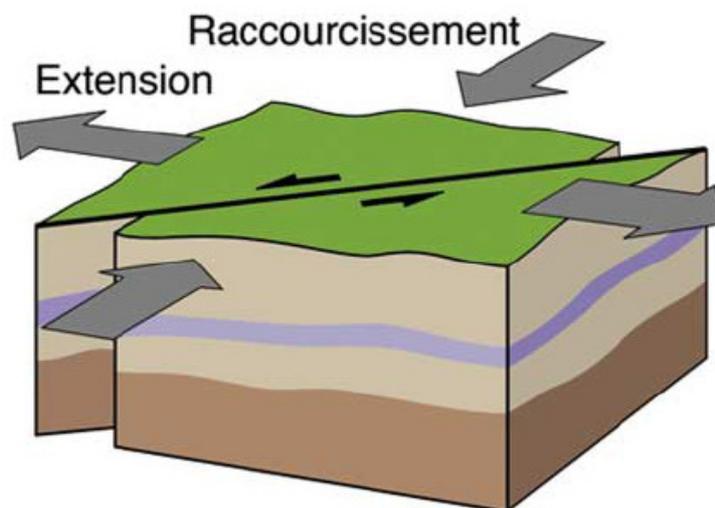


Figure 44 - Mouvement d'une faille décrochante (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

Ce type de faille est très présent en Californie : l'exemple le plus connu est la faille de San Andreas. La faille nord-anatolienne en Turquie constitue aussi un bel exemple de faille transformante : cette faille géante traverse la Turquie sur plus de 1 200 km.

Il faut cependant nuancer ces schémas car bon nombre de failles sont en fait « composites » avec une composante décrochante et une composante normale ou inverse. De plus, la rupture le long d'une faille ne se traduit que très rarement par un décalage visible en surface. En effet, la profondeur de ces failles et la plasticité du sol en surface tendent à « amortir les failles ». Ces failles ne sont donc pas faciles à étudier et peuvent passer inaperçues pendant des années. Il s'agit de failles aveugles :

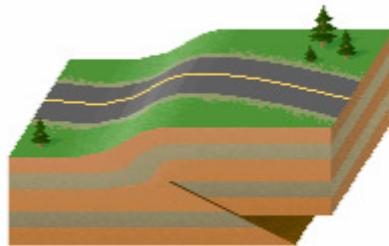


Figure 45 - Exemple de faille aveugle (Source : SCEC, Southern California Earthquake Centre)

3.2.3. Le vocabulaire des failles

Le schéma ci-dessous permet de présenter les différentes caractéristiques d'une faille (ici, deux failles sont représentées, une faille visible en surface et une faille aveugle) :

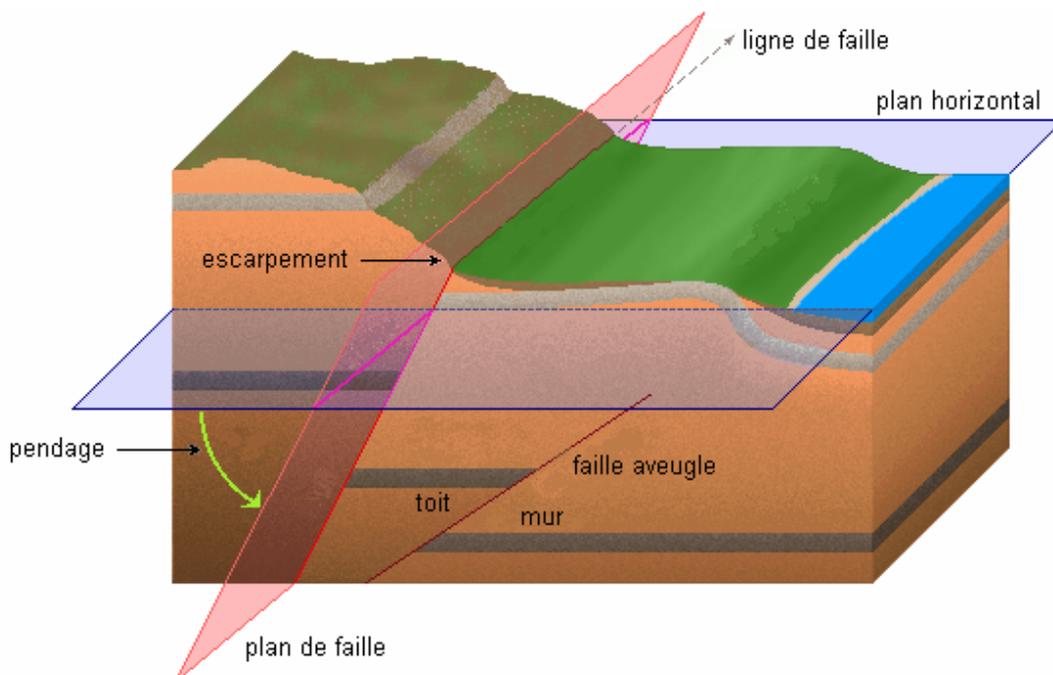


Figure 46 - Vue en coupe de deux failles (Source : SCEC, Southern California Earthquake Centre)

- **ligne de faille** : c'est l'intersection du plan de faille avec la surface de la Terre.
- **mur** : dans le cas de failles normale ou inverse, c'est le bloc du bas.
- **toit** : dans le cas de failles normale ou inverse, c'est le bloc du haut.
- **escarpement** : c'est le rejet formé en surface par la rupture d'une faille : une couche de roches souterraines est dévoilée.
- **glissement ou dislocation** : c'est le déplacement relatif des deux blocs de part et d'autre de la faille.
- **pendage** : c'est l'angle que forme le plan de faille avec le plan horizontal.
- **azimut** : c'est l'angle que forme la ligne de faille avec le nord.
- **angle de glissement** : cet angle indique la direction du glissement, il est mesuré par rapport à une ligne horizontale comprise dans le plan de faille et orientée à droite quand on regarde la faille du toit vers le mur. Un angle de 0° correspond à une faille décrochante, un angle de 90° induit un mouvement de faille inverse pure.
- **longueur de rupture** : c'est la distance sur laquelle le glissement a eu lieu.
- **surface de rupture** : il est plus correct de parler de surface que de longueur, car on a bien un plan de faille.
- **vitesse de glissement** : c'est la vitesse moyenne de dislocation de la faille. Une faille se rompt par à-coups donc cette vitesse est calculée en divisant le glissement moyen par le temps de récurrence.
- **temps de récurrence** : c'est la durée moyenne entre chaque rupture.

La longueur de la rupture ne doit pas être confondue avec la longueur de faille : une rupture se propage rarement sur toute la faille (cf. partie V.), on assiste généralement au glissement d'un segment de faille.

3.2.4. La loi d'échelle

Malgré l'apparente complexité des ruptures sismiques, les caractéristiques moyennes d'une faille obéissent à une loi très simple, dite « loi d'échelle » : le glissement moyen sur la faille (ou dislocation) est proportionnel à la longueur du segment de faille rompu, comme le montre le tableau ci-dessous :

Magnitude	Durée de la rupture	Glissement	Longueur de rupture
9	250 s	10 m	800 km
8	85 s	5 m	250 km
7	15 s	1 m	50 km
6	3 s	20 cm	10 km
5	1 s	5 cm	3 km
4	0.3 s	2 cm	1 km

Tableau 2 - Glissement et longueur de rupture en fonction de la magnitude du séisme

La durée de la rupture ne doit pas être confondue avec la durée de la secousse sismique (celle-ci est en général plus longue).

Cette loi d'échelle est remarquable dans la mesure où elle peut s'appliquer sur plusieurs ordres de grandeur, de la mini-fissure d'un millimètre de long à la méga-faille de 1000 km : on peut faire l'analogie avec un ressort de longueur L tendu avec un allongement D (comme un segment de faille de longueur L ayant subi une déformation de longueur D avant la rupture).

D est proportionnel à la force appliquée, mais aussi à la longueur du ressort : pour une même force, un ressort deux fois plus long s'allonge deux fois plus. Si on lâche le ressort (rupture sismique), le ressort reprend sa longueur originelle L après quelques vibrations : il s'est donc raccourci d'une longueur D (dislocation proportionnelle à la longueur L). Un phénomène analogue se produit au niveau des failles. Un séisme puissant ne peut donc se produire qu'au niveau d'une grande faille.

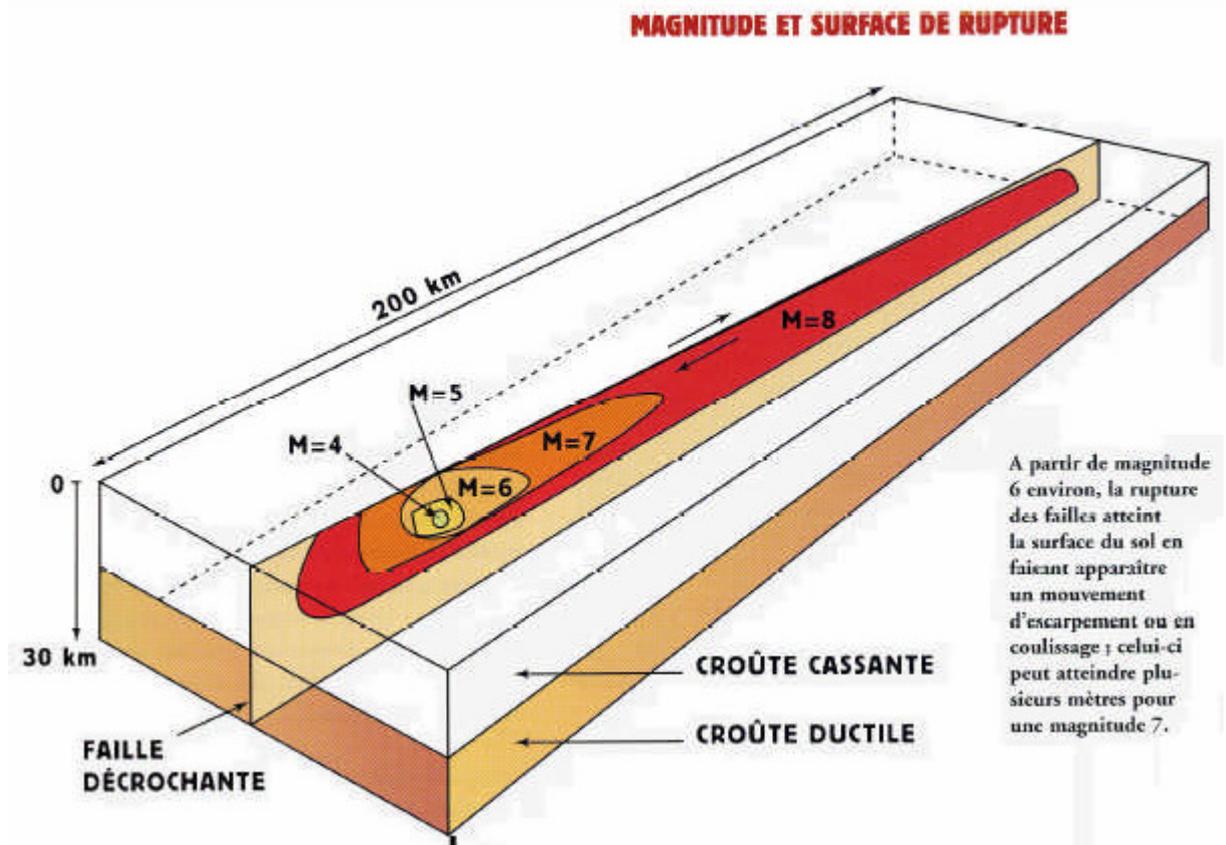


Figure 47 - Relation entre magnitude et surface de rupture (Source : Pascal Bernard, IPGP)

Quelques exemples :

- séisme au large de Sumatra (Indonésie) en 2004 ($M_w=9.1$) : glissement d'une dizaine de mètres sur une distance d'environ 1000 km.
- séisme d'Izmit (Turquie) en 1999 ($M_w=7.6$) : glissement de 3 - 4 m sur une distance de 300 km environ.

3.2.5. Les interactions entre failles

Les failles sont rarement isolées et sont comprises la plupart du temps dans un réseau de failles : la rupture d'une faille peut avoir des conséquences sur les failles voisines. Deux types d'interactions sont possibles :

- **interaction dynamique** : le passage des ondes sismiques va perturber les failles voisines et déclencher une rupture le long de ces mêmes failles. La rupture se propage donc à d'autres segments de failles et le séisme gagne en importance.
- **interaction statique** : la rupture de la faille modifie le champ de contraintes aux alentours et peut augmenter ou diminuer la probabilité de rupture des

failles voisines. Il s'agit plutôt d'un effet à long terme : on peut parler de séismes en cascades ou de répliques.

Le schéma ci-dessous montre un exemple où la rupture d'une faille peut stabiliser ou déstabiliser les failles voisines :

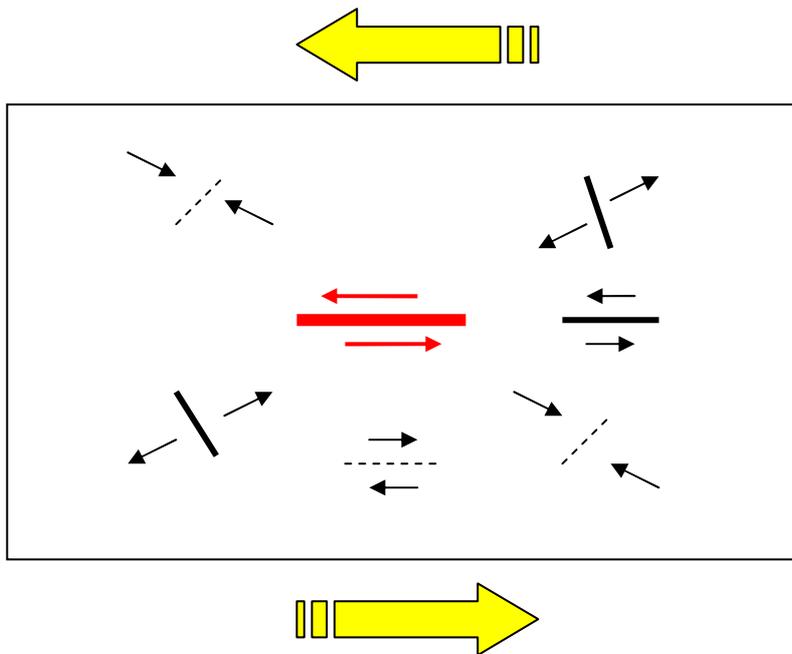
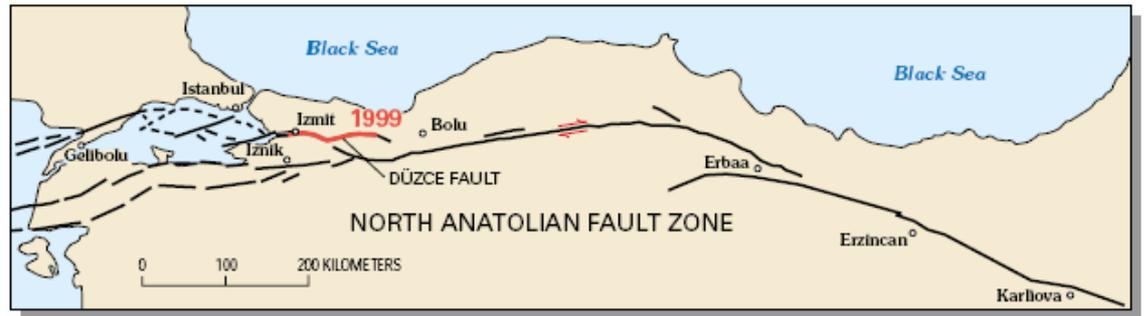


Figure 48 - Représentation schématique d'une région où la rupture d'une faille peut avoir des conséquences sur les failles voisines

La faille rouge représente la faille rompue, et les flèches rouges montrent le sens de rupture. Les flèches noires représentent le sens des forces qui s'appliquent aux failles voisines en raison de la rupture. Les failles en trait gras sont déstabilisées, alors que les failles en pointillés sont stabilisées. Les grandes flèches jaunes représentent la déformation globale à laquelle est soumise la zone.

Les séismes en cascade surviennent généralement de quelques mois à plusieurs années d'intervalles: il s'agit de la rupture successive de segments de failles déstabilisés par la rupture antérieure. Quelques exemples révélateurs :

- crise sismique d'Ombrie en Italie : en 1997, 3 séismes de magnitude comparable (entre 5.5 et 6) surviennent dans un intervalle de 10 jours, chaque épïcêtre étant localisé plus au sud que le précédent.
- rupture de la faille nord-anatolienne en Turquie : de 1939 à 1999, cette faille a presque rompu sur toute sa longueur (plus de 1200 km), avec une dizaine de séismes rompant chacun des segments de faille de plusieurs centaines de kilomètres.



A

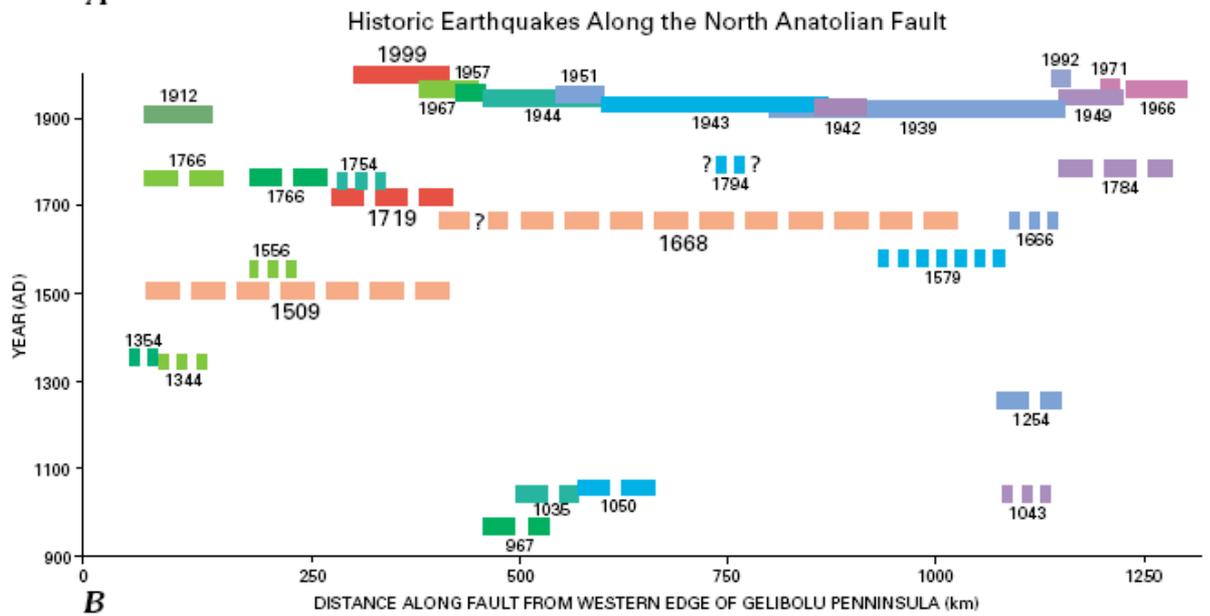


Figure 49 - Date des séismes historiques sur les segments de la faille Nord-anatolienne (Source : Rapport USGS)

3.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : LE CYCLE SISMIQUE

3.3.1. Représentation initiale

Voici une photo prise à la suite du séisme de San Francisco en 1906 :

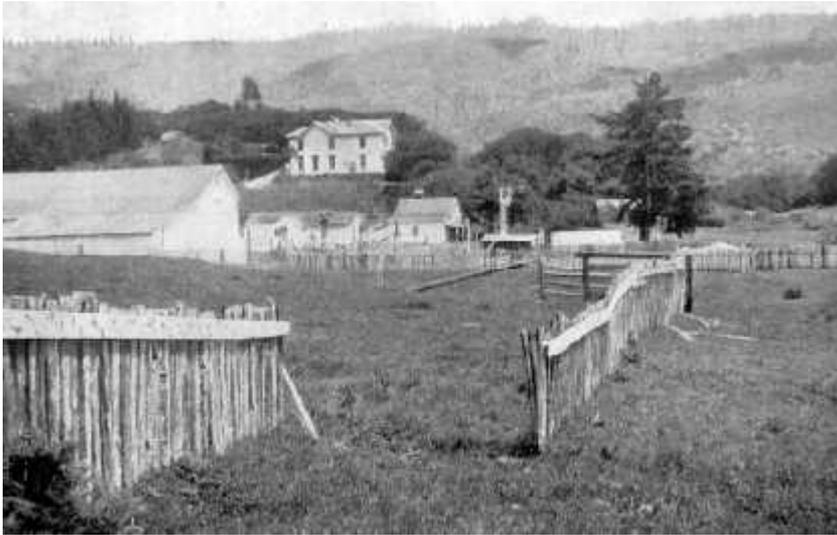


Figure 50 - Décrochement d'une clôture après le séisme de San Francisco en 1906 (Source : USGS, G.K. Gilbert)

On peut faire réfléchir les élèves sur l'origine d'un tel décrochement : évoquer l'hypothèse d'une faille qui a rompu jusqu'à la surface du sol.

3.3.2. Illustrations du phénomène

a) Le bloc de mousse (coût approx. : matériel de récupération)

- **Matériel :**
 - 2 planches de bois
 - de l'adhésif ou de la colle
 - une plaque de mousse assez souple



Figure 51 - Matériel nécessaire

- **Mise en place :**

Placer les 2 planches de bois côte à côte et la mousse à cheval sur les deux. Fixer la mousse sur les plaques de bois, avec de la colle ou de l'adhésif de préférence (des clous ou des agrafes vont provoquer une rupture à cet endroit).



Figure 52 - Position de la mousse sur les deux morceaux de bois

➤ **Déroulement :**

Faire coulisser les plaques de bois (faille en décrochement) jusqu'à la rupture de la mousse.



Figure 53 - Déformation puis rupture de la mousse

➤ **Observations :**

Cette activité permet de simuler le comportement de la lithosphère rigide (bloc de mousse) sous les contraintes tectoniques (plaques de bois en décrochement). La mousse se déforme d'abord, puis finit par se rompre, tout comme les roches sur un plan de faille.

On voit bien ici que des failles qui se rompent brutalement jusqu'à la surface peuvent provoquer des changements de paysage.

b) Le polystyrène (coût approx. : matériel de récupération)

- **Matériel :**
 - 1 plaque de polystyrène
- **Mise en place :**

Casser la plaque de polystyrène en son milieu.



Figure 54 - Les côtés rompus présentent de nombreuses aspérités

- **Déroulement :**

Assembler les deux morceaux de plaque à l'endroit de la cassure. Bien serrer et faire coulisser les deux morceaux en décrochement jusqu'à la rupture.

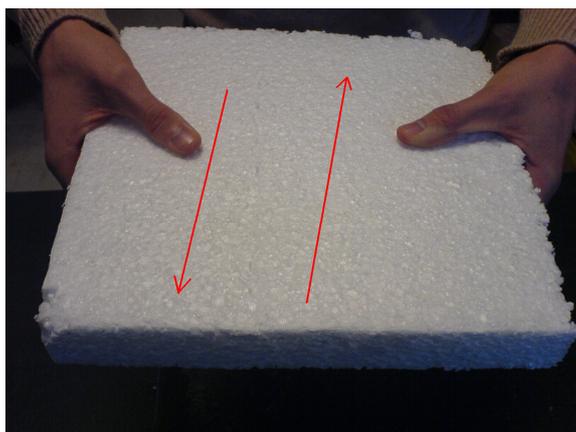


Figure 55 - On applique un mouvement décrochant jusqu'à ce que les aspérités cèdent et les morceaux coulissent

- **Observations :**

Les aspérités dues à la cassure vont d'abord empêcher la faille de se décrocher, puis celle-ci va céder brusquement en broyant les billes de polystyrène qui empêchent le mouvement.

Cette expérience permet de démontrer :

- il y a rupture à l'endroit le plus susceptible de rompre, i.e. dans le plan d'une faille: lorsque cela est possible, il y a « réactivation » de failles préexistantes.
- les aspérités le long d'un plan de faille sont responsables de la brutalité de la rupture.

Cette activité permet aussi d'introduire la troisième dimension d'une faille : la largeur. Cette dimension correspond en fait à la zone située dans le plan de faille et constituée de roches broyées (gouge) par la rupture.

3.3.3. Références reconnues

On peut désormais introduire la notion de cycle sismique (voir plus haut).

Exemple de la faille de San Andreas : cette faille transformante est la plus étudiée et on connaît quelques caractéristiques :

- vitesse de glissement : 20 à 35 mm par an
- temps de récurrence : en moyenne 140 ans (mais cela varie entre 20 et 300 ans le long de la faille)
- longueur totale : 1200 km
- date des dernières ruptures importantes : 1857, 1906



Figure 56 - Vue aérienne de la faille de San Andreas (Source : www.yannarthusbertrand.org)

3.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : CARACTERISATION D'UNE FAILLE

3.4.1. Représentation initiale

Quelques photos de failles visibles en surface :

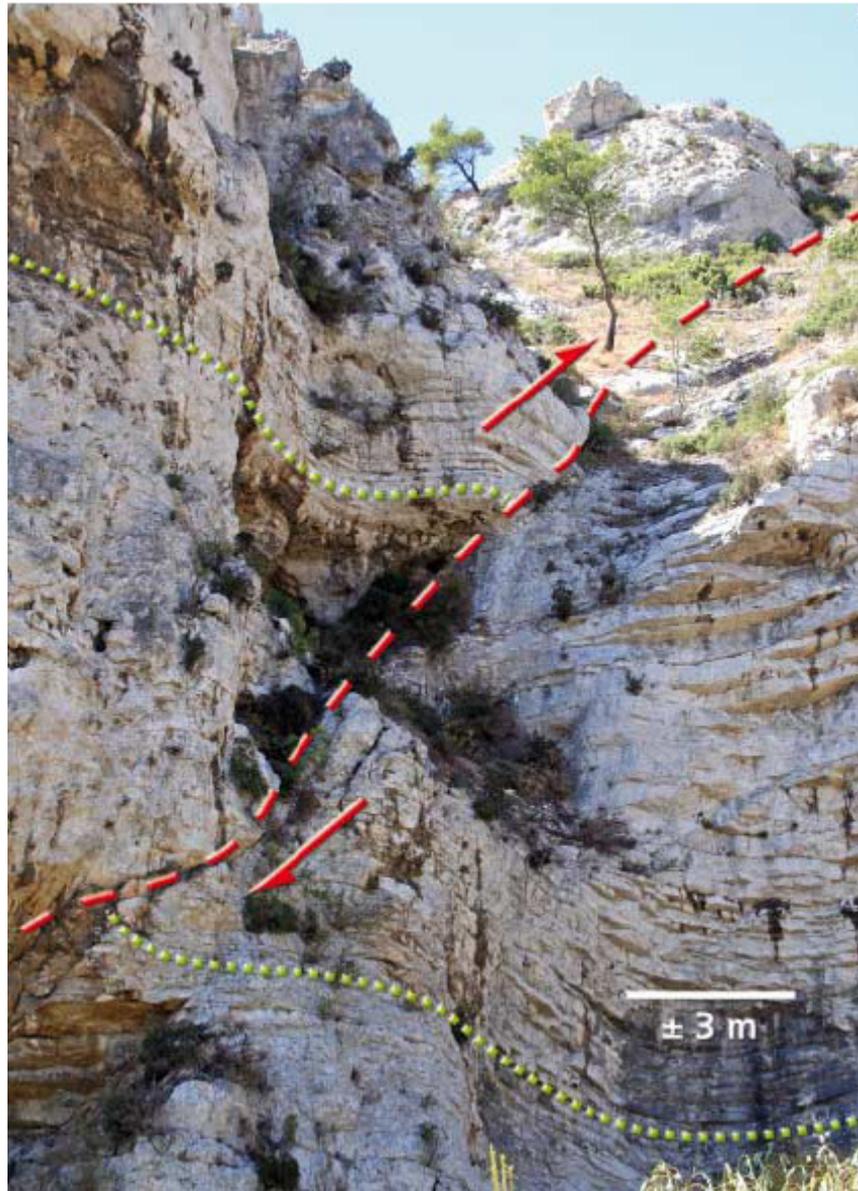


Figure 57 - Faille inverse dans le chaînon de la Nerthe, Nord-Ouest de Marseille (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)



Figure 58 - Faille normale au Nord-Ouest de Marseille, vallon de l'Estaque (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

Question : quelles sont les informations livrées par une faille ?

Hypothèses : l'étude d'une faille permet de trouver le type de mouvement et l'importance du séisme qu'elle a déclenché.

3.4.2. Protocole expérimental (coût approx. : 30 €)

- **Matériel :**
- 2 plaques de plexiglas
- du sable de couleur ou du plâtre
- 3 blocs de bois

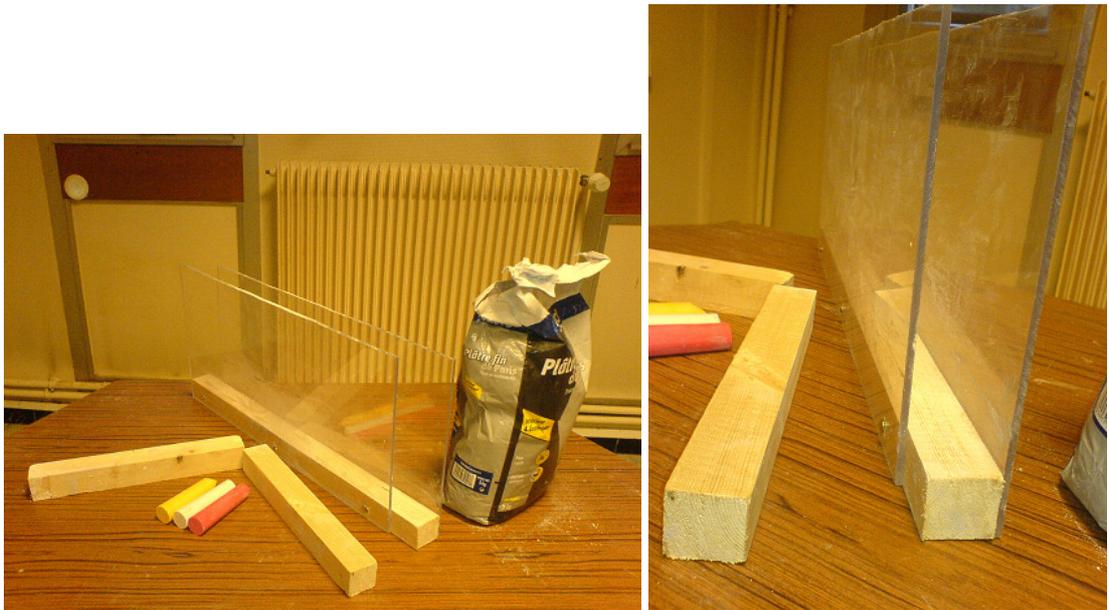


Figure 59 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Assembler les deux plaques de plexiglas comme sur la photo ci-dessus. Dans l'espace formé par les plaques, construire des couches (bien tasser chaque couche) avec du plâtre blanc mélangé à de la craie en poudre.



Figure 60 - Il faut bien tasser chaque couche de plâtre

➤ **Déroulement :**

Comprimer le sable en poussant sur les 2 blocs de bois, jusqu'à provoquer un déchirement dans les couches de sable.

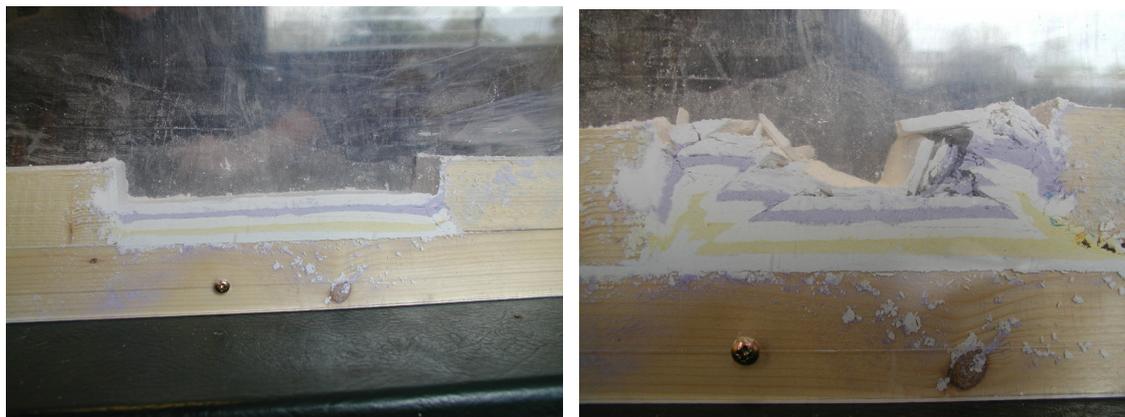


Figure 61 - Formation de failles inverses suite au mouvement de compression

➤ **Observations :**

Montrer qu'une faille est apparue, il y a eu cassure. Les couches de couleur permettent de bien visualiser la faille. Repérer les déformations qui ont eu lieu en surface : un des blocs monte sur l'autre en utilisant la faille comme surface de chevauchement.

Il est possible de mesurer plusieurs paramètres :

- le glissement : longueur et direction (angle de glissement) ;
- le pendage : angle du plan de faille par rapport à l'horizontale ;
- l'azimut : angle de la ligne de faille par rapport au Nord.

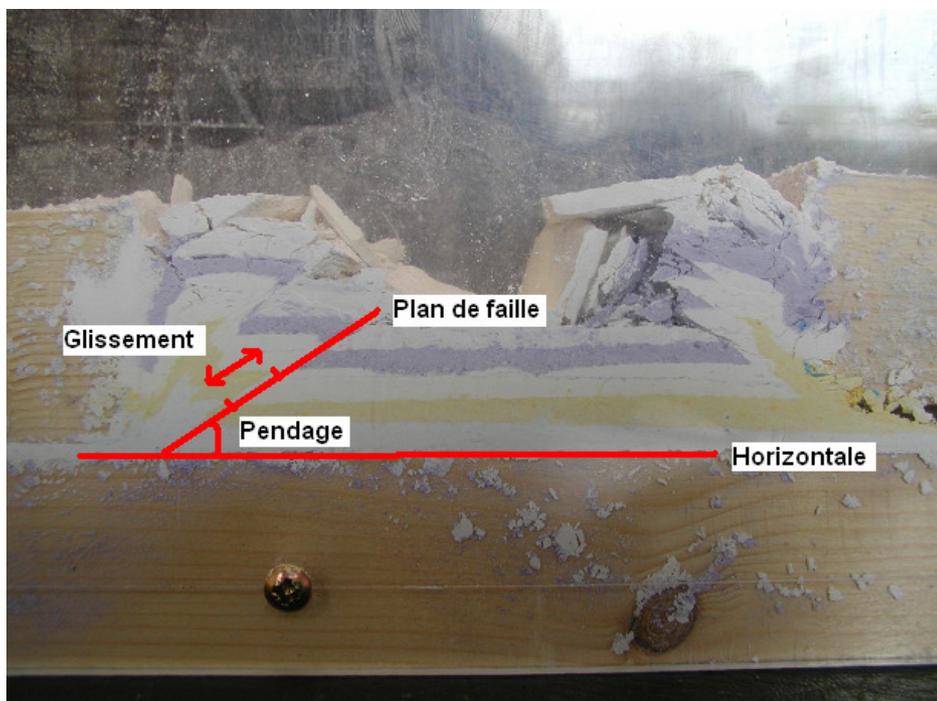


Figure 62 – Paramètres mesurables sur le modèle en plâtre

Dans cette expérience, l'angle de glissement vaut toujours 90° et l'azimut vaut 90° (si on considère le nord à l'un des bout de la presse). Par contre, la mesure du pendage et de la distance de glissement présente un réel intérêt.

Cette expérience permet de valider :

- une faille peut être caractérisée par plusieurs grandeurs ;
- un mouvement de compression génère une faille de type inverse ;
- la mesure du pendage et de la distance de glissement.

Cette expérience ne permet pas de valider :

- la formation d'autres types de failles, normale ou décrochante ;
- l'existence de failles aveugles, qui sont plus difficiles à caractériser ;
- la mesure de l'angle de glissement et de l'azimut.

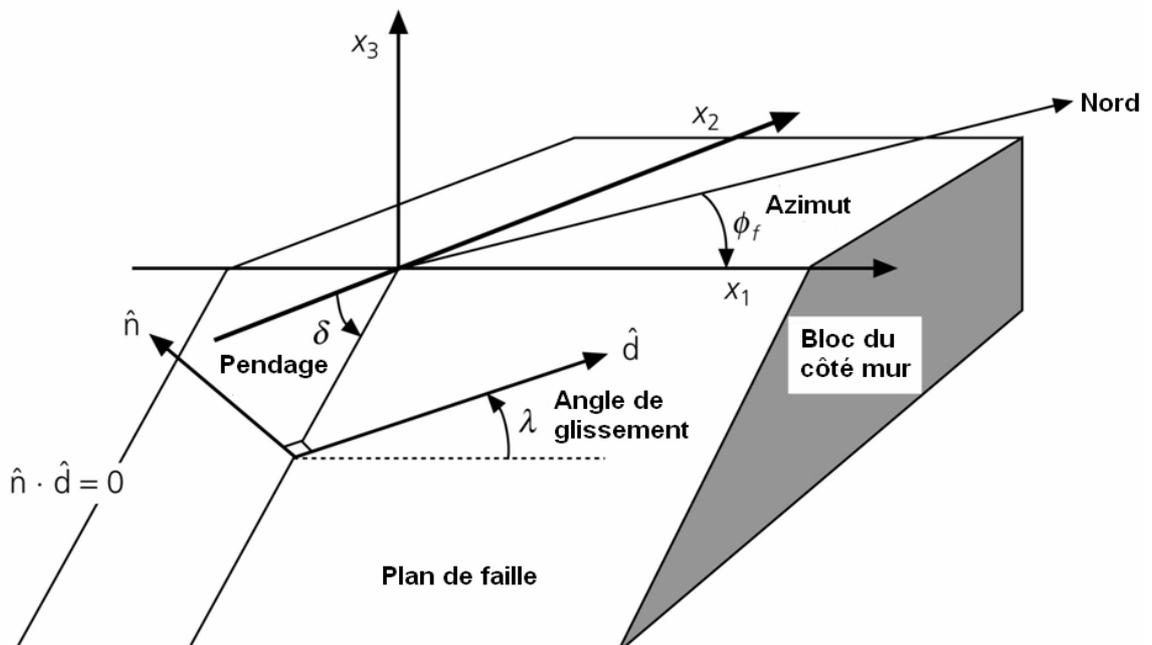


Figure 63 - Définition des paramètres d'une faille (Source : *An Introduction to Seismology, Earth Quakes and Earth Structure*, S. Stein and M. Wysession)

3.4.3. Références reconnues

Cette expérience a permis de déboucher sur :

- les grandeurs usuelles pour caractériser une faille : pendage, azimut, glissement... (voir vocabulaire plus haut).
- des ordres de grandeur de glissement (voir la partie sur la loi d'échelle).

3.5. PARCOURS PEDAGOGIQUE 3 : LA MACHINE SISMIQUE (D'APRES UNE IDEE DE R. STEIN, USGS)

3.5.1. Représentation initiale

Présentation des séismes en cascade présentés plus haut (en Turquie ou en Italie, partie V).

Question : un séisme peut-il déclencher d'autres séismes ?

Hypothèses : la rupture d'une faille peut déstabiliser ou stabiliser les failles voisines.

3.5.2. Protocole expérimental (coût approx : 8 €)

➤ **Matériel :**

- une surface rugueuse assez longue (couloir en pierre, cour de récréation)
- 2 briques
- de la ficelle assez résistante
- 2 gros élastiques (tendeurs)
- 1 perceuse électrique
- deux chronomètres



Figure 64 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Relier les deux briques par un élastique, puis attacher une des briques à la mèche de la perceuse avec le deuxième élastique et une bonne longueur de ficelle (celle-ci va s'enrouler sur la mèche). Poser le dispositif sur le sol et aligner les deux briques et la perceuse.



Figure 65 - Position des briques

➤ **Déroulement :**

Mettre en marche la perceuse et charger deux élèves de chronométrer les instants où chaque brique décroche (chaque élève surveille les déplacements d'une brique).

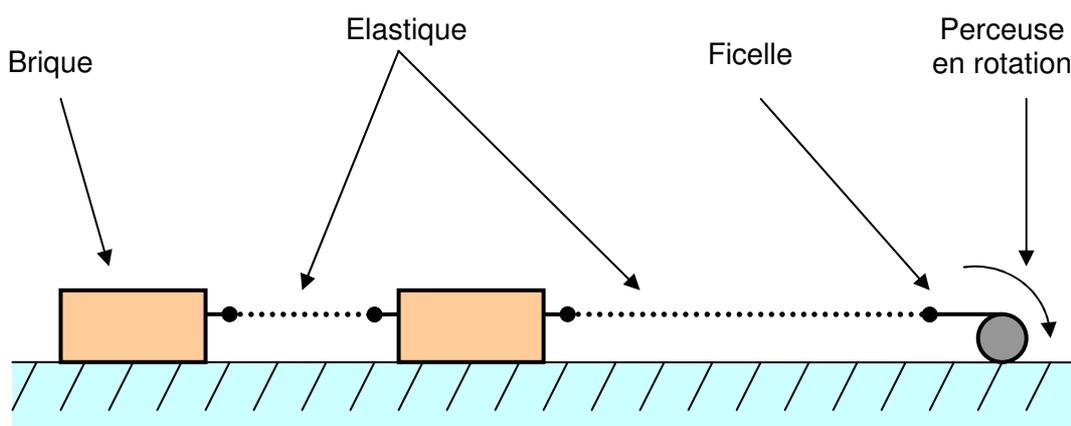


Figure 66 - Vue schématique du montage

Les élèves peuvent faire des essais en posant les briques sur d'autres types de sol (bitume, sol lisse, humide...).

L'alternance de briques et d'élastiques représente un système de faille (alternance entre failles et blocs) : la rotation de la perceuse représente le mouvement de déformation de la plaque qui va conduire à la rupture du système de failles.

➤ **Observations :**

On observe un phénomène que l'on pourrait qualifier de chaotique : les deux briques se déplacent parfois à des moments différents et parfois l'une après l'autre. De plus les déplacements sont très irréguliers (mouvement de quelques centimètres à près d'un mètre).

Cette expérience permet de valider :

- la rupture d'une faille peut entraîner la rupture de failles voisines.
- les séismes en cascade sont apparemment aléatoires (suite chaotique de ruptures).

On peut aussi remarquer que plus le sol est rugueux, plus les mouvements sont chaotiques (voir fiche n°10 sur la prévision des séismes).

3.5.3. Références reconnues

Cette expérience a permis de dégager la notion d'interaction statique entre failles : modification du champ de contraintes autour d'une faille rompue.

Il existe aussi l'interaction dynamique : les ondes sismiques déstabilisent des failles voisines et la rupture se propage alors de proche en proche.

Voir la partie 3.2.5 pour le contenu théorique.

3.6. POUR EN SAVOIR PLUS

- Southern California Earthquake Center – Education Module :
<http://www.data.scec.org/Module/TableofC.html>
Table des matières : partie sur les failles à partir de la Section 1, Page 1
- Professor Larry Braile, Department of Earth and Atmospheric Science, Purdue University : <http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/foammod/foammod.htm>
Quelques exemples d'activités pour simuler les failles.

4. Les ondes sismiques : caractéristiques et propagation

Niveau : collège et lycée (zone d'ombre)

Disciplines concernées : SVT, Sciences Physiques (propriétés des ondes, réflexion, réfraction).

4.1. OBJECTIFS

Comprendre la notion d'onde élastique.
Connaître les types d'ondes sismiques et leurs caractéristiques.
Comprendre les notions de réflexion et de réfraction.
Savoir comment les ondes se propagent à l'intérieur de la Terre.

4.2. CONTENU THEORIQUE

4.2.1. Qu'est-ce qu'une onde élastique ?



Figure 67 - Propagation d'une onde de choc à la surface de l'eau (Source : M. Claude Fabre, IRMa)

Pour expliquer ce qu'est une onde élastique, prendre l'exemple d'un caillou qui tombe dans un lac. A l'aide des photos ci-dessus, on peut dégager les propriétés suivantes pour caractériser une onde :

- les ondes se propagent dans **toutes les directions** (la surface de l'eau troublée forme un disque autour du point d'impact).
- les ondes se propagent en déplaçant uniquement les particules très proches du front d'onde : c'est un **mouvement de proche en proche** (une feuille flottant sur l'eau va bouger lors du passage de l'onde, mais sa position sur le lac va rester la même). Les particules qui se déplacent retrouvent leur position initiale après le passage de l'onde : c'est pour cela qu'on parle d'onde élastique.
- il y a propagation de la limite entre la zone lisse du lac et celle qui est perturbée par les vagues : c'est le « front d'ondes ».
- l'onde a une **vitesse de propagation** : c'est la vitesse de déplacement du front d'onde sur l'eau.
- l'onde a une **amplitude** : c'est la hauteur des vagues.
- une onde est **élastique** lorsqu'elle se propage dans un milieu élastique : la surface de l'eau redevient lisse peu après le passage de l'onde.

Une onde est issue d'une libération d'énergie dans un milieu : dans le cas d'un séisme, c'est la rupture de la faille qui provoque la diffusion d'énergie dans la croûte sous forme d'ondes de choc (ondes sismiques) et de chaleur. L'onde véhicule alors l'énergie dans tout le milieu : comme le front d'ondes s'agrandit au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la source (cf. photos du lac), les ondes répartissent l'énergie sur une surface de plus en plus grande jusqu'à ce que la perturbation soit complètement imperceptible.

4.2.2. Les différentes ondes sismiques

Il existe plusieurs types d'ondes suivant le type de déplacement des particules :

- **déplacement dans la direction de propagation de l'onde** : ce sont les **ondes de compression P** (pour « premières »), on peut les comparer aux ondes sonores. La propagation se déroule par compression et dilation successive de la roche perpendiculairement au front d'onde.

C'est l'onde P qui provoque le grondement sourd entendu lors d'un séisme : en effet, l'onde P est très similaire aux ondes sonores, et si elle se situe dans la bonne gamme de fréquences, elle peut être entendue par une oreille humaine.

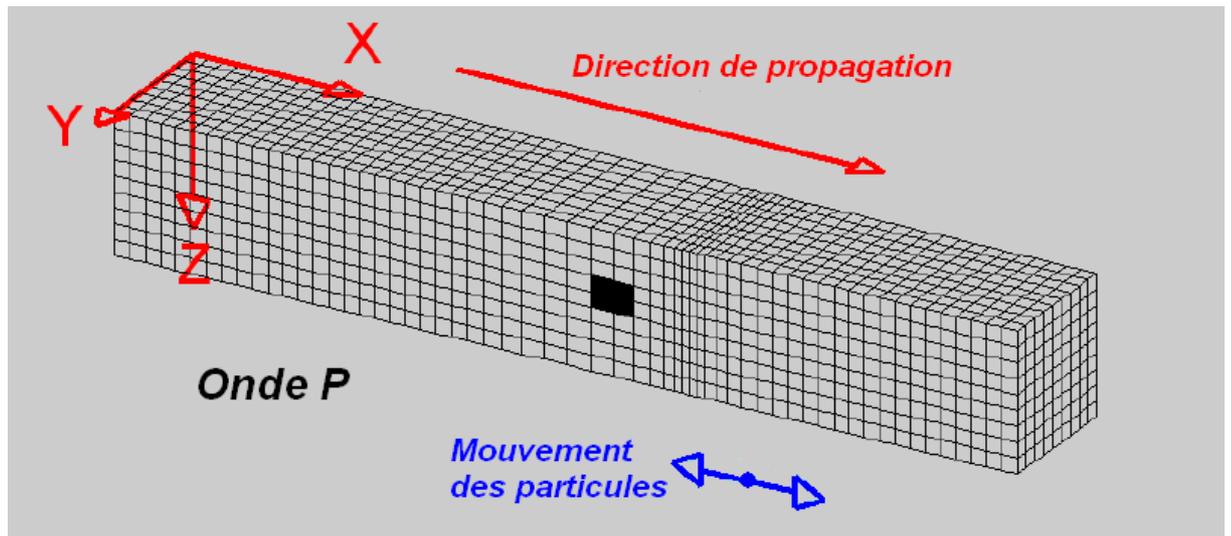


Figure 68 - Représentation d'une onde P

- **déplacement perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde** : ce sont les **ondes de cisaillement S** (pour « secondaires »). Le déplacement est parallèle au front d'ondes, selon des plans verticaux ou horizontaux.

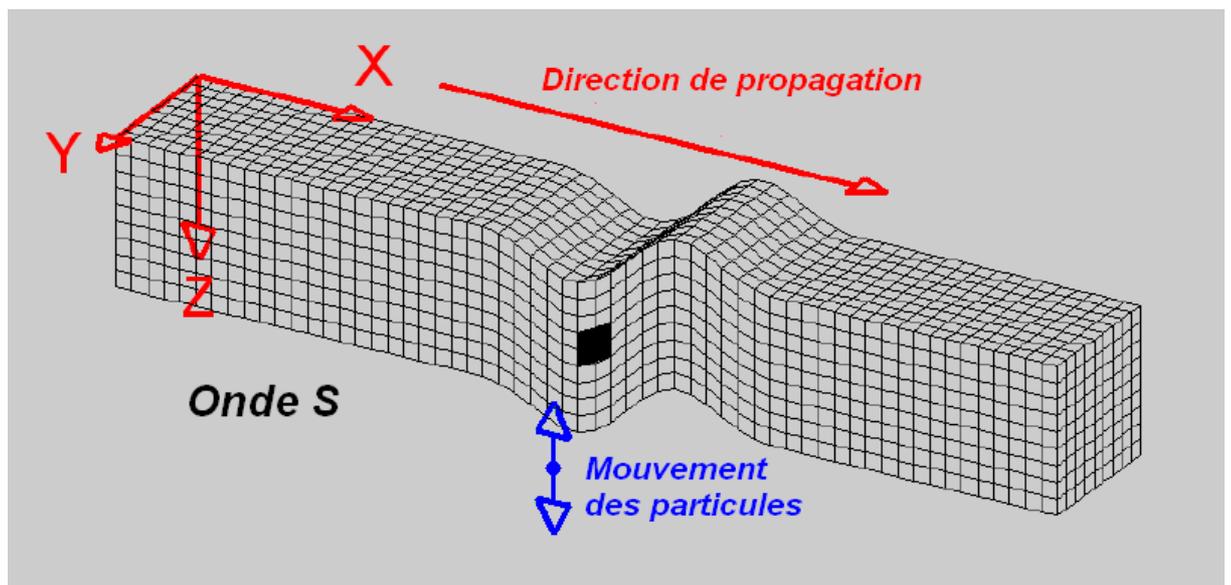


Figure 69 - Représentation d'une onde S à déplacement vertical

- **déplacement des particules situées en surface** : ce sont les **ondes de surface** (ondes de Rayleigh et Love), qui ne se propagent pas à l'intérieur de la Terre. L'amplitude de ces ondes est maximale en surface et diminue avec la profondeur.

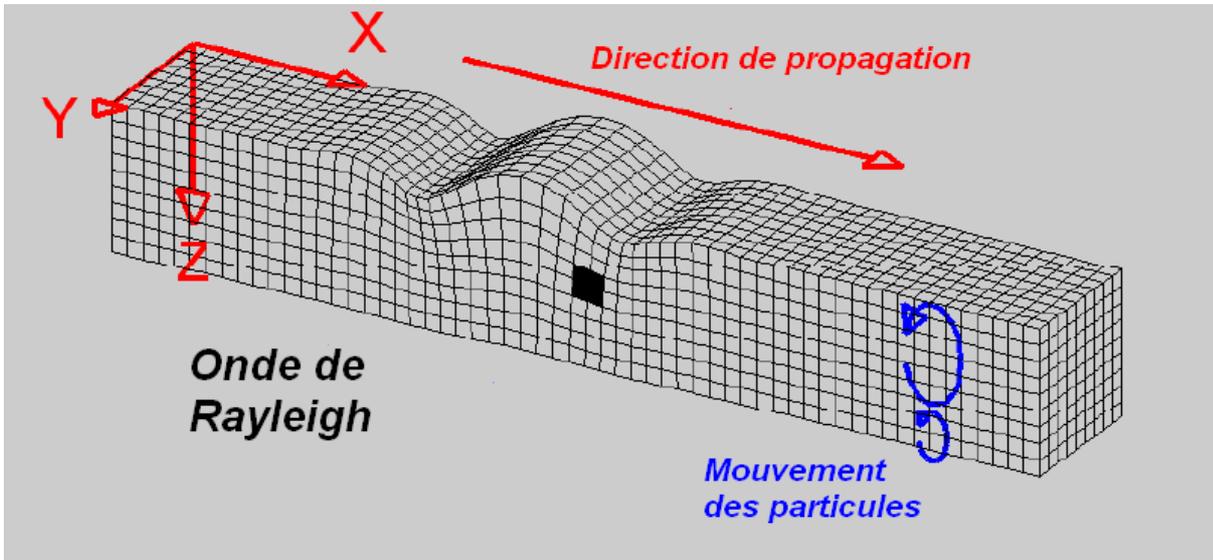


Figure 70 - Représentation d'une onde de Rayleigh

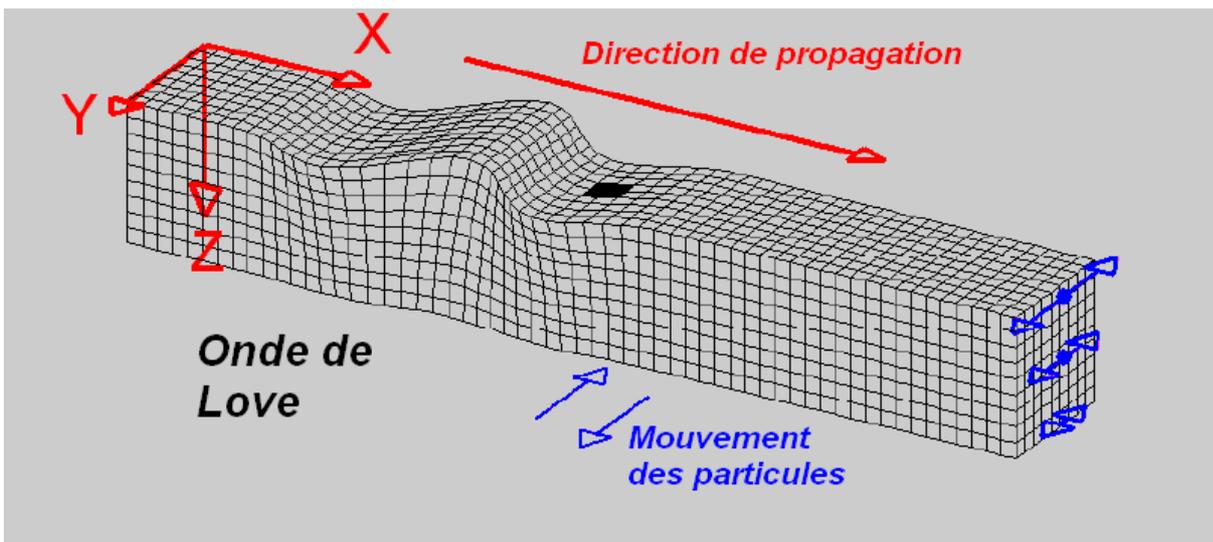


Figure 71 - Représentation d'une onde de Love

Le tableau ci-dessous résume la vitesse de ces ondes dans la Terre :

	Croûte	Manteau	Noyau externe	Noyau interne
ondes P	1.5 – 6.8 km/s	8 – 13.7 km/s	8 – 10.3 km/s	11 – 11.3 km/s
ondes S	1 – 3.9 km/s	4.5 – 7.3 km/s	0	3.5 – 3.7 km/s
ondes de surface	2 – 4.5 km/s	0	0	0

On peut faire les remarques suivantes :

- **les ondes P sont plus rapides que les ondes S** : elles arrivent donc plus tôt vers les instruments de mesure. C'est de là que viennent les noms P (« premières ») et S (« secondes »).
- **les ondes se déplacent en général plus rapidement dans les milieux plus denses** (comparer les vitesses dans la croûte et le manteau) : pour expliquer cela, on peut faire une analogie avec le son, qui se propage plus vite dans le béton ou le métal que dans l'air.
- **les ondes S ne se propagent pas dans le noyau externe, qui est liquide** : les ondes S ne se propagent pas dans les fluides car ils n'offrent pas de résistance au cisaillement. L'absence de cohésion entre les atomes empêche la propagation du déplacement de proche en proche. Ceci prouve bien que le manteau est solide (propagation des ondes S).

Dans le fichier « anno.D.00.pdf », le sismogramme montre bien les différences d'arrivée entre les ondes P et S, et les ondes de surface : ce signal a été enregistré peu après le séisme d'Arequipa au Pérou (Mw=8.4), le 23 juin 2001. Les trois signaux représentent le mouvement dans les 3 dimensions de l'espace : les 2 du haut sont les composantes horizontales, et celle du bas correspond au déplacement vertical. On remarque bien que l'onde P est plus énergétique sur la composante verticale, et l'onde S sur le mouvement horizontal.

Ce signal a été enregistré par une station située à Albuquerque au Nouveau-Mexique (USA), à plusieurs milliers de kilomètres de l'épicentre : ceci met bien en évidence le trajet des ondes sismiques.

Le signal enregistré est souvent très complexe : ceci est dû à la réflexion et la réfraction des ondes sur les discontinuités à l'intérieur de la Terre.

4.2.3. Réflexion et réfraction des ondes

Les ondes sismiques se propagent donc dans l'ensemble du globe et ne restent pas cantonnées à la surface de la Terre : cette idée est trompeuse puisqu'on ne ressent que les ondes qui arrivent à la surface.

Pour développer les thèmes de réflexion et de réfraction, il est plus simple de développer la notion de rai sismique : c'est une ligne qui représente la direction de propagation de l'onde. Elle est perpendiculaire au front d'onde et correspond au sens de propagation de l'onde.

A l'interface de 2 milieux où les vitesses de propagation de l'onde sont différentes, deux phénomènes distincts sont observables (les lois de Snell-Descartes, étudiées en optique, s'appliquent aussi aux ondes sismiques) :

- **la réflexion** : le rai incident arrive avec un angle i et est réfléchi contre l'interface, il repart vers son milieu d'origine avec un angle i .

- **la réfraction** : la réflexion s'accompagne en général d'un phénomène de réfraction. Une partie du rai sismique se propage à travers l'interface vers le deuxième milieu. L'angle r du rai réfracté dépend de la vitesse de propagation des deux milieux. Si l'angle du rai par rapport à la verticale de l'interface est trop élevé ou si la différence de vitesses entre les deux couches est trop marquée, le rai ne peut pas traverser la couche plus profonde et on obtient une réflexion pure (pas de réfraction possible).

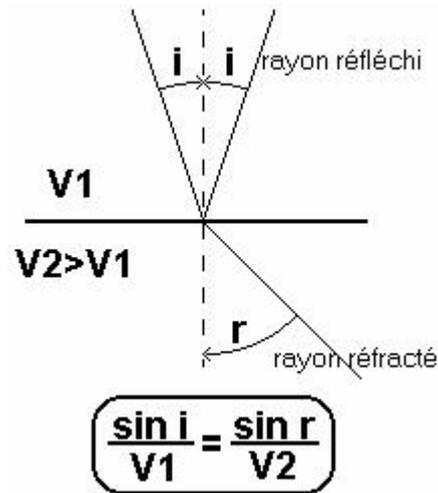


Figure 72 - Trajet des rayons réfléchis et réfractés

Le schéma ci-dessous montre la conséquence de ces phénomènes sur la trajectoire des ondes sismiques à l'intérieur de la Terre. Il existe un gradient continu de vitesses au sein de la croûte et du manteau, ce qui justifie la trajectoire courbe des rais sismiques (et non pas par segments de droites comme ci-dessus).

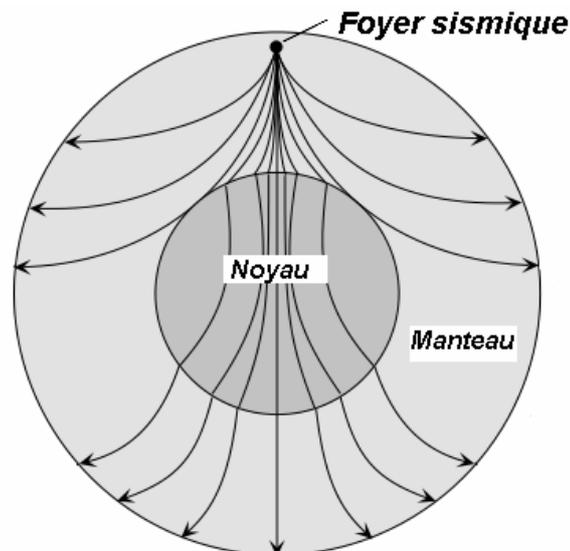


Figure 73 - Trajet des ondes P à l'intérieur de la Terre (Source : *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, S. Stein et M. Wysession)

4.2.4. La zone d'ombre sismique

Les phénomènes de réflexion et de réfraction sont à l'origine de la « zone d'ombre » de la Terre : cette zone correspond à la partie du globe (entre 105° et 142° par rapport à l'épicentre) qui ne peut pas être atteinte par des ondes P directes émises à partir d'un endroit donné.

En effet, à la base du manteau, la vitesse des ondes P vaut environ 13 km/s et chute à 8 km/s dans la partie supérieure du noyau : l'onde réfractée est donc déviée vers le centre du noyau, ce qui produit le décalage à sa remontée vers la surface (distance supérieure à 142°).

Cependant, il s'agit uniquement d'une zone d'ombre pour les ondes P directes (enregistrables jusqu'à 105°) : les ondes P qui se réfléchissent sur la croûte en remontant à partir du noyau (appelées ondes PP) peuvent être enregistrées dans cette zone, de même que les ondes P réfractées dans le noyau externe mais réfléchies sur le noyau interne (PKiKP). Après 142°, ce sont les ondes réfractées après leur passage dans le noyau qui sont enregistrées (appelées PKP). On parle de zone d'ombre car les ondes enregistrables entre 105° et 142° (PP et PKiKP) ont une faible amplitude et n'étaient pas détectées par les premiers sismographes.

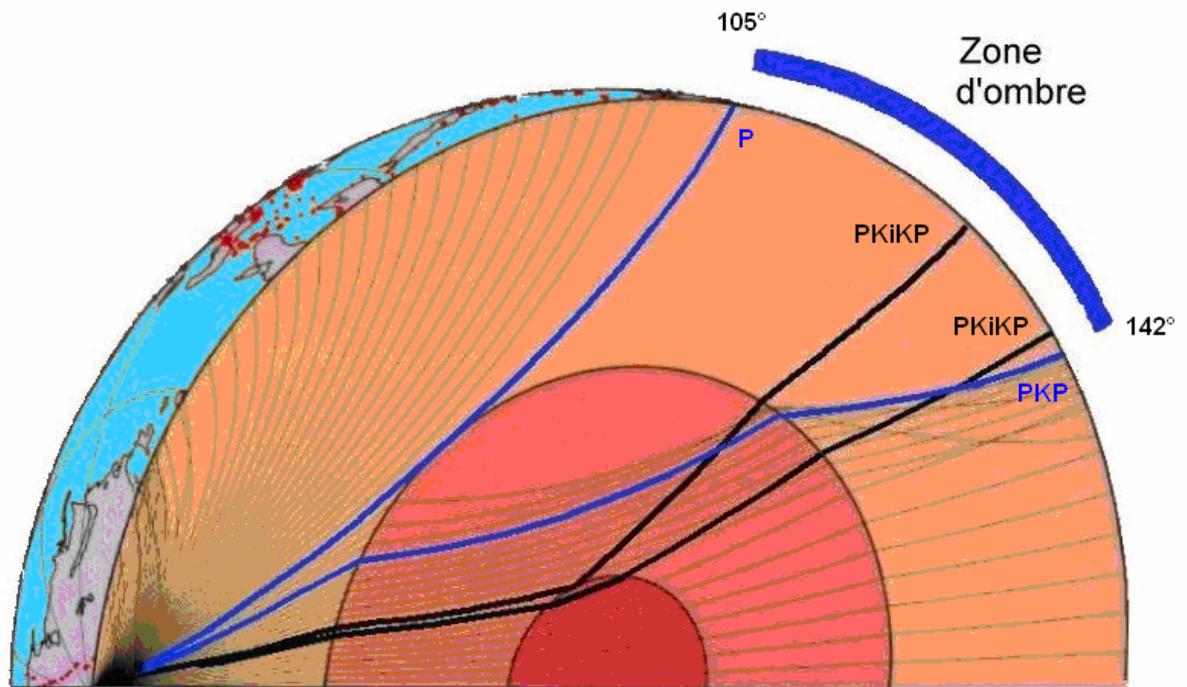


Figure 74 - Zone d'ombre sismique pour les ondes P

Cela permet d'introduire la notion de discontinuité : c'est une surface (ou interface) séparant deux zones où se produit une variation brutale des caractéristiques de propagation des ondes sismiques. Cette variation se traduit par une déviation de ces

ondes, d'où apparition de la zone d'ombre sismique. En plus de la discontinuité manteau-noyau mise en évidence ici, on peut citer la discontinuité croûte/manteau (d'origine chimique) ou la discontinuité lithosphère/asthénosphère (d'origine physique, différence de température).

4.2.5. Applications de l'étude des rais sismiques

La zone d'ombre décrite ci-dessus a notamment permis de prouver l'existence d'une discontinuité et de calculer le diamètre du noyau (estimé en 1912 à 2900 km).

Les rais sismiques jouent donc un rôle primordial dans l'étude des couches profondes de la Terre. Plusieurs applications sont possibles :

- **étude de la source sismique** : il s'agit de remonter à la source sismique par inversion des enregistrements réalisés à la surface du globe. Ce type d'étude s'intéresse notamment aux mécanismes d'initiation de la rupture ainsi qu'à sa vitesse de propagation.
- **la tomographie sismologique** : en se basant sur l'étude de séismes réels, cette discipline étudie les ondes réfléchies par la surface externe du noyau. Par exemple, on a pu cartographier l'interface entre le noyau et le manteau pour montrer qu'elle n'est pas sphérique et qu'elle présente des creux et des bosses (écarts de quelques km).
- **la sismique** : l'industrie utilise la sismique réflexion pour cartographier les couches géologiques présentes en profondeur. Des ondes sismiques sont créées artificiellement avec une explosion ou la chute d'une lourde masse. Des récepteurs appelés géophones placés à différents endroits en surface mesurent alors les temps d'arrivée des ondes réfléchies à chaque couche : on peut alors en déduire les profondeurs et les principales caractéristiques des couches traversées.
- **surveillance des essais nucléaires** : les explosions nucléaires dégagent d'énormes quantités d'énergie qui sont transformées en ondes élastiques. Il est donc possible, au même titre que pour les séismes, de les localiser et d'estimer l'énergie qu'elles libèrent. Des réseaux spéciaux sont consacrés à cette surveillance qui est assurée en France par le Commissariat à l'Energie Atomique (CEA). Les explosions nucléaires ne peuvent pas être confondues avec un séisme, comme le montrent les deux enregistrements ci-dessous :

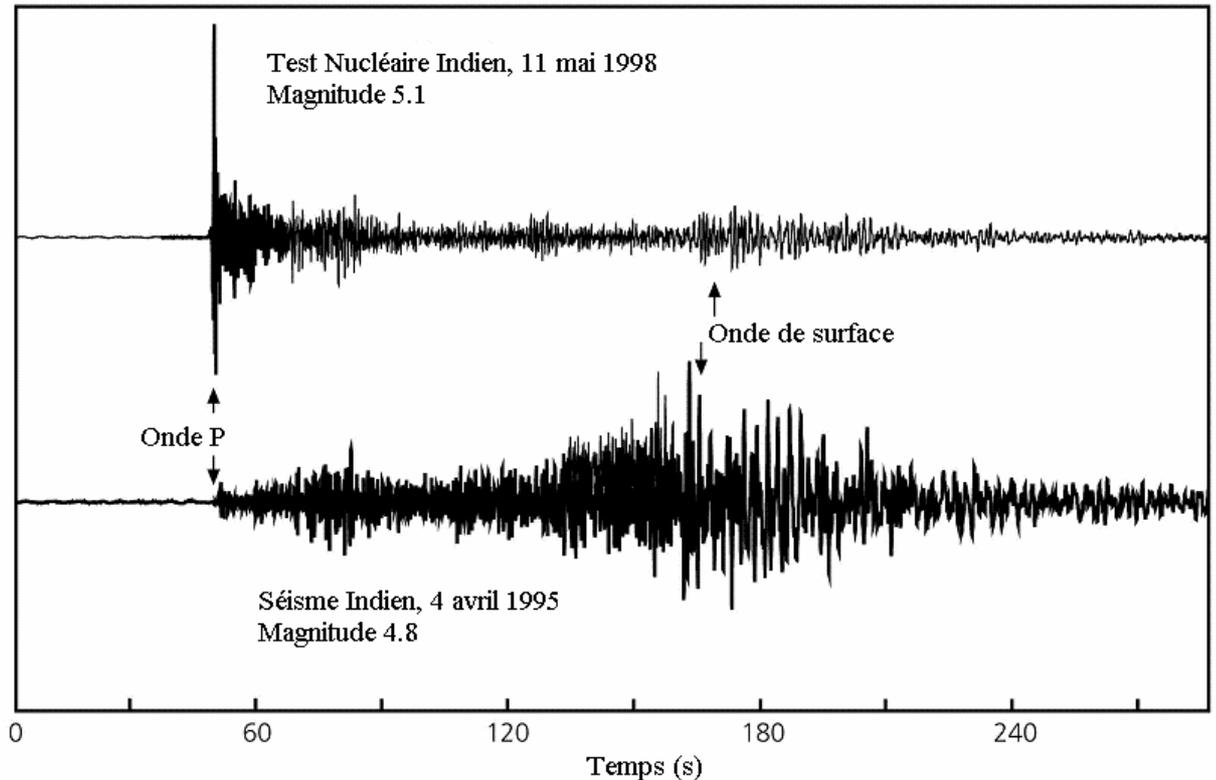


Figure 75 - Comparaison de deux sismogrammes, l'un d'essai nucléaire et l'autre d'un véritable séisme (Source : *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, S. Stein et M. Wysession)

On remarque immédiatement la différence entre les formes des ondes: l'onde P est surdimensionnée, alors que les ondes de surface sont trop petites par rapport à un sismogramme classique.

4.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : LES ONDES SISMQUES

4.3.1. Représentation initiale

Présentation de sismogrammes où l'on distingue les signaux générés par les différents types d'ondes et l'atténuation du signal à mesure que l'on s'éloigne de l'épicentre.

Voir le fichier « Pakistan.pdf » : enregistrements lors du séisme du 8 octobre 2005 ($M_w=7.6$). Dans ce document, on peut remarquer plusieurs choses :

- le signal s'atténue quand on s'éloigne de l'épicentre.
- le pointage des ondes P et S montre la différence de vitesse entre ces deux types d'ondes.
- l'onde S est beaucoup plus lente et arrive avec plus en plus de retard quand on s'éloigne de l'épicentre.

Le zoom sur le sismogramme de la station CTAO permet de prouver qu'il existe tout de même un signal, même si celui-ci est très faible.

Pour illustrer le pointage des ondes P et S, les enregistrements des stations CHTO, KMI et QIZ sont les plus pédagogiques.

L'étude des sismogrammes enregistrés lors du séisme du 8 octobre 2005 au Pakistan peuvent soulever plusieurs questions chez les élèves : comment les ondes se propagent, comment elles s'atténuent, les différences entre les types d'ondes sismiques...

4.3.2. Illustrations des phénomènes

a) Le ressort (coût approx. : 10 €)

➤ **Matériel :**

- 1 grand ressort (jouet en plastique), les modèles en métal sont plus efficaces
- 1 mur
- 1 ou 2 personnes



Figure 76 - Matériel nécessaire (Source : site commercial de Slinky <http://www.poof-slinky.com>)

➤ **Mise en place :**

Fixer une extrémité du ressort sur un crochet mural ou demander à un élève de la tenir. Prendre l'autre extrémité et la tendre en s'éloignant du mur.

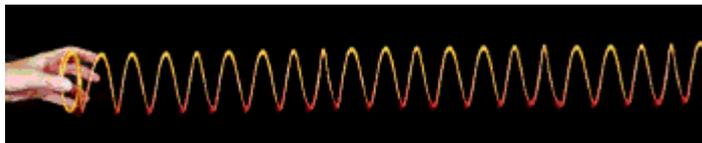


Figure 77 - Génération d'une onde P dans le ressort

➤ **Déroulement :**

- simulation de l'onde P : d'un geste sec, avancer la main vers le mur puis la ramener à sa position initiale.

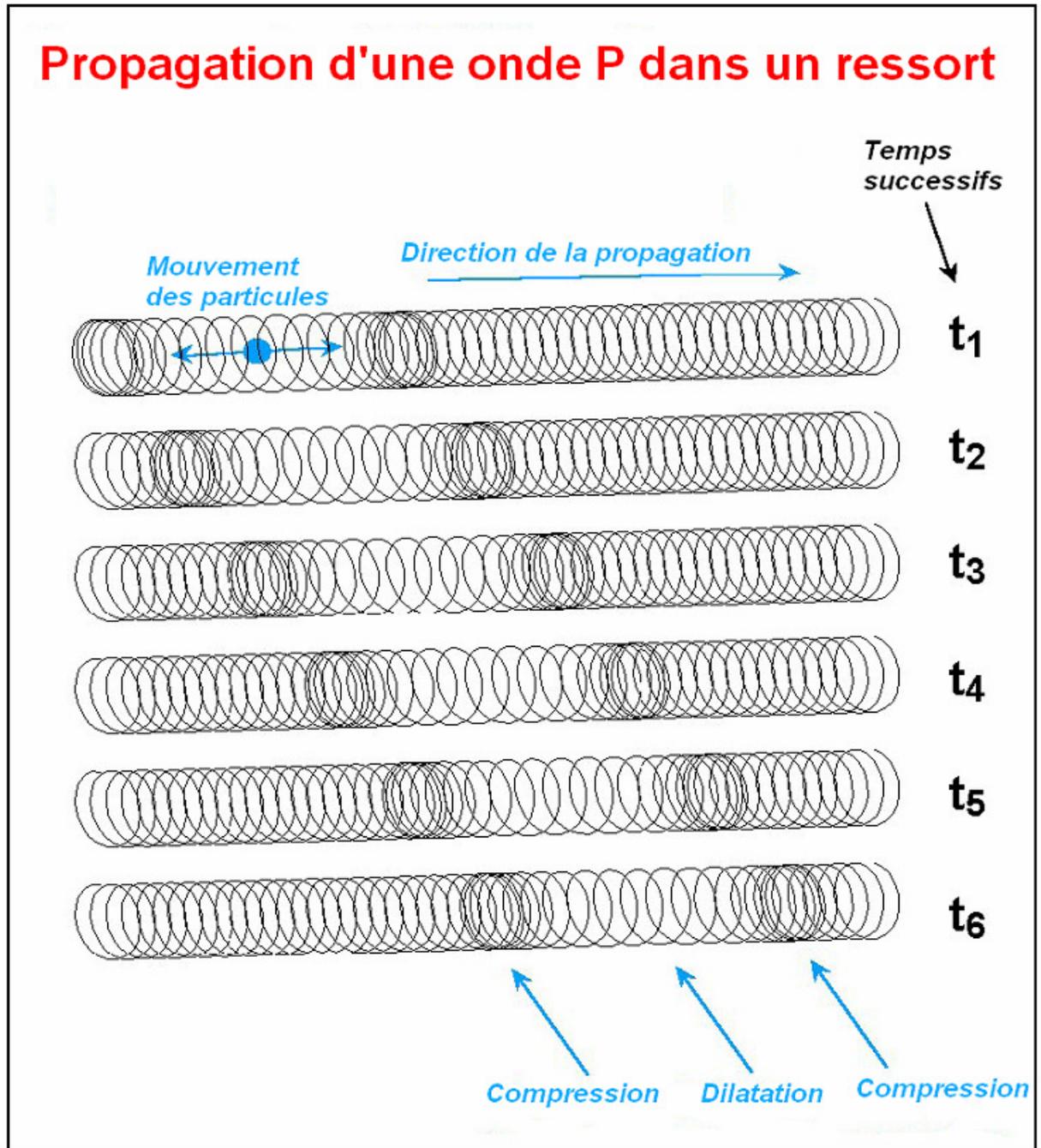


Figure 78 - Propagation d'un onde P dans un ressort

- simulation de l'onde S : d'un geste sec, agiter la main de haut en bas tout en restant à la même distance du mur. On peut aussi faire un va-et-vient de droite à gauche (pour simuler une onde S à déplacement vertical).

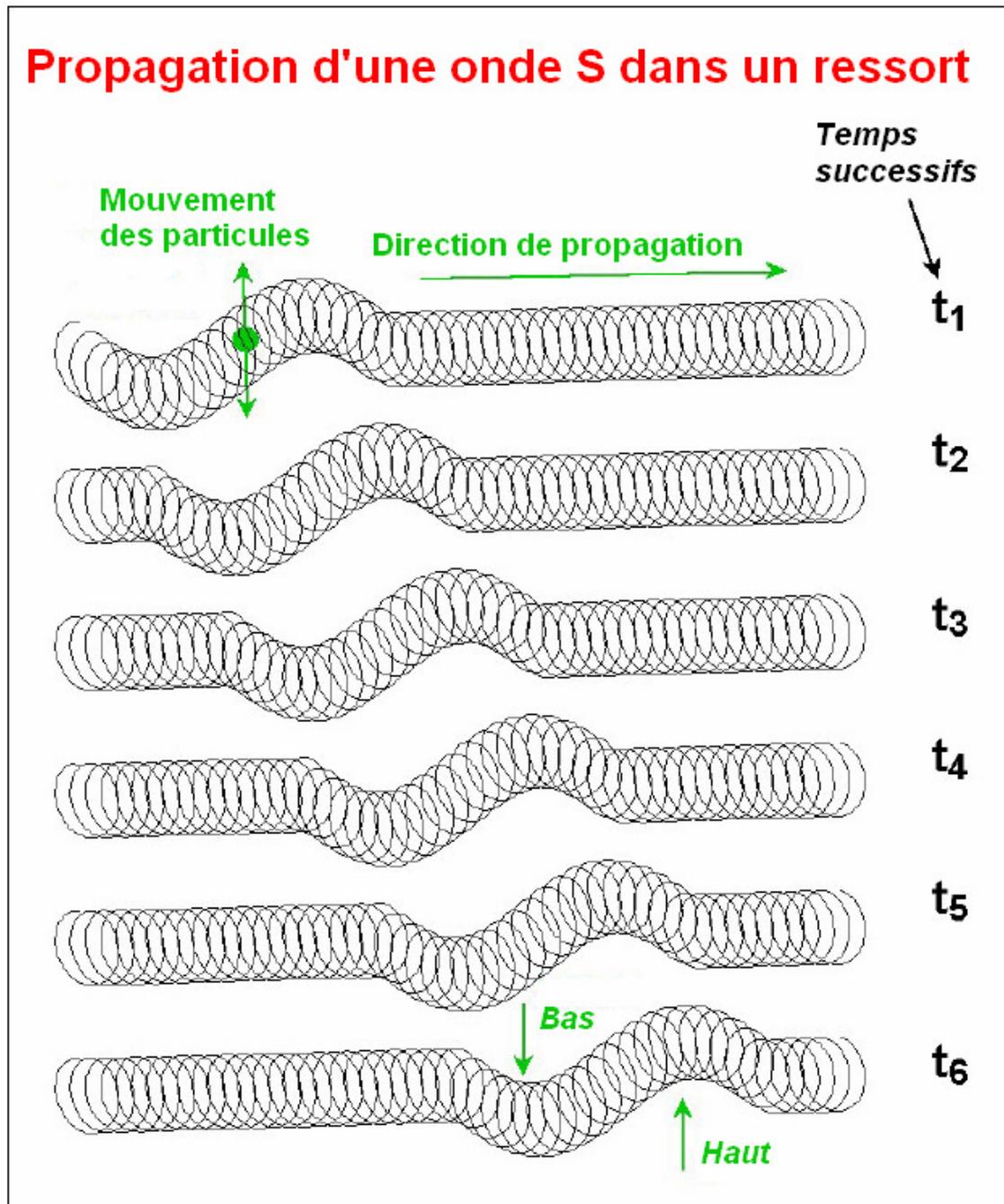


Figure 79 - Propagation d'une onde S dans un ressort

➤ **Observations :**

Faire observer la déformation (compression-dilatation ou cisaillement) qui se propage de la main jusqu'au mur.

Cette expérience permet de valider :

- la différence entre les déplacements générés par les deux types d'ondes.
- le mouvement de proche en proche : les anneaux du ressort reprennent leur position initiale.
- la propagation des ondes n'est pas instantanée : elles ont une vitesse.

Cette expérience ne permet pas de valider :

- le mouvement des ondes de surface (Rayleigh et Love).
- le phénomène de réflexion et de réfraction.

b) La chaîne humaine (coût approx. : pas de matériel nécessaire)

➤ **Matériel :**

- une dizaine d'élèves ou plus

➤ **Mise en place :**

- placer les élèves côte à côte, les bras autour des épaules.

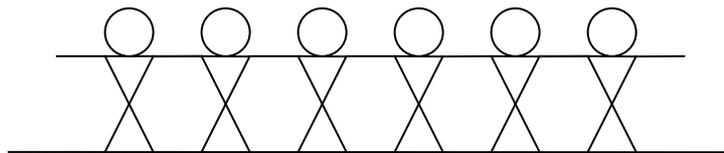


Figure 80 - Chaîne humaine au repos

➤ **Déroulement :**

- simulation de l'onde P : un élève à l'extrémité donne une impulsion avec un mouvement d'épaule latéral. L'onde se propage aux voisins jusqu'au bout de la chaîne.

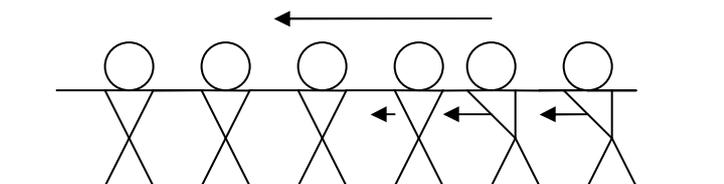


Figure 81 - Propagation d'une onde P dans la chaîne

- simulation de l'onde S : un élève à l'extrémité donne une impulsion en se penchant en avant ou en pliant les genoux. Son voisin est obligé de faire de même pour le suivre et l'onde se propage jusqu'au bout de la file.

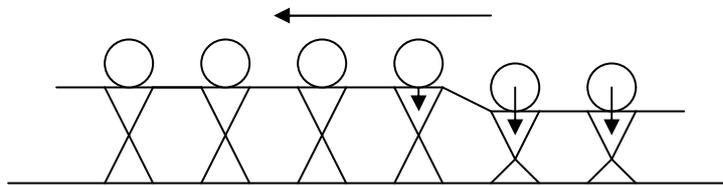


Figure 82 - Propagation d'une onde S dans la chaîne

- simulation de l'onde S en milieu fluide : même expérience que ci-dessus, mais les élèves ne se tiennent plus et mettent leur bras le long du corps (cette position simule l'absence de cohésion entre particules dans un fluide). Le mouvement s'arrête net après le premier élève car, comme dans un fluide, la chaîne ainsi formée n'offre pas de résistance au cisaillement.

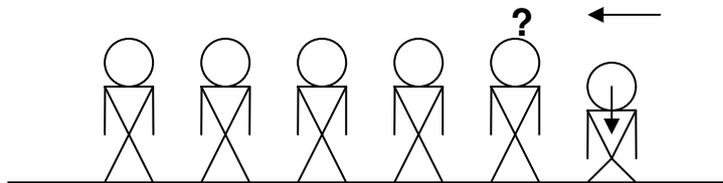


Figure 83 - L'onde S ne se propage pas dans un milieu qui ne résiste pas au cisaillement

➤ **Observations :**

Il est possible de former deux chaînes, l'une pour l'onde P et l'autre pour l'onde S : en déclenchant une impulsion dans les deux chaînes au même moment, on peut voir que l'onde P se propage plus vite.

Cette expérience permet de valider :

- la différence entre les déplacements générés par les deux types d'ondes.
- le mouvement de proche en proche : les élèves reprennent leur position initiale..
- la propagation des ondes n'est pas instantanée : elles ont une vitesse.
- les ondes P sont plus rapides que les ondes S.
- les ondes S ne se propagent pas dans les fluides.

Cette expérience ne permet pas de valider :

- le mouvement des ondes de surface (Rayleigh et Love).
- les phénomènes de réflexion et de réfraction.

c) Le cristalliseur (coût approx. : 6 €)

➤ **Matériel :**

- 1 plat en pyrex ou en verre transparent
- des blocs de mousse (~1 cm²) qui flottent
- des cure-dents
- du papier et de la colle



Figure 84 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Construction des bouées : planter un cure-dent sur chaque bloc de mousse. Fabriquer un drapeau sur le cure-dent avec le papier et la colle. Si la bouée est instable, prendre un bloc de mousse plus grand.

Verser environ 2-3 cm d'eau dans le plat et disposer les bouées sur la surface de l'eau. Il est possible d'arrimer une bouée en l'attachant par une ficelle à une pièce de monnaie ou un écrou posé au fond du plat.

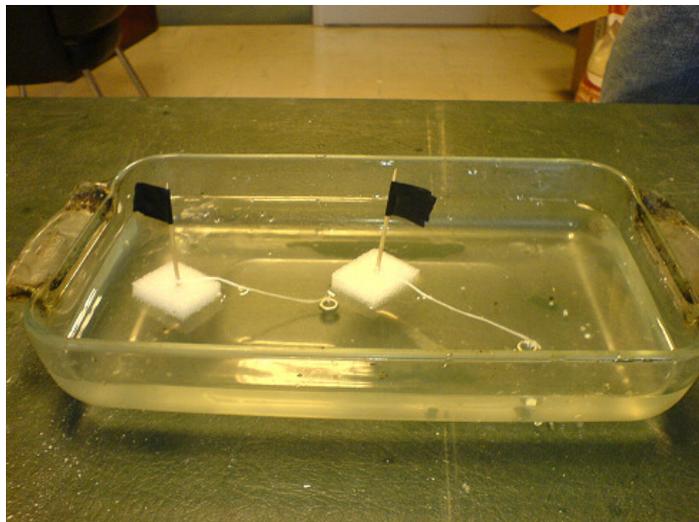


Figure 85 - Montage des bouées

➤ **Déroulement :**

Provoquer une onde en lâchant une bille ou une goutte (avec le compte-goutte) dans l'eau. L'oscillation des drapeaux permet d'observer la propagation de l'onde avec précision : mêmes les vibrations invisibles à l'œil nu peuvent être détectées grâce au mouvement du drapeau. Les drapeaux placés à une certaine distance de la source de

l'onde vont osciller avec un certain retard par rapport aux bouées les plus proches. L'atténuation de l'amplitude des mouvements du drapeau est plus délicate à observer.

➤ **Observations :**

Cette expérience permet de valider :

- l'atténuation des ondes sismiques.
- la propagation isotrope des ondes sismiques.
- la propagation des ondes n'est pas instantanée : existence d'une vitesse de propagation (les bouées n'oscillent pas en même temps).

d) Le rétroprojecteur (coût approx. : 6 €)

➤ **Matériel :**

- 1 plat en pyrex
- 1 bloc de mousse (~1 cm²) qui flotte, ou un bouchon en liège
- 1 rétroprojecteur

➤ **Mise en place :**

Verser 1 ou 2 cm d'eau dans le plat en pyrex et le placer sur le rétroprojecteur. Poser le bloc de mousse sur la surface de l'eau.



Figure 86 - Mise en place du matériel

➤ **Déroulement :**

Attendre que la surface redevienne lisse et allumer le rétroprojecteur. Avec le doigt, troubler la surface de l'eau pour créer une onde de choc. Le phénomène est très fugace, il vaut donc mieux répéter l'opération plusieurs fois de suite.



Figure 87 - Affichage du rétroprojecteur

➤ **Observations :**

Sur la projection, on peut observer la propagation de la perturbation à l'ensemble du plat, ainsi que le phénomène de réflexion au niveau du bloc de mousse. Les ondes réfléchies interagissent avec les ondes incidentes et la surface de l'eau devient plus complexe.

Cette expérience permet de valider :

- le phénomène de réflexion lors des discontinuités (ici, l'interface eau – bloc de mousse).
- la propagation isotrope des ondes sismiques.
- la complexité des ondes sismiques après plusieurs phases de réflexion.

Cette expérience ne permet pas de valider :

- les différences entre les types d'ondes.
- le phénomène de réfraction.

4.3.3. Références reconnues

Montrer le tableau présentant les caractéristiques des différentes ondes sismiques : mouvement et vitesse de propagation dans les couches de la Terre.

Simulation sur le logiciel Seismic Waves (disponible dans le répertoire « Logiciels ») : utiliser ce logiciel pour visualiser la propagation d'ondes sismiques générées par un séisme historique. On peut voir à la fois les ondes se propageant à la surface et à l'intérieur du globe, et aussi l'enregistrement laissé par ces ondes lors de leur passage au niveau de stations du réseau mondial.

4.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LA ZONE D'OMBRE SISMIQUE

4.4.1. Représentation initiale

Ouvrir le fichier « Seismic Waves.pdf » et présenter la capture-écran de l'application Seismic Waves. Les sismogrammes sur l'image ont été générés par le séisme de Northridge en 1994 (Mw=6.7) et enregistrés par plusieurs stations à distances épicentrales variables.

Sur les sismogrammes sont reportées les heures d'arrivée des ondes P, des ondes S et des ondes dérivées (ondes réfractées ou réfléchies). La dernière station est située en Thaïlande à près de 13 000 km (ou environ 117°) de l'épicentre : on peut remarquer l'absence d'ondes P directes sur le signal enregistré.

Question : comment expliquer la présence de zones d'ombre en certains points du globe ?

Hypothèse : cette anomalie est due à la structure de la Terre, dont le noyau réfracte les ondes, rendant certaines régions inaccessibles à la propagation.

4.4.2. Protocole expérimental (coût approx. : 18 €)

➤ **Matériel :**

- un aquarium sphérique
- un ballon
- un support pour le ballon
- une source lumineuse (lampe de bureau) ou lampe de poche puissante
- de la peinture



Figure 88 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Peindre l'aquarium avec un revêtement translucide (il ne doit pas être trop opaque), afin de mieux observer les parties atteintes par la lumière : de la peinture blanche que l'on étale avec un mouchoir peut faire l'affaire.

Placer le ballon à l'intérieur de l'aquarium de façon à modéliser le noyau de la terre : le support permet de le maintenir correctement.



Figure 89 - Montage de l'aquarium et du ballon

➤ **Déroulement :**

Eteindre les lumières de façon à assombrir la pièce au maximum : plus l'obscurité est prononcée, plus le phénomène est observable. Appliquer la source lumineuse contre la paroi du bocal.

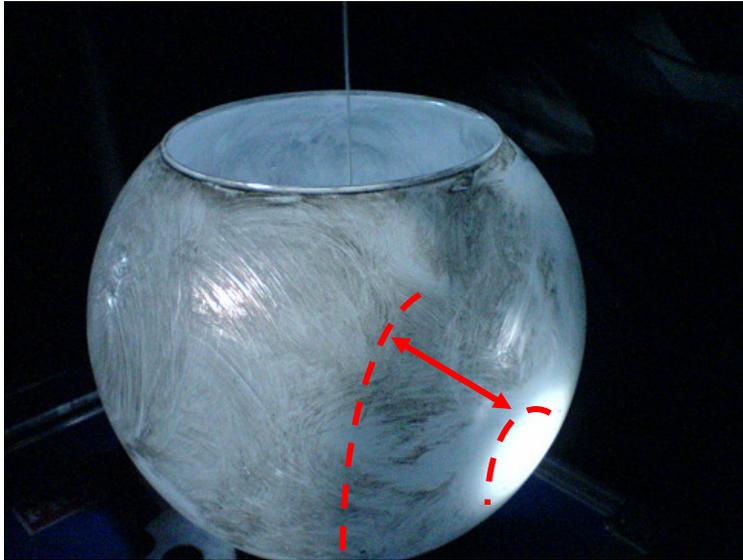


Figure 90 - Apparition de la zone d'ombre

Les élèves peuvent essayer de modéliser le trajet des ondes en fonction de la structure interne de la Terre :

- eau dans le ballon et air dans l'aquarium : la zone d'ombre forme une couronne (voir photo ci-dessus) ; c'est le modèle conforme à la réalité. => cas d'une Terre avec un noyau qui ralentit les ondes.
- air dans le ballon et eau dans l'aquarium : la zone d'ombre a une forme très différente (ombre complète, sauf un disque de lumière diamétralement opposé à la source lumineuse). => cas d'une Terre avec un noyau qui accélère les ondes.
- de l'air partout ou de l'eau partout : pas zone d'ombre. => cas d'une Terre homogène.
- eau sucrée dans le ballon et air dans l'aquarium : en changeant la composition du liquide dans le ballon, on fait varier l'indice de réfraction et on peut alors observer des zones d'ombre de taille différente.
- avec un ballon de diamètre différent : les élèves pourront remarquer que la taille de la zone d'ombre varie aussi en fonction de la taille du ballon.

➤ **Observations :**

Cette activité permet de bien visualiser la zone d'ombre : il s'agit d'une couronne, ce qui n'est pas facile à se représenter sur un schéma 2D. Elle montre aussi que l'existence de cette zone d'ombre a permis de préciser le modèle de la structure interne de la Terre.

Les élèves doivent bien comprendre qu'on peut faire l'analogie entre ondes sismiques et onde lumineuse.

Cette expérience permet de valider :

- la zone d'ombre pour les ondes P a une forme de couronne.

- l'existence d'une zone d'ombre en forme de couronne met en évidence la présence d'un noyau où les vitesses sont plus faibles que dans le manteau.

Cette expérience ne permet pas de valider :

- certaines ondes P sont réfléchies sur la surface du noyau interne (ondes PKiKP) et sont tout de même observables dans la zone d'ombre.
- les angles limites de la zone d'ombre sont compris entre 105° et 142°.

4.4.3. Références reconnues

Cette expérience permet d'expliquer la zone d'ombre sismique : développer la partie 4.2.4 (angles critiques, schéma du trajet des rais sismiques, application pour mesurer le diamètre du noyau...).

4.5. ACTIVITES INFORMATIQUES

4.5.1. Seismic Waves (animation flash)

Se rendre à l'URL <http://aspire.cosmic-ray.org/labs/seismic/index.htm> (site en anglais) : cette page présente une application flash qui permet de visualiser le déplacement d'un chaîne de particules, soit en provoquant une impulsion à la souris ou en utilisant les mouvements prédéfinis (les 2 premiers correspondent aux ondes S et P). Il est possible de faire varier la densité pour observer l'influence sur l'amplitude et la vitesse.

4.5.2. Seismic Waves (programme)

Ce programme en anglais permet de visualiser le parcours des différentes ondes après un séisme historique (Sumatra 2006, Northridge 1994...) et de montrer la propagation des ondes de surfaces par rapport aux ondes S ou P. Pour chaque séisme, plusieurs stations réparties sur le globe enregistrent le signal et on peut visualiser les sismogrammes. Des données comme les temps d'arrivée ou les types d'ondes mesurées sont disponibles.

4.5.3. Sismique réflexion et Sismique réfraction

Ces deux programmes très simples permettent de visualiser les phénomènes de réflexion et de réfraction des rais sismiques. Il est possible de jouer sur des paramètres comme la vitesse des ondes ou le nombre et l'épaisseur des couches.

Cette activité permet de bien faire comprendre aux élèves pourquoi les parcours des rais sismiques sont incurvés dans la Terre.

4.5.4. Programme Ondes P

Ce programme, réalisé par Jean-François Madre (Académie d'Amiens), permet de simuler la zone d'ombre sismique en traçant plusieurs rais sismiques à partir d'un

hypocentre. On peut créer des modèles de vitesse des ondes P dans le globe, pour voir l'influence sur le parcours des ondes sismiques.

4.6. POUR EN SAVOIR PLUS

- Professor Larry Braile, Department of Earth and Atmospheric Science, Purdue University : <http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm>
Description des types d'ondes sismiques, avec schémas et idées d'activités pratiques.
- Professor Larry Braile, Department of Earth and Atmospheric Science, Purdue University : <http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/slinky/slinky.htm>
Cours général sur les ondes sismiques et idées d'expériences.
- San Diego State University :
<http://www-rohan.sdsu.edu/%7Ermellors/lab8/l8maineq.htm>
Cours général sur les séismes, quelques animations flash sur les différents types d'ondes.
- Pierre-André Bourque, Université Laval (Canada) :
<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/seismes.html>
Cours général sur les séismes, bons schémas sur la propagation des 4 types d'ondes sismiques.
- Département MSSMat, Ecole Centrale Paris :
http://www.mssmat.ecp.fr/article.php3?id_article=501
Présentation des ondes sismiques, et plus particulièrement de leurs effets.
- Institut des Risques Majeurs (IRMa – Grenoble) :
http://www.irma-grenoble.com/PDF/mallettes/sismique/ENS_fiche02.pdf
Idées d'expériences sur la propagation des ondes.
- Académie de Grenoble – Sciences et Vie de la Terre :
http://www.ac-grenoble.fr/svt/old_site/laser/accueil_laser_corps.htm
Leçon sur la zone d'ombre sismique.
- Académie d'Amiens– CRDP : <http://crdp.ac-amiens.fr/crdp/seismes/009.htm>
Leçon sur le parcours des rais sismiques dans la Terre, la zone d'ombre et la tomographie.

5. Mesure et caractérisation d'un séisme

Niveau : collège et lycée (interférométrie radar, moment sismique, échelles de magnitude)

Disciplines concernées : SVT, Sciences Physiques (phénomène d'induction, amortissement, asservissement).

5.1. OBJECTIFS

Comprendre les notions de magnitude et d'intensité.
Faire la différence entre hypocentre et épicentre.
Comprendre le principe de fonctionnement d'un sismomètre.
Connaître les moyens d'observer un séisme.

5.2. CONTENU THEORIQUE

5.2.1. Le fonctionnement d'un sismomètre

a) Evolution historique

Ces appareils de mesure ont une longue histoire :

- **132 de notre ère :** un astronome chinois, Chang Heng, a inventé une jarre ornée de 8 gargouilles en forme de dragon. Chaque dragon contient une boule en équilibre instable dans sa bouche, et sous chaque dragon se trouve un réceptacle. Quand un séisme survient, la boule est délogée de la bouche du dragon et tombe dans le réceptacle, indiquant ainsi la direction du premier mouvement sismique.



Figure 91 - Sismoscope de Chang Heng) en 132 (Source : Swiss Seismological Service, ETH Zurich)

Il s'agit en fait d'un sismoscope car cet appareil permet uniquement de repérer un séisme : il n'opère aucune mesure et n'enregistre aucun signal.

- **XIX^{ème} siècle** : les appareils se perfectionnent, et dans les années 1870-80, les premiers sismographes voient le jour. Il s'agit d'instruments capables de détecter l'activité sismique mais surtout de garder une trace de l'enregistrement sur un rouleau de papier défilant.

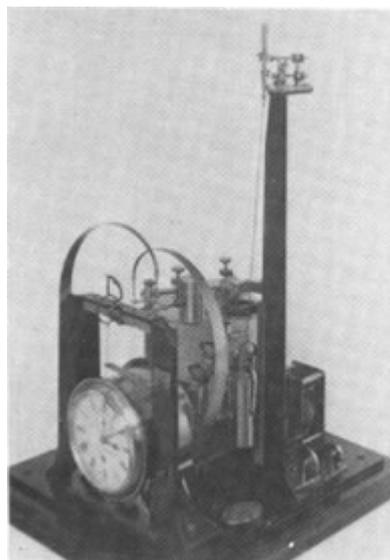


Figure 92 - Sismographe de John Milne en 1894 (Source : Swiss Seismological Service, ETH Zurich)

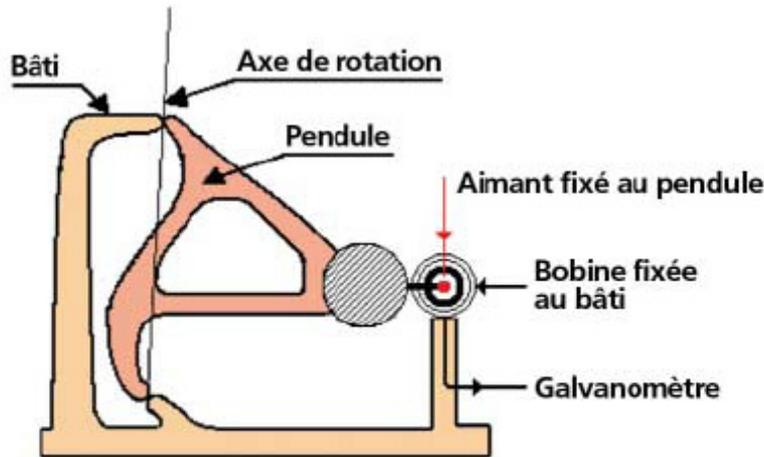
- **1889** : un sismogramme présentant un signal fort est enregistré à Potsdam alors qu'aucun séisme n'est signalé à proximité. La nouvelle d'un grand séisme au Japon provient quelques temps plus tard et confirme l'existence d'ondes sismiques traversant la Terre. Il s'agit d'une première, car jusqu'ici les sismographes ne mesuraient que des séismes locaux, qui étaient relativement rares en Europe.

Les **sismographes** continuent d'évoluer et on parle aujourd'hui de sismomètres : le terme « sismographe » est réservé aux instruments traçant directement le signal sur papier, sans autre mémorisation. Les **sismomètres** permettent un traitement numérique du signal (asservissement, filtrage en amplitude ou en fréquence...) qui améliore la qualité des enregistrements.

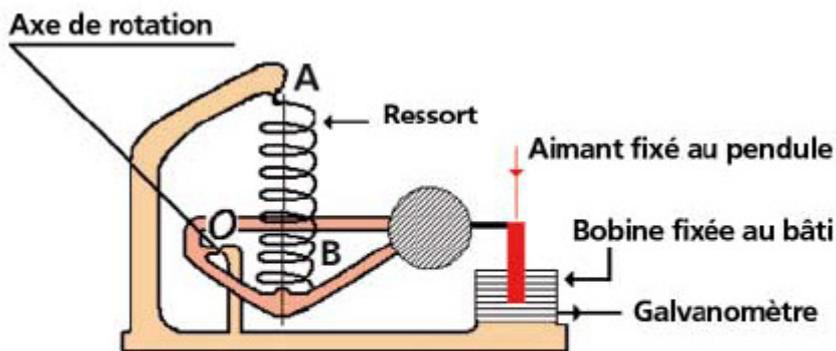
b) Principe de fonctionnement

Un sismomètre est un détecteur de mouvements du sol, mais il doit également permettre d'amplifier le signal sismique (généralement imperceptible) et de l'enregistrer. Il est constitué d'un pendule présentant une forte **inertie** relié à un support solidaire du sol et de ses mouvements. L'appareil possède également un amortisseur afin de restituer au mieux les mouvements du sol : comme le pendule est en mouvement, il peut entrer en résonance pour peu que la fréquence du mouvement du sol excite le ressort. L'**amortissement** permet donc de diminuer les phénomènes non-linéaires dus à la résonance (le mouvement du pendule ne correspond alors plus au mouvement du sol).

Lors du passage du train d'ondes, le support se déplace tandis que le pendule reste immobile du fait de son inertie. Le mouvement relatif du pendule par rapport au support est amplifié et enregistré. L'enregistrement du sismomètre est appelé sismogramme. Comme les mouvements sismiques sont des mouvements à trois dimensions, une station sismique doit être composée de trois sismomètres mesurant trois composantes orthogonales : deux enregistrent les mouvements horizontaux du sol (Nord-sud et Est-ouest) et le troisième enregistre les mouvements verticaux du sol.



SISMOMETRE HORIZONTAL



SISMOMETRE VERTICAL

D'après : Documents pédagogiques de l'EOST, site <http://eost.u-strasbg.fr/pedago/Accueil.html>

Figure 93 - Sismomètres horizontal et vertical (Source : EOST Strasbourg)

Pour comprendre la notion de « mouvement relatif du pendule », on peut mentionner les expériences de pensée suivantes :

- lorsque l'on entame une descente en ascenseur, on a l'impression que notre estomac remonte : en réalité, c'est la partie du supérieure du corps qui a tendance à rester en place, alors que le reste du corps est mis en mouvement vers le bas, en raison la descente de l'ascenseur.
- lorsque l'on écrit au tableau avec une craie, c'est la main qui bouge et le support (tableau) reste fixe. On peut très bien imaginer l'inverse, main fixe et tableau qui se déplace.

Classiquement, un aimant est fixé à la masse oscillante, et celui-ci est placé au centre d'une bobine fixe. Le mouvement de l'aimant dans la bobine induit un courant électrique qui est alors enregistré par le galvanomètre : le mouvement sismique est alors caractérisé par l'intensité de ce courant.

Aujourd'hui, l'amortissement est remplacé par l'**asservissement**, car le fait d'avoir une pièce en mouvement (pendule et ressort) implique des problèmes de non-linéarité. Pour éviter ces imprécisions, il a été imaginé de forcer le pendule à rester fixe malgré le mouvement du sol et de simplement mesurer la force nécessaire pour le garder immobile : cette force est exactement l'opposé de la force qui provoque le mouvement du pendule. Cette technique permet d'augmenter la précision en mesurant le mouvement sans être gêné par des problèmes de frottement ou de résonance.

c) Limites

Bien que très évolués, les sismomètres sont limités à certains domaines d'amplitude et de fréquence :

- **amplitude** : pour qu'un sismomètre puisse enregistrer à la fois des séismes proches et de petits séismes lointains, il doit avoir une sensibilité variant de 10^{-10} à 1 m (soit dix ordres de grandeur). Un tel écart est pour l'instant impossible, et on utilise à l'heure actuelle des sismomètres spéciaux, les **accéléromètres**, pour enregistrer les mouvements forts sans provoquer la saturation de l'instrument. Ces accéléromètres, qui par définition mesurent l'accélération du sol, permettent par ailleurs d'étudier des fréquences plus importantes que les vélocimètres.
- **fréquence** : il existe un bruit de fond naturel (microséismes = mouvements parasites dans le sol, liés à l'activité atmosphérique, anthropique ou biologique), compris dans un domaine entre 0.1 et 1 Hz (bande de fréquences microsismiques), qui a causé le développement de deux types de sismologies travaillant dans des domaines fréquentiels situés de part et d'autres de cette bande microsismique : la sismologie à courte période (> 1Hz) et la sismologie à longue période (< 0.1Hz). Seuls les progrès des dernières années ont permis de développer des capteurs **large-bande** permettant de couvrir une large gamme de fréquences. Avant l'apparition de tels appareils, une station sismologique devait posséder un grand nombre de sismomètres différents de manière à couvrir toute la gamme des fréquences sismiques.

d) Les réseaux

Les premiers réseaux sismologiques sont apparus dans les années 1960 pendant la Guerre Froide (réseau mondial américain WWSSN). Le principe était d'équiper de nombreuses stations avec le même type d'appareil, de manière à pouvoir localiser avec une meilleure précision tout tremblement de terre...ou explosion nucléaire... A noter que la gain de précision sur la localisation des séismes apporté par ces réseaux, a permis de mettre en évidence la concentration de séismes le long de frontières très bien délimitées sur le globe, et ainsi de démontrer la validité de la théorie de la tectonique des plaques (voir fiches pédagogiques n°1 et 2).

Au niveau mondial, la France a déployé une vingtaine de stations sismiques le plus uniformément possible dans le monde (réseau **GEOSCOPE**) : ce réseau est désormais

intégré dans le réseau mondial FDSN (*Federation of Digital Seismograph Network*) qui compte 200 stations large bande.

Au niveau national, le **RAP** (Réseau Accélérométrique Permanent) est constitué d'une centaine d'accéléromètres surtout répartis dans les zones à plus forte sismicité (Pyrénées, Alpes, Provence, Alsace, Antilles...). Les instruments utilisés permettent d'enregistrer les mouvements forts du sol (près de 10 m/s²) dans une gamme de fréquence allant de quelques dixièmes à quelques dizaines de Hz : ce réseau a pour vocation de constituer une base de données accessible à tous pour favoriser les synergies entre les différents acteurs impliqués dans l'étude de l'aléa sismique.

Plusieurs autres réseaux sont installés sur le territoire métropolitain : on peut par exemple citer le réseau Sismalp ou encore le RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique). Le projet **Sismalp**, lancé en 1987, visait à l'établissement d'un réseau de plusieurs dizaines de stations sismologiques automatiques réparties sur l'ensemble du Sud-Est de la France, du lac Léman à la Corse. Le but de ce réseau est de surveiller la sismicité régionale et d'en mieux comprendre la sismotectonique, de mieux estimer le risque sismique, de mieux connaître la structure profonde de la lithosphère alpine, de constituer enfin une banque de données homogène pour permettre des recherches fondamentales sur la source sismique. Depuis début 1994, le réseau est complètement installé. Avec ses 44 stations, c'est l'un des réseaux les plus denses d'Europe. Chaque station est composée d'un sismomètre courtes périodes (1 s) et d'une balise d'acquisition connectée au réseau téléphonique commuté.

Le **RéNaSS** (Réseau National de Surveillance Sismique) est la fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique placés sous la responsabilité des observatoires des Sciences de l'Univers et de laboratoires CNRS-Universités. Ses objectifs et ses missions sont d'observer la sismicité française (et mondiale), de déterminer et diffuser les paramètres sources des séismes du territoire métropolitain et des zones frontalières et enfin de centraliser et archiver les données sismologiques à des fins de recherche en Sciences de la Terre. Le RéNaSS doit ainsi contribuer à la connaissance de l'aléa sismique, à la connaissance des mouvements sismotectoniques et à l'étude des structures profondes. Un autre de ses objectifs contractuels est d'informer la protection civile, les préfetures, la communauté scientifique, les collectivités locales, les médias, etc...

Le [RéNaSS](#) est constitué d'un réseau d'une centaine de stations courtes périodes (short-periods) d'un réseau de quelques stations large-bandes (broad-bands).

Les partenaires principaux du RéNaSS sont l'[INSU-CNRS](#), les Observatoires des Sciences de l'Univers de Strasbourg ([EOST](#)), Toulouse ([OMP](#)), Clermont-Ferrand ([OPGC](#)) et Grenoble ([OG](#)), les universités de Paris ([IPGP](#)), Nice Sophia-Antipolis, La Rochelle et Aix-Marseille, les collectivités locales des Alpes Maritimes, Isère, Pyrénées Atlantiques, Vendée, Bas-Rhin, et enfin avec des instituts publics tels le BRGM ou le CEA ([CSEM](#), LDG).

Le RéNaSS contribue par ailleurs aux réseaux mondiaux comme l'ISC, [ORFEUS](#), [GEOSCOPE](#), [NEIS](#).

5.2.2. Les autres instruments de mesure

La géodésie permet la mesure de la déformation du sol au travers de plusieurs outils :

- **positionnement par GPS** : le développement du GPS a supplanté les mesures optiques réalisées au moyen de lasers. Désormais, les antennes GPS permettent une mesure en continu de la position sans même nécessiter le déplacement d'un opérateur sur le site (tout est transmis par satellite).

Cette innovation a permis de mesurer les vitesses des plaques les unes par rapport aux autres, confirmant et précisant les estimations obtenues par d'autres techniques moins directes. Des réseaux denses sont mis en place dans des régions sismiques pour détecter la déformation interne des plaques (i.e. la mise en charge élastique de la croûte et des failles). Si le réseau est suffisamment dense lors d'un séisme, il est même possible de déduire le glissement de la faille à partir des positions initiale et finale du sol.

- **interférométrie radar (SAR)** : ce satellite radar met en évidence les différences de phases entre deux passages successifs avant et après un séisme. En effet, le sol est légèrement déformé à la suite d'un séisme et l'interférométrie radar permet alors de déterminer la zone d'influence d'une rupture sismique.

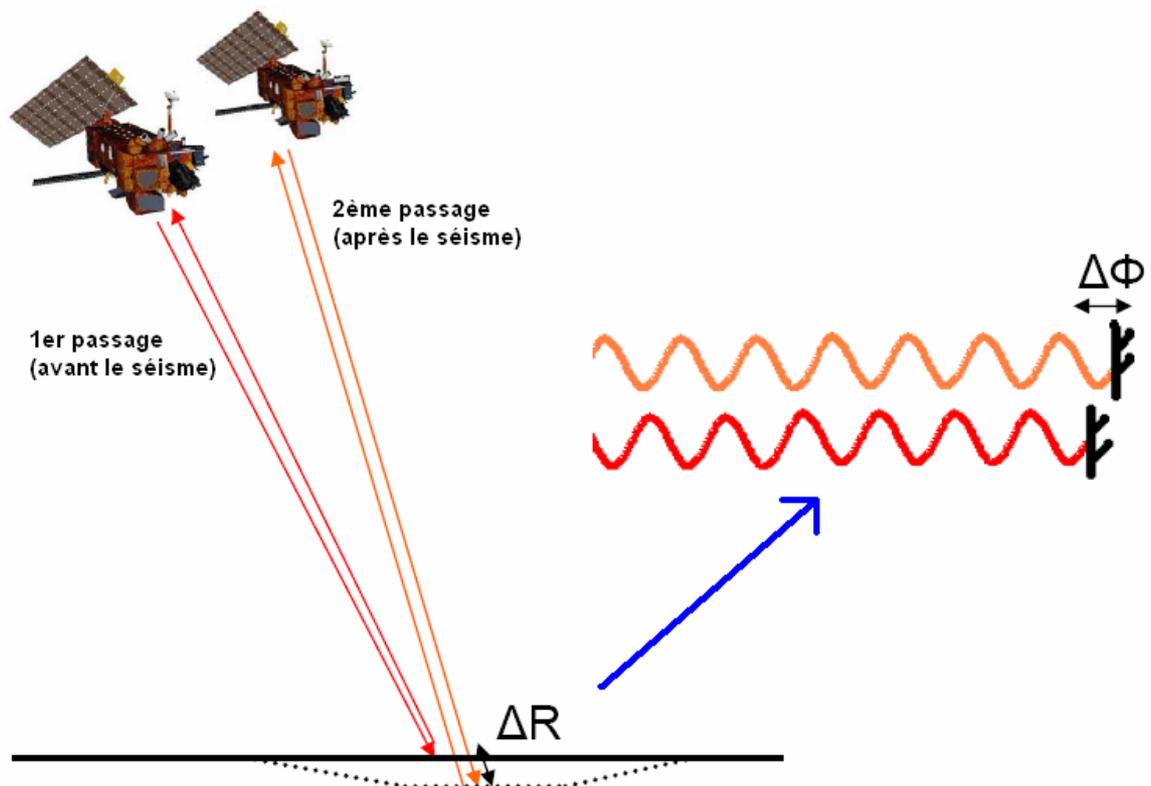


Figure 94 - Principe de fonctionnement de l'interférométrie radar

La différence de distance ΔR est traduite par une différence de phase $\Delta\Phi$: la comparaison des deux prises de vue fournit alors de précieux renseignements sur la déformation du sol suite au séisme.

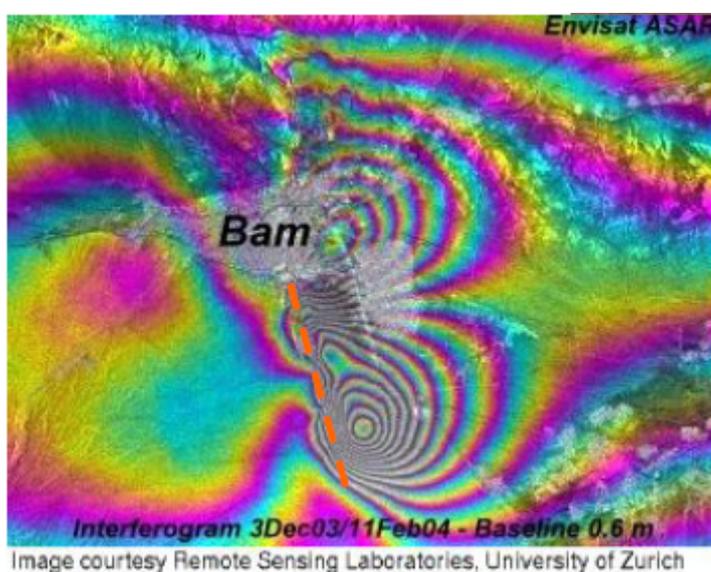


Figure 95 - Carte d'interférométrie radar mettant en évidence la déformation du sol lors du séisme de Bam (Iran) en 2003 : le trait en pointillé représente le segment de faille rompu.

Cette technique présente néanmoins quelques inconvénients, dont le principal réside dans le fait que le radar doit repasser quasiment par le même endroit pour faire une prise de vue comparable : cela peut prendre du temps et est même parfois impossible. De plus, les zones couvertes par la végétation ou l'eau ne sont pas mesurables.

Ces techniques sont donc complémentaires et leur utilisation conjointe permet de confirmer ou d'infirmer les conclusions des sismologues sur le glissement d'une faille par exemple.

5.2.3. Les caractéristiques d'un séisme

a) Hypocentre et épicentre

Le schéma ci-dessous explique bien la différence entre l'hypocentre (foyer du séisme) et l'épicentre (projection en surface du foyer) :

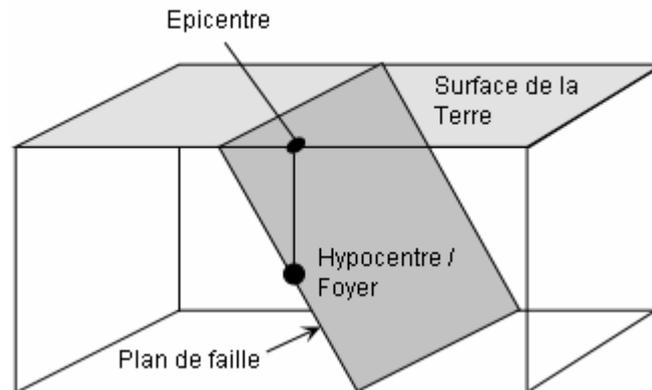


Figure 96 - Représentation de l'hypocentre et de l'épicentre

Il faut bien retenir que :

- l'**hypocentre** est l'endroit où la rupture de la faille se déclenche. Il est situé en **profondeur**, sur le plan de faille, et il s'agit en général plus d'une zone que d'un point.
- l'**épicentre** est un point situé à la **surface**, juste à la verticale de l'hypocentre. Ce point n'a aucune signification physique : c'est un endroit fictif créé pour mieux visualiser le « centre » du séisme.

b) Les magnitudes d'un séisme

L'échelle la plus couramment utilisée pour évaluer la puissance d'un séisme est la magnitude de Richter : cette grandeur représente la quantité d'énergie dégagée par la rupture de faille, mais la relation n'est pas linéaire.

Le schéma ci-dessous montre la relation entre magnitude et énergie (équivalent en tonnes d'explosifs) => la magnitude est une échelle logarithmique : un séisme de magnitude 7 est 31.6 fois plus puissant qu'un séisme de magnitude 6.

Magnitude	Energie libérée	Nb de séismes par an dans le monde (ordre de grandeur)	Événement comparable en libération d'énergie
9	$E \times 30^6$	1 tous les 10 ans	Eruption du Krakatoa (Indonésie)
8	$E \times 30^5$	1	Eruption du Mont St Helens (Etats-Unis)
7	$E \times 30^4$	10	Plus grand explosion thermonucléaire
6	$E \times 30^3$	100	Explosion nucléaire de type Hiroshima
5	$E \times 30^2$	1 000	Tornade
4	$E \times 30$	10 000	Petite explosion nucléaire

3	E	> 100 000	Décharge de foudre
---	---	-----------	--------------------

Tableau 3 - Relation entre magnitude et énergie

On peut voir que les séismes de magnitude supérieure à 8 sont très rares (1 par an). L'échelle de magnitude est ouverte : elle n'est pas limitée, même si le séisme le plus puissant enregistré à ce jour atteint la magnitude 9,5 (Chili, 1960). Cependant, il n'est pas possible d'accumuler des quantités infinies d'énergie dans les roches, et la magnitude 10 semble constituer une limite physique raisonnable.

Une fois la notion de magnitude acquise, on peut montrer qu'il existe plusieurs types de magnitudes. Cela provient de la difficulté à mesurer une telle grandeur, et plusieurs méthodes ont été utilisées dans l'histoire :

- 1935 : Richter propose que la magnitude corresponde à la mesure de l'amplitude maximale des ondes enregistrées par un sismographe situé à 100 km de l'épicentre. Cette valeur est appelée **magnitude locale (M_L)** et n'est fiable qu'à très courte distance.
- 1936 : Richter améliore la méthode en mesurant l'amplitude des ondes de surface à des distances télésismiques (supérieures à 30°) : c'est la **magnitude de surface M_s** .
- 1956 : on propose cette fois de mesurer l'amplitude des ondes de volume (ondes S ou P) : c'est la **magnitude M_b** .

Ces magnitudes ne mesurent pas directement l'énergie libérée par un séisme : il y a donc des imprécisions. De plus, lors de grands séismes, ces échelles ont tendance à saturer et à sous-estimer la puissance du phénomène.

Le **moment sismique M_0** , grandeur largement utilisée par les sismologues, est par contre directement lié aux paramètres de la source sismique :

$$M_0 = \mu \times D \times S$$

μ représente la rigidité du milieu, D le déplacement moyen ayant eu lieu lors de la rupture de faille, et S la surface de faille rompue. Ces paramètres ne sont pas évidents à estimer par rapport à des amplitudes de sismogrammes, mais cela présente l'intérêt de construire une vraie quantité physique, directement liée à l'énergie libérée par le séisme.

A partir du moment sismique M_0 , on peut alors construire la **magnitude du moment M_w** avec la formule :

$$\text{Log } M_0 = 1.5 M_w + 9.1$$

C'est cette magnitude qui est la plus couramment utilisée aujourd'hui.

c) L'intensité d'un séisme

L'intensité correspond aux effets du séisme effectivement ressentis par les personnes ou les structures. Cette grandeur n'est pas mesurable, elle est subjective et dépend des observations des témoins du séisme. **Il faut également bien insister sur le point que l'intensité n'est pas directement proportionnelle à la magnitude.** Ainsi, un séisme de magnitude 7 se produisant en plein désert n'occasionnera aucun dégât et son intensité ne sera pas prise en compte (ou sera très faible) ; alors qu'un séisme de magnitude 6 se produisant dans une région très densément peuplée pourra produire de gros dégâts et sera relié à une très forte intensité.

L'intensité peut être quantifiée grâce à une échelle qui se base sur les dégâts aux structures et les observations des témoins. L'intensité est représentée par des chiffres romains, pour éviter les confusions avec la magnitude. Il existe plusieurs échelles, mais la plus utilisée en Europe est l'échelle EMS98 (European Macroscopique Scale, adoptée en 1998, une version améliorée de l'échelle MSK utilisée depuis les années 50) :

Intensité	Définition	Description des effets typiques observés
I	Non ressenti	Non ressenti
II	Rarement ressenti	Ressenti uniquement par quelques personnes au repos dans les maisons
III	Faible	Ressenti à l'intérieur des habitations par quelques personnes. Les personnes au repos ressentent une vibration ou un léger tremblement.
IV	Largement observé	Ressenti à l'intérieur des habitations par de nombreuses personnes, à l'extérieur par très peu. Quelques personnes sont réveillées. Les fenêtres, les portes et la vaisselle vibrent.
V	Fort	Ressenti à l'intérieur des habitations par la plupart, à l'extérieur par quelques personnes. De nombreux dormeurs se réveillent. Quelques personnes sont effrayées. Les bâtiments tremblent dans leur ensemble. Les objets suspendus se balancent fortement. Les petits objets sont déplacés. Les portes et les fenêtres s'ouvrent ou se ferment.
VI	Dégâts légers	De nombreuses personnes sont effrayées et se précipitent dehors. Chute d'objets. De nombreuses maisons subissent des dégâts non structuraux comme de très fines fissures et des chutes de petits morceaux de plâtre.
VII	Dégâts	La plupart des personnes sont effrayées et se précipitent dehors. Les meubles se déplacent et beaucoup d'objets tombent des étagères. De nombreuses maisons ordinaires bien construites subissent des dégâts modérés : petites fissures dans les murs, chutes de plâtres, chute de parties de cheminées ; des bâtiments plus anciens peuvent présenter de larges fissures dans les murs et la défaillance des cloisons de remplissage.
VIII	Dégâts	De nombreuses personnes éprouvent des difficultés à rester

	importants	debout. Beaucoup de maisons ont de larges fissures dans les murs. Quelques bâtiments ordinaires bien construits présentent des défaillances sérieuses des murs, tandis que des structures anciennes peu solides peuvent s'écrouler.
IX	Destructions	Panique générale. De nombreuses constructions peu solides s'écroulent. Même des bâtiments bien construits présentent des dégâts très importants : défaillances sérieuses des murs et effondrement structural partiel.
X	Destructions importantes	De nombreux bâtiments bien construits s'effondrent.
XI	Catastrophe	La plupart des bâtiments bien construits s'effondrent, même ceux ayant une bonne conception parasismique sont détruits.
XII	Catastrophe généralisée	Pratiquement tous les bâtiments sont détruits.

Tableau 4 - Définition de l'intensité EMS98

Voici quelques ordres de grandeurs d'intensités ressenties en France :

- séisme de Bâle (Jura suisse) en 1356 : ressenti en Alsace avec une intensité de IX.
- séisme de Ligurie (Italie) en 1887 : ressenti dans le pays niçois avec une intensité de IX
- séisme de Lambesc (13) en 1909 : ressenti à l'épicentre avec une intensité de VIII ou IX.
- séisme d'Arette (64) en 1967 : ressenti à l'épicentre avec une intensité de VIII.
- séisme de Rambervillers (88) en 2003 : ressenti à l'épicentre avec une intensité de VI.
- séisme au large des Saintes (Guadeloupe) en 2004 : ressenti en Guadeloupe avec une intensité de VII.

On peut retenir les points suivants :

- la magnitude est mesurée ou calculée, alors que l'intensité est ressentie subjectivement.
- les éléments primordiaux à déterminer après un séisme sont la localisation de l'épicentre et la magnitude.

5.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : CONSTRUCTION D'UN SISMOGRAPHE

5.3.1. Représentation initiale

Présentation des appareils utilisés dans le passé : sismoscope chinois de Chang Heng et sismographe de Milne (voir plus haut dans la partie théorique).

Question : comment détecte-t-on et enregistre-t-on un séisme ?

Hypothèse : on utilise une masse avec assez d'inertie pour rester fixe tandis que le support et le rouleau de papier bougent avec le séisme.

5.3.2. Protocole expérimental

a) Sismomètre magnétique (mouvement vertical) – coût approx. : matériel disponible dans les salles de TP

- **Matériel :**
 - 1 support (potence métallique)
 - 1 ressort ou 1 gros élastique (tendeur)
 - 1 bobine
 - 1 aimant cylindrique suffisamment lourd
 - 1 oscilloscope



Figure 97 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Fixer l'aimant au milieu de l'élastique et attacher les deux extrémités de l'élastique à la potence (on ne peut pas juste laisser pendre l'aimant, car une force de rappel est nécessaire). Avant de fixer complètement l'élastique, il faut le faire passer dans la bobine. Relier la bobine à l'oscilloscope.

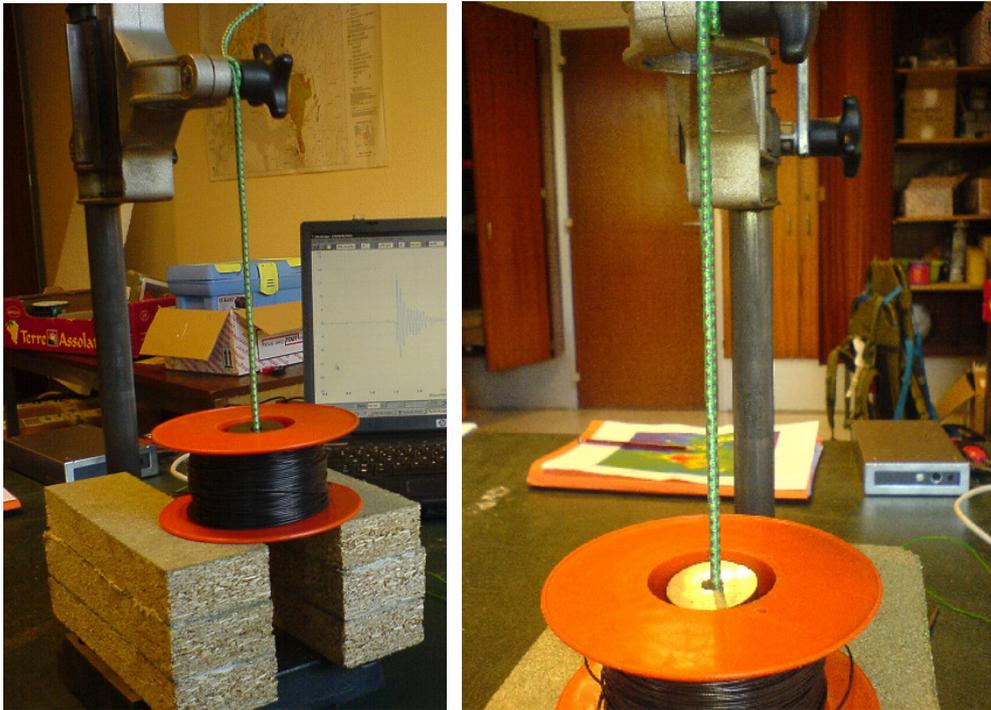


Figure 98 - Mise en place de l'aimant

➤ **Déroulement :**

Simuler une onde sismique en frappant un coup sur la table par exemple. Avec le mode Acquisition de l'oscilloscope, enregistrer le courant qui parcourt la bobine.

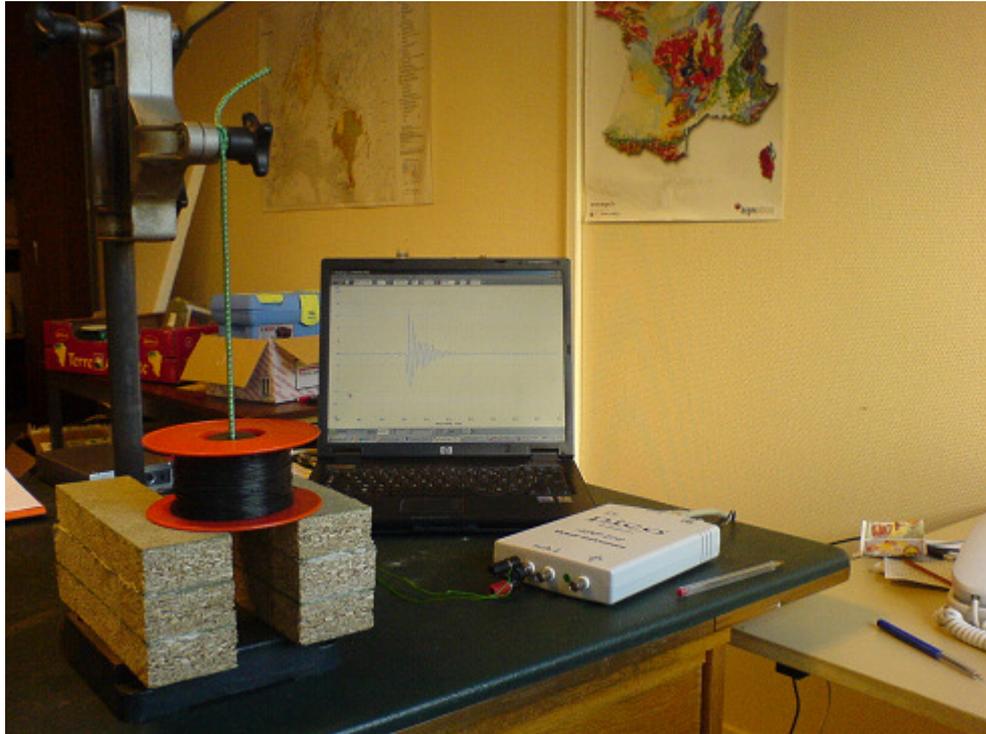


Figure 99 - Enregistrement d'un signal

➤ **Observations :**

Le mouvement relatif de l'aimant par rapport à la bobine (en réalité, c'est le système support+bobine qui bouge et l'inertie de l'aimant lui permet de rester immobile) génère un potentiel aux bornes de la bobine, enregistrable sur l'oscilloscope : cette perturbation représente le passage des ondes sismiques.

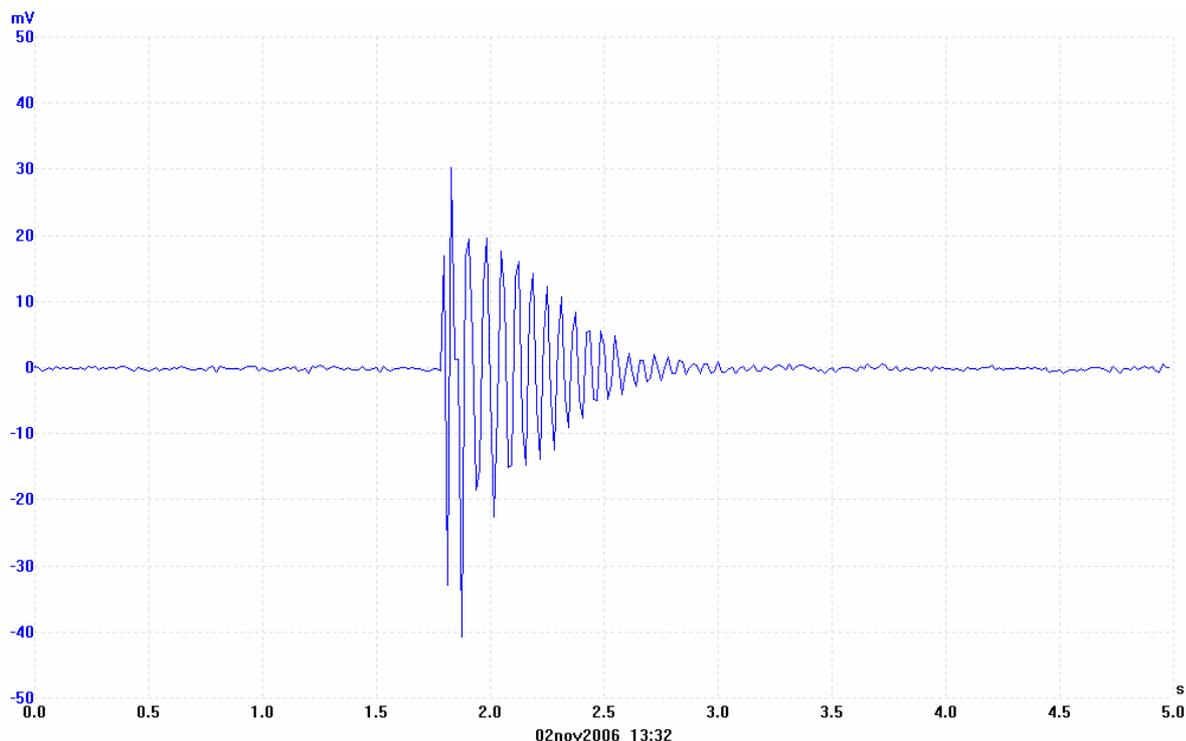


Figure 100 - Signal généré par le mouvement de l'aimant

Cette activité permet de valider :

- le mode de fonctionnement d'un sismomètre : le même principe (courant induit dans une bobine) est appliqué dans les vrais instruments.

Cette activité ne permet pas de valider :

- la nécessité d'amortir le mouvement de l'aimant.
- le principe de fonctionnement de l'asservissement.

b) Sismographe papier (mouvement horizontal) – coût approx. : matériel de récupération

➤ **Matériel :**

- 1 support (potence métallique)
- de la ficelle
- 1 grande feuille de papier (format A3)
- 1 crayon ou un feutre
- une masse assez lourde

➤ **Mise en place :**

Attacher le feutre à la potence avec de la ficelle. Placer la feuille de papier sous le feutre. Lester le feutre avec la masse (l'idéal serait de disposer d'une masse cylindrique avec un trou au milieu : on peut alors faire passer le feutre au milieu). On peut aussi attacher quelques cailloux autour du feutre. Régler la potence de sorte à ce

que le feutre effleure légèrement la feuille : il doit être en contact avec la feuille mais ses mouvements ne doivent pas être gênés par le frottement avec la feuille (c'est la partie délicate de l'activité).

➤ **Déroulement :**

Un élève tire lentement la feuille de papier vers lui tandis qu'un autre applique une secousse à la table : si l'élève tire la feuille dans le sens de la longueur de la table, alors la secousse doit être appliquée dans le sens de la largeur.

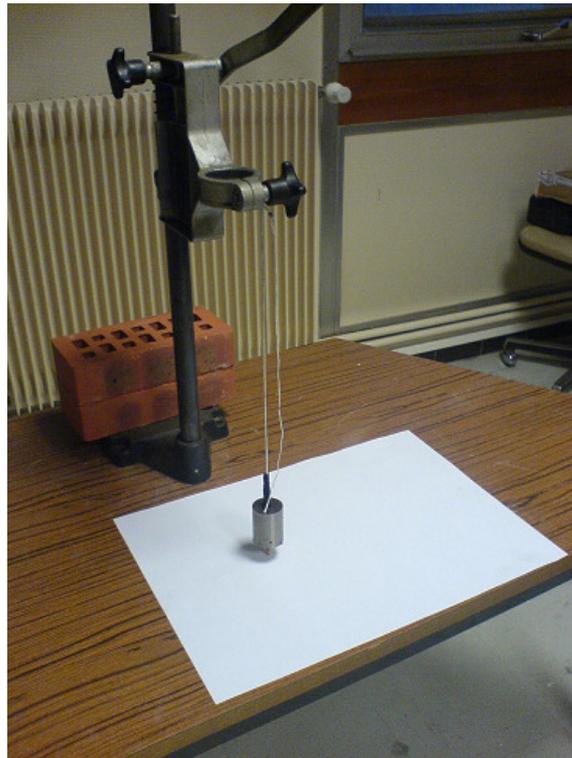


Figure 101 - Montage du sismographe papier

➤ **Observations :**

Une fois que toute la feuille est passée sous le feutre, on peut observer les marques laissées. En l'absence de secousses, le feutre laisse une marque plus ou moins rectiligne ; quand on secoue la table, on peut observer un signal saccadé, une suite de points qui montrent l'amplitude du déplacement.

Cette activité permet de valider le principe de fonctionnement d'un sismographe mais il ne faut pas s'attendre à ce que le signal tracé sur la feuille ressemble à un sismogramme.

5.3.3. Références reconnues

Présentation d'enregistrements réels obtenus avec un sismomètre et comparaison avec le « sismogramme » tracé par le sismographe artisanal.

Le fichier « anmo.D.00.pdf » contient l'enregistrement du séisme d'Arequipa, au Pérou, le 23 juin 2001 ($M_w=8.4$) : le sismogramme provient de la station large-bande d'ANMO (Albuquerque, Nouveau-Mexique, USA). Les signaux représentent des déplacements : celui du bas est la composante verticale, les deux du haut les deux composantes horizontales.

On peut distinguer l'arrivée des ondes P et S.

Les fichiers « CCM.BH.D.pdf », « CCM.LH.D.pdf » et « CCM.SH.D.pdf » représentent les enregistrements du même séisme péruvien, dans le Missouri (USA) respectivement par une station large-bande (BH), une station longue-période (LH) et courte-période (SH).

On remarque que l'on n'a pas la même information sur les signaux : ce sont les stations large-bande qui enregistrent la bande de fréquence la plus large, donc ce sont celles qui fournissent le maximum d'informations sur le séisme.

Sur les sismogrammes, les traits verticaux représentent le pointage des ondes P (IPUO) et S (ISUO).

5.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LOCALISATION DE L'EPICENTRE

5.4.1. Représentation initiale

Présentation du schéma résumant les différences entre foyer et épicentre (voir le paragraphe III. dans la partie théorique).

Question : après un séisme, comment repère-t-on l'épicentre avec précision ?

Hypothèse : les sismogrammes du séisme fournissent les informations nécessaires à la localisation de l'épicentre.

5.4.2. Protocole expérimental (coût approx. : matériel de récupération)

- **Matériel** :
 - 3 chronomètres
 - 1 mètre (pour mesurer jusqu'à 6 m)
 - 9 élèves au moins
- **Mise en place** :

On peut pratiquer l'expérience dans la salle de classe ou à l'extérieur, si l'endroit est trop petit.

Pour l'hodochrone, mesurer une distance de 6 m à partir d'un point et placer des repères à 2 et 4 m : cela fait trois points de chronométrage.

Pour la localisation, prévoir 3 endroits pour placer les « stations » de mesure : idéalement dans un carré de 6x6m et suffisamment écartés pour que la triangulation soit efficace.

Préparer un plan (de la salle de classe ou de la cour) avec les 3 « stations » représentées. Choisir un épicycle et le marquer d'un repère.

➤ **Déroulement :**

- **construction de l'hodochrone :** placer un élève équipé d'un chronomètre en chacun des points de chronométrage mesurés auparavant. Pour modéliser les ondes S, faire marcher quelques élèves à cadence lente et mesurer les temps de passage à 2, 4 et 6 m : les élèves doivent essayer de marcher à la même allure. Pour les ondes P, faire de même avec une marche à cadence normale. Faire noter les résultats par les élèves, et faire la moyenne des temps de passage pour les 2 cadences. Leur faire construire un graphique (à la manière d'un hodochrone) qui représente les temps de passage en fonction de la distance, pour les 2 cadences (si l'allure des élèves a bien été régulière, les hodochrones doivent être des droites). Voir l'exemple ci-dessous :

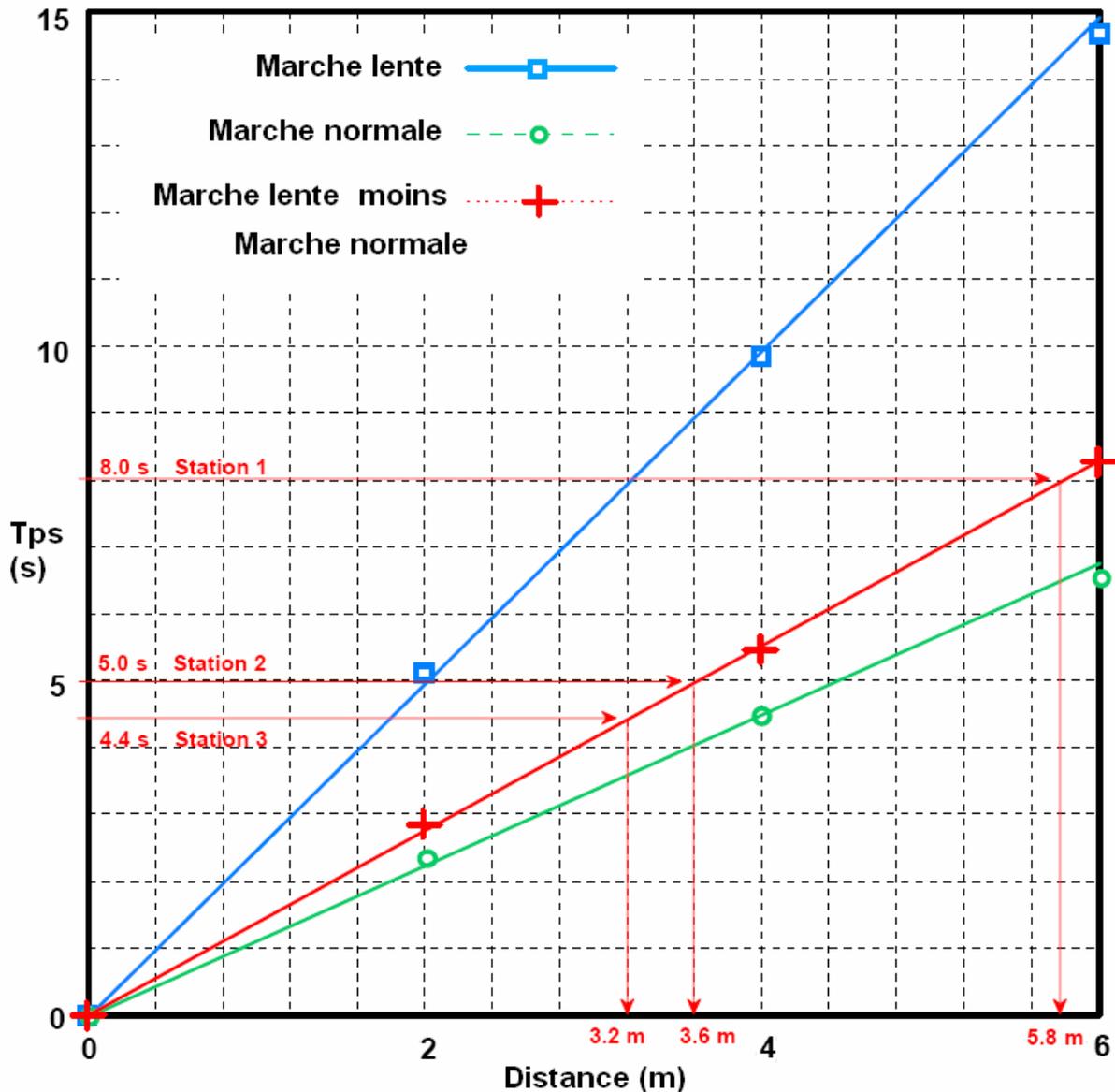


Figure 102 - "Hodochrone" généré par les deux cadences adoptées par les élèves

On peut leur expliquer qu'ils viennent de construire un hodochrone : c'est un diagramme qui représente le temps d'arrivée des ondes S et P en fonction de la distance épacentrale. Une troisième courbe représentant la différence entre les 2 temps est généralement tracée. Leur présenter un véritable hodochrone (voir ci-dessous) et mettre en évidence qu'on a des courbes et non des droites (rappeler la leçon sur la propagation des ondes).

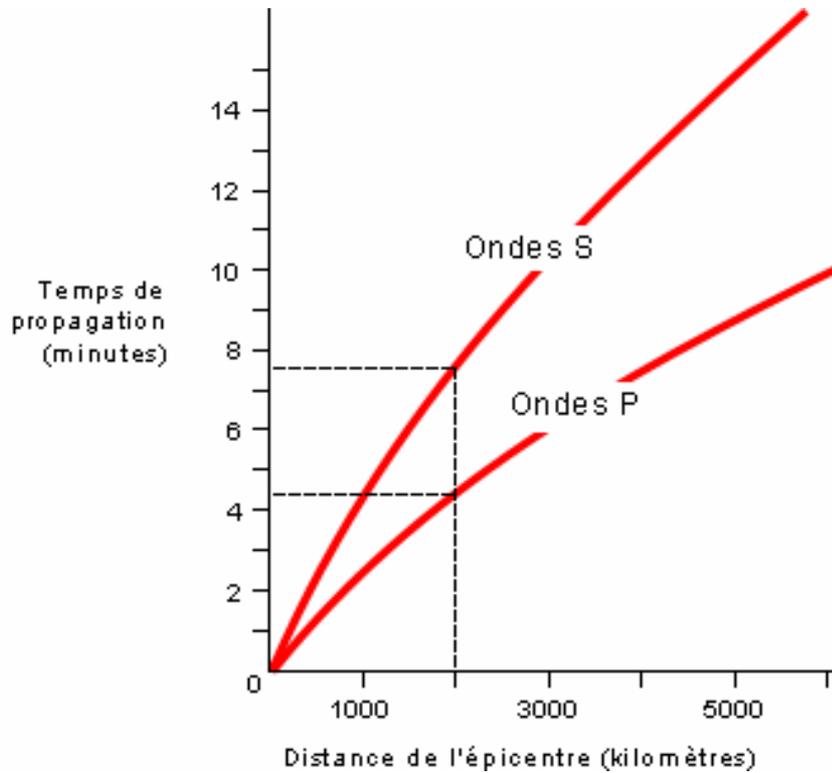


Figure 103 - Hodochrone, la différence entre les temps d'arrivée permet de retrouver la distance épacentrale (Source : P.A. Bourque et Université Laval, Canada)

- **localisation de l'épicentre** : demander à 6 élèves (3 pour l'onde S et 3 pour l'onde P) de choisir un épicentre et de s'y placer 2 par 2 (l'élève simulant l'onde P sera devant l'élève simulant l'onde S) : chaque binôme est tourné vers l'une des 3 stations, où sont placés les 3 élèves chronométrateurs.

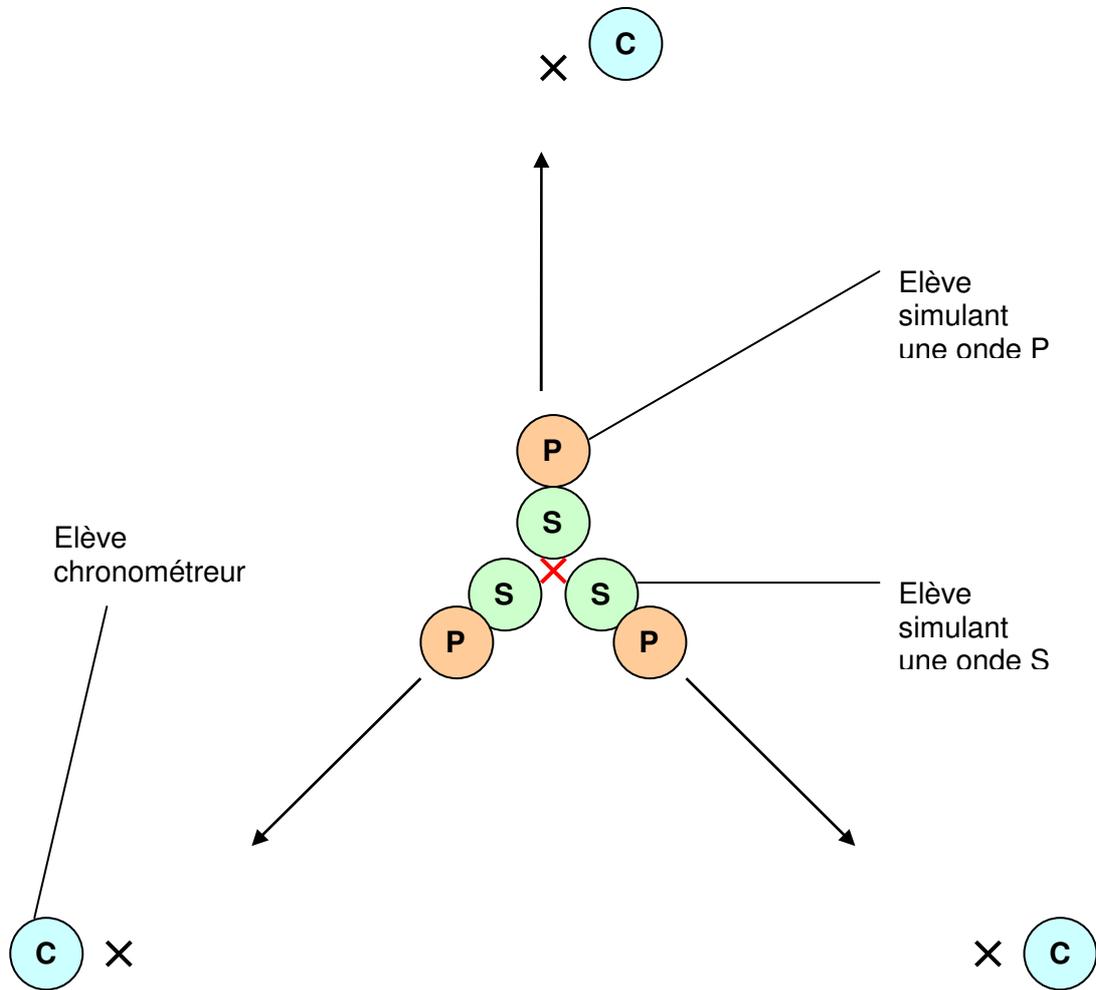


Figure 104 - Position des élèves simulant les ondes sismiques

Donner le signal du départ pour les élèves, qui doivent essayer de marcher à la même cadence que dans la première partie (construction de l'hodochrone). Les élèves chronométrent l'écart entre le passage à la station de l'élève marchant à cadence normale (onde P) et celui de l'élève marchant à cadence lente (onde S). Demander aux élèves de reporter sur l'axe des ordonnées de l'hodochrone ces écarts de temps mesurés, pour obtenir la distance parcourue par chaque couple d'élèves par lecture sur l'axe des abscisses (utilisation de l'hodochrone relative à la différence entre les ondes S et P).

Sur le plan dessiné auparavant, tracer pour chaque station, un cercle correspondant à la distance parcourue par le binôme depuis l'épicentre. Les cercles issus des différentes stations devraient se croiser en un unique point : c'est l'épicentre. En pratique il est rare d'obtenir un point, et on observe généralement une petite zone : cela provient du fait que la vitesse des élèves n'est pas toujours exactement la même

(cela est également le cas pour les ondes sismiques dont les vitesses peuvent varier beaucoup).

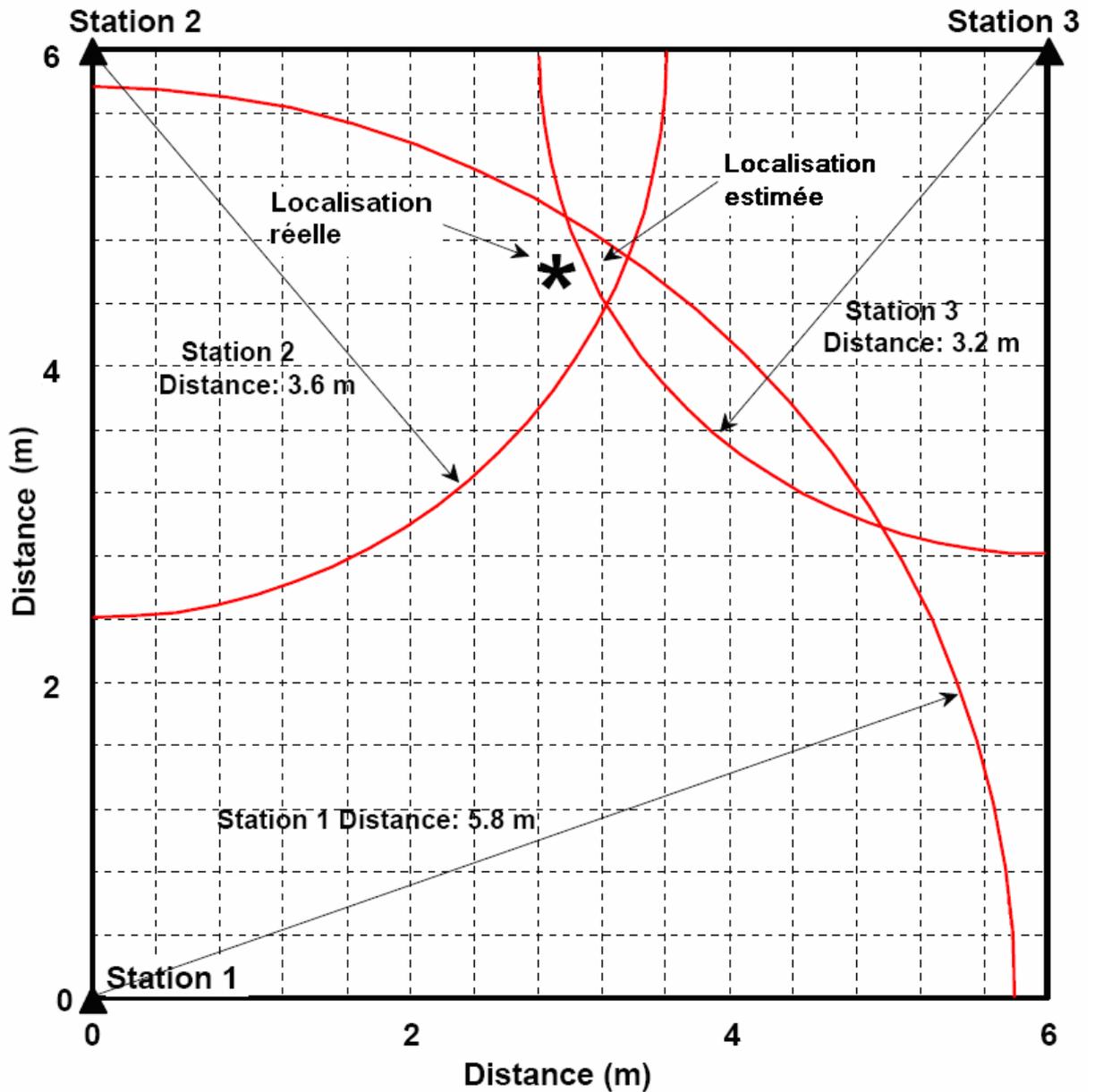


Figure 105 - Localisation de l'épicentre en fonction des temps d'arrivée des élèves

➤ **Observations :**

Cette activité permet de présenter la méthode de la triangulation, très utilisée pour déterminer la position de l'épicentre. Les élèves peuvent découvrir et utiliser un outil comme l'hodochrone. Ils sont aussi confrontés à la notion d'incertitude : la position calculée ne correspond pas à la position réelle. On peut rappeler que c'est la même

chose dans la réalité, où les calculs d'organismes scientifiques différents conduisent à des localisations différentes de l'épicentre.

Il faut néanmoins présenter aux élèves la limite de cette méthode, en rappelant que les séismes sont générés en profondeur et que les ondes partent de l'hypocentre : la localisation est en fait un problème à trois dimensions (et non un problème plan...). Plus le séisme est profond et plus le calcul est approximatif.

Cette activité permet de valider :

- la triangulation permet de localiser l'épicentre d'un séisme.

Cette activité ne permet pas de valider :

- localisation de l'hypocentre.
- erreur sur le calcul de l'épicentre quand le foyer du séisme est profond.

5.4.3. Références reconnues

Exercice de localisation de l'épicentre du séisme des Saintes (Guadeloupe) en 2004, en utilisant la méthode de triangulation.

Les élèves disposent des sismogrammes enregistrés par 3 stations (GGSA / PIGA / SROA) : ils doivent pointer les heures d'arrivée des ondes P et S (la station GJYA montrée en exemple peut les mettre sur la voie). Il est utile de se servir des 3 composantes pour repérer les ondes : une des composantes met bien en valeur les ondes S, alors que l'autre permet de bien repérer les ondes P par exemple.

Comme vu plus haut, les ondes P sont pointées dès l'apparition de la première perturbation sur le sismogramme (en excluant le bruit de fond). Pour les ondes S, on repère le second train d'onde, qui se différencie du premier par une plus forte amplitude. Le sismogramme synthétique ci-dessous montre bien comment pointer les ondes P et S :

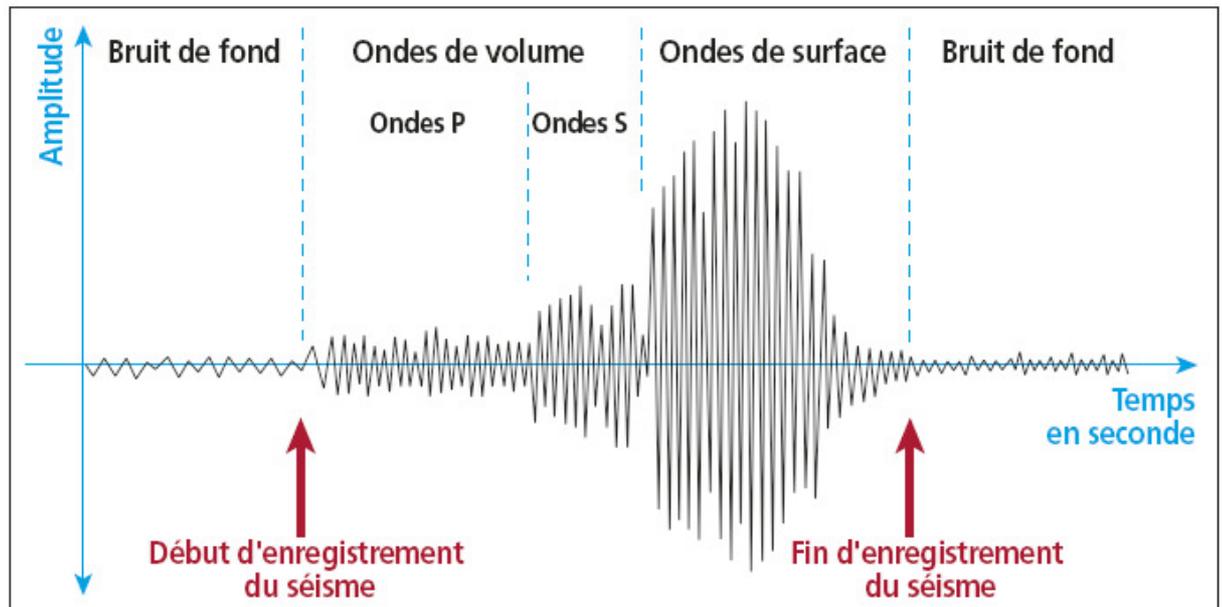


Figure 106 - Sismogramme synthétique montrant les paquets d'ondes (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

Tous les documents nécessaires sont dans le répertoire « Documents – localisation épicentre ».

Les élèves reportent sur un tableau (« Résultats.pdf ») les heures d'arrivée des ondes P et S, puis en déduisent le retard des ondes S sur les ondes P.

Pour chaque station, ils reportent alors la différence de temps sur l'hodochrone (ne pas utiliser celui de la Figure 103, mais celui du fichier « Hodochrone.pdf ») et en déduisent la distance D_i de l'épicentre à la station : il ne reste plus qu'à tracer un cercle de rayon D_i autour de chaque station et l'intersection des cercles fournit la localisation approximative de l'épicentre.

Discuter avec les élèves de la précision du résultat :

- les problèmes d'incertitude :
 - on peut réaliser des erreurs de précision lors du pointage des ondes P et S sur les sismogrammes.
 - les mesures graphiques (lecture des points sur l'hodochrone et tracé des cercles sur la carte) génèrent toujours une incertitude importante.
- comparaison avec la localisation officielle de l'épicentre : on obtient une bonne corrélation avec la méthode « scientifique », malgré la simplicité de l'approche.

Question à poser aux élèves : quelles peuvent être les origines possibles de l'erreur de localisation ?

- la vitesse des ondes dans le milieu de propagation est mal connue : on peut faire des estimations, mais il n'y pas toujours de valeurs exactes. C'est pourquoi l'hodochrone dans cet exercice est une droite et non une courbe

- (comparer avec l'hodochrone de la Figure 103) : étant donné le niveau de précision, il est inutile de tracer un hodochrone plus compliqué.
- il est possible de mal interpréter les sismogrammes et de se tromper dans la lecture des heures d'arrivées des ondes (présence d'un bruit de fond, mélange des ondes P et S...).
 - la mauvaise répartition des stations peut aussi augmenter l'erreur : dans certaines régions, les stations sont rares et ne permettent pas une triangulation optimale. C'est par exemple le cas dans cet exercice, où les 3 stations utilisées sont massées dans le même coin, sur une seule île.

5.5. ACTIVITES INFORMATIQUES

5.5.1. Localisation de l'épicentre et calcul de la magnitude locale

Se rendre à l'URL <http://www.sciencecourseware.org/VirtualEarthquake>, cliquer sur « Execute Virtual Earthquake » : ce site en anglais permet la localisation de l'épicentre et le calcul de la magnitude pour quelques séismes : c'est à l'élève de lire les temps d'arrivée ou l'amplitude des ondes, puis l'application exploite ces résultats pour tracer les cercles autour des stations.

Voici les instructions en français pour une utilisation optimale :

- Après avoir bien compris comment interpréter un sismogramme, aller au bas de la page, sous le titre "OK. Let's have an earthquake!", choisir une région du monde puis cliquer sur la case "Submit choice".
- Sur la page suivante ("Determining The Earthquake Epicenter"), une région du monde apparaît, avec la localisation de toute une série de stations de mesure. Observer le sismogramme pour comprendre comment on mesure le temps écoulé entre les ondes P et les ondes S. Ensuite, cliquer sur la case "View seismograms".
- Sur cette page, on peut voir trois sismogrammes enregistrés pour le même séisme, à trois stations différentes. Calculer chaque fois très précisément l'intervalle de temps entre les ondes P et les ondes S; entrer les résultats dans les cases prévues pour cela puis cliquer sur la case "Convert S-P interval".
- Après avoir découvert une abaque théorique, présentant les vitesses de propagation des ondes S et P, aller plus bas sur la page et calculer la distance entre l'épicentre et chaque station de mesure, d'après l'abaque S-P. Cliquer ensuite sur la case "Find epicenter".
- On observe la carte de départ avec trois cercles de couleurs différentes. Essayez d'interpréter cette carte.
- Au bas de la page, cliquer sur la case "Compute Richter magnitude". Aller directement au bas de la page et observer le sismogramme pour savoir comment on calcule l'amplitude maximale d'une onde. Cliquer sur "Go to next page".
- Sur un graphique théorique qu'on appelle un nomogramme, on peut comprendre comment on détermine la magnitude d'un séisme, d'après l'amplitude maximale enregistrée à un endroit donné et la distance entre cet endroit et l'épicentre. Cliquer sur "Go to next page".

- h. Pour chaque séismogramme présenté, calculer précisément l'amplitude maximale et introduire le résultat à l'endroit voulu. Cliquer sur "Submit to nomogram".
- i. Le nomogramme du séisme considéré apparaît. Lire la magnitude et l'introduire en dessous du tableau. Attention : utiliser un point avant les décimales et pas une virgule. Cliquer sur "Confirm magnitude".
- j. Cette page permet d'obtenir un certificat virtuel de séismologue et un tableau global avec toutes les mesures effectuées.

5.5.2. Programme EqLocate

Ce programme en anglais propose de repérer l'épicentre de quelques séismes en fonction des sismogrammes enregistrés par les stations environnantes : il faut repérer les ondes P et S et essayer de placer l'épicentre sur la carte. Comme il s'agit de séismes en zone de subduction, il faut aussi tâtonner pour trouver la bonne profondeur de l'hypocentre (on peut évaluer l'incertitude en regardant la valeur RMS pour chaque proposition d'épicentre. Le RMS, ou Root Mean Square, doit être minimal : c'est la méthode mathématique des moindres carrés).

Pour plus d'informations, consulter cet excellent manuel en anglais : <http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/eqlocate/tutorial.htm>

5.5.3. Sismomètre virtuel

Se rendre à l'adresse suivante – http://www.ifg.tu-clausthal.de/java/seis/S_80_43.html – et tester la réaction du sismomètre en fonction de plusieurs facteurs :

- forme du signal d'entrée,
- fréquence du signal d'entrée,
- valeur de l'amortissement de sismomètre,
- fréquence de résonance du sismomètre.

Les courbes violette et rouge représentent respectivement la vitesse et le déplacement enregistrés par le sismomètre. La courbe noire du bas représente le signal d'entrée.

5.5.4. SisFrance

Demander aux élèves de se rendre sur la base de données des séismes historiques en France et de rechercher des séismes pour lesquels une forte intensité a été ressentie :

- séisme de Ligurie (Italie) en 1887
- séisme de Lambesc (13) en 1909
- séisme d'Arette (64) en 1967
- séisme d'Hennebont (56) en 2002
- séisme de Rambervillers (88) en 2003

Pour ces séismes, on peut afficher la carte des isoséistes, c'est-à-dire les intensités ressenties autour du séisme : montrer que ces lignes isoséistes peuvent être tracées grâce aux témoignages des personnes qui ont senti les séismes.

5.6. POUR EN SAVOIR PLUS

- Sismo des Ecoles :
<http://www.ac-nice.fr/svt/aster/educ/ressources/demo/hodo/hodochrone.htm>
Hodochrone (champ proche et lointain) consultable en ligne, avec possibilité de modifier les courbes en changeant les vitesses des ondes.
- Fiches pédagogiques de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST) : <http://eost.u-strasbg.fr/pedago/fiche1/intensite.fr.html>
Notions générales sur la sismologie (intensité, magnitude, localisation...).
- Pierre-André Bourque, Université Laval (Canada) :
<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/seismes.html>
Cours général sur les séismes, schéma sur la différence entre foyer et épicentre, et exemple pour la méthode de triangulation.
- Institut des Risques Majeurs (IRMa – Grenoble) :
http://www.irma-grenoble.com/PDF/mallettes/sismique/ENS_fiche07.pdf
Idées d'exercices sur la localisation de l'épicentre.
- Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS) : <http://renass.u-strasbg.fr>
Mesure de la sismicité française, information sur les derniers séismes enregistrés (même ceux qui ne sont pas ressentis), possibilité de récupérer des sismogrammes.
- Réseau Sismalp : <http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>
Mesure de la sismicité dans les Alpes françaises, information sur les derniers séismes enregistrés, possibilité de récupérer des sismogrammes et des cartes de sismicité.
- Réseau Geoscope : <http://geoscope.ipgp.jussieu.fr/index.htm>
Information sur les crises sismiques récentes et téléchargement des sismogrammes enregistrés par les stations du réseau Geoscope.

6. Les effets locaux

Niveau : collège et lycée (liquéfaction, interférences constructives)

Disciplines concernées : SVT, Géographie (exemples de séismes, sites à risques).

6.1. OBJECTIFS

Comprendre le phénomène des effets de site : causes, mécanisme.

Comprendre les phénomènes induits : liquéfaction des sols et glissement de terrain.

Connaître quelques exemples historiques où les effets locaux ont été marqués.

6.2. CONTENU THEORIQUE

6.2.1. L'effet de site

a) Qu'est-ce que c'est ?

Les effets de site peuvent être définis comme une amplification locale des ondes sismiques due à la nature des sols ou à la présence de reliefs. Ce phénomène est particulièrement dangereux et peut causer des dégâts importants dans des zones relativement éloignées de l'épicentre.

Les effets de site peuvent avoir plusieurs causes :

- **effets topographiques** : au sommet de collines ou de montagnes, les ondes sismiques se retrouvent piégées dans la structure et se réfléchissent d'un flanc à l'autre. C'est ce qui s'est passé dans la partie haute du village de Rognes, lors du séisme de Lambesc (Bouches-du-Rhône) en 1909.
- **effets de site liés à la structure ou à la nature du sol** : les caractéristiques mécaniques ou la géométrie (empilement, remplissage de fond de vallée) des formations peuvent modifier les mouvements sismiques. Par exemple, deux couches de sol de natures différentes peuvent piéger les ondes. Si la couche la plus meuble se situe au-dessus de la couche dure (rocher), ce phénomène peut provoquer une amplification importante des ondes qui se réfléchissent au sommet et à la base de couche meuble sans pouvoir en sortir. Les ondes ainsi piégées se superposent et par, conséquent, s'amplifient. C'est le cas par exemple des villes construites dans une vallée remplie de sédiments (séisme de Mexico en 1985) : les ondes sont piégées dans la vallée et se réfléchissent contre les bords et le fond de la vallée.

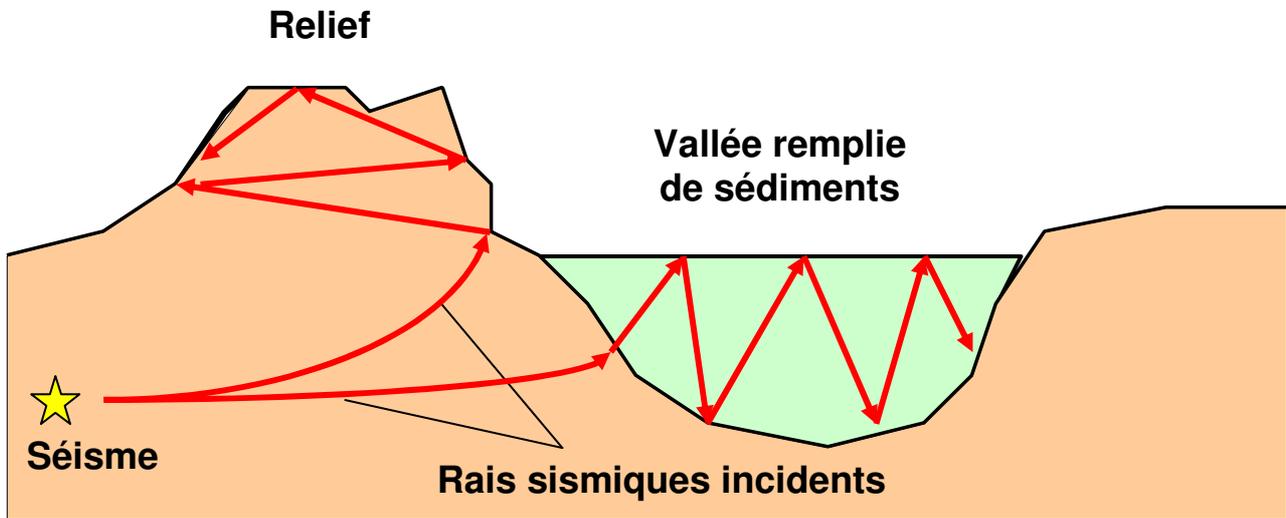


Figure 107 - Piégeage des ondes sismiques dans les reliefs ou les vallées sédimentaires

Une telle amplification est due à la génération d'interférences constructives : une onde réfléchie se superpose à l'onde incidente et les signaux s'additionnent. Pour une fréquence particulière, les deux ondes sont en phase (les pics et les creux apparaissent au même moment) et le signal ainsi obtenu est alors nettement amplifié.

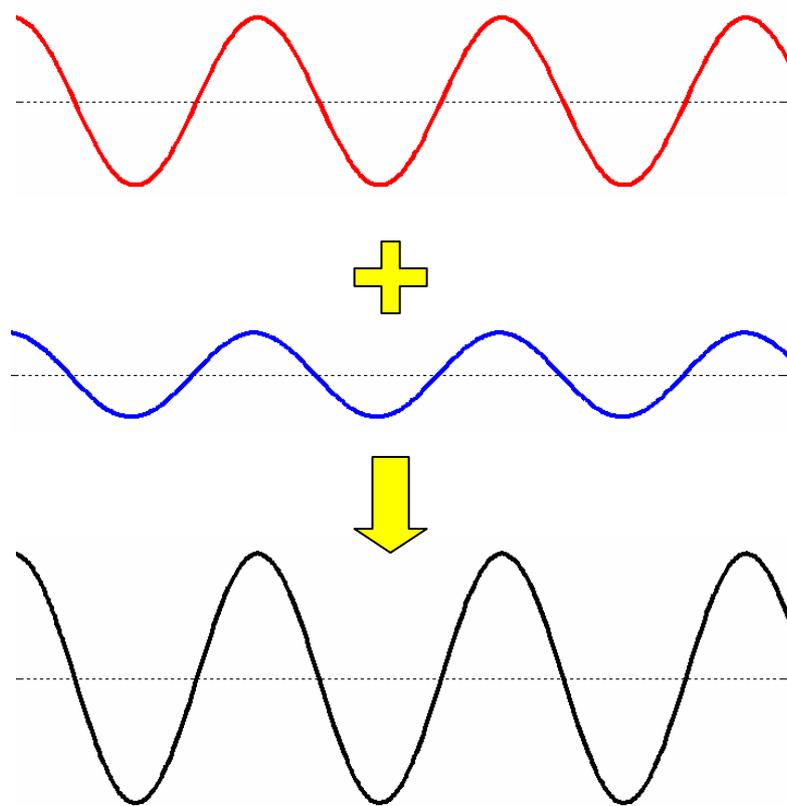


Figure 108 - Interférences constructives

Voici des exemples de sites de construction à éviter :

- **effets topographiques** : éviter les bords de plateau ou les sommets de buttes.

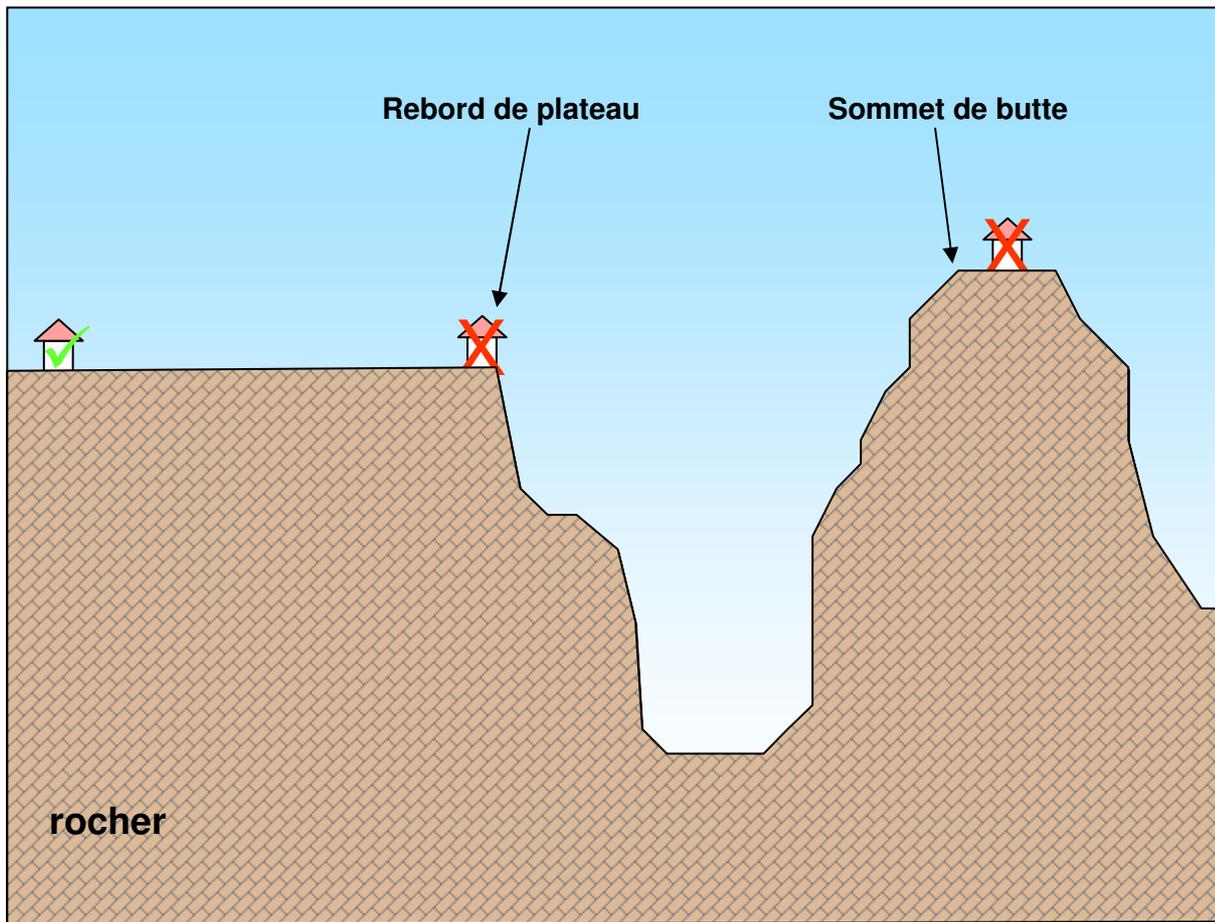


Figure 109 - Effet de site topographique

- **effets lithologiques** : éviter les vallées encaissées remplies par une épaisse couche de sédiments, éviter les sols meubles de forte épaisseur (plusieurs dizaines ou centaines de mètres) notamment pour des immeubles de grande hauteur.

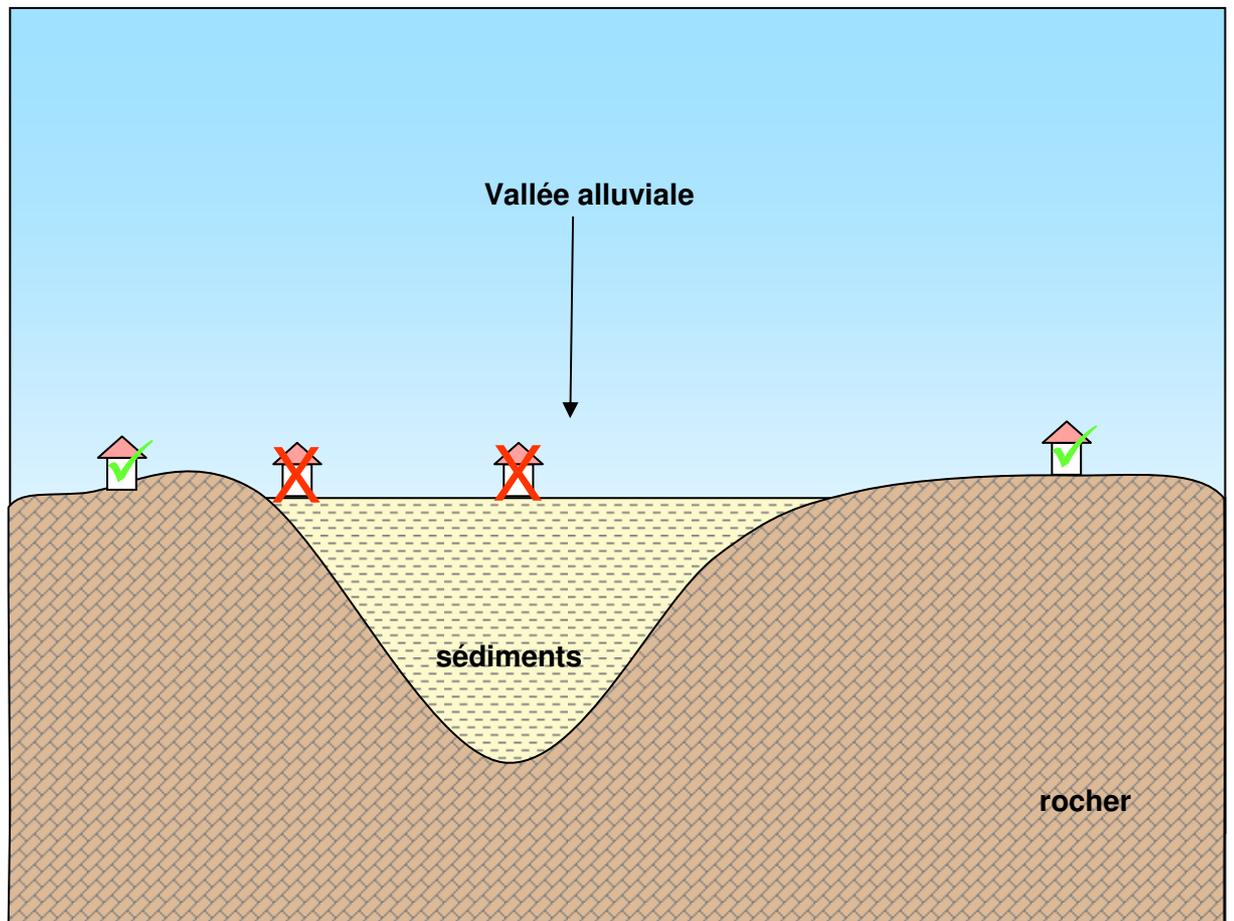


Figure 110 - Effet de site lithologique (vallée alluviale)

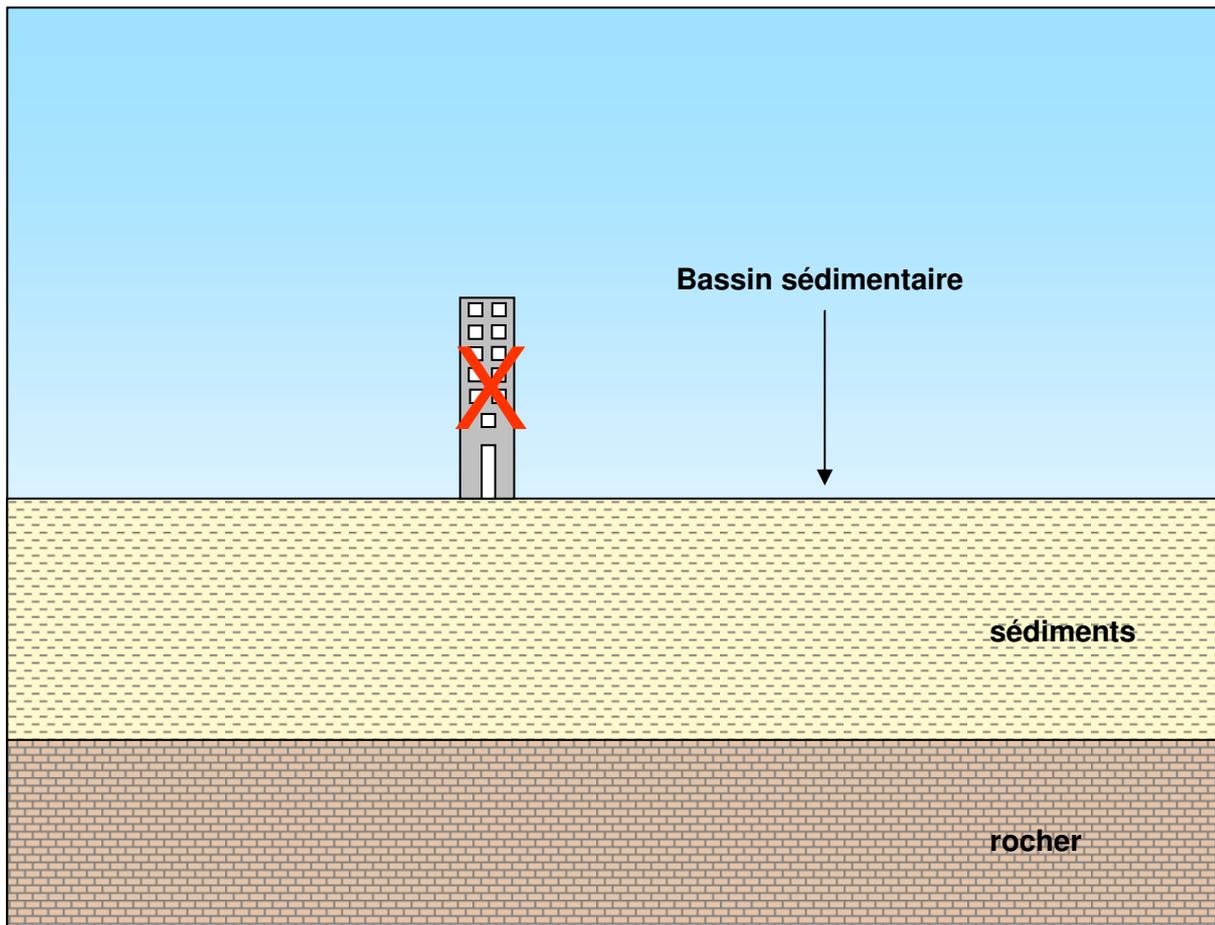


Figure 111 - Effet de site lithologique (bassin sédimentaire)

Le schéma ci-dessous récapitule les deux types d'effets de site :

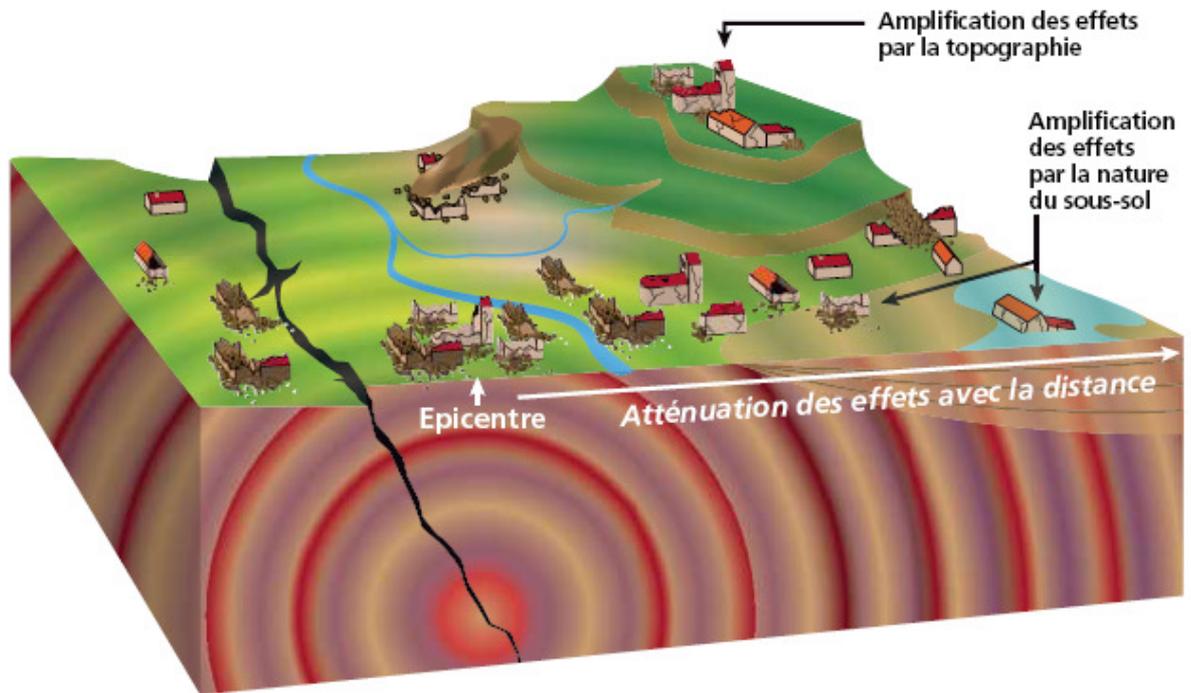


Figure 112 - Synthèse des effets de site (Source : Plaquette Séismes, MEDD)

La nature du sol est prise en compte dans la réglementation parasismique : les sols sont classés en plusieurs catégories en fonction des caractéristiques des couches superficielles du sous-sol (types de sédiments, densité, compacité...) et de leur épaisseur. Un des paramètres qui permet de discriminer différents types de sol est la vitesse de propagation des ondes dans ce sol. Le tableau ci-dessous associe les vitesses de propagation d'ondes et l'épaisseur des couches aux classes de sols utilisées dans les règles parasismiques européennes.

Classe	Description	Vitesse de l'onde S
A	Rocher	> 800 m/s
B	Sable très dense, gravier, argile raide ; h < 10m	360 – 800 m/s
C	Sable dense ou moyennement dense, argile raide ; h entre 10 et 100m	180 – 360 m/s
D	Sable lâche ou moyennement dense, argile ferme à molle	< 180 m/s

Tableau 5 - Classes de sol

Cette classification permet notamment de renseigner les constructeurs sur les normes parasismiques à appliquer aux bâtiments.

b) Exemples historiques

Voici deux exemples de séismes où, malgré une magnitude moyenne ou un épicentre éloigné, l'intensité ressentie a été particulièrement forte :

- **séisme de Mexico en 1985 (M=8.1)** : l'épicentre était situé sur la côte Pacifique à environ 400 km de Mexico, et pourtant une partie du centre-ville a été détruite et plusieurs milliers de personnes ont trouvé la mort.

Le document ci-dessous montre la situation de la ville de Mexico (dans un bassin, sur une épaisse couche de sédiments et de dépôts alluviaux) :

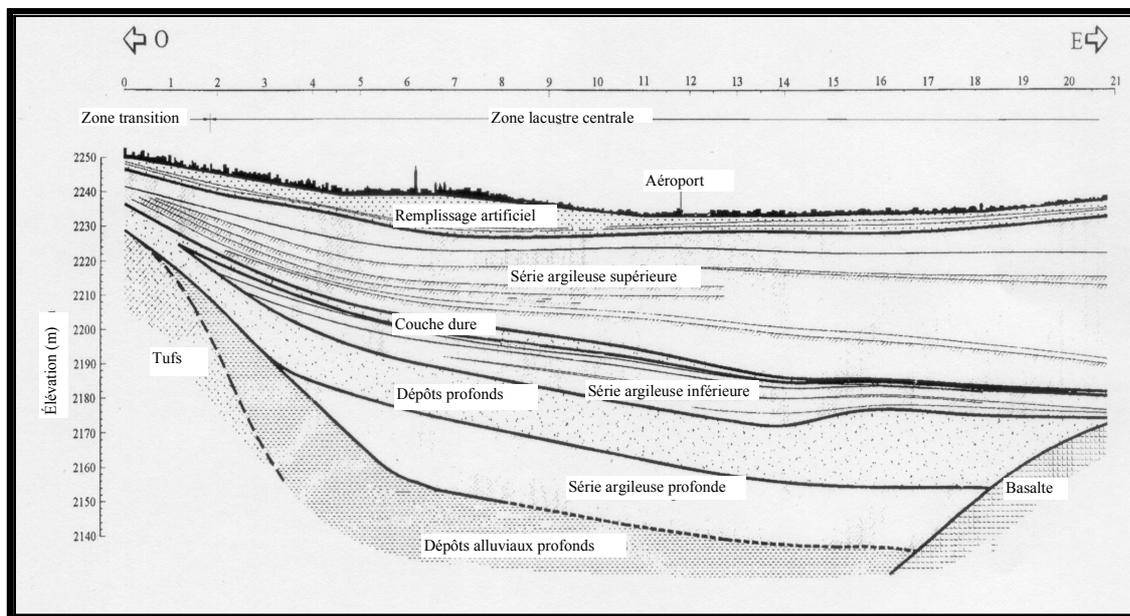


Figure 113 - Sous-sol de la ville de Mexico (Source : Roullé, 2004)

Une partie de la ville de Mexico est construite sur le fond d'un ancien lac asséché, donc sur des argiles saturées en eau, donc très meubles ($V_s = 50$ m/s par comparaison avec le tableau précédent).

Pour illustrer les effets de site sur cette ville, on peut s'appuyer sur le cas d'un autre séisme pour lequel on dispose de beaucoup d'enregistrements comme celui de Colima, de magnitude 7.6, le 22 janvier 2003. Ce séisme a été fortement ressenti à Mexico, pourtant situé à près de 600 km de l'épicentre. Voici les sismogrammes enregistrés par plusieurs stations au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'épicentre :

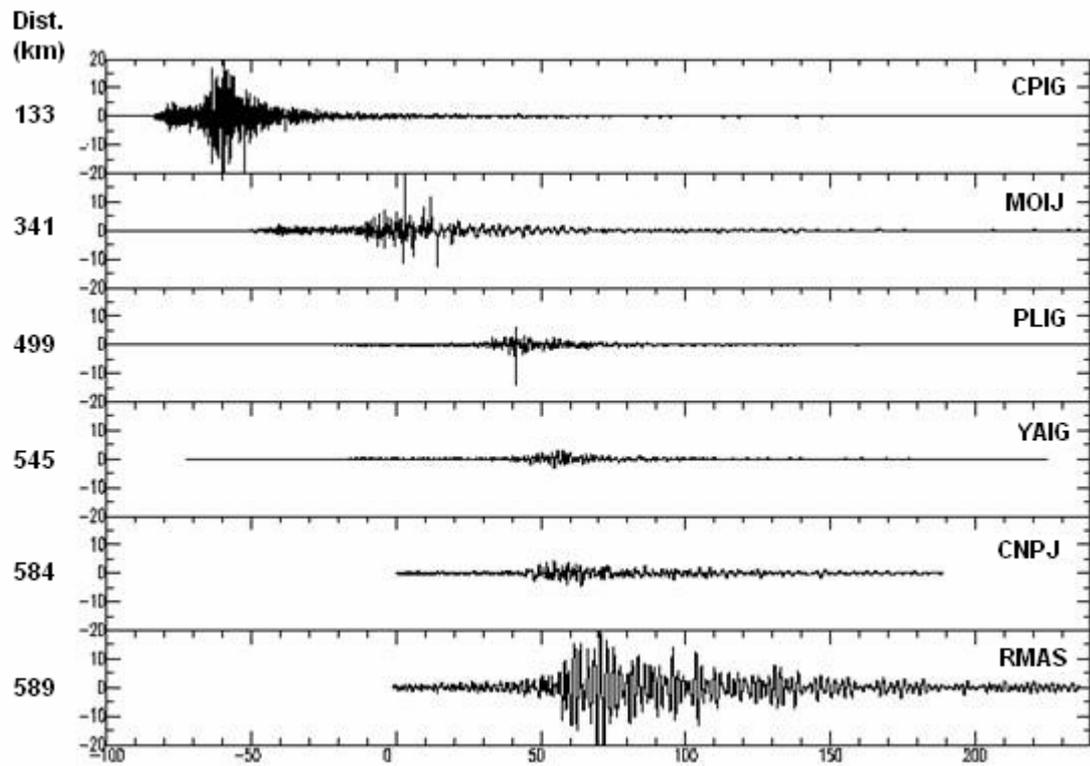


Figure 114 - La station RMAS correspond à l'arrivée des ondes dans le bassin de Mexico
(Source : Roullé, 2004)

Situation des stations :

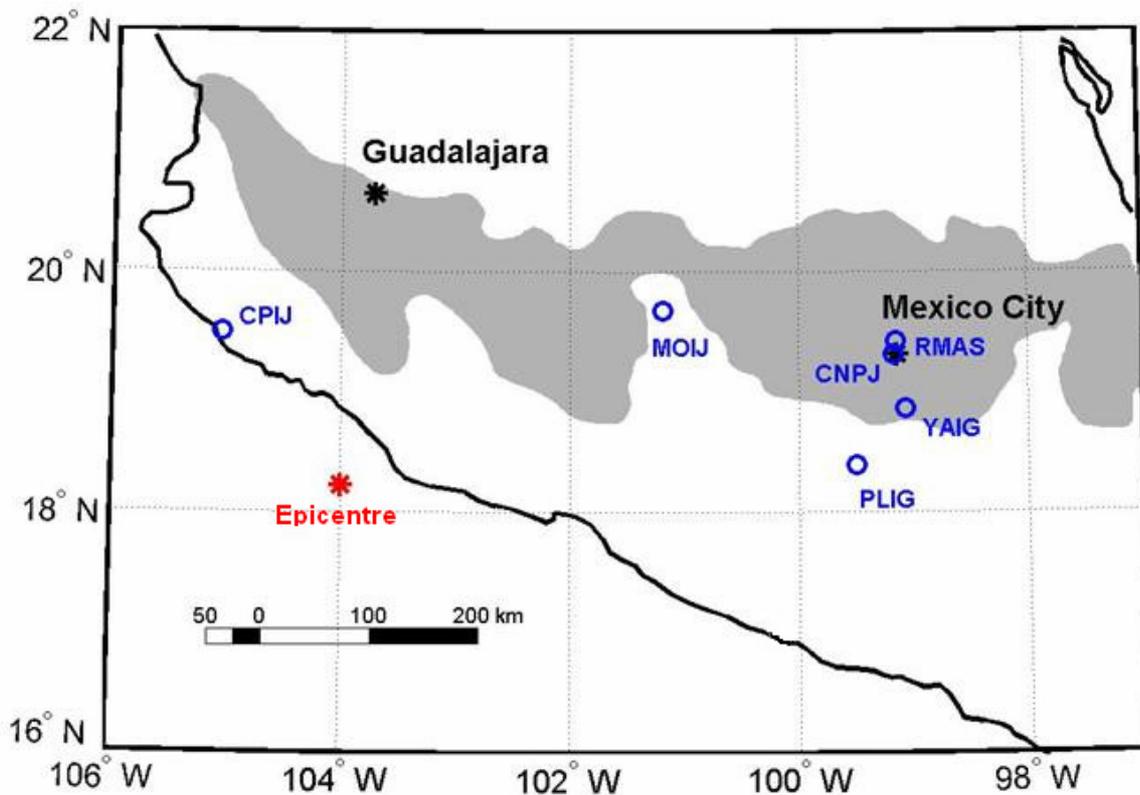


Figure 115 - Localisation des stations par rapport à l'épicentre (Source : Roullé, 2004)

Le mouvement sismique est fortement amplifié lors de son arrivée dans le bassin de Mexico : à peine 5 km avant, le signal est fortement atténué, puis il s'amplifie de manière spectaculaire. Ce phénomène est dû à la nature du sous-sol de la ville (épaisse couche de sédiments) qui contribue à piéger les ondes.

- **séisme de Lambesc en 1909 (M=6)** : des dégâts plus importants ont été observés notamment à Rognes, sur les habitations situées sur la partie haute du village. Lors du séisme, les ondes se sont retrouvées piégées au niveau des collines, produisant un phénomène d'amplification du mouvement sismique.

Sur la photo, on peut voir que les habitations les plus touchées sont situées sur la colline :

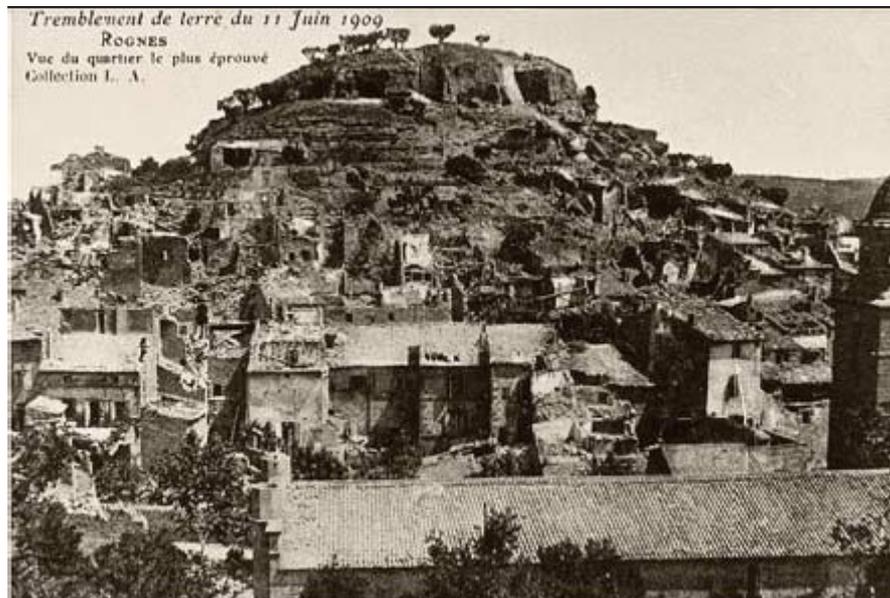


Figure 116 - Les habitations situées en hauteur sont les plus touchées (Source : Les Tremblements de Terre en France, J. Lambert)

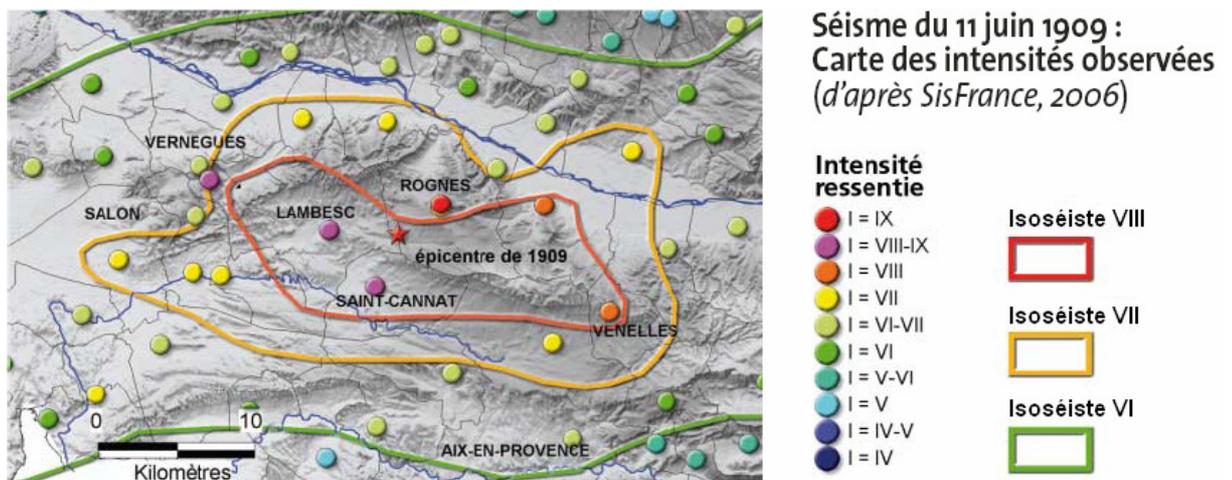


Figure 117 - Carte des isoséistes lors du séisme du 11 juin 1909 (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

6.2.2. La liquéfaction

a) Qu'est-ce que c'est ?

Définition : la liquéfaction est le résultat de la perte de rigidité des sols saturés en eau. Les sols se comportent alors comme des « sables mouvants ».

Explication du mécanisme de liquéfaction :

- dans des sédiments peu consolidés et saturés en eau, chaque particule est en contact avec un certain nombre de voisines, ce qui génère des forces de contact suffisantes pour assurer la cohésion de l'ensemble, surtout si la pression de l'eau est assez basse.

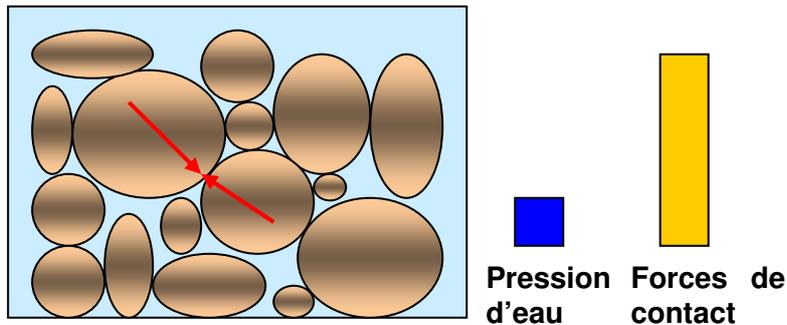


Figure 118 - Etat d'un sable infiltré d'eau au repos

- lors d'un séisme, les secousses forcent les particules à se rapprocher pour former une structure plus dense : mais l'eau n'a pas le temps de quitter les pores et se retrouve piégée entre les particules. L'augmentation de la pression d'eau diminue alors les forces de contact entre particules et les sédiments se comportent comme un liquide.

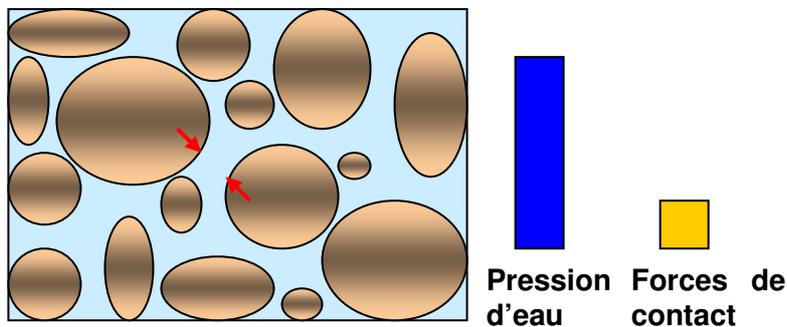


Figure 119 - Etat d'un sable liquéfié

Le phénomène de liquéfaction s'accompagne souvent de la formation de tas de sable en surface : il s'agit de sable éjecté du sous-sol en raison de la forte pression d'eau et des faibles forces de contact entre les grains. Ces tas de sable peuvent se former à des travers des surfaces pavées, comme ce fut le cas en Turquie lors du séisme de 1999 :



Figure 120 - Formation de cônes de sables (ou "volcans de boue") après le séisme d'Izmit
(Source : Rapport USGS, photo : Mehmet Celebi)

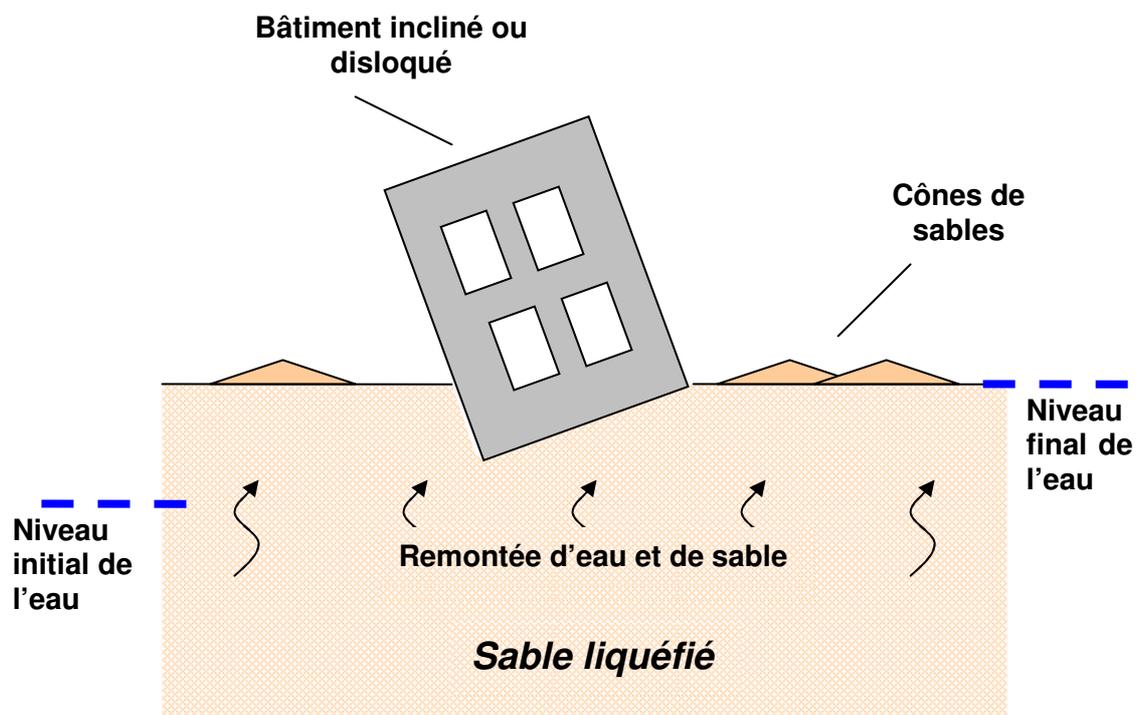


Figure 121 - Effets de la liquéfaction

Une autre conséquence de la liquéfaction est le changement de fréquence du mouvement en surface : une fois le sol liquéfié, seules les ondes de basses fréquences se propagent jusqu'en surface.

b) Exemples historiques

Voici quelques exemples historiques, photos à l'appui :

- séisme de **Niigata** (Japon) en **1964** (M=7.4) : la liquéfaction du sol et les fondations de mauvaise qualité ont provoqué la chute de bâtiments pourtant épargnés par les secousses.



Figure 122 - Bâtiments enfoncés dans le sol à cause de la liquéfaction (Source : National Geophysical Data Center)

- séisme de **Kobe** (Japon) en **1995** (M=6.9) : on peut voir cet immeuble pencher dangereusement en raison de la liquéfaction du sol.

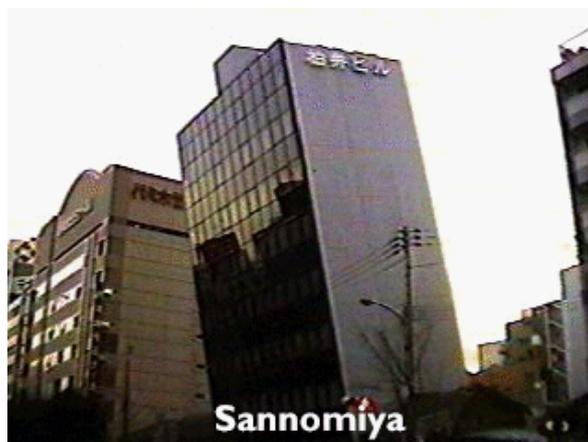


Figure 123 - Bâtiment penché à cause de la liquéfaction (Source : Kobe University)

- séisme d'Izmit (Turquie) en **1999** (M=7.6) : le bâtiment s'est effondré alors que la structure semble intacte. On peut remarquer que le bâtiment voisin est toujours debout.



Figure 124 - Bâtiment enfoncé dans le sol à cause de la liquéfaction (Source : Rapport USGS)

6.2.3. Les mouvements de terrain

La vibration sismique peut engendrer des mouvements de terrain tels que éboulements de cavités souterraines, effondrement de falaises, chutes de blocs ou glissements de terrain.

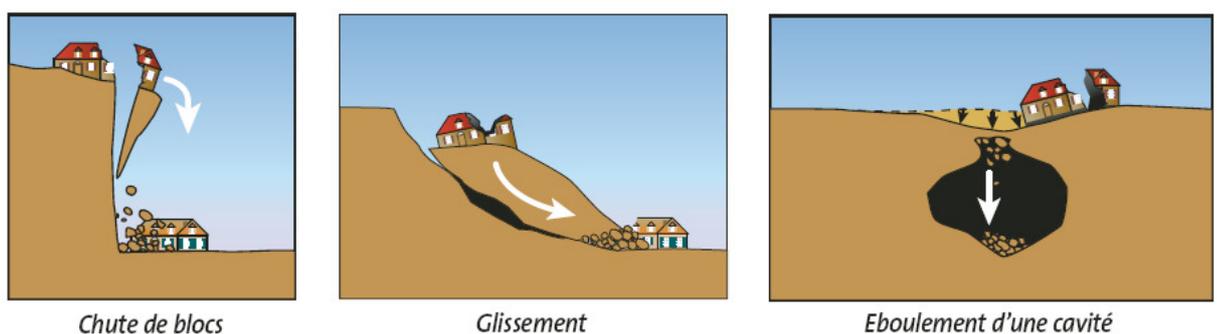


Figure 125 - Mouvements de terrain déclenchés par un séisme (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

Voici quelques exemples historiques de glissements de terrain induits par des séismes :

- séisme d'**El Salvador** en **2001** ($M=7.7$) : sur les 850 victimes, 585 personnes ont trouvé la mort à la suite des glissements de terrain géants survenus au-dessus de plusieurs villages. La photo ci-dessous montre l'éboulement qui a englouti une partie de Las Colinas.



Figure 126 - Glissement de terrain géant sur Las Colinas, El Salvador (Source : USGS)

- séisme des **Saintes** (Guadeloupe) en **2004** ($M=6.3$) : ce séisme a provoqué des glissements de terrain importants dans l'île, coupant ainsi de nombreux axes routiers. Voici une photo d'un éboulement survenu sur la route de la Soufrière :



Figure 127 - Glissement de terrain sur une route en Guadeloupe (Source : Sophie Lignier, <http://www.azurseisme.com/GuadeloupeSeisme.htm>)

Les secousses sismiques peuvent initier les glissements de terrain, mais la force qui guide l'éboulement est toujours la gravité.

Les paramètres suivants favorisent le déclenchement d'un glissement de terrain :

- plus l'intensité des secousses est forte, plus le glissement de terrain sera important.
- le glissement de terrain est favorisé par un sol humide.
- le glissement de terrain est plus important si la pente est plus élevée : c'est l'effet de la gravité.

Les secousses sismiques ne peuvent donc être qu'un mouvement déclencheur et que les glissements de terrain ne peuvent survenir que dans des zones déjà considérées à risque : un séisme ne peut pas déclencher d'éboulements dans une zone plate ou sur un sol bien consolidé.

6.2.4. Les changements de paysage (rejets)

Dans le cas de ruptures de faille visibles en surface, cela peut avoir un impact sur le paysage près de la faille (formation d'escarpements, modification du tracé des cours d'eau et des voies de communications).

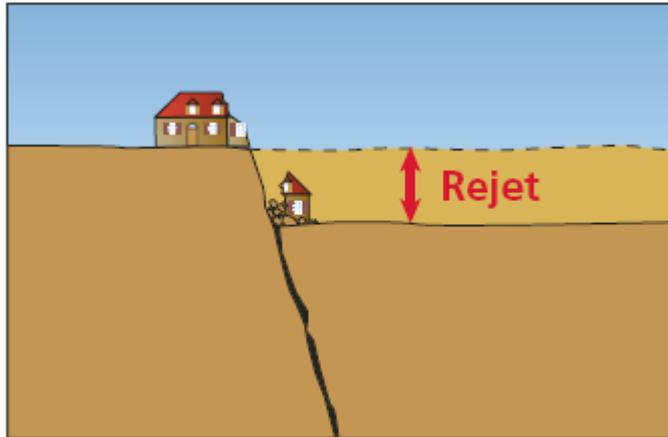


Figure 128 - Destruction d'une habitation par un rejet en surface (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

Quelques exemples de séismes illustrent ce phénomène :

- séisme de **San Francisco** en **1906** (M=7.8) : ce séisme a donné lieu à un décrochement de plusieurs mètres (3 à 6m) en surface, qui a provoqué des litiges au sujet des limites de terrains et de propriétés. Cette photo montre une barrière séparée en deux, mettant en évidence le déplacement relatif des terres de part et d'autre de la faille.

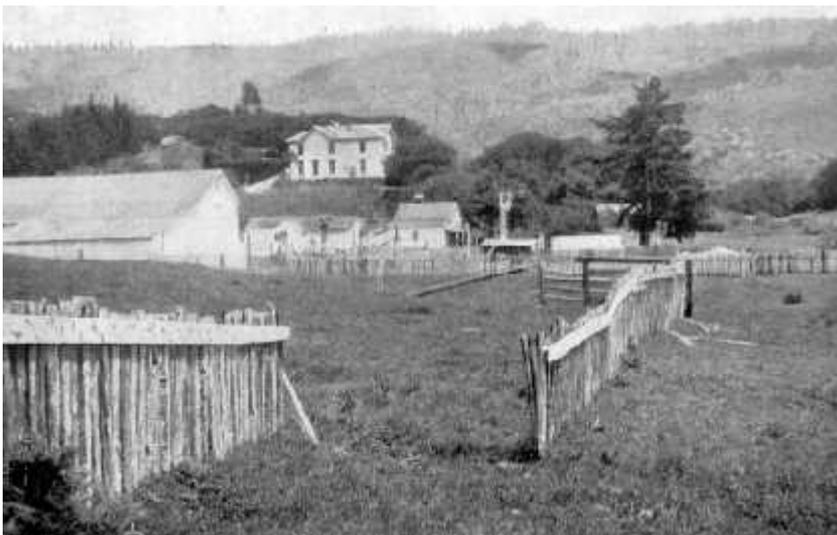


Figure 129 - Décrochement d'une clôture après le séisme de San Francisco en 1906 (Source : USGS)

- séisme d'Izmit en 1999 (M=7.6) : la rupture de la faille jusqu'à la surface a conduit à un déplacement latéral qui a modifié le tracé des routes. Cette photo montre des rails déviés lors du passage au-dessus de la faille :

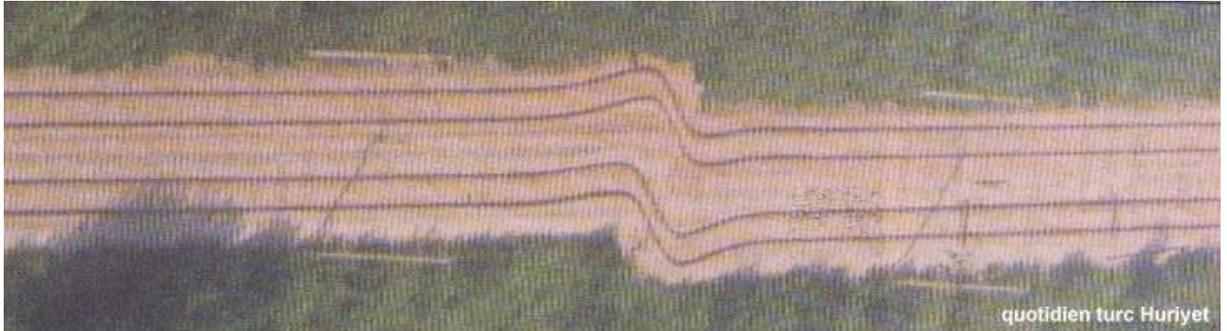


Figure 130 - Voies ferrées déformées par le rupture de faille (Source : quotidien turc Huriyet)

6.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : EFFET DE SITE

6.3.1. Représentation initiale

Montrer cette coupure de presse faisant état de secousses sismiques survenues dans les Alpes : le séisme a été plus ou moins ressenti selon la localité, et cette différence n'est pas liée à la distance épacentrale.

La terre continue de trembler au sud de Grenoble

Une nouvelle secousse sismique a été ressentie hier, vers 17 h 20

Le réseau de détection sismique de l'observatoire de Grenoble (réseau Sismalp) a enregistré, hier à 17 h 20 mn, un séisme de magnitude 2,5 dont l'épicentre est situé près de Laffrey, à cinq kilomètres au sud de Vizille.

Il a été très nettement ressenti dans la région de Vizille et dans le sud de l'agglomération de Grenoble (19 km au nord de l'épicentre) sous la forme de vibrations, d'oscillations et d'un bruit sourd. Ce séisme a été enregistré par l'ensemble du réseau Sismalp jusque dans les Alpes-Maritimes, à près de 200 kilomètres de

distance.

Ce séisme est la plus importante réplique du séisme de magnitude 3,5 du 11 janvier. Comme pour le choc

Depuis le 11 janvier, près d'une quarantaine de répliques se sont produites

principal, les coordonnées du foyer sont 45° 02' N, 5° 46' E, 1 km de profondeur.

Depuis le 11 janvier, près d'une

quarantaine de répliques de magnitudes comprises entre 0,4 et 1,9 se sont produites. Toutes avaient pour foyer le même endroit, sous le flanc est du mont Connex qui sépare Laffrey des gorges du Drac. Toutes les répliques ont été plus particulièrement ressenties à Saint-Georges-de-Commiers et à Notre-Dame-de-Commiers, sur le flanc ouest du Connex, ainsi qu'à Cholonge, à l'est du Connex.

Ces trois communes présentent la particularité d'être situées sur des dépôts glaciaires assez meubles, qui amplifient les vibrations. ■

Figure 131 - Extrait du Dauphiné Libéré (Source : IRMa)

Les élèves peuvent s'interroger sur la raison pour laquelle les trois communes situées sur les dépôts glaciaires ont plus fortement ressenti le séisme.

Proposer une activité pratique qui permettra de montrer que les vibrations sont amplifiées dans les sols meubles.

6.3.2. Illustration du phénomène

a) L'effet de site (niveau collège) – coût approx : 2 €

➤ **Matériel :**

- gelée alimentaire ou flan
- 1 pot en verre (confiture)
- de la pâte adhésive
- 2 objets en plastique identiques (par ex. maisons de Monopoly)

➤ **Mise en place :**

Préparer le flan et remplir le pot en verre. Poser une maison sur la gelée et fixer l'autre au bord du pot, sur la paroi en verre, à l'aide de la pâte adhésive.



Figure 132 - Mise en place des "habitations" sur le flan

➤ **Déroulement :**

Simuler une secousse sismique en donnant quelques coups sur le coin de la table. Demander aux élèves de se concentrer sur le mouvement des 2 maisons : leur faire remarquer que la maison placée sur la gelée a le plus vibré.

➤ **Observations :**

Cette activité permet de simuler les conditions d'un sol mou (gelée) et d'un sol rocheux (verre) : l'effet de site est donc largement démontré, même si la gelée s'éloigne un peu

des propriétés d'un sol mou. Les élèves peuvent comprendre que, contrairement aux idées reçues, il vaut mieux construire sur un sol rocheux que sur du sable ou de l'argile

Cette expérience permet de valider que :

- les effets de site sont liés à la nature du sous-sol.
- les ondes sont amplifiées sur une épaisse couche de sol meuble (flan).
- les sites au rocher offrent une bonne stabilité.

Cette expérience ne permet pas de valider :

- les effets de site liés à la topographie (sommet d'une butte).

b) L'effet de site (niveau lycée) – coût approx. : 10 €

➤ **Matériel :**

- de la gelée alimentaire (ou du flan)
- un pot en verre (type pot de confiture)
- 2 cellules piézo-électriques et une prise jack stéréo
- un ordinateur avec une carte son

➤ **Mise en place :**

Monter les capteurs piézo-électriques et configurer l'ordinateur (voir le fichier « Utiliser des cellules piézo-électriques comme instruments de mesure.pdf », rédigé par le Sismo des Ecoles). Le logiciel d'acquisition Audacity est disponible dans le répertoire « Logiciels ».

Les capteurs piézo-électriques ont la capacité de générer des charges électriques lorsqu'ils sont soumis à des contraintes mécaniques : cette propriété est utilisée ici pour enregistrer les secousses sismiques.

L'utilisation des capteurs piézo-électriques provient d'une idée du Sismo des Ecoles (www.edusismo.org).

Poser le pot sur une table et le remplir de flan. Fixer un capteur piézo-électrique sur la surface du flan (avec des petites aiguilles par exemple) et fixer l'autre sur la table (avec un élastique ou du ruban adhésif) : les capteurs doivent être bien solidaires de leur support (flan et table) afin d'obtenir un enregistrement de qualité.

➤ **Déroulement :**

Simuler un séisme en provoquant un choc sur la table (chute d'un objet lourd, coup de marteau...) et acquérir les deux signaux (un enregistrement du mouvement de la table et un autre pour le mouvement de la gelée) avec Audacity.

➤ **Observations :**

Les élèves peuvent désormais comparer les deux enregistrements qu'ils ont obtenus : le signal enregistré sur la gelée est bien plus important en amplitude et en durée que celui enregistré sur la table.

Cette expérience a donc permis de quantifier l'effet de site et de démontrer que ce phénomène augmente la durée des secousses sismiques en plus d'amplifier leur amplitude.

3. Références reconnues

A partir de cette expérience, on peut présenter des exemples de séismes où l'effet de site était très marqué : par exemple, à Mexico lors du séisme de Colima en 2003 (montrer des sismogrammes enregistrés à Mexico et près de l'épicentre, disponibles dans la partie théorique).

6.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LA LIQUEFACTION

6.4.1. Représentation initiale

Exemples de séismes historiques (Niigata ou Kobe) : montrer des photos de bâtiments dont la structure est intacte mais qui s'enfoncent dans le sol.

Les photos de bâtiments sur sol liquéfié devraient faire réagir les élèves : l'activité pratique suivante va pouvoir convaincre les étudiants sceptiques et perplexes.

6.4.2. Illustration du phénomène (coût approx. : 2 €)

- **Matériel :**
- 1 bac en plastique, de préférence transparent
- du sable
- de l'eau
- 1 brique (ou 1 bûche de bois)
- 1 maillet



Figure 133 - Matériel nécessaire

- **Mise en place :**

Remplir le bac de sable (plus la couche est épaisse, plus l'expérience est concluante). Verser ensuite de l'eau dans le bac jusqu'à être légèrement sous le niveau du sable (un bac transparent permet de bien suivre le niveau d'eau). Déposer la brique verticalement dans le sable (l'enfoncer un peu) pour simuler un immeuble.



Figure 134 - Position de la brique sur un sol non liquéfié

➤ **Déroulement :**

Avec le maillet, taper doucement et de façon répétée sur le bord du bac : demander aux élèves d'observer la brique. Si la liquéfaction ne survient pas, laisser le marteau et secouer le bac avec les mains : le mouvement doit être très rapide et de faible amplitude (sinon la brique tombe sans qu'il y ait liquéfaction).

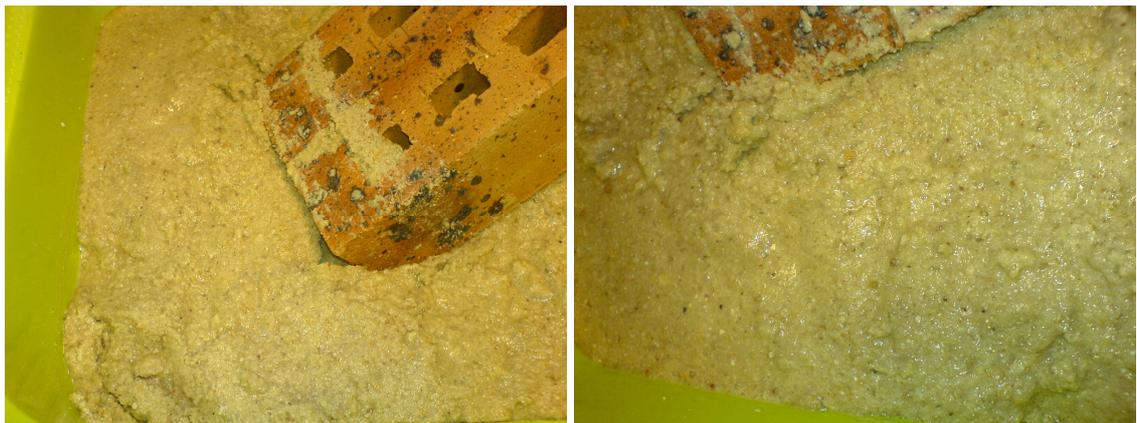


Figure 135 - Etat du sable liquéfié

➤ **Observations :**

Normalement, la brique doit s'écrouler ou pencher dangereusement : convaincre les élèves que c'est bien l'état du sable et, non les coups de marteaux, qui a provoqué

l'éroulement de la brique. Pour cela, faire tâter le sable par les élèves : celui est devenu visqueux et n'offre plus de résistance. On voit la remontée de l'eau à la surface.

Cette expérience permet de démontrer le mécanisme de liquéfaction : piégeage de l'eau et perte de rigidité du sol lorsque celui-ci subit une forte vibration (par exemple une secousse sismique).

Cette illustration est cependant moins spectaculaire que dans la réalité car la brique va pencher ou chuter en raison de son instabilité, mais ne va pas s'enfoncer très profondément dans le sable.

6.4.3. Références reconnues

Cette expérience a permis de démontrer l'effet des secousses sur du sable humide. Retour à la réalité scientifique en expliquant le mécanisme à l'origine de la liquéfaction (voir schémas plus haut).

Pour illustrer la liquéfaction, on peut aussi évoquer les expériences de pensée suivantes :

- Un pot de yaourt nature que l'on a secoué avant ouverture ou mélangé à l'aide d'une cuillère va se liquéfier : un morceau de sucre posé sur la surface va s'enfoncer ou basculer. Au contraire, si on prend un yaourt non agité, le morceau de sucre peut tenir sur la surface du yaourt.
- A la plage, le sable durcit après le reflux de l'eau. Si on provoque une vibration en tapant du pied, le sable va se liquéfier et on observe l'eau qui « remonte » du sol.

6.5. PARCOURS PEDAGOGIQUE 3 : LES GLISSEMENTS DE TERRAIN

6.5.1. Représentation initiale

Montrer les photos de glissements de terrain ci-dessus (El Salvador 2001, Les Saintes 2004).

Question : qu'est-ce qui a pu provoquer ces glissements de terrain ?

Hypothèse : les secousses sismiques initient le mouvement de couches déjà instables et provoquent des glissements de terrain.

6.5.2. Protocole expérimental (coût approx. : 2 €)

- **Matériel** :
- un carton
- du sable

- de l'eau
- un batteur électrique ou une perceuse (avec un bouchon traversé par une vis excentrée en guise de mèche)
- du papier journal
- éventuellement une balance de cuisine (au g près)



Figure 136 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Découper une face latérale du carton et verser le sable dans le carton de sorte à créer une pente (inclinée vers le côté sans paroi). Poser le carton sur le papier journal afin de pouvoir recueillir le sable qui s'écoulera.



Figure 137 - Fabrication de la "pente"



Figure 138 - Mise en place du sable sur la pente

➤ **Déroulement :**

Appliquer la perceuse contre le carton pour simuler une secousse sismique et provoquer un « éboulement ». Avec une balance assez précise, il peut être intéressant de peser la masse de sable qui a glissé afin d'évaluer l'influence de plusieurs paramètres :

- influence de la pente
- nature du sable : sec ou humide
- intensité des secousses : on peut changer les vitesses du batteur ou bien l'appliquer à des endroits différents



Figure 139 - Glissement de sable humide après l'application de secousses

➤ **Observations :**

Cette expérience permet de valider :

- les secousses sismiques sont un élément déclencheur des glissements de terrain.
- la zone doit déjà être propice à un mouvement de terrain (sol instable, forte pente).
- les glissements de terrain sont favorisés par un sol humide.

6.5.3. Références reconnues

Partir des observations de l'expérience pour arriver à des données réelles : donner des exemples où des séismes ont provoqué des glissements de terrain (El Salvador 2001, Les Saintes 2004).

6.6. POUR EN SAVOIR PLUS

- Institut des Risques Majeurs (IRMa – Grenoble) :
http://www.irma-grenoble.com/PDF/mallettes/sismique/DOC_fiche06.pdf
Quelques informations sur les effets de site.
- US Geological Survey
<http://pubs.usgs.gov/circ/2000/c1193/c1193.pdf>

Rapport très complet sur le séisme d'Izmit (Turquie) en 1999 : cartes, effet de site, effets induits...

- University of Washington – Department of Civil Engineering :
<http://maximus.ce.washington.edu/%7Eliquefaction/html/main.html>
Site très complet sur la liquéfaction des sols.
- Geotimes – Mars 2001 : <http://www.geotimes.org/mar01/geophen.html>
Article sur les glissements de terrain au Salvador après le séisme de 2001.
- Earthquake Damage slide show :
http://www.teachingboxes.org/earthquakes/lessons/lesson1_supplement/earthquakeDamage.ppt
Présentation reprenant de nombreuses photos montrant les dommages possibles d'un séisme.

7. Les tsunamis

Niveau : collège et lycée (longueur d'onde, relation entre profondeur et amplitude des vagues)

Disciplines concernées : SVT, Sciences Physiques (notions d'ondes), Géographie (exemples de tsunami).

7.1. OBJECTIFS

Connaître les différentes causes d'un tsunami.

Comprendre pourquoi les vagues s'amplifient près de la côte.

Avoir une idée de l'étendue possible du phénomène (vitesse et hauteur des vagues).

7.2. CONTENU THEORIQUE

7.2.1. Les origines possibles d'un tsunami

Plusieurs phénomènes peuvent provoquer un tsunami :

- **séismes sous-marins** : les dislocations tectoniques sous-marines dues à des séismes au foyer superficiel qui se produisent le long des zones de subduction sont les principales causes des tsunamis. Sous l'effet du soulèvement et de l'effondrement de blocs de la croûte terrestre, une énergie potentielle est transmise à la masse d'eau située au-dessus, modifiant radicalement le niveau de la mer dans la région touchée (zone source). L'énergie ainsi transmise peut alors déclencher un tsunami. Un séisme suffisamment puissant peut provoquer un **télétsunami** ou **tsunami en champ lointain** : un tel phénomène peut se propager à l'échelle de l'Océan Pacifique ou Indien et avoir des effets destructeurs sur des côtes situées à plus d'un millier de kilomètres de la source.
- **glissements de terrain ou chutes de blocs** : généralement, le phénomène ainsi généré ne dépasse pas le stade d'un **tsunami local ou en champ proche** (tsunami dont les effets destructeurs sont cantonnés aux côtes situées dans un rayon d'une centaine de kilomètres de la source qui l'a engendré).
- **explosions volcaniques** : lors d'une éruption, l'explosion du volcan (affaissement d'un flanc sous le niveau de la mer) peut déclencher un tsunami, comme l'éruption du Krakatoa (Indonésie) en 1883. L'arrivée de coulées pyroclastiques ou de lave dans l'eau peut aussi provoquer un tsunami.

D'autres sources sont envisageables, même si elles sont plus rares, comme la **chute d'astéroïdes** ou les **explosions nucléaires sous-marines**. On assiste souvent à une

interaction entre les sources : par exemple, un séisme peut déclencher un glissement de terrain sous-marin qui sera à l'origine d'un tsunami (ce fut le cas lors du tsunami qui frappa la Papouasie-Nouvelle-Guinée en 1998, en faisant près de 2 000 victimes).

7.2.2. Les phases successives du phénomène

On distingue 3 phases dans le déroulement d'un tsunami :

- **génération** : la source (par exemple un secousse sismique) provoque un déplacement vertical de la colonne d'eau. Comme il s'agit d'un fluide incompressible, la différence de niveau se traduit à la surface de la mer. Cette énergie potentielle acquise par la colonne d'eau se transforme alors en énergie cinétique (déplacement de la déformation sur la surface de l'eau).

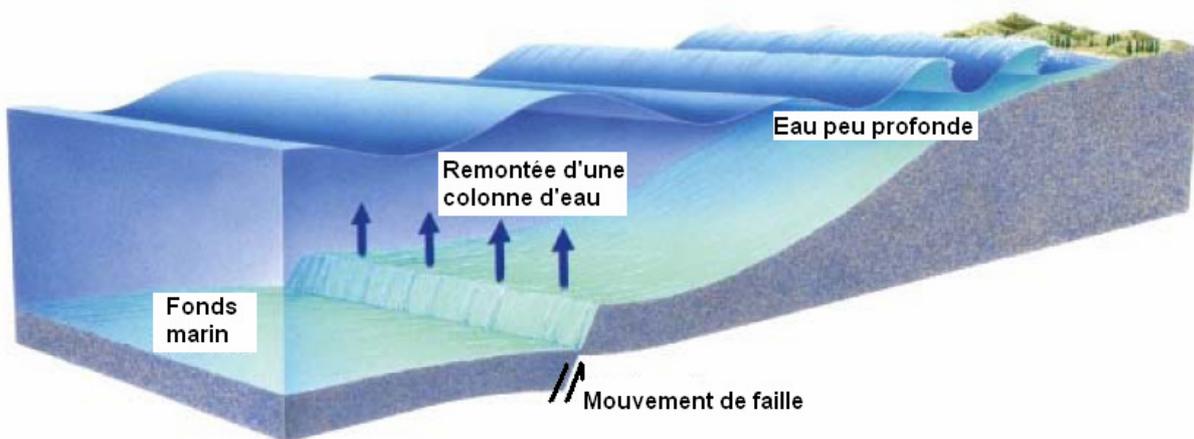


Figure 140 - La naissance d'un tsunami

- **propagation** : comme toute onde élastique, le tsunami se propage dans toutes les directions à partir de la source.

La vitesse des vagues dépend de la profondeur de l'eau et, par conséquent, les vagues subissent des accélérations ou des décélérations en fonction de la variation de la profondeur du fond marin au-dessus duquel elles passent. En haute mer, elles avancent à des vitesses allant de 500 à 1 000 km/h et la distance entre les crêtes successives (i.e. la longueur d'onde) peut atteindre 500 à 650 km. Cependant, en haute mer, la hauteur des vagues est généralement inférieure à 1 m à ce stade, si bien qu'elles passent le plus souvent inaperçues. Enfin, tout au long de leur parcours, les vagues subissent des phénomènes de réflexion et de réfraction, ce qui peut générer des trajectoires complexes.

La vitesse peut être reliée à la profondeur de l'eau par la relation suivante :

$$v = (g \cdot h)^{1/2}$$

où g représente la constante gravitationnelle et h la profondeur du fond marin. Cette expression est valable si la longueur d'onde L est suffisamment grande par rapport à la profondeur h .

- **inondation** : quand le tsunami se rapproche de la côte, sa vitesse et sa longueur d'onde diminuent en raison de la faible profondeur du fond marin. L'énergie contenue entre la surface de l'eau et le fond marin se concentre alors sur une zone beaucoup moins étendue, créant ainsi des vagues de plus en plus hautes et au potentiel destructeur grandissant.

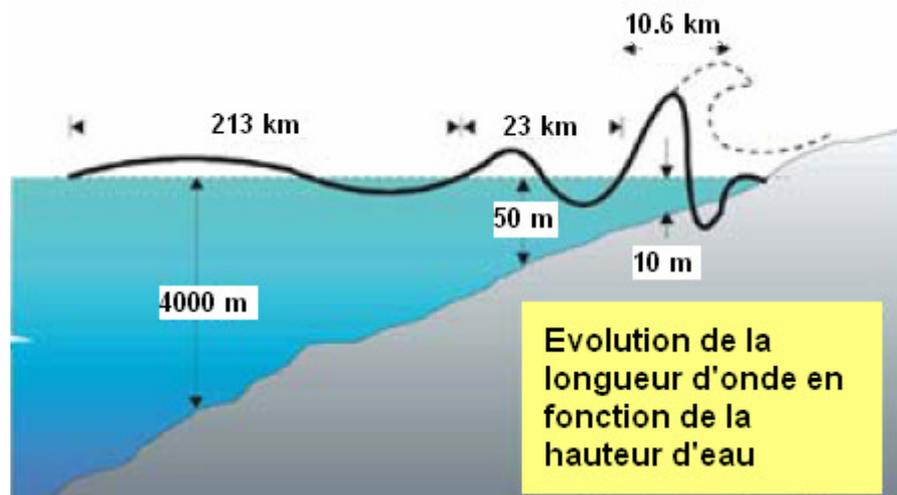


Figure 141 - La longueur d'onde diminue et l'amplitude augmente à mesure que les vagues se rapprochent de la côte (Source : Centre International d'Information sur les Tsunamis et Commission Océanographique Intergouvernementale)

Il est important de comprendre que les autres vagues (houle produite par le vent) ne sont qu'une déformation de l'eau en surface alors que dans le cas d'un tsunami, c'est toute la colonne d'eau (de la surface au fond marin) qui est agitée : ceci donne une idée de l'énergie mise en jeu dans un tel phénomène.

On n'observe pas toujours un déferlement d'un mur d'eau sur la côte : dans certains cas, le tsunami peut simplement prendre la forme d'une inondation anodine à la manière d'une marée haute (montée rapide du niveau de l'eau jusqu'à l'intérieur des terres, puis retrait). La forme que prend le tsunami près de la côte dépend de nombreux paramètres comme la forme du littoral, la bathymétrie (topographie du fond marin), la période des vagues ou l'état de la marée.

Dans la plupart des cas, l'arrivée du tsunami est précédée d'une décote du niveau de la mer qui fait reculer la ligne de rivage, parfois jusqu'à un kilomètre ou davantage : ce phénomène attire souvent de nombreux curieux qui s'avancent vers la côte et se font alors piéger par les vagues.

La période des vagues (durée entre deux vagues successives) peut être très longue (de quelques minutes jusqu'à une heure) et il est possible d'observer des vagues réfléchies plusieurs heures après l'arrivée du tsunami.

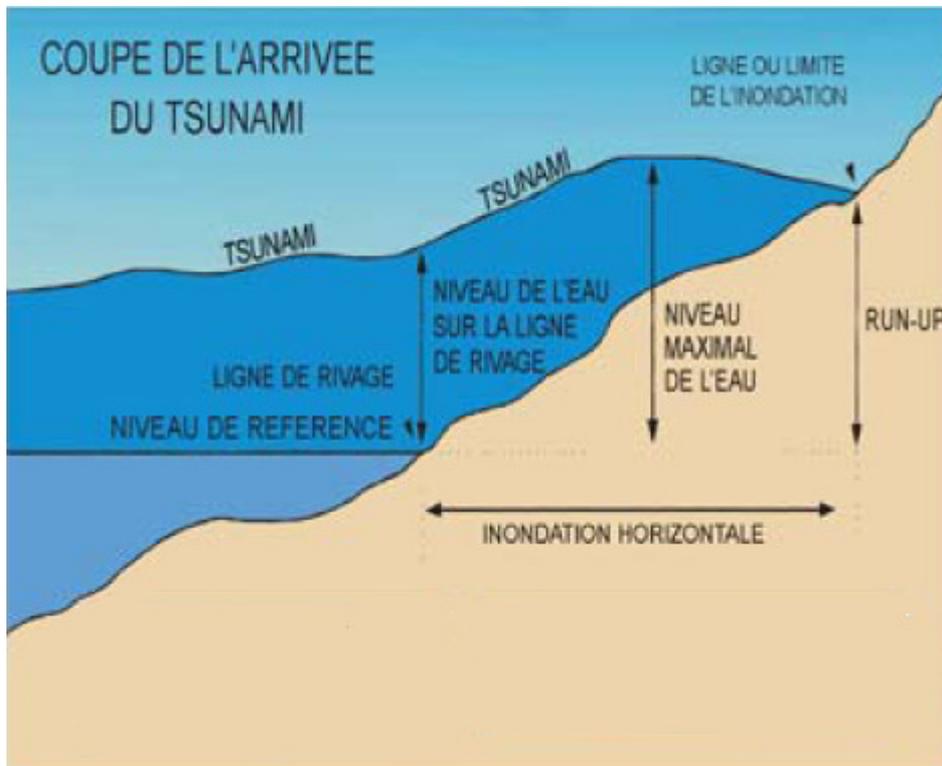


Figure 142 - Cotes de l'eau lors de l'arrivée du tsunami (Source : Centre International d'Information sur les Tsunamis et Commission Océanographique Intergouvernementale)

Points de vocabulaire :

- **run-up** : c'est la différence d'altitude entre le niveau de référence (niveau normal de la mer) et le point le plus haut atteint par l'eau à l'intérieur des terres
- **inondation horizontale** : c'est la distance entre le rivage habituel et le point le plus à l'intérieur des terres atteint par l'eau.
- **niveau maximal de l'eau** : c'est la hauteur maximale atteinte par les vagues avant la phase d'inondation ; cette valeur peut être supérieure au run-up.

7.2.3. Les systèmes de prévision

Le système d'alerte au tsunami dans le Pacifique (PTWS : Pacific Tsunami Warning System) est composé de 25 pays, dont la France, et a pour objectif de détecter, localiser et déterminer les caractéristiques des séismes éventuellement tsunamigènes dans l'Océan Pacifique ou aux alentours. L'information sismique est fournie par plus de

50 stations sismiques gérées par le PTWC, les centres nationaux ou régionaux d'alerte aux tsunamis et d'autres organismes internationaux.

Le Pacific Tsunami Warning Center (PTWC) basé à Hawaï est le centre opérationnel pour la surveillance des tsunamis : il émet régulièrement des bulletins d'informations après chaque séisme dont l'épicentre est situé dans le Pacifique.

Si la localisation et les paramètres sismiques d'un séisme concordent avec les critères connus pour la génération d'un tsunami, une alerte au tsunami est donnée afin d'avertir de l'éventualité de l'arrivée d'un tsunami. Mais la détection du tsunami passe aussi par la mesure du niveau d'eau par des capteurs : les marégraphes sur les côtes (instruments enregistrant les variations du niveau d'eau), et les capteurs de pression en pleine mer reliés à des bouées.



Figure 143 - Enregistrement des tsunamis en eau profonde (Source : NOAA)

Si un tsunami important est repéré par le système de capteurs, l'alerte au tsunami est diffusée dans l'ensemble du bassin pacifique. Les observations, alertes et bulletins d'information tsunami sont diffusés aux services d'urgence, aux autorités locales et à la population par l'intermédiaire d'un grand nombre de moyens de communication.

```

TSUNAMI BULLETIN NUMBER 002
PACIFIC TSUNAMI WARNING CENTER/NOAA/NWS
ISSUED AT 1108Z 17 JUL 2006

THIS BULLETIN IS FOR ALL AREAS OF THE INDIAN OCEAN.

... TSUNAMI WATCH FOLLOW-UP MESSAGE ...

A TSUNAMI WATCH WAS ISSUED EARLIER FOR

  AUSTRALIA / INDONESIA

AN EARTHQUAKE OCCURRED WITH THESE PRELIMINARY PARAMETERS

ORIGIN TIME - 0819Z 17 JUL 2006
COORDINATES - 9.3 SOUTH 107.3 EAST
LOCATION      - SOUTH OF JAWA  INDONESIA
MAGNITUDE   - 7.2

MEASUREMENTS OR REPORTS OF TSUNAMI WAVE ACTIVITY

GAUGE LOCATION      LAT   LON   TIME   AMPL   PER
-----
BENOA                8.8S 115.2E 0951Z  0.04M 28MIN

TIME - TIME OF THE MEASUREMENT
AMPL - AMPLITUDE IN METERS FROM MIDDLE TO CREST OR MIDDLE
      TO TROUGH OR HALF OF THE CREST TO TROUGH
PER  - PERIOD OF TIME FROM ONE WAVE CREST TO THE NEXT

EVALUATION

SEA LEVEL GAUGE DATA INDICATE THAT A TSUNAMI WAS GENERATED.
NEWS MEDIA HAVE ALSO REPORTED THAT A DAMAGING LOCAL TSUNAMI
OCCURRED. BASED ON HISTORICAL EARTHQUAKE AND TSUNAMI DATA
PLUS CURRENT SEA LEVEL READINGS A MORE WIDESPREAD TSUNAMI
THREAT PROBABLY DOES NOT EXIST.

SOME AREAS FURTHER FROM THE EPICENTER COULD EXPERIENCE SMALL
SEA LEVEL CHANGES AND STRONG OR UNUSUAL COASTAL CURRENTS.

THIS WILL BE THE FINAL BULLETIN ISSUED BY THE PACIFIC TSUNAMI
WARNING CENTER FOR THIS EVENT UNLESS ADDITIONAL INFORMATION
BECOMES AVAILABLE.

THE JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY MAY ISSUE ADDITIONAL INFORMATION
FOR THIS EVENT.
    
```

Figure 144 - Exemple de bulletin d'alerte émis par le PTWC (tsunami indonésien du 17 juillet 2006)

Cependant, les systèmes d'alerte ne sont pas totalement efficaces : la faible amplitude des vagues en haute mer (parfois quelques centimètres) et la longueur d'onde élevée (plusieurs centaines de kilomètres) rendent la détection d'un tsunami très délicate. Si les mesures dans les zones côtières sont plus efficaces, elles ne laissent pas beaucoup de temps pour émettre une alerte et évacuer la population.

7.2.4. Exemples historiques

Les tsunamis sont relativement fréquents, mais très peu sont ressentis ou dangereux pour la vie humaine. Le tableau ci-dessous présente les tsunamis recensés de 1900 à 1999 en distinguant ceux qui ont causé des dégâts de ceux qui ont juste été interrogés.

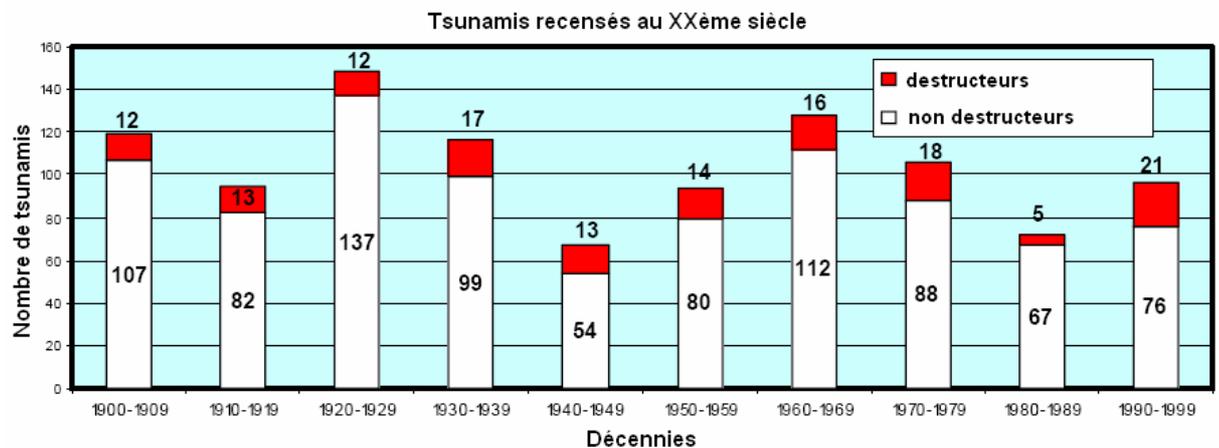


Figure 145 - Nombre de tsunamis par décennies depuis le début du XXème siècle (Source : National Geophysical Data Center, NOAA)

Voici quelques tsunamis historiques qui sont intéressants par leur intensité ou par les dégâts qu'ils ont causés :

- **Chili (1960)** : un séisme de magnitude 9.5 a provoqué un tsunami au large du Chili. Les vagues ont traversé l'ensemble de l'Océan Pacifique pour frapper le Japon presque 24 heures après le séisme.

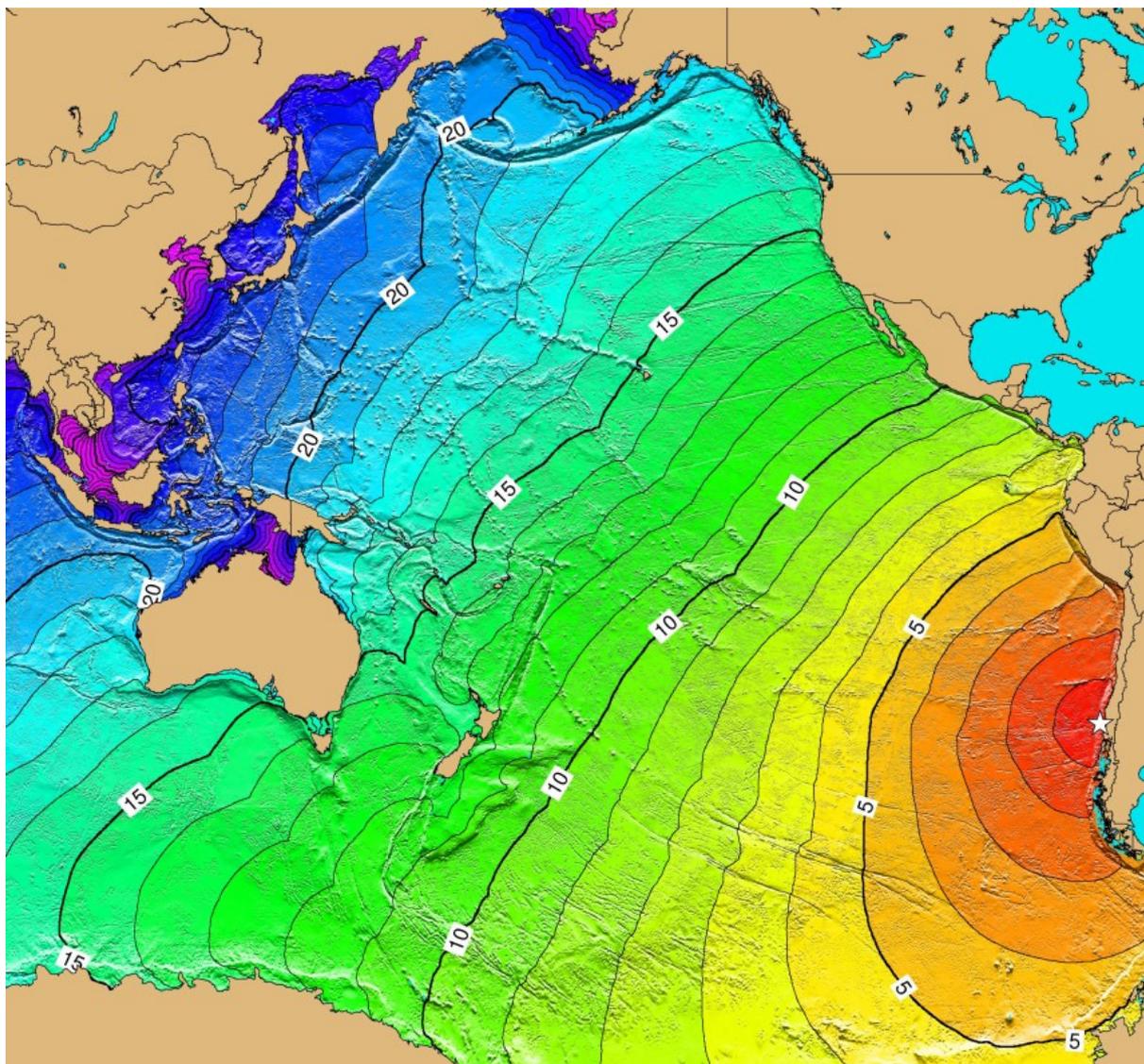


Figure 146 - Propagation du tsunami de 1960 à travers le Pacifique : les nombres indiquent le nombre d'heures après le séisme, les couleurs donnent une idée de la durée de propagation et ne représentent pas la hauteur des vagues (Source : National Geophysical Data)

Au Pérou et au Chili, entre 300 et 2 000 personnes ont perdu la vie à cause du tsunami : par endroits, la hauteur des vagues atteignait 25 m.

Près de 15 H après le séisme, le tsunami atteint Hawaï et y fait 61 morts avec des vagues de 10 m de haut, à plus de 10 000 km de l'épicentre.



Figure 147 - Désolation à Hawaï après le passage du tsunami : noter les parcmètres tordus par la force des vagues (Source : U.S. Navy)

Au Japon, des vagues encore hautes de plus de 3 m ont fait près de 200 victimes.



Figure 148 - Arrivée du tsunami à Onagawa, Japon (Source : USGS)

Les îles Marquises (Polynésie française) ont également été sévèrement touchées.

- **Sumatra (2004)** : un séisme de magnitude 9.1 au large de l'île de Sumatra (Indonésie) provoque le tsunami le plus meurtrier et le plus destructeur, depuis celui qui a touché Lisbonne en 1755. L'ensemble de l'Océan Indien est atteint par les vagues destructrices (de 3 à 15 m suivant les endroits) et le nombre de victimes est estimé à près de 230 000.

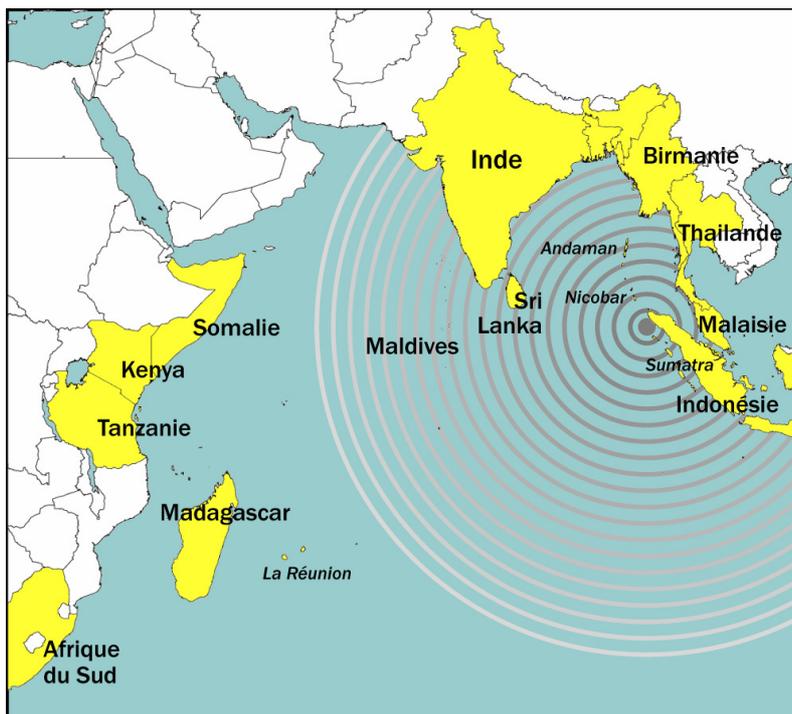


Figure 149 - Pays affectés par le tsunami du 26 décembre 2004

Simulation de la propagation du tsunami dans l'Océan Indien :

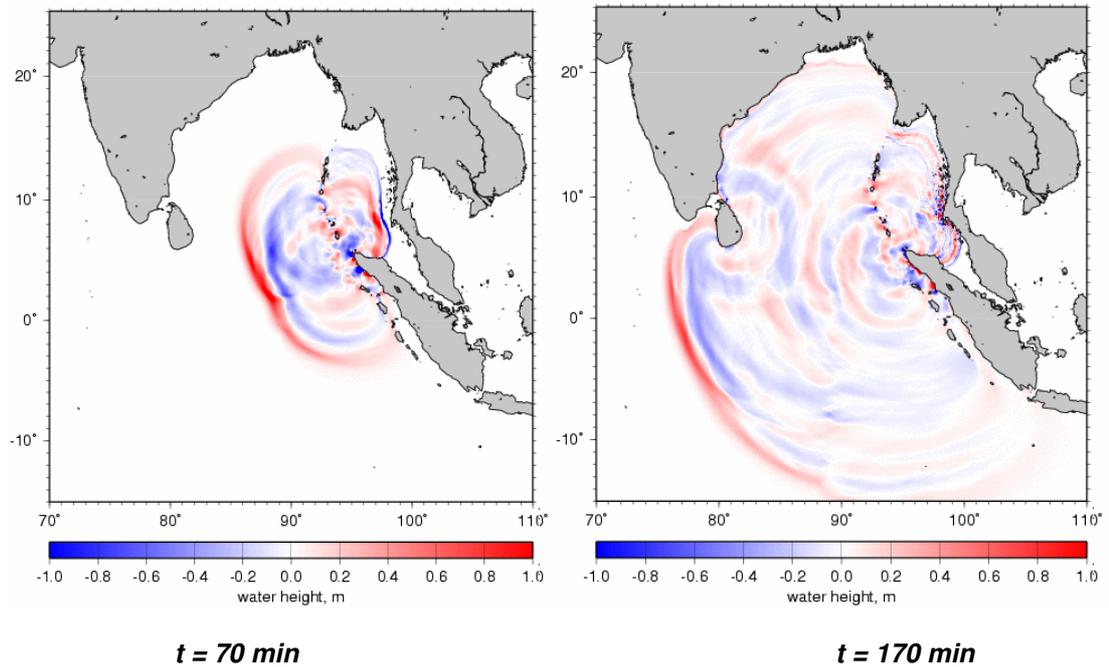


Figure 150 - Position des vagues 70 min et 170 min après le séisme (Source : National Institute of Advanced Technology, Japon)

- **Java (2006)** : en juillet 2006, un séisme de magnitude 7.7 au large de l'île de Java provoque un tsunami destructeur à l'échelle locale. Les vagues sont ressenties dans l'ensemble de l'Océan Indien, mais seule l'Indonésie compte des victimes (un millier de morts).

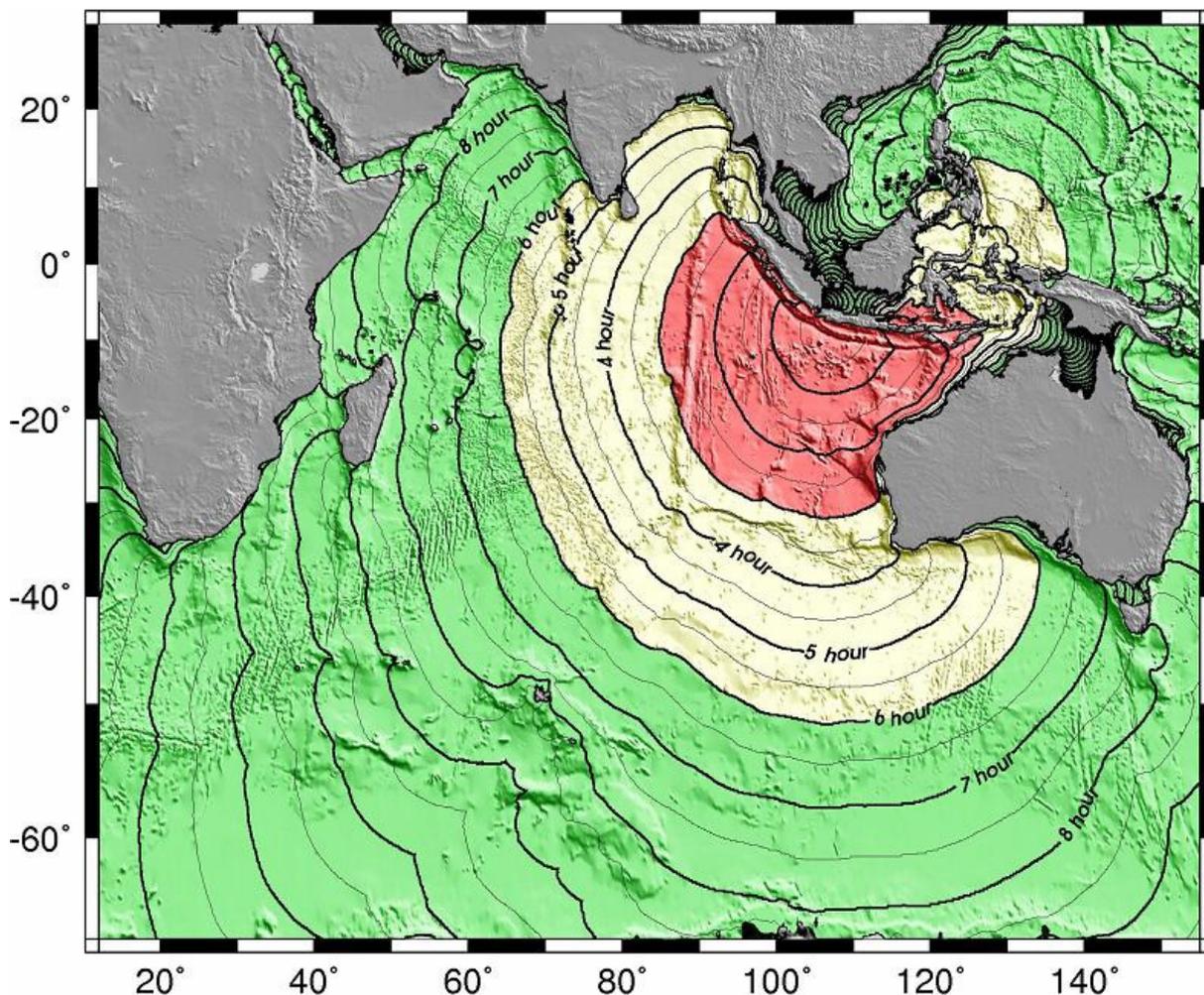


Figure 151 - Temps de parcours dans l'Océan Indien (source : National Geophysical Data Center, NOAA)

7.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE : VITESSE ET AMPLITUDE DES VAGUES

7.3.1. Représentation initiale

Montrer la simulation de la propagation du tsunami du 26 décembre 2004 (voir images plus haut) : les vagues semblent se propager plus vite dans certaines directions et n'ont pas une amplitude uniforme.

Question : pourquoi les vagues ont-elles des vitesses et des hauteurs différentes ?

Hypothèse : les vagues se propagent plus vite en haute mer qu'en eaux peu profondes ; les vagues ont une plus grande amplitude en eaux peu profondes.

7.3.2. Protocole expérimental (coût approx. : 80 €)

➤ **Matériel :**

- un récipient assez long (entre 70 et 100 cm) de type aquarium
- une plaque de caoutchouc
- un chronomètre
- de l'eau
- un mètre

➤ **Mise en place :**

Découper la plaque pour que la largeur soit légèrement plus petite que celle du récipient. Coller un bout de la plaque au fond du récipient (à environ 10-20 cm du bord).



Figure 152 - Un récipient assez long est nécessaire

➤ **Déroulement :**

Remplir le récipient de sorte à avoir 1.5 à 2 cm d'eau. Aplatir la plaque au fond du récipient et, quand la surface de l'eau redevient lisse, soulever la plaque d'un geste sec pour générer une vague.

La vague se propage dans tout le récipient et se réfléchit contre la paroi opposée : chronométrer le temps mis pour faire un aller-retour (se fixer un repère pour savoir quand démarrer et arrêter le chronomètre).

Recommencer les mesures avec une eau de plus en plus profonde : il vaut mieux s'arrêter à 10 cm car la vague va de plus en plus vite et a de moins en moins d'amplitude, ce qui rend la mesure difficile.

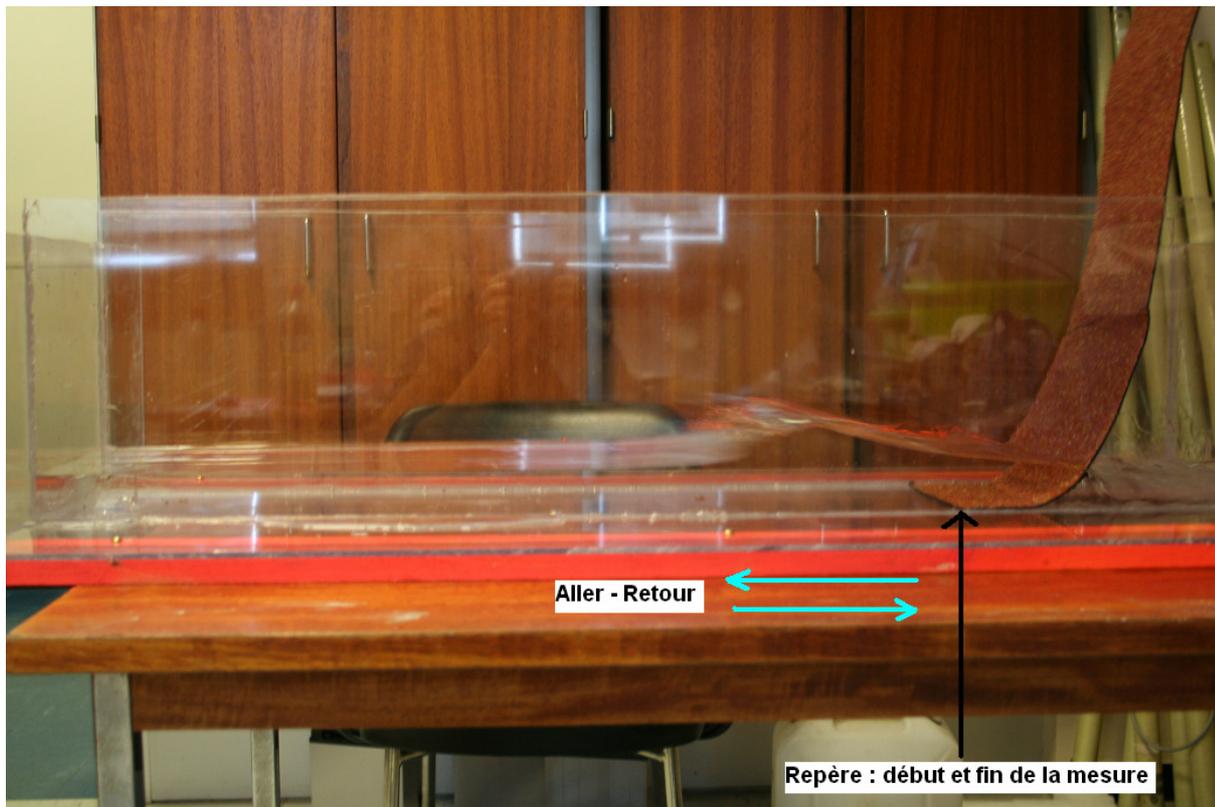


Figure 153 - Mesure de la vitesse de propagation des vagues

➤ **Observations :**

A partir des mesures, faire calculer les vitesses de vague (fournir la longueur du récipient) pour les différentes hauteurs d'eau.

Retomber approximativement sur la loi : $v = (g \cdot h)^{1/2}$

Cette expérience permet de valider :

- le tsunami se propage plus vite dans une eau profonde.
- relation entre la vitesse et la hauteur : $v = (g \cdot h)^{1/2}$
- l'amplitude des vagues augmente dans une eau peu profonde.

7.3.3. Références reconnues

Avec cette expérience on peut passer aux données réelles. Voici des marégrammes enregistrés dans l'Océan Indien à la suite du tsunami du 26 décembre 2004 :

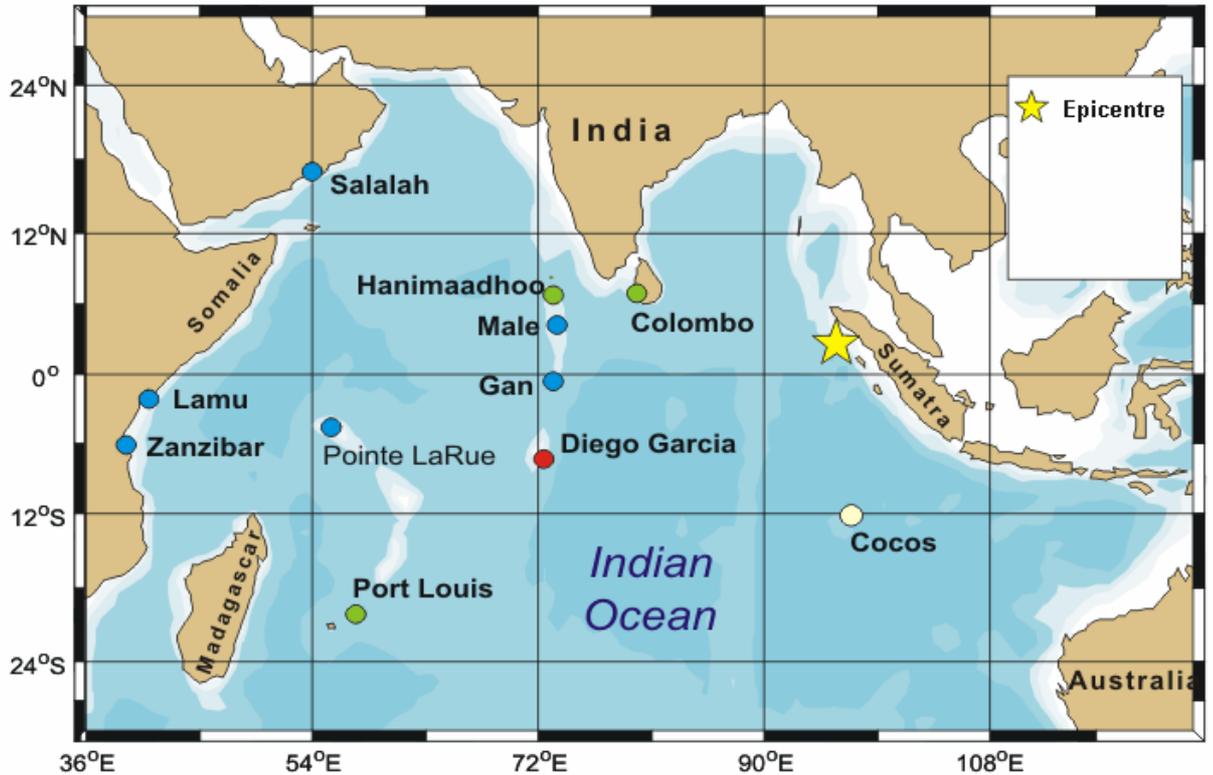


Figure 154 - Position des stations de marégraphes (Source : Pêches et Océans Canada)

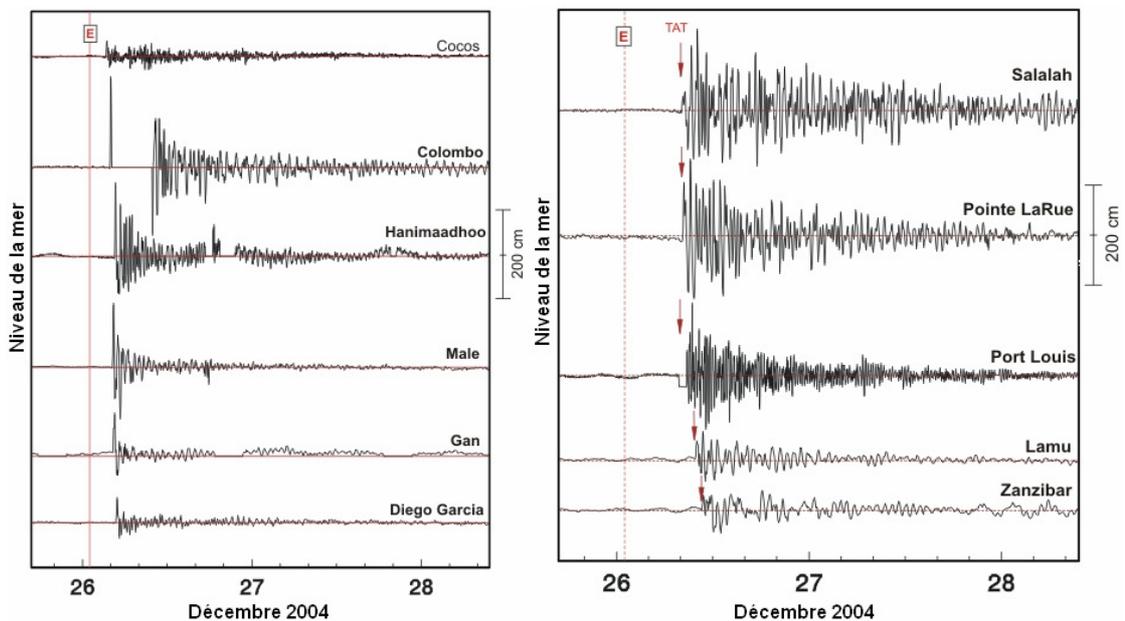


Figure 155 - Enregistrements du tsunami par les stations (Source : Pêches et Océans Canada)

Ces enregistrements permettent de voir l'ordre d'arrivée du tsunami et les hauteurs atteintes par les vagues en différents points de l'Océan Indien. Le signal, assez court

dans les stations proches de la source, s'allonge et devient de plus en plus complexe à mesure que l'on s'éloigne : ceci est dû à des phénomènes de réfraction et de réflexion.

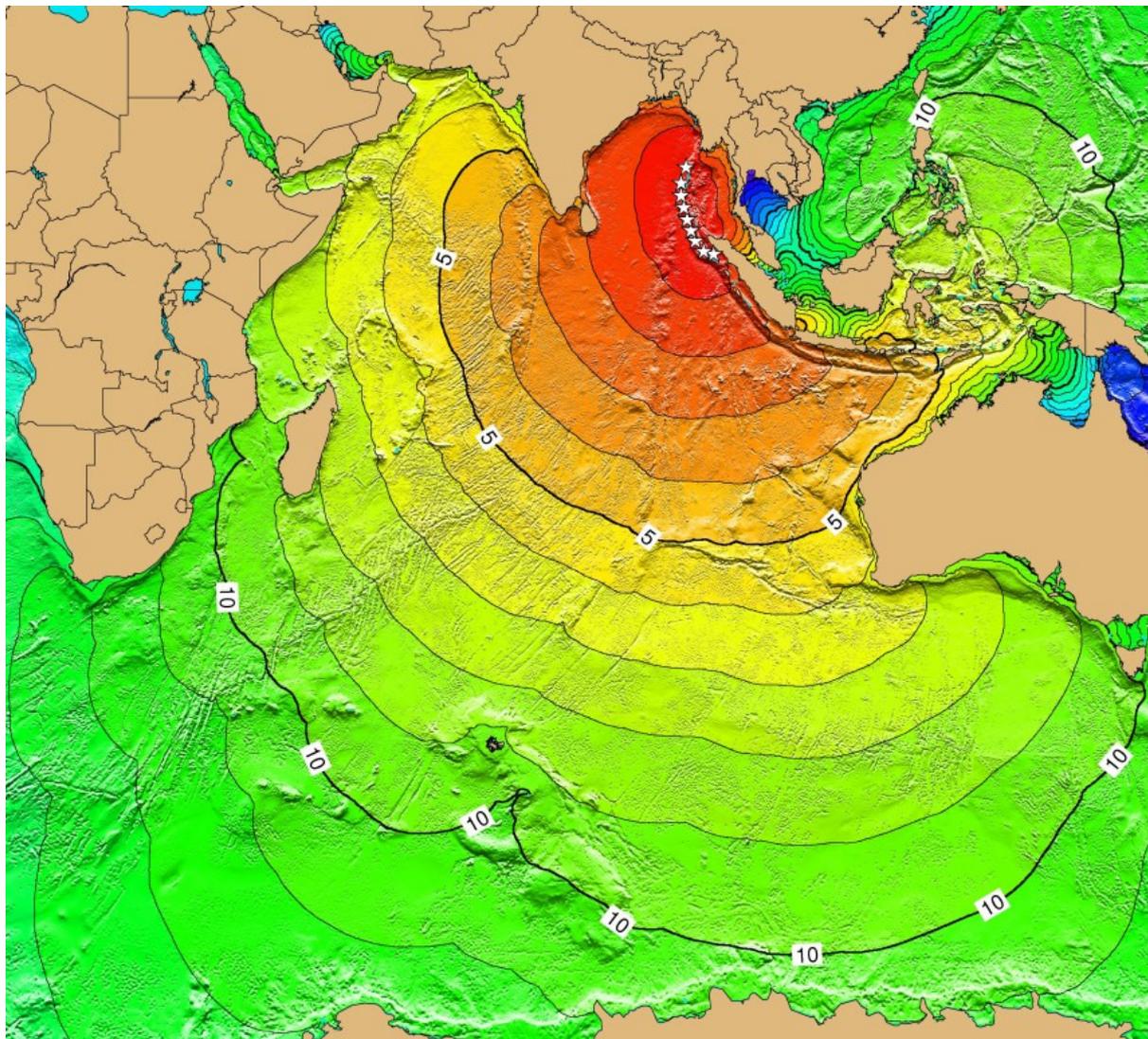


Figure 156 - Délai d'arrivée du tsunami dans l'Océan Indien, en heures (Source : National Geophysical Data Center)

7.4. POUR EN SAVOIR PLUS

- Pacific Tsunami Warning Center : <http://www.prh.noaa.gov/ptwc/>
Site du PTWC, bulletins d'alerte en ligne.
- Sciences océaniques Canada:
http://www.pac.dfo-mpo.gc.ca/sci/osap/projects/tsunami/default_f.htm
Dossier sur les tsunamis, nombreux marégrammes disponibles.

- Sismo des Ecoles :
<http://www.edusismoprovence.ac-aix-marseille.fr/frames.htm?chap=4&rubr=6>
Dossier sur le tsunami du 26 décembre 2004.
- Page personnelle sur les tsunamis
<http://membres.lycos.fr/sbtsu/page2.html>
Site contenant de nombreuses illustrations et des idées d'expériences.
- ITIC (International Tsunami Information Centre) :
http://ioc3.unesco.org/itic/categories.php?category_no=142
Informations très complètes sur les tsunamis et les mesures de prévention.

8. Aléa, vulnérabilité et risque

Niveau : fiche générale

Disciplines concernées : SVT, Géographie (répartition des aléas et des enjeux), Education Civique (risques majeurs, réglementation).

8.1. OBJECTIFS

Faire la différence entre aléa et risque.
Comprendre la notion de vulnérabilité.
Avoir une idée de la hiérarchie des enjeux.

8.2. CONTENU THEORIQUE

8.2.1. Les composantes du risque

Le risque se caractérise par deux composantes :

- **l'aléa**, c'est-à-dire la probabilité d'occurrence (fréquence avec laquelle l'événement pourrait se produire) d'un événement donné ;
- **la vulnérabilité des enjeux**, qui exprime la gravité des effets ou des conséquences de l'événement supposé pouvoir se produire.

L'aléa sismique peut être défini comme la possibilité pour une région ou un site d'être exposés à une secousse sismique de caractéristiques données (l'aléa sismique à Nice prend par exemple pour référence les caractéristiques du séisme de 1887), par exemple : source sismique, magnitude ou intensité de référence, localisation de l'épicentre, profondeur focale, effets de site...

Les éléments exposés rassemblent les personnes, biens, activités, moyens, patrimoines susceptibles d'être affectés par un phénomène naturel :

- **les enjeux** représentent la valeur attribuée aux éléments exposés à un aléa donné ;
- **la vulnérabilité** représente un degré d'endommagement d'un élément exposé à une secousse sismique donnée.

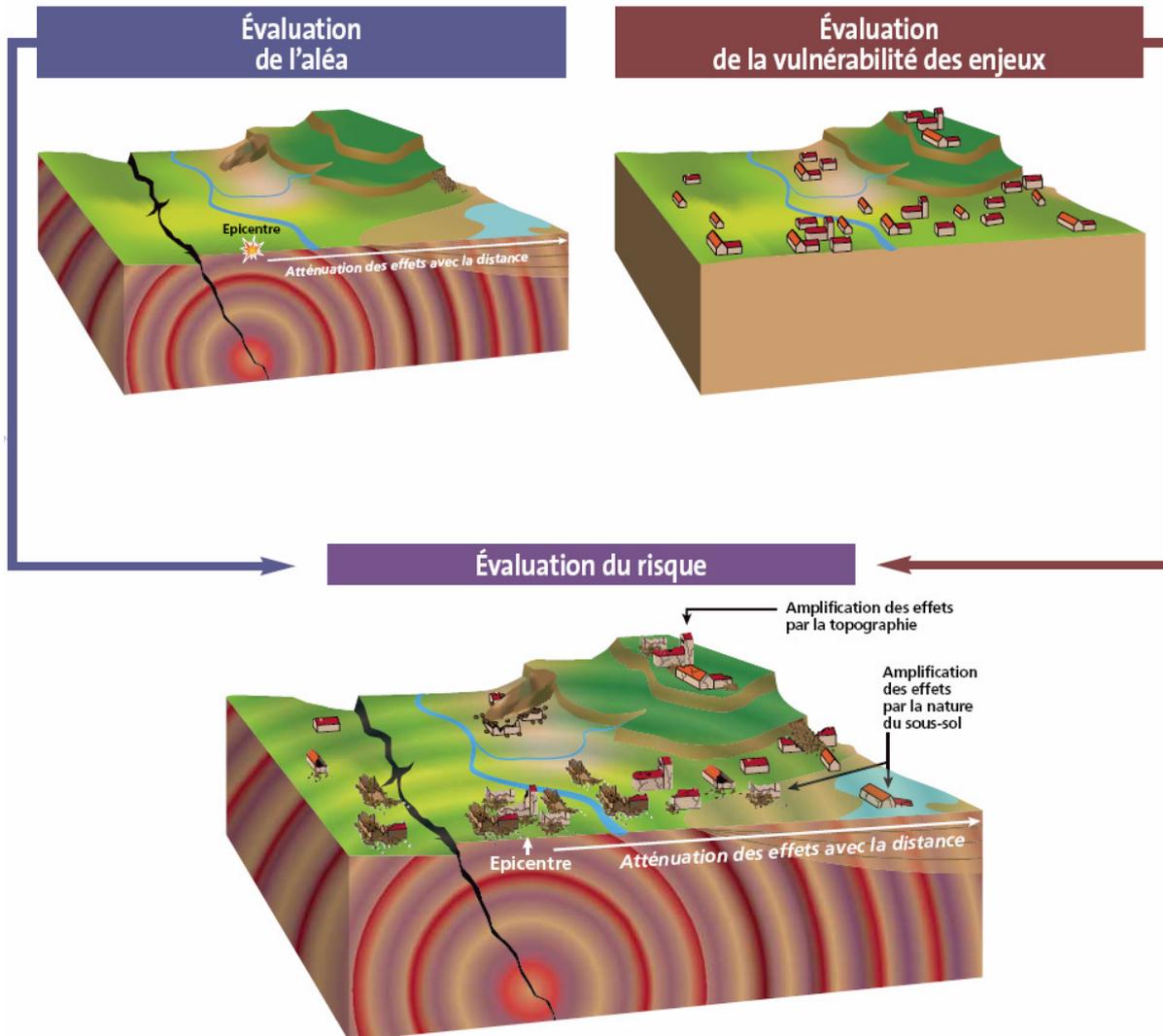


Figure 157 - Les composantes du risque (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

On qualifie de **risque majeur** un accident grave qui peut être d'origine naturelle ou technologique : il se caractérise par de nombreuses victimes, des dégâts importants, des impacts néfastes sur l'environnement, et ses effets prévisibles dépassent les capacités de réaction des instances directement concernées.

Les risques peuvent être représentés sur une « courbe de Farmer », qui relie la probabilité d'occurrence en fonction de sa gravité : la ligne ainsi tracée représente la limite entre risque acceptable et risque inacceptable. Sur cette courbe, le risque majeur est situé dans la zone où la probabilité est la plus faible et la gravité la plus forte.

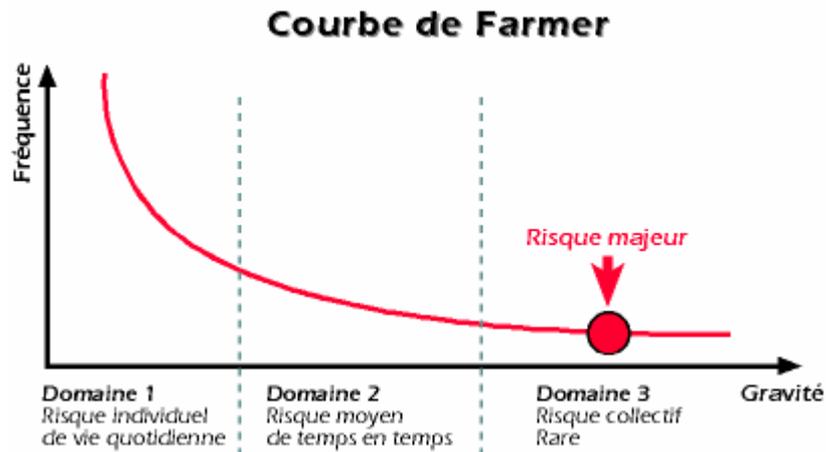
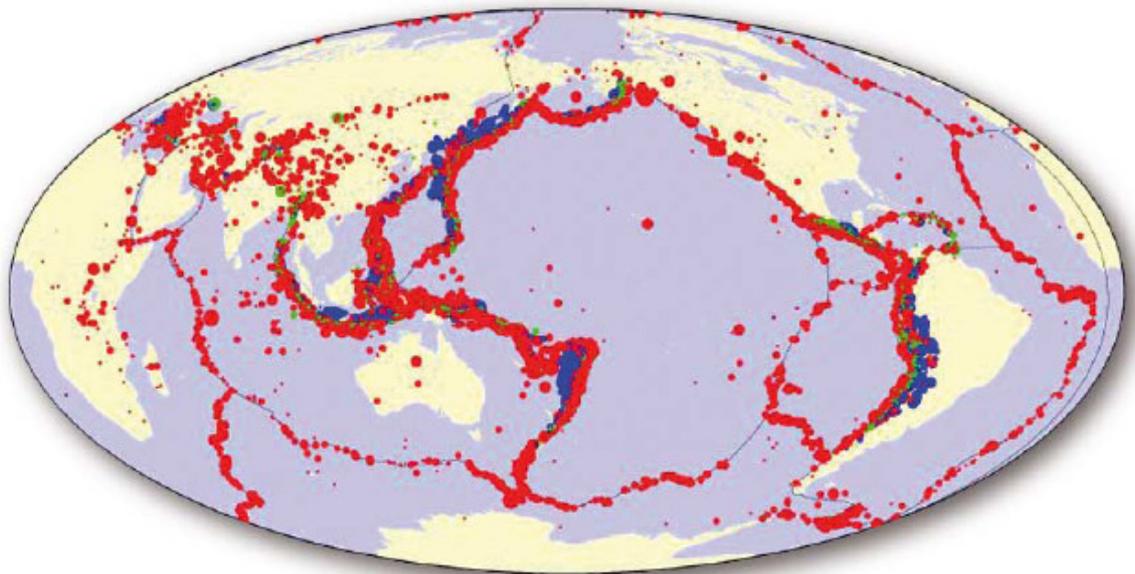


Figure 158 - Courbe de Farmer (Source : Prévention 2000, http://www.prevention2000.org/cat_nat/index.htm)

8.2.2. L'aléa sismique

L'aléa sismique correspond à la probabilité d'occurrence d'un événement d'une intensité donnée et est donc lié à la sismicité d'une région.

Répartition mondiale des séismes



- Magnitude 7,5 - 6,5
- Magnitude 6,5 - 5,5
- Magnitude 5,5 - 4,5
- Magnitude 4,5 - 3,5

- Profondeur < 50 km
- Profondeur entre 50 et 100 km
- Profondeur > 100 km

Figure 159 - Sismicité mondiale (Source : Classeur sur le risque sismique en PACA, BRGM, DIREN PACA, Conseil régional PACA)

Dans les zones à forte sismicité, on peut assez facilement déterminer l'aléa car la faible période de retour des séismes permet de se rendre compte de la menace sismique (par exemple au Japon ou en Indonésie, voir carte ci-dessus).

Cependant, dans les pays à sismicité modérée comme la France, les périodes de retour sont beaucoup plus longues (plusieurs centaines d'années) et il est nécessaire de remonter le plus loin possible dans l'histoire pour évaluer l'aléa.

L'ensemble de ce travail permet d'élaborer des cartes d'aléa sismique à l'échelle du pays :

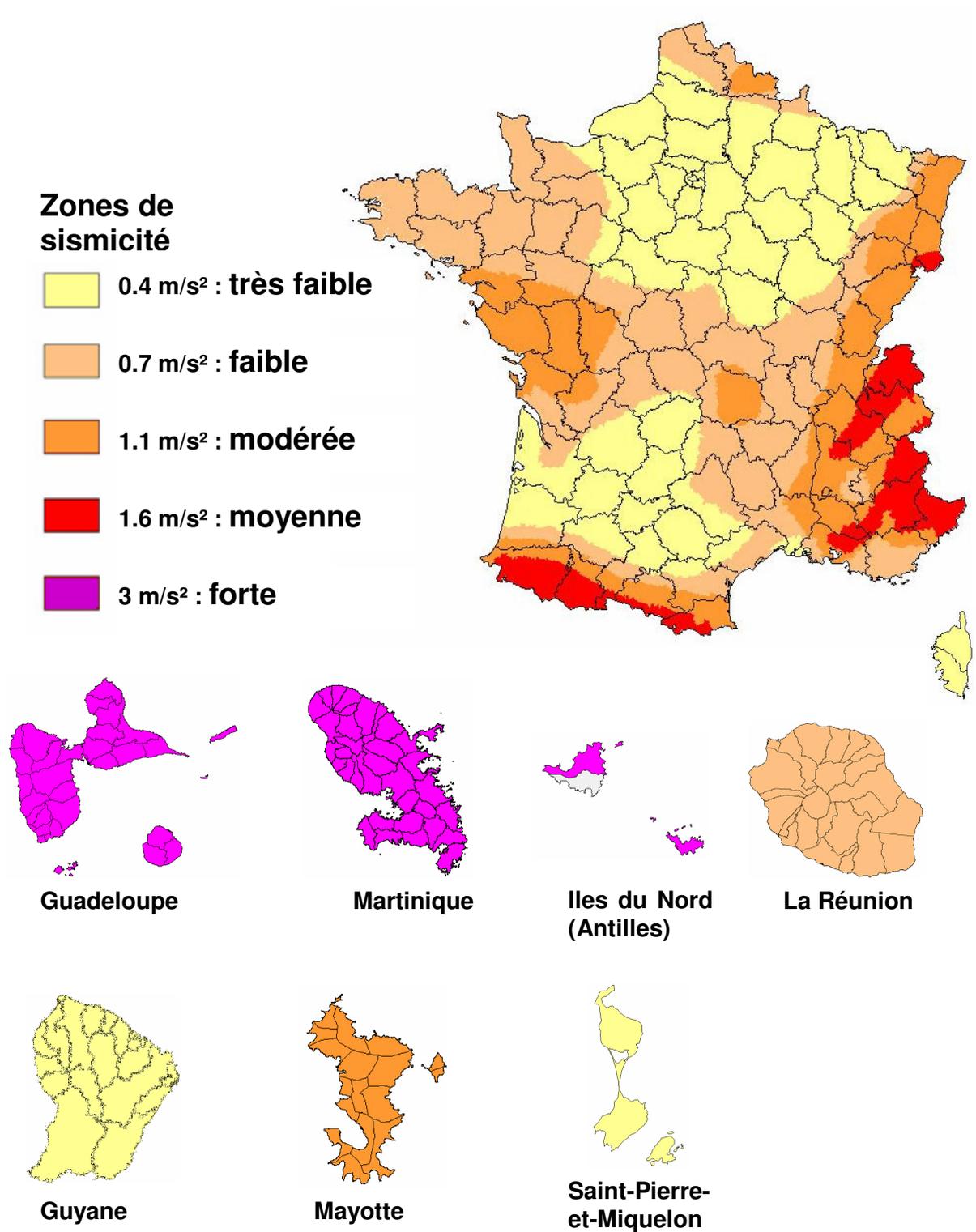


Figure 160 – Nouvelle carte d'aléa sismique de la France

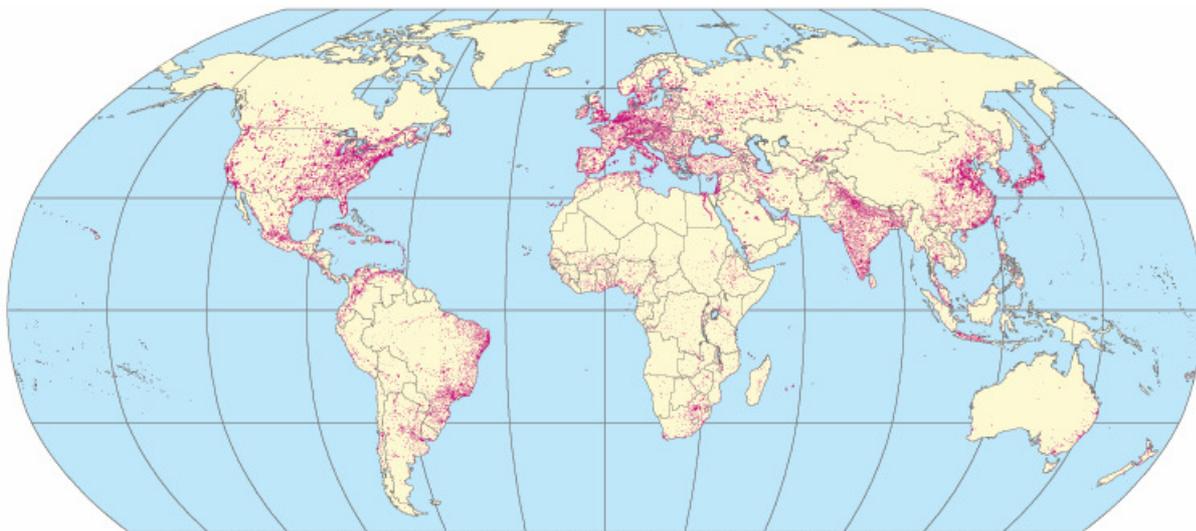
Cette carte a été élaborée en 2005 et divise le territoire en 5 zones de sismicité croissante en fonction du niveau d'accélération du sol susceptible d'être atteint pour une période de temps donnée. Par exemple, pour la carte d'aléa ci-dessus, la période de retour choisie est de 475 ans, ce qui correspond à une probabilité de 10% d'atteindre le niveau d'accélération annoncé pendant une période d'une cinquantaine d'années.

On peut aussi évaluer l'aléa de façon plus fine, à l'échelle d'un département ou d'une commune : il faut alors tenir compte de l'existence de failles actives à proximité et des éventuels effets locaux (effets de sites, mouvements de terrain...) qui peuvent amplifier la gravité du phénomène.

Au niveau local, des documents comme le plan de prévention des risques naturels (PPR) peuvent fournir une évaluation plus précise de l'aléa qu'au niveau national.

8.2.3. Les enjeux

Voici une carte donnant une idée de la répartition de la population dans le monde (chaque point représente une aire urbaine de plus de 5 000 habitants) :



Source : CIESIN (Center for International Earth Science Information Network - Université Columbia)

Figure 161 - Répartition de la population dans le monde (Source : CIESIN)

En combinant cette carte à celle de la répartition des séismes, on peut déjà avoir une idée du risque sismique dans le monde.

Par exemple, l'arc formé par les îles Kouriles, les îles Aléoutiennes et l'Alaska est régulièrement frappé par des séismes puissants mais qui ont relativement peu d'impact en raison de la très faible densité de population dans cette zone.

A l'inverse, des régions comme le Japon ou la Californie connaissent une sismicité intense et sont très densément peuplées, en plus d'être le siège d'une activité

économique importante. Le risque y est alors élevé, compte tenu de l'impact possible d'un séisme destructeur dans ces zones.

En France, les enjeux sont hiérarchisés en fonction de l'importance des bâtiments, de la capacité d'accueil ou de leur rôle en situation de crise. On distingue deux grandes familles de bâtiments :

- ceux dits « **à risque normal** » : les bâtiments pour lesquels les conséquences d'un séisme demeurent circonscrites à leurs occupants et à leur voisinage immédiat.
- ceux dits « **à risque spécial** » : il s'agit notamment des installations classées (sites industriels), pour lesquelles les effets sur les personnes, les biens et l'environnement de dommages même mineurs résultant d'un séisme peuvent ne pas être circonscrits au voisinage immédiat.

Parmi les bâtiments dits « à risque normal », on distingue 4 classes :

- **classe I** : hangars, granges, bâtiments non habités...
- **classe II** : maison individuelle, bâtiments d'habitation collective dont la hauteur est inférieure à 28 m...
- **classe III** : bâtiments d'habitation collective, bureaux, établissements recevant du public, centres de production d'énergie...
- **classe IV** : bâtiments de sécurité civile (casernes, postes de police...), hôpitaux...

La nomenclature des classes I, II, III et IV correspond à la nouvelle réglementation qui entrera en vigueur courant 2007.

8.2.4. La vulnérabilité

La présence de nombreux enjeux dans une zone sismique n'est pas forcément synonyme de risque élevé car le comportement des éléments exposés aux secousses est primordial (voir fiche n° 9 sur les constructions parasismiques).

Voici des exemples historiques où, pour des scénarios comparables (forte densité de population, même magnitude, intensité comparable), la différence de vulnérabilité a joué un rôle primordial :

- en 1989, le **séisme de Loma Prieta (Etats-Unis) de magnitude 6.9** a fait **63 victimes** et plusieurs milliers de blessés dans une zone densément peuplée ; en 1988, un séisme de **magnitude 6.9 en Arménie** causait la mort de **30 000 personnes** : les règles de construction parasismique n'avaient pas été respectées et la plupart des habitations étaient construites en pisé (terre crue compactée dans un coffrage).



Figure 162 - Maison en bois abîmée par le séisme de Loma Prieta (Source : USGS)



Figure 163 - Ruines d'un immeuble après le séisme de Spitak en Arménie en 1988 (Source : Compagnie Suisse de Réassurance, Zurich)

- en 2003, le séisme de Bam (Iran) de magnitude 6.6 a causé la mort de plus de 30 000 personnes, alors que le séisme de Kobe (Japon) en 1995, pourtant plus puissant (magnitude 6.9), a fait 6 300 victimes environ.

En plus de la vulnérabilité des bâtiments, le comportement de la population est aussi un facteur déterminant en cas de crise sismique. En effet, les scènes de panique et le non-respect des consignes de sécurité peuvent alourdir le bilan et réduire l'efficacité des secours. Dans les pays développés soumis à un fort aléa sismique, la culture du risque est très développée au sein de la population (voir consignes de sécurité dans la fiche n°10).

8.3. ACTIVITES INFORMATIQUES

8.3.1. SisFrance

Dans la base de données SisFrance (www.sisfrance.net), faire rechercher par les élèves les séismes historiques qui ont été ressentis dans leur région.

8.3.2. Séismes puissants et destructeurs

Dans le catalogue des séismes de l'USGS (<http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/top10.php>), faire dresser la liste des 10 séismes les plus puissants et des 10 séismes les plus meurtriers depuis 1900 : regarder quels séismes se trouvent dans les deux listes et en déduire la différence entre aléa et risque.

8.4. EXERCICE D'APPLICATION

Si la commune est concernée par un PPR sismique, demander aux élèves de se procurer le DICRIM (document d'information communal sur les risques majeurs) en mairie : ce document est consultable par les citoyens et présente les divers aléas – technologiques ou naturels – auxquels est soumise la commune.

8.5. POUR EN SAVOIR PLUS

- Portail des Risques Majeurs : www.prim.net
Site du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable contenant de nombreuses informations sur le risque sismique.
- Catalogue de séismes de l'USGS-NEIC :
<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>
Base de données sur les séismes historiques dans le monde.
- Seismic Monitor : <http://www.iris.edu/seismon/>
Une carte interactive permet de suivre les séismes récents (deux dernières semaines) dans le monde.
- Plan Séisme: www.seismes.fr
Présentation des actions du Plan Séisme, un programme interministériel dédié à la réduction de la vulnérabilité et à l'information de la population.

9. Les constructions parasismiques

Niveau : collège et lycée

Disciplines concernées : Sciences Physiques (phénomène de résonance), Education Civique (réglementation), Arts Plastiques (possible travail sur les styles d'architecture et la construction parasismique).

9.1. OBJECTIFS

Connaître des éléments de construction qui sont particulièrement résistants aux séismes.

Comprendre le phénomène de résonance et son influence sur les dommages.

Savoir qu'il existe des normes parasismiques à respecter.

9.2. CONTENU THEORIQUE

9.2.1. La construction parasismique

Le schéma ci-dessous montre l'effet du mouvement du sol sur les fondations et le premier niveau d'un bâtiment : l'inertie de la partie supérieure du bâtiment va engendrer des déformations sur les premiers niveaux, ce qui conduit à la rupture :

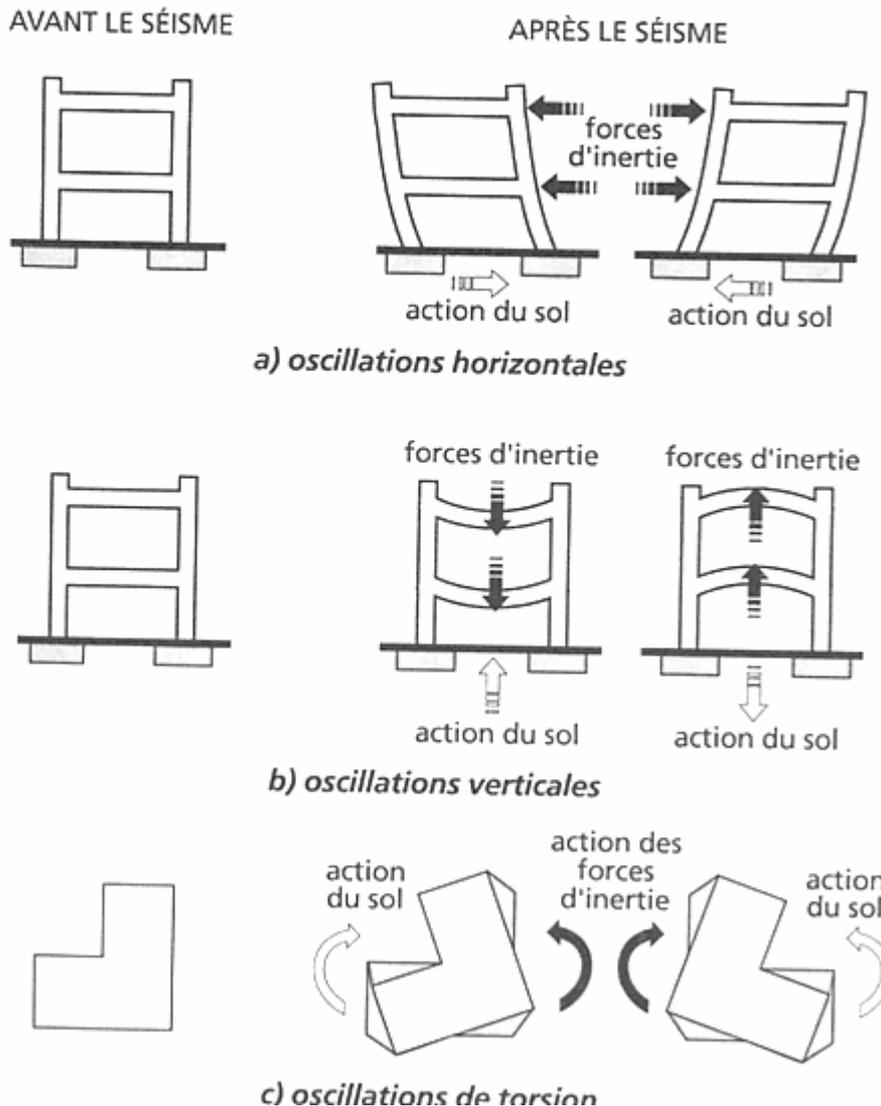


Figure 164 - Rôle destructeur des forces d'inertie (Source : M. Zacek, Construire parasismique, aux Editions Parenthèses)

Un des points importants de la construction parasismique consiste donc à favoriser le mouvement de la partie supérieure (celle-ci doit « suivre » le plus vite possible le mouvement des fondations).

Il existe deux approches possibles dans la construction parasismique (on peut faire l'analogie avec le chêne et le roseau) :

- des constructions rigides et très solides, capables de subir de grandes contraintes avant la rupture : structures dites fragiles.
- des constructions plus souples, mais capables de subir des déformations importantes avant la rupture : structures dites ductiles.

Cependant, quelques principes élémentaires se retrouvent dans l'ensemble des constructions parasismiques :

- **les matériaux de construction** : ils doivent répondre le mieux possible aux sollicitations mécaniques extrêmes que les séismes leur imposent. Le bois est un matériau parasismique par excellence, dans la mesure où il peut supporter des déformations importantes. Dans les constructions modernes, le béton armé ou la charpente métallique présentent une plus grande résistance que l'aggloméré.
- **la forme des bâtiments** : les formes simples (pavés, cubes...) sont plus résistantes que des formes élaborées (bâtiments en L, en U...) : dans le cas où l'on veut construire un bâtiment plus compliqué, il est nécessaire de placer des joints de dilatation entre chaque bloc élémentaire. Un joint est une séparation entre deux structures adjacentes qui doit assurer l'indépendance complète entre les blocs qu'il délimite.

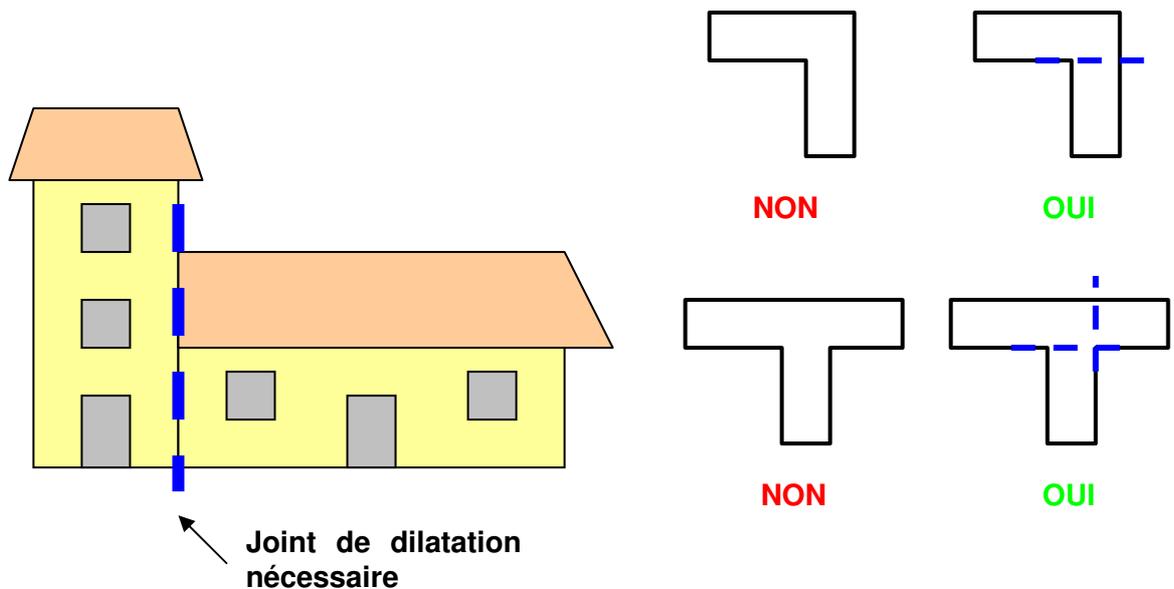


Figure 165 - Position des joints de dilatation

- **la distance entre les bâtiments** : pour éviter que deux bâtiments voisins ne s'entrechoquent, il faut respecter une certaine distance entre les deux parois (au moins quelques centimètres). Il en va de même pour la taille des rues : celles-ci doivent être suffisamment larges pour qu'en cas d'effondrement, on puisse tout de même circuler.

Dans les régions à sismicité élevée, il est même nécessaire d'introduire une isolation parasismique : il s'agit « d'amortisseurs » qui permettent d'isoler les fondations par rapport au sol et d'atténuer ainsi les mouvements sismiques. En voici quelques représentations schématiques :

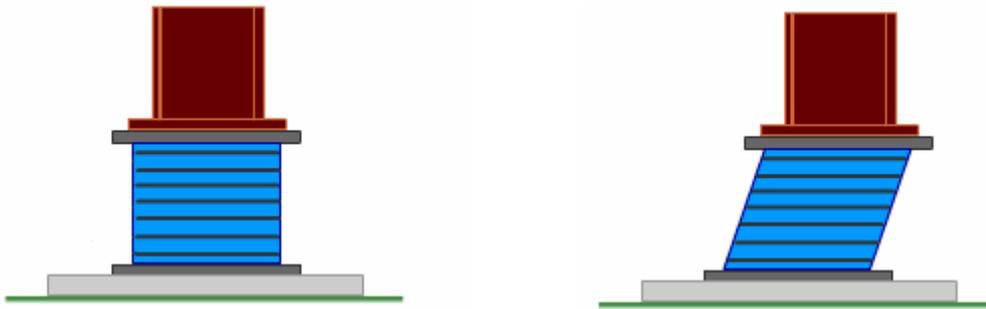
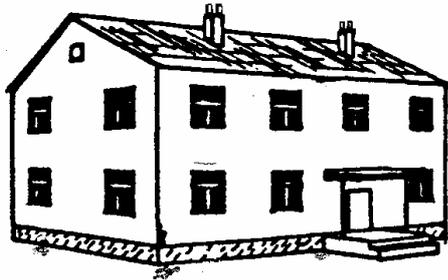


Figure 166 - Supports en caoutchouc placés au bas des fondations : les couches de caoutchouc se déforment facilement en cisaillement, mais elles sont très solides dans la direction verticale (pour supporter le poids du bâtiment) – Source : Earthquake Engineering Research Centre at the University of Bristol



Figure 167 - Supports à bille : deux plaques connectées par une boule en métal peuvent glisser horizontalement grâce au roulement de la bille, mais elles résistent très bien à la charge verticale (poids du bâtiment) – Source : Earthquake Engineering Research Centre at the University of Bristol

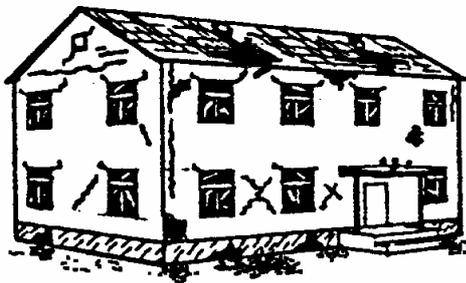
L'échelle d'intensité macrosismique EMS98 (voir fiche n°5) permet de définir le type de dommage subi par les bâtiments :



Degré 1 : Dégâts légers



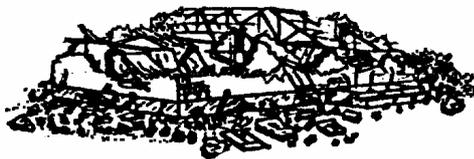
Degré 2 : Dégâts modérés



Degré 3 : Dégâts importants



Degré 4 : Effondrements partiels



Degré 5 : Destruction totale

Figure 168 - Niveaux de dommages tels que définis par l'échelle EMS98

Le tableau ci-dessous permet de relier l'accélération du sol aux dommages subis (matrice d'endommagement), pour un type de bâtiment donné :

Dommages	Proportion de bâtiments touchés (%)					
	0	1	2	4	6	10
D5 Effondrement	0	0	6	44	65	100
D3 Graves	0	4	25	31	23	0
D2 Modérés	0	10	48	19	10	0
D1 Légers	0	41	16	5	2	0
D0 Nuls	100	45	5	1	0	0
Accélération (m/s²)	0	1	2	4	6	10

Tableau 6 - Exemple de matrice d'endommagement

9.2.2. Le phénomène de résonance

a) Définition

Les immeubles ont une fréquence propre, qui dépend de leur hauteur, mais aussi du matériau utilisé : en général, plus un bâtiment est grand, plus il oscille à de faibles fréquences.

Si la fréquence du mouvement sismique (fréquence d'excitation) est proche de la fréquence propre, on assiste à un phénomène de résonance : l'amplitude des oscillations est amplifiée, ce qui peut accentuer les dégâts causés aux bâtiments.

On peut visualiser ce phénomène de résonance en étudiant le spectre de réponse du bâtiment : il s'agit d'une courbe représentant l'accélération en fonction de la fréquence. Ce spectre correspond à l'accélération maximale d'un oscillateur simple en fonction de sa période propre et de son amortissement critique. Sur l'exemple de spectre de réponse ci-dessous, on peut voir que le phénomène de résonance est en fait étalé sur une gamme de fréquence plus ou moins large :

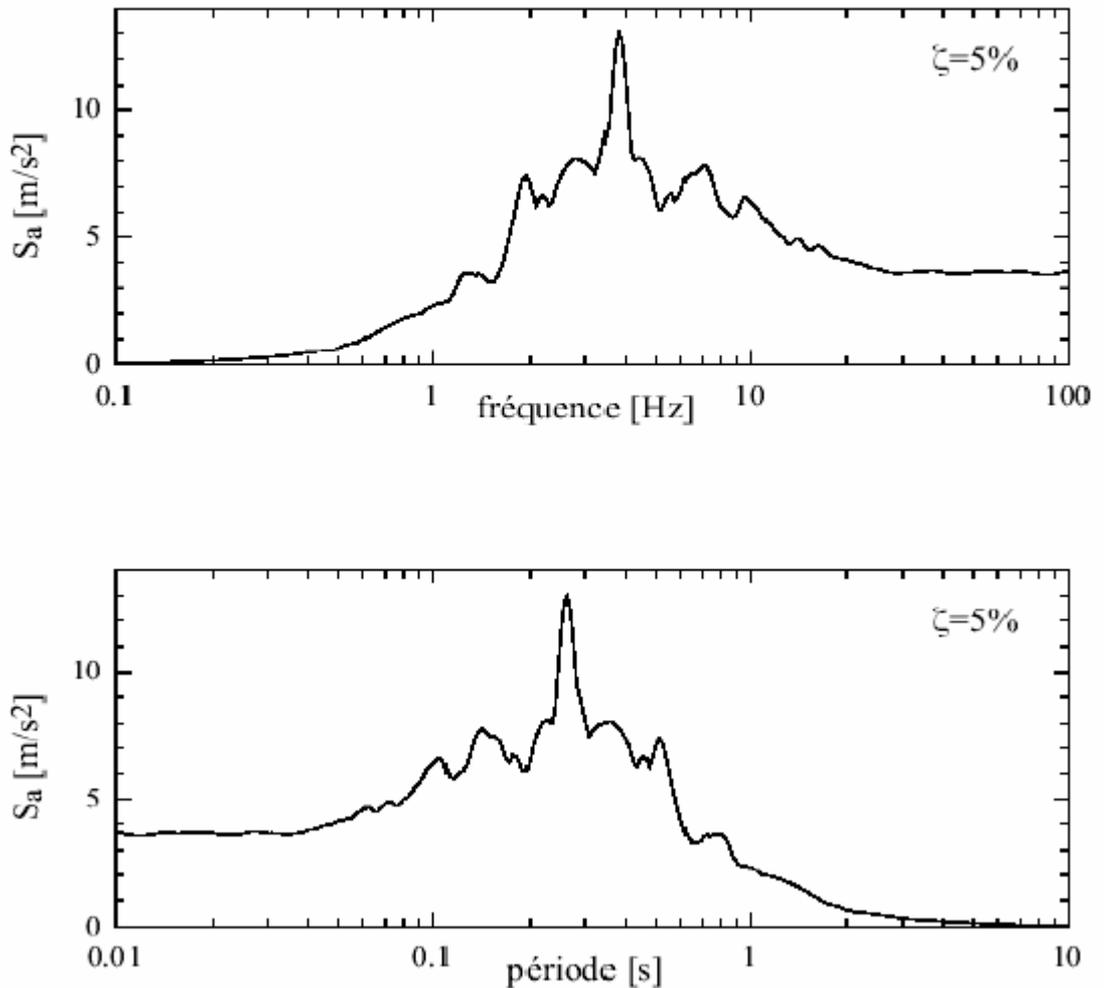
Différentes représentations des spectres de réponse:

Figure 169 - Spectre de réponse en fréquence et en période, avec un amortissement critique de 5% (Source : Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne)

En général, les bâtiments ont une fréquence propre de l'ordre de 1 à 10 Hz, ce qui correspond bien aux fréquences courantes des ondes sismiques : le phénomène de résonance est donc malheureusement assez courant lors de séismes et est à l'origine de dégâts importants.

Approximation de la fréquence de résonance d'un immeuble courant en fonction du nombre d'étages :

Nombre d'étages	Fréquence de résonance
1	10 Hz
2	5 Hz
10	1 Hz
20	0.5 Hz
100	0.1 Hz

Figure 170 - Estimation grossière de la fréquence de résonance en fonction du nombre d'étages

On peut affirmer très sommairement que la fréquence de résonance des bâtiments est inversement proportionnelle à la hauteur. Si **n** est le nombre d'étages, on peut approximer la fréquence de résonance **F** suivant la formule :

$$F \sim 10 / n \text{ [Hz]}$$

Fréquences dominantes des séismes et d'autres manifestations souterraines :

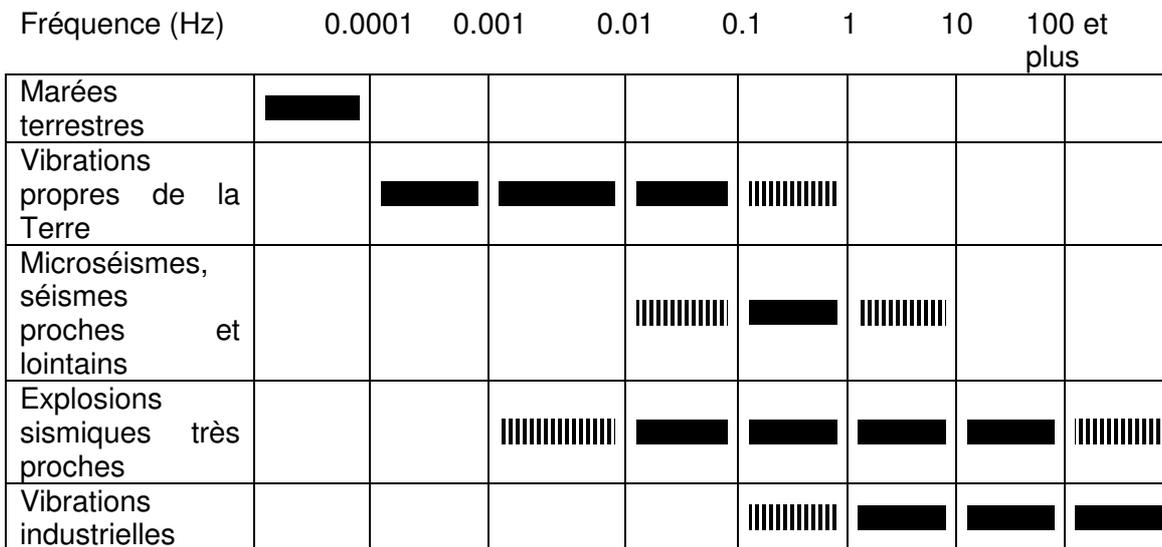


Figure 171 - Fréquences usuelles des manifestations souterraines (Source : Sismologie, la Musique de la Terre, J.P. Montagner)

b) Exemple du séisme de Mexico

Voici des photos prises après le séisme de Mexico en 1985 : on peut voir que ce sont les bâtiments d'une quinzaine d'étages qui ont été le plus touchés, alors que des immeubles plus élevés semblent avoir été épargnés :



Figure 172 - Bâtiments fortement endommagés lors de séisme de Mexico en 1985 (Source : Laboratoire MSSMat, Ecole Centrale Paris, http://www.mssmat.ecp.fr/article.php3?id_article=492)

9.2.3. La réglementation parasismique

Le danger que représentent les séismes pour les constructions inadaptées conduit les décideurs à mettre en place une réglementation parasismique : les bâtiments construits dans une zone à risque doivent généralement satisfaire des normes parasismiques très précises.

En France, les nouvelles règles européennes Eurocode 8 (EC8) seront prochainement adoptées et leur application dépend de deux paramètres :

- **la classe du bâtiment** : les enjeux sont divisés en 4 classes, suivant leur importance :
 - classe I : hangars, granges, bâtiments non habités...
 - classe II : bâtiments d'habitation individuelle, bâtiments d'habitation collective dont la hauteur est inférieure à 28 m...
 - classe III : bâtiments d'habitation collective, bureaux, établissements recevant du public, centres de production d'énergie...
 - classe IV : bâtiments de sécurité civile (casernes, postes de police...).
- **la zone de sismicité** : la France est divisée en 5 zones de sismicité en fonction des niveaux d'accélération attendus. Plus la sismicité est élevée, plus les normes sont contraignantes au niveau du degré de protection à apporter au bâtiment.

Au niveau local (à l'échelle d'une commune), les plans de prévention des risques naturels (PPR) peuvent fixer des règles plus adaptées à l'aléa local que les normes parasismiques.

9.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : CONSTRUCTION PARASISMIQUE

9.3.1. Représentation initiale

Présentation de quelques photos d'habitations détruites par un séisme :

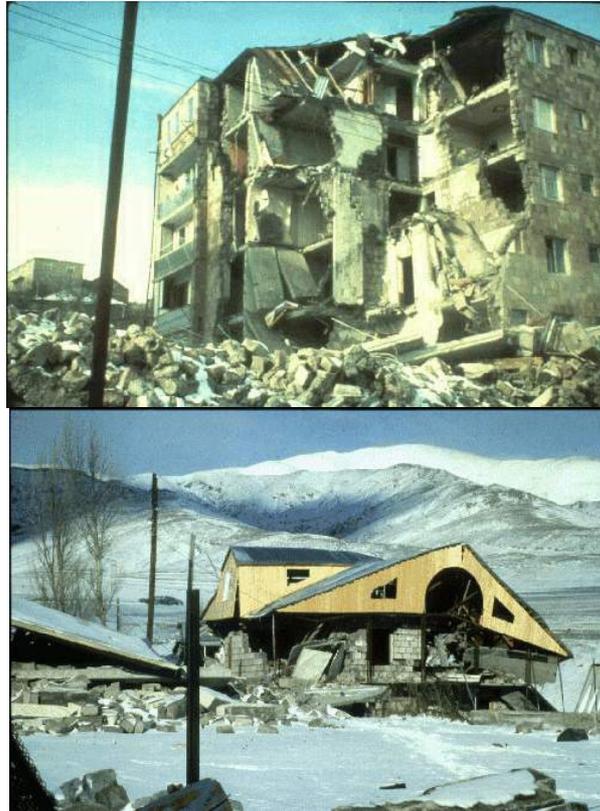


Figure 173 - Séisme de Spitak (Arménie) en 1988 (M=6.9), source USGS (C.J. Langer)



Figure 174 - Séisme de Loma Prieta (Californie) en 1989 (M=6.9), source USGS (D. Perkins)



Figure 175 - Séisme des Saintes (Guadeloupe) en 2004 (M=6.3), photo Mme M.C. Ruffine



Figure 176 - Séisme de Bam (Iran) en 2003

Question : quels sont les bâtiments les plus résistants aux séismes ?

Hypothèse : la résistance dépend de plusieurs paramètres, comme les matériaux, la forme, la hauteur...

9.3.2. Protocole expérimental (coût approx. : 4 €)

➤ **Matériel :**

- une table sismique (un carton, des agrafes, 4 élastiques, un bloc de mousse de fleuriste)
- des morceaux de sucre
- des plaques de balsa, des baguettes
- de la ficelle, de la colle
- une masse plus ou moins lourde

➤ **Mise en place :**

Construire la table sismique :

- enrouler les 4 élastiques autour du bloc de mousse (il est préférable de le garder dans son emballage pour éviter la dégradation de la mousse par la tension des élastiques).
- accrocher chaque élastique aux parois du carton, avec les agrafes : les élastiques doivent être suffisamment tendus pour que le bloc de mousse ne touche pas le sol.



Figure 177 - Montage d'une table sismique

Construire plusieurs types de maquettes avec différentes variantes :

- changer de matériaux : en bois ou en sucre (modélise les briques)
- faire varier la hauteur, le nombre d'étages
- placer des contreventements plus ou moins efficaces (en V, en croix, avec les baguettes ou la ficelle...)
- placer la masse à des hauteurs différentes dans la construction

➤ **Déroulement :**

Fixer la masse sur la table sismique et mesurer la durée ou l'intensité des secousses nécessaire pour faire tomber la structure.

➤ **Observations :**

Cette expérience permet de valider :

- les constructions en bois sont plus résistantes.
- en général, la vulnérabilité dépend de la hauteur du bâtiment et de la fréquence d'excitation.
- les contreventements jouent un rôle important dans la stabilité de l'édifice.

- les formes simples sont les plus stables.

9.3.3. Références reconnues

A partir des tests réalisés avec plusieurs structures de conceptions différentes, on peut en déduire les structures les plus résistantes et présenter quelques règles parasismiques couramment utilisées (voir partie théorique plus haut).

9.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : LA RESONANCE

9.4.1. Représentation initiale

Montrer des photos de la ville de Mexico après le séisme de 1985 : faire remarquer que les bâtiments les plus endommagés ont à peu près la même hauteur.

Question : pourquoi les bâtiments d'une certaines hauteur ont-ils été les plus endommagés ?

Hypothèses : les bâtiments élevés sont plus vulnérables aux séismes.

9.4.2. Protocole expérimental (coût approx. : 7 €)

➤ **Matériel :**

- 3 réglettes ou tiges en plastique
- un bloc en mousse (utilisé pour planter des fleurs séchées)
- de la pâte adhésive ou de la pâte à modeler



Figure 178 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Trois paramètres peuvent être testés :

- **influence de la masse au sommet de la tige** : fixer les 3 tiges sur le bloc en mousse et accrocher au sommet de chaque tige 3 boules de pâte de taille différente pour créer un poids plus ou moins lourd.



Figure 179 - Trois boules de masses différentes

- **influence du centre de gravité** : placer 3 boules identiques (environ la même masse) à des hauteurs différentes (au sommet, aux deux-tiers et au tiers par exemple).

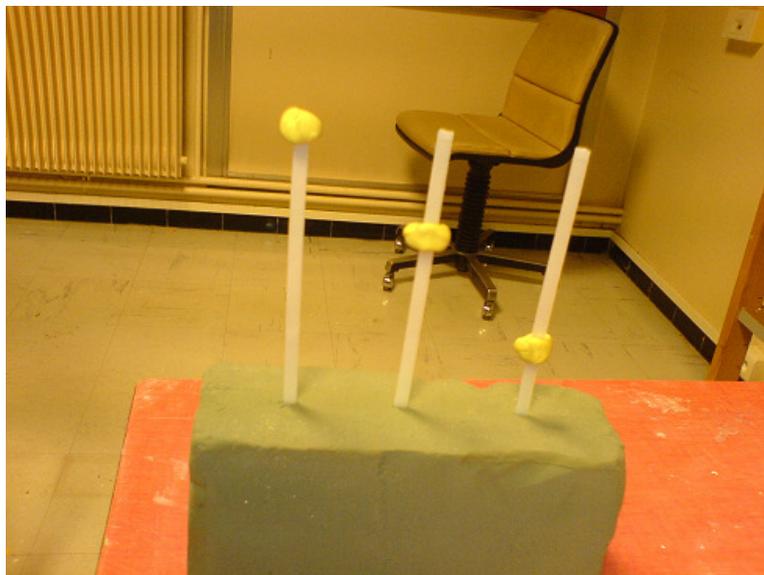


Figure 180 - Centre de gravité à trois hauteurs différentes

- **influence de la hauteur** : découper une tige aux deux-tiers de sa hauteur et une autre au tiers de sa hauteur et placer une boule à chaque extrémité (les 3 boules sont à peu près de masse égale).

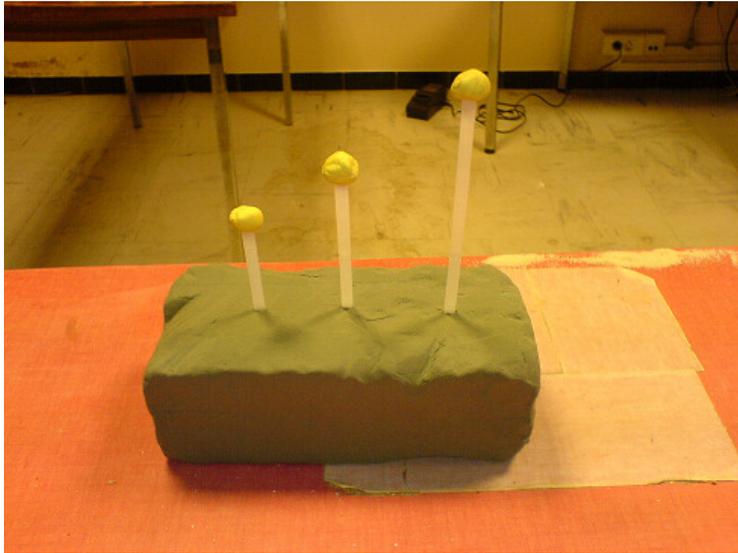


Figure 181 - Trois tiges de longueurs différentes

➤ **Déroulement :**

Bouger le socle de gauche à droite pendant quelques secondes, en faisant varier la fréquence d'excitation pour ne faire osciller qu'une seule des 3 tiges à chaque fois. Noter la fréquence (basse, moyenne, ou haute) nécessaire pour exciter chaque tige.

➤ **Observations :**

Pour les trois paramètres, on peut faire les observations suivantes :

- influence de la masse : plus la masse est élevée, plus la fréquence d'excitation est basse.
- influence du centre de gravité : plus le centre de gravité est haut, plus la fréquence d'excitation est basse.
- influence de la hauteur : plus la tige est longue, plus la fréquence d'excitation est basse.

Cette expérience permet de valider :

- chaque bâtiment possède une fréquence de résonance pour laquelle les oscillations sont amplifiées.
- la fréquence de résonance dépend entre autres de la masse du bâtiment, de sa hauteur et de la position de son centre de gravité.

Cette expérience ne permet pas de valider :

- la fréquence de résonance dépend aussi de la nature des matériaux (rigidité).

9.4.3. Références reconnues

Introduire la fréquence de résonance : montrer des fréquences de résonances pour les bâtiments courants (pour les immeubles, en fonction du nombre d'étages), et les

comparer aux gammes de fréquences caractéristiques des séismes (voir tableaux dans la partie théorique).

Faire estimer par les élèves la fréquence de résonance de leur établissement en comptant le nombre d'étages, ou à partir de la hauteur du toit (voir les ordres de grandeur dans la partie théorique).

9.5. POUR EN SAVOIR PLUS

- Institut des Risques Majeurs (IRMa) :
<http://www.irma-grenoble.com>
Malette pédagogique de l'association IRMa, contenant de nombreux éléments sur la construction parasismique.
- University of Bristol : <http://www.ideers.bristol.ac.uk>
Site en anglais avec un véritable cours sur la résistance des structures (animations flash) et un concours de maquettes parasismiques.
- Earthquake exercises for schools :
<http://mceer.buffalo.edu/education/k-12/exercises/shtable.asp>
Quelques idées pour construire une table sismique à peu de frais.
- Michigan Tech University :
<http://www.geo.mtu.edu/~jdiehl/ETM.pdf>
Page en anglais qui permet de construire une table sismique plus élaborée.
- Académie de Grenoble :
<http://www.ac-grenoble.fr/webcurie/bio/seismes/index.htm>
Page contenant de nombreuses expériences, de niveau lycée
- Sismo des Ecoles : www.edusismo.org
Site à vocation pédagogique présentant des activités sur la vulnérabilité :
http://www.ac-nice.fr/svt/aster/educ/activites/cookbook/sismo_resonance.htm
- *Construire Parasismique*, Milan Zacek, Editions Parenthèses, 1998.
- Laboratoire LMSSMat, Ecole Centrale Paris :
http://www.mssmat.ecp.fr/rubrique.php3?id_rubrique=194
Retour sur quelques séismes récents et évaluation des dégâts causés aux structures (recherche des causes des dysfonctionnements).

10. Prévision ou prévention ?

Niveau : collège et lycée (modèles de séismes)

Disciplines concernées : SVT, Sciences Physiques (relation entre contrainte et glissement), Education Civique (mesures de prévention).

10.1. OBJECTIFS

Connaître la prévision à long terme (probabilités).
Comprendre que la prévision à court terme est irréalisable pour le moment.
Comprendre l'intérêt de la prévention des séismes.

10.2. CONTENU THEORIQUE

10.2.1. Le cycle sismique (prévision à long et moyen terme)

La fiche n°3 a déjà détaillé les différentes phases avant et après un séisme :

- **avant le séisme (b)** : le mouvement relatif des plaques a généré une accumulation de fortes contraintes au niveau de la faille et celle-ci se déforme lentement.
- **rebond élastique (c)** : la déformation ne peut pas continuer indéfiniment et, quand la limite de tension des roches est atteinte, il y a rupture de la faille. Cette rupture entraîne un retour en arrière, ou rebond, de chaque côté de la faille.
- **après le séisme (a)** : la rupture a provoqué un relâchement de contrainte, qui va à nouveau s'accumuler pendant une longue période.

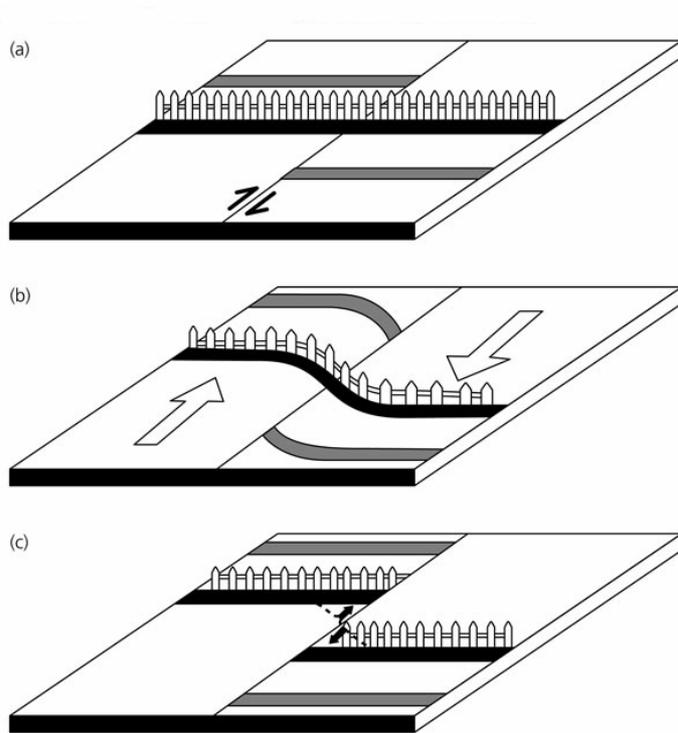


Figure 182 - Cycle sismique observable sur une clôture (Source : A introduction to seismology, earth quakes and earth structure, S. Stein et M. Wysession)

En s'appuyant sur l'étude de la géologie de part et d'autre de la faille, les sismologues peuvent évaluer la vitesse de glissement d'une faille (en général quelques mm/an). D'autres informations comme la longueur de la faille ou les séismes historiques permettent d'estimer une période de retour et une magnitude moyenne.

On peut donc théoriquement en déduire la probabilité d'occurrence de séismes d'une magnitude donnée sur certains segments de failles. Par exemple, les sismologues américains ont beaucoup étudié le système de failles en Californie et ont calculé des probabilités d'occurrence d'un séisme de magnitude supérieure à 6.7 dans la région :

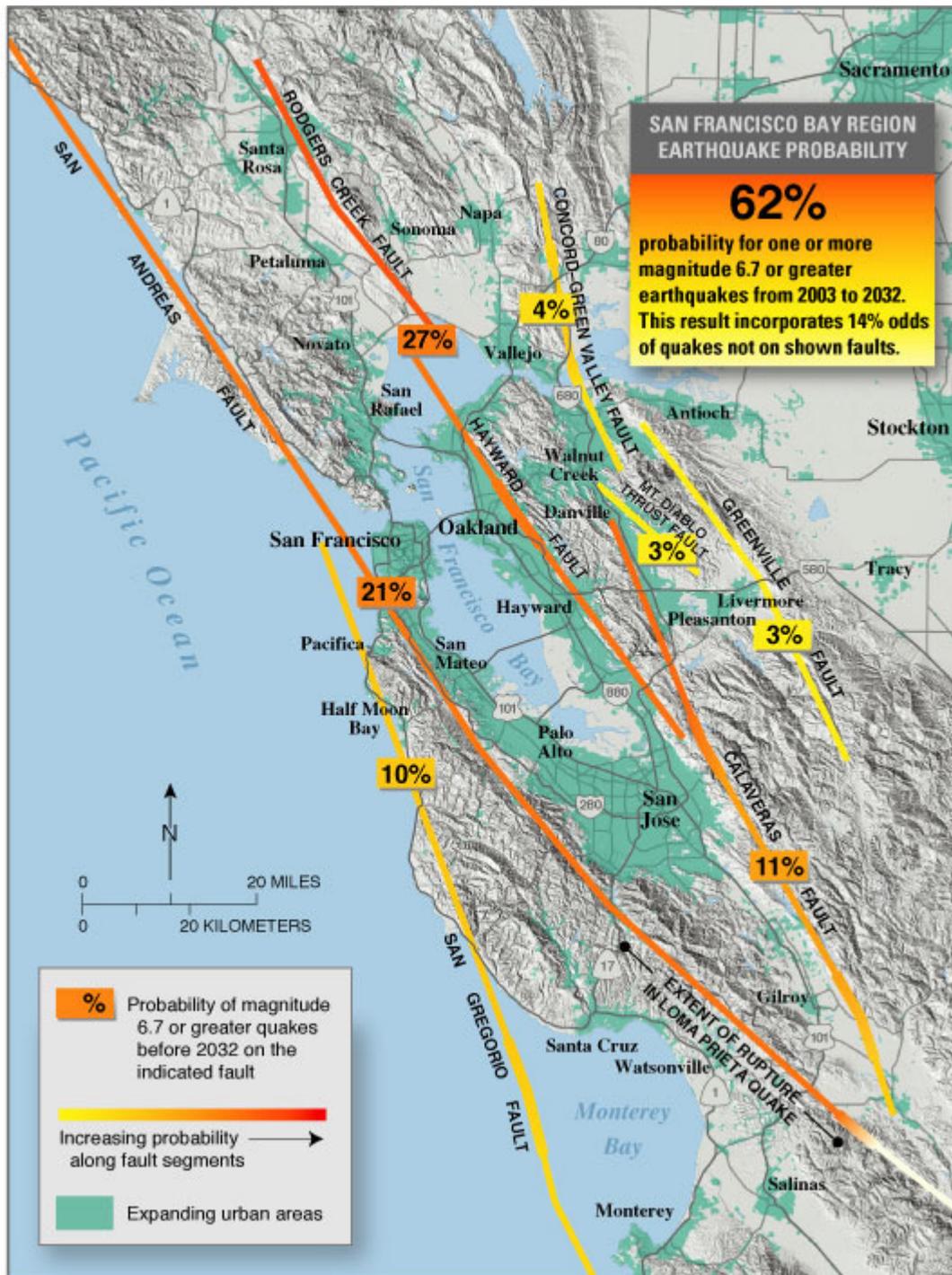


Figure 183 - Carte de probabilité d'occurrence du prochain séisme dans la région de San Francisco (Source : USGS)

On peut remarquer que cette carte révèle les inconvénients de cette méthode : les probabilités sont très vagues et l'intervalle de temps beaucoup trop étendu (plusieurs dizaines d'années). Ce type de prévision est donc relativement peu utile pour la

protection des populations : des régions densément peuplées comme la Californie peuvent au plus être évacuées pendant quelques heures, mais pas des mois et encore moins des années !

De plus, le modèle de cycle sismique est trop simpliste et ne peut pas tenir compte d'autres paramètres comme l'interaction entre failles voisines ou entre segments d'une même faille (voir fiche n°3).

10.2.2. Les méthodes empiriques (prévision à court terme)

L'approche empirique consiste à collecter le plus grand nombre possible d'informations ou paramètres dans les régions sismiques, étudier leurs variations temporelles et essayer de les corrélérer avec l'occurrence d'un séisme.

On peut citer entre autres :

- **les séismes précurseurs** : avant la secousse principale, on mesure souvent plusieurs séismes de magnitude plus faible. Ces séismes peuvent aider à prévoir la rupture imminente de la faille, mais il est difficile de savoir si un séisme précurseur va être suivi d'un séisme plus puissant ou s'il s'agit simplement d'un séisme principal de faible magnitude.
- **séisme de Haicheng (Chine) en 1975** : les Chinois avaient réussi à prédire ce séisme en cataloguant tous les phénomènes anormaux pouvant avoir un lien quelconque avec les séismes (variation du champ magnétique, niveau d'eau dans les puits, émission de gaz comme le radon, comportement des animaux...). La population a été évacuée le 4 février et le séisme s'est produit la nuit même, ce qui a permis de sauver des milliers de vie. Cependant, l'année suivante, un séisme dans une autre ville chinoise (Tangshan) a provoqué le décès de centaines de milliers de personnes sans qu'aucun signe précurseur ne permette de prédire la catastrophe.
- **la méthode VAN** : cette méthode, mise au point par trois scientifiques grecs (Varotsos, Alexopoulos et Nomikos) dans les années 80, étudie les variations rapides de l'intensité du courant électrique mesuré dans le sol et permet normalement de prédire la date d'un séisme. Cependant, cette approche a aussi conduit à de nombreuses fausses alertes et laisse sceptique un grand nombre de sismologues.

Ces méthodes empiriques peuvent donc être couronnées de succès dans certains cas, mais aucune n'atteint un degré de généralité suffisant pour devenir une véritable méthode de prédiction : les paramètres observés ne se comportent pas de la même façon dans toutes les régions sismiques, ou même d'un séisme à l'autre le long d'une même faille.

Actuellement, les sismologues sont dans l'incapacité de prévoir un séisme à court terme. On peut insister sur l'inutilité relative de la prévision à long terme puisqu'il est impensable d'évacuer la population d'une région densément peuplée et à forte activité économique (Californie, Japon...) pour plus de quelques jours.

On peut donc tout au plus prévenir le risque sismique en réduisant la vulnérabilité des bâtiments et en préparant la population à l'éventualité d'un séisme.

10.2.3. L'importance de la prévention

La prévention est primordiale car, même dans le cas où l'on pourrait prévoir précisément un séisme, on ne peut pas l'empêcher de se produire : la seule solution est de s'y préparer pour réduire ses effets destructeurs.

La prévention s'articule autour de quatre composantes :

- **l'aménagement du territoire** : il s'agit d'orienter les aménagements et d'occuper les sols en tenant compte des sollicitations sismiques. Ainsi par exemple, les plans de prévention des risques doivent permettre de définir avec précision les risques sur un territoire donné en fonction de la connaissance et des enjeux, d'en déduire une délimitation des zones exposées et de prescrire toutes les mesures de prévention et de protection efficaces face aux secousses sismiques.
- **la réduction de la vulnérabilité des structures** : le zonage sismique permet de cartographier les zones à risques et la loi impose des règles de constructions parasismiques pour les bâtiments placés dans les zones sismiques. Un microzonage peut être effectué dans des sites particuliers pour identifier des dangers supplémentaires comme la présence d'une faille active ou d'un sol favorable à la liquéfaction ou aux effets de site. Ces zones particulières peuvent alors être déclarées non constructibles. Pour plus d'informations par rapport à la réduction de la vulnérabilité, se référer à la fiche n°9 sur la résistance des bâtiments.
- **l'organisation des secours** : les maires ont la responsabilité de gérer la crise, grâce notamment à des outils d'aide à la gestion de crise, comme le Plan Communal de Sauvegarde (PCS) : ce document recense les mesures à prendre après la survenue d'une catastrophe naturelle (personnes à appeler, coordination des secours, installation d'un poste de commandement...). Dans le cas où la crise s'étend sur plusieurs communes, c'est au préfet du département de piloter les plans de secours.
- **la sensibilisation de la population** : le comportement de la population lors d'un séisme peut avoir un impact énorme sur le nombre de victimes et c'est pourquoi il est si important de sensibiliser les personnes aux conduites à tenir durant et après un séisme.

Voici les règles à respecter avant, pendant et après un séisme :

Consignes spécifiques (séisme)	
Avant	<ul style="list-style-type: none"> - s’informer des risques encourus et des consignes de sauvegarde (consulter les DDRM, DCS et DICRIM) ; - construire en tenant compte des règles parasismiques (vérifier s’il existe un PPR au niveau de la commune) ; - localiser les points de coupure du gaz, eau, électricité ; - fixer les appareils et les meubles lourds ; - repérer un endroit où l’on pourra se mettre à l’abri ; - prévoir aussi : un poste de radio et des piles neuves, une lampe de poche puissante, un manuel et une trousse de premiers secours, quelques provisions alimentaires et de l’eau potable.
Pendant	<ul style="list-style-type: none"> - à l’intérieur : <ul style="list-style-type: none"> - se mettre à l’abri près d’un angle de mur, une colonne porteuse ou sous des meubles solides ; - s’éloigner des fenêtres ou des vitrages ; - dans la rue : <ul style="list-style-type: none"> - s’éloigner de ce qui peut s’effondrer (bâtiments, ponts), à défaut s’abriter sous un porche ; - se diriger vers un endroit isolé en prenant garde aux chutes d’objets ; - s’éloigner des lignes électriques ; - en voiture : <ul style="list-style-type: none"> - s’arrêter si possible à distance de constructions et de fils électriques ; - ne pas descendre avant la fin des secousses.
Après	<ul style="list-style-type: none"> - couper l’eau, le gaz et l’électricité ; - ne pas allumer de flamme, ne pas fumer ; - en cas de fuite de gaz, ouvrir les fenêtres et les portes, et prévenir les autorités ; - ne pas prendre l’ascenseur ; - évacuer le bâtiment ; - l’école s’occupe des enfants : ne pas aller les chercher ; - se tenir à l’écoute des radios locales et nationales ; - s’éloigner des zones côtières, même longtemps après la fin des secousses, en raison d’éventuels raz-de-marée.

Tableau 7 - Consignes de sécurité à adopter avant, pendant et après un séisme

Bloqué sous les décombres : se manifester en tapant sur l’objet le plus approprié (paroi, poutre, canalisation, table...) se trouvant à proximité.

10.2.4. La science en échec ?

Face à un risque naturel, la population se retourne toujours vers les scientifiques avec l’espoir de pouvoir faire de la prévision à court terme et d’éviter ainsi toute catastrophe. Or, il a été montré dans le chapitre II que la prévision d’un séisme à court terme est aujourd’hui impossible...

Il convient donc ici d'expliquer les raisons de cette impossibilité.

Tout d'abord, et de manière à bien comprendre les choses, il est nécessaire d'introduire la notion d'échelle. En effet, on ne peut juger de la précision de la prévision qu'en la comparant avec le phénomène mis en jeu. En l'occurrence, étant donné que les séismes sont l'expression du relâchement de contraintes progressivement accumulées pendant des dizaines, des centaines voire des milliers d'années, et ce sur des dizaines, des centaines voire des milliers de kilomètres, il ne paraît pas très raisonnable de penser pouvoir fournir une prévision à l'échelle de quelques heures ou de quelques jours pour des zones de la dimension d'une ville.

Il faut également ajouter à cela que la sismologie est une discipline très complexe et qu'un très grand nombre de paramètres entrent en compte, parmi lesquels l'état des contraintes accumulées, l'existence de petites zones de faiblesse dans la roche ou la présence d'eau, et ce à des dizaines de kilomètres de profondeur ! Même si l'on avait une parfaite connaissance scientifique du phénomène, il faudrait donc, pour prétendre à une prévision à court terme fiable, connaître très précisément chacun de ces paramètres...

10.3. PARCOURS PEDAGOGIQUE 1 : LA MACHINE SISMIQUE (D'APRES UNE IDEE DE R. STEIN, USGS)

10.3.1. Représentation initiale

Présentation de l'expérience de Parkfield (Californie) : ce segment de la faille de San Andreas connaît des séismes de magnitude comparable à intervalle réguliers (en moyenne tous les 22 ans).

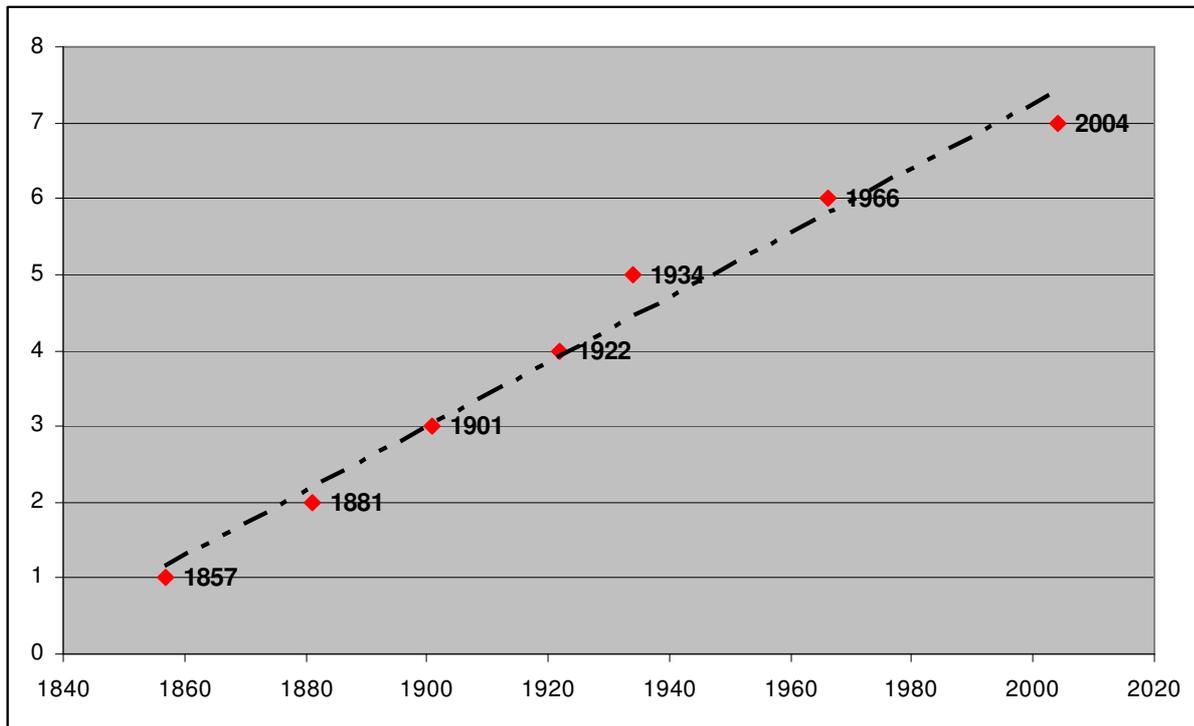


Figure 184 - Date des séismes comparables sur le segment de Parkfield

Séismes historiques recensés sur la faille au niveau de Parkfield ; l'ordre chronologique des séismes est représenté en ordonnée.

Même les sismogrammes d'une rupture de faille à l'autre sont comparables :

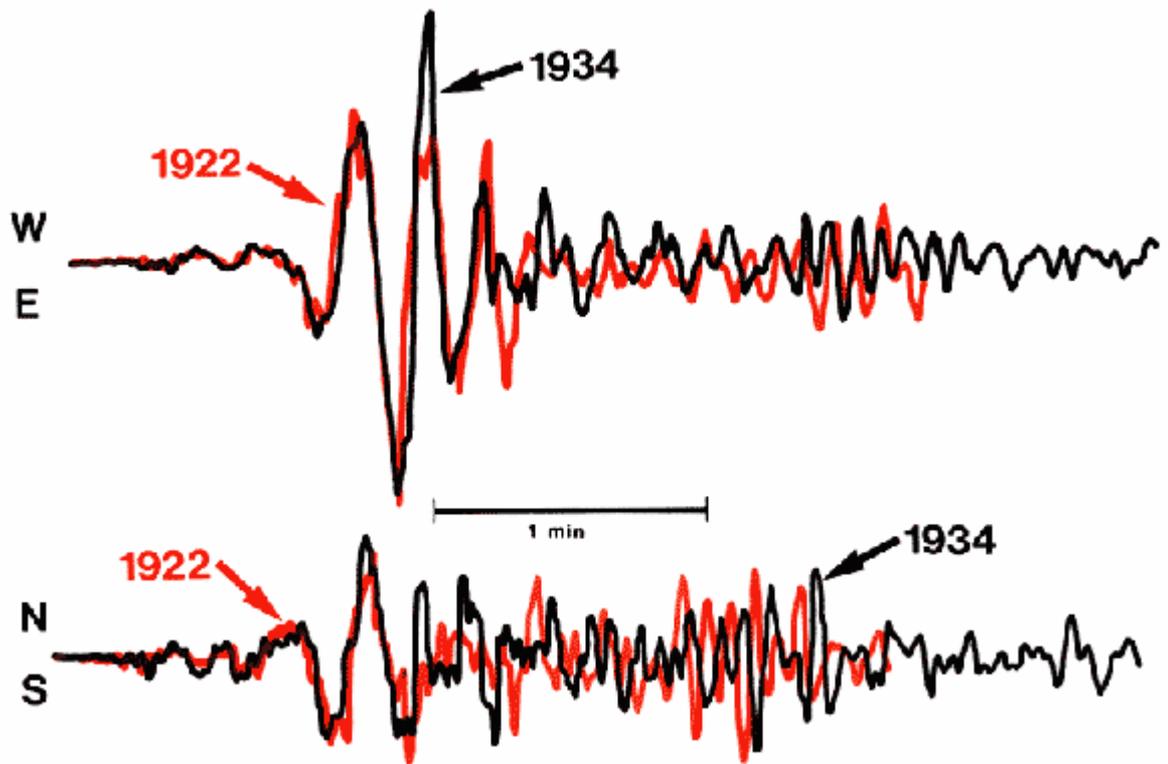


Figure 185 - Comparaison des composantes Est-Ouest et Nord-Sud du mouvement du sol lors des séismes de 1922 et 1934 : la similitude est assez frappante

Ce segment de faille est donc très étudié et la communauté scientifique surveille cet endroit de près depuis plus de 20 ans dans l'espoir de pouvoir prédire le prochain séisme : le dernier séisme aurait dû se produire en 1988 (22 ans après 1966) mais il n'est survenu qu'en 2004.

Questions :

- d'où peut provenir la relative régularité d'occurrence de séismes dans une même zone ?
- malgré une apparente régularité, pourquoi les séismes ne surviennent-ils pas exactement tous les 22 ans ?

Hypothèses :

- à nos échelles de temps, les plaques tectoniques se déplacent les unes par rapport aux autres à vitesse très régulière : les contraintes s'accumulent donc régulièrement le long des failles. Etant donné que les propriétés des roches ne varient pas au cours du temps, les ruptures ont lieu pour des contraintes identiques : ce qui entraîne une certaine régularité.
- dans la réalité, les aspérités au niveau des failles modifient constamment les forces de frottement ou de rupture des failles, ce qui ne permet pas de prévoir les temps de récurrence avec précision.

10.3.2. Protocole expérimental (coût approx. : 8 €)

➤ **Matériel :**

- une surface rugueuse assez longue (couloir en pierre, cour de récréation)
- 2 ou 3 briques
- de la ficelle assez résistante
- 1 gros élastique (tendeur)
- 1 perceuse électrique ou 1 manivelle
- éventuellement un dynamomètre
- un mètre mesureur



Figure 186 - Matériel nécessaire

➤ **Mise en place :**

Attacher l'élastique à la brique avec de la ficelle et fixer l'autre extrémité de l'élastique à une ficelle reliée à la mèche de la perceuse. Placer le dynamomètre entre la brique et l'élastique. Pour augmenter la masse, on peut poser une seconde ou une troisième brique au-dessus de la première.



Figure 187 - Positions de la brique et de la perceuse

➤ **Déroulement :**

Tourner la manivelle avec des mouvements réguliers pour faire avancer la brique : l'élastique va d'abord se tendre puis la brique va se décrocher brusquement pour avancer d'un coup.

A chaque rupture, il convient de mesurer :

- le glissement de la brique ;
- la contrainte avant et après la rupture (à l'aide du dynamomètre), Γ_i et Γ_r ;
- la durée ou le nombre de tours de perceuse (ou de manivelle) entre chaque rupture.

Réaliser cette expérience pour 4 cas :

- contact lisse (par exemple, sol en béton) et une seule brique,
- contact lisse et au moins 2 briques posées l'une au-dessus de l'autre,
- contact rugueux (par exemple, sol en bitume) et une seule brique,
- contact rugueux et au moins 2 briques.



Figure 188 - Déplacements successifs de la brique

Exemple de déplacements successifs obtenus avec une brique sur deux surfaces différentes :

Béton	Bitume
20 cm	77 cm
23 cm	95 cm
19 cm	18 cm
56 cm	72 cm
42 cm	
27 cm	
67 cm	

Tableau 8 - Exemple de mesures obtenues sur du béton et du bitume

➤ **Observations :**

Après avoir collecté ces mesures, tracer les graphes suivants, pour les 4 cas de figure :

- le déplacement de la brique en fonction du nombre de tours de perceuse (ou du temps, si la rotation de la perceuse est régulière).
- le niveau de contrainte en fonction du nombre de tours : représenter Γ_i et Γ_r et tracer des lignes droites entre chaque point.

Cette activité est très riche en enseignements car elle illustre à merveille les points suivants :

- l'accumulation des contraintes

- la déformation des roches (l'élastique se tend)
- le rebond élastique (la brique se déplace brusquement)
- le relâchement des contraintes (l'élastique est revenu à sa longueur initiale)
- le glissement asismique (simulé avec une surface lisse => peu de forces de frottement)
- l'irrégularité des cycles sismiques
- l'inadéquation des modèles idéaux par rapport à la réalité.

10.3.3. Références reconnues

Les graphes obtenus grâce à cette activité permettent de comparer le comportement d'une faille avec des modèles idéaux. En effet, trois modèles basiques de cycle sismique sont utilisés pour prévoir les séismes :

- **séisme caractéristique** : les contraintes s'accroissent jusqu'à une valeur Γ_i puis provoquent une rupture jusqu'à une valeur Γ_r donnée. Avec ce modèle, chaque rupture survient à intervalles réguliers et génère le même glissement : le séisme est donc le même et caractéristique de cette faille.

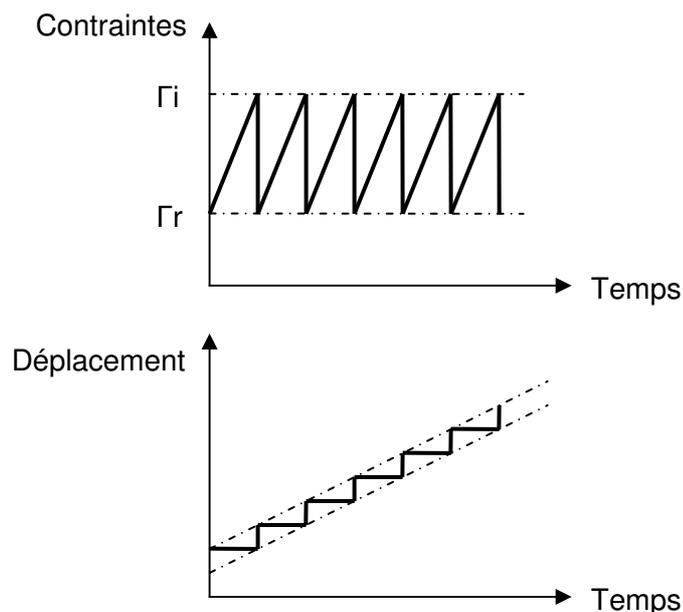


Figure 189 - Courbes représentatives d'un modèle idéal

En réalité, un tel comportement est rarement observé dans la réalité, car cela suppose que le mouvement inter-plaques soit régulier, que les forces de frottement dans la faille restent les mêmes et que la force nécessaire pour rompre la faille reste constante. Le segment de faille de Parkfield s'approche néanmoins de ce modèle.

- **séisme dont le temps de récurrence est prévisible** : ce modèle suppose que la rupture survient toujours pour une valeur Γ_i donnée (force de rupture de la faille constante), mais que la valeur du glissement est aléatoire (Γ_r). Ainsi, si on

connaît la valeur du glissement du séisme précédent, on peut savoir quand le prochain surviendra, mais sans information sur sa magnitude.

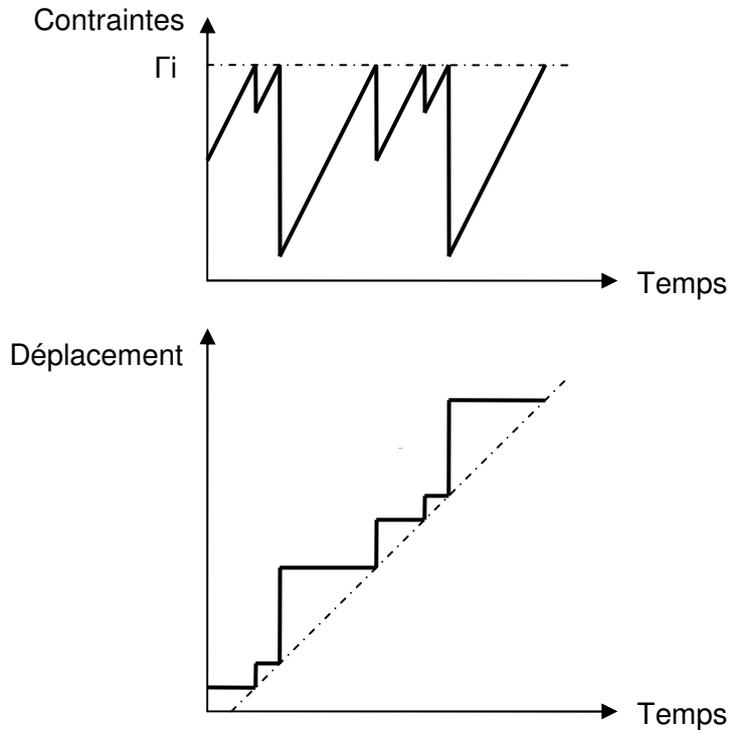


Figure 190 - Courbes représentatives d'un modèle dont le temps de récurrence est prévisible

- **séisme dont le glissement est prévisible** : dans ce modèle, la faille ne rompt pas pour la même valeur de Γ_i , mais le glissement s'arrête toujours quand les contraintes se relâchent jusqu'à une valeur Γ_r donnée (force de frottement de la faille constante). Ce modèle n'apporte pas de prévision sur le moment du prochain séisme, mais il permet de prévoir la magnitude d'un séisme en fonction de la date du séisme précédent et du moment de la prochaine rupture de faille.

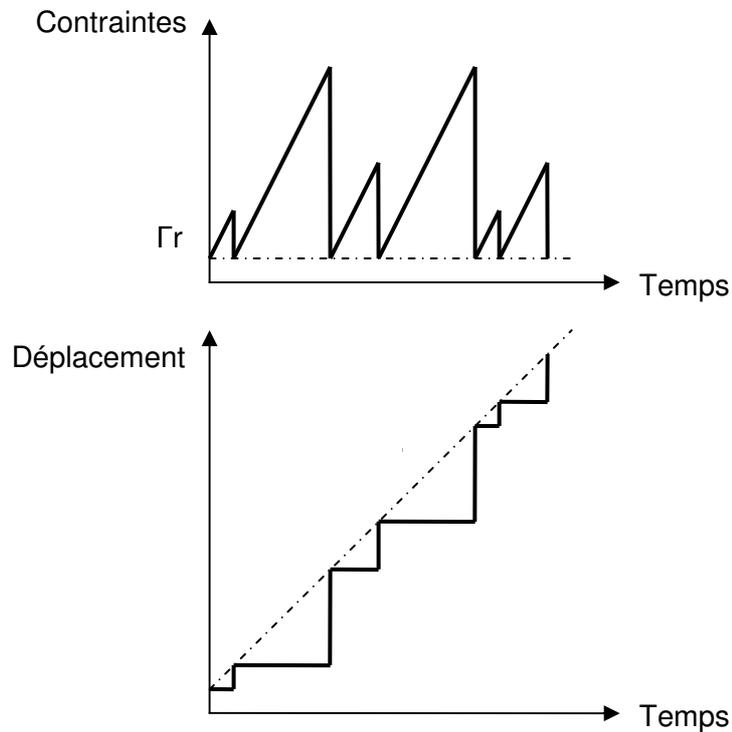


Figure 191 - Courbes représentatives d'un modèle dont le glissement est prévisible

10.4. PARCOURS PEDAGOGIQUE 2 : CONSIGNES DE SECURITE (D'APRES JL BERENGUER, CENTRE INTERNATIONAL DE VALBONNE)

10.4.1. Représentation initiale

Présentation des consignes à appliquer avant, pendant et après un séisme (voir paragraphe III dans la partie théorique). Compléter par des consignes spécifiques aux établissements scolaires :

Pendant les secousses :

- rester à l'intérieur.
- éviter de crier et garder son calme.
- s'abriter rapidement sous une table et ne pas se déplacer avant la fin des secousses.

Après les secousses :

- regagner l'extérieur.
- connaître à l'avance les itinéraires d'évacuation et les zones dangereuses à éviter.
- attendre que le professeur vérifie si la voie d'évacuation prévue est sûre (dégagée).
- évacuation de la classe dans l'ordre : avec rapidité, mais sans courir.

- n'emporter que les objets strictement nécessaires (manteau, médicaments, clés, papiers d'identité...).
- aider les camarades en difficulté (handicapés, blessés...).
- rejoindre la zone de regroupement dans la cour et se tenir éloigné des bâtiments endommagés.

10.4.2. Protocole expérimental

Simuler un séisme avec la complicité de quelques élèves : certains secouent les murs à l'extérieur de la classe, d'autres diffusent un son basse fréquence à l'aide de haut-parleurs puissants.

Les élèves doivent alors appliquer les consignes de sécurité assimilées auparavant : un autre groupe d'élèves peut filmer la scène pour observer les comportements.

Pour corser l'exercice, on peut charger d'autres élèves de simuler l'effondrement de certains couloirs en barrant leur entrée avec du ruban adhésif.

Plusieurs groupes sont donc nécessaires :

- un groupe « mur » => faire vibrer les murs de la classe.
- un groupe « son » => diffuser le son d'un séisme.
- un groupe « observation » => filmer la scène et noter les comportements lors de l'exercice.
- un groupe « sécurité » => bloquer certains couloirs.
- un groupe « cobaye » => il s'agit des élèves qui subissent le séisme.

Cette activité a été réalisée en 2001 à Valbonne (Alpes Maritimes) et a été récompensée par le prix ISDR.

10.4.3. Références reconnues

Après la simulation, faire un bilan en analysant les données recueillies par le groupe « observation » et en projetant le film vidéo tourné lors de l'exercice.

Interroger les élèves sur leurs impressions et repérer les points qui sont à améliorer, tant au niveau du comportement des élèves que des problèmes inhérents au bâtiment (porte qui se bloque, itinéraire d'évacuation mal indiqué...).

Eventuellement mettre l'accent sur quelques comportements exemplaires observés lors de véritables situations de crise. Voici un paragraphe extrait d'un quotidien suisse, Le Temps, à propos du tsunami du 26 décembre 2004 :

« Tilly la géographe

Tilly Smith a 10 ans, elle est Anglaise. Sur la plage de Maikhao à Phuket, quelque chose l'intrigue: «Il y avait des bulles, l'eau a commencé à être bizarre, puis elle s'est retirée d'un coup.» Deux semaines avant les vacances, Tilly avait appris à son cours de géographie à reconnaître les symptômes d'un tsunami. «J'ai averti ma maman.»

Celle-ci a eu la bonne idée de croire sa fille, et de prévenir les touristes présents ainsi que le personnel de l'hôtel. Et Tilly a fait de Maikhao une des rares plages de Phuket où les vies ont été épargnées. »

10.5. POUR EN SAVOIR PLUS

- New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources – Can Earthquakes be predicted? : <http://tremor.nmt.edu/activities/stick-slip/canpredict.htm>
Article en anglais sur la prévision des séismes, basé sur la machine sismique décrite dans l'activité pratique.
- USGS – How do scientists predict earthquake probabilities?
http://quake.usgs.gov/%7Edalessio/DLESE/EQ/scenarios_aboutprobabilities.html
Article en anglais sur la méthode utilisée pour créer la carte sur les probabilités d'occurrence d'un séisme en Californie (cf. partie I.).
- USGS – Earthquake Machine
<http://quake.wr.usgs.gov/research/deformation/modeling/eqmodel.html>
Article détaillé sur la machine sismique, ne pas manquer la vidéo de son inventeur Ross Stein.
- Southern California Earthquake Center – Education Module
<http://www.data.scec.org/Module/sec2pg23.html>
Module sur la prévision des séismes.

Conclusion

Ces 10 fiches pédagogiques ont permis de cerner l'ensemble des problématiques, de la mécanique interne du globe aux politiques de prévention, en passant par la vulnérabilité des bâtiments aux séismes.

Les activités pratiques proposées sont intéressantes de par leur faible coût et leur facilité de mise en œuvre : la plupart des montages expérimentaux permettent une véritable démarche scientifique de la part des étudiants, qui peuvent faire varier des paramètres et exploiter les résultats.

L'absence de mise en forme des fiches pédagogiques oblige l'enseignant à sélectionner les informations en fonction de la discipline enseignée et du niveau scolaire : ce point pourra être amélioré grâce à une reprise de ce kit par des éditions pédagogiques.

Annexe 1

Glossaire

Aléa sismique : L'aléa est une estimation de la probabilité qu'un événement naturel survienne dans une région donnée et dans un intervalle de temps donné. L'aléa sismique est donc la probabilité, pour un site, d'être exposé à une secousse tellurique de caractéristiques données. L'évaluation de l'aléa sismique intègre la magnitude, l'intensité et la période de retour des séismes.

Arc insulaire actif : Ensemble d'îles volcaniques qui se forme suivant un arc, en courbe, en arrière d'une zone de subduction océan-océan, à la surface de la plaque qui ne s'enfonce pas. Un bassin d'arrière-arc se forme derrière ces îles parce que la surface de l'océan en arrière de l'arc volcanique s'ouvre et s'agrandit.

Asthénosphère : Partie ductile du manteau terrestre, directement située sous la lithosphère rigide. Son épaisseur varie entre environ 100 km sous les océans (quelques kilomètres au niveau des rifts océaniques) et environ 250 km sous les continents.

Basalte : Roche volcanique issue d'un magma refroidi rapidement au contact de l'eau ou de l'air. C'est, avec le gabbro, le constituant principal de la croûte océanique. Il a une structure microlithique et est composé essentiellement de plagioclases (50 %), de pyroxènes (25 à 40 %) et d'olivine (10 à 25 %).

Collision continentale : Le phénomène de collision continentale est la confrontation de deux plaques continentales qui suit la disparition des lithosphères océaniques par subduction; il est à ce titre la deuxième phase du phénomène de convergence. La collision provoque la formation de structures géologiques particulières comme les plis, chevauchements et nappes de charriage et entraîne à terme une orogénèse.

Conduction : Transfert de chaleur sans déplacement de matière. La transmission de chaleur s'effectue par agitation thermique des atomes.

Convection : Mouvement dû à la chaleur interne de la terre qui anime la roche en fusion du manteau.

Convergence : Mouvements de rapprochement de deux plaques lithosphériques. L'une peut plonger sous l'autre (subduction) ou elles peuvent entrer en collision et créer ainsi une chaîne de montagne. Les zones de convergence sont caractérisées par une forte sismicité et des reliefs élevés.

Croûte : Couche de roches à la surface de la Terre. Les continents et les bassins océaniques en font partie. Sous les océans, la croûte mesure environ 5 km d'épaisseur, tandis que sous les continents, l'épaisseur moyenne est de 35 km. La croûte se compose entre autres de basalte et de granite. Le basalte est la principale composante de la croûte océanique tandis que le granite se retrouve principalement dans la croûte continentale.

Cycle des super-continentaux ou cycle de Wilson : Evolution des continents et des bassins océaniques en trois phases : fragmentation des continents et ouverture des

océans, disparition des océans et rapprochement des continents, collision entre les continents et formation de chaînes de montagnes.

Discontinuité de Gutenberg : Discontinuité dans la vitesse sismique qui délimite le noyau et le manteau; nommée d'après le sismologue Beno Gutenberg.

Discontinuité de Mohorovicic (le Moho) : La frontière ou la discontinuité de vitesse sismique (prononcé MO-HO-Ro-vi-tchik) qui sépare la croûte terrestre du manteau. Nommée d'après Andrija Mohorovicic, le sismologue Croate qui a suggéré la première fois son existence.

Distance épacentrale : Distance entre l'épicentre et la station. Quand on est « près » du séisme, on donne souvent la distance épacentrale en km (d). Quand on est plus loin, on la donne en degrés (D).

Divergence : Mouvement d'écartement de deux plaques lithosphériques. La divergence est le phénomène à l'origine de la naissance et de l'expansion des océans.

Dorsale : Relief sous-marin volcanique caractérisant l'écartement de deux plaques lithosphériques. Le magma issu de ces zones en extension forme la croûte océanique.

Echelle d'intensité EMS 98 : Echelle d'intensité de séisme qui comporte 12 degrés. Elle permet d'évaluer les effets des séismes (dégâts aux constructions, ressenti de la population). Le degré I correspond à une secousse seulement détectée par les instruments, les dégâts matériels ne sont importants (destructions de bâtiments) qu'à partir de VIII, et XII caractérise un changement de paysage. C'est actuellement l'échelle de référence en Europe (European Macroseismic Scale 1998).

Echelle de magnitude de Richter : La magnitude représente l'énergie libérée par une source sismique sous forme d'ondes pendant un séisme. Elle est estimée à partir de l'enregistrement du mouvement du sol pendant un séisme par des sismomètres. C'est une valeur caractéristique de la «puissance» d'un séisme. L'«échelle de Richter» mesure la magnitude des séismes. Elle n'a, par définition, aucune limite théorique (ni inférieure ni supérieure). Se fondant sur des critères physiques (taille maximale d'une secousse tellurique et énergie rayonnée correspondante), on estime néanmoins qu'une valeur limite doit exister : la magnitude des plus violents séismes connus à ce jour ne dépasse pas 9,5. A partir d'une magnitude 5,5, un séisme dont le foyer est peu profond peut causer des dégâts notables aux constructions.

Enjeu : Les enjeux sont constitués par les personnes, les biens, les équipements et l'environnement potentiellement menacés par un aléa : on peut hiérarchiser les enjeux en fonction de leur importance avant, pendant et après une crise et en estimer la vulnérabilité face à une intensité donnée d'un événement naturel donné.

Expansion océanique : Augmentation de la surface du fond des océans par apport de matériaux profonds (roches magmatiques), au niveau des dorsales océaniques.

Faïlle : Fracture ou zone de rupture dans la roche, le long de laquelle les deux bords se déplacent l'un par rapport à l'autre.

Fosse océanique : Dépression sous-marine profonde (jusqu'à 100 km), longue et étroite, présente le long d'un continent ou d'un archipel dans les zones de subduction.

Foyer (ou hypocentre) : Point de départ d'un séisme.

Gabbro : Roche magmatique issue de la fusion partielle de la péridotite mantellique au niveau de la dorsale ayant subi, contrairement au basalte, un refroidissement lent donc une cristallisation complète (structure grenue). C'est, avec le basalte, une des deux roches qui composent principalement la croûte océanique.

Isoséiste : Courbe reliant les lieux ayant subi la même intensité sismique.

Lithosphère : Couche externe et rigide de la Terre au-dessus de l'asthénosphère. Elle inclut la croûte et la partie superficielle du manteau. Elle est caractérisée par ses propriétés mécaniques (solide et cassante) et thermiques (propagation de chaleur par conduction). Elle est constituée d'un certain nombre de plaques tectoniques qui se déplacent les unes par rapport aux autres.

LVZ : La low velocity zone, ou zone à faibles vitesses, est la zone du manteau supérieur terrestre au travers de laquelle les ondes sismiques se propagent à faible vitesse. Cette zone forme la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère. Elle est située à une profondeur comprise entre 100 et 200 km.

Manteau : C'est la couche intermédiaire entre le noyau et la croûte terrestre composée de péridotites en fusion. Le manteau représente un peu plus de 80 % du volume de la Terre. Il est séparé de la croûte par la discontinuité de Mohorovicic ou moho (profondeur : 35 km), et du noyau par celle de Gutenberg (profondeur : 2 900 km).

Marge continentale active : Marge continentale (transition entre croûte continentale et croûte océanique) caractérisée par des séismes et de l'activité volcanique (c.-à-d. des failles transformantes ou des zones de subduction).

Marge continentale passive : Marge continentale formée pendant le rifting initial d'un continent pour former un océan; Elle présente fréquemment d'épais dépôts sédimentaires. Dans ce cas, la croûte continentale continue sous l'océan (cas de la plaque eurasiennne qui continue dans l'Atlantique).

Noyau : Le noyau est la partie centrale approximativement sphérique au cœur de la structure terrestre. C'est une masse compacte composée d'au moins 80% de fer.

Onde sismique : Onde élastique se propageant à l'intérieur de la Terre, engendrée généralement par un séisme ou par une explosion.

Orogénèse : Ensemble des événements aboutissant à la formation d'une chaîne de montagne.

Péridotite : Principal constituant du manteau terrestre. Cette roche de structure grenue est issue d'un refroidissement lent du magma. Elle est principalement composée d'olivine (verte) et de pyroxènes (noirs).

Période de retour : Durée moyenne entre deux événements de même ampleur.

Plan de Benioff (Wadati/Benioff) : Surface approximativement plane caractéristique d'une subduction, formée par le chevauchement de deux plaques tectoniques. Elle forme un angle de 20 à 80° selon le type de subduction (océan-continent ou océan-océan). L'activité sismique et les anomalies de flux géothermique permettent de repérer ce plan.

Plaque lithosphérique (plaque tectonique) : Ensemble rigide formé par la croûte terrestre et la partie supérieure du manteau. Les plaques océaniques sont plus minces que les plaques continentales. Leur épaisseur dépend de leur refroidissement, donc de leur âge. Les plaques se déplacent à la surface de la terre en une série de mouvements que l'on appelle la tectonique des plaques.

Pisé : Technique de construction en terre crue compactée dans un coffrage. La terre est généralement graveleuse et peut être stabilisée par de la chaux ou du ciment. Ce type de construction est très vulnérable aux sollicitations sismiques.

Points chauds : Ils sont causés par des panaches de matériaux chauds qui remontent du manteau profond. Les points chauds peuvent percer la lithosphère et la croûte terrestre et former un volcan. Leur localisation, fixe, permet de suivre le déplacement des plaques tectoniques grâce à l'alignement de volcans éteints qui précèdent un volcan en activité. Ces volcans peuvent être sous-marins et dépasser de l'eau (La Réunion, Hawaï) ou continentaux avec de forts épanchements basaltiques de type Trapps. Le volcanisme de point chaud continental a certainement eu un impact sur l'histoire climatique de la planète.

Prisme d'accrétion : Accumulation de sédiments océaniques dans une zone de subduction. La plaque tectonique océanique plongeante provoque l'accumulation de sédiments marins qu'elle comprime contre la plaque chevauchante.

Répliques : Séismes succédant, dans une zone proche, à un autre séisme (dit séisme principal) et liés au même mécanisme de rupture.

Rift : Un rift est une zone où la lithosphère continentale est en extension, ce qui provoque son affaissement, une zone de volcanisme et une importante sédimentation continentale. L'expression morphologique de cette extension est un long fossé d'effondrement (graben) abruptement bordé de régions élevées (horsts). Les bordures abruptes sont la trace de grandes failles normales, parallèles, le long desquelles le fossé central s'est effondré.

Roche ductile : On parle de roche ductile lorsqu'elle peut être déformée sans casser. Par exemple, les roches à l'origine des plis sont ductiles.

Sédiments : Dépôts continentaux ou marins, qui proviennent de l'altération ou de la désagrégation des roches préexistantes et que transportent fleuves, glaciers ou vents. Au bout d'un certain temps, ils s'accumulent et se compactent pour former des roches sédimentaires (par exemple, calcaire ou argile). Les roches sédimentaires constituent 75 % des terres émergées, mais seulement 5% du volume de la croûte.

Séisme : « Tremblement de terre » est l'expression courante pour le mot savant « séisme », qui désigne les vibrations de l'écorce terrestre provoquées par des ondes sismiques qui rayonnent à partir d'une source d'énergie élastique créée par la rupture brutale des roches de la lithosphère (partie la plus externe de la terre).

Silicates : Les silicates désignent une importante famille de minéraux dérivant de la silice (SiO_2). Ils constituent 95 % de la croûte terrestre.

Sismogramme : Représentation graphique de l'enregistrement d'une onde sismique, réalisé au moyen d'un sismographe.

Sismologie : Science qui étudie les tremblements de terre naturels ou artificiels, et d'une manière générale la propagation des ondes sismiques à travers la Terre.

Sismomètre: Détecteur des mouvements du sol qui comporte un capteur mécanique, un amplificateur et un enregistreur.

Subduction : Processus intervenant lors de la convergence entre deux plaques tectoniques. Une plaque plongeante va retourner dans l'asthénosphère en prenant appui sur une plaque chevauchante. Il peut s'agir de deux plaques océaniques entre elles ou d'une plaque océanique et d'une plaque continentale. Les zones de subduction ont une topographie aux forts reliefs positifs et négatifs et sont le siège d'une activité sismique importante.

Tectonique des plaques : La tectonique des plaques (d'abord appelée dérive des continents) est le modèle actuel du fonctionnement interne de la Terre. Elle est l'expression en surface de la convection qui se déroule dans le manteau terrestre. La lithosphère, couche externe de la Terre, est découpée en plaques rigides qui flottent et se déplacent sur l'asthénosphère, plus ductile.



**Centre scientifique et technique
Service ARN/RIS**

3, avenue Claude-Guillemin
BP 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34