

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

*République Algérienne Démocratique et Populaire*

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

*Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique*

Université Mustapha STAMBOULI de  
Mascara

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie  
Département des Sciences agronomiques



جامعة مصطفى اسطبولي  
معسكر  
كلية علوم الطبيعة و الحياة  
قسم العلوم الزراعي

# **Polycopié de Cours**

# **GÉOPHYSIQUE**

Présenté par :

**Souad MOUASSA**

Maître de conférences B

**Edition 2020**

Faculté des sciences de la Nature et de la Vie

Sidi Said, 1645, Mascara BP 305 – Algérie

Tél +213 7 96 38 87 48 • souad.mouassa75@gmail.com • <http://www.univ-mascara.dz/Facultes/snv/snv.ht>

## **Préface**

Cet ouvrage traitant la géophysique pour les géologues, a pour ambition tout d'abord, l'actualisation du support pédagogique en géophysique appliquée, la vulgarisation de ces méthodes d'investigation pour les étudiants du domaine de la science de la Terre et au sein de la communauté universitaire; Enseignants, Ingénieurs et chercheurs intervenant dans ce domaine.

Les géologues trouveront dans cet ouvrage les bases théoriques et pratiques de la géophysique: géophysique de surface ou superficielle. Il intéressera les étudiants, curieux de s'avoir ce que cache le sous-sol et comment l'explorer; dans le domaine de la recherche de la géoscience.

Le formalisme théorique et fondamental des différents phénomènes physiques ayant des interactions avec la matière.

Cependant, le but principal de ce cours de géophysique est de familiariser les étudiants avec la physique du sol et les permettre de découvrir les méthodes de la géophysique appliquées.

Ce polycopié a été rédigé à l'intention des étudiants en 2<sup>ième</sup> année qui préparent une licence en Géologie Appliquée, dans le domaine des sciences de la terre et de l'Univers. La matière « Géophysique », si importante dans un cursus spécialisé, est enseignée dans le semestre 4 (S4). D'autre part, ce document pourrait aider à renforcer les connaissances en géophysique et serait un bon rappel pour les étudiants en Licence 3 et en Master 1, spécialité Hydrogéologie ainsi que toute spécialité relevant des sciences de la Terre.

Ce polycopié est divisé en quatre chapitres. Le contenu de la première partie de ce chapitre concerne des rappels sur les notions de bases sur les propriétés physiques des roches et les méthodes géophysique. Après cette partie introductive, les principales connaissances sur la sismologie sont présentées en détail dans la partie 2.

Les méthodes de prospection géophysique, sont énoncées dans les chapitres 2, 3 et 4. On y aborde les principes de base théorique, mise en œuvre.

On traitera avec plus de détails les méthodes sismiques à savoir : la sismique de réfraction et la sismique de réflexion, la prospection électrique, et la diaggraphie aquifère.

Chaque partie inclut des illustrations afin d'aider le lecteur à mieux appréhender les notions présentées.

Ce polycopié ne pourra, en aucune façon, dispenser l'étudiant de sa présence en cours.

Comme tout travail, il peut être sujet d'erreurs et de manques. Je vous serais totalement reconnaissante de me les faire part envoyées au mail : [souad.mouassa75@gmail.com](mailto:souad.mouassa75@gmail.com)

**Polycopié du cours de géophysique**

**Dr. MOUASSA Souad (maitre de conférences B)**

## Sommaire

### Sommaire

P r é f a c e .....	I
Chapitre I. Sismologie .....	1
I. 1. Introduction.....	1
I. 1.1.Qu'est- ce que la géophysique ?.....	1
I.1.2 Les propriétés physiques des matériaux .....	1
I.1.3 Problématiques et choix des méthodes .....	2
I.1.3.1 Notion de Bruit en géophysique.....	3
I.2. Le phénomène sismique .....	3
I. 2.1. Notions de Sismologie.....	3
I.2.2 Structure de la planète, une dynamique interne génératrice de déplacements relatifs à la surface .....	4
I.2.3 Origine des séismes .....	4
I.2.3.1 La tectoniques des plaques .....	4
I.2.3.2 La localisation des séismes.....	6
a. Les séismes inter-plaques .....	6
b. Les séismes intra-plaque.....	6
c. Les séismes liés à l'activité volcanique .....	6
d. Les séismes liés à l'activité humaine .....	7
I.2.3.3 Les différents mécanismes des failles actives .....	7
I.2.3.2.1 Notion de cycle sismique d'une faille active .....	8
I.2.3.2.2 La source sismique : surface de rupture sur la faille .....	9
I.2.4 Notion de tension, tenseur de contrainte à trois dimensions .....	10
I.2.4.1 Tension .....	10
I.2.4.2 Principes de la théorie de l'élasticité .....	13
a) Relations entre forces et déformations, loi de Hooke .....	14
b) Coefficient de Poisson .....	15
c) Traction normale uniforme d'une plaque infinie .....	15
d) Déformation par glissement .....	16
I.2.4.3 Propagation d'une onde plane longitudinale.....	18
I.2.4.4 Propagation d'une onde plane transversale .....	19
2.4.5 Vitesse des ondes de compression P dans les milieux terrestres .....	20
I. 2.5 Caractérisation des séismes. ....	21
I.2.5.1 Quelques définitions .....	22
I.3. La sismologie .....	22
I.3.1 Les ondes sismiques, leur enregistrement.....	22
I.3.1.1 Les sismographes.....	22
I. 3.1.2 Le sismogramme .....	22
I.3.2 Les type d'ondes .....	25
I.3.2.1 Ondes de volume .....	25
I.3.2.2 Ondes de surface .....	26
I.3.3 Magnitude d'un séisme et échelle de Richter.....	28
I.3.3.1 Détermination de l'épicentre d'un séisme .....	31
Chapitre II : Sismique .....	35
II. 1 Méthodes Sismiques : Généralités .....	35
II.2 Caractéristiques élastiques des solides .....	36
II.2.1 Quelques définitions .....	36

## Sommaire

II.2.2 Contrainte.....	38
II.2.2.1 Déformations en compression/dilatation .....	38
II.2.2.2 Déformations en cisaillement .....	40
II.2.3 Relations entre contrainte et déformation (loi de Hooke) .....	41
II.3 Les ondes, leurs propriétés et leur propagation .....	43
II.3.1 Propagation des ondes de compression et cisaillement .....	43
II.3.2 Les différentes ondes sismiques.....	45
II.3.2.1 Ondes de surface .....	47
II.3.3 Les vitesses sismiques dans les roches .....	47
II.3.3.1 La porosité et la saturation .....	48
II.3.3.2 La profondeur .....	48
II.3.3.3 L'âge de la formation .....	48
II.4 Les techniques de mesure en sismique .....	48
II.4.1 Appareillage de mesure .....	49
II.4.2 Les sources d'énergie.....	49
II.4.3 Les récepteurs (détecteurs) .....	49
II.4.3.1 Principe du géophone .....	50
II.4.4 Les appareils enregistreurs .....	50
II.5 La propagation des ondes sismiques.....	50
II.5.1. Dans un milieu homogène, élastique, isotrope. ....	50
II.5.2 Dans un milieu hétérogène .....	51
II.5.2.1 Réfraction .....	52
II.6 Sismique Réfraction .....	53
II.6.1 Réfraction Totale - Principe.....	54
II.6.2 Comprendre un séismogramme.....	55
II.6.3 Propagation dans les milieux discontinus .....	57
II.6.3.1 Cas d'un bicouche .....	57
II.6.3.2 Réfraction pour trois couches horizontales .....	59
II.6.3.3 Cas de plusieurs couches planes horizontales .....	63
II.6.3.4 Cas d'un seul marqueur plan incliné.....	64
II.6.3.4 Interprétation cas deux terrains séparés par un plan incliné .....	67
a. Calcul approximatif de l'interface inclinée, cas deux terrains .....	70
II.6.4 Mise en œuvre.....	70
II.6.4.1 Remarque préliminaire .....	70
II.6.4.1 Réalisation d'un dispositif sismique.....	73
a. Nombre de capteurs et de tirs .....	73
b. Longueur du dispositif .....	74
c. Choix de la distance des tirs « offset ».....	75
d. Relevé topographique .....	77
e. Gestion du temps zéro.....	77
II.6.4.2 Mesures.....	77
a. Présence de lignes EDF et/ou d'équipements enterrés .....	77
b. Déclenchements intempestifs de l'enregistreur .....	77
II.6.4.3 Interprétation des résultats .....	78
a - Respect du principe de l'égalité des temps réciproques.....	78
b - La pente de l'extrémité du tir en bout doit être parallèle à celle du tir « offset » dans la mesure bien sûr où les deux tirs ont atteint le même substratum (Fig. 24) .....	79

## Sommaire

c - Les mêmes mouvements doivent être retrouvés sur les différents tirs (Fig. II.31) .....	80
II.6.4.3.1 Interprétation classique .....	80
a. Détermination des vitesses sur la dromochronique .....	81
b. Détermination des valeurs d'intercept ou délais au droit des deux tirs .....	83
II.6.4.3.2 interprétation par la méthode du " Plus- Minus" .....	84
a. Construction du « Plus » .....	84
b. Construction de la courbe Minus .....	86
II.6.4.3.3 Interprétation en terme de géologie .....	92
a. Signification des vitesses sismiques par l'ingénieur .....	92
II.7.1 Mise en œuvre .....	94
II.7.1.1 La géométrie des rais .....	96
a) Cas d'un simple réflecteur horizontal .....	96
b) Cas de plusieurs capteurs .....	96
c) Cas de plusieurs niveaux horizontaux .....	97
d) Cas des réflecteurs inclinés .....	98
II.7.2 La sismique réflexion à terre et en mer .....	100
II.7.2.1 Les dispositifs géométriques .....	100
II.7.2.2 La chaîne sismique .....	100
a. Les sources .....	101
b. Les capteurs .....	101
Chapitre III. Prospection électrique de surface .....	103
III.1 Les méthodes électriques : Résistivité des matériaux .....	103
III.1.1 Introduction .....	103
- Les cartes de potentiel .....	103
- La mise à la masse .....	103
- Le traîné électrique .....	103
- Le sondage électrique .....	103
III.1.2 Généralités .....	104
III.1.2.1 La résistivité .....	104
III.1.2.1.1 La conduction du courant dans la proche surface .....	104
a. La qualité de l'électrolyte (salinité) .....	105
b. La quantité d'électrolyte (porosité) .....	106
III.1.2.1.2 La Loi d'Archie .....	108
a. Cas d'une roche saturée .....	108
b. Cas d'une roche partiellement saturée en eau .....	109
III.2. Les méthodes électriques : Technique de prospection .....	110
III.2.1 Bases physiques .....	110
III.2.1.1 Notion de résistivité électrique .....	110
III.2.1.2 Distribution du potentiel électrique dans les sols .....	112
a. Milieu infini, homogène et isotrope .....	112
b. Une seule électrode à la surface .....	114
c. Deux électrodes à la surface .....	115
III.2.1.3 Les filets de courant et les équipotentielles .....	116
III.2.1.3.1 Potentiel et champ électrique pour un terrain homogène .....	116
a. Une seule source de courant .....	116
b. Deux Source A et B .....	117
III.2.1.3.2 Potentiel et champ électrique pour un terrain hétérogène .....	119

## Sommaire

III.2.2 Hétérogénéités locales en plan .....	122
III.2.2.1 Le potentiel .....	122
III. 2.2.1.1 Carte de potentiel .....	122
a. Principe .....	122
b. Les hétérogénéités .....	122
III. 2.2.1.2 La mise à la masse .....	124
a. Cas de gisement.....	124
b. En hydrogéologie .....	126
III.2.2.2 Les profils et les cartes de résistivités.....	126
III.2.2.2.1 La résistivité .....	126
a. Mise en œuvre.....	127
b. Technique de mesure .....	129
c. Les dispositifs utilisés .....	130
d. Profondeur d'investigation des dispositifs .....	135
III. 2.3 les cartes de résistivités apparentes.....	135
III.2.3.1 L'interprétation des profils de résistivité .....	136
III.2.3.1.1 Effet des structures .....	138
a. Effet d'un contact vertical .....	138
b. Effet d'une couche mince .....	138
III.2.4 Les sondages électriques.....	139
III.2.4.1 L'Abaque CH1 .....	140
III.2.4.2 Les dispositifs .....	141
III.2.4.2.1 Phénomène des `à-coup de prise et débrayage.....	142
a. Précaution à prendre .....	142
III.2.4.2.2 La représentation des résultats .....	143
III.2.4.2.3 Interprétation des sondages électriques .....	144
a. Les paramètres géoélectriques .....	144
b. Sondages paramétriques .....	145
c. Les différents types de sondages électriques. ....	145
d. Les courbes LCD.....	149
Chapitre IV : Diagraphie aquifère .....	153
1. Introduction.....	153
1.1. Le forage.....	153
1.2. Les diagraphies .....	154
1.2.1. Définition d'une diagraphie.....	154
1.2.2.L'invasion.....	155
2. La résistivité.....	157
2.1. La qualité de l'électrolyte.....	157
2.2 La quantité et le mode de distribution de l'électrolyte.....	157
2.3 La saturation.....	158
3. Le Log PS (La polarisation spontanée) .....	159
3.1 Le paramètre enregistré .....	159
3.1.1 Origine de la P.S.....	159
a. Le potentiel de membrane.....	159
b. Le potentiel de jonction liquide .....	160
3.2 La mesure .....	161
3.2.1 La mise en œuvre.....	161

## Sommaire

---

3.2.2 Facteurs parasites .....	162
a. La nature des électrodes .....	162
b. Les courants parasites (Fig. 7.IV) .....	162
a. Influence de la salinité des fluides en présence : .....	164
b. Influence de la résistivité .....	165
c. Influence de la présence d'argile .....	166
d. Influence de l'épaisseur des bancs .....	166
e. Effet des formations compactes .....	166
f. Effet de la perméabilité .....	167
3.5. Interprétation quantitative .....	167
3.5.1. Détermination de $R_w$ à partir de la P.S. ....	167
3.5.2. Calcul du pourcentage d'argile .....	169
4. les logs électriques .....	170
4.1. Introduction .....	170
4.2.2. Réponse du single point .....	171
4.3. Le dispositif normal ou " <i>Normal device</i> " .....	172
4.3.1. Principe .....	172
4.3.2. Réponse de la sonde normale .....	173
4.4. La sonde latérale .....	175
4.4.1. Principe .....	175
4.4.2. Réponse .....	176
4.4.3. Détermination du pourcentage d'argile .....	178
4.5. Les outils focalisés .....	179
4.5.1. Principe .....	179
4.5.2. Réponse .....	180
5. Logs nucléaires .....	181
5.1. Le gamma Ray (La radioactivité naturelle) .....	181
5.1.1 Les éléments radioactifs dominants .....	182
5.1.2 Le paramètre enregistré .....	184
5.1.3 La mesure .....	184
a. La mise en œuvre .....	184
b. Echelle et unités .....	185
c. Constante de temps et statistique .....	185
5.1.4. Corrections .....	186
5.1.5. Volume d'investigation d'une sonde gamma ray .....	187
5.1.6 Interprétation qualitative .....	187
5.1.7 Conclusion + exemple .....	188
5.2. Gamma Gamma (la radioactivité provoquée) log densité .....	189
5.2.1. Principe .....	189
5.2.2. Mesure .....	191
5.2.3. La réponse de l'outil .....	193
5.3. Le log neutron .....	194
5.3.1. Principe .....	194
a. Phase de ralentissement .....	195
b. Phase de capture .....	195
5.3.2. La mesure .....	195
5.3.3. La réponse de l'outil .....	196

## Sommaire

---

5.3.4. Echelle .....	196
5.3.5. Calibration .....	197
5.3.6. Profondeur d'investigation.....	198
5.3.7. Réponses des logs Neutron .....	198
6. Méthodes d'interprétation .....	200
6.1. Interprétation qualitatif .....	200
6.1.1. Log composite.....	200
a. Réservoir .....	201
b. Perméabilité .....	202
c. Fluides .....	203
d. Lithologie.....	204
Références bibliographiques .....	206

## Liste des figures

<b>Titre de la figure</b>	<b>Page</b>
<b>Figure I.1.</b> Les sources de bruits et les différentes méthodes géophysiques affectées.	<b>03</b>
<b>Figure I.2.</b> La Structure interne de la terre	<b>04</b>
<b>Figure I.3.</b> Carte du monde montrant les principales plaques tectonique.	<b>05</b>
<b>Figure I.4.</b> Schéma montrant l'origine du Séisme d'Haïti du 12 janvier 2010.	<b>06</b>
<b>Figure I.5.</b> Types de failles	<b>08</b>
<b>Figure I.6.</b> Représentation schématique du cycle sismique	<b>09</b>
<b>Figure I.7.</b> Axonométrie schématique d'une source sismique	<b>10</b>
<b>Figure I.8.</b> Tension en un point.	<b>10</b>
<b>Figure I. 9.</b> Notion de tenseur.	<b>12</b>
<b>Figure I.10.</b> Symétrie du tenseur des tensions.	<b>13</b>
<b>Figure I. 11.</b> Loi de Hooke.	<b>14</b>
<b>Figure I.12.</b> Traction normale uniforme d'une plaque infinie.	<b>15</b>
<b>Figure I.13.</b> Déformation par glissement d'une plaque de largeur l.	<b>16</b>
<b>Figure I.14.</b> Propagation d'une onde plane longitudinale	<b>18</b>
<b>Figure I.15.</b> Déformation élastique et mouvement des éléments du milieu élastique lors de la propagation des ondes de compression (ondes P) et des ondes de cisaillement (ondes S).	<b>20</b>
<b>Figure I.16.</b> Un sismomètre est un pendule constitué d'une masse et d'un ressort.	<b>24</b>
<b>Figure 17.</b> Station sismologique de TAM (Algérie) du réseau français GEOSCOPE.	<b>25</b>
<b>Figure I.18.</b> Les ondes de volumes P et S	<b>26</b>
<b>Figure I.19.</b> Ondes de Rayleigh et ondes de Love et les déformations élastiques associées au passage des ondes de surface - ondes de Rayleigh et ondes de Love (d'après Bolt, 1982).	<b>28</b>
<b>Figure I.20.</b> Sismogramme	<b>28</b>
<b>Figure I.21.</b> Période et amplitude d'une onde.	<b>29</b>
<b>Figure I.22.</b> Un signal sismique composé de la superposition d'ondes à différentes amplitudes et fréquences	<b>29</b>
<b>Figure I.23.</b> Détermination d'un épicycle par la méthode des S-P	<b>32</b>
<b>Figure II.1:</b> Force $\Delta F$ agissant sur un élément de surface $\Delta A$ .	<b>38</b>
<b>Figure II.2:</b> Distances utilisées pour définir une déformation linéaire.	<b>39</b>
<b>Figure II.3:</b> Déformations en cisaillement : a) cisaillement pur b) cisaillement et rotation	<b>40</b>
<b>Figure II.4:</b> Déformation parallèle.	<b>41</b>
<b>Figure II.5:</b> Onde P dans selon x causant une déformation élastique sur un élément de tige.	<b>43</b>
<b>Figure II.6</b> Déplacement des ondes P et S	<b>45</b>
<b>Figure II.7.</b> Ondes P et S.	<b>46</b>
<b>Figure II.8</b> Principe de mesure de la méthode sismique	<b>49</b>
<b>Figure II.9.</b> Front d'onde et rayon sismique	<b>51</b>
<b>Figure II.10.</b> Réfraction à une interface.	<b>52</b>
<b>Figure II.11.</b> Représentation du rai sismique	<b>54</b>
<b>Figure II.12.</b> Loi de Snell-Descartes	<b>54</b>
<b>Figure II.13</b> Réfraction totale –Schéma du principe	<b>55</b>

## Liste des figures

<b>Figure II. 14</b> Principe d'un séismogramme	<b>56</b>
<b>Figure II.15.</b> Ca d'une bicouche (réfracteur horizontal)	<b>57</b>
<b>Figure II.16:</b> Représentation schématique des rais sismiques, pour un cas trois terrains horizontaux.	<b>59</b>
<b>Figure II. 17 .</b> Trajet de l'onde réfractée à la première interface	<b>61</b>
<b>Figure II.18</b> Trajet de l'onde réfractée à la deuxième interface	<b>62</b>
<b>Figure II.19</b> Cas de plusieurs couches planes horizontales	<b>63</b>
<b>Figure II.20</b> Cas d'un seul marqueur plan incliné	<b>64</b>
<b>Figure II.21</b> Vitesses négatives : cas d'un sillon glaciaire	<b>66</b>
<b>Figure II.22</b> Deux terrains séparés par un plan incliné	<b>67</b>
<b>Figure II.23</b> Plan d'investigation d'un profil linéaire	<b>71</b>
<b>Figure II.24</b> Illustration de l'information apportée par un tir éloigné.	<b>72</b>
<b>Figure II.25</b> Dispositif d'acquisition minimal	<b>73</b>
<b>Figure II.26</b> Dispositif 24 Traces-7Tirs	<b>73</b>
<b>Figure II. 27</b> Dromochroniques associées à un dispositif 24Traces-7Tirs	<b>74</b>
<b>Figure.II.28</b> Implantation des tirs "offset"	<b>76</b>
<b>Figure II.29</b> Principe de l'égalité des temps réciproques	<b>79</b>
<b>Figure II.30</b> Cohérence des pointés (a)	<b>79</b>
<b>Figure II.31</b> Cohérence des pointés (b)	<b>80</b>
<b>Figure II.32</b> Interprétation classique simplifiée	<b>81</b>
<b>Figure II.33</b> Interprétation classique sur dromochroniques irrégulières	<b>82</b>
<b>Figure II.34</b> Construction du "Plus"	<b>85</b>
<b>Figure II.35</b> Construction graphique du "Plus"	<b>86</b>
<b>Figure II. 36</b> Construction du Minus (a)	<b>87</b>
<b>Figure II.37</b> Consytruction du Minus (b)	<b>88</b>
<b>Figure II.38</b> Constuction graphique du Minus (c)	<b>88</b>
<b>Figure II.39</b> Constuction graphique du Minus.	<b>90</b>
<b>Figure II. 40</b> Mise en œuvre de la sismique Réflexion	<b>94</b>
<b>Figure II.41</b> Traitement des traces sismiques	<b>95</b>
<b>Figure II.42</b> La migration remet à leur place réelle les réflecteurs pentus et élimine les hyperboles de diffraction.	<b>95</b>
<b>Figure II.43</b> Sismique réflexion, cas d'un réflecteur horizontal	<b>96</b>
<b>Figure II.44</b> Sismique réflexion, cas de plusieurs réflecteurs horizontaux. Exemple des trajets des rais direct et réfléchi dans un milieu complexe multi-niveau.	<b>98</b>
<b>Figure II.45</b> Sismique réflexion, cas d'un réflecteur incliné.	<b>99</b>
<b>Figure III.1</b> Mesure de la résistivité en laboratoire.	<b>111</b>
<b>Figure III.2</b> Potentiel généré par l'injection de courant dans un milieu infini, homogène et isotrope.	<b>112</b>
<b>Figure III.3</b> Potentiel généré par l'injection de courant dans un demi-espace homogène et isotrope	<b>114</b>
<b>Figure III.4</b> Dispositif `a quatre ´electrodes en surface.	<b>116</b>

## Liste des figures

<b>Figure III.5</b> Equipotentielles et des filets de courant pour une source unique	<b>116</b>
<b>Figure III.6</b> Equipotentielles et filets de courant pour une source double	<b>118</b>
<b>Figure III.7</b> Modèle de terrain homogène	<b>120</b>
<b>Figure III.8.</b> Modèle à deux terrains.	<b>121</b>
<b>Figure III.9</b> Modèle de sillon résistant	<b>121</b>
<b>Figure III.10</b> Les équipotentielles.	<b>122</b>
<b>Figure III.11</b> Equipotentielles et filets de courant à proximité d'un corps conducteur	<b>123</b>
<b>Figure III.12</b> Equipotentielles et filets de courant à proximité d'un corps résistant	<b>123</b>
<b>Figure III.13</b> Comportement des équipotentielles au contact de deux terrains	<b>123</b>
<b>Figure III.14</b> Effet de la topographie en terrain homogène	<b>124</b>
<b>Figure III.15</b> Principe de mise à la masse	<b>125</b>
<b>Figure III.16</b> Mise à la masse d'un aquifère sur le site de Prévondavaux (Suisse)	<b>126</b>
<b>Figure III.17</b> Arrangements des électrodes de courant et de potentiel (Schéma de la mise en œuvre)	<b>126</b>
<b>Figure III.18</b> Schéma de l'électrode	<b>128</b>
<b>Figure III.19</b> Pôle – pôle ou Dipôles	<b>131</b>
<b>Figure III.20</b> Le tripôle	<b>131</b>
<b>Figure III.21</b> Tripôle : l'électrode B est placée sur la médiatrice de MN, pour qu'elle devienne négligeable.	<b>131</b>
<b>Figure III.22</b> Dispositif électrique Wenner alpha	<b>132</b>
<b>Figure III.23</b> Dispositif Schlumberger	<b>132</b>
<b>Figure III.24</b> Dispositif dipôle-dipôle	<b>133</b>
<b>Figure III.25</b> Les dispositifs électriques quadripôles	<b>133</b>
<b>Figure III.26</b> Dispositif électrique de Lee (multipôles)	<b>134</b>
<b>Figure III.27</b> Le dispositif de traîné multiple	<b>134</b>
<b>Figure III.28</b> Profondeur d'investigation pour chaque dispositif (d'après <u>ROY, 1971</u> et <u>BARKER, 1989</u> )	<b>135</b>
<b>Figure III.29</b> Carte de résistivité apparente, pour $AB = 100m$	<b>136</b>
<b>Figure III.30</b> Variation des résistivités apparentes selon la longueur de la ligne d'émission AB (avec $\rho_2 > \rho_1 < \rho_3$ )	<b>137</b>
<b>Figure III.31</b> Profil de résistivité sur un contact vertical, avec à-coups-de-prise (d'après <u>KUNETZ, 1966</u> )	<b>138</b>
<b>Figure III.32</b> Profil de résistivité sur une couche vertical, avec à-coups-de-prise	<b>139</b>
<b>Figure III.33</b> Profil de résistivité sur une conduite horizontale perpendiculaire (bleu) et parallèle (rouge).	<b>139</b>
<b>Figure III.34</b> L'abaque CH1	<b>141</b>
<b>Figure III.35</b> Embrayage permettant d'identifier la présence d'à-coup de prise.	<b>142</b>
<b>Figure III.36</b> Courbe de résistivité présentant un à-coup de prise.	<b>143</b>
<b>Figure III.37</b> Résistance transversale et conductance longitudinale	<b>144</b>
<b>Figure III.38</b> Sondage électrique à une seule couche	<b>145</b>

## Liste des figures

<b>Figure III.39.</b> Sondage électrique pour deux couches	<b>146</b>
<b>Figure III.40</b> Les 4 cas possibles d'un sondage à 3 couches	<b>147</b>
<b>Figure III.41</b> Exemple d'équivalence pour un sondage de type H et type K	<b>148</b>
<b>Figure III.42</b> Exemple de suppression pour un sondage de type Q et type H et A	<b>149</b>
<b>Figure III.43</b> Principe de réduction	<b>149</b>
<b>Figure III.44</b> Interprétation grâce à l'informatique	<b>151</b>
<b>Figure 1.IV</b> Circulation de la boue	<b>154</b>
<b>Figure 2. IV</b> Représentation schématique de l'invasion	<b>155</b>
<b>Figure 3.IV</b> Invasion (avec ou sans hydrocarbures)	<b>156</b>
<b>Figure 4.IV</b> Origine de la polarisation spontanée.	<b>160</b>
<b>Figure 5.IV</b> Distribution schématique des courants de PS	<b>161</b>
<b>Figure 6.IV</b> Principe de mesure de la PS	<b>162</b>
<b>Figure 7.IV</b> A gauche, exemple de perturbations sur un enregistrement P.S. Effet des courants parasites et effet du magnétisme sur le câble. A droite, exemple de dérive de référence en P.S. dans un forage sur le site de l'EPFL, Suisse.	<b>163</b>
<b>Figure 8.IV</b> Interprétation classique d'une courbe P.S.	<b>164</b>
<b>Figure 9.IV</b> L'abaque 5 est utilisé pour corriger $R_{mfe}$ pour des valeurs inférieures à [0.1 Ohm.m], ceci afin de calculer la valeur de $R_w$ .	<b>168</b>
<b>Figure 10.IV</b> L'abaque 6 permet de calculer le facteur de correction lié à l'épaisseur du banc qui permet de corriger la déflexion lue sur le log PS.	<b>168</b>
<b>Figure 11.IV</b> L'abaque 7 permet de trouver la valeur $R_{we}$ en fonction de la température et de la valeur de $R_{mfe}$	<b>169</b>
<b>Figure 12.IV</b> Exemple de calcul du pourcentage d'argile par la PS	<b>170</b>
<b>Figure 13.IV</b> Principe de mesure de single point	<b>171</b>
<b>Figure 14.IV</b> Exemple de monoélectrode (SP) dans un forage sur le site de l'EPFL, Suisse Les pics réguliers en trou tubé correspondent aux joints de tubage.	<b>171</b>
<b>Figure 15.IV</b> Sonde Normale	<b>172</b>
<b>Figure 16.IV</b> Les sondes normales	<b>173</b>
<b>Figure 17.IV</b> A gauche, réponse de la sonde normale dans le cas d'un banc résistant épais et à droite, réponse de la sonde normale dans le cas d'un banc conducteur épais	<b>173</b>
<b>Figure 18.IV</b> Réponse de la sonde normale dans le cas d'une couche résistante mince	<b>174</b>
<b>Figure 19.IV</b> Exemple de diagraphies à l'aide des sondes normales sur le site de l'EPFL, (Suisse)	<b>175</b>
<b>Figure 20.IV</b> A gauche, exemple de correction des normales et à droite « Abaque8 », correction des normales	<b>175</b>
<b>Figure 21.IV</b> Sonde latérale	<b>176</b>
<b>Figure 22.IV</b> A gauche, réponse de la sonde latérale dans le cas d'un banc résistant épais et à droite, réponse de la sonde latérale dans le cas d'un banc conducteur épais	<b>177</b>
<b>Figure 23.IV</b> A gauche, réponse de la sonde latérale dans le cas d'un banc résistant d'épaisseur moyenne et à droite, réponse de la sonde latérale dans le cas d'un banc résistant mince	<b>177</b>
<b>Figure 24.IV</b> Règle de lecture de sonde latérale	<b>178</b>

## Liste des figures

<b>Figure 25.IV</b> Exemple de diagraphie à l'aide d'une sonde latérale	<b>179</b>
<b>Figure 26.IV</b> Fonctionnement d'une sonde latérolog	<b>179</b>
<b>Figure 27.IV</b> Le latérolog 3 utilisé à l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne	<b>180</b>
<b>Figure 28.IV</b> Réponse d'une sonde latérolog face à un banc résistant mince, non envahi, avec une boue très salée (document IGL)	<b>180</b>
<b>Figure 29.IV</b> Exemple de diagraphie à l'aide d'une sonde latérolog 3	<b>181</b>
<b>Figure 30.IV</b> Radioactivité des principales roches sédimentaire.	<b>183</b>
<b>Figure 31.IV</b> Radioactivité naturelle des argiles.	<b>184</b>
<b>Figure 32.IV</b> Principe de fonctionnement du détecteur à scintillation	<b>184</b>
<b>Figure 33.IV</b> Constante de temps et statistique.	<b>186</b>
<b>Figure 34.IV</b> Effet de la vitesse d'enregistrement et la constante de temps.	<b>186</b>
<b>Figure 35.IV</b> Volume d'investigation d'une sonde gamma ray	<b>187</b>
<b>Figure 36.IV</b> Calcul du pourcentage d'argile.	<b>188</b>
<b>Figure 37.IV</b> Détermination de Vsh à partir de Ish.	<b>188</b>
<b>Figure 38.IV</b> Exemple de log gamma ray pétrolier	<b>189</b>
<b>Figure 39.IV</b> Interaction corpusculaire.	<b>189</b>
<b>Figure 40.IV</b> Effets prédominants dans l'espace (Z,E).	<b>190</b>
<b>Figure 41.IV</b> Schéma de la sonde KLP2780	<b>192</b>
<b>Figure 42.IV</b> Photo de la sonde gamma-gamma Mount Sopris KLP-2375 et de la source gamma GG-375 dans son blindage de protection DSSA-2375.	<b>192</b>
<b>Figure 43.IV</b> Exemple de log gamma-gamma dans Ropraz, petit forage	<b>193</b>
<b>Figure 44.IV</b> Schéma de principe de la sonde neutron	<b>194</b>
<b>Figure 45.IV</b> Interaction corpusculaire.	<b>195</b>
<b>Figure 46.IV</b> A gauche, Sonde neutron Mount Sopris LLP-2676 et source AmBe de neutrons rapides et à droite, photo sonde neutron	<b>196</b>
<b>Figure 47.IV</b> Echelles pour log Neutron.	<b>197</b>
<b>Figure 48.IV</b> Echelles: cps (coups par seconde), porosité, densité.	<b>197</b>
<b>Figure 49.IV</b> Exemple de log neutron à Ropraz, petit forage (document IGL).	<b>198</b>
<b>Figure 50.IV</b> Exemple de log porosité neutron sur le site de Bonanza, zone à huile et gaz	<b>199</b>
<b>Figure 51.IV</b> Exemple de log composite	<b>201</b>
<b>Figure 52.IV</b> Exemple de multidiagraphies	<b>202</b>
<b>Figure 53.IV</b> Exemple synthétique calibré calcaire avec eau, huile, gaz dans des grès.	<b>204</b>
<b>Figure 54.IV</b> Exemple Gamma Ray	<b>205</b>
<b>Figure 55.IV</b> Exemple synthétique calibré calcaire avec différentes lithologies à 10% de porosité.	<b>205</b>

## Liste des tableaux

---

<b>Titre du tableau</b>	<b>Page</b>
<b>Tableau I.1</b> Méthodes de prospection géophysique	<b>02</b>
<b>Tableau I.2</b> Vitesse des ondes P selon le milieu.	<b>20</b>
<b>Tableau II.1</b> Distance critique pour un marqueur plan horizontal situé à 10 m de profondeur.	<b>59</b>
<b>Tableau II.2</b> Evolution des vitesses apparentes en fonction du pendage.	<b>66</b>
<b>Tableau II.3</b> Calcul de la longueur du dispositif : Exemple pour un substratum a 30 m.	<b>74</b>
<b>Tableau II.4</b> Vitesses sismiques des principales formations géologiques.	<b>93</b>
<b>Tableau III.1.</b> Résistivité des différents types d'eau.	<b>105</b>
<b>Tableau III.2</b> Porosité totale et efficace de divers sédiments	<b>106</b>
<b>Tableau III.3</b> Porosités, perméabilités et résistivités des principaux types de roches	<b>107</b>
<b>Tableau III.4.</b> Valeurs à utiliser avec la formule d'Archie	<b>108</b>
<b>Tableau 1.IV</b> Les valeurs des logs pour les roches et les minéraux	<b>200</b>

## Chapitre I. Sismologie

### I. 1. Introduction

#### I. 1.1. Qu'est-ce que la géophysique ?

La géophysique étudie le sous-sol par le truchement de ses propriétés physiques. Le géologue, par exemple, utilise l'observation directe et visuelle, il examine les roches qui affleurent, prélève des échantillons, les étudie et en déduit l'architecture du sous-sol. Le géophysicien, lui aussi, va essayer de déterminer l'architecture du sous-sol en mesurant certaines propriétés physiques à partir de la surface. Cette information est de prime importance pour le géologue, l'ingénieur civil et bien entendu pour l'archéologue. Pour ces derniers, les techniques géophysiques sont tout particulièrement utiles lorsque d'autres moyens de prospection (par exemple la photographie aérienne) ne peuvent pas être utilisés.

Les principales méthodes utilisées en géophysique appliquée sont classées dans deux catégories :

- Les méthodes passives, appelées aussi naturelles, (elles mesurent un phénomène naturel : champ de pesanteur, champ magnétique,...):
  - la gravimétrie,
  - la magnétométrie,
  - la méthode tellurique,
  - la scintillométrie,
  - des méthodes électromagnétiques...
- Les méthodes actives, appelées aussi provoquées, (elles créent un phénomène pour en mesurer les effets et répercussions):
  - les méthodes acoustiques et sismiques,
  - les méthodes électriques
  - des méthodes électromagnétiques.

#### I.1.2 Les propriétés physiques des matériaux

Pour un géophysicien, une roche est constituée de:

- **La matrice** : partie solide constituée par les minéraux possédant chacun leurs propriétés physiques propres: densité, vitesse, résistivité, susceptibilité,
- **La porosité** : soit le volume des vides par rapport au volume de la matrice.
- **Les fluides** : soit ce qui remplit plus ou moins les vides: eaux plus ou moins salées, hydrocarbures, gaz, air, polluants, chacun de ces fluides ayant des paramètres physiques qui lui sont propres. En définitive les paramètres physiques de la roche dépendront des pourcentages des divers constituants. Ainsi pour le paramètre densité par exemple nous pouvons écrire:

$$d_b = (1 - \phi)d_{ma} + d_f\phi \text{ (Equation 1.I)}$$

Avec :  $d_b$  = densité de la roche,  $d_{ma}$  = densité de la matrice,  $d_f$  = densité du fluide contenu dans les pores,  $\emptyset$  = porosité en %.

Certains paramètres physiques peuvent être mis en relation, ainsi une roche à faible porosité aura une vitesse sismique élevée mais aussi une densité élevée. On peut donc relier vitesse sismique et densité, ces deux paramètres dépendant fortement de la porosité. Le Tableau suivant donne les propriétés physiques ayant un effet prépondérant sur les différentes méthodes géophysiques.

**Tableau I.1** Méthodes de prospection géophysique

<b>Méthode</b>	<b>Grandeur Mesurée (d)</b>	<b>Paramètres Physique (p)</b>
<b>Sismique</b>	Temps de propagation	Vitesse de propagation
<b>Electrique</b>	Différence de potentiel	Résistivité électrique
<b>Gravimétrie</b>	Champ de la pesanteur	Densité
<b>Magnétisme</b>	Champ magnétique	Susceptibilité magnétique
<b>Electromagnétisme</b>	Champ électromagnétique	Résistivité électrique
<b>Radar</b>	Temps de propagation	Constante diélectrique

### I.1.3 Problématiques et choix des méthodes

Avant d'envisager de faire une prospection avec l'une ou l'autre méthode géophysique il convient de bien poser le problème. Il existe de nombreuses méthodes géophysiques, chacune fournit des indications sur la nature du sous-sol par le biais de l'étude de la variation d'un paramètre physique. Il s'agit donc de bien choisir. Ce choix dépend essentiellement :

du pouvoir de résolution de la méthode envisagée (c'est-à-dire le degré de détail pouvant être obtenu), de sa capacité à détecter des structures à diverses profondeurs

de la nature des formations géologiques et leur possibilité de provoquer une anomalie sur la ou les grandeurs mesurées (contraste de propriété physiques)

du coût de la mise en œuvre

de la sensibilité de la méthode au bruit géophysique

Précisons tout de suite qu'il n'y a pas de choix passe-partout ! Par exemple la méthode sismique a un meilleur pouvoir de résolution que la méthode électrique mais est par contre plus lente à mettre en œuvre, plus onéreuse et est aussi très sensible aux vibrations parasites du sol (à proximité d'une route par exemple). D'autre part, les différentes méthodes de prospection sont souvent complémentaires et il est généralement très utile d'en employer plusieurs conjointement.

I.1.3.1 Notion de Bruit en géophysique

Des bruits extérieurs (vibrations, courants électriques ou ondes électromagnétiques, naturels ou artificiels) peuvent rendre l'utilisation des techniques géophysiques difficile ou même impossible. La figure suivante décrit les différentes sources de bruit pour les différentes méthodes géophysiques :

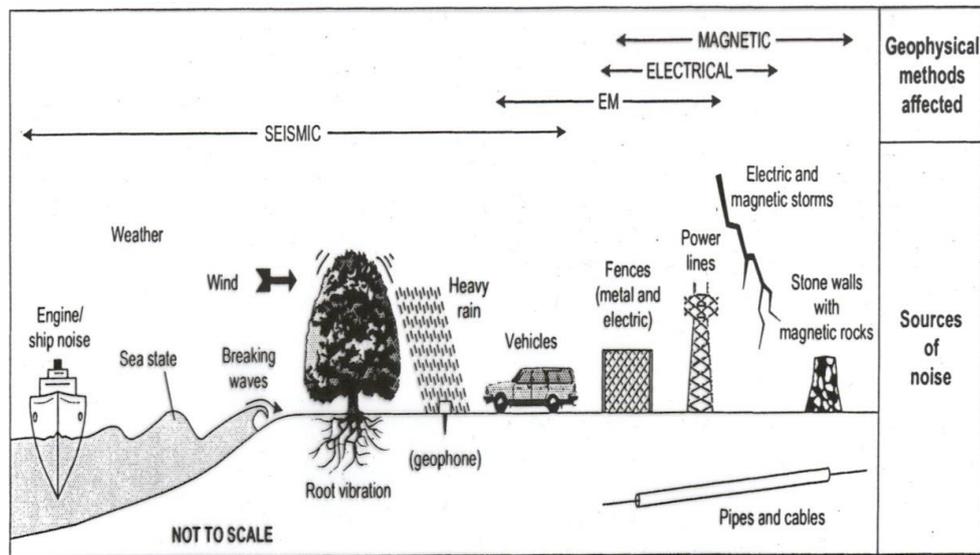


Figure I.1 Les sources de bruits et les différentes méthodes géophysiques affectées.

I.2. Le phénomène sismique

I. 2.1. Notions de Sismologie

Un séisme « tremblement de terre » correspond à un mouvement sur une faille à l'intérieur de la lithosphère. Cette rupture engendre des secousses plus ou moins violentes de courte durée et on peut distinguer le lieu d'origine. La durée est généralement de quelques secondes. L'amplitude de ses secousses est de quelques fractions de millimètre.

La sismologie c'est la discipline des sciences de la terre qui se consacre à l'étude des

séismes. Les secousses sismiques résultent généralement d'une fracture spontanée des roches du sous-sol ("séismes tectoniques"). En effet dans certaines régions, des forces dites **contraintes tectoniques** s'accumulent dans les roches ; celles-ci, qui possèdent une certaine élasticité, se déforment lentement. De l'énergie élastique (c'est de l'énergie potentielle, comme dans un ressort) est ainsi emmagasinée dans les roches. Au bout d'un certain temps ces roches atteindront leur seuil de rupture à la suite de l'accumulation des contraintes et vont se casser en donnant naissance à **une faille**. Il faut au minimum plusieurs dizaines d'années pour que le processus d'accumulation de contraintes aboutisse à une rupture des roches.

La rupture des roches commence en un point de latitude et de longitude déterminées qu'on appelle **le foyer** ou **l'hypocentre du séisme**, à partir duquel elle s'étend rapidement. En même temps les deux compartiments situés de part et d'autre de la surface de rupture glissent l'un contre l'autre. La faille ainsi créée peut être visible ou non à la surface; elle est désormais une

zone de faiblesse. Il y a de forte chance pour que ce soit là que se produisent les prochains séismes dans la région.

La plus grande partie de l'énergie libérée se dissipe en chaleur, d'où fusion possible des roches au voisinage du foyer. Le reste, soit 20% à 30%, de l'énergie libérée (rendement sismique) est transporté sous la forme **d'ondes sismiques** qui se propagent dans toutes les directions faisant vibrer le milieu, d'où les secousses qui constituent le séisme.

### I.2.2 Structure de la planète, une dynamique interne génératrice de déplacements relatifs à la surface

La Terre est constituée d'une succession de couches de propriétés physiques différentes: le noyau, le manteau et la croûte, qui compte pour moins de 2% en volume.

- **La lithosphère**, couche solide de la surface est divisée en plaques qui se déplacent les unes par rapport aux autres sous l'effet des courants de convection qui animent
- **L'asthénosphère**, couche magmatique située en dessous. Ces courants de convection dans l'asthénosphère sont générés par la forte chaleur du noyau.

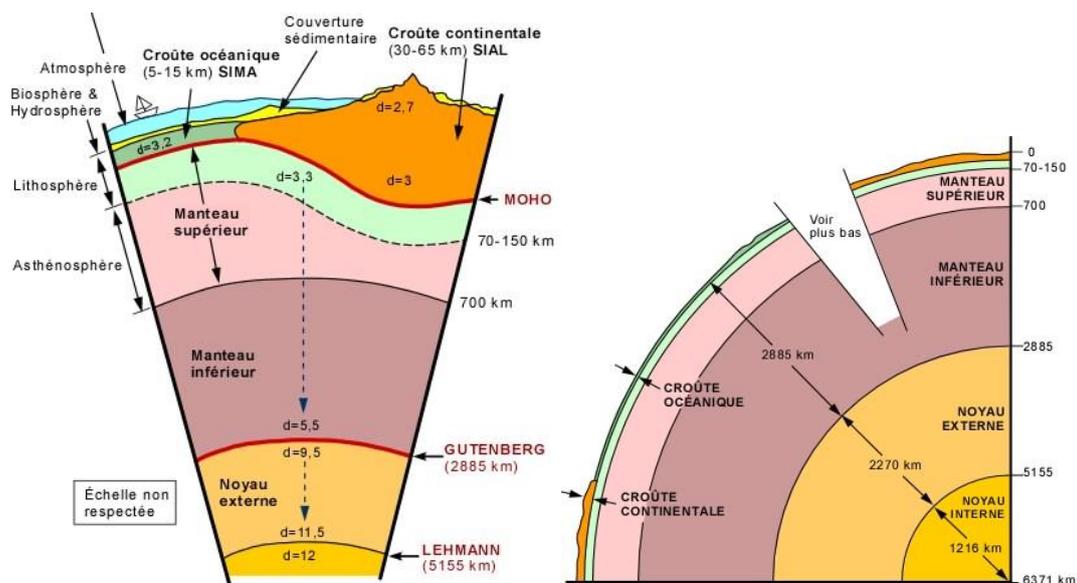


Figure I.2 La Structure interne de la terre

### I.2.3 Origine des séismes

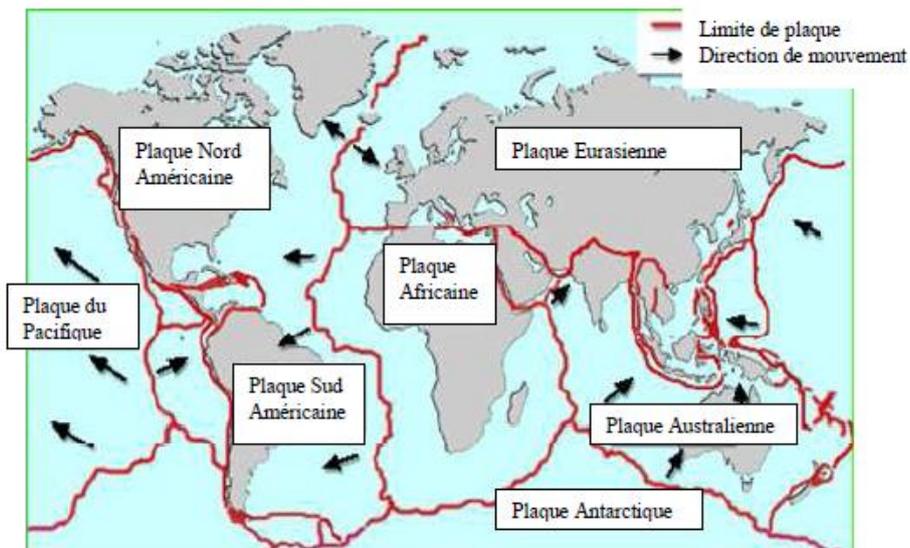
#### I.2.3.1 La tectoniques des plaques

La tectonique des plaques, dont le principe est connu depuis la seconde moitié du XXe siècle, est à l'origine des chaînes de montagne et de phénomènes tels que les séismes et le volcanisme.

Les plaques continentales et océaniques qui constituent la croûte terrestre se déplacent à la surface de la planète sous l'effet des courants thermiques qui animent le magma visqueux situé en profondeur. Ce phénomène est étudié sous le nom de « Tectonique des plaques »

La lithosphère (croûte et manteau supérieur) est morcelée en plusieurs fragments, appelés plaques, qui constituent la surface terrestre. En raison des mouvements de convection au sein du manteau, ces plaques sont mobiles les unes par rapport aux autres, avec des vitesses de quelques centimètres par an.

Les mouvements des plaques peuvent être divergents (extension), convergents (compression) ou en coulissage (cisaillement). Les déplacements relatifs de ces plaques génèrent localement des « contraintes croissantes » à l'intérieur des roches qui les constituent (traction, compression, cisaillement...). Au-delà du niveau de contrainte admissible il y a rupture brutale du sous-sol rocheux: séisme. Ces ruptures se produisent essentiellement dans les zones situées à *proximité des limites entre les plaques*, là où les tensions sont les plus élevées dans les roches.



**Figure I.3** Carte du monde montrant les principales plaques tectonique.

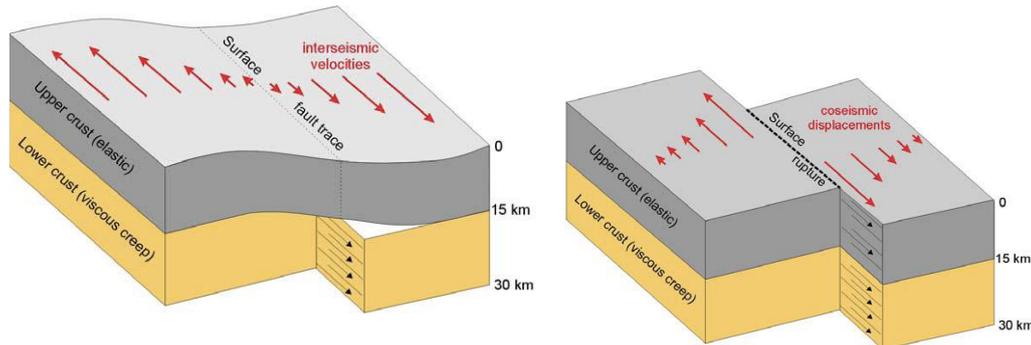
Les efforts tectoniques peuvent occasionner des déplacements au niveau d'une faille (foyer). Cette libération brutale d'énergie occasionne une vibration du sol : le séisme. À la surface du sol, le point situé à la verticale du foyer est appelé épicentre. Le foyer peut être situé à faible profondeur (quelques kilomètres), on parle alors de séisme superficiel, ou à grande profondeur (plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres), on parle alors de séisme profond. Le séisme est d'autant plus violent en surface que la quantité d'énergie emmagasinée au niveau de la faille avant le séisme est importante et que la faille est proche de la surface.

- **Exemple**

Le séisme d'Haïti du 12 janvier 2010 s'est produit sur la frontière tectonique entre la plaque Caraïbe et la plaque Nord-Américaine. Cette frontière de plaque est dominée par un mouvement décrochant sénestre, et accommode un déplacement relatif d'environ 20 mm par an, la plaque caraïbe coulissant vers l'est par rapport à la plaque Nord Américaine. Haïti occupe la partie ouest de l'île d'Hispaniola (ou Saint Domingue), île des Grandes Antilles située entre la Porto Rico et Cuba. À la longitude du séisme du 12 janvier, le déplacement entre les plaques Caraïbe et Nord-Américaine est partitionné sur deux failles décrochantes majeures de direction est-ouest – la faille Septentrional au nord d'Haïti et la faille Enriquillo-Plaintain Garden au sud. La localisation

et le mécanisme au foyer du séisme du 12 janvier indiquent une rupture décrochante sénestre sur la faille Enriquillo. Cette faille de coulissage accommode environ 7 mm/an, soit presque la moitié du déplacement de la plaque Caraïbe par rapport à la plaque Nord-Américaine. Cette faille n'avait pas produit de séismes importants au cours de ces dernières dizaines d'années. Mais elle est probablement la source des séismes historiques de 1860, 1770, 1761, 1751, 1684, 1673 et 1618.

Dans le cas du séisme du 12 janvier 2010, il s'agit donc d'un séisme de décrochement, entre les plaques caribéennes et Nord américaine, avec en plus une légère composante compressive. Cela peut se représenter ainsi :



**Figure I.4 Schéma montrant l'origine du Séisme d'Haïti du 12 janvier 2010.**

### I.2.3.2 La localisation des séismes

Comme cela a été évoqué précédemment, l'activité sismique est principalement liée à la tectonique des plaques.

#### a. Les séismes inter-plaques

Dans la majorité des cas, les séismes se déclenchent en limite de plaques. C'est en effet au niveau de ces contacts que les contraintes occasionnées par la dérive des continents sont les plus fortes. 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) et en Amérique (Chili, Mexique, États-Unis). Séismes et volcanisme sont souvent associés sur ces limites de plaques.

#### 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 précédents, ils correspondent à des réajustements des pressions dans la croûte terrestre. Ce sont plus particulièrement ces séismes que l'on observe en France métropolitaine.

#### c. Les séismes liés à l'activité volcanique

Les éruptions volcaniques, autre phénomène associé à la tectonique des plaques, occasionnent une multitude de séismes et de micro-séismes. Ces derniers peuvent permettre de prédire

l'imminence d'une éruption. Dans le cas d'une activité explosive (volcan de type péleén), la magnitude du séisme peut être significative.

#### **d. Les séismes liés à l'activité humaine**

Certaines activités humaines peuvent occasionner des séismes, généralement modérés. Il s'agit notamment de la mise en eau des barrages ou de l'exploitation des gisements souterrains (gaz, minerais, etc.).

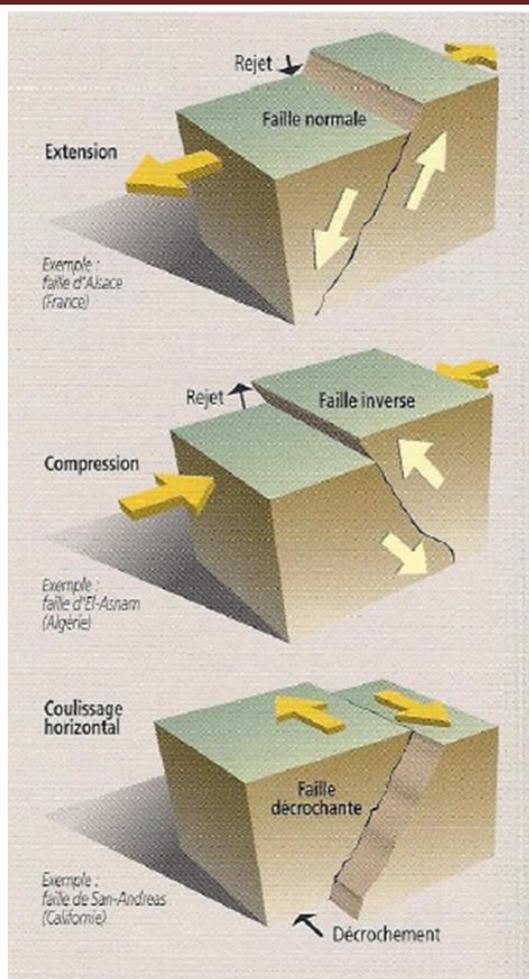
#### **I.2.3.3 Les différents mécanismes des failles actives**

Les différents « mécanismes » du jeu des failles correspondent aux différents types de contraintes possibles :

- traction (déplacements divergents)
- compression (déplacements convergents)
- cisaillement (déplacements « parallèles » mais de vitesses différentes ou de directions opposées).

Or, la roche résiste moins bien en traction qu'en cisaillement et qu'en compression. Ainsi une même roche rompra pour un niveau de contrainte plus ou moins élevé selon le mécanisme. Ceci conditionnera donc un cycle plus ou moins rapide et des magnitudes plus ou moins fortes.

L'identification des mécanismes des failles par les sismologues contribue à la compréhension de leur activité et ainsi aux arbitrages des politiques de prévention.

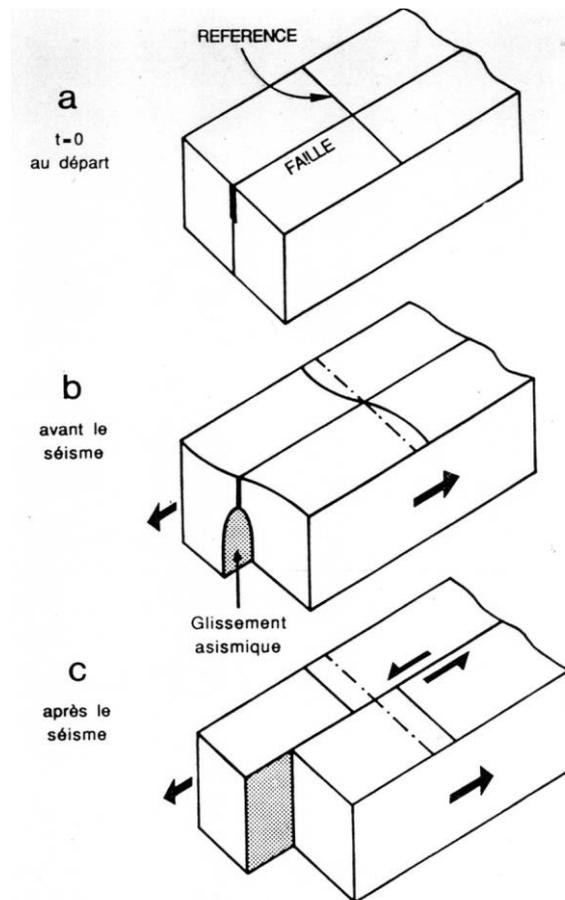


**Figure I.5 Types de failles**

### I.2.3.2.1 Notion de cycle sismique d'une faille active

En raison des forces de friction présentes entre les deux parois d'une faille, les déplacements le long de la faille ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par à-coups successifs, générant à chaque fois un séisme.

Chaque faille a un cycle sismique qui lui est propre et qui dépend de son mécanisme, de la vitesse de progression des contraintes, de la nature des roches et de sa géométrie. Le cycle de retour des séismes de différentes magnitudes obéit à des lois de probabilité. L'identification de lois ces par les sismologues fait partie des outils de la prévention.



**Figure I.6 Représentation schématique du cycle sismique**

*a - Situation au début du cycle, b - Déformation peu de temps avant le séisme,*

*c – Situation après le séisme*

Le cycle sismique d'une faille est une succession de périodes d'augmentation des contraintes et de ruptures brutales dont il faut établir la périodicité pour définir son activité.

#### **I.2.3.2.2 La source sismique : surface de rupture sur la faille**

La rupture brutale de la roche sur le plan de faille libère de l'énergie, sous forme de chaleur et d'émission d'ondes sismiques : les secousses. Plus la surface de la rupture et le déplacement sont importants, plus la quantité d'énergie libérée l'est, plus les secousses sont violentes. La Magnitude représente la quantité d'énergie libérée par le séisme.

On nomme foyer le lieu du plan de faille où commence la rupture, alors que l'épicentre désigne le point de la surface terrestre à la verticale du foyer.

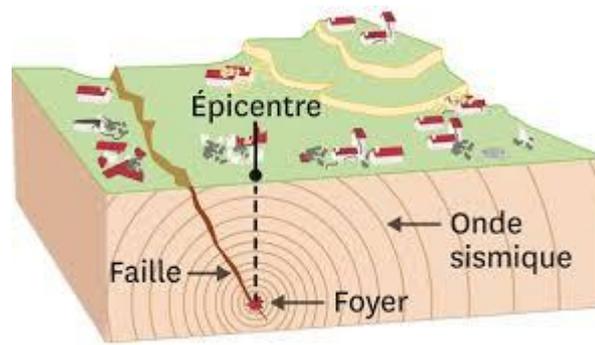


Figure I.7 Axonométrie schématisée d'une source sismique

## I.2.4 Notion de tension, tenseur de contrainte à trois dimensions

### I.2.4.1 Tension

En un point  $M$  à l'intérieur d'un corps quelconque mais de structure continue, soit un élément de surface infinitésimale  $dS$  séparant ce corps en deux demi espaces autour de  $M$ . La partie 2 exerce sur la partie 1, sur la surface élémentaire  $ds$  à la frontière des deux milieux, des actions de contact proportionnelles à  $ds$  en raison de l'hypothèse de continuité. Leur résultante est un vecteur  $\tau_v dS$  et  $\tau_v$  est appelé vecteur tension (fig. I.8). Sauf dans le cas des liquides parfaits,  $\tau_v$  n'est généralement pas normal à  $ds$ . Sa grandeur et sa direction varient en  $M$  lorsqu'on modifie l'orientation de  $ds$  définie par sa normale  $v$  (de sens 1 vers 2).

En vertu du principe d'égalité de l'action et de la réaction, on a :

$$\tau(-v) = -\tau(v) \text{ (Equation I.2)}$$

#### a) Variations de $\tau_v$ en fonction de l'orientation de $v$

Soit  $dv$  un volume infiniment petit. Examinons les forces qui s'exercent sur ce volume. Il y a équilibre des forces entre

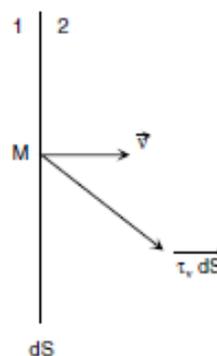


Figure I.8 Tension en un point.

*Au point  $M$ , une surface infinitésimale  $dS$  sépare le milieu en deux parties. La partie 2 exerce sur la partie 1 des actions de contact proportionnelles à  $dS$ .*

- le poids de l'élément et s'il y a mouvement ou vibration la force d'inertie. Les deux quantités sont proportionnelles à  $dv$ , donc du 3ème ordre (dimension d'un volume)
- les forces de tension qui s'exercent sur la surface limite. Ces forces sont proportionnelles à  $d\mathbf{s}$ , donc du 2ème ordre (dimension d'une surface). Les forces de volume sont donc d'un ordre supérieur par rapport aux forces de surface, donc, dans ce raisonnement portant sur des quantités infiniment petites, les forces de volume sont négligeables par rapport aux forces de surface.

Pour qu'il y ait équilibre, il faut que les forces de tension s'équilibrent entre elles.

Ceci posé, on peut ainsi écrire *la première condition d'équilibre* :

Soit  $d\mathbf{v}$  le tétraèdre  $\mathbf{OABC}$  dont les trois faces forment un trièdre orthogonal (fig. I.9). Soit  $\mathbf{v}$  la normale extérieure à  $\mathbf{ABC}$ , on a :

$$\text{Aire } \mathbf{ABC} = S$$

$$\mathbf{BOC} = S_x = S \cos(\mathbf{v}, ox)$$

$$\mathbf{COA} = S_y = S \cos(\mathbf{v}, oy)$$

$$\mathbf{AOB} = S_z = S \cos(\mathbf{v}, oz)$$

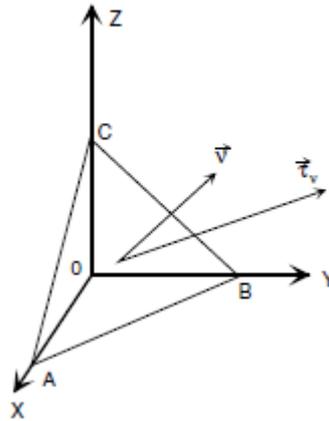
Si l'on remarque que  $\mathbf{BOC}$  a  $\mathbf{x}$  pour normale extérieure et que  $\boldsymbol{\tau}_{(-x)} = \boldsymbol{\tau}_{(x)}$ , la première condition d'équilibre s'écrit :

$$\tau_v S - \tau_x S_x - \tau_y S_y - \tau_z S_z = 0 \text{ (Equation I.3)}$$

Où

$$\tau_{(v)} = \tau_x \cos(\mathbf{v}, x) + \tau_y \cos(\mathbf{v}, y) + \tau_z \cos(\mathbf{v}, z) \text{ (Equation I.4)}$$

Il en résulte que  $\tau_v$  est connue pour toute direction  $\mathbf{v}$  dès que l'on se donne les 3 tensions particulières  $\boldsymbol{\tau}_{(x)}$ ,  $\boldsymbol{\tau}_{(y)}$ ,  $\boldsymbol{\tau}_{(z)}$ .



**Figure I. 9** Notion de tenseur.

Cette figure illustre la notion de tenseur des tensions en  $O$ . Le vecteur tension dépend de l'orientation de la normale à la surface élémentaire  $ABC$ . Il faudra donc trois vecteurs et leurs neuf composantes cartésiennes pour le définir complètement.

Cette association en un point du corps, d'un vecteur  $\tau_v$  à toute direction suivant une *relation linéaire et homogène par rapport aux cosinus directeurs de  $v$*  traduit le concept général de *tenseur*.

On dit que  $\tau_v$  est la composante du tenseur des tensions suivant la direction  $v$ .

Les 3 composantes des 3 vecteurs qui définissent le tenseur sont :

$$\tau(x) \quad \tau_{xx} \quad \tau_{xy} \quad \tau_{xz}$$

$$\tau(y) \quad \tau_{yx} \quad \tau_{yy} \quad \tau_{yz}$$

$$\tau(z) \quad \tau_{zx} \quad \tau_{zy} \quad \tau_{zz}$$

Pour la deuxième condition d'équilibre on considère un volume infinitésimal en forme de cube dont les arêtes sont parallèles aux axes  $Oxyz$  (fig. I.10).

Le moment par rapport à  $oz$  des forces de tension provient des forces  $\pm\tau_{yx} dS$  et  $\pm\tau_{xy} dS$  qui s'exercent sur les 4 faces du cube.

Ce moment est nul si  $\tau_{xy} = \tau_{yx}$ . Par un raisonnement identique on a :

$$\tau_{zy} = \tau_{yz} \text{ et } \tau_{xz} = \tau_{zx}. \text{ (Equation I.5)}$$

Ainsi, le tenseur des tensions est symétrique. Sa matrice admet une diagonale comme axe de symétrie. Il suffit donc de six nombres et non de neuf, pour définir complètement le tenseur des tensions.

### I.2.4.2 Principes de la théorie de l'élasticité

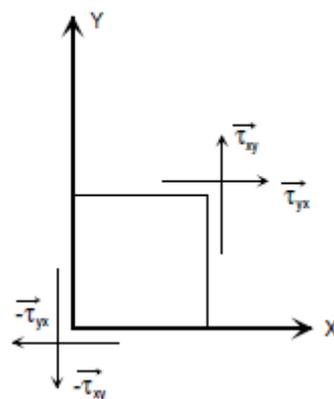
Il n'y a pas de solides indéformables. Tout corps soumis à des contraintes (ou des forces) se déforme. Cette déformation va dépendre de la manière dont le corps va répondre à ces sollicitations. Par la diversité des propriétés physiques de la matière de nombreux types de réactions sont possibles. On appelle *rhéologie* du corps l'ensemble de ses propriétés qui lient ses déformations aux contraintes appliquées. On définit ainsi les rhéologies élastique, plastique, élasto-plastique, visqueuse, etc. Pour la plus simple, qui permet de définir les corps solides parfaits, cette rhéologie est dite *élastique*.

Dans la théorie mathématique de l'élasticité on pose que les forces de déformation restent *petites*, et de ce fait en première et suffisante approximation les relations entre contraintes et déformations sont *linéaires*. Par ailleurs, en supprimant la contrainte, on revient à l'état initial. Cela implique la *réversibilité*. Ainsi, la théorie de l'élasticité qui repose sur ces principes, est-elle une théorie limite. Elle s'applique bien aux ondes sismiques.

Un corps peut être *isotrope* quand ses propriétés physiques sont identiques dans toutes les directions en tous ses points, sinon il est *anisotrope*. Pour simplifier, dans ce qui suit, on raisonne sur des corps *homogènes, isotropes et élastiques*.

Dans la théorie mathématique de l'élasticité on pose que les forces de déformation restent *petites*, et de ce fait en première et suffisante approximation les relations entre contraintes et déformations sont *linéaires*. Par ailleurs, en supprimant la contrainte, on revient à l'état initial. Cela implique la *réversibilité*. Ainsi, la théorie de l'élasticité qui repose sur ces principes, est-elle une théorie limite. Elle s'applique bien aux ondes sismiques.

Un corps peut être *isotrope* quand ses propriétés physiques sont identiques dans toutes les directions en tous ses points, sinon il est *anisotrope*. Pour simplifier, dans ce qui suit, on raisonne sur des corps *homogènes, isotropes et élastiques*.



**Figure I.10 Symétrie du tenseur des tensions.**

La nullité du moment par rapport aux axes de coordonnées permet de ramener à six, grâce aux propriétés de symétrie, le nombre des paramètres nécessaires pour définir le tenseur des tensions définit ainsi les rhéologies élastique, plastique, élasto-plastique, visqueuse, etc. Pour la plus

simple, qui permet de définir les corps solides parfaits, cette rhéologie est dite élastique.

Dans la théorie mathématique de l'élasticité on pose que les forces de déformation restent petites, et de ce fait en première et suffisante approximation les relations entre contraintes et déformations sont linéaires. Par ailleurs, en supprimant la contrainte, on revient à l'état initial. Cela implique la réversibilité. Ainsi, la théorie de l'élasticité qui repose sur ces principes, est-elle une théorie limite. Elle s'applique bien aux ondes sismiques.

Un corps peut être isotrope quand ses propriétés physiques sont identiques dans toutes les directions en tous ses points, sinon il est anisotrope. Pour simplifier, dans ce qui suit, on raisonne sur des corps homogènes, isotropes et élastiques.

### a) Relations entre forces et déformations, loi de Hooke

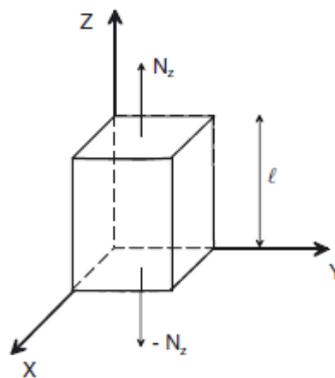
Soit un parallélépipède rectangle élémentaire dont 3 arêtes définissent le trièdre  $Oxyz$  (fig.I 11). On exerce une traction uniforme  $N_z$  sur les faces normales à  $Oz$  de valeur  $N_z$  par unité de surface, parallèle à  $Oz$ .

On a,  $\tau_{zz} = N_z$  et  $\tau_{xx} = \tau_{yy} = \tau_{yz} = \tau_{zx} = \tau_{xy} = 0$ . (Equation I.6)

Donc si le corps est isotrope, le volume reste un parallélépipède rectangle, l'arête de longueur  $l$  parallèle à  $Oz$  s'allonge de  $\Delta l$ . Son allongement relatif est  $\delta z$

$$\delta z = \frac{\Delta l}{l} = \frac{1}{E} N_z \text{ (Equation I.7)}$$

On appelle  $E$  le *module d'Young* qui est homogène à une pression. Il s'agit d'un module de raideur. Plus il est grand et moins le corps est élastique. Ainsi, pour allonger de 1mm un fil de fer (module d'Young  $E = 20\,000 \text{ kg/mm}^2$ ) de 1 mm de diamètre et de 1 mètre de long, il faut exercer une traction de 15,5 kg. Pour un fil identique en argent ( $E = 7\,000 \text{ kg/mm}^2$ ), il suffit de 5,5 kg.



**Figure I. 11 Loi de Hooke.**

*Le parallélépipède rectangle élémentaire sur lequel on établit les relations forces déformations pour des allongements (positif ou négatif) infiniment petits. La théorie de l'élasticité n'est qu'une théorie limite.*

### b) Coefficient de Poisson

Lorsqu'on allonge le corps suivant  $Oz$  les arêtes du parallélépipède subissent une contraction  $\delta x = \delta y = -\sigma \delta z = -\frac{\sigma}{E} N_z$

$\sigma$  (sigma) est le coefficient de Poisson. C'est un nombre sans dimension qui pour les solides parfaits vaut  $1/4$ .

Généralisons maintenant à l'ensemble du parallélépipède en exerçant sur ses faces les tractions  $N_x, N_y, N_z$ . Le principe de la superposition permet d'écrire la *loi de Hooke* :

$$\delta x = \frac{1}{E}(N_x - \sigma N_y - \sigma N_z)$$

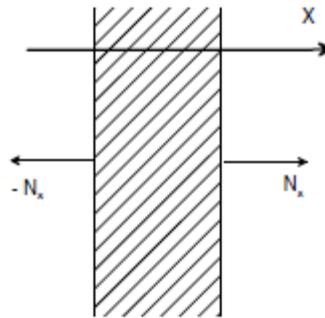
$$\delta y = \frac{1}{E}(-\sigma N_x + N_y - \sigma N_z)$$

$$\delta z = \frac{1}{E}(-\sigma N_x - \sigma N_y + N_z)$$

Cette loi peut être vérifiée expérimentalement. Elle l'est d'autant mieux que les efforts sont petits.

### c) Traction normale uniforme d'une plaque infinie

On considère une plaque d'épaisseur uniforme perpendiculaire à  $Ox$ , soumise à une traction uniforme  $N_x$  par unité de surface, parallèle à  $Ox$  (fig. I.12)  $\delta y = \delta z = 0$ .



**Figure I.12 Traction normale uniforme d'une plaque infinie.**

*La plaque dont la section est représentée en grisé est soumise à une tension  $N_x$  parallèle l'axe  $Ox$ .*

Si l'on porte ces conditions dans la loi de Hooke, on obtient :

$$N_y = N_z = \frac{\sigma}{1-\sigma} N_x \text{ (Equation I.8)}$$

$$\text{et } \delta_x = \frac{N_x}{E} \cdot \frac{(1+\sigma)(1-2\sigma)}{1-\sigma} = \frac{N_x}{\alpha} \text{ avec } \alpha = E \cdot \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} \text{ (Equation I.9)}$$

On appelle  $\alpha$  le *module d'allongement transversal des plaques*.

Si  $\sigma = 1/4$ ,

$$\alpha = (6/5) E. \text{ (Equation I.10)}$$

**d) Déformation par glissement**

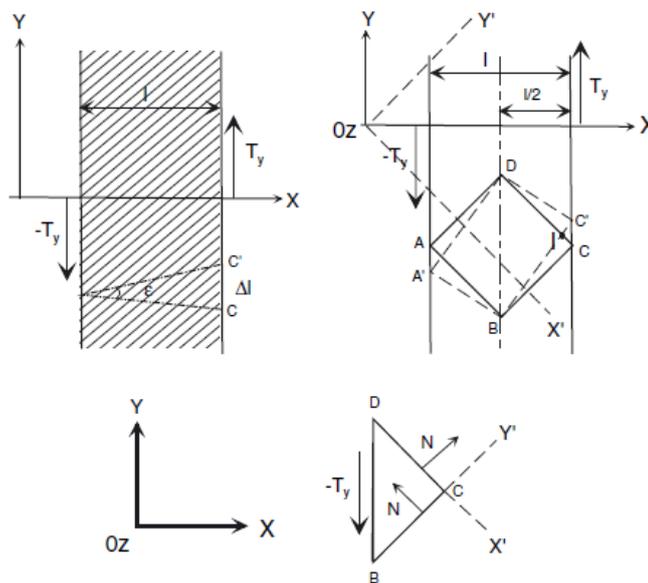
On se donne une plaque identique à la précédente, normale à  $Ox$  et on exerce sur ses faces des efforts tangentiels  $T_y$  par unité de surface (fig. 1.6). La plaque ne change pas d'épaisseur. Tout se passe comme si l'une des faces glissait de la quantité  $CC' = \Delta l$  par rapport à l'autre.  $\Delta l$  est proportionnel à l'épaisseur de la plaque et à  $T_y$ .

On a :

$$\frac{\Delta l}{l} = \epsilon_y = \frac{T_y}{\mu} \text{ et } \epsilon = \frac{T}{\mu} \text{ (Equation I.11)}$$

$\epsilon$  est le glissement relatif d'une face par rapport à l'autre, c'est l'angle de glissement.

$\mu$  est le module de rigidité (shear modules en anglais).



**Figure I.13 Déformation par glissement d'une plaque de largeur l.**

a) La plaque se présente comme dans la figure précédente, mais elle est soumise à un effort tangential suivant  $Oy$  orthogonal à  $Ox$  couple de cisaillement  $T_y, -T_y$ . b) L'effet du couple se traduit par la rotation du cube  $ABCD$ , des glissements  $CC'$  et  $AA'$  et des allongements et raccourcissements infiniment petits  $IC = IC'$  ( $I$  intersection de  $DC$  et de  $BC'$ ). c) On se place dans  $xOy$  pour retrouver l'application classique de la loi de Hooke sur le cube déformé.

En appliquant la loi de Hooke, on peut calculer sa valeur en fonction des paramètres élastiques du milieu. Pour cela, on découpe dans la plaque un cube ABCD d'arêtes parallèles aux axes  $Ox'y'z$  tels que  $Ox'$  et  $Oy'$  sont les bissectrices des angles  $xOy$ . Par rapport au plan diamétral DB, C glisse en  $C'$  vers le haut, tandis que A glisse en  $A'$ . Ces glissements sont infiniment petits et on peut considérer que C glisse sur le cercle de diamètre BD, les angles en ABCD restant droits. Le cube tourne donc d'un angle  $2\varepsilon$  autour d'un axe parallèle à  $Oz$ . L'arête  $BC$  s'allonge de  $IC'$ . L'arête  $DC$  se raccourcit de  $IC = IC'$ .

Ainsi, on a :

$$IC = IC' = \frac{CC'}{\sqrt{2}} = \frac{\varepsilon l}{2} \frac{1}{\sqrt{2}} \quad (\text{Equation I.12})$$

. Comme les arêtes ont pour longueur  $l/\sqrt{2}$ , l'allongement ou le raccourcissement relatifs sont égaux à  $\varepsilon/2$ . Sur la face  $CD$  s'exerce la tension normale  $N_{y'}$  puisque  $BC$  s'allonge de

$$\delta y' = \varepsilon/2.$$

Sur la face  $BC$  s'exerce une compression  $N_{y'} < 0$ , puisque  $DC$  se raccourcit de

$$\delta x' = -\varepsilon/2, \text{ comme}$$

$\delta y' = \varepsilon/2$  et  $\delta z = 0$ , la loi de Hooke donne :

$$-E \frac{E}{2} = N_{x'} - \sigma N_{y'} - \sigma N_z$$

$$E \frac{E}{2} = -\sigma N_{x'} - N_{y'} - \sigma N_z$$

$$0 = -\sigma N_{x'} - \sigma N_{y'} + N_z$$

d'où l'on tire  $(N_{x'} + N_{y'})(1 - \sigma - 2\sigma^2) = 0$  et comme  $N_{y'} = -N_{x'} = N$  et  $N_z = 0$  :

$$N = \frac{E}{2(1+\sigma)} \frac{\varepsilon}{2} \quad (\text{Equation I.13})$$

et comme  $\mu = \frac{N}{\varepsilon}$ , on en tire :

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \quad (\text{Equation I.14})$$

On peut établir quelques relations entre ces différents paramètres.

$$\text{Ainsi, } \frac{\alpha}{\mu} = \frac{2-2\sigma}{1-2\sigma} > 1, \text{ si } \sigma = \frac{1}{4} \alpha = 3\mu$$

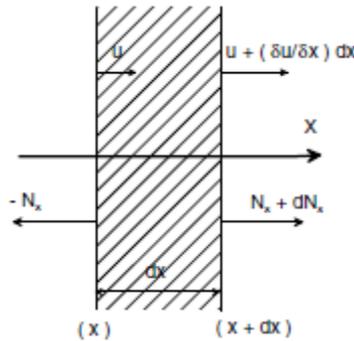
On définit également *un module d'incompressibilité (Bulk modulus en anglais)*

$$K = \frac{E}{3(1-2\sigma)} \text{ (Equation I.15)}$$

Ce qui entraîne la relation  $\alpha = K + \frac{4}{3}\mu$  (Equation I.16)

### I.2.4.3 Propagation d'une onde plane longitudinale

Considérons un milieu homogène illimité isotrope et un plan illimité d'abscisse  $x$  perpendiculaire à  $Ox$  qui se déplace suivant  $Ox$  d'une quantité  $u$ , par suite de tension parallèles à  $Ox$  (fig. I.14).



**Figure I.14 Propagation d'une onde plane longitudinale.**

*On considère une plaque illimitée homogène isotrope et ses faces  $x$  et  $x + dx$  et on raisonne sur leur élongation au même instant.*

On suppose que ces tensions et élongations ne dépendent que de  $x$  et du temps  $t$ .

Considérons la tranche de matière entre  $x$  et  $x + dx$ . Si l'élongation du plan  $x$  à l'instant  $t$  est  $u$ , celle du plan  $x + dx$  au même instant est  $u + (\partial u / \partial x) dx$ .

La tranche est donc soumise à une extension absolue  $(\partial u / \partial x) dx$  et à une extension relative

$$\delta x = \partial u / \partial x.$$

C'est donc que la tranche est soumise à une tension  $|N| = \alpha \left| \frac{\partial x}{\partial y} \right|$

La tension appliquée à la face  $x$  est  $-N_x$ .

La tension à la face  $x+dx$  est  $N_x + \frac{\partial N_x}{\partial x} dx = N_x + \alpha \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} dx$  (Equation I.17)

La tranche d'épaisseur  $dx$  est donc soumise à une accélération  $\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$  parallèle à  $Ox$ .

La masse par unité de surface est  $\rho dx$ , avec  $\rho$  la masse volumique du milieu.

L'équation fondamentale de la dynamique s'écrit :

$$\alpha \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} dx = (\rho dx) \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \text{ (Equation I.18)}$$

$$\text{soit : } \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \frac{1}{V_1^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = 0 \text{ (Equation I.19)}$$

$$\text{avec : } V_1 = \sqrt{\frac{\alpha}{\rho}} \text{ (Equation I.20)}$$

On reconnaît là l'équation d'une onde dont la vitesse de propagation est  $V_1$ . C'est une *onde longitudinale* ou *onde de condensation* ou *de compression*.

#### I.2.4.4 Propagation d'une onde plane transversale

Un raisonnement et un calcul identiques aux précédents conduisent à l'équation :

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} - \frac{1}{V_2^2} \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = 0 \text{ avec } V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho'}}$$

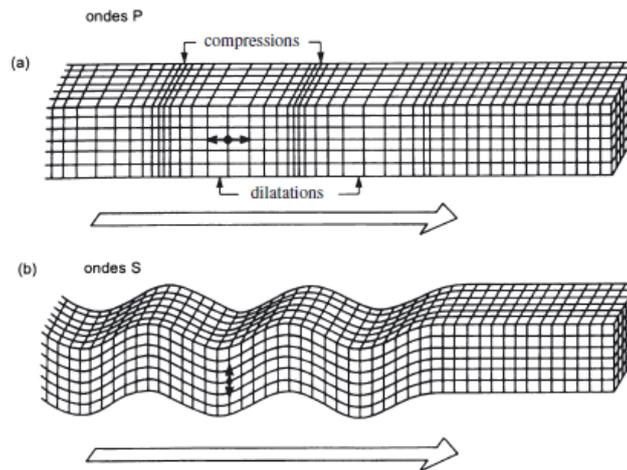
$v$  étant l'élongation transversale et  $V_2$  la vitesse de propagation de l'*onde transversale*.

Remarquons que :  $\frac{V_1}{V_2} = \sqrt{\frac{\alpha}{\mu}}$  ; comme nous avons établi que dans un solide élastique parfait,  $\alpha = \frac{1}{4} \mu$  et  $\alpha = 3\mu$ , il en résulte que  $\frac{V_1}{V_2} = \sqrt{3}$

L'onde transversale est dite aussi *onde de cisaillement*.

Ces deux types d'ondes correspondant respectivement aux propagations de mouvements longitudinaux et transversaux (compression et cisaillement) sont qualifiés d'*ondes de volume*, les premières sont les *ondes P* (du latin *Primae*, les premières qui apparaissent sur un enregistrement sismologique à une certaine distance de la source), les deuxièmes sont les *ondes S* (de *Secundae*, celles qui arrivent en deuxième position).

Les deux schémas de la figure I.15 dus à Bolt (1982) représentent les mouvements d'une particule associés au passage des ondes de volume P et S.



**Figure I.15 Déformation élastique et mouvement des éléments du milieu élastique lors de la propagation des ondes de compression (ondes P) et des ondes de cisaillement (ondes S).**

La flèche indique le sens de la propagation de ces ondes de volume (d'après Bolt, 1982).

#### 2.4.5 Vitesse des ondes de compression P dans les milieux terrestres

En gravimétrie le paramètre de contrôle était la densité des milieux. En sismologie de même qu'en sismique réflexion et réfraction ce rôle est joué par le paramètre *vitesse des ondes de volume* (onde de compression, voir le tableau ci-après, ou de cisaillement). Par ailleurs, dans un milieu donné, il y a une relation entre la vitesse de propagation des ondes de volume et la densité du milieu.

$$V_1 = \sqrt{\frac{\alpha}{\rho}} ; V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Comme les paramètres  $\alpha$  et  $\mu$  sont tous variables en fonction de la nature des milieux, on peut néanmoins passer facilement d'un paramètre (densité) à l'autre (vitesse).

À partir de mesures expérimentales faites en laboratoire, un certain nombre de lois empiriques ont été établies pour différents types de roches.

Tableau I.2 Vitesse des ondes P selon le milieu.

Milieu	Vitesse des ondes P(km/s)
Sable sec	0.2-1.0
Sable saturé en eau	1.5 - 2
Argile	1.5 -2.5
Grès	2 - 6
Calcaires	2- 6
Craie	2 - 2.5
Calcaire jurassique	3 - 4
Calcaire carbonifère	5 - 5.5
Dolomie	2.5 - 6.5
Sel	4.5 - 5
Gypse	2 - 3.5
Roches ignées	5.5 - 8.5
Granite	5.5 - 6
Gabbro	6.5 - 7
Roches ultrabasiques	7.5 - 8.5
Serpentine	5.5 - 6.5
Air	0.3
Eau	1.4 - 1.5
glace	3.4

### I. 2.5 Caractérisation des séismes.

On peut caractériser la "taille" du tremblement de terre par différents paramètres.

- La **magnitude  $M$**  (échelle de RICHTER) est une évaluation de l'énergie libérée au foyer du tremblement de terre. Comme telle, cette quantité n'est pas utilisable par l'ingénieur des constructions qui s'intéresse à un mouvement en surface et dans une zone géographique donnée. Le foyer peut se trouver à plusieurs kilomètres sous la surface et à plusieurs centaines de kilomètres de la zone donnée.
- L'**intensité  $I$**  (échelle de MERCALLI) est une caractérisation de l'importance des effets matériels observés en surface et de la perception par la population. Cette description vaut pour une zone géographique donnée, mais est assez qualitative. L'intensité en un point dépend non seulement de la taille du séisme (magnitude) mais aussi de la distance au foyer, de la géologie locale et de la topographie.
- **Accélération de pointe** : Un paramètre important pour l'évaluation des effets des séismes à un endroit donné est l'**accélération maximale  $ag$**  du sol ou accélération de pointe, PGA (Peak Ground Acceleration) en anglais. Son ordre de grandeur est de 0,4 g à 0,6g en zone très sismique (Japon, Turquie) et de 0 à 0,1g en zone faiblement sismique (Belgique).

### I.2.5.1 Quelques définitions

- ✚ **Foyer ou hypocentre** : Par définition, on appelle *foyer* ou *hypocentre* d'un séisme le point où a lieu le début l'ébranlement produisant les ondes sismiques.
- ✚ **L'épicentre** : est la projection du foyer sur la surface topographique.
- ✚ **Heure origine** : On appelle *heure origine* d'un séisme le moment où a lieu l'ébranlement. Ce paramètre est donné en T.U. (temps universel GMT).

Pour caractériser un séisme on détermine à partir des données recueillies dans les stations sismologiques les quatre paramètres suivants : *latitude et longitude, profondeur du foyer, heure origine*. On ajoute à ces paramètres la *magnitude* du séisme.

La magnitude : qui traduit l'énergie libérée à la source et son mécanisme au foyer.

## I.3. La sismologie

Cette discipline s'attache à l'étude des ondes sismiques issues des séismes naturels ou bien des très fortes explosions, tels les tirs nucléaires. Son domaine d'échelle est donc large, depuis quelques centaines de mètres pour les études en champ proche, par exemple, jusqu'à la dimension du globe terrestre. Ses objectifs constituent deux ensembles, l'étude de la source sismique (position du foyer, mécanisme à la source, énergie, prévision) d'une part, l'étude de la structure du globe par la propagation des ondes issues des séismes d'autre part.

### I.3.1 Les ondes sismiques, leur enregistrement

#### I.3.1.1 Les sismographes

Les sismographes sont des appareils très sensibles. Lors d'un séisme, le mouvement enregistré est très amplifié par rapport au mouvement réel du sol sismique il faut enregistrer ses deux composantes horizontales et sa composante verticale. Pour cela on utilise des sismographes à inertie dits "horizontaux" et des sismographes à in "verticaux".

Le sismographe horizontal est construit de telle sorte qu'il ne peut enregistrer le mouvement du sol que dans une seule direction horizontale. Le sismographe vertical est conçu de telle sorte qu'il ne peut enregistrer le mouvement que dans la direction verticale. Dans d'observation sismographiques il faut, au minimum, trois sismographes: 2 horizontaux et 1 vertical.

Les 2 sismographes horizontaux sont disposés de telle sorte que l'un enregistre la composante X (Nord-Sud) et l'autre la composante Y (Est composante Z).

#### I. 3.1.2 Le sismogramme

Un sismogramme est l'enregistrement obtenu à partir des sismographes courbe qui varie en fonction de l'énergie libérée à la distance foyer - station sismographique, de la nature et de la structure du milieu traversé par les ondes et, enfin, du type de sismographe utilisé.

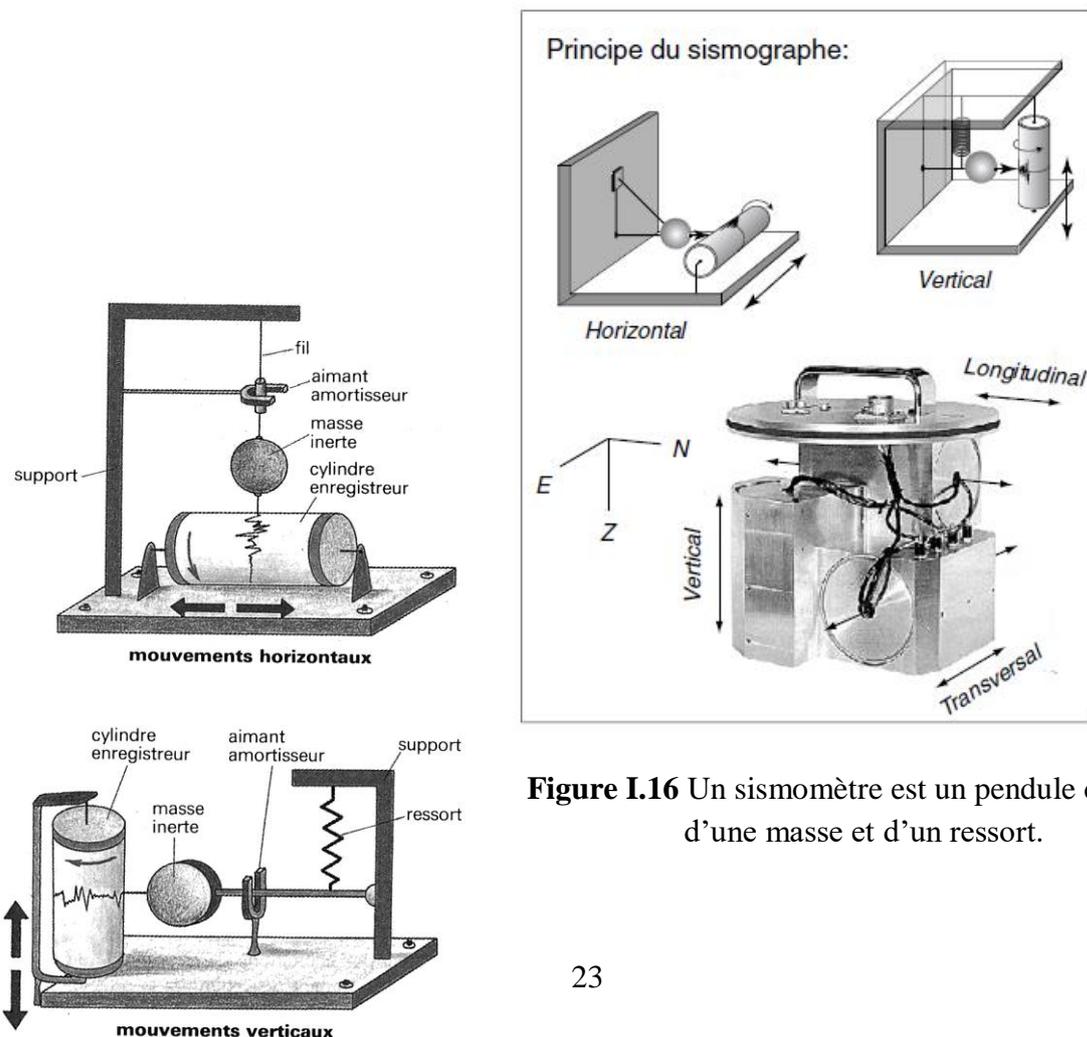
Le fait que les ondes sismiques arrivent aux stations d'enregistrement seulement les ondes qui ont suivi le chemin le plus direct entre le foyer et la station mais aussi des ondes qui n'y sont parvenues qu'après une série de réflexions et/ou réfractions.

### ✚ Les stations sismiques

Une station sismique est constituée de plusieurs éléments :

- \* un capteur de mouvement du sol (également appelé sismomètre) ;
- \* un marqueur du temps (généralement un récepteur GPS) ;
- \* un numérisateur (pour convertir le signal analogique issu du capteur de mouvement du sol en signal numérique) ;
- \* une unité de stockage ;
- \* éventuellement un système de télétransmission (radio, satellite, internet. . .).

La figure I.16 montre le principe des sismomètres verticaux et horizontaux qui sont installés dans une station sismique de manière à avoir : un sismomètre vertical et deux horizontaux, est-ouest et nord-sud permettant d'enregistrer le mouvement du sol suivant ses trois directions. Les sismomètres large bande ou très large bande ont un capteur qui couvre un large domaine de fréquences (0,001 à 50 Hz), permettant ainsi d'enregistrer à la fois ondes de volume et ondes de surface.

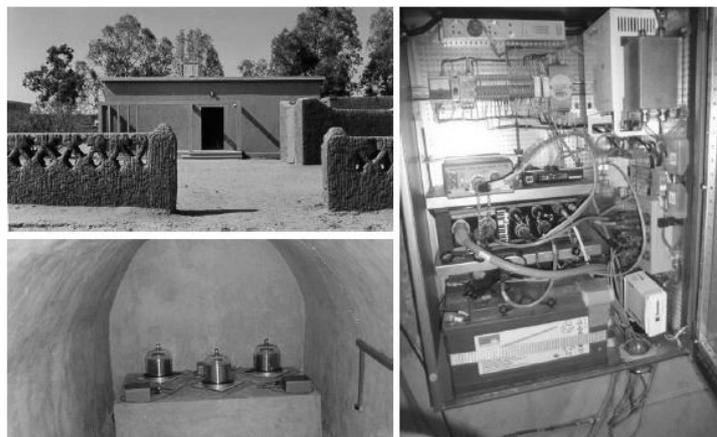


**Figure I.16** Un sismomètre est un pendule constitué d'une masse et d'un ressort.

Au passage d'une onde sismique, la masse subit un mouvement relatif par rapport à un bâti rigide solidaire du sol (en haut). Afin de capter les mouvements du sol dans les 3 dimensions, il existe 2 types de sismomètres : vertical et horizontal. Une station sismique est ainsi composée à minima d'un sismomètre vertical et de 2 sismomètres horizontaux disposés orthogonalement. Sur la figure du bas, ces 3 composantes sont parfois assemblées dans un même bâti, et les pendules mécaniques sont remplacés par des capteurs électromécaniques où des systèmes aimants-bobines transforment les mouvements relatifs masse-bâti en courant électrique, analogue du mouvement du sol, dans les 3 directions orthogonales : haut/bas ( $\pm Z$ ), N/S et E/W.

### ✚ Les réseaux sismologiques

Une station sismologique complète comprend un ensemble de capteurs mesurant à chaque instant les mouvements du sol. Pour cela il faut disposer de trois sismomètres au moins.



**Figure I.17** Station sismologique de TAM (Algérie) du réseau français GEOSCOPE. À gauche le bâtiment (haut) et les 3 sismomètres dans la cave (bas). Les sismomètres sont installés sur un pilier couplé au sol dans une cave pour être isolés des variations thermiques et ainsi minimiser le bruit. À droite, l'électronique de la station (photo GEOSCOPE, IPGP).

Il y a plusieurs milliers de stations sismologiques permanentes sur le Globe dont les données sont transmises en temps réels vers les centres de détection des séismes et d'alerte aux tsunamis. Ces centres procèdent aux analyses suivantes : détermination des coordonnées et de la profondeur des foyers, heure origine, calcul de l'énergie libérée, magnitude ou moment sismique, etc. Les grands réseaux mondiaux tels GEOSCOPE, GSN, etc. permettent un suivi permanent de la sismicité de la planète. Les données issues de ces réseaux globaux permettent aussi d'étudier et d'imager via la tomographie (imagerie de la vitesse des ondes sismiques) la structure interne.

À l'échelle locale on utilise des réseaux permanents ou temporaires dont la géométrie dépend du problème étudié. Sur des réseaux très denses consacrés à la sismicité de volcans ou à la

*tomographie locale ou régionale*, on peut ainsi disposer une centaine de stations pour suivre l'évolution d'une éruption par exemple.

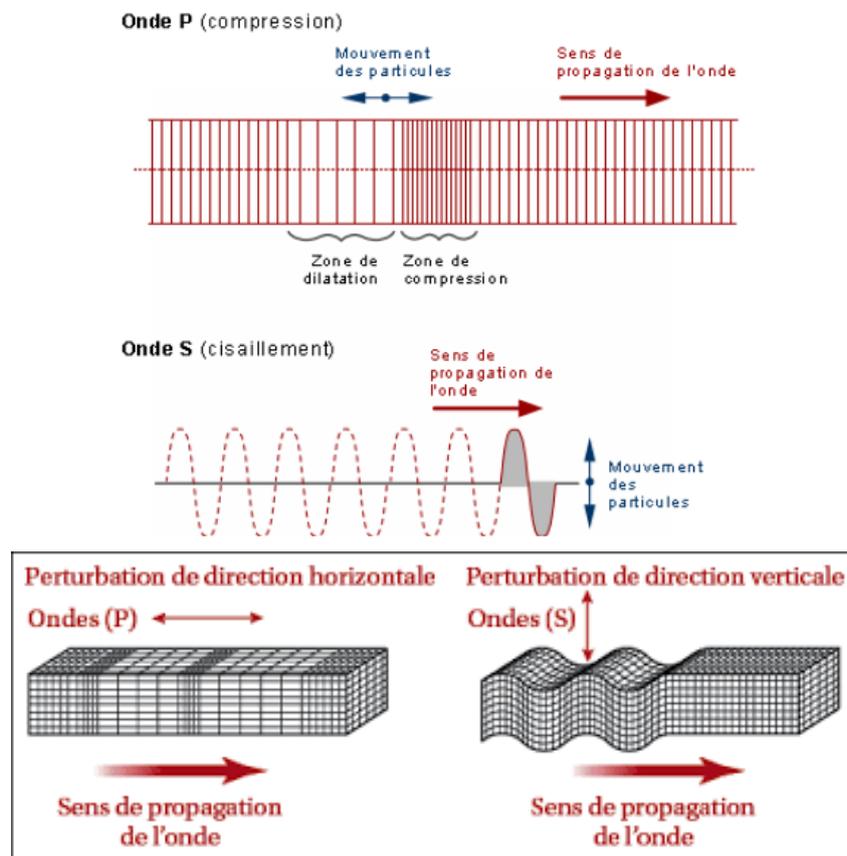
Malgré cette grande diversité dans le détail des sismogrammes, les sismologues parviennent à y distinguer deux, parfois trois, secteurs principaux; correspond à une brusque augmentation de l'amplitude du mouvement enregistré. Ces secteurs correspondent aux arrivées successives et de deux - parfois trois - trains d'ondes :

### I.3.2 Les type d'ondes

#### I.3.2.1 Ondes de volume

se propagent dans la masse terrestre, sont réfléchies et/ou réfractées par les limites de couches de densité différentes et par la surface.

- *ondes P*
- *ondes S*



**Figure I.18** Les ondes de volumes P et S

- *les ondes P*, ainsi appelées parce qu'elles arrivent les premières; sont des *ondes longitudinales*. On les appelle aussi *ondes de compression-dilatation* parce que leur propagation se traduit par des compressions et dilatations successives du milieu (donc des variations de volume). Les ondes P appartiennent à la même catégorie que les ondes sonores progressent en animant les sols traversés en compression/dilatation. Les ondes P sont des ondes de compression se propagent dans tous les états de la matière (gazeux,

liquide et solide en créant successivement des zones de dilatation et des zones de compression. Les particules se déplacent selon un mouvement avant arrière dans la direction de la propagation de l'onde, caractérisées par :

- Vitesse : de l'ordre de 4 à 6 km/s (beaucoup moins selon la nature des roches tendres et des sols traversés près de la surface)

- Période: de l'ordre de la seconde (de la fraction de seconde à quelques secondes)

- Longueur d'onde: de l'ordre de 4 à 6 km

Ce sont les plus rapides (6000 mètres par seconde près de la surface) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme. Leur vitesse est fonction croissante de la distance parcourue (plus l'on se situe loin du foyer d'émission de l'onde, plus la vitesse à laquelle l'onde a parcouru la distance nécessaire à nous atteindre sera grande). Le grondement, c'est-à-dire le bruit, que l'on entend parfois à l'occasion des tremblements de terre est dû à l'arrivée des ondes P dans l'atmosphère (à condition que leur fréquence soit supérieure ou égale à 15-20 Hertz)

- **les ondes S**, ainsi appelées parce qu'elles arrivent les secondes. Les ondes S sont des *ondes transversales*. A leur passage les particules du milieu vibrent perpendiculairement à la direction de propagation, donc transversalement par rapport à cette direction. Leur propagation se traduit par un cisaillement du milieu (mouvement évoquant celui des branches d'une cisaille ou d'une paire de ciseaux), d'où leur autre nom *ondes de cisaillement*. Les ondes S ne sont transmissibles **que par les solides**; elles ne se propagent ni dans les liquides, ni dans les gaz. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes (fig.I.18)

Le rapport de la vitesse des ondes P par rapport à la vitesse des ondes S est d'environ 1,7. Grâce à cette première information concrète, nous pouvons facilement connaître la distance du foyer d'un séisme en calculant l'écart de temps entre la réception des ondes P et celle des ondes S; de plus, en ayant trois stations réceptrices situées en trois endroits suffisamment espacés, nous pouvons déterminer la position exacte du foyer et de l'épicentre d'un séisme.

– Vitesse : 60% de celle des ondes P

– Période: de l'ordre de la seconde (de la fraction de seconde à quelques secondes)

– Longueur d'onde: de l'ordre de 4 à 6 km

### I.3.2.2 Ondes de surface

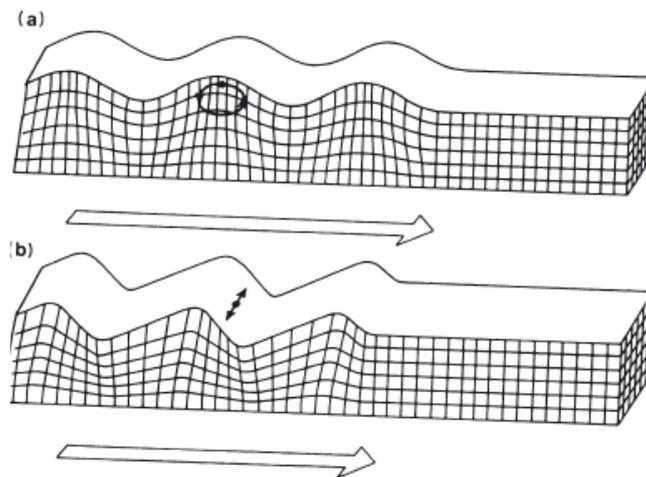
Elles sont générées par l'arrivée des ondes de volume à la surface du globe. Plus le séisme est profond, moins elles sont puissantes. Les ondes de surface (ondes de longues périodes) se propagent à des vitesses constantes ; elles sont de deux types selon l'ordre d'arrivée à la station d'enregistrement après S, *les ondes de Love (L)* et *les ondes de Rayleigh (R)*.

- **Les ondes de Love (L)** sont des ondes transversales comme les ondes S mais les vibrations des particules du milieu ne se font ici que dans le seul plan horizontal; **elles ne peuvent se propager que dans les solides** (fig.I.19)

- **Les ondes de Rayleigh (R)**: à leur passage les particules du milieu décrivent, en tournant dans la série rétrograde par rapport au sens de propagation, des ellipses allongées verticalement. Les ondes R se propagent comme des vagues à la surface de l'eau (mais dans le cas de ces dernières le mouvement orbital des particules se fait vers l'avant par rapport aux sens de propagation).

Contrairement aux ondes de Love, qui n'ont pas de composante verticale mais seulement une composante horizontale, les ondes de Rayleigh, elles, ont à la fois une composante horizontale et une composante verticale, celle-ci étant plus importante. **Les ondes R sont transmissibles par les solides et les liquides.**

- les ondes de surface qui n'apparaissent que si le foyer du séisme se trouve à une faible profondeur.



**Figure I.19** Ondes de Rayleigh et ondes de Love et les déformations élastiques associées au passage des ondes de surface - ondes de Rayleigh et ondes de Love (d'après Bolt, 1982).

Les ondes sismiques sont enregistrées en plusieurs endroits du globe par des sismomètres.

Le temps d'arrivé des ondes à ces capteur permet d'estimer la localisation de la source sismique

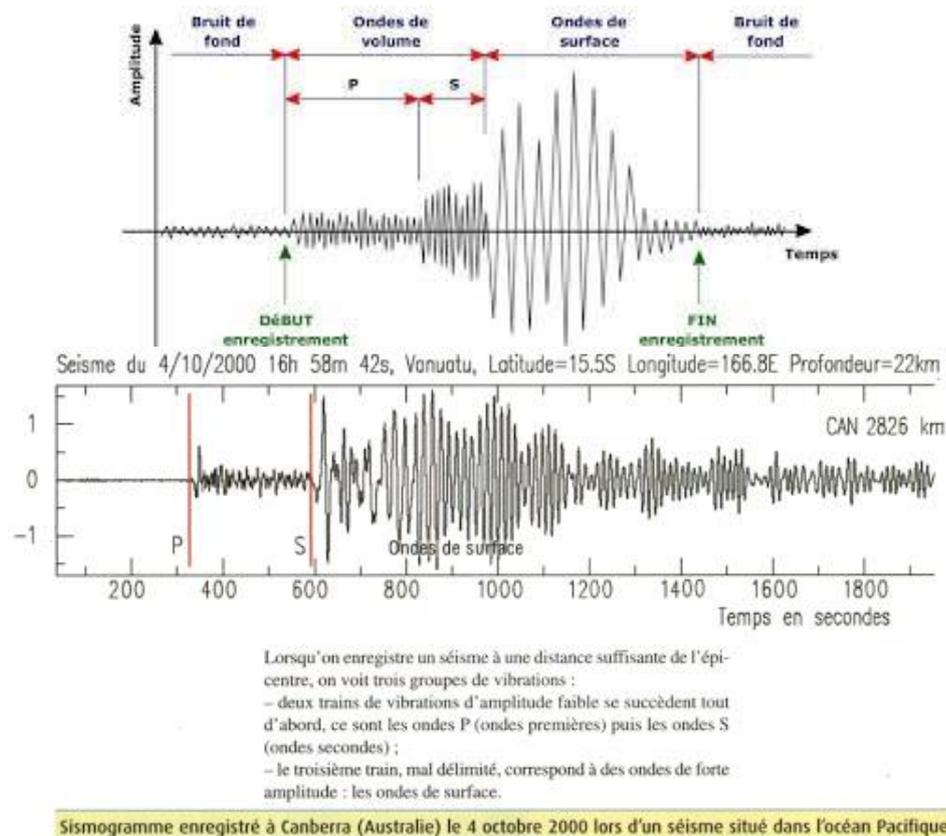


Figure I.20 Sismogramme

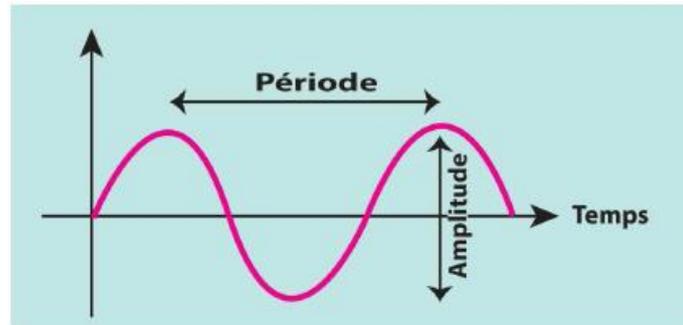
### I.3.3 Magnitude d'un séisme et échelle de Richter

La *magnitude* est une mesure scientifique de l'énergie libérée par un séisme. Un séisme n'a qu'une magnitude mesurée sur l'échelle de Richter. La magnitude dépend de la violence de la secousse initiale ainsi que de la profondeur du foyer : les séismes superficiels sont les plus dangereux.

La magnitude d'un séisme est une valeur intrinsèque du séisme, indépendante du lieu d'observation. La magnitude n'est pas une échelle en degré, mais une fonction continue, qui peut être négative ou positive et, en principe, n'a pas de limites. En réalité, sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe. Sa valeur maximale est liée à la résistance des roches aux forces tectoniques et à la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup.

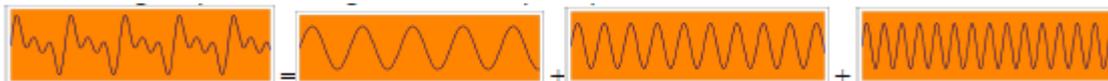
Les dégâts observés en surface sont liés à l'énergie transportée par les ondes, ils diffèrent en fonction de l'amplitude, de la fréquence et de la durée des vibrations engendrées par les ondes qui caractérisent les phénomènes ondulatoires. La période et l'amplitude caractérisent les phénomènes ondulatoires. Pour les séismes il peut s'agir de caractériser le déplacement des particules de sol, leur vitesse de déplacement et l'accélération de cette vitesse.

- ✓ **La période** est la durée d'un cycle d'oscillation. La notion de périodicité d'une sollicitation dynamique d'origine sismique sera fondamentale pour la compréhension du comportement dynamique des structures.
- ✓ **la fréquence**, le nombre de cycles par seconde.
- ✓ **L'amplitude** traduit « l'énergie » du mouvement ondulatoire. L'amplitude est mesurée de « pic à pic » sur un sismogramme :



**Figure I.21** Période et amplitude d'une onde.

Un « signal sismique » est complexe et aléatoire. Il peut être représenté comme la superposition d'ondes (des différents types) de fréquences variées dont l'amplitude est plus ou moins importante. Un certain nombre de paramètres, dépendants de la source et des sols traversés conditionnent la nature du signal sismique en un lieu.



**Figure I.22** Un signal sismique composé de la superposition d'ondes à différentes amplitudes et fréquences

L'énergie produite par un séisme peut être calculée grâce à l'une de ces caractéristiques : L'amplitude. L'amplitude maximale d'un séisme est l'une des vibrations du sol entraînée par le mouvement ondulatoire des ondes. Cette amplitude maximale permet de mesurer la magnitude d'un séisme :

La magnitude d'un séisme qui est liée à l'énergie émise par une relation simple, a été définie en premier par Richter (1935) pour les séismes locaux de Californie, à partir de l'amplitude maximum des ondes de volume qu'enregistrait un sismographe particulier situé à 100 km de l'épicentre. Elle a été étendue par Gutenberg et Richter (1956) aux séismes éloignés.

Ils ont défini ainsi  $m$  à partir des ondes de volume par la formule :

$$m = \log \frac{u_1}{T_1} + f_1(\Delta, h) + C_1 \text{ (Equation I.21)}$$

$\Delta$  est la distance épacentrale,

$h$  la profondeur du foyer,

$u_1$  l'amplitude maximale

$T_1$  la période d'une phase déterminée des *ondes de volume* ;

$f_1$  est une fonction empirique.

**log** : logarithme décimal

**NB** : la magnitude est désignée **m** lorsqu'elle est calculée d'après l'amplitude des ondes de volume

Les auteurs ont donné des tables et des abaques pour les phases *PV*, *PH*, *PPV*, *SH* (*V* étant la composante verticale, *H* la composante horizontale).

Les valeurs de  $m$ , ainsi obtenues pour un même séisme en différentes stations, diffèrent les unes des autres. Les centres internationaux prenaient (avant la prise en compte des *CMT*, cf. plus loin) la valeur moyenne de  $m$  calculées dans plusieurs stations du réseau mondial *WWSSS*.

On peut définir la magnitude  $M$  des séismes superficiels à partir des *ondes de surface* (leur amplitude maximale et la période correspondante  $u_2$ ,  $T_2$ ) par :

$$M = \log \frac{u_2}{T_2} + 1.66 \log \Delta + 3.30 + C_2 \text{ (Equation I.22)}$$

Entre  $m$  et  $M$ , on a la relation empirique :

$$m = 0,56M + 2,9. \text{ (Equation I.23)}$$

Pour relier magnitude et énergie émise, Gutenberg et Richter ont établi la formule linéaire :

$$\log E_{\text{joules}} = 4,8 + 1,5M \text{ (Equation I.24)}$$

La magnitude peut-être aussi reliée à l'énergie libérée par le séisme par la relation suivante :

$$\log E_{\text{joules}} = 1,5M + 4,8 \text{ (Equation I.25)}$$

Ces calculs donnent lieu à l'échelle de magnitude de Richter qui exprime la quantité d'énergie libérée par le séisme au foyer. Cette échelle possède un maximum de magnitude 10 (car les caractéristiques de la terre feraient qu'un séisme de plus de 10 sur l'échelle de Richter serait impossible et aujourd'hui, le plus fort séisme enregistré est de 9,5 de magnitude).

Cette échelle peut être associée à l'échelle d'intensité de Mercalli qui indique l'intensité du séisme en fonction des dégâts occasionnés et de la perception du séisme par la population.

### I.3.3.1 Détermination de l'épicentre d'un séisme

#### ✚ La méthode dite des S-P

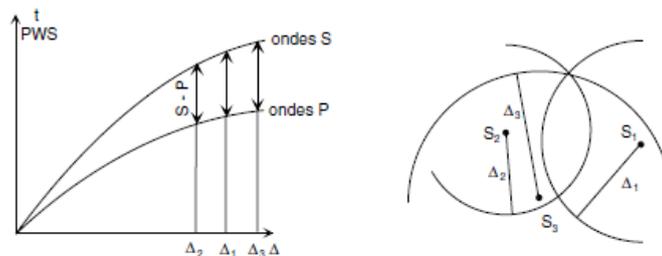
On lit généralement facilement sur un sismogramme les phases P et S. La différence des temps d'arrivée de ces 2 phases dans une même station permet d'avoir la distance épacentrale (en effet,  $\Delta$  étant la distance épacentrale et  $f, g, h$ , des fonctions, on connaît  $t_P = f(\Delta)$  ;

$$t_S = g(\Delta) \text{ d'où } t_P - t_S = g(\Delta) - f(\Delta) = h(\Delta). \text{ (Equation I.26)}$$

Ceci revient à dire que, pour une station donnée, l'épicentre se trouve sur le cercle centré sur la station dont le rayon est égal à la distance épacentrale. Si l'on dispose de 3 sismogrammes enregistrés en trois stations différentes, l'épicentre sera l'intersection de trois cercles ainsi construits. Trois stations permettent de déterminer 3 paramètres :

\* *latitude, longitude et heure origine* du séisme (fig. I.23).

Si les cercles ne se coupent pas en un point, c'est que les lois de propagation utilisées ne conviennent pas au problème. On cherche donc par tâtonnement en utilisant des lois correspondant à des profondeurs croissantes du foyer la profondeur qui minimise la taille du triangle d'intersection des trois cercles. On peut ainsi déterminer un quatrième paramètre, la profondeur du foyer.



**Figure I.23** Détermination d'un épicentre par la méthode des S-P

#### ✚ La méthode de Geiger

Il s'agit d'une méthode de calcul par approximations successives, dans laquelle on part d'un épicentre approché de coordonnées  $\lambda, \phi$ . On calcule sa distance  $\Delta$  à chaque station ainsi que la durée de propagation  $\theta(\Delta)$  des ondes P, par exemple, à partir des lois de propagation. Soit  $t$  l'heure d'arrivée observée, on prend pour heure origine  $t_0$  la moyenne des  $(t - \theta)$ .

Si l'épicentre vrai est au point  $\lambda + d\lambda, \phi + d\phi$  et si son heure origine est  $t_0 + dt_0$ , on a pour chacune des stations :

$$t = t_0 + dt_0 + \theta + \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} d\lambda + \frac{\partial \theta}{\partial \phi} d\phi \text{ (Equation I.27)}$$

Où  $t_0 + dt_0$  est la nouvelle heure d'origine et  $\theta + \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} d\lambda + \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} d\varphi$  est le nouveau temps de propagation.

Chaque station fournit ainsi une équation linéaire en  $dt_0$ ,  $d\lambda$ ,  $d\varphi$  car  $\frac{\partial \theta}{\partial \lambda}$  et  $\frac{\partial \theta}{\partial \varphi}$  sont connus grâce aux lois de propagation (pente de l'hodochrone).

Ainsi 3 stations suffisent pour déterminer  $dt_0$ ,  $d\lambda$ ,  $d\varphi$ .

En fait, on applique une méthode de résolution par moindres carrés à un ensemble de  $n$  stations donnant  $n$  équations du type :

$$t - t_0 - dt_0 - \theta - \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} d\lambda - \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} d\varphi = \varepsilon \text{ (Equation I.28)}$$

et on minimise  $\sum \varepsilon^2$

$\varepsilon$  est-ce que l'on appelle également le résidu.

#### La méthode de Bolt

Cette méthode dérive de la précédente, elle a été imaginée pour tenir compte du poids respectif de chaque station dans le calcul.

En prenant les notations de Bolt, supposons qu'un essai préliminaire ait permis de déterminer une position et une heure origine provisoires. Par rapport à cette position, le *vrai foyer* que nous cherchons se trouve à  $x$  (degrés) vers le Nord et  $y$  (degrés) vers l'Est à une profondeur  $z$  et  $\tau$  secondes plus tard l'heure origine vraie que nous cherchons. Ainsi, pour une station sismologique située à une distance  $\Delta$  (en degrés) et suivant l'azimut  $\alpha$  (en degrés) de l'épicentre d'essai, on aura l'équation (d'après la méthode de Geiger) en  $x$ ,  $y$  et  $z$  :

$$\tau - (x \sin \alpha + y \cos \alpha) \frac{\partial t(\Delta)_z}{\partial \Delta} + \frac{\partial t(z)_\Delta}{\partial z} = \xi \text{ (Equation I.29)}$$

où  $t$  est le temps théorique de propagation de l'onde considérée ( $P$ ,  $PKP$  ou  $S$ ) pour la distance  $\Delta$  et  $\xi$  le temps résiduel désigné souvent par  $O - C$  (temps observé moins temps calculé).

Si l'on enregistre les ondes sismiques dans  $n$  stations on obtient  $n$  équations dont les inconnues sont  $\tau$ ,  $x$ ,  $y$ ,  $z$ .

Les stations par leurs qualités et leurs positions n'ont pas le même poids sur le résultat final. On pondère donc chaque équation suivant les valeurs des temps résiduels et des positions relatives. Il existe plusieurs méthodes de pondérations.

La phase suivante est la résolution de ce système d'équations par une méthode par moindres carrés donnant sous forme matricielle

$$W A x = W B$$

où  $W$  est une matrice diagonale de poids,  $A$  est la matrice  $n \times 4$  des coefficients  $\tau, x, y, z$  et  $B$  la matrice  $n \times 1$  formée par les temps résiduels  $\xi_i$ .

Cette méthode a été très largement utilisée avec additions successives de raffinements de calculs permettant de prendre en compte les anomalies de propagation existant autour des stations. Mais, même si les calculs sont devenus plus complexes, le principe de la détermination est resté le même. Les centres internationaux de détermination des foyers utilisent ce type d'algorithmes.

#### ✚ *La méthode JHD (Joint Hypocenter Determination)*

Dans cette méthode les foyers d'un groupe de séismes occupant un volume d'espace relativement petit (un cube de 50 à 100 km d'arête) sont calculés en même temps en tenant compte des corrections aux foyers et des corrections à la station. On prend pour cela un séisme important de la famille de séismes que l'on détermine, le *séisme étalon (master event)* par rapport auquel on positionne tous les voisins. Cette méthode améliore la précision relative des positions des foyers d'une même famille les uns par rapport aux autres. Une condition essentielle est que toutes les stations utilisées aient enregistré le séisme étalon<sup>2</sup>.

#### ❖ *Les tsunamis*

Ces catastrophes naturelles peuvent être les effets secondaires d'un fort séisme lorsque l'hypocentre du séisme se trouve à faible profondeur sous un fond océanique.

La brusque déformation verticale du fond induit à la surface de la mer une succession de vagues. Leur amplitude initiale de quelques mètres, dépendante de la magnitude et de la profondeur de foyer sous le fond, s'atténue rapidement au large par un phénomène de dispersion géométrique (identique à celui des ondes de surface). Dans le même temps leurs longueurs d'onde augmentent. En pleine mer, leur amplitude varie de quelques cm à quelques dizaines de cm et leur longueur d'onde est de l'ordre de 100 à 300 km. Elles ne sont donc pas observables d'un bateau pour lequel elles ne présentent aucun danger. En première approximation, la vitesse des ondes est  $\sqrt{gh}$

( $g$  la pesanteur et  $h$  la profondeur d'eau) donc de l'ordre de 600-800 km/h au large. C'est lorsque  $h$  décroît, à l'approche des côtes, que le tsunami prend toute son ampleur.

Le ralentissement du train d'ondes implique un raccourcissement des longueurs d'onde et, par conservation de l'énergie, une augmentation importante des hauteurs de vagues. Elles peuvent alors déferler, inonder les rivages et l'intérieur des terres et atteindre des altitudes extrêmes (appelées hauteurs de *run-up*) de plusieurs dizaines de mètres.

L'effet destructeur peut être considérable comme dans le cas du tsunami engendré par le séisme du 26 décembre 2004 au nord de Sumatra. Ces tsunamis exceptionnels peuvent créer de telles inondations de la côte à des milliers de kilomètres de leur origine. Leur effet destructeur proportionnel à l'amplitude de ces vagues peut être considérable (exemple du tsunami engendré par le séisme du 26 décembre 2004 au nord de Sumatra).

Il existe un système d'alerte aux tsunamis sur le pourtour de l'océan Pacifique avec un réseau de stations réparties dans tous les pays côtiers et sur les îles des différents archipels. Les messages d'alerte permettent d'évacuer sur les hauteurs les populations avant l'arrivée des vagues destructrices. Une vague met de 10 à 20 heures pour traverser cet océan. Le centre coordonnateur donne ainsi rapidement le moment de l'arrivée des vagues sur les côtes des pays susceptibles d'être touchés. Depuis la catastrophe de 2004, de tels réseaux sont déployés dans tous les bassins qui en étaient dépourvus : océan Indien, Caraïbe, Atlantique Nord-Est et Méditerranée.

## Chapitre II : Sismique

### II. 1 Méthodes Sismiques : Généralités

La méthode sismique est l'étude de la propagation d'ondes sismiques (vibrations) dans le sol. Le paramètre qui nous intéresse est la vitesse de propagation de ces ondes dans le sous-sol (en mètres / secondes, m/s).

En effet, chaque roche peut être définie à partir de la mesure de la vitesse sismique qui lui est propre. La propagation des ondes sismiques dépend des propriétés élastiques des roches composant le sous-sol. Les roches peuvent être considérées comme élastiques lorsque les déformations sont faibles. Avec cette méthode, on peut distinguer la roche compacte du terrain meuble, la roche compacte et la roche altérée, les zones fracturées dans une roche saine, le niveau de la nappe phréatique.

La sismique donc est une méthode de prospection géophysique dans laquelle une source émet des ondes élastiques qui pénètrent dans le sol, s'y propagent et se réfléchissent sur les interfaces séparant des milieux dans lesquels les vitesses des ondes sont différentes (ex : des couches géologiques). Les différentes ondes sismiques propagées sont enregistrées en surface et l'on en déduit la géométrie des milieux traversés ainsi que la vitesse des ondes sismiques dans ces milieux. Finalement, on obtient une information sur la nature des structures géologiques traversées par les ondes.

Les méthodes sismiques peuvent être divisées en deux groupes en fonction de la source d'énergie utilisée :

1. sismologie lorsque l'énergie provient de secousses naturelles (tremblement de terre, volcan)
2. sismique (ou « sismologie induite ») lorsque l'énergie est obtenue d'une explosion ou d'une source provoquée (explosifs, vibrateurs).

Les méthodes sismiques sont des techniques d'imagerie basées sur l'étude de la propagation des ondes sismiques. Les ondes sismiques sont de nature mécanique.

Parmi les méthodes d'exploration du sous-sol, la sismique réfraction a pour vocation principale la reconnaissance des massifs rocheux dans le cadre des projets d'implantation d'ouvrages d'art, et ceci sous deux aspects fondamentaux :

- ✚ la recherche et le suivi de l'évolution de la position du substratum sous une couverture meuble,
- ✚ la caractérisation de l'état physique des diverses zones du massif rocheux par la connaissance des vitesses sismiques de chacune de ces zones. L'application la plus courante est l'analyse des propriétés mécaniques des massifs préalablement à l'édification des grands ouvrages de travaux publics (barrages, grands travaux ...).

Cette méthode peut aussi être utilisée en association avec d'autres techniques dans le cadre de la reconnaissance d'aquifères, de la caractérisation de la rippabilité des terrains ou de recherche indirecte de matériaux.

Il est important de ne pas confondre la sismique réfraction, méthode adaptée aux reconnaissances à faible et moyenne profondeur (200 m maximum), avec la sismique réflexion, méthode sismique de base pour les reconnaissances à très grande profondeur, qui met en jeu des moyens et des investissements incomparablement plus importants.

## II.2 Caractéristiques élastiques des solides

Les méthodes sismiques reposent sur le principe de la propagation des ondes (déformation du milieu) dans un milieu élastique. Les ondes sismiques se propagent dans les matériaux comme des patrons de déformation de particules à travers les matériaux avec des vitesses qui dépendent de leurs propriétés élastiques et de leurs densités. Pour démontrer la nature de cette dépendance, nous décrivons les déformations en termes *des forces* qui les causent, définissant deux concepts importants, la contrainte et la déformation (stress et *strain* en anglais). Les relations entre contrainte et déformation pour un matériau particulier permettent de décrire les propriétés élastiques de ce matériau, ainsi que les caractéristiques (tel que la vitesse) des ondes qui s'y propagent.

On considèrera le cas d'une onde se propageant dans un milieu élastique, homogène et isotrope.

Un milieu est homogène lorsque ses propriétés sont les mêmes partout dans l'espace, et isotrope lorsque des propriétés sont uniformes selon la direction. La propagation dépend donc des propriétés ou constantes élastiques du milieu (et de leur distribution). Par ailleurs, sous l'action d'une contrainte, un matériau est déformé. La déformation est élastique si le corps reprend sa forme initiale lorsque la contrainte est retirée.

Les constantes élastiques mettent en relation contrainte (force) et déformation :

- contrainte : force par unité de surface (F/A) N/m<sup>2</sup> ;
- déformation : déformation unitaire  $\frac{\Delta L}{l}$  ou  $\frac{\Delta V}{V}$

A l'intérieur des limites d'élasticité, la contrainte est proportionnelle à la déformation (loi de *Hooke*).

### II.2.1 Quelques définitions

➤ *Module d'Young* ou *module d'élasticité (E)* :

$$E = \frac{F/A}{\Delta l/l} = \frac{\text{contrainte uniaxiale}}{\text{déformation parallèle à la contrainte}} \quad (\text{Equation II.1})$$

Avec  $\frac{F}{A} = P$  (Equation II.2)

- *Module d'élasticité volumique ( $\mathcal{K}$ )* Contraintes hydrostatiques P dans les trois axes orthogonaux entraîne un changement de volume  $\Delta V$ .

$$\mathcal{K} = \frac{\text{contrainte volumique}}{\text{déformation volumique}} = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{P}{\Delta V/V} \quad (\text{Equation II.3})$$

$1/\mathcal{K}$  est appelée *Compressibilité*.

- *Module (d'élasticité) de cisaillement ou rigidité ( $\mu$ )* Mesure du rapport contrainte/déformation dans le cas d'un cisaillement simple tangentiel. Déformation sans changement de volume.

$$\mu = \frac{P}{\Delta l/l} = \frac{P}{\phi}; \quad (\text{Equation II.4})$$

$\phi$  est l'angle de déformation

- *Coefficient de Poisson (sigma) ( $\sigma$ )* est la mesure du changement géométrique dans la forme du corps élastique (dans les directions orthogonales à la direction de la contrainte).

$$\sigma = \frac{\text{déformation transversale}}{\text{déformation longitudinale}} = \frac{\Delta W/W}{\Delta l/l} \quad (\text{Equation II.5})$$

$\sigma$  est toujours inférieur à 0.5. Pour la plupart des roches,  $\sigma \approx 0.25$ . Le coefficient de Poisson est relié au module d'Young par la 2<sup>ème</sup> *constante de Lamé*  $\lambda$ , qui vaut par définition,

$$\lambda = \frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} \quad (\text{Equation II.6})$$

Les constantes élastiques sont indépendantes deux par deux.

$$\mathcal{K} = \frac{E}{3(1-2\sigma)}$$

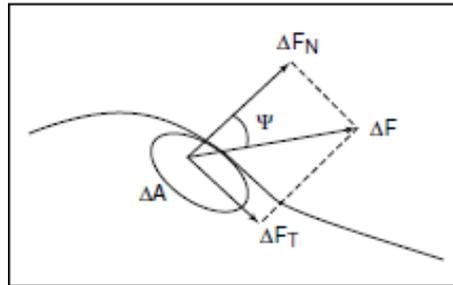
$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)}$$

$$E = \frac{9\mathcal{K}\mu}{3\mathcal{K} + \mu}$$

$$\sigma = \frac{3\mathcal{K} - 2\mu}{6\mathcal{K} + 2\mu}$$

## II.2.2 Contrainte

Soit une surface  $\Delta A$  d'un solide quelconque sur laquelle une force  $\Delta \vec{F}$  est exercée uniformément (Figure II.1). Si  $\Delta \vec{F}$  fait un angle (psi)  $\psi$  avec la normale à  $\Delta A$ , on peut décomposer  $\Delta \vec{F}$  en ces 2 composantes :  $\Delta F_n$  et  $\Delta F_t$ .



**Figure II.1:** Force  $\Delta F$  agissant sur un élément de surface  $\Delta A$ .

La contrainte est définie comme le rapport de la force sur la surface :

$$\vec{P} = \frac{\Delta \vec{F}}{\Delta A} \text{ (Equation II.7)}$$

Lorsque  $A$  tend vers zéro,

$$\vec{P} = \frac{d\vec{F}}{dA} \text{ (Equation II.8)}$$

La contrainte normale (compression ou dilatation) s'exprime par  $dF_n/dA$ , la contrainte de cisaillement par  $dF_t/dA$ .

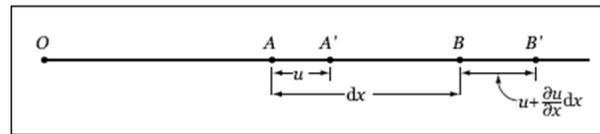
De manière plus générale, si on utilise un système de référence  $xyz$  et une surface  $dy dz$  dont la normale est selon  $x$ , les composantes de la contrainte seront en compression selon  $X_x$  et en cisaillement selon  $Y_x$  et  $Z_x$ .

Notation : la majuscule  $X$  est la direction de la normale au plan sur lequel la contrainte agit, en l'occurrence  $x$ , et l'indice  $_x$  est la direction de la contrainte. Si on dessine les surfaces  $dx dy$  et  $dx dz$ , on trouvera neuf composantes totales possibles, soient :

- trois contraintes de compression (ou dilatation) :  $X_x$ ,  $Y_y$  et  $Z_z$
- six contraintes de cisaillement :  $X_y$ ,  $Y_x$ ,  $X_z$ ,  $Z_x$ ,  $Y_z$  et  $Z_y$  ; avec  $X_y = Y_x$ ,  $X_z = Z_x$  et  $Y_z = Z_y$ .

### II.2.2.1 Déformations en compression/dilatation

Considérons les changements de position de deux points  $A$  et  $B$  à l'intérieur d'un solide après une déformation linéaire de tension (figure II.2).  $A$  et  $B$  sont distants de  $dx$ . Un mouvement de dilatation a déplacé  $A$  en  $A'$  et  $B$  en  $B'$ . Le premier s'est déplacé de  $u$ , le deuxième de  $u + \frac{\partial u}{\partial x} dx$



**Figure II.2:** Distances utilisées pour définir une déformation linéaire.

On définit la déformation  $\epsilon$  (*strain*) comme la variation du déplacement subie par A et B sur la séparation originale entre A et B

$$\text{déformation} = \frac{\text{changement de distance entre A et B}}{\text{distance originale}} \text{ (Equation II.9)}$$

$$= \frac{A'B' - AB}{AB}$$

$$\text{ou encore } \epsilon_{xx} = \frac{(dx - u + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx) - dx}{dx} = \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$\text{et de manière similaire } \epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \text{ et } \epsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$$

En sismique, l'ordre de grandeur de la déformation  $\epsilon$  est  $10^6$

Pour un corps à trois dimensions se déformant dans la même direction selon ses trois axes (extension ou compression), on peut aussi trouver le rapport entre le changement de volume et le volume avant déformation. La variation selon les trois dimensions de l'espace est :

initialement sous contrainte

$$dx \, dy \, dz (1 + \epsilon_{xx})$$

$$dy \, dz (1 + \epsilon_{yy})$$

$$dz (1 + \epsilon_{zz})$$

Le volume résultant initial est donc  $V = dx \, dy \, dz$  et le volume final :

$$V' = dx \, dy \, dz (1 + \epsilon_{xx})(1 + \epsilon_{yy})(1 + \epsilon_{zz}).$$

Le coefficient de dilatation (*théta*)  $\theta$  sera :

$$\theta = \frac{(V' - V)}{V} = \frac{\Delta V}{V} \text{ (Equation II.10)}$$

$$= \frac{dx \, dy \, dz (1 + \epsilon_{xx})(1 + \epsilon_{yy})(1 + \epsilon_{zz}) - dx \, dy \, dz}{dx \, dy \, dz}$$

$$= (1 + \epsilon_{xx})(1 + \epsilon_{yy})(1 + \epsilon_{zz}) - 1$$

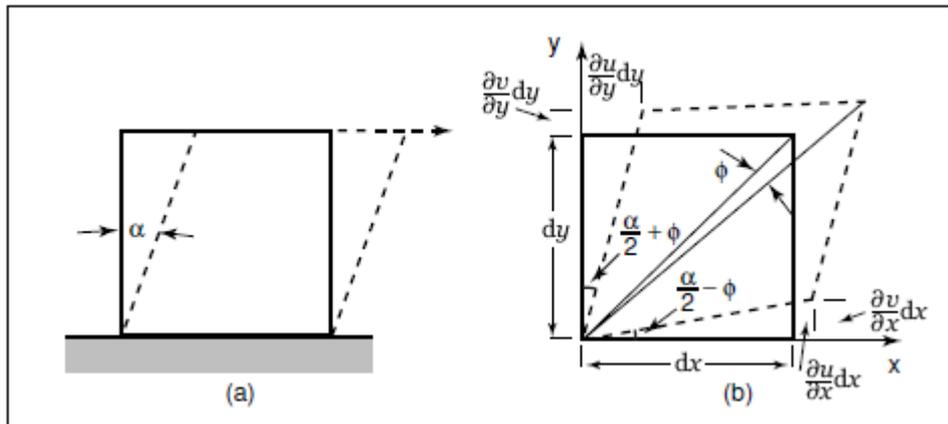
$$= 1 + (\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}) + (\epsilon_{xx}\epsilon_{yy} + \epsilon_{xx}\epsilon_{zz} + \epsilon_{yy}\epsilon_{zz} + \epsilon_{xx}\epsilon_{yy}\epsilon_{zz}) - 1$$

En négligeant les produits des  $\epsilon_{xx}$ ,  $\epsilon_{yy}$  et  $\epsilon_{zz}$ , on a

$$\theta = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} . \text{(Equation II.11)}$$

### II.2.2.2 Déformations en cisaillement

Si un bloc cubique est attaché par sa face inférieure à une surface immobile (figure II.3a) et qu'on exerce une traction sur la surface supérieure, on déforme le cube de telle manière que les surfaces auparavant verticales sont maintenant inclinées par un angle  $\alpha$ .



**Figure II.3:** Déformations en cisaillement : a) cisaillement pur b) cisaillement et rotation

Si on attache le bloc seulement par un point, et qu'on le laisse libre de tourner sous l'action d'un cisaillement (*shear*) aussi bien que de se déformer de façon élastique, on observe un allongement de la diagonale principale, et un raccourcissement de l'autre diagonale, et une rotation le long de la diagonale et déplacement selon la diagonale (figure II.3b).

On définit  $\phi$  l'angle de rotation de la diagonale et  $\alpha/2$  l'angle de déformation des faces  $x'$  et  $y'$  par rapport à  $x$  et  $y$ . L'angle  $\alpha/2 + \phi$  est assez petit pour être approximé par sa tangente :

$$\alpha/2 + \phi \approx \tan(\alpha/2 + \phi) = \frac{\frac{\partial u}{\partial y} dy}{dy} = \frac{\partial u}{\partial y} \text{(Equation II.12)}$$

De la même manière, l'angle  $\alpha/2 + \phi$  peut aussi être approximé par sa tangente  $\frac{\partial v}{\partial x}$ . Si on définit  $\epsilon_{xy}$  comme la déformation de cisaillement, alors :

$$\alpha/2 + \phi = \partial u / \partial y$$

$$\alpha/2 - \phi = \partial v / \partial x$$

$$\text{et } \epsilon_{xy} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$\phi = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) \text{ (Equation II.13)}$$

En trois dimensions, on a

$$\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$$

$$\epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} = \frac{\partial \omega}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}$$

$$\epsilon_{zx} = \epsilon_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial \omega}{\partial x}$$

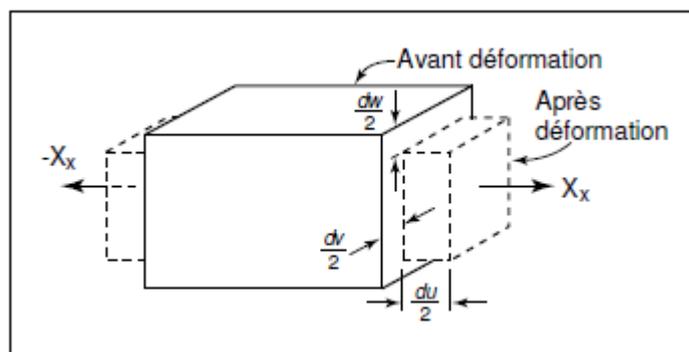
### II.2.3 Relations entre contrainte et déformation (loi de Hooke)

Dans cette section, on dérive les lois de Hooke, reliant contrainte et déformation. Ces relations permettent d'obtenir les équations de déplacement décrivant le comportement des ondes sismiques.

La catégorisation d'un matériau comme étant élastique implique que la déformation est directement proportionnelle à la contrainte appliquée. Dans le cas d'une déformation linéaire dans une seule direction, on a la relation suivante entre la contrainte  $X_x$  et la déformation  $\frac{\partial u}{\partial x}$

$$X_x = E \frac{\partial u}{\partial x} \text{ (Equation II.14)}$$

Où  $E$  est la constante de proportionnalité et est appelée *module d'Young* (de l'ordre de 30 giga pascal, de  $10^{12}$  dyne/cm<sup>2</sup>, d'un mégabar).



**Figure II.4:** Déformation parallèle.

Pour un corps à trois dimensions, la relation est plus complexe parce la contrainte  $X_x$  va causer une élongation selon l'axe des  $x$  ( $\epsilon_{xx}$ ) mais aussi des contractions selon les axes  $y$  et  $z$  ( $\epsilon_{yy}$  et  $\epsilon_{zz}$  respectivement). Les quantités  $\epsilon_{yy}$  et  $\epsilon_{zz}$  sont plus petites que  $\epsilon_{xx}$  et lui sont reliées par la même constante de proportionnalité  $\sigma = -\epsilon_{yy}/\epsilon_{xx}$ , appelée *coefficient de Poisson*. On aura :

$$E \frac{\partial u}{\partial x} = X_x \quad E \frac{\partial v}{\partial y} = -\sigma X_x \quad E \frac{\partial \omega}{\partial z} = -\sigma X_x.$$

En sismique,  $\sigma$  vaut entre 0.2 et 0.3 pour roches cristallines, et entre 0.02 et 0.05 pour roches sédimentaires clastiques, non-indurées.

La relation entre la déformation et les contraintes de cisaillement est simple. Pour de petites déformations telles qu'observées en sismique, les deux quantités sont directement proportionnelles :

$$X_y = Y_x = \mu \epsilon_{xy} = \mu \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \text{ (Equation II.15)}$$

Le terme  $\mu$  est appelé module de rigidité. Pour la plupart des roches,  $\mu$  varie entre 0.1 et 0.7 Mbar. Le module de rigidité peut s'exprimer en fonction *du module d'Young* et du coefficient de Poisson :

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \text{ (Equation II.16)}$$

On sait que l'expression :

$$E \frac{\partial u}{\partial x} = X_x - \sigma Y_y - \sigma Z_z, \text{ (Equation II.17)}$$

(Des relations similaires pour  $E \frac{\partial v}{\partial y}$  et  $\frac{\partial w}{\partial z}$ ) devient en utilisant la deuxième constante de Lamé  $\lambda$  définie à l'équation (II.6) (d'après (Dix, 1952, p.303-305))

$$X_x = 2\mu \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) \text{ (Equation II.18)}$$

Or, à partir des relations (II.11), (II.15) et (II.18) on obtient les relations de Hooke reliant déformations et contraintes pour solides idéaux, qui sont :

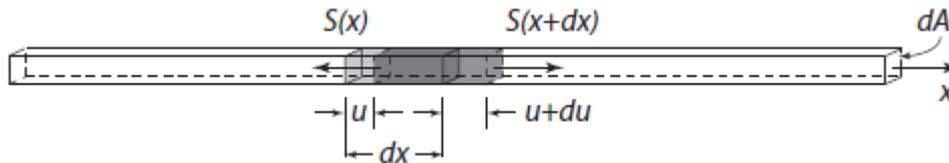
$$X_x = 2\mu \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda \theta \quad X_x = Y_x = \mu \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

$$Y_y = 2\mu \frac{\partial v}{\partial y} + \lambda \theta \quad Z_x = X_z = \mu \left( \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$Z_z = 2\mu \frac{\partial \omega}{\partial z} + \lambda \theta \quad Y_z = Z_y = \mu \left( \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \right)$$

En utilisant la notation  $\epsilon$  pour les contraintes, ce système peut se récrire sous forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} S_{xxx} \\ S_{yyy} \\ S_{zzz} \\ S_{xyy} \\ S_{yzz} \\ S_{zxx} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_{xxx} \\ \epsilon_{yyy} \\ \epsilon_{zzz} \\ \epsilon_{xyy} \\ \epsilon_{yzz} \\ \epsilon_{zxx} \end{bmatrix}$$



**Figure II.5:** Onde P dans selon x causant une déformation élastique sur un élément de tige.

Si, par ailleurs, la contrainte résulte d'un excès de pression hydrostatique  $\Delta P$ , les trois composantes sont égales à  $\Delta P$ , et

$$E \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) = (1 - 2\sigma)(Xx + Yy + Zz,) \text{ (Equation II.19)}$$

$$= (1 - 2\sigma)(3\Delta P)$$

$$E\theta = (1 - 2\sigma)(3\Delta P) \text{ (Equation II.20)}$$

où  $\theta = \Delta V/V = \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right)$

si on définit la compressibilité  $\beta$  comme :

$$\beta = \frac{\theta}{\Delta P} = \frac{(\Delta V/V)}{\Delta P} \text{ (Equation II.21)}$$

et le module de masse :

$$\kappa = \frac{\Delta P}{\theta} = \frac{E}{3(1-2\sigma)} \text{ (Equation II.22)}$$

### II.3 Les ondes, leurs propriétés et leur propagation

#### II.3.1 Propagation des ondes de compression et cisaillement

Lorsqu'une contrainte est appliquée subitement à un corps élastique (choc) ou lorsque la contrainte est relâchée, les particules subissent une accélération, et la médication de la déformation correspondante est propagée sous forme d'une onde élastique. L'idée de cette section est de relier la loi de Hooke (reliant contrainte et déformation) à la deuxième loi de Newton (reliant force et accélération) pour décrire le comportement des ondes sismiques. Examinons d'abord un cas unidimensionnel où la déformation et la contrainte sont confinées à une seule

direction (Figure II.5). Sur la figure,  $dA$  représente la section de la tige,  $E$  est le module d'Young et  $\rho$  est la densité.

L'élément  $dx$  va bouger s'il est soumis à une contrainte  $S(x)$ . La force appliquée est  $S \times dA$ , la force nette sur  $dx$  est  $S(x + dx) dA - S(x)dA$ , elle est aussi égale à  $m\gamma$  où  $\gamma$  (*gamma*) l'accélération. On a ainsi :

$$m\gamma = \rho dx dA \frac{d^2u}{dt^2} \text{ (Equation II.23)}$$

qui s'écrit aussi :

$$[S(x + dx) - S(x)]dA = \rho \frac{d^2u}{dt^2} dx dA \text{ (Equation II.24)}$$

A la limite  $dx \rightarrow 0$ , on peut également écrire que :

$$S(x + dx) - S(x) = \left(\frac{dS}{dx}\right) dx.$$

En reprenant l'équation (II.14) ( $S = E \frac{du}{dx}$ ) et en la dérivant :

$$\frac{dS}{dx} = E \frac{d^2u}{dx^2} \text{ (Equation II.25)}$$

ce qui fait qu'on aura donc :

$$E \frac{d^2u}{dx^2} dx dA = \rho \frac{d^2u}{dt^2} dx dA \text{ (Equation II.26)}$$

ce qui revient à :

$$\frac{d^2u}{dx^2} = \frac{\rho}{E} \frac{d^2u}{dt^2} \text{ (Equation II.27)}$$

Or, la forme classique de l'équation d'une onde 1-D est :

$$\frac{d^2u}{dx^2} = \frac{1}{v^2} \frac{d^2u}{dt^2} \text{ (Equation II.28)}$$

Où  $v$  est la vitesse de propagation. On en déduit donc que :

$$v = \sqrt{\frac{E}{\rho}} \text{ (Equation II.29)}$$

Donc, la vitesse de l'onde ne dépend que du module d'Young de la tige et de sa densité.

Pour le cas tridimensionnel, on trouve une solution similaire pour les ondes de compression :

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\lambda + \mu} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \text{ (Equation II.30)}$$

$$\text{où } \frac{\rho}{\lambda + \mu} = \frac{\rho(1-2\sigma)(1+\sigma)}{E(1-\sigma)} \text{ (Equation II.31)}$$

et où  $\lambda$  est le 2eme constante de Lamé.

Pour les ondes de cisaillement, on a :

$$\frac{\partial^2 \theta_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} \text{ (Equation II.32)}$$

où  $\theta_x = \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$ . en comparant ces deux équations avec (II.28), on trouve que

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1-2\sigma)(1+\sigma)}} \text{ (Equation II.33)}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho 2(1+\sigma)}} \text{ (Equation II.34)}$$

### II.3.2 Les différentes ondes sismiques

Il existe deux grands types d'ondes : les ondes de milieu (ondes P et S) et les ondes de surface (ondes de Rayleigh et de Love).

#### II.3.2.1 Ondes planes (ondes de volumes)

La théorie de l'élasticité montre que sous l'effet d'une contrainte (ébranlement) les solides élastiques homogènes et isotropes subissent une déformation correspondant alors a deux types principaux d'ondes pouvant se déplacer soit longitudinalement (ondes de compression ou ondes P, vitesse  $V_p$ ), soit transversalement (ondes de cisaillement ou ondes S, vitesse  $V_s$ ). La figure II.6 montre les déformations d'une lame d'un milieu soumis à ces deux types d'ébranlements.

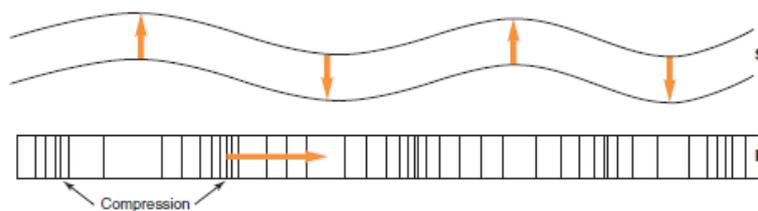


Figure II.6 Déplacement des ondes P et S

#### ✓ Ondes de compression (P)

- Dans ce cas, le mouvement des particules consiste en une alternance de condensation et de raréfaction pendant lesquels les particules adjacentes se retrouvent plus près et plus loin les unes des autres.
- Un impact soudain sur un point à l'intérieur d'un milieu élastique homogène infini produit une région de compression qui se déplace loin du point d'application sous une forme sphérique.

Derrière cette zone de compression, on retrouve une autre coquille sphérique représentant une zone de raréfaction et à une distance à peu près égale à celle séparant les deux premières zones, une autre zone de compression.

- (Dix (1952) a montré qu'une compression initiale des particules est suivie d'au moins une raréfaction et d'une autre compression avant que l'état statique premier des particules ne soit retrouvé.

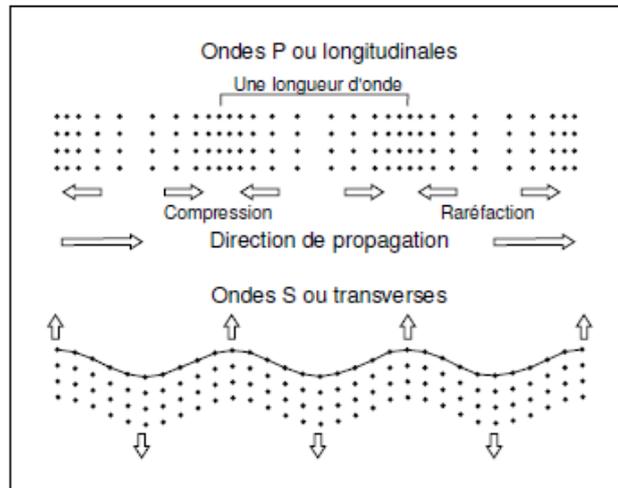


Figure II.7. Ondes P et S.

- La vitesse de déplacement des fronts de compression/raréfaction est donnée par :

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1 - \sigma)}{\rho(1 - 2\sigma)(1 + \sigma)}}$$

✓ **Ondes de cisaillement (S)**

- Le déplacement des particules est toujours perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde ;
- Leur vitesse est :

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho 2(1 + \sigma)}}$$

On rappellera que :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \text{ et } V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Où  $V_p$  et  $V_s$  sont respectivement, les vitesses de déplacement des ondes P et S,

$\lambda$  et  $\mu$  sont deux coefficients appelés coefficients de Lamé (physicien français du 19<sup>ème</sup> XIXe siècle), et  $\rho$  la densité.

Le rapport des vitesses longitudinales et transversales est ainsi de :

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \cdot \sqrt{\frac{\rho}{\mu}} = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\mu}} \quad (\text{Equation II.35})$$

Où  $\lambda$  et  $\mu$  étant positif, ce rapport est au moins égal à  $\sqrt{2}$ .

En règle générale, dans les solides,  $\lambda$  et  $\mu$  sont très voisins ; le rapport vaut alors  $\sqrt{3}$

Dans les fluides il n'y a pas de cisaillement,  $\mu = 0$ .

Dans la pratique, on utilise plus généralement les paramètres suivants :

Module de cisaillement  $G = \mu$

Module d'Young  $E = 2\rho \cdot V_s^2 (1 + \nu)$

Coefficient de Poisson (epsilon)  $\nu = \frac{(V_p^2 - 2V_s^2)}{2(V_p^2 - V_s^2)}$ . (Equation II.36)

### II.3.2.1 Ondes de surface

Dans la réalité, le solide où se propage les ondes n'est jamais infini. Il existe alors deux autres types d'ondes qualifiées d'ondes de surface :

- ✓ **Ondes de Rayleigh** se déplaçant dans le plan vertical de propagation et possédant à la fois une composante longitudinale et une composante transversale (assimilable à la houle),
- ✓ **Ondes de Love** qui n'existent que si le milieu n'est pas homogène mais forme de couches superposées. Le mouvement n'a qu'une composante horizontale. Il faut donc disposer de capteurs horizontaux pour détecter ce type d'ondes.

Ces deux types d'ondes n'existent que près de la surface, leur amplitude diminuant exponentiellement avec la profondeur. Elles sont parfois exploitées, mais leur utilisation dans les études déborde largement du cadre de cet ouvrage.

### II.3.3 Les vitesses sismiques dans les roches

Le paramètre physique mis en cause est la vitesse de propagation des ondes. On mesure en général les ondes P. On a souvent besoin, pour savoir si la méthode sismique est applicable à certains problèmes, de connaître l'ordre de grandeur relatif des vitesses des différentes roches en présence. En effet, l'emploi de cette méthode est conditionné par l'existence d'un contraste suffisant entre les vitesses des différentes couches de la zone à étudier. D'une façon générale, on peut dire qu'un problème peut être résolu par la sismique lorsque les écarts de vitesse pour deux unités sont supérieurs à 25%. Les vitesses sismiques dans les roches varient avec un certain nombre de facteurs :

- La porosité et la saturation
- La profondeur
- L'âge de la formation

### II.3.3.1 La porosité et la saturation

D'une façon générale, les vitesses sismiques décroissent lorsque les porosités croissent. Par ailleurs, pour une même porosité, les terrains propagent les ondes sismiques plus rapidement quand ils sont saturés que quand ils ne le sont pas. Par exemple, pour une porosité de 60% environ, la vitesse de propagation est proche de 330 m/s (vitesse de l'air) lorsque la roche est sèche, et de 1500 m/s (vitesse dans l'eau) si la roche est saturée. Il existe une loi similaire à celle utilisée en résistivité :

$$\frac{1}{V_{roche}} = \frac{(1-\phi)}{V_{matrice}} + \frac{\phi}{V_{fluide}} \text{ (Equation II.37)}$$

### II.3.3.2 La profondeur

Les vitesses augmentent généralement avec la profondeur, cela peut être dû à :

- Une diminution de la porosité
- Une augmentation de la saturation

### II.3.3.3 L'âge de la formation

La vitesse des ondes P augmente avec l'âge pour une même profondeur. La cause principale en est une diminution de la porosité.

Pour l'estimation des vitesses des roches, on peut se souvenir de quelques règles:

- La vitesse est grossièrement proportionnelle au degré de consolidation des roches.
- Dans du matériel non consolidé, la vitesse augmente avec la saturation en eau.
- L'altération de la roche diminue généralement sa vitesse.
- Les mesures de vitesse sont très sensibles aux pendages géologiques.

## II.4 Les techniques de mesure en sismique

Nous avons vu que lorsqu'on provoque un choc, un ébranlement (naturel: tremblement de terre ou, artificiel: explosif) dans un milieu élastique, celui-ci se déforme. La déformation se propage de proche en proche en s'éloignant du point d'impact et en s'amortissant. L'objet de la sismique est l'étude de la propagation de cette déformation.

On enregistre l'arrivée de cet ébranlement à un récepteur (*géophone*). Cet enregistrement constitue *une trace sismique*. Connaissant les dimensions du dispositif (distance  $d$ ) et le temps d'arrivée  $t$  de l'onde, on peut en déduire des informations sur la vitesse du sous-sol :  $V=d/t$ .

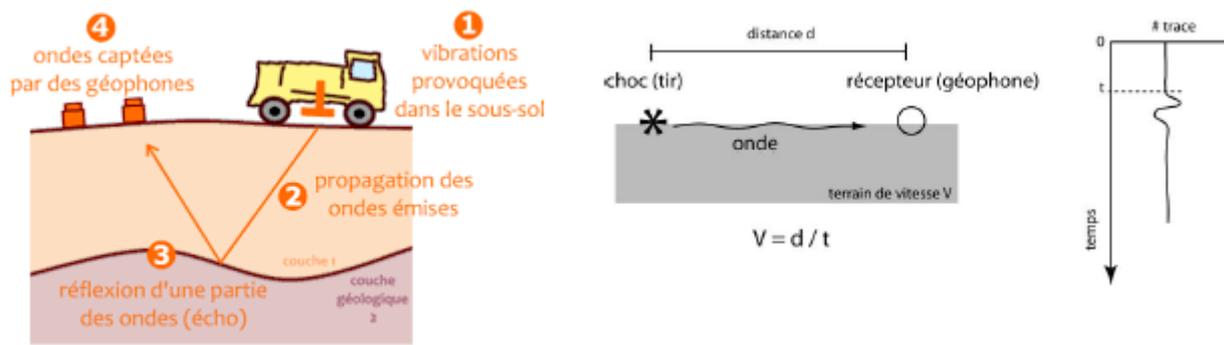


Figure II.8 Principe de mesure de la méthode sismique

#### II.4.1 Appareillage de mesure

La méthode sismique implique la production d'énergie qui est transmise au sous-sol. Après un certain temps, cette énergie ayant été *réfléchi* ou *réfractée* sur une ou plusieurs discontinuités retourne en surface où elle est perçue par des *récepteurs* ou *géophones*. L'amplitude du signal reçu, qui dépend de l'énergie parvenant aux récepteurs, ainsi que la forme du signal sont affectées par des causes artificielles (appareil, source, etc.) et des causes naturelles (coefficient de réflexion, distance, absorption, etc.).

#### II.4.2 Les sources d'énergie

Il existe de nombreux moyens d'émission utilisés en prospection sismique. Pour les travaux à faible profondeur, on peut utiliser à la place des explosifs le choc d'un marteau sur une plaque posée sur le sol ou encore le fusil (cartouches à blanc). Les endroits où ont eu lieu les tirs sont appelés des points de tirs.

Pour des levés à petite échelle, une masse de 2-3 kg s'avère une source très versatile. L'efficacité de ce type de source dépend des conditions de surface, ainsi que de l'habileté de l'opérateur. En général, la masse peut être utilisée pour des flutes de 10-20 mètres de long, mais s'avère trop faible au-delà de 50 m. La masse est dirigée vers une plaque d'acier de 2 cm posée au sol. La plaque améliore la réceptivité du signal.

Des sources de type *buffalo gun* ou *betty gun* peuvent être utilisées si la masse s'avère d'énergie trop faible.

#### II.4.3 Les récepteurs (détecteurs)

Les perturbations sismiques sont détectées par des géophones ou des sismomètres. Le dernier terme est utilisé en sismologie et se reporte à des géophones de longues périodes.

Le mouvement du sol provoqué par le passage des ondes sismiques générées par l'explosion ou la chute du marteau, est perçu par des récepteurs que l'on appelle des *géophones*.

### II.4.3.1 Principe du géophone

Le géophone est un petit appareil qui traduit en tension électrique induite dans une bobine le mouvement d'un aimant dû aux vibrations du sol, surtout sa composante verticale. L'amplitude des oscillations de l'appareil est proportionnelle à celle des arrivées sismiques. La fréquence d'oscillation dépend essentiellement de l'instrument. Le principe à la base du géophone est très simple : le déplacement relatif d'une bobine par rapport à un champ magnétique (aimant) produit aux bornes de la bobine une différence de potentiel, proportionnelle en amplitude à la variation de flux magnétique et de fréquence égale à elle du mouvement (déplacement produit). La sortie électrique du géophone est amplifiée (et filtrée si nécessaire) et enregistrée au sismographe.

Les gammes de fréquence utilisées en exploration vont de 2 à 100 Hz, alors qu'en sismologie, on utilise des fréquences plus basses (1 à  $10^{-4}$  Hz).

L'amplitude du signal dépend aussi du couplage du géophone avec le sol. Le couplage sol-géophone est très important si l'on désire avoir une représentation fidèle du mouvement du sol. Les signaux qui arrivent aux géophones sont amplifiés et enregistrés. Chaque géophone donne en définitive une courbe ou trace sismique, ligne verticale qui traduit en fonction du temps l'amplitude des paramètres mesurés.

### II.4.4 Les appareils enregistreurs

Ils permettent d'enregistrer simultanément les impulsions perçues par 1, 12, 24 etc. géophones. L'enregistrement des impulsions qui permettent de mesurer les temps de propagation est appelé *un sismogramme*. Pour chaque tir, on obtient donc un sismogramme qui représente l'image des mouvements vibratoires captés par les géophones. L'instant de l'explosion, origine des temps est lisible sur le sismogramme sur l'une des traces. Sur chaque trace, on peut noter le temps mis par l'onde entre l'explosion et l'arrivée au géophone. Les appareils modernes permettent d'améliorer la qualité des mesures en répétant et en additionnant les tirs, ou coups de marteau. On appelle cette façon de faire *un stacking*. Cette façon de faire permet d'atténuer les bruits.

## II.5 La propagation des ondes sismiques

### II.5.1. Dans un milieu homogène, élastique, isotrope.

Le **principe de Huygens** stipule que tout point touché par un front d'onde (en gris sur la figure ci-dessous) devient à son tour source d'ondes, toute particule qui entre en oscillation transmet son mouvement aux particules qui l'entourent. Si l'on connaît la forme et la disposition du front d'onde à l'instant  $t$  on peut trouver la forme et la disposition du front d'onde à l'instant  $t + \Delta t$ .

**On appelle rayon sismique la droite perpendiculaire au front d'onde.** Dans un milieu homogène, isotrope et élastique, le front d'onde est une sphère.

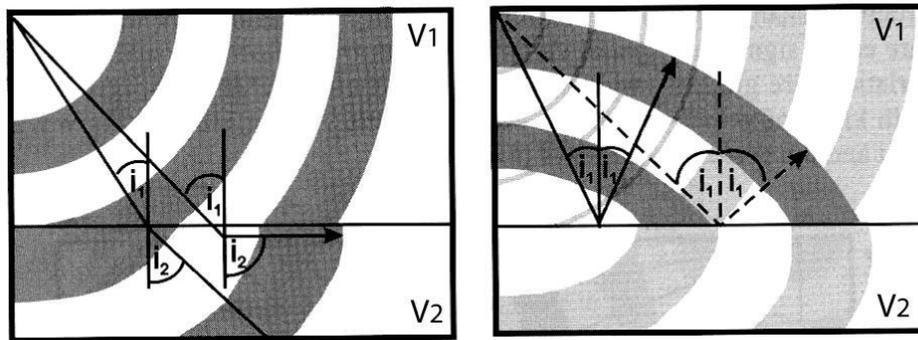


Figure II.9. Front d'onde et rayon sismique

### II.5.2 Dans un milieu hétérogène

Dans le cas où le sous-sol est hétérogène, l'onde ou le rayon issu de la source ponctuelle va subir des modifications. En passant d'un milieu à l'autre, la vitesse de propagation change, ce changement peut s'accompagner de phénomènes de **réflexion**, de **réfraction** et de **diffraction**.

La *sismique réfraction* a pour objet l'étude de la propagation des ondes sismiques suivant les trajets directs et réfractés. La *sismique réflexion* s'intéresse, elle, aux propagations suivant les trajets réfléchis. Les ondes élastiques se comportant de manière analogue aux ondes lumineuses, on leur applique les mêmes lois.

Considérons deux milieux de nature différente, c'est-à-dire deux milieux ayant des vitesses sismiques différentes  $V_1$  et  $V_2$ . Ces milieux sont séparés par une surface de discontinuité que nous supposons plane pour simplifier. Cette surface est désignée en sismique réfraction par le terme *marqueur* et en réflexion par la dénomination de *miroir* (figure II.10).

Par analogie avec la propagation de la lumière, on utilise les lois de *Snell* pour l'étude des trajets sismiques. La figure (II.9) montre les relations géométriques pour la transmission (à gauche) et la réflexion (à droite) entre deux milieux de vitesses  $V_1$  et  $V_2$ .

Selon Snell, nous avons :

$$\frac{\sin(i_1)}{V_1} = \frac{\sin(i_2)}{V_2} \text{ (Equation II.38)}$$

Lorsque  $i_2=90^\circ$ , alors  $\sin(i_2)=1$  et  $\sin(i_1) = \frac{V_1}{V_2}$  et l'angle  $i_1$  est appelé **angle d'incidence limite** ou **angle critique  $i_c$** .

Dans ce cas, le trajet réfracté suit le toit du marqueur à la vitesse  $V_2$ . C'est le phénomène de **réfraction totale** (voir figure II.9 à gauche).

II.5.2.1 Réfraction

Examinons ce qui se passe dans le deuxième matériau en présence d'un front d'onde incident de AC. Pendant le temps que le rai passant en C a pris pour atteindre l'interface en B (distance x), l'onde de compression provenant de A aura voyagé d'une distance (figure II.10)

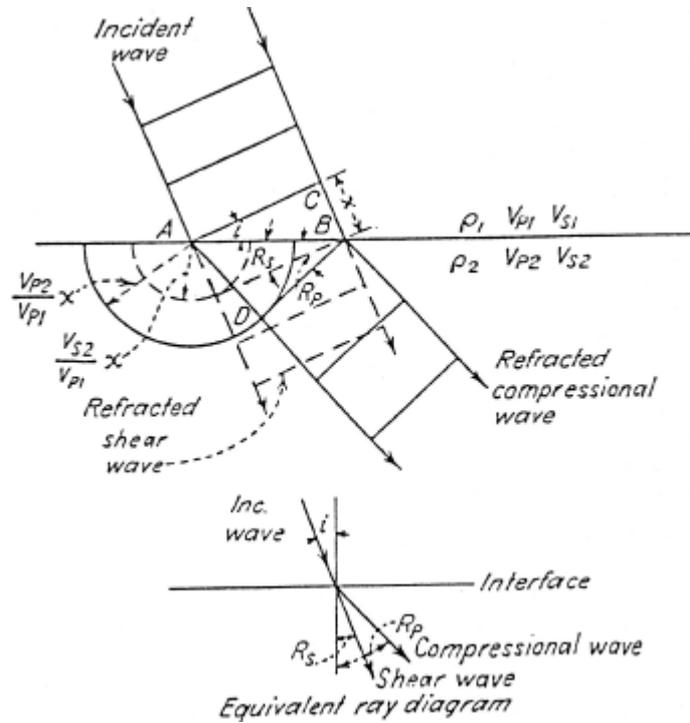


Figure II.10. Réfraction à une interface.

$$x_c = \frac{v_{p2}x}{v_{p1}} \text{ (Equation II.39)}$$

et l'onde de cisaillement

$$x_s = \frac{v_{s2}x}{v_{p1}} \text{ (Equation II.40)}$$

La géométrie du problème nous dit également que:

$$\sin i = \frac{BC}{AB} = \frac{x}{AB'}$$

$$\sin r_p = \frac{AD}{AB} = \frac{v_{p2}}{v_{p1}} \frac{x}{AB'}$$

d'où on tire la loi de Snell :

$$\frac{\sin i}{\sin r_p} = \frac{v_{p1}}{v_{p2}}$$

$$x_c = \frac{v_{p1}x}{v_{p2}} \text{ (Equation II.41)}$$

et l'onde de cisaillement :

$$x_s = \frac{v_{s2}x}{v_{p1}} \text{ (Equation II.42)}$$

Lorsque

$\sin i = \frac{v_{p1}}{v_{p2}}$ ,  $\sin r_p = 1$  et  $r_p = 90^\circ$ , l'onde ne pénètre pas dans le deuxième matériaux mais voyage à l'interface entre les deux milieux.

L'angle critique est défini par :

$$i_c = \sin^{-1} \frac{v_{p1}}{v_{p2}} \text{ (Equation II.43)}$$

Pour tout angle d'incidence  $i$  plus grand que  $i_c$ , il n'y a pas de réfraction et l'onde est totalement réfléchi.

Les lois de la réflexion et de la réfraction peuvent être synthétisées en statuant que : à une interface, la quantité

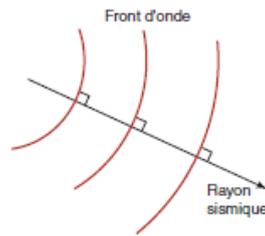
$$p = \frac{\sin \theta_i}{v_i} \text{ (Equation II.44)}$$

à la même valeur pour l'onde incidente, l'onde réfléchi, et l'onde réfractée. Il s'agit de la forme générale de la loi de *Snell*. La quantité  $p$  est appelée paramètre du rai (*ray parameter*).

## II.6 Sismique Réfraction

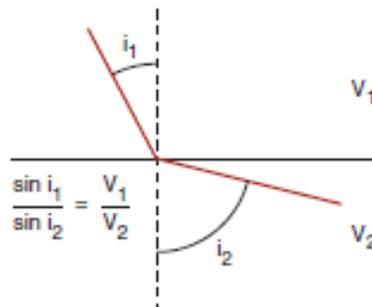
Rappelons, sous la forme d'une simple énumération, les notions de base nécessaires à une bonne compréhension des interprétations et des applications de **la sismique réfraction** :

- les vitesses sismiques étudiées en réfraction sont les *vitesses de déplacement de l'onde de compression* qui a la particularité d'être la plus rapide. Cette onde arrivant toujours en premier sur les capteurs est ainsi aisément reconnaissable,
- les ondes sismiques sont d'un traitement assez délicat, et pour rendre aisée l'étude du mécanisme de leur propagation, la convention veut qu'on les représente par les rayons sismiques qui leur sont orthogonaux, mais qui n'ont aucune existence physique (Fig. II.11),



**Figure II.11.** Représentation du rai sismique

Les rayons sismiques ainsi définis suivent les mêmes lois que les rayons lumineux, en particulier les lois de la réflexion et bien sûr de la réfraction (lois de Descartes) (Figure. II.12),



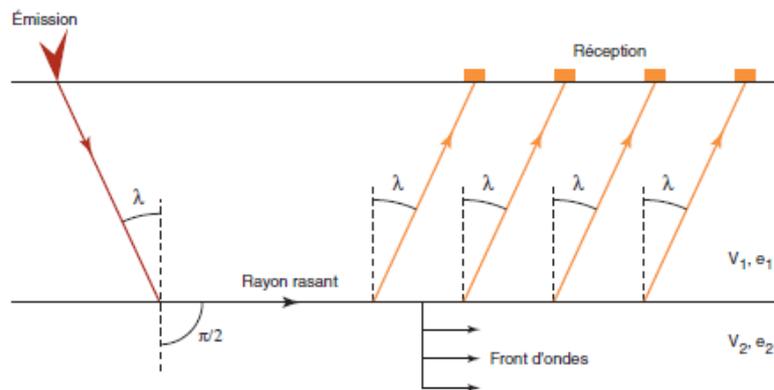
**Figure II.12.** Loi de Snell-Descartes

### II.6.1 Réfraction Totale - Principe

Une des particularités des lois de l'optique exploitée par la sismique réfraction est la

*Réfraction totale* qui est liée au fait que les ondes sismiques peuvent se propager horizontalement au toit d'une couche *plus rapide*, à condition que les rayons sismiques l'atteignent sous un angle d'incidence égal à l'angle de réfraction limite  $\lambda$ , ceci avant de remonter ensuite vers la surface avec le même angle d'émergence. Cette propriété se conçoit plus facilement si l'on considère non plus le rayon rasant, mais le tronçon de front d'onde qui se propage perpendiculairement à la surface de séparation des deux milieux.

Cette propriété est illustrée sur la figure II.13 où ;  $\lambda$  est l'angle de réfraction limite atteint lorsque  $i_2$  est égal à  $\pi/2$  et tel que  $\sin \lambda = V_1/V_2$ .



**Figure II.13** Réfraction totale –Schéma du principe

Il est intéressant de noter que plus le contraste de vitesse est grand, plus l'angle de réfraction limite est petit.

*Exemple* :  $V_1 = 1000$  m/s

$V_2 = 5000$  m/s  $\lambda = 11^\circ$

$V_1 = 1000$  m/s

$V_2 = 2000$  m/s,  $\lambda = 30^\circ$

La conséquence de cette propriété est que seuls sont théoriquement analysables les schémas pour lesquels les différentes couches ont des *vitesse croissantes en fonction de la profondeur*.

### II.6.2 Comprendre un séismogramme

Le séismogramme montre les traces sismiques. Dans cette figure, chaque trace sismique est représentée selon une ligne qui oscille en fonction de l'amplitude de l'onde reçue en fonction du temps. A chaque trace correspond un géophone. Ces géophones sont implantés selon un profil.

Un tir est effectué au point A, au milieu des géophones. En abscisse nous avons donc la distance entre les géophones le long du profil et en ordonnée le temps. Les pics positifs sont noircis et les traces juxtaposées. Nous pouvons constater que plus un géophone est éloigné de la source, plus il s'écoule du temps avant qu'une perturbation soit enregistrée. Dans le cas général exposé ici, l'interface n'est pas horizontale (voir figure II.14). La figure du milieu montre les différentes arrivées. On peut voir que l'onde **directe** (tau) ( $\tau_1$ ), voyageant vers la surface directement de la source au récepteur, arrive la première, du moins pour les géophones proches de la source A. A partir d'un certain temps arrive l'onde **réfractée** ( $\tau_2$ ). Comme le montre la figure du bas (Fig.II.14), cette onde part de la source A, voyage dans le milieu  $V_1$ , voyage ensuite à l'interface à la vitesse  $V_2$  puis remonte vers les récepteurs à la vitesse  $V_1$ . La réfraction est possible si l'angle critique  $i_c$  est atteint. Si l'angle d'incidence  $i_2$  est plus petit que l'angle  $i_c$ , il existe bien une réfraction mais elle n'est plus totale et le trajet réfracté ne ressort pas à la surface du sol.

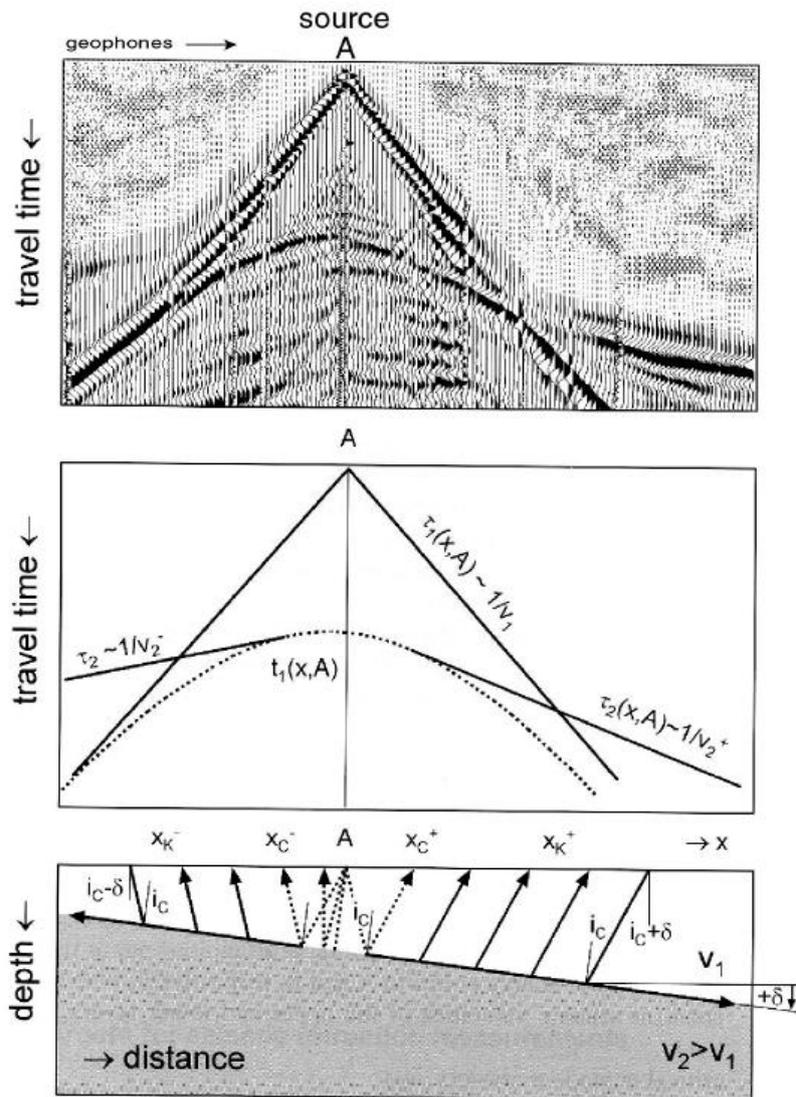


Figure II. 14 Principe d'un séismogramme

Pour avoir une réfraction :

- Il faut que la distance source-récepteur dépasse une certaine valeur. On remarque que les trajets mesurés par les géophones situés aux points  $X_C^+$  et  $X_C^-$  sont en fait les premiers trajets réfractés possibles. On appelle cette distance la **distance critique**.
- Il faut que la réfraction totale ait lieu. Pour que la réfraction totale ait lieu, il faut que  $V_2$  soit plus grande que  $V_1$ , ce qui entraîne  $i_2$  plus grand que  $i_1$ , c'est-à-dire qu'il faut que les couches en présence possèdent des vitesses croissantes avec la profondeur.

Une onde réfléchie peut être observée en traitillé voyageant de la source au récepteur à la vitesse  $V_1$ . Les trajets de l'onde sont symétriques entre la descente et la remontée. Pour des raisons géométriques, les ondes réfléchies sont des hyperboles. Comme l'onde voyage dans le milieu  $V_1$  uniquement et que  $V_2 > V_1$ , l'onde réfractée arrive avant l'onde réfléchie. Une acquisition sismique implique la collecte de nombreux tomogrammes correspondant à autant de sources le

long d'un profil, c'est-à-dire que nous allons tirer en différents points le long du profil. Il existe 3 principales approches pour traiter les données mesurées suivant qu'on utilise les ondes, directes, réfractées ou réfléchies. Ces méthodes de traitement sont la tomographie sismique, la sismique réfraction et la sismique réflexion.

### II.6.3 Propagation dans les milieux discontinus

#### II.6.3.1 Cas d'un bicouche

Calcul de l'équation donnant le temps d'arrivée de la réfractée première en fonction de la distance  $X$  entre le point d'émission et le récepteur dans le cas d'un bicouche composé d'une première couche lente de vitesse  $V_1$  et d'épaisseur finie, reposant sur une couche d'épaisseur infinie de vitesse  $V_2 > V_1$ .

Le graphique suivant « temps-distance » est appelé *hodochrone* ou *dromochronique* (Fig. II. 15).

- **Hodochrone** : Répartition d'une onde dans le plan  $x; t$ .
- **Dromochronique** : Hodochrone d'une onde directe ou réfractée.

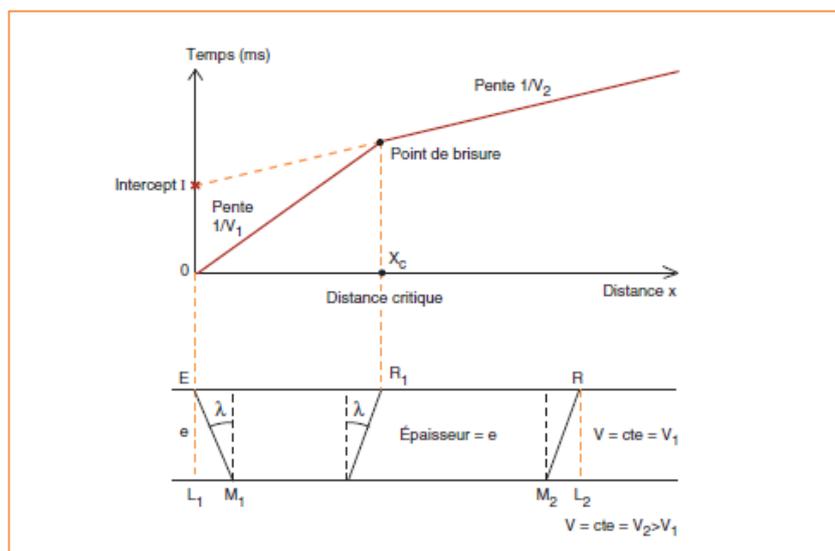


Figure II.15. Cas d'un bicouche (réfracteur horizontal)

$$T = \frac{EM1 + M2R}{V_1} + \frac{M1M2}{V_2}$$

$$L1M1 = r \cdot \text{tg } \lambda = M2L2 \Rightarrow \frac{M1M2}{V_2} = \frac{X}{V_2} - \frac{2L1M1}{V_2}$$

$$T = \frac{2e}{V_1 \cos \lambda} + \frac{X - 2 \cdot e \cdot \text{tg } \lambda}{V_2}$$

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin \lambda}$$

$$T = \frac{2e}{V_1 \cos \lambda} + \frac{X}{V_2} - \frac{(2e \operatorname{tg} \lambda)}{V_1} \sin \lambda$$

$$T = \frac{X}{v_2} + \frac{2e}{v_1} \left( \frac{1}{\cos \lambda} - \operatorname{tg} \lambda \sin \lambda \right)$$

$$T = \frac{X}{v_2} + \frac{2e}{v_1} \left( \frac{1 - \sin^2 \lambda}{\cos \lambda} \right)$$

$$\cos^2 \lambda = 1 - \sin^2 \lambda$$

$$T = \frac{X}{v_2} + \frac{2e}{v_1} \cos \lambda \text{ (Equation II.45)}$$

Cette dernière expression est l'équation d'une droite de pente  $1/V_2$  et d'ordonnée à l'origine, ou intercept,  $I = (2.e/V_1). \cos \lambda$ .

Sur le graphique « temps-distance », les droites de pente  $1/V_1$  et  $1/V_2$  se croisent en un point appelé point de brisure. Pour les réceptions à gauche de ce point de brisure, le temps du trajet direct est inférieur au temps du trajet réfracté et inversement pour les réceptions situées à droite du point de brisure.

#### Calcul de l'épaisseur e

La branche de dromochronique permet de définir les vitesses  $V_1$  et  $V_2$ , inverses des pentes des droites, et par conséquent la valeur de  $\lambda$ , tel que  $\sin \lambda = V_1/V_2$ .

On appelle aussi cette droite la *dromochronique* du marqueur horizontal. L'intercept  $I$  permet alors de calculer l'épaisseur  $e$  de la couche.

$$e = \frac{IV_1}{2 \cdot \cos \lambda} \text{ (Equation II.46)}$$

On peut calculer également l'épaisseur de la couche à partir de l'abscisse du point de brisure  $X_c$  ou distance critique.

$$e = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \text{ (Equation II.47)}$$

$$e = \frac{t_1}{2} \frac{v_1 \cdot v_2}{\sqrt{v_2^2 + v_1^2}} \text{ (Equation II.48)}$$

• Exemple de calcul de l'épaisseur

A titre d'information, on trouvera ci-dessous un tableau donnant la distance critique pour un marqueur plan horizontal situé à 10 m de profondeur, ceci en fonction du contraste de vitesse entre  $V_1$  et  $V_2$ .

**Tableau II.1** Distance critique pour un marqueur plan horizontal situé à 10 m de profondeur.

$V_1$	400	1600	2000	2500	3000
$V_2$	4500	4500	4500	4500	4500
$X_c$	22	29	32	37	45

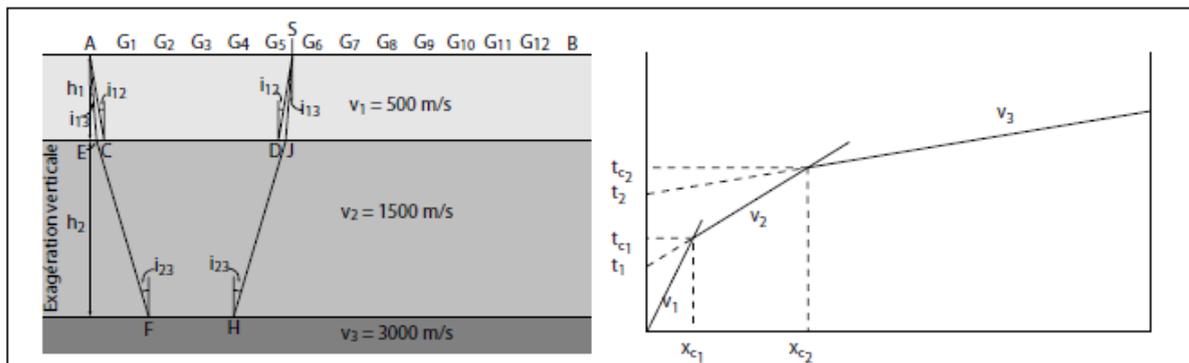
✚ Définition du délai sismique.

Le **délai sismique** est par définition égal à la moitié de l'intercept.

Dans le cas présent le délai du réfracteur  $V_2$  est égal à  $(e/V_1) \cos \lambda$ . Cette notion de délai sismique est très importante et pourra être étendue à tous les schémas quelque soit le nombre de couches.

**II.6.3.2 Réfraction pour trois couches horizontales**

Si on observe deux ruptures de pente sur la dromochronique (Figure II.16), on est en présence d'un terrain à trois couches. On calcule d'abord l'épaisseur de la première couche avec l'équation (II.47) ou (II.48). Ensuite, on cherche une expression pour  $h_2$  qui sera fonction des paramètres estimés au moyen de la dromochronique, soit  $v_1, v_2, v_3, x_{c1}$  et  $x_{c2}$ .



**Figure II.16:** Représentation schématique des rais sismiques, pour un cas trois terrains horizontaux.

Il s'agit donc de trouver une expression pour  $t$  de l'onde réfractée dans la troisième couche, qui, à  $x_{c2}$ , est égal à  $t$  de l'onde réfractée dans la deuxième couche. On notera d'abord que la réfraction critique entre le deuxième et le troisième terrain est liée aux angles  $i_{13}$  et  $i_{23}$  qui s'expriment :

$$\sin i_{13} = \frac{v_1}{v_3}$$

$$\sin i_{23} = \frac{v_2}{v_3}$$

Pour l'onde réfractée dans la troisième couche, nous avons pour les différents trajets, les valeurs suivantes:

$$AE = \frac{h_1}{\cos i_{13}}$$

$$EF = \frac{h_2}{\cos i_{23}}$$

$$\text{et } FH = x_{c2} - 2(h_1 \tan i_{13} + h_2 \tan i_{23})$$

Le temps de parcours vaut alors :

$$t_{c2} = 2 \frac{AE}{v_1} + 2 \frac{EF}{v_2} + \frac{FH}{v_3}$$

Donc :

$$t_{c2} = \frac{x_{c2}}{v_3} + 2h_1 \left( \frac{1}{\cos i_{13} v_1} - \frac{\tan i_{13}}{v_3} \right) + 2h_2 \left( \frac{1}{\cos i_{23} v_2} - \frac{\tan i_{23}}{v_3} \right)$$

et en simplifiant, nous retrouvons finalement que  $t_{c2}$  est égal à :

$$t_{c2} = \frac{x_{c2}}{v_3} + \frac{2h_1 \cos i_{13}}{v_1} + \frac{2h_2 \cos i_{23}}{v_2} \text{ (Equation II.49)}$$

Le temps de parcours de l'onde réfractée dans le deuxième terrain vaut :

$$t_{c2} = \frac{2AC}{v_1} + \frac{CD}{v_2}$$

Après manipulation on trouvera :

$$t_{c2} = \frac{2h_1}{v_1 \cos i_{12}} + \frac{x_{c2}}{v_2} - \frac{2h_1 \tan i_{12}}{v_2}$$

Les deux relations qui caractérisent  $t_{c2}$  sont égales et en isolant  $h_2$  on trouve :

$$h_2 = \frac{x_{c2}}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}} - h_1 \left( \frac{\cos i_{13} - \cos i_{12}}{\cos i_{23} \sin i_{12}} \right)$$

et d'autres termes :

$$h_2 = \frac{x_{c2}}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}} - h_1 \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_3}\right)^2} - \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}}{\sqrt{\left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2 - \left(\frac{v_1}{v_3}\right)^2}} \quad (\text{Equation II.50})$$

Le second terme de l'équation (II.49) en est un de correction.

Pour la technique des temps d'intersection à l'origine, l'équation (II.48) nous fournit l'épaisseur  $h_1$  et pour le calcul de  $h_2$ , nous considérons le temps  $t_{c2}$ , qui s'exprime par l'équation II.49. Cette dernière représente l'équation d'une droite de pente  $1=1/v_3$  et d'ordonnée à l'origine égale à :

$$\frac{2h_1 \cos i_{13}}{v_1} + \frac{2h_2 \cos i_{23}}{v_2}$$

Lorsque  $x=0$ ,  $t_2$  est égal à l'équation (II.50) et

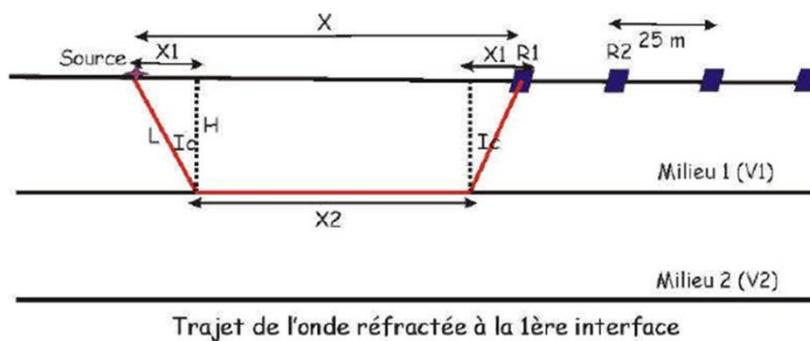
$$h_2 = \left( \frac{t_2}{2} - \frac{h_1 \cos i_{13}}{v_1} \right) \frac{v_2}{\cos i_{23}} \quad (\text{Equation II.51})$$

or,  $\cos i_{23} = \frac{\sqrt{v_3^2 + v_2^2}}{v_3}$  et par remplacement nous aurons :

$$h_2 = \frac{t_2}{2} \frac{v_2 v_3}{\sqrt{v_3^2 + v_2^2}} - \frac{h_1 \cos i_{13}}{\sin i_{12} \cos i_{23}}$$

$$h_2 = \frac{t_2 v_2}{2 \cos i_{23}} - \frac{h_1 \cos i_{13}}{\sin i_{12} \cos i_{23}} \quad (\text{Equation II.52})$$

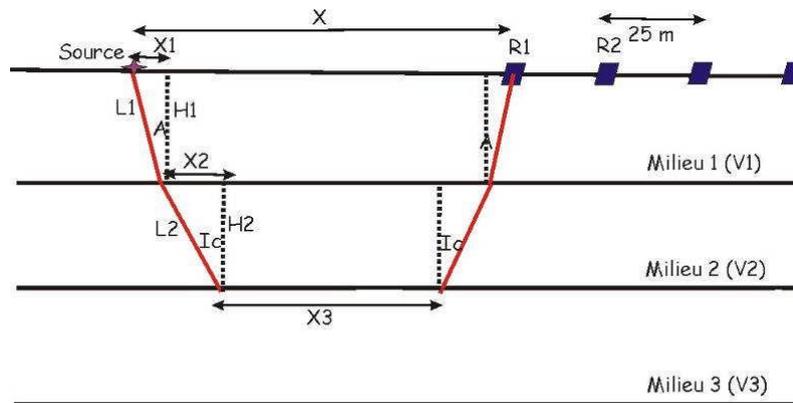
- **Exemple de trois couches tabulaires**
- **La 1ère onde réfractée**



**Figure II. 17** .Trajet de l'onde réfractée à la première interface

$$T = \frac{X}{V_2} + \frac{2H \cos(i_c)}{V_1}$$

- La 2ème onde réfractée



Trajet de l'onde réfractée à la 2ème interface

**Figure II.18** Trajet de l'onde réfractée à la deuxième interface

Pour établir l'équation de cette onde, on définit :

$$X = X_3 + 2X_2 + 2X_1$$

$$\tan a = \frac{X_1}{H_1} \text{ et } \tan i_c = \frac{X_2}{H_2}$$

Ainsi que les lois de Descartes aux 2 interfaces :  $\sin(a) / V_1 = \sin(i_c) / V_2 = 1 / V_3$

Le temps de trajet de l'onde est :  $T = X_3 / V_3 + 2L_2 / V_2 + 2L_1 / V_1$

En remplaçant X3, L2 et L1 :

$$T = X / V_3 + 2H_2 / V_2 \cos(i_c) - 2H_2 \sin^2(i_c) / V_2 \cos(i_c) + 2H_1 / V_1 \cos(a) - 2H_1 \sin^2(a) / V_1 \cos(a)$$

$$T = \frac{X}{V_3} + \frac{2H_2 (1 - \sin^2 i_c)}{V_2 \cos i_c} + \frac{2H_1 (1 - \sin^2 a)}{V_1 \cos a}$$

L'expression finale du temps de trajet de la 2ème réfractée est alors :

$$T = \frac{X}{V_3} + \frac{2H_2 \cos i_c}{V_2} + \frac{2H_1 \cos a}{V_1}$$

La pente de l'hodochrone est  $1 / V_3$ , on en déduit donc  $V_3$ , la vitesse du 3ème milieu. A partir des valeurs de vitesses, on applique la loi de Descartes pour trouver  $i_c$  et  $a$ . L'ordonnée à l'origine de l'hyperbole nous donne  $H_2$ .

II.6.3.3 Cas de plusieurs couches planes horizontales

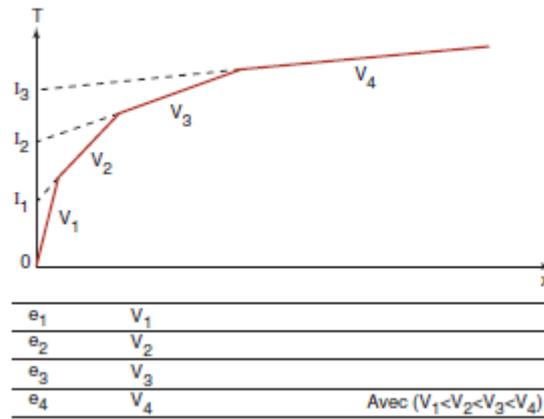


Figure II.19 Cas de plusieurs couches planes horizontales

En exprimant de proche en proche, comme pour le cas de deux couches horizontales, les temps de trajets réfractés totalement à la surface des 2°, 3° et 4°,...etc....n° couche, on obtient autant d'équations de droites dont les paramètres sont les suivants :

- a) les inverses des pentes des diverses droites sont égales aux vitesses des réfracteurs correspondants.
- b) les ordonnées à l'origine ou intercepts sont des fonctions des vitesses et des épaisseurs des diverses couches.

Si on admet les notations suivantes :  $\sin i_{pn} = V_p/V_n$  , les expressions des intercepts sont les suivantes :

Connaissant les vitesses  $V_1, V_2, \dots, V_{n-1}, V_n$ , les angles  $i$  sont par conséquent connus par leurs sinus et on calcule les épaisseurs  $e_1, e_2, e_3, e_p, \dots$  de proche en proche.

Connaissant les vitesses  $V_1, V_2, \dots, V_{n-1}, V_n$ , les angles  $i$  sont par conséquent connus par leurs sinus et on calcule les épaisseurs  $e_1, e_2, e_3, e_p, \dots$  de proche en proche.

$$I_1 = 2 \frac{e_1 \cos i_{1,2}}{V_1}$$

$$I_2 = 2 \frac{e_1 \cos i_{1,3}}{V_1} + 2 \frac{e_2 \cos i_{2,3}}{V_2}$$

$$I_3 = 2 \frac{e_1 \cos i_{1,4}}{V_1} + 2 \frac{e_2 \cos i_{2,4}}{V_2} + 2 \frac{e_3 \cos i_{3,4}}{V_3}$$

.....

$$I_{n-1} = 2 \frac{e_1 \cos i_{1,n}}{V_1} + 2 \frac{e_2 \cos i_{2,n}}{V_2} + \dots + 2 \frac{e_p \cos i_{p,n}}{V_3} + \dots + 2 \frac{e_{n-1} \cos i_{n-1,n}}{V_{n-1}}$$

$$= 2 \sum_{p=1}^{n-1} \frac{e_p \cos i_{p,n}}{V_p} \text{ (Equation II. 53)}$$

La généralisation de la notion de délai sismique conduit à :

$$D_{n-1} = \sum_{p=1}^{n-1} \frac{e_p \cos i_{p,n}}{V_p} \text{ (Equation II. 54)}$$

Les épaisseurs de terrain  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$  pourront aussi être obtenues à l'aide des formules aux tangentes suivantes :

$$e_1 = \frac{l_1}{2} V_2 \operatorname{tgi}_{12} \quad e_1 = \frac{l_1}{2} V_2 \operatorname{tgi}_{12}$$

$$e_2 = \frac{l_1}{2} V_3 \operatorname{tgi}_{23} - e_1 \frac{\operatorname{tgi}_{23}}{\operatorname{tgi}_{13}}$$

$$e_3 = \frac{l_3}{2} V_4 \operatorname{tgi}_{34} - e_2 \frac{\operatorname{tgi}_{34}}{\operatorname{tgi}_{24}} - e_1 \frac{\operatorname{tgi}_{34}}{\operatorname{tgi}_{14}} \text{ (Equation II.55)}$$

$i_{12}$  : angle qui a pour sinus  $V_1/V_2$

### II.6.3.4 Cas d'un seul marqueur plan incliné

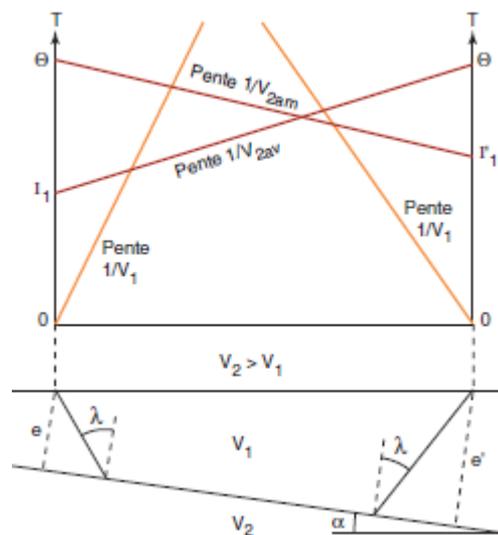


Figure II.20 Cas d'un seul marqueur plan incliné

$V_{2am}$  représente la vitesse apparente pour les trajets se dirigeant vers l'amont du marqueur, et

$V_{2av}$  la vitesse apparente pour les trajets se dirigeant vers l'aval.

Ces vitesses apparentes sont données par les relations :

$$\sin(\lambda + \alpha) = \frac{V_1}{V_{2av}} \text{ (Equation II.56)}$$

$$\sin(\lambda - \alpha) = \frac{V_1}{V_{2am}} \text{ (Equation II.57)}$$

donc  $V_{2am} > V_{2av}$

$$\text{Il vient : } \frac{1}{V_2} = \frac{1}{2} \left( \frac{1}{V_{2am}} + \frac{1}{V_{2av}} \right) \frac{1}{\cos \alpha} \text{ (Equation II.58)}$$

Les angles de pendage étant généralement faibles, on peut négliger le facteur  $1/\cos \alpha$  (très peu différent de 1), la formule approchée s'écrit alors :

$$V_2 = 2 \frac{V_{2am} \cdot V_{2av}}{V_{2am} + V_{2AV}}, \text{ moyenne harmonique des deux vitesses apparentes.}$$

$$\text{et } \cos \alpha = \frac{V_2}{2} \left( \frac{1}{V_{2am}} + \frac{1}{V_{2av}} \right) \text{ (Equation II.59)}$$

Les distances perpendiculaires au marqueur :  $e$  et  $e'$  s'obtiennent simplement à partir des intercepts  $I$  et  $I'$  :

$$e = \frac{V_1 I_1}{2 \cos \lambda} \text{ (Equation II. 60) et } e' = \frac{V_1 I'_1}{2 \cos \lambda} \text{ (Equation II. 61)}$$

Il est important de signaler qu'il suffit d'un très faible pendage pour faire évoluer très rapidement les valeurs des vitesses apparentes aval et amont.

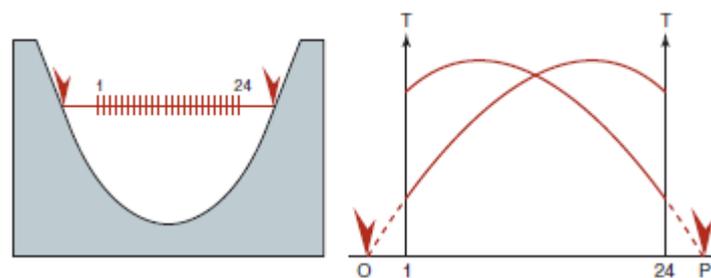
Le tableau présenté ci-après montre cette évolution pour  $V_1 = 2500$  m/s et  $V_2 = 4500$  m/s.

**Tableau II.2** Evolution des vitesses apparentes en fonction du pendage.

Pendage angle $\alpha$	Vitesse Apparente amont	Vitesse Apparente aval	Moyenne Harmonique Exacte ( $x \cos \alpha$ )	Moyenne Harmonique approchée	Ecart (%)	Limite de la Formule approchée
0	4500	4500	4500	4500	0	
5	5198	3994	4500	4517	0.38	
10	6208	3615	4500	4569	1.54	
15	7778	3325	4500	4659	3.53	
20	10519	3100	4500	4789	6.42	
25	16436	2924	4500	4965	10.34	
30	38235	2787	4500	5196	15.47	
35	-114511	2682	4500	5193	22.08	
40	-22960	2604	4500	5874	30.54	
45	-12813	2549	4500	6364	41.42	
50	-8934	2515	4500	7001	55.57	

Les valeurs négatives de la vitesse amont traduisent le fait que les temps d'arrivée sont de plus en plus faibles au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la source d'ébranlement. Dans ce cas, pour le calcul de la vitesse vraie, la formule approchée de la moyenne harmonique écrite ci-dessus ne s'applique pas. On devra passer par l'étude de la fonction « minus ».

La figure II.21 présente un exemple de vitesses négatives dans le cas d'un dispositif placé perpendiculairement à l'axe d'un sillon glaciaire.



**Figure II.21** Vitesses négatives : cas d'un sillon glaciaire

II.6.3.4 Interprétation cas deux terrains séparés par un plan incliné

A partir des paramètres définis par le modèle de la figure II.22, il est possible d'obtenir des expressions pour l'angle critique  $i_{21}$  et le pendage  $\phi$ . Le point de départ est le temps de parcours entre A et B

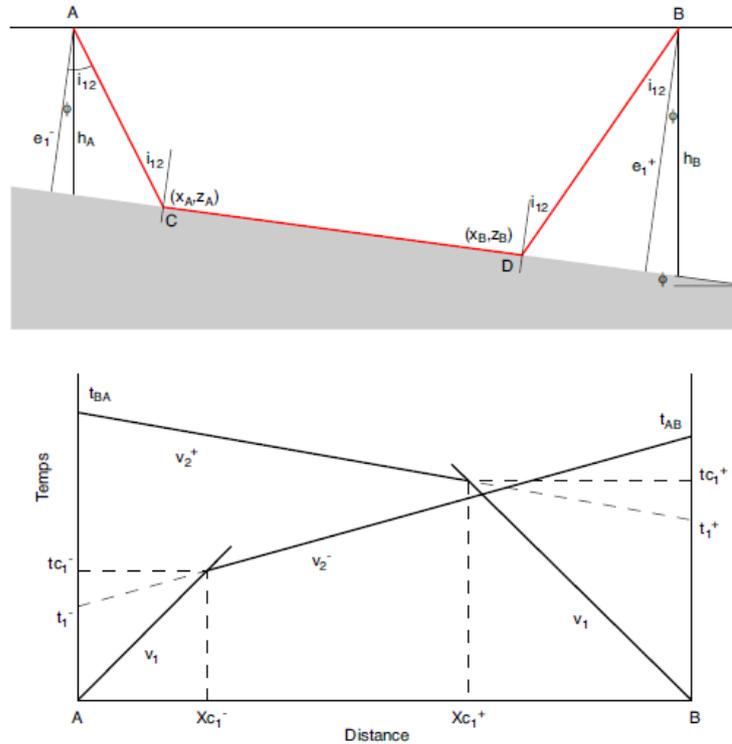


Figure II.22 Deux terrains séparés par un plan incliné

$$t_{AB} = \frac{e_1^-}{v_1 \cos i_{12}} + \frac{AB \cos \phi - e_1^- \tan i_{12} - (e_1^- + AB \sin \phi) \tan i_{12}}{v_2} + \frac{e_1^- + AB \sin \phi}{v_1 \cos i_{12}}$$

qui peut se simplifier à

$$t_{AB} = \frac{2e_1^- \cos i_{12}}{v_1} + AB \frac{\sin(i_{12} + \phi)}{v_1}$$

avec :  $\frac{\sin(i_{12} + \phi)}{v_1} = \text{pente égale à } 1/v_2^-$

De façon similaire, on trouve le temps de B à A

$$t_{BA} = \frac{2e_1^+ \cos i_{12}}{v_1} + BA \frac{\sin(i_{12} - \phi)}{v_1} \text{ (Equation II.62)}$$

$$\frac{\sin(i_{12} - \phi)}{v_1} = \text{pente égale à } 1/v_2^+$$

A partir des pentes  $1/v_1$ ,  $1/v_2^-$  et  $1/v_2^+$ , qui sont mesurables sur la dromochronique, on obtient un système de deux équations à deux inconnues, soit :

$$\frac{\sin(i_{12} + \varnothing)}{v_1} = \frac{1}{v_2^-}$$

$$\frac{\sin(i_{12} - \varnothing)}{v_1} = \frac{1}{v_2^+}$$

Ceci nous donne

$$(i_{12} + \varnothing) = \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2^-}\right) \text{ (Equation II.63)}$$

$$(i_{12} - \varnothing) = \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2^+}\right) \text{ (Equation II.64)}$$

En additionnant ces deux dernières équations, on trouve une expression pour l'angle critique :

$$i_{12} = \frac{1}{2} \left[ \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2^-}\right) + \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2^+}\right) \right] \text{ (Equation II.65)}$$

et en faisant plutôt la soustraction on trouve le pendage :

$$\varnothing = \frac{1}{2} \left[ \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2^-}\right) - \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2^+}\right) \right] \text{ (Equation II.66)}$$

Marche à suivre pour l'interprétation des dromochroniques :

- 1 - obtenir un tir direct et inverse, les temps finaux doivent être égaux ;
- 2 - obtenir les vitesses  $v_1$ ,  $v_2^+$ ,  $v_2^-$
- 3 - obtenir les temps d'intercepte  $t_1^-$ ,  $t_2^+$  ou préférablement les distances critiques  $x_{c1}^-$ ,  $x_{c1}^+$
- 4 - calculer les angles  $i_{12}$  et  $\varnothing$  avec les équations (II.65) et (II.66) ;
- 5 - calculer

$$v_2 = \frac{v_1}{\sin i_{12}} \text{ Ou } v_2 = \frac{2v_2^- v_2^+ \cos \varnothing}{v_2^- + v_2^+}$$

- 6 - calculer  $h_A$  et  $h_B$  par les interceptes ou les distances critiques

6 a) Méthode des interceptes

$$h_A = \frac{t_1^- v_1}{2 \cos i_{12} \cos \emptyset} = \frac{t_1^-}{2 \cos \emptyset \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}}$$

$$h_B = \frac{t_1^+ v_1}{2 \cos i_{12} \cos \emptyset} = \frac{t_1^+}{2 \cos \emptyset \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}}$$

**6 b) Distances critiques**

$$h_A = \frac{x_{c1}^- [1 - \sin(i_{12} + \emptyset)]}{\cos i_{12} \cos \emptyset} = \frac{x_{c1}^- \left[1 - \frac{v_1}{v_2}\right]}{2 \cos \emptyset \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}}$$

La méthode des interceptes est moins précise à cause de l'extrapolation nécessaire.

**7** - vérifier que  $h_B = h_A + AB \tan \emptyset$

**8** - tracer l'interface inclinée au moyen de  $h_A$  et  $h_B$ . Trouver les points d'incidence et éliminer les parties de l'interface non parcourues par les rais réfractés.

Les points d'incidence peuvent être trouvés de plusieurs façons :

**8.a)** mesurer les distances inclinées sous le point de tir

$$A = h_A \frac{\sin(i_{12} - \emptyset)}{\cos i_{12}}$$

$$B = h_B \frac{\sin(i_{12} + \emptyset)}{\cos i_{12}}$$

**8. b)** mesurer et dessiner l'angle fait par les rais sous le point de tir :

$$\text{pour A : } i_{12} - \emptyset = \sin^{-1} \left( \frac{v_1}{v_2^+} \right)$$

$$\text{pour b : } i_{12} + \emptyset = \sin^{-1} \left( \frac{v_1}{v_2^-} \right)$$

**8.c)** calculer les coordonnées des points d'incidence, l'origine étant le point de tir le plus rapproché.

Sous le point A :

$$x_A = h_A \frac{\sin(i_{12} - \varnothing) \cos \varnothing}{\cos i_{12}}$$

$$z_A = h_A \left[ 1 + \frac{\sin(i_{12} - \varnothing) \sin \varnothing}{\cos i_{12}} \right]$$

Sous le point B :

$$x_B = h_B \frac{\sin(i_{12} + \varnothing) \cos \varnothing}{\cos i_{12}}$$

$$z_B = h_B \left[ 1 + \frac{\sin(i_{12} + \varnothing) \sin \varnothing}{\cos i_{12}} \right]$$

### a. Calcul approximatif de l'interface inclinée, cas deux terrains

Lorsque le pendage est faible et le rapport  $v_2/v_1$  grand, on peut faire une interprétation approximative en interprétant chacune des dromochroniques comme si elles provenaient d'un sous-sol où les réflecteurs sont horizontaux. Ainsi,

$$h_A = \frac{x_{c1}^-}{2} - \sqrt{\frac{v_2^- - v_1}{v_2^- + v_1}} \quad (\text{Equation II.67})$$

$$h_B = \frac{x_{c1}^+}{2} - \sqrt{\frac{v_2^+ - v_1}{v_2^+ + v_1}} \quad (\text{Equation II.68})$$

et  $v_2$  réel est estimée par :

$$v_2 \cong 2 \frac{v_2^+ v_2^-}{v_2^+ + v_2^-} \quad (\text{Equation II.69})$$

Le déplacement des points est aussi calculé de la même manière que pour les couches horizontales.

Pour des pendages inférieurs à 10% et des rapports  $v_2/v_1$  vrais supérieurs à 5, l'erreur introduite sur les épaisseurs est inférieure à 5%. Pour la vitesse  $v_2$ , l'erreur est inférieure à 10% si le pendage est de moins de 26°.

## II.6.4 Mise en œuvre

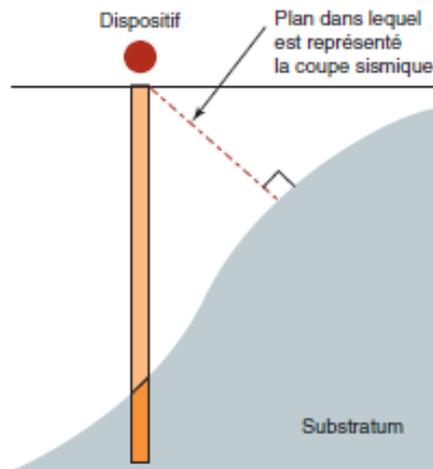
### II.6.4.1 Remarque préliminaire

Il convient en premier lieu de préciser que la sismique réfraction, dans ses applications les plus classiques et les plus habituelles, est une méthode d'exploration linéaire du sous-sol. Les capteurs d'un dispositif sont alignés et le panneau ausculte est généralement situé à la verticale du dispositif.

En toute rigueur, il faut préciser que ce panneau est en réalité orthogonal aux couches.

Lorsque la structure est complexe, il peut se faire que la surface auscultée soit gauche, mais cette anomalie n'est en aucun cas détectable, et on assimilera toujours le panneau ausculté à un plan moyen orthogonal aux couches.

Il est important de profiter de l'illustration de la figure II.23 pour mettre en évidence le fait que l'implantation d'un sondage mécanique de calage doit prendre en compte l'effet du au pendage du substratum.



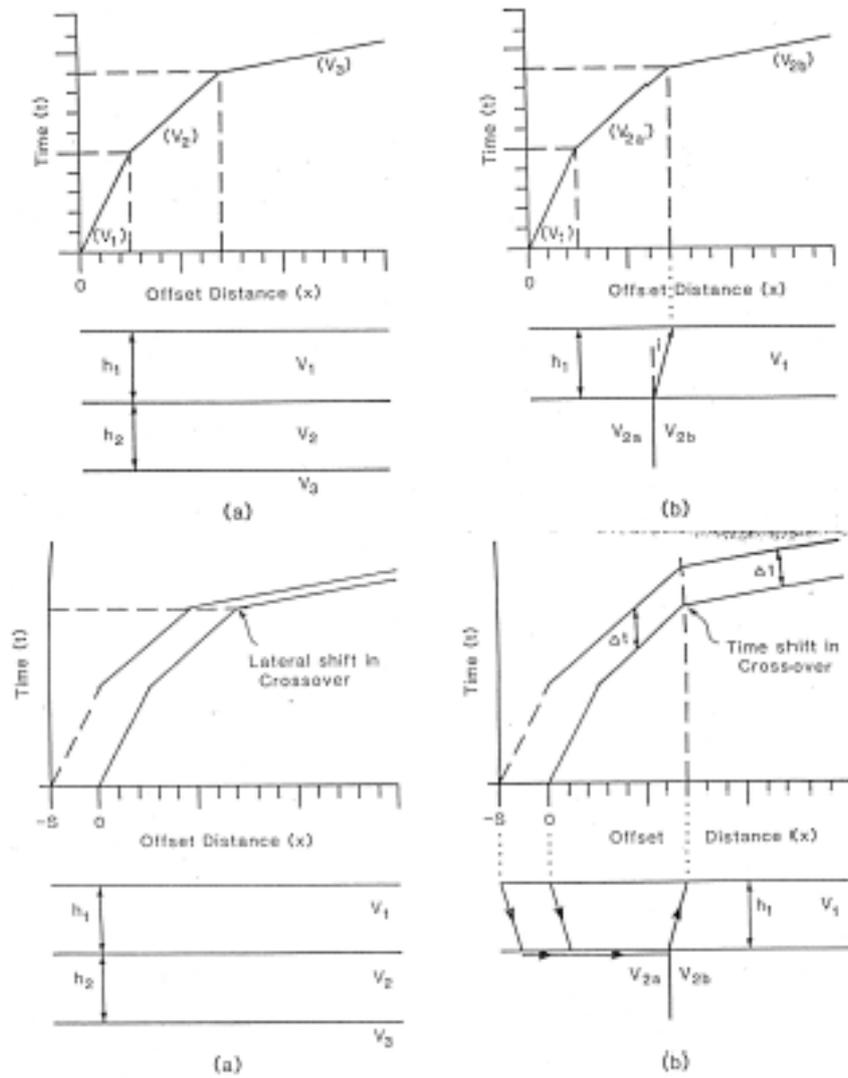
**Figure II.23** Plan d'investigation d'un profil linéaire

Une information suffisante sur la propagation de l'onde sismique est obtenue, et une couverture raisonnable est atteinte si la longueur de la flute de géophones est environ trois fois la distance critique.

Une règle simple, mais souvent inexacte, est d'utiliser une longueur de flute *égale à huit fois la profondeur d'investigation*. Par ailleurs, il peut être nécessaire de réduire l'écartement entre les géophones pour obtenir un nombre suffisant de points pour mesurer avec précision la vitesse de couches intermédiaires.

Dans la plupart des levés de sismique réfraction, *des tirs rapprochés* sont effectués très près des extrémités de la flute. L'interprétation se trouve simplifiée si ces tirs sont directement à la position des géophones des extrémités. Cependant, ces géophones sont dans la pratique déplacés d'un demi-espacement afin d'éviter les dommages et pour mieux estimer la vitesse dans la première couche.

Des tirs éloignés peuvent également être effectués, à une distance suffisante pour que la totalité des premières arrivées aient voyagées par la couche réfractante. Cette distance est estimée à partir des tirs rapprochés. Les tirs éloignés apportent une information précieuse, et permettent par exemple de discriminer un cas trois couches d'un cas deux couches avec variation latérale dans la deuxième couche (voir Figure II.24).



**Figure II.24** Illustration de l'information apportée par un tir éloigné.

La configuration comportant des tirs rapprochés et des tirs éloignés est connue sous le nom anglaise de *four-shot pattern*. Une autre configuration courante, connue sous l'appellation ABC, consiste à utiliser les tirs rapprochés avec un tir central.

Le tir central est entre autre utile lorsque des différences apparaissent à l'interprétation aux extrémités de la flûte, en particulier si ces différences semble indiquer un nombre différent de marqueurs.

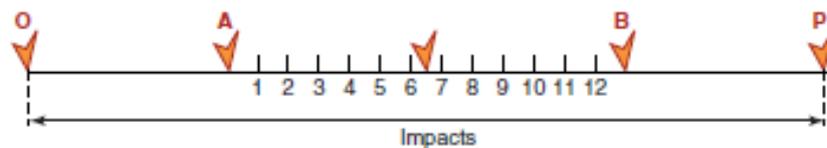
On peut ainsi mettre en lumière l'amincissement d'une couche qui est rendu invisible à une des deux extrémités. Le tir central peut évidemment être incorporé à la configuration *four-shot*.

### II.6.4.1 Réalisation d'un dispositif sismique

Les normes auxquelles doivent obéir les dispositifs sismiques sont exposées ci-après dans un but pratique.

#### a. Nombre de capteurs et de tirs

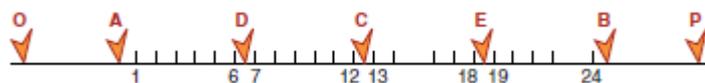
Le dispositif le plus simple ci-après schématisé (Figure. II.25) semble être le dispositif minimal, tant au point de vue du nombre de capteurs que du nombre de tirs, en-deca duquel les informations fournies risquent de devenir très incertaines. Les tirs O et P, extérieurs au dispositif, sont appelés tirs offset ou tirs lointains. Les tirs A et B sont tirs en bout et le tir C : tir au centre.



**Figure II.25** Dispositif d'acquisition minimal

Le nombre de capteurs mis en place est généralement fixe par le nombre de voies dont dispose l'enregistreur, classiquement vingt-quatre voies sur les laboratoires de sismique réfraction.

Pour un dispositif de vingt-quatre capteurs le nombre de tirs dépend de l'homogénéité supposée du sous-sol et de la précision demandée. En se basant sur le dispositif minimal ci-dessus indique, il devient nécessaire pour vingt-quatre capteurs d'exploiter cette ligne de capteurs par cinq tirs, les deux tirs offset O et P, les tirs en bout A et B et un tir central C. Lorsqu'on risque de se trouver en présence de nombreuses et rapides variations latérales de facies, on ajoute quelquefois des tirs intermédiaires D et E entre les capteurs 6 et 7 d'une part et 18 et 19 d'autre part (Figure. II.26).



**Figure II.26** Dispositif 24 Traces-7Tirs

Dans ce dernier cas, la dromochronique du dispositif pourra être la suivante (Figure II.27) :

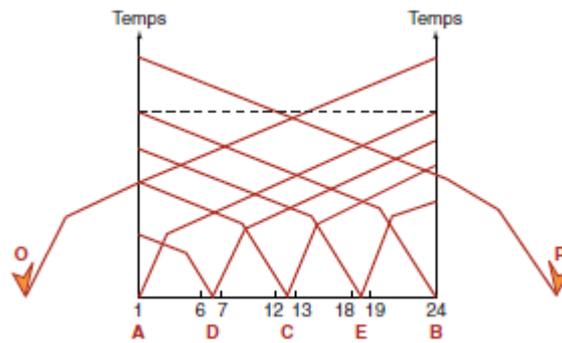


Figure II. 27 Dromochroniques associées à un dispositif 24Traces-7Tirs

**b. Longueur du dispositif**

La longueur du dispositif est la distance entre les deux tirs en bout, A et B, ou ce qui revient à peu près au même, la distance entre les deux capteurs extrêmes 1-12 ou 1-24.

Le choix de cette longueur va dépendre de la profondeur de la cible recherchée et des contrastes de vitesses existant entre les différents horizons sismiques intermédiaires (loi de vitesses du site).

La longueur du dispositif doit être assez grande pour qu'on puisse voir, au moins pour les ébranlements des deux tirs en bout A et B, une propagation au toit du substratum sur environ la moitié de la longueur du dispositif, soit six ou douze capteurs.

Dans l'hypothèse où l'on dispose d'un minimum de renseignements sur la géologie prévisible du site, une bonne approche est de se servir de la formule de calcul de la distance critique ou point de brisure.

Nous avons vu précédemment que la distance critique : **Xc**, c'est-à-dire la distance par rapport au point de tir à partir de laquelle on pointe la réfractée au toit du milieu de vitesse V2, se calculait à partir de la formule :

$$X_c = 2e \cdot \sqrt{(V_2 + V_1) / \sqrt{(V_2 - V_1)}} \text{ (Equation II.70)}$$

Il suffit donc de prendre 2.Xc pour ne pas courir le risque de mettre en place un dispositif trop court.

**Tableau II.3** Calcul de la longueur du dispositif : Exemple pour un substratum a 30 m.

V <sub>1</sub>	400	1500	2000	2500	3000
V <sub>2</sub>	4500	4500	4500	4500	4500
X <sub>c</sub>	66	85	96	111	135

Ce qui représente une longueur allant de 130 m pour un contexte de sédiment meuble sur substratum sain, à 270 m pour l'étude de la frange altérée d'un substratum, soit un coefficient allant de quatre à neuf fois la profondeur de l'objectif.

Sans renseignement particulier sur le site étudié, on prend généralement en terrestre un coefficient voisin de 6 pour la réalisation du premier dispositif, c'est-à-dire 120 m de longueur de dispositif pour une profondeur d'investigation de 20 m.

A titre d'information, pour un milieu à trois couches :

$$X_{c_2} = 2 \cdot e_2 \sqrt{\frac{V_3 + V_2}{V_3 - V_2}} - 2e_1 \frac{V_3 \sqrt{V_2^2 - V_1^2} - V_2 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_1 \cdot (V_3 - V_2)} \quad (\text{Equation II.71})$$

Où la première couche est caractérisée par la vitesse  $V_1$  et l'épaisseur  $e_1$ , la deuxième couche par la vitesse  $V_2$  et l'épaisseur  $e_2$ , et la troisième couche d'épaisseur infinie par la vitesse  $V_3$ .

De toute façon, il est vivement conseillé de réaliser une pré-interprétation minute sur le site dès la réalisation du premier tir, afin de vérifier que la valeur des vitesses de fond correspond bien à l'objectif recherche, car il arrive parfois que les vitesses intermédiaires soient si proches les unes des autres que les angles de réfraction limite atteignent des valeurs telles que l'on se retrouve avec des distances critiques particulièrement élevées. Ce phénomène se produit parfois en zone aquatique ou il arrive qu'il soit nécessaire d'utiliser un dispositif de 100 m de long pour atteindre une profondeur d'investigation de 8 à 10 m.

Le nombre de capteurs par dispositif étant fixe, le paramètre sur lequel on agit pour satisfaire cette condition de longueur du dispositif est la distance entre les capteurs ou intertrace.

Cette intertrace peut être variable sur un même dispositif ; en effet on resserre quelquefois les capteurs près des points de tir pour obtenir une meilleure précision sur les couches très superficielles.

La profondeur du substratum sismique atteint et bien reconnu par un dispositif déterminé est quelquefois appelée "*profondeur d'investigation*".

### c. Choix de la distance des tirs « offset »

Il est absolument nécessaire que les tirs « offset » (O et P) soient implantés à une distance telle que la propagation enregistrée sur la totalité des capteurs du dispositif corresponde à une réfraction totale sur le substratum sismique.

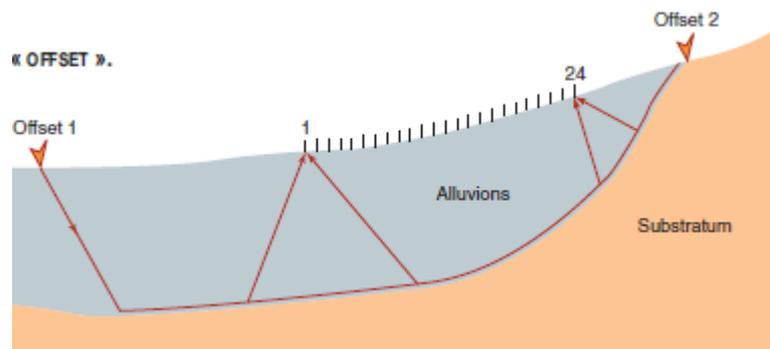
Dans l'hypothèse d'un objectif ayant peu ou pas de pendage et avec un contraste de vitesses suffisant, si la longueur du dispositif est bien ajustée on positionne ces points de tir lointains à une distance égale à la demi-longueur de ce dispositif.

Le choix devient plus complexe quand on veut suivre un substratum présentant un pendage important. Il est alors indispensable d'ajuster les distances de tir comme illustre sur la figure 13,

ou l'on voit que le tir offset 1 a dû être placé à une grande distance du capteur 1, cela afin de laisser au front d'onde le temps d'atteindre le toit du substratum, alors qu'il suffisait de placer le tir offset 2 près de l'affleurement afin d'être sûr d'avoir une onde réfractée au toit de ce substratum.

Quelquefois, il est également très opportun, lorsque les dispositifs sont jointifs et forment un profil, de réaliser des tirs offset supplémentaires positionnés en plusieurs points de tirs des dispositifs adjacents. On obtient ainsi des branches de dromochroniques définies par des pointages sur 24, 36, 48 capteurs, voire plus.

Lorsqu'elle est économiquement viable, cette façon de procéder conduit, par les nombreux recoupements d'informations qu'elle permet, à des interprétations de grande qualité.



**Figure.II.28** Implantation des tirs "offset"

- **Important**

En l'absence de toute indication sur le pendage, il est recommandé, pour éviter les mauvaises surprises, de réaliser des « offset » distants des tirs en bout d'une longueur égale à la longueur du dispositif.

- **Remarque**

Sur les sites à forte couverture meuble (latérite argileuse surmontant le socle cristallin dans les pays tropicaux et équatoriaux), il est pratiquement impossible d'obtenir de tirs « offset » exploitables lorsque le tir est exécuté sur une forte épaisseur de couverture et ce même avec de très fortes charges. Dans ce cas, le choix des positions optimales des « offset » n'obéit plus à un critère de distance, mais d'altitude du point de façon à le situer le plus près possible du socle. Il est ainsi recommandé de positionner les « offset » (lorsque cela est possible) au droit de lignes d'écoulement d'eau qui ont ravine partiellement ou totalement la couverture, même lorsque ces points se situent près de l'extrémité de la ligne des capteurs.

#### **d. Relevé topographique**

Un relevé de la position des dispositifs doit systématiquement être effectuée afin, d'une part, de prendre en compte la topographie dans l'interprétation finale et, d'autre part, de pouvoir aisément situer les éventuelles anomalies.

Le nombre de points relevés va bien sûr dépendre de la complexité de la topographie du site et de la précision recherchée par le maître d'ouvrage.

Cela peut aller d'un simple relevé X, Y, Z de chaque extrémité du dispositif, à un relevé X, Y, Z de la position de l'ensemble des 24 capteurs.

#### **e. Gestion du temps zéro**

On appelle « Temps Zero », ou « Time Break », ou « TB », l'instant effectif où le tir est déclenché. C'est à partir de cet instant que les temps d'arrivée aux capteurs doivent être observés ou calculés.

Un temps zéro parfaitement maîtrisé est indispensable à la réalisation d'une interprétation fiable et de bonne qualité.

L'idéal est de disposer de détonateurs « sismiques » spécialement conçus pour la géophysique et présentant l'avantage d'être des instantanés ayant subi un contrôle plus sévère afin de garantir un temps zéro parfait.

### **II.6.4.2 Mesures**

#### **a. Présence de lignes EDF et/ou d'équipements enterrés**

Il est important de vérifier que des lignes EDF moyenne ou haute tension ne traversent pas le site au droit des profils à effectuer, ce qui interdirait toute utilisation de l'explosif compte tenu des risques de déclenchements intempestifs des détonateurs soumis au champ électromagnétique créé par les lignes.

La seule solution est alors d'utiliser soit des sources de type chute de poids dont les coûts d'amenée et repli et de mise en œuvre sont nettement plus élevés, soit des sources de type fusil (shotgun) moins coûteuses mais limitées à la réalisation de dispositifs courts compte tenu de leur faible énergie.

#### **b. Déclenchements intempestifs de l'enregistreur**

La cause principale pouvant engendrer des déclenchements aléatoires de l'enregistreur est généralement liée à l'apparition d'un temps orageux créant de fortes perturbations électromagnétiques.

Il est alors extrêmement difficile voire impossible de travailler sachant que de toute façon un boutefeu prudent arrêtera les tirs compte tenu des risques encourus.

Une autre cause de déclenchement incontrôlé de l'enregistreur peut être liée à la présence d'un relais hertzien (radio ou téléphone) situé près du site. Une solution peut être alors de couper l'effet d'antenne en effectuant un certain nombre de boucles avec le câble TB. Le succès de cette opération n'est bien sûr pas garanti sachant que cela dépendra de la puissance et de la fréquence sur laquelle travaille l'émetteur.

- *Présence d'entraînements*

La qualité des enregistrements est parfois perturbée par des entraînements électriques, qui la plupart du temps rendent les films illisibles.

Véritable plaie du sismicien, ces entraînements ont le plus souvent des causes mal identifiées : entraînement par le signal du « time break », d'une trace ou du tir lui-même (le plus fréquent).

Les « remèdes » utilisés sont plus ou moins efficaces :

- \* mise de l'enregistreur à la masse,
- \* éviter de croiser la ligne de tir et les flutes sismiques,
- \* diminution des gains des traces délivrant un signal trop important.

- *Tirs à l'explosif*

Compte tenu des nombreux problèmes administratifs et juridiques que pose l'utilisation de l'explosif, nous conseillons vivement, même si l'on est titulaire d'un brevet de boufou, de sous-traiter la réalisation des tirs à une société spécialisée.

### **II.6.4.3 Interprétation des résultats**

Dans cette partie, on s'est limité à l'exposé des méthodes d'interprétation les plus classiques et les plus simples qui constituent le bagage minimal de tout interpréteur.

#### ***Préliminaires- Vérification de la qualité des pointés effectués***

Une fois que le report des dromochroniques correspondant au dispositif a été effectué, un contrôle de la qualité des pointés doit être réalisé en vérifiant que les points suivants sont bien respectés :

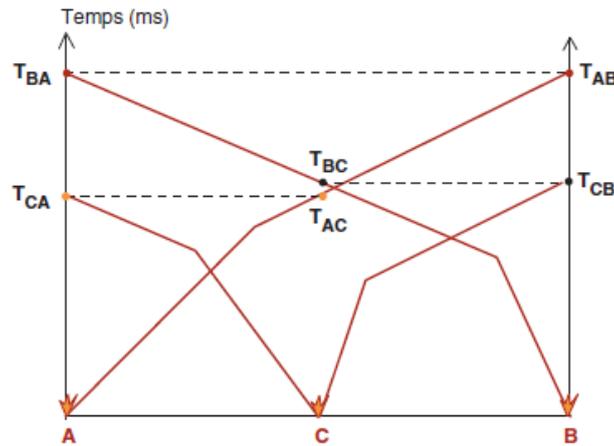
#### **a - Respect du principe de l'égalité des temps réciproques**

En vertu du principe du retour inverse, le temps de trajet de A vers B doit être rigoureusement égal au temps de trajet de B vers A, à la précision des mesures de temps près.

A titre d'exemple, le temps d'arrivée du tir en bout 1 sur le capteur 24 doit être égal au temps d'arrivée du tir en bout 24 sur le capteur 1.

Cette règle s'applique aussi aux tirs intermédiaires : centre, 1/4 et 3/4

La figure II.29 illustre cette règle pour le tir au centre et les deux tirs en bout.



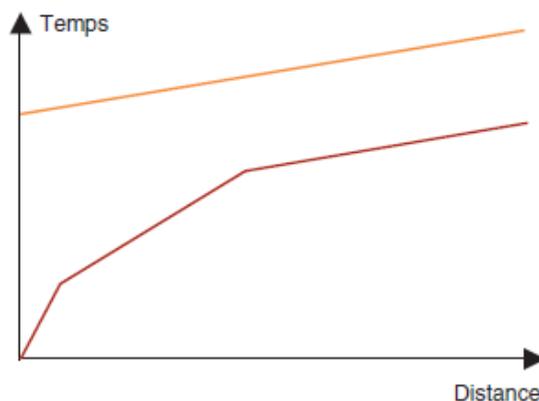
**Figure II.29** Principe de l'égalité des temps réciproques

Dans la pratique, on s'aperçoit que lors d'expérimentations soigneusement menées, cette propriété se vérifie avec une très grande régularité et une grande précision.

Le non-respect de cette propriété est lié :

- soit à un mauvais pointé lié à des pertes de phase (film trop « mou »),
- soit à un problème de temps zéro mal contrôlé,
- soit à un enfouissement important de la charge dans le terrain superficiel,
- soit à une topographie particulière du point de tir qui conduit à des délais très différents entre ce dernier et le capteur proche.

**b - La pente de l'extrémité du tir en bout doit être parallèle à celle du tir « offset » dans la mesure bien sûr où les deux tirs ont atteint le même substratum (Fig. 24)**



**Figure II.30** Cohérence des pointés (a)

### c - Les mêmes mouvements doivent être retrouvés sur les différents tirs (Fig. II.31)

Cette propriété doit être scrupuleusement vérifiée lorsqu'on a la certitude que les tronçons intéressés correspondent à une propagation sur le même réfracteur.

Dans le cas contraire, on doit vérifier la fiabilité des données expérimentales. Si celles-ci sont satisfaisantes, on est en présence d'une structure très particulière qu'il est nécessaire d'étudier et de contrôler à l'aide des autres tirs.

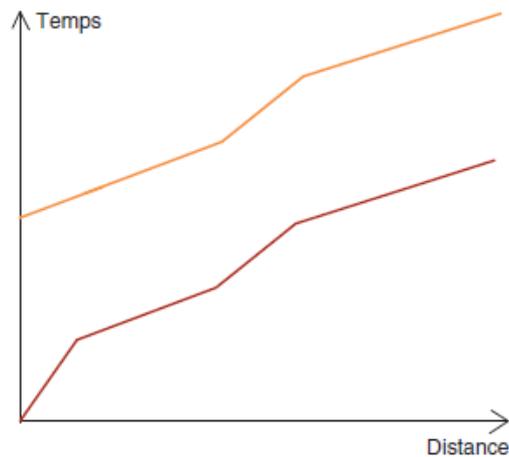


Figure II.31 Cohérence des pointés (b)

#### II.6.4.3.1 Interprétation classique

On abordera dans ce paragraphe les principes de l'interprétation utilisables dans les cas simples d'un schéma géologique en couches tabulaires.

Cette schématisation conduit à une interprétation nécessairement sommaire des données de sismique réfraction. Cette vision simplifiée reste cependant fondamentale et irremplaçable. Bien que s'appuyant sur des notions très simples de géométrie plane, elle constitue la base incontournable de tous les développements ultérieurs y compris ceux aboutissant à des interprétations plus sophistiquées.

L'interprétation simple repose sur seulement deux formules :

- ✓ La première permettant de calculer l'épaisseur des horizons sismiques à partir des valeurs de délai (Intercept/2) :

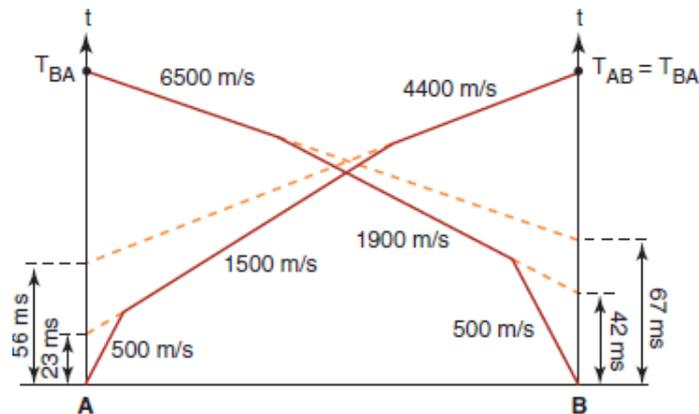
$$D_{n-1} = \sum_{p=1}^{n-1} \frac{e_p \cos i_{p,n}}{V_p}$$

$$\text{avec } V_p/V_n = \sin i_{p,n}$$

- ✓ La deuxième permettant de calculer les vitesses vraies à partir des valeurs de vitesses apparentes directes ( $V_{amont}$ ) et inverses ( $V_{aval}$ ), au cosinus près de l'angle de pendage :

$$V_p = \frac{2V_{am} \cdot V_{av}}{V_{am} + V_{av}}$$

L'exemple présenté ci-dessous résume les règles de base de l'interprétation classique dite simplifiée (Figure. II.32).



**Figure II.32** Interprétation classique simplifiée

### a. Détermination des vitesses sur la dromochronique

La dromochronique de la figure II.32 est « stylisée ». Les points représentatifs du temps d'arrivée à chaque capteur ne s'alignent jamais de façon parfaite comme sur cette dromochronique.

- Lorsque la topographie est relativement plane et que les terrains superficiels sont homogènes et ne présentent pas de variations brutales d'épaisseur, les points se distribuent de façon sub-linéaire. Les droites indiquées sur la figure 28 apparaissent assez bien comme des droites moyennes.

En présence de telles dromochroniques peu parasitées par les effets d'hétérogénéités des terrains superficiels et semi-superficiels, on parvient assez aisément à déterminer les vitesses :

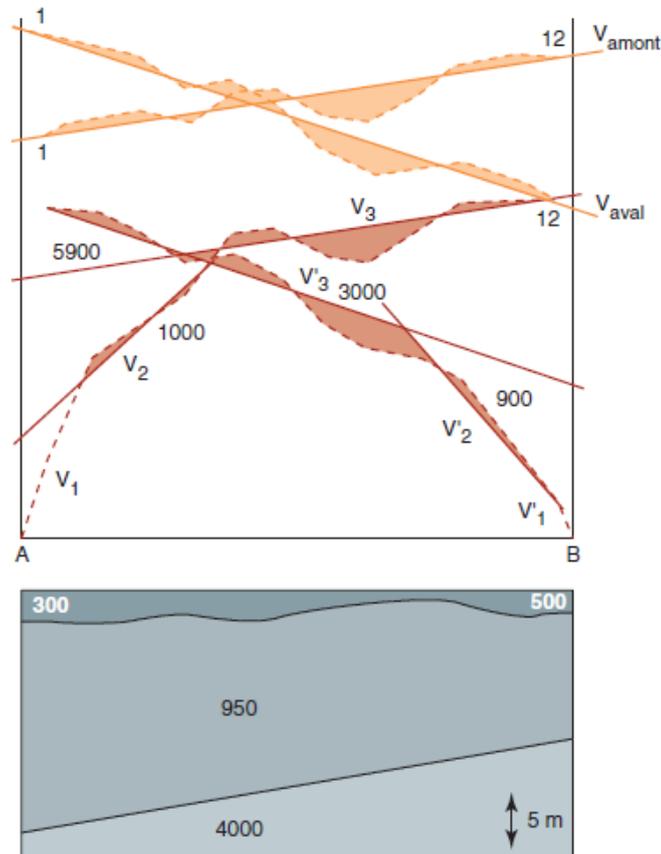
\_ D'une part, en isolant au mieux les segments de droite qui sont la marque réfractée des diverses couches,

\_ D'autre part, en couplant correctement les vitesses issues de deux tirs opposés pour définir une vitesse vraie expurgée de l'effet du pendage.

- À l'inverse lorsque le site est « chahuté » topographiquement et structuralement, les points se distribuent sur des courbes dont il est *a priori* difficile de dégager des tronçons de droite :

En présence de dromochroniques affectées de nombreuses irrégularités de forte amplitude, on doit en premier lieu analyser soigneusement les formes des tirs « offset ».

Sur l'exemple de la figure II.32, à partir des deux droites joignant les points représentatifs des capteurs extrêmes 1 et 12 des deux tirs offset, on constate que les mêmes anomalies se retrouvent point par point et avec des amplitudes égales sur ces deux tirs. Ce sont donc des anomalies de surface qui se retrouvent également sur les tirs en bout.



**Figure II.33** Interprétation classique sur dromochroniques irrégulières

La vérification de la concordance des anomalies permet d'affirmer que les deux droites considérées sont représentatives des vitesses amont et aval du substratum et on peut en déduire la vitesse vraie par la formule de la moyenne harmonique.

- \_ Si la topographie est plane, on doit affecter les anomalies à l'épaisseur de la couche de surface.
- \_ Dans la majorité des cas, on constate que ces anomalies sont en fait des anomalies de la topographie de surface à la faveur de laquelle la couche à 950 m/s de notre exemple se trouve pas ou très peu affectée par ces anomalies.
- \_ Dans tous les cas où les anomalies se retrouvent point par point sur deux tirs opposés, le toit du substratum ne présente aucune irrégularité de forme.

Cette dernière remarque montre qu'une soustraction des temps enregistrés sur deux tirs opposés donne un résultat indépendant des anomalies superficielles et éventuellement semi profondes.

Cette opération faite de proche en proche sur les capteurs est en fait la construction de la courbe « Minus » exposée plus loin.

### b. Détermination des valeurs d'intercept ou délais au droit des deux tirs

Les vitesses étant toutes bien déterminées, on obtient le délai sismique de chaque réfracteur par la détermination de l'intercept ou ordonnée à l'origine de chaque droite.

Il apparaît donc que l'interprétation et le calcul des profondeurs suit le même processus que dans le cas de couches parallèles.

Les vitesses vraies (au  $\cos\alpha$  près) étant calculées facilement par la moyenne harmonique des vitesses apparentes lues directement sur le graphique, il suffit de prendre en compte le délai de chaque couche, et de calculer de proche en proche les diverses profondeurs, étant entendu que ce calcul doit être fait pour chacun des deux points de tir A et B.

La dromochronique présentée en exemple (Fig. II.32) permet d'identifier trois vitesses :

$$V_1 = 500 \text{ m/s,}$$

$$V_2 = 1500 \text{ m/s et } 1900 \text{ m/s respectivement pour les impacts A et B,}$$

$$V_3 = 4400 \text{ m/s et } 6500 \text{ m/s respectivement pour les impacts A et B.}$$

Les délais (1/2 intercept) sont :

- en A :  $D_1 = 11,5 \text{ ms}$  et  $D_2 = 28 \text{ ms}$ ,
- en B :  $D_1 = 21 \text{ ms}$  et  $D_2 = 33,5 \text{ ms}$ .

Les vitesses vraies sont au  $\cos\alpha$  près égales à :

$$V_2 = 1680 \text{ m/s,}$$

$$V_3 = 5250 \text{ m/s.}$$

On rappellera que ces vitesses sont obtenues à partir de la formule approchée :

$$\frac{2}{V_2} = \frac{1}{V_{2am}} + \frac{1}{V_{2av}}$$

#### Cas d'un seul marqueur plan incliné.

La simple observation visuelle des pentes permet de voir le sens du pendage.

Notons que les valeurs de  $\cos\alpha$  sont égales à 1 au 1/1000 près.

Par commodité, il est recommandé pour les calculs de choisir pour unités les millisecondes et les mètres, ce qui implique de choisir les kilomètres par seconde pour unité de vitesse.

\*Calcul des épaisseurs en A

$$D_1 = \frac{e_1}{V_1} \cos i_{1,2} = 11.5$$

$$\cos i_{1,2} = \cos[\text{Arcsin}(V_1/V_2)] = 0.955$$

$$e_1 = \frac{D_1 V_1}{\cos i_{1,2}} = \frac{11.5 \times 0.5}{0.955} = 6 \text{ mètres}$$

$$D_2 = \frac{e_1}{V_1} \cos i_{1,3} + \frac{e_2}{V_2} \cos i_{2,3}$$

$$\frac{e_2}{V_2} \cos i_{2,3} = D_2 - \frac{e_1}{V_1} \cos i_{1,3}$$

$$\cos i_{1,3} = \cos [\text{Arcsin}(V_1/V_3)] = 0.995$$

$$\cos i_{2,3} = \cos [\text{Arcsin}(V_2/V_3)] = 0.947$$

$$e_2 = \left( D_2 - \frac{e_1}{V_1} \cos i_{1,3} \right) \frac{V_2}{\cos i_{2,3}} = \left( 28 - \frac{6}{0.5} 0.995 \right) \frac{1.680}{0.947} = 28.5 \text{ mètres}$$

Le substratum à 5 250 m/s se trouve donc à 34,5 m de profondeur au droit du tir A.

De même, on calcule les épaisseurs en B, à partir des délais en B (21 et 33,5 ms) :

$$e_1 = 11 \text{ m,}$$

$$e_2 = 20,6 \text{ m.}$$

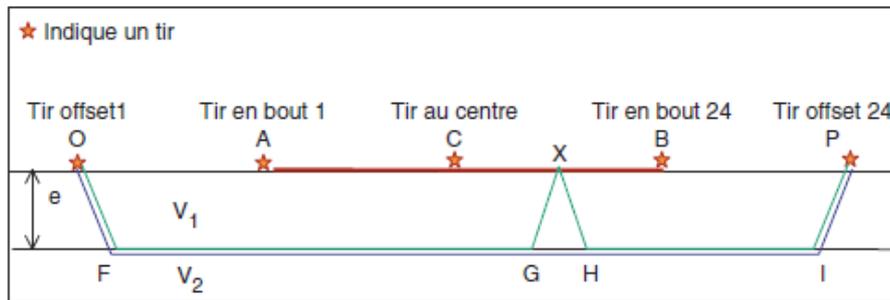
Le substratum à 5 250 m/s se trouve donc à 31,6 m de profondeur au droit du tir B.

### II.6.4.3.2 interprétation par la méthode du “ Plus- Minus”

#### a. Construction du « Plus »

*Important* : La construction du « Plus » ne doit se faire qu'à partir de valeurs de temps de trajet direct et inverse correspondant au déplacement de l'onde sismique au toit du même marqueur qui est en général le substratum de l'étude.

Le "Plus" est ainsi généralement effectuée sur les deux dromochroniques des tirs "offset" pour lesquelles les temps d'arrivée correspondent bien à un déplacement de l'onde effectuée au toit du substratum sain (Figure. II.34).



**Figure II.34** Construction du "Plus"

La fonction "Plus" permet de calculer la valeur du délai sismique au droit de chaque capteur.

La valeur du Plus au droit du capteur X est égale à:

$$T_{\text{plus}} = T_{\text{OX}} + T_{\text{PX}} + T_{\text{OP}} \text{ (Equation II.72)}$$

Avec

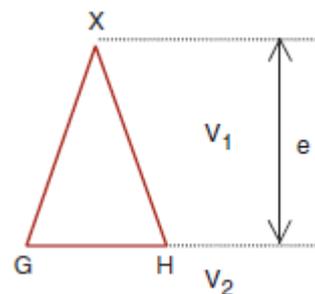
- $T_{\text{OX}} : T_{\text{OFGX}}$  : temps de propagation de l'onde entre le tir offset 1 et X (en ms),
- $T_{\text{PX}} : T_{\text{PIHX}}$  : temps de propagation de l'onde entre le tir offset 24 et X (en ms),
- $T_{\text{OP}} : T_{\text{OFIP}}$  : temps de propagation de l'onde entre les deux tirs offset O et P (en ms).

$T_{\text{OX}}$  et  $T_{\text{PX}}$  sont obtenus directement sur les dromochroniques des deux tirs offset.

Le temps de trajet  $T_{\text{OP}}$  s'obtient indirectement par le calcul

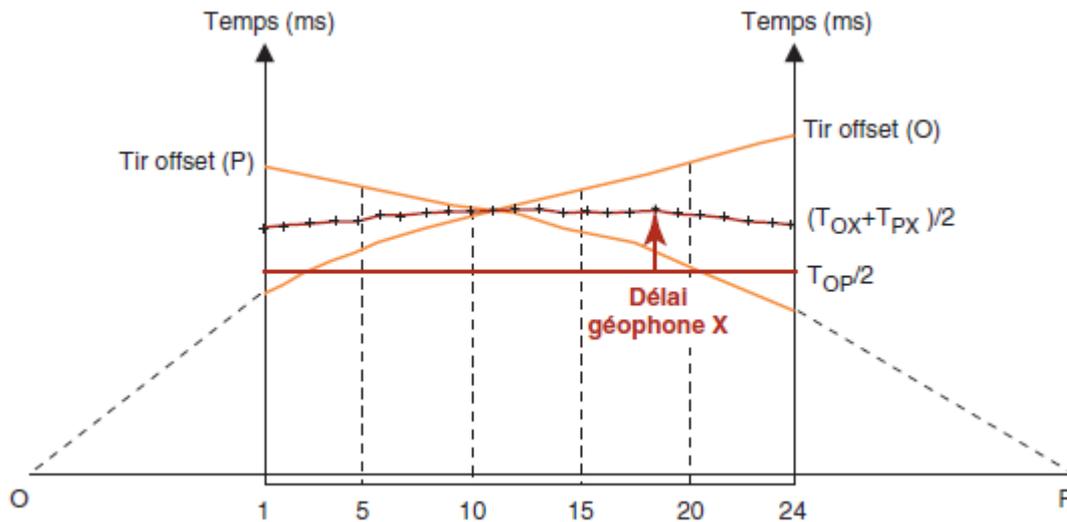
$$T_{\text{OP}} = T_{\text{OB}} + T_{\text{PA}} + T_{\text{AB}}$$

La valeur du Plus correspond donc, sur le schéma du dispositif, au triangle suivant :



Le délai sismique est égal à  $T_{\text{plus}}/2$ , soit  $(T_{\text{GX}} + T_{\text{HX}} - T_{\text{GH}})/2$  et correspond donc à la moitié du triangle.

Cette valeur peut être obtenue en travaillant directement sur les dromochroniques des deux tirs offset (Figure II.35).



**Figure II.35** Construction graphique du "Plus"

Le calcul de la base  $T_{\text{OP}}/2$  est parfois assez délicat.

Néanmoins, un calage assez simple peut être effectuée en prenant comme référence la valeur du délai (intercept/2) obtenu au niveau des tirs en bout et du tir au centre.

On obtient ainsi le délai sismique relatif au substratum en chaque point de réception.

Dans ce délai, le poids des terrains de surface ayant des vitesses lentes peut être assez fort. Dans la majorité des cas, on peut même affirmer que ce sont ces terrains de surface, à l'exclusion des autres, qui déterminent les principales variations de la fonction Plus. De ce fait, il faut rester prudent dans la corrélation du Plus avec la profondeur du substratum.

Cette incertitude peut être en partie levée en gardant à l'esprit que les anomalies du

Plus qui correspondent également à des anomalies du Minus sont dues à des variations d'épaisseur ou de nature des couches les plus profondes. Inversement, les variations du Plus qui n'entraînent aucune anomalie du Minus sont dues aux terrains de surface.

### **b. Construction de la courbe Minus**

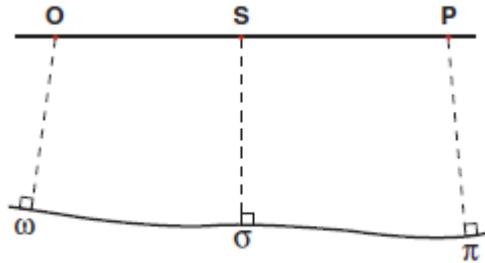
La fonction Minus consiste, à partir des "offset", à déterminer graphiquement la vitesse de fond. Cette construction est particulièrement intéressante lorsqu'on est en présence d'un schéma

qui s'éloigne notablement d'un schéma tabulaire simple et lorsque les couches de surface ont des épaisseurs qui varient de façon aléatoire le long du dispositif étudié.

Considérons un schéma à  $n$  couches, la vitesse de fond étant  $V_n$ , deux tirs lointains en

O et P, et des réceptions en des points tels que S sur un dispositif sismique (Figure II. 36).

On suppose que le temps de propagation des ondes issues de O et P mesure en S correspond à un trajet réfracté totalement sur  $V_n$ . Les normales aux diverses couches, issues de S, P et O aboutissent sur la couche  $V_n$  en  $\sigma$ ,  $\pi$ ,  $\omega$ .



**Figure II. 36** Construction du Minus (a)

On peut écrire :

$$t_{OS} - t_{PS} = \left( D_0 + \frac{\omega\pi}{V_n} + D_s \right) - \left( D_P + \frac{\pi\sigma}{V_n} + D_s \right) \text{ (Equation II.73)}$$

$$t_{OS} - t_{PS} = D_0 - D_P + \frac{\omega\sigma - \omega\pi + \omega\sigma}{V_n}$$

$$t_{OS} - t_{PS} = D_0 - D_P - \frac{\omega\pi}{V_n} + \frac{2\omega\sigma}{V_n}$$

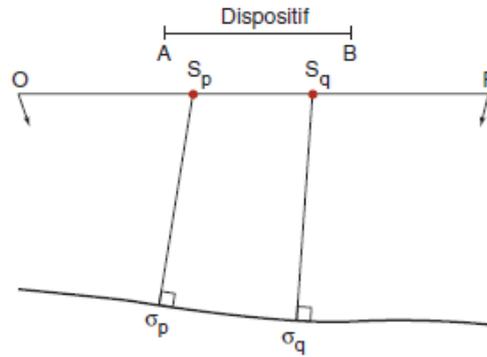
$$M(S) = \frac{t_{OS} - t_{PS}}{2} = C_{ste} + \frac{\omega\sigma}{V_n} \text{ (Equation II.73)}$$

Cette expression  $M(s)$  est la fonction Minus du point S.

Elle représente très exactement le temps de trajet par le fond, à une constante près.

Si on considère deux points de réception sur le dispositif,  $S_p$  et  $S_q$  (Figure II.37), on peut écrire la différence des fonctions Minus  $M(S_p) - M(S_q)$ . La constante s'éliminant, on obtient :

$$M(S_p) - M(S_q) = \frac{\omega\sigma_p - \omega\sigma_q}{V_n} = \frac{\sigma_p\sigma_q}{V_n} \text{ (Equation II.74)}$$



**Figure II.37** Consytruction du Minus (b)

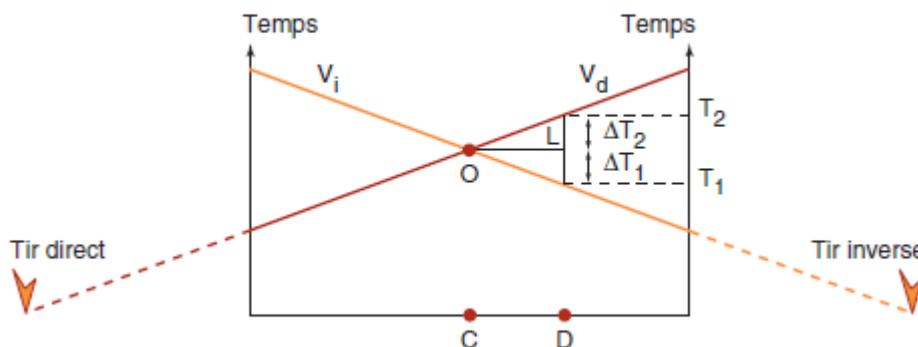
Lorsque les couches ont des pendages relativement faibles, la distance  $\sigma_p\sigma_q$  est peu différente de la distance en surface  $S_pS_q$ , et on peut écrire  $M(S_p) - M(S_q) = S_pS_q/V_n$ .

L'assimilation de  $\sigma_p\sigma_q$  à  $S_pS_q$  revient à dire que le cosinus de l'angle du pendage entre la surface et la fond est égal ou très peu différent de 1.

Le report de la fonction Minus sur le graphique temps-distance donne par conséquent une droite dont l'inverse de la pente est la vitesse de fond, d'un substratum plan.

C'est à partir de cette propriété, et en faisant la construction Minus point par point, qu'on détectera les anomalies du substratum et de sa vitesse, qui apparaîtront chaque fois que la courbe obtenue s'éloignera d'une droite.

On démontre très facilement que la construction Minus n'est que la traduction graphique du calcul de la moyenne harmonique (Figure II.38) :



**Figure II.38** Constuction graphique du Minus (c)

Soit :

- $V_d$  la vitesse du substratum sur la portion CD obtenue en tir direct,
- $V_i$  la vitesse du substratum sur la portion CD obtenue en tir inverse,

- V la vitesse moyenne.

$$\frac{2}{V} = \frac{1}{V_i} + \frac{1}{V_d}$$

$$V_d = \frac{L}{\Delta T_2} \quad V_i = \frac{L}{\Delta T_1}$$

$$\frac{1}{V} = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta T_1 + \Delta T_2}{L} \right)$$

Comme le montre la figure  $\Delta T_1 + \Delta T_2 = T_2 - T_1$

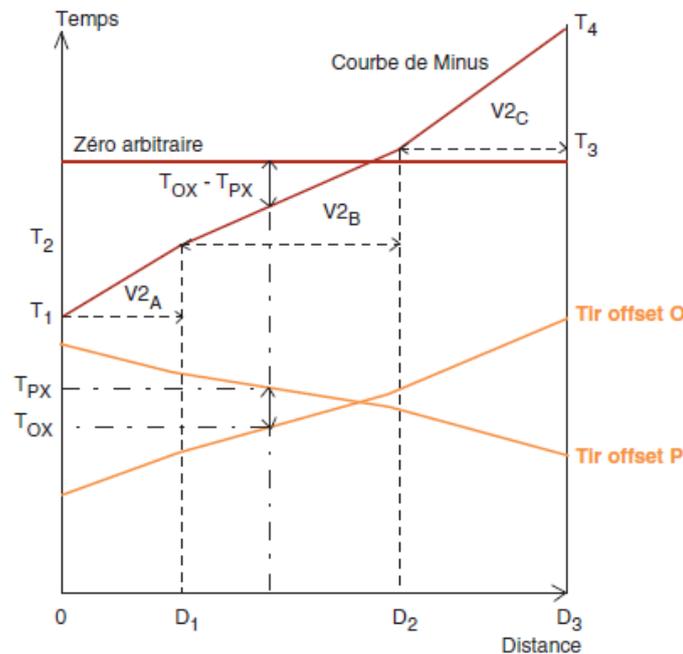
$$\frac{1}{V} = \frac{T_2 - T_1}{2L}$$

$$V = \frac{2L}{T_2 - T_1} \text{ (Equation II.75)}$$

Il est donc possible en calculant  $T_2 - T_1$  à chaque géophone, d'obtenir une courbe donnant la vitesse du substratum.

Ci-après, nous donnons un exemple de construction du Minus.

Pratiquement, on porte sur le graphique de la dromochronique la différence des temps d'offset, point par point et cela par rapport à une base zéro arbitraire. Il s'agit d'un report de valeurs algébriques, la valeur du Minus changeant de signe par rapport à ce zéro arbitraire lorsque les « offset » se croisent (Figure. II.39).



**Figure II.39** Constuction graphique du Minus.

Le calcul des vitesses s'effectue pour chaque partie de la courbe de Minus pour laquelle la pente est constante.

Important : La construction du Minus présentée sur la figure II.39 donne des pentes correspondant à la  $\frac{1}{2}$  vitesse. Il ne faut pas oublier d'appliquer un coefficient 2.

- $V_{2A} = 2 * D_1 / (T_2 - T_1)$ ,
- $V_{2B} = 2 * (D_2 - D_1) / (T_3 - T_2)$ ,
- $V_{2C} = 2 * (D_3 - D_2) / (T_4 - T_3)$ .

Pour obtenir directement la vitesse, il suffit de reporter  $(T_{OX} - T_{PX})/2$ .

Rappelons que la soustraction des temps élimine sur le Minus l'effet des anomalies de surface.

#### ❖ Enseignements tirés de la courbe Minus

On vient de voir que d'une façon très générale, la construction de la courbe Minus permet d'obtenir graphiquement la vitesse de fond. La figure II.36 illustre une des propriétés très importantes de cette courbe. On observe que la courbe Minus fait apparaître trois vitesses de fond différentes. Cela est l'application la plus directe et la plus courante de la méthode Minus. Il aurait été assez délicat de mettre en évidence une telle structure par une autre méthode que par cette méthode graphique.

#### ❖ Rappel des principales recommandations

Pour aboutir à des informations stratigraphiques et structurales fiables, la mise en œuvre et l'interprétation de la sismique réfraction doivent obéir à des règles assez strictes. Il est illusoire de croire qu'on pourrait en faire une énumération exhaustive.

Cependant, ces règles sont dictées par un certain nombre de principes de base dont le respect conduit à fournir les résultats les plus conformes à la réalité géologique.

#### **Mise en œuvre**

**a** - S'assurer que la solution du problème géologique ou géotechnique posé peut être efficacement traitée par la sismique réfraction.

**b** - À partir des données et des objectifs, définir les orientations et mailles des profils.

**c** - Calculer à partir des hypothèses de structure et de profondeur les meilleures longueurs des dispositifs unitaires, fixer les distances entre capteurs et la maille des impacts.

**d** - Choisir (estimer ou calculer) les distances d'offset permettant de reconnaître le substratum de l'étude.

**e** - Choisir, en tenant compte des contraintes d'environnement, la source sismique la mieux adaptée au site et à la réponse énergétique des terrains (explosifs, chute de poids, marteau léger avec sommation des signaux, etc.).

**f** - Faire les relevés topographiques nécessaires.

**g** - Après chaque tir, s'assurer que les informations sont aisément exploitables ; pour cela, s'assurer que les paramètres des enregistrements (filtrages, amplifications, sommations, etc.) sont corrects.

**h** - Ne pas oublier de remplir correctement les feuilles de tir et de reproduire sur les enregistrements (papier ou support disque ou disquette) la nature et les paramètres de chaque tir.

#### **Interprétation sismique**

**a** - Pointer les films (manuellement ou automatiquement) en s'attardant sur toutes les discontinuités de temps entre deux capteurs voisins. En général, les temps évoluent régulièrement et faiblement.

**b** - Les dromochroniques étant tracées, vérifier toutes les fermetures des temps.

**c** - Tracer les courbes « Minus » et « Plus » et les contrôler par les intercepts des points de tir.

**d** - Vérifier l'égalité des délais aux points communs à deux dispositifs.

**e** - Sur la courbe « Plus » repérer les anomalies sûrement superficielles (faible rayon de courbure).

**f** - Chercher la loi de vitesse en isolant au mieux des segments de droite sur chaque branche de dromochronique. Ces segments de droite doivent respecter les anomalies de surface (voir le « Plus »).

**g** - Etudier l'évolution de ces vitesses le long du profil : certains segments de droite peuvent disparaître localement à la faveur de l'amincissement de certaines couches.

**h** - Les vitesses vraies étant calculées par la moyenne harmonique des vitesses homologues « aller et retour », calculer les profondeurs des couches au droit des points de tir, à partir des délais sismiques.

**i** - Comparer les structures obtenues avec celles mises en évidence par la courbe Minus et à partir de cette dernière, rectifier et préciser certaines anomalies profondes.

**j** - Vérifier l'égalité des délais aux intersections des profils.

**k** - Les interprétations étant terminées, comparer les profils parallèles et voisins ; si un profil présente une discontinuité structurale nette par rapport aux profils adjacents, vérifier les interprétations.

### **II.6.4.3.3 Interprétation en terme de géologie**

#### **a. Signification des vitesses sismiques par l'ingénieur**

Lorsqu'on définit par sismique réfraction la structure d'un ensemble géologique, les vitesses sismiques sont les paramètres qui séparent les différentes unités de cette structure. On attend de ces vitesses qu'elles offrent des contrastes suffisants pour que la structure apparaisse avec le maximum de finesse. Mais les vitesses sismiques ont une fonction bien plus importante que ce simple moyen mis à notre disposition pour définir les structures. Les ingénieurs familiarisés avec ce paramètre ont appris à le manier avec la même aisance que d'autres paramètres géotechniques. Un ingénieur de barrage fera la différence entre un rocher de fondation ayant une vitesse de 5 500 m/s et un rocher ayant une vitesse de 4 000 m/s. De même, au sein d'un rocher à 5 500 m/s, un compartiment fracturé ayant une vitesse de 3 000 m/s attirera toute son attention. On parvient même, sur un site déterminé, à corrélérer des vitesses sismiques et des perméabilités LUGEON.

Il faut signaler que dans le cas des roches, les variations de la vitesse des ondes de cisaillement rend mieux compte des variations de la rigidité que celles des ondes de compression.

Le tableau II.4 donne un ordre de grandeur de la gamme des vitesses des principales formations géologiques. On remarquera, pour les formations sans cohésion ou à cohésion faible, la différence importante existant entre les vitesses sismiques sous nappe et hors nappe.

La capacité de la sismique réfraction à détecter les limites entre formations dépend des contrastes de vitesses sismiques. L'observation des valeurs du tableau V fait apparaître que la localisation de certaines limites est très délicate, quelquefois impossible. Citons en particulier le cas

d'alluvions propres sous nappe surmontant un calcaire fracturé, ces deux formations ayant des vitesses sismiques très proches de l'ordre de 2 000 m/s.

A l'inverse, dans une même formation sans cohésion (sable, graves propres), le niveau Hydrostatique peut être localisé en raison du contraste de vitesses de part et d'autre de ce niveau (700 contre 1900 m/s).

**Tableau II.4** Vitesses sismiques des principales formations géologiques.

Nature Vitesse de la formation	Vitesse des ondes de compression m/s		Masse spécifique en T/m <sup>3</sup>	
	Hors nappe	Sous nappe	Hors nappe	Sous nappe
Terre végétale	250-350			
Eboulis	300-700	1500-2500	1.5-2	2-2.3
Sable fin	300-700	1450-1700	1.4-1.6	1.9-2
Graves	500-900	1700-2300	1.6-2.1	2-2.2.3
Argile	500-1400	1400-1700	1.3-1.7	1.8-2.1
Marnes	1800-2100	2100-3000	1.5-2.1	1.9-2.3
Grès	800-3000	2000-4000	1.6-1.9	2-2.2
Craie fracturé	800-1500	1700-2300	1.7-1.9	2.1-2.2
Craie saine	1800-2500	3200-3200	1.9-2.1	2.2-2.3
Calcaire fracturé	900-2000	1700-3000	2-2.2	2.2-2.5
Calcaire compact	3000-5000	3500-5000	2.3-2.4	2.4-2.5
Granite fracturé	1000-2500	2500-4500	1.8-2.1	2.1-2.3
Granite sain	4500-5500	45-5500	2.3-2.5	2.4-2.8
Gneiss fracturé	1000-2500	2500-4500	1.9-2.2	2.2-2.5
Gneiss sain	5000-6000	5000-6000	2.3-2.6	2.5-2.7
Quartzite fracturé	800-2500	2300-4500	1.7-2.1	2.1-2.3
Quartzite sain	5500-6000	5500-6000	2.5-2.8	2.6-3
Basalte fracturé	700-2500	1800-3500	1.6-2.1	2.4-2.5
Basalte sain	3000-4500	3500-5000	2.3-2.4	1.8-2.4
Schiste altéré	500-2000	1700-2500	1.3-2.2	2.3-2.6
Schiste sain	2500-4500	3000-4500	2.1-2.5	
Gypse	1000-3500		1.8-2.4	
Glace	2500-4000	3500-4000	0.95	
Nappe d'eau libre	1450-1500	1450-1500	1	

## II.7 La sismique Réflexion

La sismique réflexion est différente de la sismique réfraction dans sa mise en œuvre et son traitement. Le but de la sismique réflexion est d'obtenir une image du sous-sol à la manière d'une échographie à partir des ondes réfléchies (ce qu'on appelle un profil sismique).

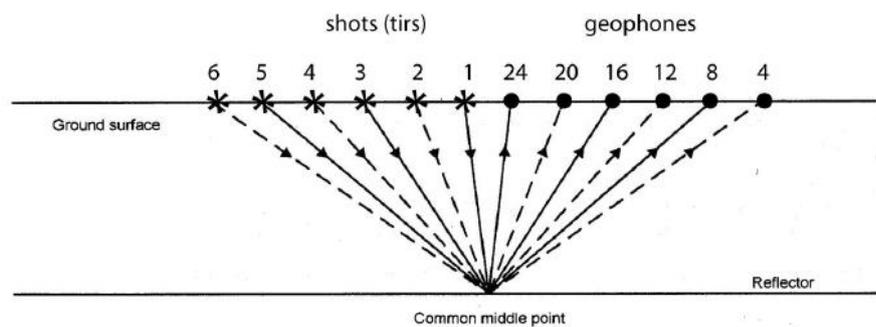
La sismique réflexion est une méthode de prospection géophysique dans laquelle une source émet des ondes élastiques qui pénètrent dans le sol, s'y propagent et se réfléchissent sur les interfaces séparant des milieux différents où les vitesses des ondes varient (par exemple, des couches géologiques). On recueille les signaux réfléchis de façon à établir la vitesse des ondes dans ces milieux et la géométrie des milieux traversés.

La connaissance de la vitesse de propagation de l'onde sismique et le temps de parcours source-récepteur permettent de calculer la profondeur du miroir<sup>1</sup>. Pour interpréter les paramètres mesurés étudions d'abord sur des problèmes directs la géométrie des rais.

Cette technique de prospection géophysique représente le domaine où les investissements de la prospection (pétrolière essentiellement) sont les plus élevés (plus de 80 % des dépenses de prospection des compagnies pétrolières). Les techniques ont ainsi atteint un état de grande sophistication. Il n'est pas possible dans cet ouvrage d'entrer dans les détails qui relèvent d'ouvrages spécialisés. Nous nous bornerons à donner les grands principes de cette méthode.

### II.7.1 Mise en œuvre

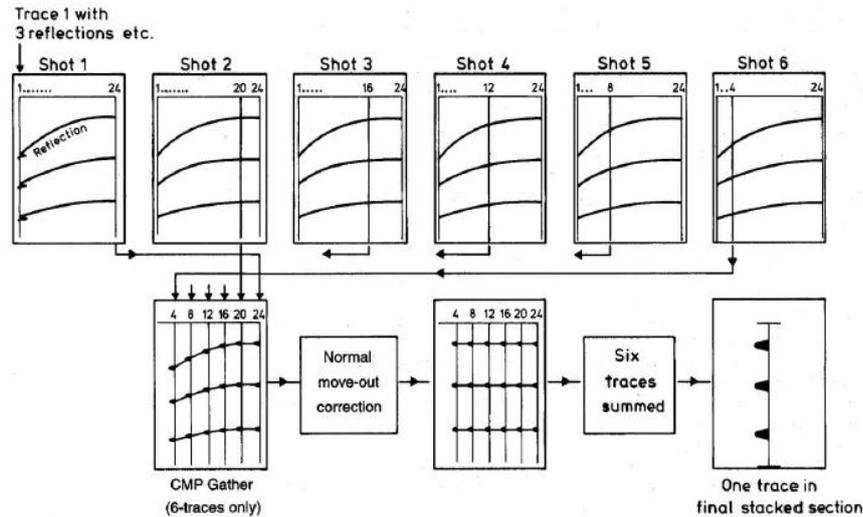
Pour la mise en œuvre, plusieurs tirs sont nécessaires le long d'un profil. Comme le montre la figure ci-dessous, on décale le système entre chaque tir d'une distance égale à la distance entre deux géophones. On retrouve donc pour des tirs différents des traces correspondants aux mêmes points miroirs communs (en anglais *Common Mid Point, CMP*) c'est-à-dire aux mêmes points de réflexion.



**Figure II. 40** Mise en œuvre de la sismique Réflexion

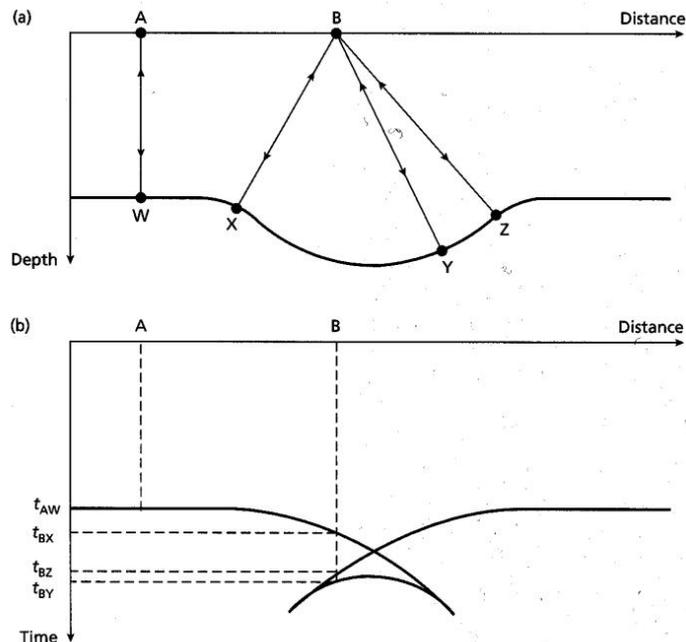
Lors du traitement, on regroupe tout d'abord les traces par point miroir commun. On sélectionne alors pour chaque tir la trace qui correspond au CMP désiré (figure ci-dessous). Nous avons dans cette figure, 6 tirs et un ensemble de 6 géophones ont enregistré des traces pour le CMP recherché (par exemple, tir 1 : trace 24, tir 2 : trace 20, etc.). On regroupe alors ces traces selon un « CMP Gather ». On applique ensuite des corrections à ces traces correspondant au même point miroir. Comme les traces sont des hyperboles, une correction dynamique est appliquée afin de redresser les réflecteurs (*Normal Move Out*).

Ces traces correspondant à un même point miroir sont ensuite additionnées dans l'opération de sommation (*stacking*). Cette addition tend à renforcer le signal du sous-sol (commun à chaque trace) et à annuler le bruit indésirable (aléatoire et différent pour chaque trace, donc qui s'atténue par sommation). En juxtaposant ces traces additionnées, on obtient un premier profil sismique. Cette première image peut être ensuite améliorée en utilisant différents procédés de traitement du signal (déconvolution, filtres).



**Figure II.41** Traitement des traces sismique

Une opération importante reste finalement à faire. Lors de l'acquisition, les irrégularités ponctuelles du sous-sol (extrémités des couches, blocs, plis anguleux) provoquent une diffraction des ondes sismiques qui apparaît sous la forme d'hyperboles sur les profils. De plus les réflecteurs obliques du sous-sol (couches non horizontales) renvoient des ondes sismiques de travers. La position des réflecteurs est donc faussée sur le profil sismique. Comme le montre la figure ci-dessous une structure géologique en forme de cuvette va être marquée par une forme en « noeud papillon » sur le profil sismique. La migration remet à leur place réelle les réflecteurs pentus et élimine les hyperboles de diffraction.

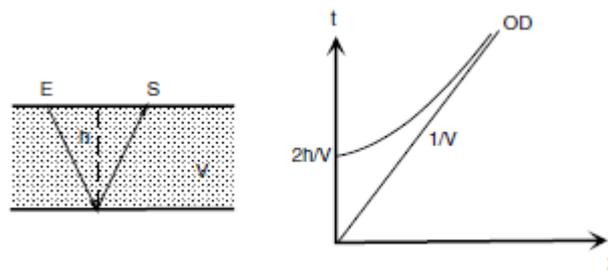


**Figure II.42** La migration remet à leur place réelle les réflecteurs pentus et élimine les hyperboles de diffraction.

### II.7.1.1 La géométrie des rais

#### a) Cas d'un simple réflecteur horizontal

On prend le cas très simple d'un réflecteur horizontal à la profondeur  $h$ , sous un milieu homogène où la vitesse des ondes  $P$  est  $V$ . Une source en  $E$  émet des ondes qui sont enregistrées par un capteur situé en  $S$  à une distance  $x$  de  $E$  (figure II.43)



**Figure II.43** Sismique réflexion, cas d'un réflecteur horizontal.

Le premier schéma montre la géométrie très simple de la réflexion sur un miroir à la profondeur  $h$ . Le second est l'hodochrone de l'onde réfléchi, branche d'hyperbole dont l'asymptote est la droite hodochrone de l'onde directe.

Le temps de propagation de l'onde est :

$$t = \frac{2}{V} \left[ h^2 + \left( \frac{x}{2} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{Equation II.76})$$

On peut aussi exprimer l'épaisseur  $h$  du milieu, si l'on se donne  $V$  et si l'on mesure  $t$  :

$$h = \frac{1}{2} [(Vt)^2 - x^2]^{1/2}$$

La première équation est celle de l'hodochrone (Figure II.43) et l'on voit qu'il s'agit d'une branche d'hyperbole dont l'équation peut aussi s'écrire :

$$h = \frac{1}{2} [(Vt)^2 - x^2]^{1/2} \quad (\text{Equation II.77})$$

#### b) Cas de plusieurs capteurs

On définit la *correction dynamique* (*move out* en anglais) comme la différence entre les temps de propagation  $t_1$  et  $t_2$  des arrivées des rais réfléchis à deux distances  $x_1$  et  $x_2$  (*offset* ou *offset distance*, termes employés par les Anglo-saxons pour désigner la distance source-capteur, soit la distance  $ES$  sur la figure II.43. D'après les équations précédentes on a :

$$t = \frac{2h}{V} \left\{ 1 + \left( \frac{x}{2h} \right)^2 \right\}^{1/2}$$

$$t_0 = 2h/V \text{ et } 2h = Vt_0$$

donc

$$t = t_0 \left( 1 + \left( \frac{x}{2h} \right)^2 \right)^{1/2} = t_0 \left( 1 + \left( \frac{x}{Vt_0} \right)^2 \right)^{1/2}$$

$$t = t_0 \left\{ 1 + \frac{1}{2} \left( \frac{x}{Vt_0} \right)^2 - \frac{1}{8} \left( \frac{x}{Vt_0} \right)^4 + \dots \right\}$$

et pour  $x/Vt_0 \ll 1$

$$t \approx t_0 \left\{ 1 + \frac{1}{2} \left( \frac{x}{Vt_0} \right)^2 \right\}$$

Donc :

$$t_2 - t_1 = \frac{x_2^2 - x_1^2}{2V^2 t_0} \text{ (Equation II.78)}$$

Où  $t_0$  est le temps de propagation pour une réflexion au point de tir. On définit aussi le *move out normal*, le NMO qui est fonction de l'offset  $x$ , de la vitesse  $V$  et de  $h$  :

$$\Delta T = t_x - t_0 = \frac{x^2}{2V^2 t_0} \text{ (Equation II.79)}$$

d'où l'on peut tirer :  $V = \frac{x}{(2t_0 \Delta T)^{1/2}} \text{ (Equation II.80)}$

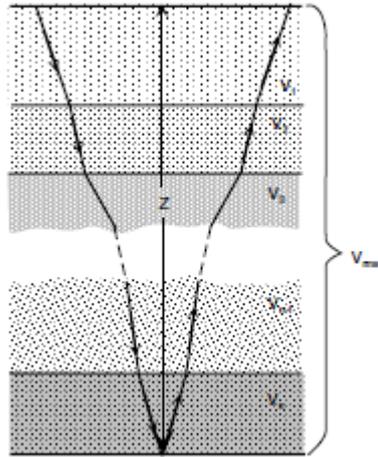
En pratique, on calcule automatiquement  $V$  en utilisant statistiquement plusieurs offset  $x$  et leur NMO.

### c) Cas de plusieurs niveaux horizontaux

Lorsque l'on a plusieurs niveaux (figure II.44) on remplace  $V$  de l'équation précédente par la vitesse moyenne donnée par une approximation à l'aide de la méthode des moindres carrés jusqu'au niveau  $n$  :

$$V_{rms_n} = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 \tau_i}{\sum_{i=1}^n \tau_i} \right]^{1/2} \text{ (Equation II.81)}$$

où  $V_i$  est la vitesse interne du niveau  $i$  et  $\tau_i$  est le temps de propagation sur une seule traversée du niveau  $i$



**Figure II.44** Sismique réflexion, cas de plusieurs réflecteurs horizontaux.

Exemple des trajets des rais direct et réfléchi dans un milieu complexe multi-niveau.

Ainsi, le temps total de propagation  $t_n$  du rai réfléchi sur le  $n$ ème réflecteur à une profondeur  $h$  est donné par une équation semblable à celle du niveau unique :

$$t_n = (x^2 + 4h^2)^{1/2} / V_{rms_n} \text{ (Equation II.82)}$$

et le NMO du  $n$ ème réflecteur est donné par :

$$\Delta T_n = \frac{x^2}{2V_{rms_n}^2 t_0} \text{ (Equation II.83)}$$

À partir de ces valeurs des vitesses approximées aux moindres carrés pour chaque niveau on peut trouver les vitesses dans chaque niveau. Ainsi, si l'on a mesuré

$V_{rms_{n-1}}, t_{n-1}$  et  $V_{rms_n}, t_n$ , on en déduit la vitesse  $V_n$  du milieu compris entre les réflecteurs

$n - 1$  et  $n$  par la formule de Dix (1955) :

$$V_n = \left[ \frac{V_{rms_n}^2 t_n - V_{rms_{n-1}}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \right]^{1/2} \text{ (Equation II.84)}$$

**d) Cas des réflecteurs inclinés**

Soit une source E et deux capteurs en A et B distants de E de  $x_a$  et  $x_b$ . Les rais émis de E se réfléchissent sur une interface inclinée de pendage  $\alpha$ . La vitesse des ondes P dans le milieu supérieur est V. La distance de E au réflecteur (selon une perpendiculaire à ce réflecteur) vaut  $h$ , E' est l'image de E par rapport à l'interface (figure II.45). On a :

$$Ea = Vt_a$$

$$E'B = Vt_b$$

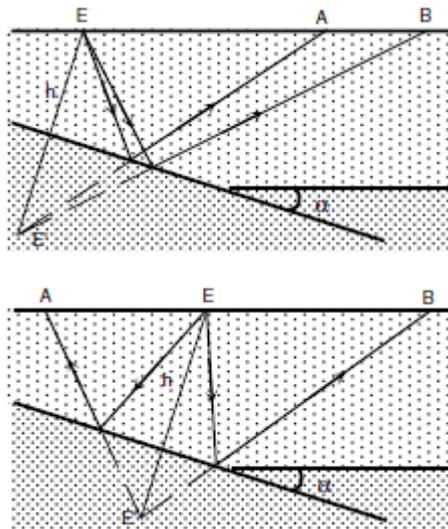
$$EE' = 2h$$

Dans  $EE'A$ , il vient  $(Vt_b)^2 = (2h)^2 + x_b^2 - 4hx_b \cos(90^\circ + \alpha)$  et dans  $EE'B$ ,

$$(Vt_a)^2 = (2h)^2 + x_a^2 - 4hx_a \cos(90^\circ + \alpha)$$

Après transformation et en soustrayant, on obtient :

$$V^2(t_b^2 - t_a^2) = (x_b^2 - x_a^2) + 4h \sin \alpha (x_b - x_a) \text{ (Equation II.85)}$$



**Figure II.45** Sismique réflexion, cas d'un réflecteur incliné.

Le premier schéma montre la géométrie de la réflexion sur un réflecteur incliné de la source à deux capteurs A et B. E' est l'image de E par rapport au réflecteur. Le second schéma illustre le montage symétrique où sont utilisés trois capteurs en A, en B et au point source E.

$$\text{et } \sin \alpha = \frac{V^2(t_b^2 - t_a^2)}{4h(x_b - x_a)} - \frac{x_b - x_a}{4h}$$

on pose  $x_b - x_a = \Delta T$  et  $\frac{t_b - t_a}{2} = T_m$  ainsi :

$$\sin \alpha = \frac{V^2 \Delta T \cdot T_m}{2h(x_b - x_a)} - \frac{x_b - x_a}{4h}$$

$$\text{si } x_a = 0, h = Vt_e/2 \text{ et } \sin \alpha = \frac{V \Delta T \cdot T_m}{t_e x_b} - \frac{x_b}{2Vt_e} \text{ (Équation II.86)}$$

Équation qui permet le calcul du pendage de réflecteur incliné

On peut encore simplifier ce calcul en prenant  $EA = EB = x$  et si on place un capteur au point de tir (figure. II.45) :

$$V^2 t_a^2 = (2h)^2 + x^2 + 4hx \sin \alpha \text{ (Équation II.87)}$$

$$\text{et } V^2 t_b^2 = (2h)^2 + x^2 - 4hx \sin \alpha$$

qui donne par soustraction :

$$V^2 (t_a^2 - t_b^2) = 8hx \sin \alpha \text{ (Équation II.88)}$$

et par conséquent :

$$\sin \alpha = \frac{V^2 (t_b + t_a)(t_a - t_b)}{8hx}$$

$$\sin \alpha = \frac{V^2 \Delta T \cdot T_m}{4hx}$$

et en tenant compte du capteur situé au point de tir :

$$t_e V = 2h$$

$$\text{et } \sin \alpha = \frac{V^2 \Delta T \cdot T_m}{2t_e x} \text{ (Équation II.89)}$$

## II.7.2 La sismique réflexion à terre et en mer

### II.7.2.1 Les dispositifs géométriques

Un dispositif de prospection sismique réflexion comprend une source, des récepteurs et un ensemble destiné à amplifier les signaux, à les traiter et les enregistrer.

La géométrie des dispositifs dépend du problème à traiter. On distingue généralement la sismique verticale de la sismique grand angle suivant la distance horizontale source capteurs (en mer la première est la plus courante, la source et la flûte de réception sont sur le même bateau, la seconde nécessite l'emploi de deux navires ou de récepteurs très éloignés du bateau, elle permet une meilleure mesure des vitesses de propagation dans les couches). Pour la sismique verticale, cette distance est constante. Pour la sismique grand angle, elle est plus grande et elle peut varier.

### II.7.2.2 La chaîne sismique

Elle comprend trois parties, la source sismique, les capteurs, le laboratoire d'enregistrement sur le terrain avec ses pré-traitements (généralement il s'agit d'un laboratoire d'enregistrement numérique) puis le laboratoire des traitements ultérieurs où des méthodes sophistiquées

permettent de tirer le meilleur profit des données recueillies sur le terrain. Avec les progrès des techniques électroniques et informatiques on réalise désormais sur le terrain un traitement de plus en plus complet, pour fournir au prospecteur un maximum d'informations utiles lui permettant de modifier en fonction des observations les profils et dispositifs mis en œuvre.

### a. Les sources

Il faut distinguer les sources utilisées à terre de celles que l'on fait fonctionner en mer.

L'explosif est encore utilisé sous forme de charges de dynamite de 100 grammes à l'avantage de fournir un signal large bande. Ses inconvénients sont liés aux problèmes de sécurité.

On utilise à terre des sources par *vibrateur*. Le signal émis est de longue durée, environ 10 secondes. Il est produit sur des camions vibrateurs possédant une plaque pulsante fortement couplée avec le sol (par le poids du camion reposant sur elle) les pulsations sont induites par un servo verin et l'émission se fait à fréquences progressives de 10 à 70 hertz. Plusieurs camions, émettant en phase, peuvent être associés.

Cette opération doit être suivie d'un traitement supplémentaire consistant à compresser les signaux longs pour obtenir des impulsions de quelques dizaines de millisecondes au lieu de 10 secondes, permettant une bonne séparation des signaux sismiques. Une source d'une telle complexité a bien évidemment été conçue pour répondre au mieux aux problèmes posés par l'incompatibilité bonne pénétration bonne résolution. Grâce aux vibrateurs, les prospecteurs pétroliers peuvent obtenir une bonne résolution sur des structures relativement profondes présentant un intérêt pétrolier.

La panoplie des sources de la sismique marine est plus étendue. On peut utiliser des explosifs, des appareils à décharge électrique (*étinceleurs*) et toute une gamme de canons : *canons à air*, *canons à eau*, *canons à vapeur*.

Le canon à air chasse une bulle qui se met à pulser jusqu'à la surface. Le canon à eau chasse de l'eau avec suffisamment d'énergie pour créer un effet de cavitation équivalent à une implosion.

### b. Les capteurs

Ils transforment l'énergie sismique en voltage électrique. À terre on utilise des *géophones*, en mer des *hydrophones*. Les premiers sont des capteurs électromagnétiques à bobine mobile, la bobine se déplaçant par inertie (voir le sismographe vertical) dans l'entrefer d'un aimant solidaire du bâti. Le mouvement relatif produit par les vibrations du sol induit un courant dans la bobine. La tension électrique est proportionnelle à la vitesse du mouvement relatif ; les géophones utilisés en sismique réflexion fonctionnent avec un maximum d'amplification dans une bande de fréquence comprise entre 20 et 300 hertz.

Les hydrophones transforment les variations de pression dans l'eau en une tension électrique. Le principe est basé sur la réponse piézo-électrique d'une céramique.

On dispose généralement plusieurs hydrophones dans un manchon de 5 à 8 centimètres de diamètre rempli d'huile. Ce manchon actif constitue une trace sismique.

Plusieurs traces sont ainsi mises bout à bout pour constituer un long tuyau appelé *flûte sismique*.

## Chapitre III. Prospection électrique de surface

### III.1 Les méthodes électriques : Résistivité des matériaux

#### III.1.1 Introduction

Ce chapitre présente les différentes méthodes géoélectriques à courant continu basées sur la mesure à partir de la surface des résistivités apparentes du sous-sol. Le sous-sol pourrait être caractérisé par la mesure de sa résistivité, qui peut varier :

- de 1 à quelques dizaines d'ohm.m pour les argiles et les marnes
- d'une dizaine à quelques centaines d'ohm.m pour les sables et les grès marneux
- d'une centaine à plusieurs milliers d'ohm.m pour les calcaires et les roches éruptives

Il faut noter que les résistivités que l'on mesure en prospection sont déjà *des moyennes relatives à de grands volumes de terrain en place*, moyenne d'ailleurs d'autant plus large que les terrains sont plus profonds.

Souvent, les résistivités des roches dépendent de plus de la direction du courant qui les traverse, on dit qu'elles sont anisotropes. Cette anisotropie peut être due à la structure intime de la roche, les terrains sédimentaires sont généralement plus résistants dans la direction perpendiculaire au plan de stratification par exemple. Il s'agit alors de micro anisotropie. Mais pour de grands volumes, il peut également s'agir d'une anisotropie apparente, une succession de couches alternativement résistantes et conductrices donnera une valeur de résistivité plus élevée normalement aux strates, il s'agit dans ce cas de macro-anisotropie.

Ainsi sous le terme résistivités ou prospection électrique en courant continu ou très basse fréquence, nous pouvons utiliser:

- Les cartes de potentiel
- La mise à la masse
- Le traîné électrique
- Le sondage électrique

Il faut donc non seulement choisir le type de méthode qui s'applique au problème posé mais aussi choisir la technique à utiliser en fonction des conditions d'application, de la taille et de la profondeur de la cible, etc..

### III.1.2 Généralités.

Les méthodes électriques sont basées sur l'étude de la propagation du courant électrique dans le sous-sol.

La possibilité de distinguer électriquement les diverses formations du sous-sol résulte du fait que celles-ci possèdent souvent des résistivités électriques différentes. Les méthodes électriques permettent d'identifier à partir de la surface les structures qui diffèrent de la norme par leurs résistivités et ainsi de localiser, par exemple, des vestiges archéologiques enfouis.

Les méthodes fondées sur la mesure du paramètre « résistivité » sont très répandues pour les applications archéologiques. Ces méthodes ont été imaginées en 1912 par les frères Schlumberger.

#### III.1.2.1 La résistivité

La résistivité d'un milieu est la propriété physique qui détermine la capacité de ce milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique.

On considère un courant électrique qui traverse de manière uniforme un cylindre d'une section à l'autre. La résistivité est la résistance ohmique d'un cylindre de section  $A$  et de longueur  $L$ .

$$R = \rho \frac{L}{A} \text{ (Equation III.1)}$$

Avec :  $R$  = résistance (ohms) et  $\rho$  = résistivité (ohm.m) Les unités S.I. (Système International) sont l'ohm pour les résistances et le mètre pour les longueurs. L'unité de résistivité sera donc l'ohm.m (ou m). L'ohm.cm employé parfois vaut 0,01 m. La conductibilité  $\sigma$  est l'inverse de la résistivité et s'exprime en mho/m. En hydrogéologie, on emploie le plus souvent le micromhos/cm ou microsiemens/cm (ou  $\mu\text{S/cm}$ )

$$\rho(\text{ohm.m}) = \frac{10000}{\sigma(\text{microsiemens/cm})} = 1000/\sigma(\text{millisiemens/m})$$

A strictement parler la loi d'Ohm n'est valable que pour les conducteurs métalliques, pour les gaz et les électrolytes, elle n'est qu'une approximation.

##### III.1.2.1.1 La conduction du courant dans la proche surface

Un sol, une roche conduisent l'électricité le plus souvent grâce à l'eau qu'ils contiennent (conductivité électrolytique). Cela signifie que ce sont les ions qui transportent des charges sous l'effet du champ électrique et un déplacement de charges électriques équivaut à un courant électrique. Ainsi, les roches conduisent le courant électrique *grâce à l'eau qu'elles contiennent*. La résistivité d'une roche va dépendre de:

- ✓ La qualité de l'électrolyte, c'est-à-dire de la résistivité de l'eau d'imbibition  $w$  et par conséquent de la quantité de sels dissous.

- ✓ La quantité d'électrolyte contenu dans l'unité de volume de la roche (porosité)
- ✓ La saturation
- ✓ La température

#### a. La qualité de l'électrolyte (salinité)

Quand un sel se dissout dans l'eau, il se dissocie en ions chargés positivement et ions chargés négativement. Lorsque l'on applique un champ électrique, les ions vont se déplacer. Ce déplacement est gêné par la viscosité de l'eau et pour un ion donné atteint une vitesse limite appelée la mobilité des ions. La conductibilité d'un électrolyte dépend en fait de la teneur en ions et de la mobilité des différents ions en solution et du degré de dissociation. La mobilité des ions étant différente pour chaque ion, on a par exemple les vitesses limites suivantes:

$$H^+ V = 36.2 \cdot 10^{-8} \text{ m/sec}$$

$$OH^- V = 20.5 \cdot 10^{-8} \text{ m/sec}$$

$$SO_4^{2-} V = 8.3 \cdot 10^{-8} \text{ m/sec}$$

$$Na^+ V = 5.2 \cdot 10^{-8} \text{ m/sec}$$

$$Cl^- V = 7.9 \cdot 10^{-8} \text{ m/sec}$$

On note alors qu'une eau avec la même concentration en poids de sels dissous aura une résistivité différente selon les ions en présence. Voici les résistivités de différents types d'eau :

**Tableau III.1** Résistivité des différents types d'eau.

Types d'eau	Concentration ppm	Résistivité (ohm.m)	Conductibilité ( $\mu\text{S/cm}$ )
Eau potable	500	12	833
Eau médiocre	1000	6	1666
Eau mauvaise	2000	2.8	3571
Eau non-potable	8000	0.75	13333
Eau de mer	35000	0.2	50000
Eau minérale (Vichy)	5167	1.2	8000
Eau de robinet	311	18	550

La qualité d'une eau dans une roche va aussi dépendre:

- De la nature des eaux originelles (eau douce ou marine)
- De la solubilité des minéraux de la roche (de la matrice)
- De l'âge de la roche

D'une manière générale, les roches à grains fins et à pores fins renferment des eaux plus salines, donc plus conductrices, que les roches plus perméables car l'eau ne circule pas et se charge en ions provenant de la matrice. Ainsi, la moraine argileuse renferme une eau en général beaucoup plus conductrice que celle des graviers. Les roches les plus vieilles présentent également des eaux plus chargées en sels (provenant de la matrice).

### b. La quantité d'électrolyte (porosité)

La quantité d'eau contenue dans les roches dépend de la porosité . On distingue la porosité totale et la porosité efficace:

✓ **La porosité totale  $\phi_t$**

La porosité totale ou absolue est le rapport entre le volume des vides et le volume total de la roche. C'est un nombre sans unité exprimé en % :

$$\phi_t = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total de la roche}}$$

On distingue la porosité primaire et la porosité secondaire. La porosité primaire, formée pendant le dépôt du sédiment, est de type intergranulaire. Son importance dépend du degré de classement des grains et de leur forme. Elle ne dépend pas de leur taille. La porosité primaire que l'on rencontre surtout dans les roches détritiques diminue généralement avec le temps sous l'effet de la cimentation et de la compaction.

La porosité secondaire englobe la porosité vacuolaire acquise par dissolution dans les roches d'origine chimique ou biochimique, la porosité de fracture et la porosité due à l'altération. **La porosité efficace ou effective  $\phi_e$**  Les pores, pour permettre le passage d'un fluide, doivent être connectés. On définit alors:

$$\phi_e = \frac{\text{Volume des vides communiquants}}{\text{Volume total de la roche}}$$

Cette porosité effective (ou efficace) peut être très inférieure à la porosité totale lorsque les pores de la roche ne sont pas en communication (pierre ponce) ou que la taille des pores est telle que les fluides ne peuvent pas circuler (silt), ou encore qu'une partie de l'eau est absorbée par les minéraux de la roche (argile).

**Tableau III.2** Porosité totale et efficace de divers sédiments

Type de sédiments	Diamètre (mm)	Porosité totale (%)	Porosité efficace (%)
Gravier moyen	2,5	45	40
sable gros	0,250	38	34
sable moyen	0,125	40	30
sable fin	0,09	40	28
sable très fin	0,045	40	24
sable silteux	0,005	32	5
Silt	0,003	36	3
Silt argileux	0,001	38	-
Argile	0,0002	47	-

### ✓ La perméabilité

La perméabilité est la faculté que possède un corps de se laisser traverser par un fluide. Cette propriété est généralement exprimée numériquement par le coefficient de perméabilité  $K$  de "Darcy". Ce coefficient a été établi en étudiant l'écoulement de l'eau à travers une colonne de sable.

Il n'y a aucun rapport direct entre la porosité et la perméabilité, mais pour être perméable la roche doit obligatoirement être poreuse. Par exemple en hydrologie, les argiles se comportent comme des roches imperméables. Elles sont très poreuses et possèdent, quand elles sont sèches, une perméabilité appréciable. Mais quand l'argile est humide, les pellicules d'eau absorbées sur les plaquettes d'argile la rendent imperméable.

- Les roches très conductrices (porosité grande, perméabilité faible) sont inexploitable du point de vue hydrogéologie. Exemples: les argiles.
- Les roches très résistantes (porosité faible) contiennent insuffisamment d'eau libre pour être intéressantes.

En résumé les roches favorables lorsque l'on cherche de l'eau doivent avoir une porosité élevée et une perméabilité grande, ces roches auront des résistivités moyennes qui oscillent entre 150 et 400 ohm.m en général dans la région *Lémanique*.

Pour l'exploitation du pétrole, le problème est un peu différent, le pétrole ou le gaz étant deux fluides infiniment résistants.

**Tableau III.3** Porosités, perméabilités et résistivités des principaux types de roches

Roches	Pososité [%]	Perméabilité [cm/s]	Résistivité [ohm.m]
Argilite	35	$10^{-8}$ - $10^{-9}$	70 – 200
Craie	35	$10^{-5}$	30 – 300
Tuf volcanique	32	$10^{-5}$	20 – 300
Marnes	27	$10^{-7}$ - $10^{-9}$	20 -100
Grès	3 - 35	$10^{-3}$ - $10^{-6}$	30 – 800
Dolomite	1 - 12	$10^{-5}$ - $10^{-7}$	200 - 10000
Calcaires	3	$10^{-10}$ - $10^{-12}$	200 - 10000
Micaschistes	2.5	$10^{-4}$ - $10^{-9}$	300 - 800
Gneiss	1.5	$10^{-8}$	1000 - 20000
Quartzite	<1	$10^{-10}$	1000 - 10000
Granite	1	$10^{-9}$ - $10^{-10}$	1000 - 15000
Gabbro	1 - 3	$10^{-4}$ - $10^{-9}$	6000 - 10000
Basalte	1.5	$10^{-6}$ - $10^{-8}$	800 - 15000

### III.1.2.1.2 La Loi d'Archie

#### a. Cas d'une roche saturée

En conclusion donc, la résistivité électrique d'une roche dépend essentiellement de sa teneur en eau et de la qualité de cette eau. Ces paramètres ont été pris en compte dans une loi expérimentale établie pour les milieux saturés : il s'agit de la "**loi d'Archie**" (Archie 1942) qui lie la résistivité de la roche à la porosité, à la résistivité de l'eau d'imbibition et au type de distribution de celui-ci.

$$\rho_r = \rho_w \cdot a \cdot \phi^{-m} \text{ (Equation III.2)}$$

- $\rho_w$  = résistivité de l'eau d'imbibition
- $\phi$  = porosité
- $a$  = facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0.6 et 2 ( $a < 1$  pour les roches à porosité intergranulaires et  $a > 1$  pour les roches à porosité de fracture)
- $m$  = facteur de cimentation (Il dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés à 2,2 pour les calcaires cimentés)

On a l'habitude de regrouper sous le terme de **facteur de formation F** :

$$F = a \cdot \phi^{-m} \text{ (Equation III.3)}$$

**Tableau III.4.** Valeurs à utiliser avec la formule d'Archie

Description de la roche	a	m
Roche détritique faiblement cimentée, présentant une porosité entre 25 et 45%	0.88	1.37
Roche sédimentaire modérément cimentée, présentant une porosité entre 18 et 35%	0.62	1.72
Roche sédimentaire bien cimentée à porosité, présentant une porosité entre 5 et 25%	0.62	1.95
Roche volcanique à porosité élevée, de 20 à 80%	3.5	1.44
Roches à très faible porosité moins de 4%	1.4	1.58

Dans la pratique on admet :

► Pour les **formations meubles** sables et grès, la formule de HUMBLET :

$$F = 0.62 \cdot \phi^{-2.15}$$

► Pour les **roches bien cimentées** :

$$F = 1 \cdot \phi^{-2}$$

En définitive nous obtenons pour la loi d'Archie en roche saturée:

$$\rho_r = \rho_w \cdot F$$

### ✓ Température

La résistivité dépend aussi de la température à laquelle la roche est soumise, on a la relation suivante :

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + 0.025 (t - 18)}$$

Le gel augmente beaucoup la résistivité des roches, cependant l'effet est relativement progressif car les sels en solution abaissent le point de congélation de l'électrolyte qui remplit les pores de la roche. Une roche totalement gelée est très résistante. Dans les pays de permafrost (*Le permafrost ou pergélisol est un terme géologique qui désigne un sol dont la température se maintient en dessous de 0°C pendant plus de deux ans consécutifs*) il est donc impossible de mettre en œuvre les méthodes de résistivités, le sol étant infiniment résistant. C'est pourquoi les méthodes électromagnétiques ont été développées comme alternative dans ces régions.

La loi d'Archie ne s'applique pas rigoureusement pour les roches argileuses, à cause de deux phénomènes secondaires qui sont:

- L'ionisation de certains minéraux argileux
- L'conductibilité superficielle

### b. Cas d'une roche partiellement saturée en eau

La loi d'Archie a été établie pour des roches saturées en eau, il faut maintenant tenir compte d'une désaturation possible. Il faut prendre en compte un nouveau paramètre : **la saturation**.

$$Saturation = S_w = \frac{\text{volumes d's pores remplis d'eau}}{\text{volume total des pores}}$$

La loi d'Archie devient alors :

$$\rho_r = F \cdot \rho_w \cdot S_w^{-n} \text{ (Equation III.4)}$$

$$S_w = \sqrt[n]{\frac{F \cdot \rho_w}{\rho_r}}$$

- $F \rho_w$  = résistivité de la roche saturée en eau
- $\rho_r$  = résistivité de la roche partiellement saturée en eau

- $n \approx 2$ . L'exposant  $n$  varie très peu avec les formations, sa valeur est environ de 2 pour la plupart des formations de porosité normale dont la teneur en eau est comprise en 20 et 100 %.

Dans les sédiments et roches sédimentaires, la résistivité est généralement plus faible. Plus ces roches sont vieilles, tassées et profondes, plus la porosité diminue et la résistivité est élevée. En fait, le facteur déterminant de la résistivité d'un sol est la teneur en eau.

Parfois l'air peut être remplacé par de l'huile ou du gaz, ce qui a le même effet sur les résistivités ces trois fluides étant infiniment résistants. Le paramètre saturation est très important en pétrole, c'est de lui que dépend la mise en production.

D'une manière générale, la désaturation augmente la résistivité. Dans certains cas très particuliers l'effet de la désaturation peut être inverse. En effet, l'évaporation charge en sels la zone déshydratée, qui devient plus conductrice que la zone saturée de par sa grande concentration en sels, c'est le cas par exemple de certaines régions d'Egypte.

## III.2. Les méthodes électriques : Technique de prospection

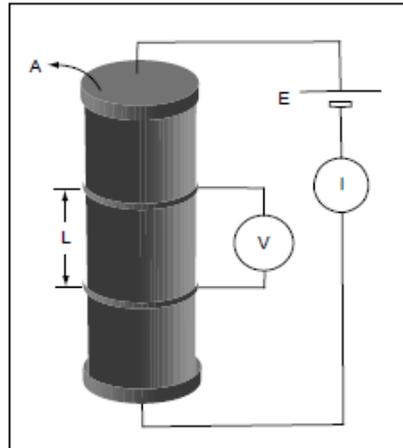
### III.2.1 Bases physiques

#### III.2.1.1 Notion de résistivité électrique

La résistance mesure l'opposition au passage d'un courant électrique, et peut permettre de caractériser un matériau. La loi d'Ohm stipule que la résistance électrique est donnée par le quotient du potentiel  $V$  appliqué aux bornes d'un matériau par le courant  $I$  qui circule, soit

Cependant, en prospection électrique la notion de résistance n'a pas vraiment de signification puisque si on prend deux échantillons de longueur différente du même matériau, ils n'auront pas la même résistance, tandis que deux échantillons de matériaux différents peuvent présenter la même valeur. Puisque la résistance dépend de la géométrie du corps, on doit se baser sur une propriété qui, tout en caractérisant la facilité laisser passer le courant, est indépendante de la géométrie de l'échantillon choisi. Cette propriété s'appelle la *résistivité électrique* et est reliée à la résistance par :

$$R = \frac{V}{I} \text{ (Equation III.5)}$$



**Figure III.1** Mesure de la résistivité en laboratoire.

Cependant, en prospection électrique la notion de résistance n'a pas vraiment de signification puisque si on prend deux échantillons de longueur différente du même matériau, ils n'auront pas la même résistance, tandis que deux échantillons de matériaux différents peuvent présenter la même valeur.

Puisque la résistance dépend de la géométrie du corps, on doit se baser sur une propriété qui, tout en caractérisant la facilité à laisser passer le courant, est indépendante de la géométrie de l'échantillon choisi. Cette propriété s'appelle la résistivité électrique  $\rho$  et est reliée à la résistance par :

$$R = \rho \cdot \frac{L}{A} \text{ (Equation III. 6)}$$

Pour un prisme rectangulaire de longueur  $L$  et de section  $A$  (figure III.1). L'inverse de la résistivité est appelée la conductivité électrique ( $\sigma = \frac{1}{\rho}$ ) et ses unités sont des mho/m ou siemens/m.

Notons que la loi d'Ohm sous la forme exprimée à l'équation (III.6) est une forme simplifiée de la forme générale qui s'écrit :

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \text{ (Equation III.7)}$$

où  $\vec{J}$  est la densité de courant (courant par unité de surface traversée  $\vec{J} = I/A$  (ampères/m<sup>2</sup>)), et  $\vec{E}$  est le champ électrique.

Par définition  $\vec{E}$  est le gradient du potentiel  $V$  ( $V$  est une fonction scalaire)

$$\nabla V = \frac{\partial V}{\partial x} i + \frac{\partial V}{\partial y} j + \frac{\partial V}{\partial z} k = -\vec{E}$$

Si on réécrit la loi d'Ohm pour le cylindre de la figure (III. 1), on a alors :  $\vec{E} = V/L$  d'où

$$V = Rl \text{ (Equation III.8)}$$

$$\vec{E}L = R.\vec{J}A$$

$$\vec{E} = \frac{RA}{L}\vec{J}; \text{ puisque } \rho = \frac{RA}{L}, \text{ on aura : } \vec{E} = \rho\vec{J}$$

$$\rho = \frac{\vec{E}}{\vec{J}} \Omega.m \text{ (Equation III.9)}$$

- **Exemple de calcul de la résistivité d'un échantillon de grès**

Soit :  $L = 20\text{cm} = 0.2\text{ m}$

$\emptyset$  (diamètre) = 3cm

V (potentiel) = 6 V

$I = 4.1 \cdot 10^6\text{ A}$

On calcule :

$$E = \frac{V}{L} = \frac{6\text{ V}}{0.2\text{ m}} = 30\text{ V/m}$$

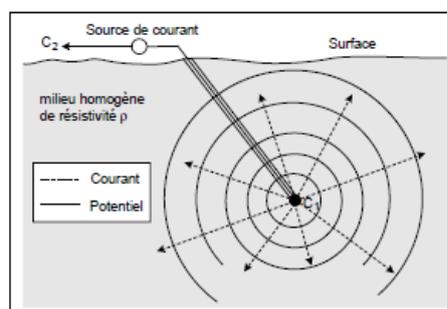
$$J = \frac{I}{\pi r^2} = \frac{4.1 \cdot 10^6\text{ A}}{3.14 \cdot (0.0015)^2\text{ m}^2} = 5.8 \cdot 10^{-3}\text{ A/m}^2$$

$$\rho = \frac{E}{J} = \frac{30\text{ V m}^2}{5.8 \cdot 10^{-3}\text{ m A}} = 5172\text{ } \Omega.m$$

### III.2.1.2 Distribution du potentiel électrique dans les sols

#### a. Milieu infini, homogène et isotrope

Soit une source ponctuelle  $P$  émettant un courant  $I$  et créant ainsi un potentiel  $V$  en un point  $M(x, y, z)$  (figure III. 2). Le potentiel  $V$  obéit à l'équation de Laplace.



**Figure III.2** Potentiel généré par l'injection de courant dans un milieu infini, homogène et isotrope.

$$\nabla^2 V = 0$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \text{ (Équation III. 10)}$$

Notons que l'expression (III.10) découle de la loi d'Ohm exprimée en fonction du champ électrique  $\vec{E}$  et de la densité de courant :  $\vec{j} = \sigma \vec{E}$ .

Sachant que  $-\nabla V = \vec{E}$  et qu'il n'y a pas d'accumulation de charge dans le système ( $\nabla \cdot \vec{j} = 0$ ), on peut écrire :

$$\nabla \cdot (\sigma \vec{E}) = 0$$

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0$$

$$\nabla \sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0$$

Puisque la conductivité  $\sigma$  est constante dans le médium, le premier terme de l'équation est nul et il reste  $\nabla^2 V = 0$

Par ailleurs, pour une conductivité  $\sigma$  constante (milieu homogène et isotrope), le laplacien de  $V$  est égal à zéro. Parce que tout le système est symétrique, le potentiel n'est fonction que de  $r$ , la distance à l'électrode. Sous ces conditions, l'équation de Laplace en coordonnées sphériques se simplifie à

$$\nabla^2 V = \frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0$$

avec  $x = r \sin \theta \cos \phi$ ,  $y = r \sin \theta \sin \phi$  et  $z = r \cos \theta$ .

**On a alors :**

$$r^2 \frac{d^2 V}{dr^2} = -2r \frac{dV}{dr}$$

$$\text{Posons } u = \frac{dV}{dr} \text{ donc } \frac{du}{dr} = -\frac{2}{r} u$$

$$\text{et } \frac{du}{u} = -2 \frac{dr}{r}$$

En intégrant, on obtient ( $A$  est une constante d'intégration)

$$\ln u = -2 \ln r + \ln A$$

et  $u = Ar^{-2}$

et finalement,  $\frac{dV}{dr} = \frac{A}{r^2}$

En intégrant encore,  $V = -\frac{A}{r} + B$  (Equation III.11)

où A et B sont des constantes d'intégration.

Puisque V est nul si r tend vers l'infini, alors B est égal à zéro. Comment trouver A? Il suffit de relier le potentiel V au courant I, connu par la loi d'Ohm. Le courant suit un chemin radial provenant de l'électrode. Le courant traversant une surface sphérique ( $\pi r^2$ ) est donc égal à :

$$I = 4\pi r^2 \cdot \vec{j}$$

En utilisant l'équation (III.7) et  $\vec{E} = -\nabla V = -\frac{dV}{dr} = -\frac{A}{r^2}$  on a :  $j = -\frac{\sigma A}{r^2}$  et

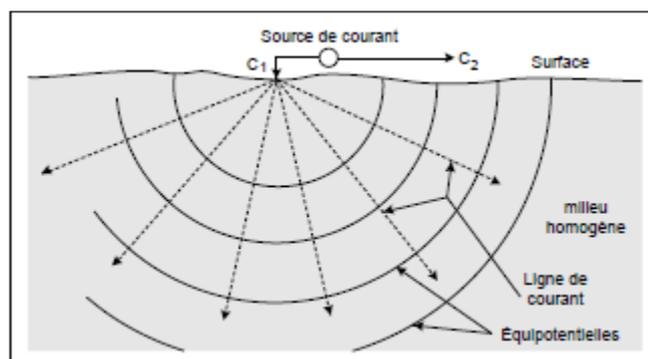
$$I = 4\pi r^2 \cdot \frac{-\sigma A}{r^2}$$

$$\text{alors } V = \frac{I\rho}{4\pi} \frac{1}{r}$$

ou bien  $= 4\pi r \frac{V}{I}$ . Les équipotentielles sont donc sphériques puisqu'elles ne dépendent que de r.

### b. Une seule électrode à la surface

Il s'agit du cas du demi-espace homogène (figure III.3). Le potentiel est toujours donné par l'équation (III.11).



**Figure III.3** Potentiel généré par l'injection de courant dans un demi-espace homogène et isotrope.

On a, comme auparavant, V nul si r tend vers l'infini, et alors B est toujours égal à zéro. Pour trouver A, on emploie le même stratagème que précédemment, à la différence que la surface est celle d'une demi-sphère ( $2\pi r^2$ ), et

$$I = 2\pi r^2 \cdot \vec{j}$$

ainsi,  $I = 2\pi r^2 \cdot -\frac{\sigma A}{r^2}$  ; d'où  $A = -\frac{I\rho}{2\pi}$  . dans ce cas

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r}$$

ou  $\rho = \frac{2\pi rV}{I}$

### c. Deux électrodes à la surface

Lorsque la distance entre deux électrodes du courant est finie, le potentiel en un point P1 est affecté par ces deux électrodes (figure III.4). Le potentiel au point P1 dû à l'électrode C1 est :

$$V_1 = \frac{I\rho}{2\pi r_1}$$

et le potentiel au point P1 dû à l'électrode C2 est :

$$V_2 = \frac{I\rho}{2\pi r_2}$$

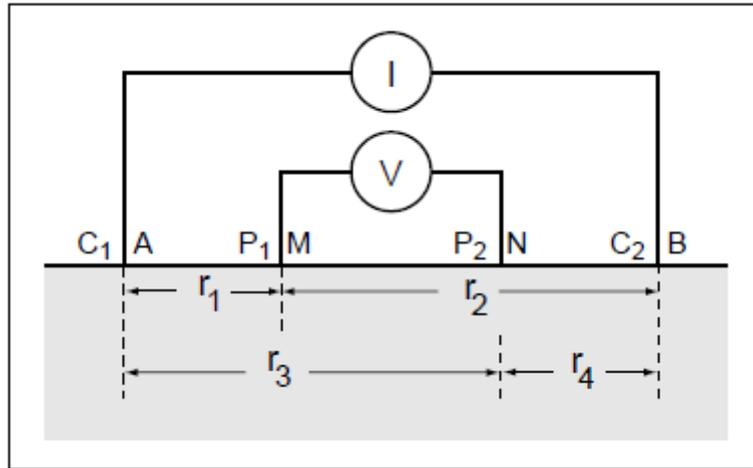
puisque le potentiel au point P1 dû à l'électrode C2 est :

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

Ainsi, la différence de potentiel  $\Delta V$  entre deux électrodes de potentiel sera :

$$\Delta v = \{(V_1 + V_2) - (V_3 + V_4)\}$$

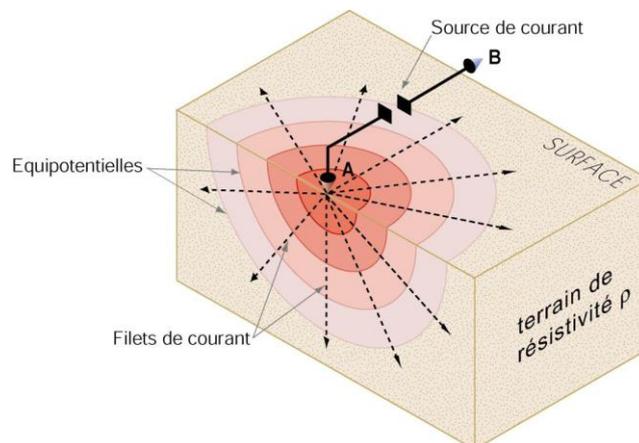
ou encore  $\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]$



**Figure III.4** Dispositif à quatre électrodes en surface.

### III.2.1.3 Les filets de courant et les équipotentielles

Examinons maintenant comment mesurer la résistivité des roches. La loi d'Ohm nous permet de prévoir le cheminement des filets de courant dans un milieu homogène isotrope. Soit un terrain homogène et isotrope de résistivité limité par une surface plane du côté de l'air. Envoyons un courant continu  $I$  à l'aide d'une électrode ponctuelle A. L'écoulement du courant se fera par filets rectilignes rayonnant autour de A et produira des variations de potentiel dans le sol à cause de la résistance ohmique de celui-ci. La répartition du potentiel peut être représentée par des demi-sphères centrées sur A et perpendiculaire aux filètes de courant :



**Figure III.5** Equipotentielles et des filets de courant pour une source unique

#### III.2.1.3.1 Potentiel et champ électrique pour un terrain homogène

##### a. Une seule source de courant

Dans un milieu homogène isotrope le potentiel  $V$  dû à une source ponctuelle décroît proportionnellement à la distance  $r$ , et est d'autre part proportionnel à l'intensité  $I$  du courant

envoyé et à la résistivité du milieu : Si l'on assimile le terrain à un demi-espace homogène infini, le coefficient de proportionnalité sera égal à  $1/2$ ; et en appliquant la loi d'Ohm à l'espace séparant deux équipotentiels entre lesquelles existe une tension  $V$  on obtient :

$$dV = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{dr}{r^2}$$

$$\text{en intégrant: } V = \frac{\rho I}{2r\pi} + C$$

avec

$dV$  = différence de potentiel [V]

$\rho$  = résistivité du milieu [ohm.m]

$I$  = intensité du courant [A]

$r$  = rayon [m]

avec:  $V_r \Rightarrow \infty = 0$ ;  $\rightarrow C = 0$

Si on tient compte du champ électrique moyen :

$$E = -\frac{dV}{dr} \text{ et alors } E = \frac{\rho I}{2\pi r^2}$$

$E$  = champ électrique [V/m]

### b. Deux Source A et B

En fait dans la pratique, il existe deux électrodes d'émission. Le courant envoyé par A (+) sera recueilli par B (-), mais d'après le théorème de superposition, le potentiel en un point M sera le même si l'on envoie indépendamment un courant +I par A ou un courant -I par B.

Par ailleurs, les lois qui régissent la propagation des phénomènes électriques sont linéaires, ce qui signifie que l'on peut additionner algébriquement les potentiels créés par différentes sources. Le potentiel total en un point sera  $V_{\text{tot}} = V_1 + V_2$  pour deux pôles d'envoi de courant :

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} \pm \frac{1}{r_2} \right)$$

le signe +/- est déterminé par le signe des électrodes

$V$  = potentiel [V]

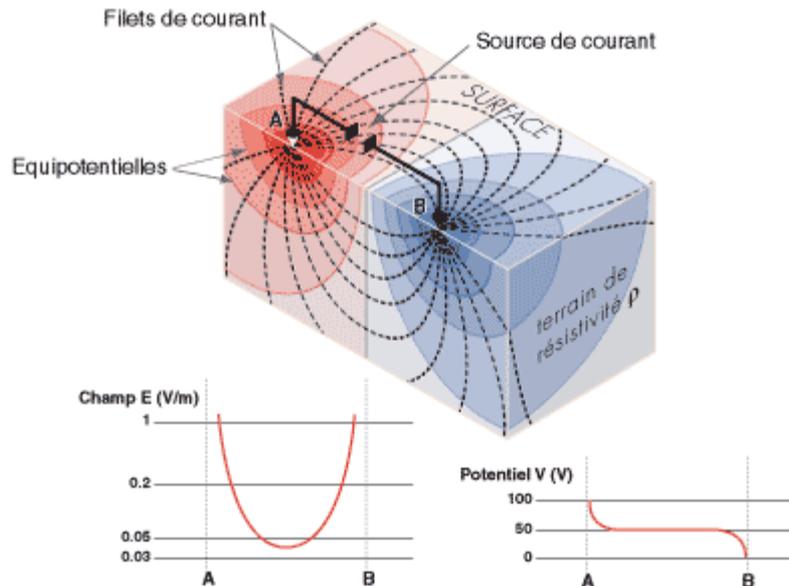
$r_1$  et  $r_2$  = rayons [m]

$\rho$  = résistivité du milieu [ohm.m]

$I$  = intensité du courant [A]

L'expression du potentiel montre que dans un sol homogène et isotrope, les surfaces équipotentiels seront pour un seul pôle d'envoi de courant des demi-sphères centrées sur ce pôle. Pour deux pôles leur forme sera plus compliquée mais elles resteront sensiblement

sphériques au voisinage des prises A et B. De même, les lignes de courant qui seraient des droites issues du pôle d'envoi si celui-ci est unique s'incurvent progressivement pour rejoindre la seconde prise.



**Figure III.6** Equipotentiels et filets de courant pour une source double

Les courbes représentées sur la figure ci-dessus montrent l'évolution du potentiel et de son gradient, le champ  $E$ . Les champs  $V$  et  $E$  sont sensiblement uniformes dans le tiers central de  $AB$  tandis que la majeure partie de la chute de potentiel est localisée au voisinage immédiat des électrodes  $A (+)$  et  $B (-)$ , cela signifie que la presque totalité de la résistance qu'offre le sol au passage du courant provient du voisinage immédiat des prises  $A$  et  $B$ .

Par exemple pour une électrode de diamètre  $a$ , 90% de la résistance du circuit se situe dans une sphère de rayon  $10a$ , le reste du terrain ayant une contribution très faible, il sera donc impossible de connaître la nature du sous-sol par l'étude de la résistance entre deux prises. Les couches profondes du sous-sol ne se manifestent que par leur influence sur la répartition du potentiel au tiers central du dispositif, d'où la nécessité de mesurer la différence de potentiel à cet endroit. D'autre part, lorsque la résistance de contact est très importante, il passe peu de courant dans le sous-sol. Par conséquent il est recommandé d'essayer de diminuer cette résistance (on peut pour faire passer plus de courant dans le sous-sol, augmenter le nombre de piles, diminuer la résistance de contact en arrosant les électrodes, augmenter le nombre d'électrodes, etc ...)

- **Répartition du potentiel - Principe de superposition**

En fait, dans la pratique, il existe deux électrodes d'émission de courant  $A$  et  $B$  afin de fermer le circuit électrique. Le courant envoyé par  $A+$  (source) sera recueilli par  $B-$  (puits), mais d'après le principe de **superposition**, le potentiel en un point  $M$  sera le même si l'on envoie indépendamment un courant  $+I$  par  $A$  ou un courant  $-I$  par  $B$ .

Par ailleurs, les lois qui régissent la propagation des phénomènes électriques sont linéaires, ce qui signifie que l'on peut additionner algébriquement les potentiels créés par différentes sources. Le potentiel total en un point sera  $V = V_A + V_B$  pour deux pôles d'envoi de courant (+I par A et -I par B) :

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

avec AM et BM les distances séparant M des électrodes A et B.

L'expression du potentiel montre que dans un sol homogène et isotrope, les surfaces équipotentielles seront pour un seul pôle d'envoi de courant des demi-sphères centrées sur ce pôle. Pour deux pôles leur forme sera plus compliquée mais elles resteront sensiblement sphériques au voisinage des électrodes A et B. De même, les lignes de courant qui seraient des droites issues du pôle d'envoi si celui-ci est unique s'incurvent progressivement pour rejoindre la seconde électrode de courant.

- **Répartition du courant**

Au milieu des électrodes A et B et pour un sous-sol homogène, la quantité de courant passant sous une certaine profondeur  $z$  vaut :

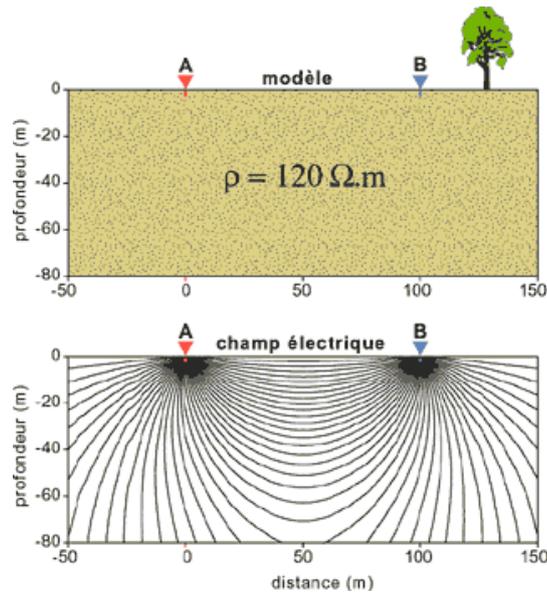
$$I_f = \left( \frac{2}{\pi} \right) \tan^{-1} \left( \frac{2z}{AB} \right)$$

On admet que pour un terrain homogène 30% du courant se trouve entre la surface et une profondeur  $z=AB/4$ , 50% du courant entre la surface et  $z=AB/2$  et 70% du courant entre la surface et  $z=AB$ . Ces résultats permettent d'apprécier dans quelle mesure le courant émis en surface par deux électrodes ponctuelles pénètre dans le sous-sol et peut être affecté par les roches situées en profondeur.

### III.2.1.3.2 Potentiel et champ électrique pour un terrain hétérogène

L'existence d'une masse relativement conductrice ou résistante dans le sous-sol va perturber la répartition des filets de courant et des lignes équipotentielles. Nous allons appréhender ici ce problème de manière plus qualitative. Dans le cas d'un sous-sol hétérogène, il est en effet difficile d'obtenir des équations simples décrivant le comportement du champ électrique et des techniques numériques avancées (différences finies, éléments finis) devront être utilisées.

Commençons tout d'abord par donner une image de la répartition du courant électrique (ou du champ électrique) dans un terrain homogène entre deux électrodes A et B (cette situation est similaire à celle décrite ci-dessus). L'exemple géologique utilisé pour la modélisation est un niveau de grès de résistivité 120  $\Omega \cdot m$ .



**Figure III.7** Modèle de terrain homogène

Pour un sous-sol hétérogène, plusieurs situations peuvent être envisagées :

- **Modèle à deux terrains avec  $\rho_1 < \rho_2$**

L'exemple géologique utilisé pour la modélisation montre (ci-dessous à gauche) :

- un terrain supérieur marneux de résistivité 30  $\Omega.m$
- un niveau inférieur gréseux de résistivité 200  $\Omega.m$

- **Modèle à deux terrains avec  $\rho_1 > \rho_2$**

L'exemple géologique utilisé pour la modélisation montre (ci-dessous à droite) :

- un niveau supérieur de graviers sableux de résistivité 200 $\Omega. m$
- un niveau inférieur grés-marneux de résistivité 30 $\Omega. m$

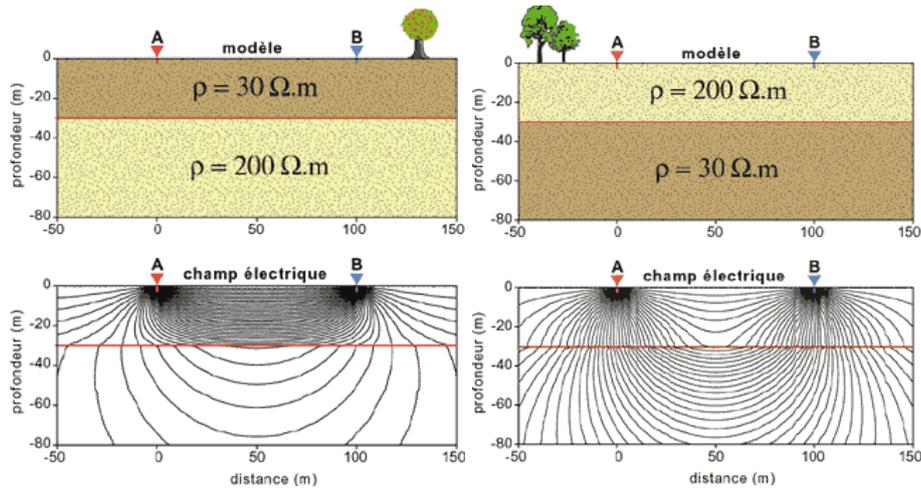


Figure III.8. Modèle à deux terrains.

- **Modèle de sillon résistant**

L'exemple géologique utilisé pour la modélisation montre trois terrains :

- un niveau supérieur de moraine de résistivité 60 ohm.m
- un niveau inférieur grés-marneux de résistivité 30 ohm.m
- un sillon rempli de graviers de résistivité 400 ohm.m

On constate que le courant se concentre autour du sillon plus résistant.

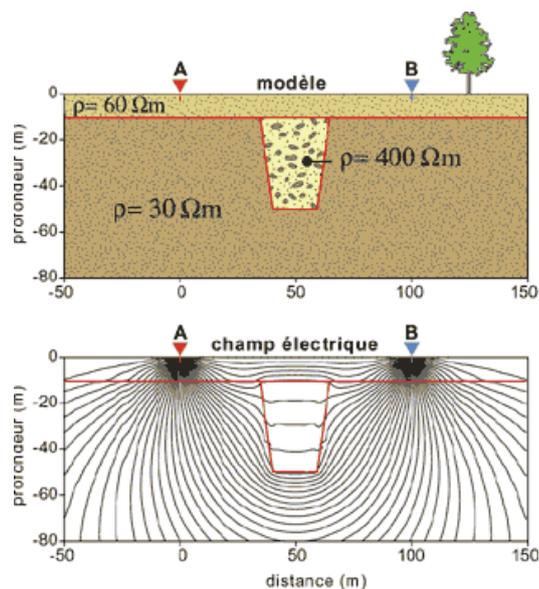


Figure III.9 Modèle de sillon résistant

## III.2.2 Hétérogénéités locales en plan

### III.2.2.1 Le potentiel

Le but immédiat de la prospection électrique est la détermination de la répartition des résistivités dans le sous-sol.

Nous avons vu que la mesure de la résistance entre deux prises conduit à une impasse de par l'existence d'une forte résistance de contact au voisinage des électrodes. Toutes les méthodes utilisées sont fondées sur la comparaison de la distribution du potentiel créé par l'envoi d'un certain courant avec ce que serait cette distribution dans un milieu homogène.

#### III. 2.2.1.1 Carte de potentiel

##### a. Principe

Les valeurs du potentiel sont mesurées à la surface du sol pour un certain arrangement de pôles d'envoi de courant. Ces valeurs sont reportées sur une carte. On trace alors les courbes équipotentiellles et l'on compare avec ce que l'on obtiendrait pour la même disposition d'électrodes en terrain homogène.

Pratiquement, on envoie le courant dans le sol par deux électrodes de signe contraire A (+) et B (-) assez éloignées et l'on mesure les différences de potentiel entre un point de référence M et un point mobile N. On peut aussi filer les équipotentiellles, c'est-à-dire par rapport au point de référence M bouger l'électrode N jusqu'à ce que la différence de potentiel entre MN soit nulle. Les deux électrodes seront alors sur la même équipotentielle.

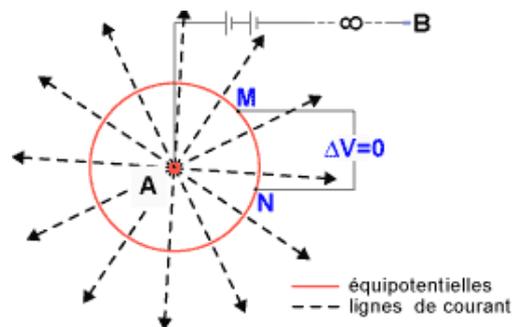
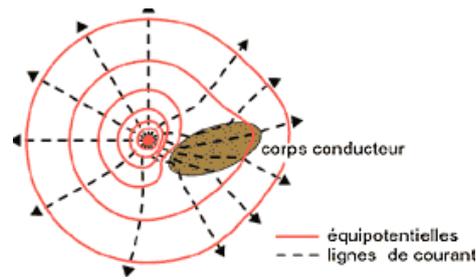


Figure III.10 Les équipotentiellles.

##### b. Les hétérogénéités

- **Corps conducteur**

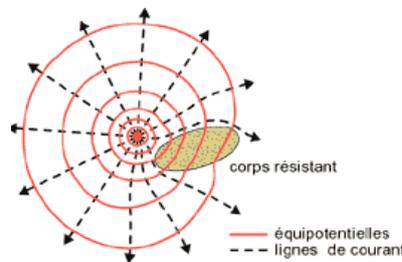
Lorsque l'on est en présence de variations plus ou moins locales de la résistivité, un corps conducteur par exemple va attirer et concentrer les lignes de courant. Les équipotentiellles, elles, seront repoussées par le conducteur.



**Figure III.11** Equipotentielles et filets de courant à proximité d'un corps conducteur

- **Corps résistant**

A l'inverse pour un corps résistant, les filets de courant auront tendance à contourner les obstacles résistants et les équipotentiels se resserreront au voisinage et à l'intérieur de ce corps.

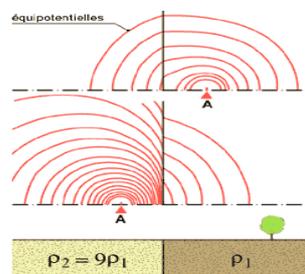


**Figure III.12** Equipotentielles et filets de courant à proximité d'un corps résistant

Malheureusement, les effets de ces hétérogénéités locales s'atténuent très rapidement avec la distance et deviennent difficiles à mettre en évidence dès que la distance est de l'ordre de grandeur des dimensions du corps perturbateur.

- **Faïlle**

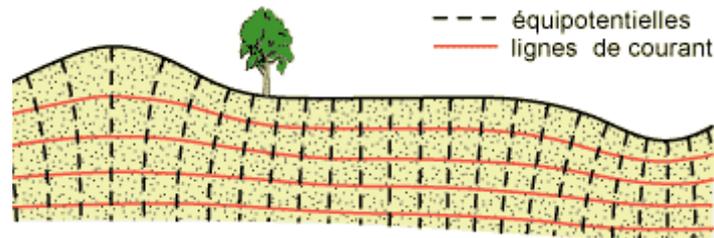
Cet exemple montre l'influence d'une faille sur le tracé des équipotentiels. On constate l'attraction exercée par le terrain résistant sur les courbes équipotentiels du terrain conducteur. On constate aussi que l'on obtient différentes cartes selon la position de l'électrode A.



**Figure III.13** Comportement des équipotentiels au contact de deux terrains

- **Relief**

Les accidents du relief perturbent la distribution des potentiels. Les équipotentiels seront plus resserrées au fond des vallées et plus écartées au sommet des montagnes. Cet effet, en général pas très marqué, peut devenir gênant dans les régions montagneuses. Il dépend aussi du contraste des résistivités. Par exemple, lorsque le terrain superficiel conducteur repose sur un bedrock très résistant, la presque totalité des filets de courant se trouve concentrée dans le conducteur et les moindres dénivellations auront alors un effet important.



**Figure III.14** Effet de la topographie en terrain homogène

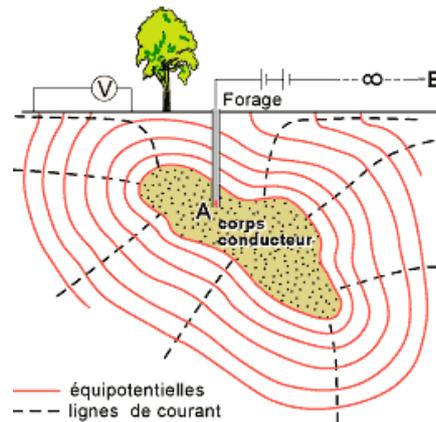
Au sujet des cartes de potentiel, nous pouvons tirer les conclusions suivantes :

- l'interprétation des cartes de potentiel est difficile
- les terrains qui avoisinent l'électrode jouent un rôle perturbateur parfois prédominant
- la profondeur d'investigation n'est pas constante
- la position du pôle d'envoi de courant joue un rôle important de sorte qu'il faut souvent faire plusieurs cartes pour la même région
- l'influence de la topographie n'est pas négligeable

### III. 2.2.1.2 La mise à la masse

#### a. Cas de gisement

La mise à la masse est une méthode que l'on peut considérer comme un cas particulier des mesures de potentiel. Dans ce cas l'électrode d'émission est remplacée par un gisement conducteur dans lequel on injecte le courant. L'ensemble du gisement joue alors plus ou moins le rôle d'électrode, toute sa surface se mettant sensiblement au même potentiel. Cette méthode est utilisée surtout en recherche minière.



**Figure III.15** Principe de mise à la masse

Il faut pour pouvoir faire de la mise à la masse :

- que la résistivité du conducteur soit très faible et très inférieure à celle de l'environnement
- que le conducteur soit continu
- que le conducteur soit atteignable par forage ou affleurement

Les corps conducteurs que l'on peut ainsi cartographier sont généralement les sulfures de cuivre, nickel et plomb.

Le courant tend à s'écouler uniformément depuis le corps conducteur dans les roches environnantes. Dans des conditions idéales il devrait y avoir un potentiel uniformément réparti à la surface du corps conducteur. En réalité cette répartition est modifiée par la forme du corps, son pendage et son contraste de résistivité avec l'encaissant. Plus le contraste est élevé plus la répartition du potentiel se fait uniformément à la surface du corps minéralisé. Lorsque le contraste diminue, la cartographie potentielle de la forme du corps est moins précise et, s'il n'existe aucun contraste, on retrouve une répartition de potentiel hémisphérique.

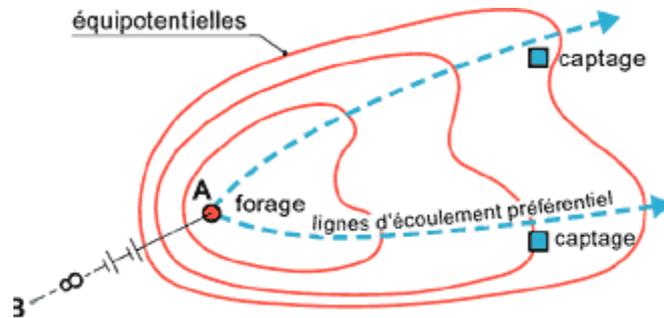
Lorsque deux corps minéralisés sont proches il peut y avoir un effet de fuite. Le courant passe du corps ou se trouve la source de courant dans le corps adjacent. Les voltages mesurés au-dessus du corps adjacent sont moins élevés.

Le pendage peut aussi être déterminé. Les forts voltages sont proches de la partie supérieure et les équipotentiellles s'écartent vers le pendage.

Si deux zones sont en contact, on n'aura pas la même réponse que si elles sont séparées. Notons aussi que la mise à-la-masse n'est pas un outil de reconnaissance puisqu'il faut déjà savoir où sont les conducteurs.

### b. En hydrogéologie

La méthode de la mise à la masse peut également être utilisée pour déterminer les *directions préférentielles de circulation dans l'aquifère*. Généralement la mise à la masse s'effectue directement dans le forage et l'aquifère est délimité par les équipotentiels ainsi créés.



**Figure III.16** Mise à la masse d'un aquifère sur le site de Prévondavaux (Suisse)

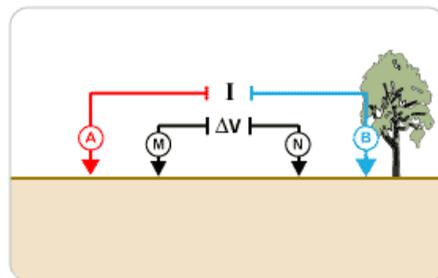
Cet exemple montre la mise à la masse d'un aquifère par l'intermédiaire d'un forage sur le site de *Prévondavaux*, en Suisse. Les équipotentiels obtenues indiquent les directions préférentielles d'écoulement, ce qui a permis l'implantation de deux captages.

### III.2.2.2 Les profils et les cartes de résistivités

#### III.2.2.2.1 La résistivité

L'établissement d'une carte de potentiel est une méthode longue et fastidieuse qui demande des corrections topographiques. D'autre part, il faut souvent établir plusieurs cartes pour différentes positions du pôle d'envoi de courant.

Finalement, l'idée est venue de déplacer solidairement les quatre électrodes AMNB, et d'effectuer ainsi des profils et des cartes de résistivité. Nous avons vu en effet que si l'on ferme un circuit d'intensité  $I$  à l'aide de deux électrodes A et B, on peut entre M et N mesurer la différence de potentiel créé par le passage du courant.



**Figure III.17** Arrangements des électrodes de courant et de potentiel  
(Schéma de la mise en œuvre)

### a. Mise en œuvre

Les dispositifs sont nombreux et variés, le quadripôle reste le plus répandu.

- **La source de courant**

On utilise généralement des piles sèches de 90 volt en série. Plus rarement une génératrice à essence couplée avec un redresseur ou une batterie de voiture. Avec les nouveaux appareils, 10 piles en série peuvent être utilisées.

- **Les électrodes d'émission A et B** Ces électrodes sont généralement constituées par des piquets d'acier inox.
- **Les électrodes de mesure de potentiel M et N**

La mesure de  $I$  ne pose pas en fait de réels problèmes, la mesure de  $\Delta V$  est plus délicate. En effet, dans le sol, M et N s'oxydent de façon différente et sont polarisées. On parle de *polarisation spontanée des électrodes*.

Pour limiter le plus possible le plus efficacement possible le phénomène de polarisation des électrodes, on choisit pour confectionner les électrodes des métaux chimiquement assez stables (cuivre, plomb). Cependant du fait de l'état d'oxydation différent sur la surface des deux électrodes une différence de potentiel apparaît entre M et N en l'absence de tout courant extérieur. Cette différence *doit être éliminée*. On utilise par exemple des électrodes impolarisables ou, le plus souvent, on compense ce potentiel parasite à l'aide d'une petite source de tension auxiliaire ajustable.

- **La mesure de la différence de potentiel  $\Delta V$**

Une fois cette compensation effectuée, on peut mesurer le  $\Delta V$  dû au passage du courant que l'on envoie entre A et B. Dans certains cas, le  $\Delta V$  devient trop petit pour être mesuré convenablement, on remédie à cette difficulté de la façon suivante:

- ✓ On augmente la sensibilité de l'appareil
- ✓ On augmente la distance entre M et N. En effet, sur le graphique de l'évolution du champ et du potentiel, on remarque qu'agrandir MN correspond à augmenter  $\Delta V$ .

Cependant, un MN très grand devient très réceptif à toutes sortes de courants **parasites** tels que:

- Une composante variable du réseau 50 hertz
- Une autre composante 16 hertz provenant des lignes de chemin de fer
- Des courants très variables dans le temps, non périodiques, dus à l'enclenchement de machines diverses ....

-Des courants dus à des phénomènes naturels, telluriques, foudre, etc..

- **Les électrodes d'émission:**

Les électrodes d'émission sont généralement constituées par des piquets d'acier. Nous avons vu que la résistance au passage du courant se localise au voisinage immédiat de l'électrode.

En effet, supposons une électrode métallique parfaitement conductrice, et calculons la résistance de contact de cette électrode :

$$dR = \rho \cdot \frac{dL}{S} = \rho \cdot \frac{dL}{2\pi L^2}$$

en intégrant :  $R = \frac{\rho}{2\pi} \int_r^L \frac{dL}{L^2} = \frac{\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{L} \right)$

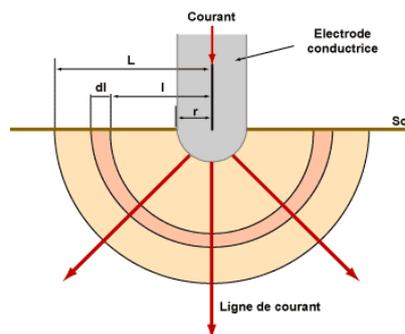
avec:

L = Distance au centre de l'électrode [m]

r = rayon de l'électrode [m]

R = résistance [ohm]

$\rho$  = résistivité du terrain environnant [ $\Omega \cdot m$ ]



**Figure III.18** Schéma de l'électrode

Admettons par exemple pour le terrain environnant une résistivité de 30 ohm.m. L'électrode est enfoncée de 1 m dans le sol et possède un rayon de 0,02 m. Dans ces conditions, nous obtenons une résistance de contact  $R = 234$  ohm.

Si le courant qui passe par ces électrodes A et B est trop faible on peut :

- soit changer l'électrode et en mettre une de plus gros diamètre
- soit l'enfoncer plus profondément
- soit diminuer la résistivité du terrain au voisinage de l'électrode, en versant de l'eau salée par exemple.

On comprend alors qu'il est nécessaire de mesurer le potentiel vers le tiers central du dispositif AB afin de s'affranchir de la résistance de contact (qui ne fournit pas d'information sur le sous-sol).

On utilise pour ce faire un appareil appelé potentiomètre.

### b. Technique de mesure

- **Le quadripôle de mesure**

Nous avons vu plus haut que la mesure de la résistance entre deux prises conduit à une impasse (on ne mesure alors que la résistance de contact). Il est donc nécessaire de séparer le circuit d'injection du circuit de mesure. On utilise pour cela quatre électrodes AMNB dans la pratique. Si l'on ferme un circuit d'intensité  $I$  à l'aide de deux électrodes A et B, on peut mesurer la différence de potentiel  $V$  créé par le passage du courant entre deux électrodes M et N. Comme nous l'avons vu, on doit mesurer ce  $V$  dans le tiers central du dispositif (sauf exception) afin de mesurer l'effet des structures profondes et non de l'environnement direct des électrodes.

- **Le calcul de la résistivité**

Ayant mesuré la différence de potentiel entre M et N et l'intensité du courant, il ne nous reste qu'à calculer la résistivité. Dans un milieu homogène de résistivité  $\rho$  avec deux pôles A et B, l'action conjuguée de A et B donnera :

le potentiel en M :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

$\rho$  = résistivité [ohm.m]

$V$  = potentiel [mV]

$I$  = intensité du courant [mA]

AB,... = distance entre les électrodes [m]

le potentiel en N :

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

La différence de potentiel entre M et N :

$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

La résistivité :

$$\rho = \frac{K \cdot dV}{I} \text{ avec } K = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

K = facteur géométriques. Pour un dispositif symétrique par rapport à O, milieu de AB, le facteur géométrique K vaut:

$$K = \pi \cdot \frac{AM \cdot AN}{MN}$$

Si le *sous-sol est homogène et isotrope*, avec un dispositif de ce type on obtiendra la *résistivité vraie*. Si par contre, le sous-sol est hétérogène, on mesurera la *résistivité apparente*, qui est fonction de la nature du sous-sol et de la dimension du dispositif utilisé.

On peut définir la résistivité apparente comme suit : c'est le rapport entre le potentiel que l'on obtient sur le terrain avec un dispositif donné et une intensité de courant donnée et celui que l'on obtiendrait avec le même dispositif et le même courant si l'on était sur un sous-sol homogène et isotrope de résistivité 1 ohm.m.

Les résultats que l'on obtient en maintenant constante la distance entre A, B, M, et N, l'ensemble se déplaçant le long d'un profil, servent à établir les profils et cartes de résistivité. Une carte de résistivité apparente dessinée à partir de plusieurs profils est une carte des anomalies relatives qui se rapporte à une longueur et une orientation sensiblement constante de tout le dispositif de mesure. En effet, à une longueur déterminée de AMNB correspond une profondeur d'investigation à peu près constante, donc à l'étude d'une tranche de terrain d'épaisseur et de largeur déterminées. Les dimensions du dispositif seront donc choisies en fonction du problème à traiter. Il est souvent nécessaire de dresser des cartes avec plusieurs longueurs de ligne pour pouvoir interpréter correctement les résultats.

### c. Les dispositifs utilisés

Pour l'établissement d'une carte de résistivité les dispositifs les plus variés peuvent être envisagés. Tout dispositif de mesure comporte en fait quatre électrodes, deux A et B, pour l'envoi de courant " circuit d'émission " et deux M et N, pour la mesure du potentiel  $\Delta V$  "circuit de mesure".

#### ✚ Les dipôles ou pôle – pôle A M N

Les électrodes B et N sont placées à l'infini, on ne s'occupe que de A et M. Ce dispositif est théoriquement simple puisque le potentiel mesuré en M est dû à A seul. Dans la pratique cependant ce dispositif est encombrant à cause de la longueur des câbles nécessaires pour rendre négligeable l'effet des électrodes placées à l'infini. Pour le dispositif pôle-pôle  $k=2\pi a$ .

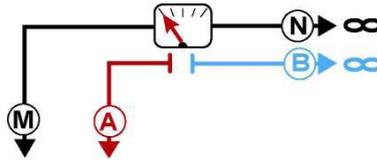


Figure III.19 Pôle – pôle ou Dipôles

#### ✚ Les tripôles ou pôle – dipôle

On ne rejette à l'infini (en théorie) qu'une des quatre électrodes, on obtient un tripôle AMN ou ABM. En vertu du principe de réciprocité, on peut théoriquement utiliser ABM ou AMN. En fait le dispositif avec MN très écarté est peu commode car l'influence des vagabonds et des telluriques devient prépondérante.

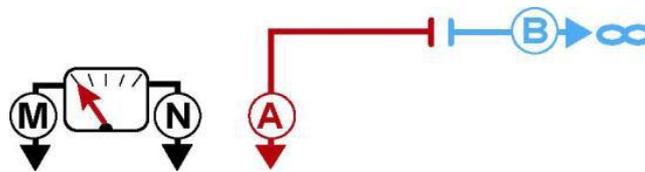


Figure III.20 Le tripôle

Le tripôle le plus courant est celui où les trois électrodes sont disposées sur une même ligne droite, A étant à l'extérieur de MN. De plus généralement, ou bien ces trois électrodes sont équidistantes, ou bien la distance MN est petite par rapport à AN.

On peut aussi, au lieu de rejeter B assez loin pour que son influence soit négligeable, le placer de manière qu'il crée le même potentiel en M et N. En milieu homogène, il suffit de le placer sur la **médiatrice** de MN. Ainsi, l'effet de B s'élimine des  $\Delta V$  mesurés. En pratique, il faut éloigner B suffisamment pour que les dissymétries introduites par la non-homogénéité du sous-sol puissent être négligées.

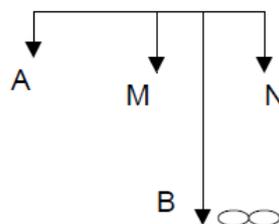


Figure III.21 Tripôle : l'électrode B est placée sur la médiatrice de MN, pour qu'elle devienne négligeable.

Les tripôles présentent l'intérêt de n'exiger que le déplacement de trois prises et moins de câble ce qui peut présenter parfois un certain avantage, cependant leur caractère dissymétrique leur fait en général préférer les quadripôles complets.

### ✚ Les quadripôles complets

Dans la plupart des quadripôles utilisés, les quatre électrodes sont disposées sur un même alignement. Les deux électrodes de mesure M et N sont le plus souvent à l'intérieur de l'intervalle AB et en général symétriques par rapport au milieu O de cet intervalle.

Parfois il peut être intéressant d'utiliser un dispositif dissymétrique, M et N étant beaucoup plus près de l'un des pôles d'envoi, l'influence du second pôle est alors très faible.

Les trois quadripôles les plus utilisés sont:

✚ **Le Wenner alpha:** toutes les électrodes sont équidistantes,  $AM = MN = NB = AB/3$

Si les quatre électrodes sont alignées et distantes d'un écart  $a$ , on aura  $K=2\pi a$

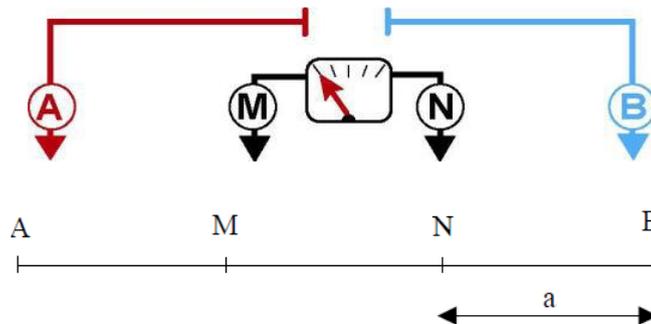


Figure III.22 Dispositif électrique Wenner alpha

Le dispositif Wenner présente l'avantage d'avoir une plus grande ligne MN ce qui facilite la mesure de  $\Delta V$ ; avec les voltmètres modernes cet avantage a perdu de son importance. De plus un grand MN est toujours beaucoup plus affecté par les parasites.

✚ **Le Schlumberger:** Les quatre électrodes sont alignées selon un dispositif symétrique. La distance MN est petite par rapport à AB.

En général  $MN < AB/5$ . Dans le cas du dispositif de Schlumberger MN est très petit par rapport à AB.; telle que :  $4 \leq AB/MN \leq 20$  ; Si  $OA = a$  et  $ON = b$  ; on aura :

$$K = \frac{\pi \cdot (a^2 - b^2)}{2b}$$

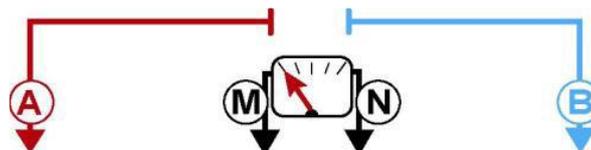


Figure III.23 Dispositif Schlumberger

✚ **Le dipôle-dipôle:** Le dipôle MN est en dehors du dipôle AB

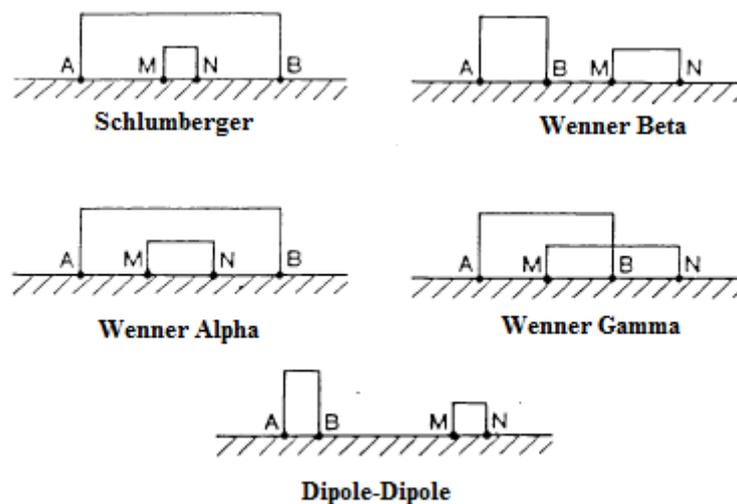


**Figure III.24** Dispositif dipôle-dipôle

Le dipôle-dipôle un dispositif où MN est à l'extérieur de AB. Ce dispositif est appelé "double dipôle". L'avantage de celui-ci est de n'exiger que des longueurs de câble beaucoup faibles pour une profondeur d'investigation donnée. Il nécessite cependant un appareillage très sensible, car si la profondeur d'investigation croît avec la distance entre A et B, le  $\Delta V$  que l'on mesure entre M et N décroît avec le cube de cette distance (dans un Schlumberger le  $\Delta V$  décroît avec le carré de cette distance).

Une des variantes des quadripôles alignés consiste à placer une des électrodes à l'intérieur de l'intervalle AB. Pratiquement, on utilise ce branchement avec un dispositif Wenner.

La comparaison obtenue avec les trois branchements, Wenner alpha, beta et gamma, permet de se rendre compte de l'influence de la zone proche de chacune des électrodes et peut faciliter l'interprétation.

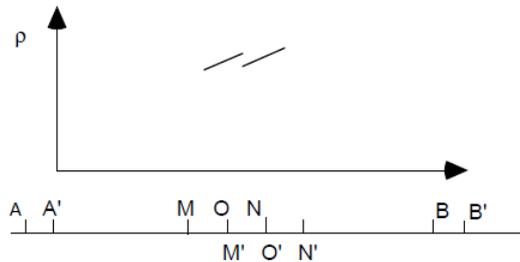


**Figure III.25** Les dispositifs électriques quadripôles

Ces trois quadripôles se différencient également par leur capacité à imager des structures horizontales verticales (mur). Un Wenner sera plus sensible à une variation verticale de la résistivité (bien adapté pour détecter des structures horizontales) alors qu'un dipôle-dipôle sera influencé par une variation horizontale de la résistivité (bien adapté pour détecter des structures verticales). Un Schlumberger présente un comportement intermédiaire. Ceci est surtout valable à grande distance des électrodes.

### ✚ Les multipôles

Il est possible d'ajouter une électrode supplémentaire de mesure de  $\Delta V$  en O milieu de MN. Ce dispositif s'appelle **le dispositif de LEE**.

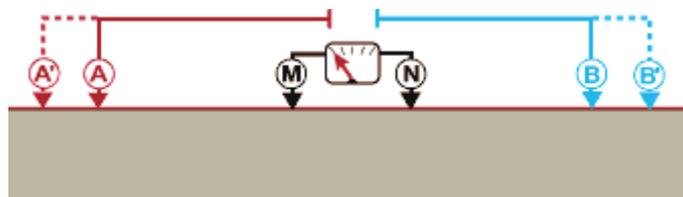


**Figure III.26** Dispositif électrique de Lee (multipôles)

On peut alors soit exécuter un traîné à répétition: On mesure  $\Delta V$  entre MO et ON, puis l'ensemble est décalé d'un bond égal à OM. Les résultats sont représentés au milieu des segments MO et ON, pour une position donnée de AB, on obtient deux points que l'on réunit par un segment de droite. La succession des segments de droite *montrera les effets du passage de AB sur les accidents*. On peut aussi inscrire la moyenne entre les mesures avant arrière.

### ✚ Le traîné multiple

Des mesures avec une seule longueur de ligne sont souvent insuffisantes, d'autant plus que leur profondeur d'investigation peut varier avec la succession des résistivités dans le sous-sol. Au lieu de refaire plusieurs fois les mesures, on peut employer des traînés simultanés à plusieurs longueurs de lignes. Un même MN sert successivement à la mesure de la différence de potentiel pour l'envoi de courant entre A' B' et AB. L'ensemble du dispositif est ensuite décalé le long du profil.



**Figure III.27** Le dispositif de traîné multiple

L'avantage de ce dispositif est qu'il permet de mieux distinguer *les à-coups-de-prise (des variations brusques de résistivités)*. Bien entendu, ces dispositifs multiples nécessitent l'emploi de câbles spéciaux à nombreux conducteurs.

**d. Profondeur d'investigation des dispositifs**

Quelque soit le dispositif employé, il est caractérisé par une certaine profondeur d'investigation et un certain pouvoir de résolution. Le tableau suivant donne pour quelques dispositifs les profondeurs d'investigation et le pouvoir de résolution. On remarque que pouvoir de résolution et profondeur d'investigation varient en sens inverse. Pour le dipôle-dipôle la profondeur d'investigation dépend de l'espacement entre les deux électrodes les plus externes.

Dispositifs		Prof. d'investigation		Pouvoir de résolution
		Roy (1971)	Barker (1989)	
Wenner		0.11L	0.17L	1/2.25
Schlumberger		0.125L	0.19L	1/2.45
Dipôle-Dipôle		0.195L	0.25L	1/3.45
Pôle-Pôle		0.35L		1/8.4

**Figure III.28** Profondeur d'investigation pour chaque dispositif (d'après ROY, 1971 et BARKER, 1989)

**e. Espacement des mesures**

Qu'il s'agisse de l'un ou l'autre de ces dispositifs, on déplace le tout suivant l'alignement des électrodes en traînant l'ensemble des câbles. L'intervalle entre les mesures successives dépendra de la précision avec laquelle on veut localiser les accidents. Il est en général égal à AB pour les études de reconnaissance, pour les études de précision on peut utiliser un pas de mesure égal à MN ce qui conduit à une exploration continue du profil. Le même travail est ensuite repris sur des profils parallèles et équidistants. Là encore, la distance entre profils dépendra de la précision, cette distance peut être supérieure ou égale à la distance entre mesures successives. **Le plus souvent, les profils auront été orientés normalement à la direction des structures étudiées.**

**III. 2.3 les cartes de résistivités apparentes**

Les résultats que l'on obtient en maintenant constante la distance entre A, B, M, et N, l'ensemble se déplaçant le long d'un profil, servent à établir les profils et cartes de résistivités apparentes. Comme on « traîne » un câble sur le terrain, on parle aussi de traîner électrique.

Quelque soit le dispositif utilisé ; on déplace le tout suivant l'alignement des électrodes en traînant l'ensemble des câbles, d'où le nom de traîné. *L'intervalle entre les mesures* successives dépendra de la précision avec laquelle on veut localiser les accidents :

- Il est en général *égal à AB* pour les *études de reconnaissance*.
- Pour les études de précision, on peut utiliser un pas de mesure égal à MN, ce qui conduit à une exploration continue du profil.

Le même travail est ensuite repris sur des profils parallèles et équidistants. Là encore, la distance entre profils dépendra de la précision, cette distance peut être supérieure ou égale à la distance entre mesures successives. Le plus souvent, les profils auront été *orientés normalement à la direction des accidents étudiés*.

Une carte de résistivité apparente dessinée à partir de plusieurs profils est une carte des anomalies relatives qui se rapporte à une longueur et à une orientation sensiblement constante de tout le dispositif de mesure. En effet, à une longueur de ligne déterminée de AMNB correspond une profondeur d'investigation à peu près constante, donc à l'étude d'une tranche de terrain d'épaisseur et de largeur déterminées. On sera sensible à des variations horizontales de la résistivité. Les dimensions du dispositif seront donc choisies en fonction du problème à traiter. Il est souvent nécessaire de dresser des cartes avec plusieurs longueurs de ligne pour pouvoir interpréter correctement les résultats.

Pour les dispositifs symétriques, on reporte au centre du dispositif la valeur de la résistivité apparente obtenue. Dans le cas des dispositifs dissymétriques, MN extérieurs par exemple, on convient de reporter les résultats à l'aplomb du milieu des électrodes MN. Cette convention est arbitraire.

Il est important de pouvoir, en tout temps, disposer des données brutes (voir feuille de données, avec la longueur de ligne, l'espacement des mesures, les valeurs mesurées). Dans le dossier on doit aussi trouver un plan de situation de l'étude avec l'échelle, les coordonnées, les renseignements topographiques,...

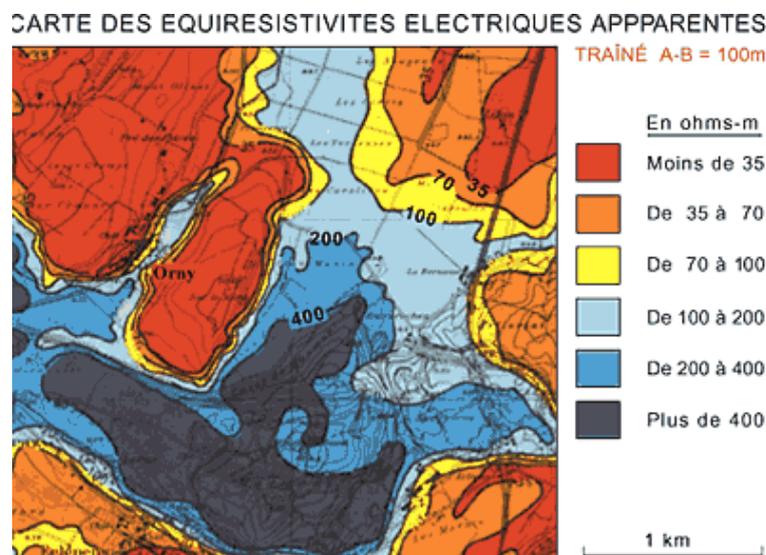


Figure III.29 Carte de résistivité apparente, pour AB = 100m

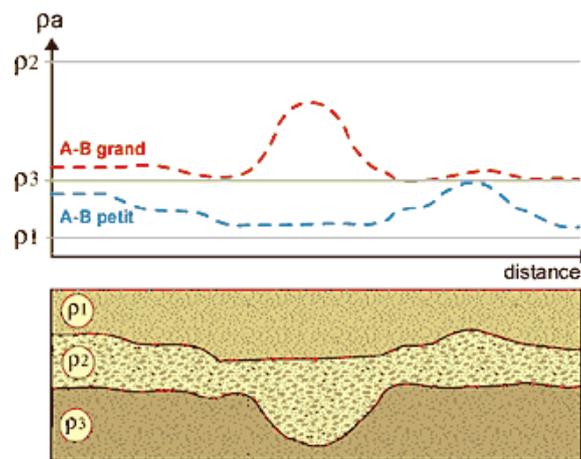
### III.2.3.1 L'interprétation des profils de résistivité

Pour l'interprétation des profils et des cartes de résistivité, plusieurs facteurs sont à considérer :

- les dimensions du dispositif et le type de dispositif

- les variations de l'épaisseur du premier terrain
- les variations de la résistivité du premier terrain
- les variations de la résistivité du deuxième terrain

Il y a souvent intérêt à établir pour la même région plusieurs cartes de résistivité avec des dispositifs AB de longueurs différentes, les plus petites faisant ressortir l'action des terrains superficiels, les autres plus grandes pour explorer le sous-sol plus profondément.



**Figure III.30** Variation des résistivités apparentes selon la longueur de la ligne d'émission AB (avec  $\rho_2 > \rho_1 < \rho_3$ )

La méthode de la carte de résistivité a eu, depuis le début de la prospection électrique, de très nombreuses applications et elle continue à être largement utilisée. Ses principaux avantages résident dans la rapidité de sa mise en œuvre et dans la simplicité de l'interprétation qualitative des résultats.

Les résistivités apparentes reflètent en effet les variations correspondantes à la distribution des résistivités vraies dans une tranche de terrain de profondeur assez bien déterminée et à peu près constante qui dépend de la longueur du dispositif. Elles rendent compte de *la variation de la résistivité dans le sens horizontal*.

Les cartes de résistivité présentent l'avantage de permettre une **exploration continue**, ce qui peut être très utile pour les études de détail comme la mise en évidence *des zones fracturées*. C'est une méthode très utile dans les **études de reconnaissance** ayant pour but de mettre en évidence des zones anomaliques qui seront ensuite étudiées plus en détail. Son utilité est aussi évidente quand il s'agit de localiser des **accidents ou des variations de faciès peu profonds: failles, poches conductrices, nature des alluvions ....**

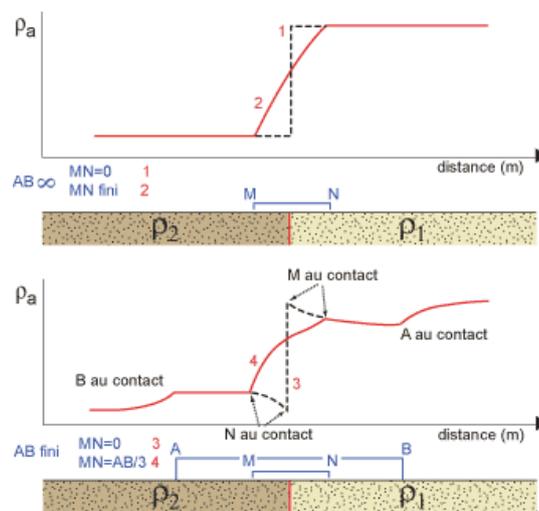
Cette méthode permet encore **d'interpoler les valeurs d'un paramètre**, résistivité ou profondeur, déterminées avec précision en un certain nombre de points isolés: forages, affleurements, sondages électriques.

Dans certains cas simples on peut même arriver à fournir des **cartes isobathes** comme par exemple le toit du bedrock (socle) sous une couverture à partir de deux longueurs de ligne différentes.

### III.2.3.1.1 Effet des structures

#### a. Effet d'un contact vertical

Voici le profil de résistivité apparente que l'on obtiendrait perpendiculairement à un contact vertical entre deux terrains de résistivité différente avec un AB très grand et un MN infiniment petit. Dans la pratique, les dimensions de AB et MN sont finies et l'allure de la courbe des résistivité apparentes se complique par *des variations brusques que l'on appelle des à-coups de prise*.



**Figure III.31** Profil de résistivité sur un contact vertical, avec à-coups-de-prise (d'après KUNETZ, 1966)

#### b. Effet d'une couche mince

L'effet des couches minces *dépend du pendage*. L'effet d'une **couche mince conductrice** est *maximum* si elle est *horizontale*, *presque nul* si cette couche est *verticale* (fracture conductrice). C'est l'inverse pour les couches minces *résistantes*, l'effet est alors *maximum* quand elles sont *verticales*.

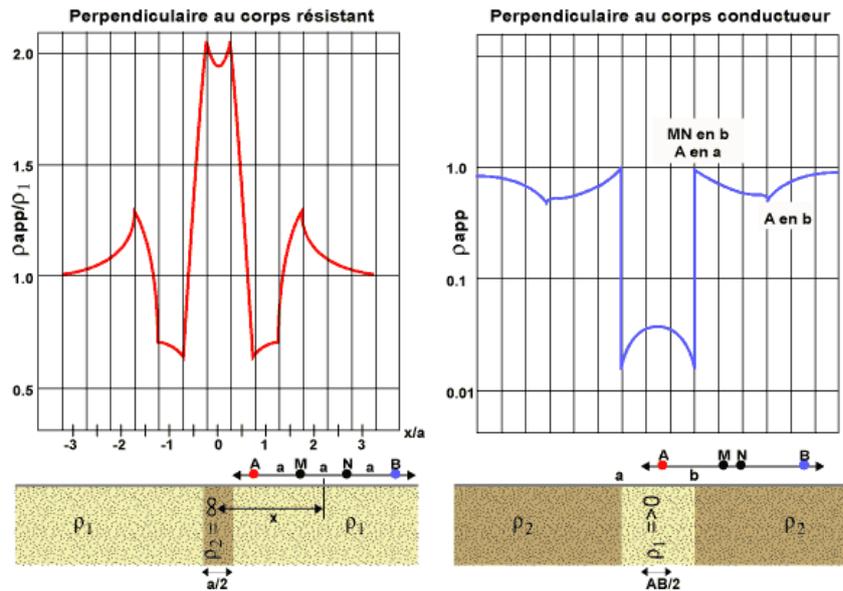


Figure III.32 Profil de résistivité sur une couche vertical, avec à-coups-de-prise

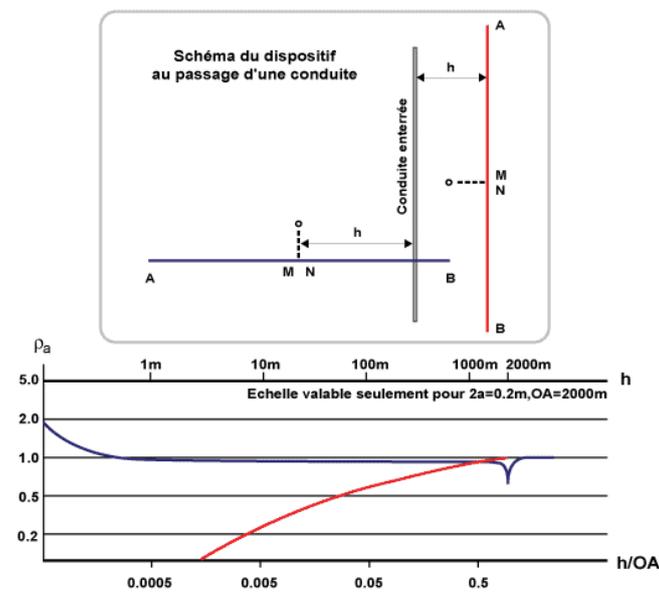


Figure III.33 Profil de résistivité sur une conduite horizontale perpendiculaire (bleu) et parallèle (rouge).

### III.2.4 Les sondages électriques

En principe, tous les dispositifs, dipôles, tripôles, quadripôles, etc. peuvent être utilisés pour exécuter des sondages électriques. Dans la pratique cependant, on n'utilise guère que les quadripôles symétriques, et le plus souvent le dispositif Schlumberger.

Lors de l'exécution d'un sondage électrique on recherche comment varie, en un point donné de la surface, la résistivité du sous-sol **à la verticale**. Pour cela on exécute en un même endroit une

succession de mesures, en augmentant chaque fois toutes les dimensions du dispositif et de ce fait la profondeur d'investigation qui leur est proportionnelle. On explore à cet endroit une tranche de terrain de plus en plus épaisse et l'on met ainsi en évidence les changements de constitution géologique **suivant la verticale**. Les mesures peuvent être réalisées avec les dispositifs classiques, Schlumberger, Wenner, dipôle-dipôle, etc.

On représente la résistivité apparente mesurée en fonction de l'espacement du dispositif sur du papier bilogarithmique. La courbe obtenue est appelée "**courbe de sondage électrique**". Diverses méthodes d'interprétation permettent de restituer à partir de cette courbe une coupe géoélectrique du sous-sol ou chaque formation sera définie par son épaisseur et sa résistivité vraie.

Cette méthode n'est applicable avec quelque rigueur que lorsque les terrains sont constitués de couches **horizontales uniformes latéralement**. En effet pour qu'un sondage électrique reflète les variations de la résistivité avec la profondeur il ne faut pas que les mesures soient affectées par des variations à l'horizontale. Il importe donc lors de l'exécution, de l'interprétation des sondages électriques d'éviter autant que faire se peut les variations à l'horizontale des résistivités. On voit trop souvent des sondages électriques qui donnent **des résultats aberrants** parce qu'ils ont été exécutés sur des terrains latéralement hétérogènes.

Des cartes de résistivité effectuées au préalable permettent de placer judicieusement les sondages électriques.

#### III.2.4.1 L'Abaque CH1

Les résultats du terrain peuvent être comparés grâce à l'abaque CH1 qui contient des courbes précalculées pour divers modèles (épaisseur et résistivité variables).

Dans le calcul de ces courbes théoriques, l'épaisseur  $h$  et la résistivité  $\rho_1$  de la première couche peuvent être considérées comme égales à l'unité. Cela élimine deux paramètres pour le calcul des courbes de sondage correspondant à un modèle donné. En résolvant l'équation générale du potentiel à la surface de deux terrains parallèles, homogènes et isotropes, on peut construire une série de courbes représentant la résistivité apparente. Par commodité, on représente  $\rho_a/\rho_1$  en fonction de  $OA/h_1$  pour différentes valeurs de  $\rho_2/\rho_1$  sur du papier bi logarithmique. On a la relation suivante :

$$\log \frac{\rho_a}{\rho_1} = f\left(\log \frac{OA}{h_1}\right)$$

avec :

$\rho_1$  = résistivité du 1er terrain [ohm.m]

$\rho_a$  = résistivité apparente des 2 terrains [ohm.m]

$f$  = fonction

$OA$  = longueur  $AB/2$  [m]

$h_1$  = épaisseur du 1er terrain [m]

L'ensemble de ces courbes porte le nom d'abaque CH1. Elles représentent  $\rho_a/\rho_1$  en fonction de  $OA/h_1$  pour différentes valeurs de  $\rho_2/\rho_1$  (avec  $OA = AB/2$ ). Ces courbes sont reportées sur une échelle bilogarithmique de même décade que le papier bilog. Chaque courbe de cet abaque correspond à la courbe d'un sondage électrique exécuté sur un sous-sol composé de deux terrains ou le premier terrain a une épaisseur et une résistivité unité.

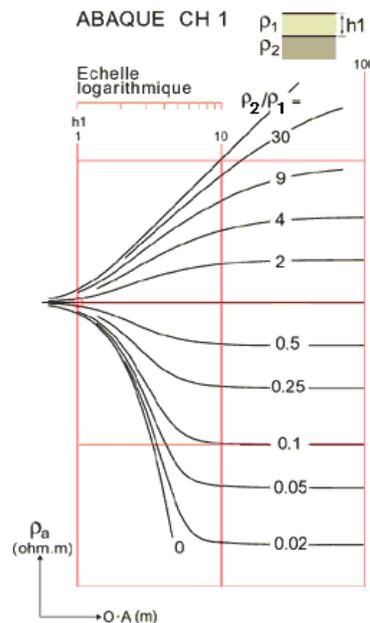


Figure III.34 L'abaque CH1

Rappelons qu'un sondage électrique est constitué par une suite de mesures de résistivités apparentes effectuées avec des lignes progressivement croissantes, le centre et la direction du dispositif restant fixes. La variation des résistivités apparentes obtenues est essentiellement due à la pénétration croissante du courant

### III.2.4.2 Les dispositifs

En principe, tous les dispositifs, dipôles, tripôles, quadripôles, etc. peuvent être utilisés pour exécuter des sondages électriques. Dans la pratique cependant, on n'utilise guère que les quadripôles symétriques, et le plus souvent le dispositif Schlumberger.

En pratique, la distance MN est maintenue fixe et aussi petite que possible pendant un certain nombre de mesures, cela allège le travail manuel et évite le nombre des "à-coups de prise".

Nous avons vu en effet que les hétérogénéités locales perturbent les mesures bien davantage quand passent à leur aplomb les électrodes MN qu'au passage des pôles AB. Il n'est cependant guère possible pratiquement de faire un sondage complet avec une seule position de MN, en effet pour les très grandes longueurs de ligne le  $\Delta V$  mesuré serait trop faible. On effectue alors ce que l'on appelle un débrayage.

*Exemple:* La mesure faite pour  $OA = 25\text{m}$ , c'est à dire  $AB = 50\text{m}$  avec  $MN = 1\text{m}$  est refaite sans déplacer les électrodes  $AB$  mais avec un  $MN$  plus grand (5 à 10 fois la longueur du précédent). Ici  $MN = 10\text{m}$ . On continue alors le sondage électrique avec le nouvel  $MN = 10\text{m}$ . Ces mesures appelées débrayages, effectuées avec le même  $AB$  pour deux  $MN$  successifs ont une grande importance, car elles permettent de voir et parfois de corriger les à-coups de prise dus aux changements de  $MN$ .

*Remarque :* La profondeur d'investigation dépend dans une certaine mesure de la distance  $AM$ , agrandir  $MN$  revient donc à diminuer quelque peu la profondeur d'investigation.

### III.2.4.2.1 Phénomène des `à-coup de prise et débrayage

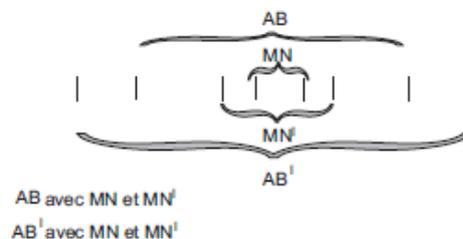
En pratique, la distance  $MN$  est maintenue **fixe** et aussi **petite que possible** pendant un certain nombre de mesures, cela allège le travail manuel et évite le nombre des " à-coups de prise ".

Le phénomène des "à-coup de prise" se produit lorsqu'une électrode d'injection se trouve en contact avec une petite masse très conductrice dans le sol. Le courant est alors canalisé par ce conducteur et on observe une brusque augmentation de  $\rho_a$ . Cela a une incidence sur les profils et sur les sondages. A mesure que l'on augmente l'écartement  $AB/2$ , le voltage mesuré à  $MN$  diminue, jusqu'au moment où on doit augmenter la distance  $MN$ . On effectue alors un *embrayage ou débrayage*. Si, en déplaçant les électrodes, on frappe un petit conducteur superficiel, il y a à-coups de prise et une discontinuité apparaît dans la courbe de sondage.

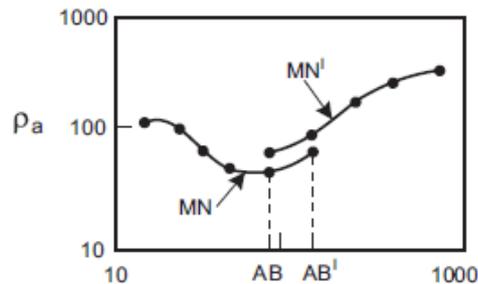
Nous avons vu en effet que les hétérogénéités locales perturbent les mesures bien davantage quand passent à leur aplomb les électrodes  $MN$  qu'au passage des pôles  $AB$ . Il n'est cependant guère possible pratiquement de faire un sondage complet avec une seule position de  $MN$ , en effet pour les très grandes longueurs de ligne le  $\Delta V$  mesuré serait trop faible. On effectue alors ce que l'on appelle un **débrayage**.

#### a. Précaution à prendre

Au point d'embrayage, on fait 4 mesures :  $AB$  avec  $MN$  et  $MN'$  et  $AB'$  avec  $MN$  et  $MN'$ .



**Figure III.35** Embrayage permettant d'identifier la présence d'à-coup de prise.



**Figure III.36** Courbe de résistivité présentant un `à-coup de prise.

Si les " à-coups de prise " AB sont en général moins intenses que ceux dus à MN (en particulier parce que A et B sont rarement sur un même accident local), ils sont en fait plus difficiles à éviter et à mettre en évidence. Ils peuvent parfois rendre difficile l'interprétation des sondages électriques et dans ce cas, il peut être utile d'effectuer avec le même point central O deux sondages électriques avec des directions perpendiculaires, sondages électriques dits en croix.

#### III.2.4.2.2 La représentation des résultats

Les résultats d'un sondage électrique sont représentés sous forme d'un diagramme où l'on porte en abscisse la demi longueur de AB, soit OA, et en ordonnée la valeur de la résistivité apparente correspondante. L'échelle employée est bilogarithmique, c'est-à-dire logarithmique sur les deux axes. Une telle échelle est utile à plusieurs points de vue:

Une telle échelle est utile à plusieurs points de vue :

- Elle conduit à un même écart graphique pour un même écart relatif des quantités représentées, or la précision des résultats en ce qui concerne aussi bien les profondeurs que les résistivités s'exprime bien plus en valeur relative.
- L'effet d'une structure diminue avec la profondeur à laquelle elle est située, et la précision avec laquelle on peut déterminer ses dimensions diminue également. Pour des problèmes à très faible profondeur, une précision inférieure au mètre peut être exigée, alors que lorsqu'il s'agit de situer un substratum à plusieurs centaines de mètres, la précision peut n'être que de dix mètres.
- De même en ce qui concerne la résistivité, on peut chercher à déterminer la résistivité des limons conducteurs à quelques ohm.m près, alors que cette précision est irréaliste dans des calcaires résistants de plusieurs milliers d'ohm.m.

L'échelle bilogarithmique possède d'autres avantages :

- Si l'on multiplie les épaisseurs d'un même facteur, la résistivité apparente ne change pas, la forme de la courbe ne change pas, les deux courbes se déduisent par simple translation parallèle à l'axe des abscisses.

- De même, si les résistivités sont multipliées par un même facteur, les courbes se déduisent cette fois par une translation parallèle à l'axe des ordonnées.

La forme de la courbe du sondage électrique ne dépend pas de la résistivité  $\rho_1$  et de l'épaisseur  $h_1$  du premier terrain pour autant que les rapports  $\rho_2/\rho_1$ ,  $\rho_n/\rho_1$  et  $h_2/h_1$ ,  $h_3/h_1$  ...  $h_n/h_1$  restent constants.

Les résultats du terrain peuvent être comparés avec des courbes pré calculées pour divers modèles (épaisseur et résistivité variable). D'autre part dans le calcul des courbes théoriques l'épaisseur  $h$  et la résistivité  $\rho$  de la première couche peuvent être considérées comme égale à l'unité ce qui élimine deux paramètres pour le calcul des courbes de sondage correspondant à un modèle donné.

### III.2.4.2.3 Interprétation des sondages électriques

#### a. Les paramètres géoélectriques

Une coupe *géologique* diffère d'une coupe *géoélectrique* quand les limites entre les couches géologiques ne coïncident pas avec les limites entre les différentes résistivités. Par exemple quand la salinité de l'eau d'un sable varie avec la profondeur on peut distinguer plusieurs couches **électriques** alors qu'il s'agit de la même **couche géologique**, par contre si de l'argile à 20 ohms.m repose sur de la molasse à 20 ohms.m on ne distinguera pas ces deux couches.

Une **couche électrique** peut être décrite à l'aide de deux paramètres fondamentaux, sa résistivité  $\rho_i$  et son épaisseur  $h_i$ , d'autres paramètres géoélectriques peuvent être obtenus à partir de ces deux paramètres fondamentaux ; ce sont :

- ✓ **La résistance transverse**  $T = h/\rho_t$  ;  $\rho_t$  = résistivité transversale
- ✓ **La conductance longitudinale**  $S = h/\rho_l$  ;  $\rho_l$  = résistivité longitudinale .Où  $h$  = épaisseur

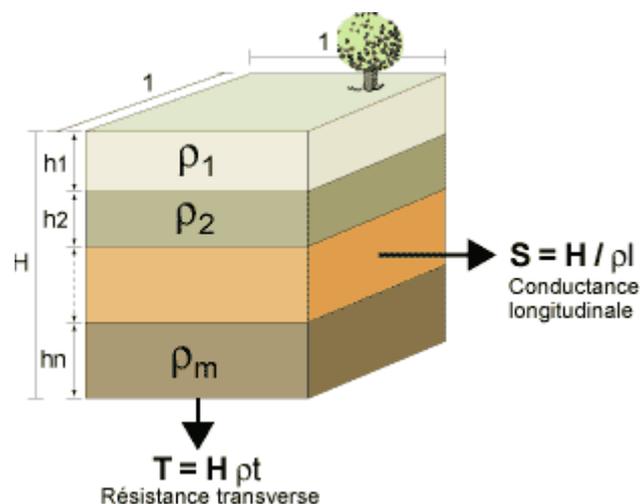


Figure III.37 Résistance transverse et conductance longitudinale

### b. Sondages paramétriques

Il est rarement possible d'aboutir à une interprétation quantitative de sondage électrique isolé. Ces sondages ne peuvent fournir que des indications qualitatives sur la nature des terrains. Ce n'est que l'étude comparative des traits communs et des déformations progressives d'un ensemble de sondages électriques qui permet d'aboutir à des données plus précises. Nous avons vu aussi que pour qu'un sondage électrique rende compte des variations de la résistivité avec la profondeur, il faut que celle-ci ne varie pas latéralement.

La meilleure approche consiste à établir une carte de résistivités avant d'implanter des sondages électriques dans les zones où il existe peu ou pas de variations latérales .

La détermination des valeurs absolues de  $h$  et  $\rho$  suppose d'autres circonstances favorables. La première chose à faire lorsque l'on désire implanter des sondages électriques dans une zone inconnue est un étalonnage. S'il existe dans la région à étudier des forages mécaniques assez profonds, ils peuvent fournir un étalonnage quantitatif des sondages électriques exécutés à leur emplacement. A défaut de forages des affleurements des principaux terrains en présence permettront d'effectuer un certain nombre de ces sondages d'étalonnage que l'on nomme "**sondages paramétriques**".

Ces sondages paramétriques permettront de déterminer les résistivités vraies des différents terrains en présence et faciliteront l'interprétation des autres sondages effectués dans la région dans la mesure où l'on peut admettre une certaine constance de faciès. Ces sondages paramétriques permettent d'autre part de **faire le choix de la longueur de ligne** à utiliser pour le traîné.

### c. Les différents types de sondages électriques.

La forme des courbes obtenues par sondage électrique au dessus de milieux stratifiés est une fonction de la résistivité, de l'épaisseur des couches et de la configuration du dispositif de mesure.

#### ✓ Milieu homogène et isotrope

Si le milieu est constitué d'une couche homogène, isotrope, d'épaisseur infinie et de résistivité finie, la résistivité apparente mesurée sera une ligne droite dont l'ordonnée est la résistivité  $\rho l$  de ce milieu.

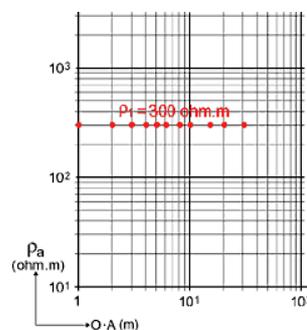


Figure III.38 Sondage électrique à une seule couche

✓ Milieu à deux couches

Si le sous-sol est composé de deux couches, une première couche d'épaisseur  $h1$  et de résistivité  $\rho1$  surmontant un substratum d'épaisseur infinie et de résistivité  $\rho2$ , alors le sondage électrique débute, pour les petits espacements, par une portion de ligne droite ou la résistivité apparente  $\rho_{app}$  est plus ou moins égale à la résistivité  $\rho1$  du premier terrain. Puis, à fur et à mesure que l'espacement augmente, la courbe monte ou descend selon que  $\rho2$  est plus grande ou plus petite que  $\rho1$  et finalement atteint une valeur asymptotique qui est celle de  $\rho2$ .

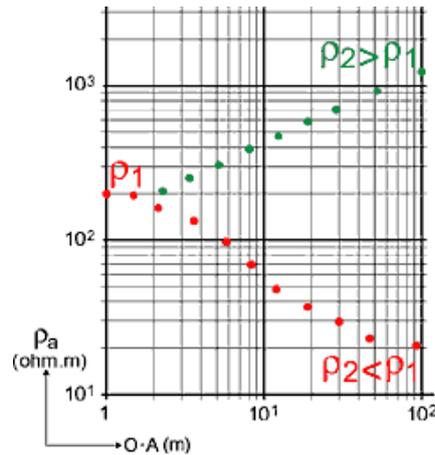


Figure III.39. Sondage électrique pour deux couches

L'espacement OA auquel on atteint la valeur de  $\rho2$  dépend de trois facteurs:

- ✓ L'épaisseur de  $h1$
- ✓ la valeur du rapport de résistivités
- ✓ le dispositif utilisé.

L'effet de l'épaisseur de  $h1$  est assez évident. Plus l'épaisseur du premier terrain est importante plus il faudra un grand espacement pour obtenir la résistivité du second terrain.

Cela est vrai pour n'importe quel dispositif et pour n'importe quel rapport de  $\rho2/\rho1$ . Cependant quel que soit le dispositif utilisé **il faut des OA plus grands pour atteindre  $\rho2$  quand  $\rho2$  est résistant ( $\rho2/\rho1 > 1$ ) que quand  $\rho2$  est conducteur ( $\rho2/\rho1 < 1$ ).**

Pour obtenir la résistivité vraie d'une couche située sous 2m de couverture il faudra utiliser  $AB = 50m$  (25 fois  $h1$ ) pour un conducteur et  $AB = 400m$  (200 fois  $h1$ ) pour un résistant. L'influence de la couche 2 se fait sentir bien avant ces longueurs heureusement et il n'est pas en pratique nécessaire d'atteindre toujours la valeur exacte de la deuxième résistivité.

### ✚ Interprétation des sondages électriques à deux terrains

Nous avons vu que l'avantage de l'emploi du papier bilog réside dans le fait qu'il suffit de translater les courbes. Ainsi, si notre sondage a pour résistivité  $\rho_1 = 10$  ohms.m, on translate la courbe théorique verticalement et si  $h_1 = 10$ m on translate la courbe horizontalement. L'interprétation des sondages électriques se fait donc par **simple superposition de l'abaque CH1** et du graphique obtenu sur le terrain sur papier bilog. Les valeurs ( $\rho_1$  et  $h_1$ ) lues sous **la croix à gauche de l'abaque CH 1** sont la résistivité et l'épaisseur du premier terrain, obtenues après une double translation à partir de l'abscisse 1 et de l'ordonnée 1. La valeur de  $\rho_2$  est la valeur atteinte par l'asymptote de la courbe choisie. On voit ici qu'il n'est pas toujours nécessaire de pousser les mesures pour avoir la valeur de  $\rho_2$ .

On arrive ainsi à une **précision de 5 à 10 %**. L'erreur commise lors de l'estimation de l'épaisseur du premier terrain sera d'autant plus grande que l'imprécision sur  $\rho_1$  sera élevée, il est donc important d'avoir suffisamment de mesures au début du sondage.

### ✚ .Interprétation des sondages à trois couches

Si le sous-sol est composé de trois couches de résistivité  $\rho_1, \rho_2, \rho_3$  et d'épaisseur  $h_1, h_2$  il y a alors quatre combinaisons possibles :

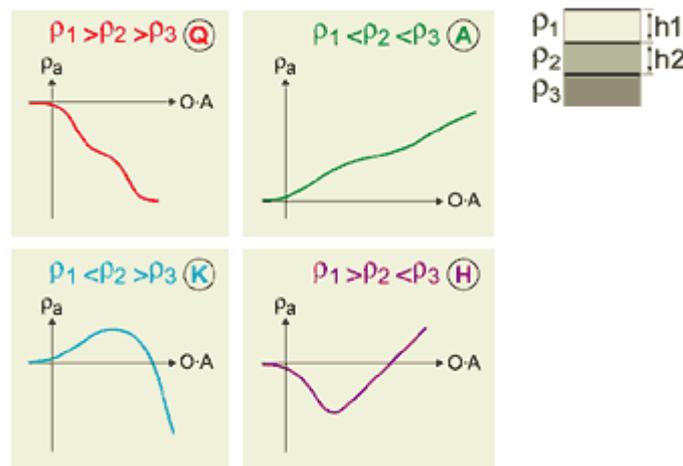


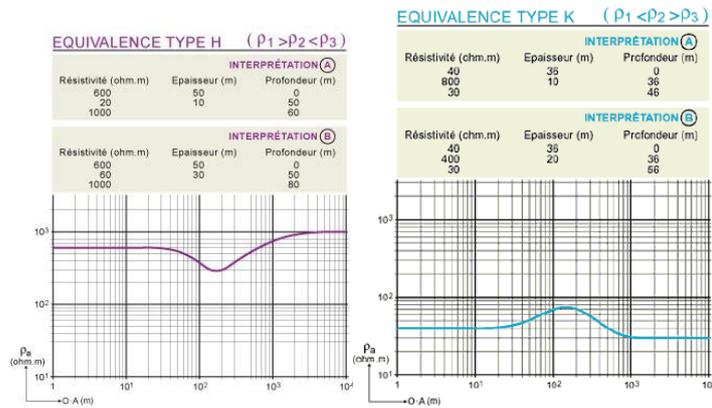
Figure III.40 Les 4 cas possibles d'un sondage à 3 couches

- **Le principe d'équivalence et de suppression**

Après avoir déterminé à quel type de courbe correspond notre sondage nous allons interpréter ce sondage pour déterminer la résistivité et l'épaisseur des trois couches. Dans le cas de couches horizontales, infinies latéralement, on démontre qu'à une succession donnée de résistivités et d'épaisseurs correspond un seul diagramme de sondage électrique bien défini, malheureusement l'inverse n'est pas vrai. Une courbe de sondage électrique peut correspondre à des répartitions très différentes des résistivités et des épaisseurs, ce qui peut conduire à une indétermination. Il y a plurivocité d'interprétation. Cette indétermination se manifeste sous deux formes particulières qui ont reçu le nom de principe d'équivalence et principe de suppression.

- **Le principe d'équivalence**

Le principe d'équivalence concerne des couches dont la résistivité est soit inférieure soit supérieure à celle des deux terrains entre lesquels elles sont comprises, soit des sondages de type H et K.



**Figure III.41** Exemple d'équivalence pour un sondage de type H et type K

Une couche conductrice comprise entre deux couches résistantes se fera connaître par sa conductance longitudinale, rapport de son épaisseur par sa résistivité ( $h/\rho$ ) sondage de type H. Tant que le rapport reste le même, le sondage reste inchangé. Les limites de validité de ce principe dépendent des caractéristiques de l'ensemble des couches en présence.

Prenons le cas d'un terrain résistant entre deux terrains plus conducteurs, sondage de type K. Le terrain 2 se manifestera par sa résistance transverse ( $h \cdot \rho$ ), produit de sa résistivité par son épaisseur. Tant que ce produit reste constant et dans certaines limites, le sondage électrique reste inchangé.

- **Le principe de suppression**

Le principe de suppression est également très important lors de l'interprétation des sondages électriques. Ce principe est relatif à des couches dont la résistivité est intermédiaire entre celle des couches encaissantes. De telles couches, tant qu'elles n'ont pas une épaisseur assez grande, ne modifient pas ou peu le diagramme de sondage électrique.

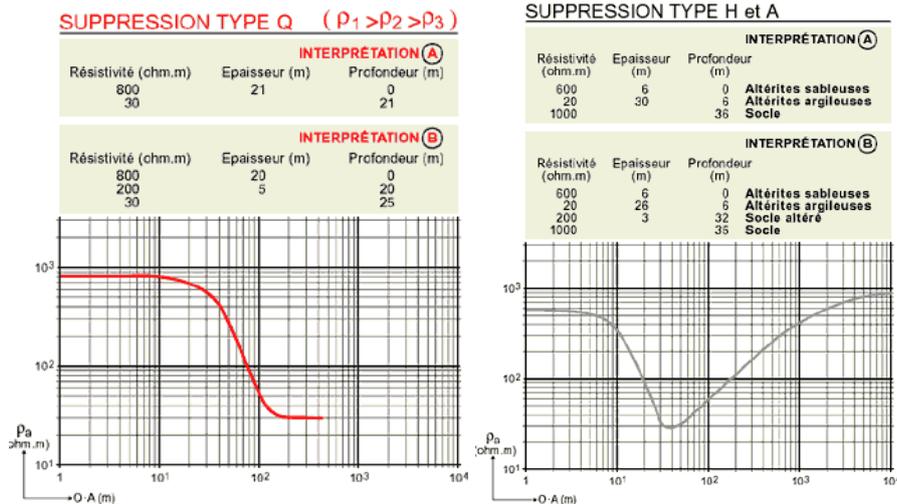


Figure III.42 Exemple de suppression pour un sondage de type Q et type H et A

Un cas par exemple pourrait être une couche d'alluvions sèches puis une couche d'alluvions humides les deux déposées sur un substratum; dans un tel cas, il devient impossible de déterminer la profondeur du substratum conducteur.

Dans l'exemple ci-dessus, on désirait mettre en évidence une zone de socle altéré aquifère reposant sur du socle sain. On constate que la couche recherchée possède une résistivité intermédiaire entre les couches encaissantes (socle et et altérites argileuses) et qu'elle ne modifie pas la courbe du sondage électrique.

Ces principes d'équivalence et de suppression s'appliquent également pour des sondages électriques à 4, 5, 6, ... couches.

**d. Les courbes LCD**

L'interprétation des sondages électriques à trois terrains peut se faire à partir des abaques CH1 en appliquant le principe de réduction.

L'idée du principe de réduction consiste à remplacer deux couches homogènes isotropes et parallèles par une seule couche équivalente électriquement. Cette couche fictive équivalente a pour résistivité  $\rho_f$  et pour épaisseur  $h_f$ .

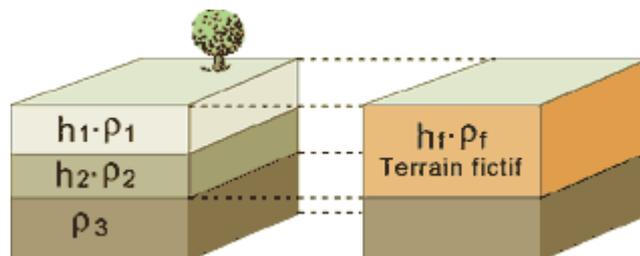


Figure III.43 Principe de réduction

Cette couche fictive aura :

- une résistance transverse de  $T = hf \cdot \rho_f = f (h_2/h_1, \rho_2/\rho_1) \cdot (T_1+T_2)$
- une conductance longitudinale de  $S = hf/\rho_f = g (h_2/h_1, \rho_2/\rho_1) \cdot (S_1+S_2)$

$f$  et  $g$  sont des fonctions déterminées empiriquement.  $h_1$ ,  $\rho_1$  et  $\rho_2$  sont déterminées en étudiant le début du sondage à l'aide de l'abaque CH1.  $hf$  et  $\rho_f$  dépendent donc encore de  $h_2$ . En exprimant  $hf$  et  $\rho_f$  en fonction de différents  $h_2$ , on obtient une famille de courbes LCD pour chaque valeur de  $h_1$ ,  $\rho_1$ ,  $\rho_2$ , et  $h_2$ .

A chaque type de sondage A, Q, H, et K correspond une famille de courbes LCD

Si le sous-sol est composé de trois couches de résistivité  $\rho_1$ ,  $\rho_2$ ,  $\rho_3$  et d'épaisseur  $h_1$ ,  $h_2$  il y a alors quatre combinaisons possibles :

- *Conducteur compris entre deux résistants, sondage de type H*
- *Résistant compris entre deux conducteurs, sondage de type K*
- *Résistivité qui augmente par palier, sondage de type A*
- *Résistivité qui diminue par palier, sondage de type Q*

#### L'interprétation

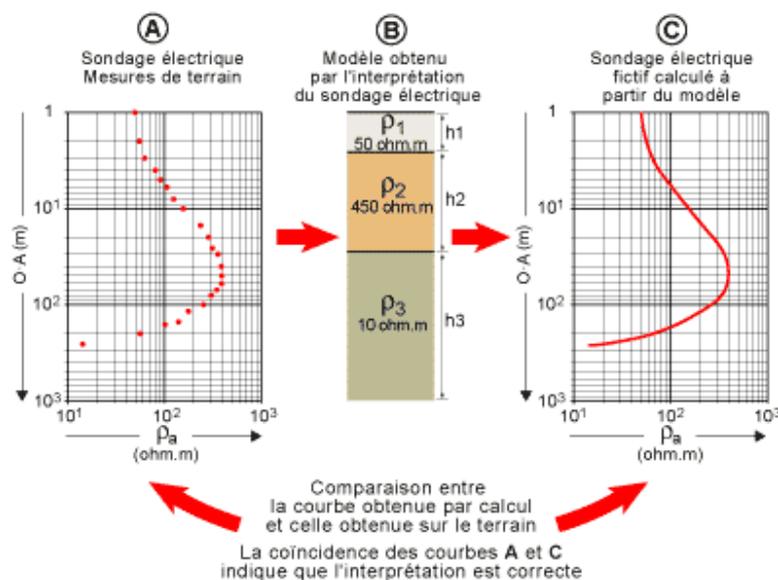
- L'interprétation d'un sondage à deux couches commence par comme le sondage à deux couches c'est-à-dire par simple superposition de l'Abaque CH1 sur le graphique bilogarithmique du terrain.
- L'opération consiste à faire correspondre des courbes de l'abaque CH1 avec celle obtenue sur la feuille de terrain :
  - L'épaisseur de la première couche est donnée par la projection de la croix de référence sur l'abscisse du diagramme bilogarithmique.
  - La résistivité du 2eme terrain est calculée grâce au rapport  $(\rho_2/\rho_1)$  atteint par l'asymptote de la courbe choisie.
- On choisit ensuite, la famille de courbes auxiliaires LCD correspondant au sondage étudié.
- On place l'origine de la courbe LCD correspondant au rapport  $(\rho_2/\rho_1)$  obtenu pendant la première étape sur la croix de référence de l'abaque CH1.
- On fait glisser l'abaque CH1 en maintenant sa croix de référence  $e$  sur la LCD jusqu'à ce qu'une courbe corresponde à la suite du sondage.

- La valeur de  $\rho_f$  corresponde à la projection de la nouvelle position de la croix de référence sur l'axe des ordonnées ; on a  $\rho_3/\rho_f$
- La résistivité de la 3<sup>ème</sup> ( $\rho_3$ ) couche est obtenue en multipliant  $\rho_f$  par la valeur du module de la courbe CH1 correspondante.
- Finalement l'épaisseur de la 2<sup>ème</sup> couche est calculée grâce au rapport  $h_2/h_1$  de la courbe LCD interceptant la croix de référence.

#### ✚ Vérification

L'interprétation n'est bonne que lorsque la courbe calculée pour le modèle coïncide avec la courbe de terrain qui a permis de déduire la succession des résistivités et des épaisseurs.

Il existe aussi des programmes qui permettent de faire une interprétation directe (inversion par itérations). Il suffit alors de rentrer dans l'ordinateur les données de terrain et le programme choisit lui même les couches qui permettent d'obtenir une courbe qui approche au mieux les points de mesure. Il faut toutefois au préalable contraindre le modèle en terme de résistivités et épaisseurs (données paramétriques, forages, ...). Sans contrainte, l'algorithme d'inversion ne cherche qu'à converger vers une erreur minimale entre les données de terrain et les données calculées sur son modèle, parfois au mépris de la pertinence géologique (couches infiniment conductrices ou trop fines). Ces programmes permettent également de tester les risques d'équivalence du modèle.



**Figure III.44** Interprétation grâce à l'informatique

Toutes les méthodes classiques d'interprétation des sondages électriques se fondent sur les deux hypothèses fondamentales suivantes :

- les résistivités du sous-sol varient de façon discontinue, à la verticale, sous le sondage

- les résistivités du sous-sol ne varient pas, ou fort peu, à l'horizontale dans la zone du sondage et cela sur une distance au moins égale à la longueur du sondage.

Il est indispensable que ces deux conditions soient remplies pour qu'un sondage électrique se prête à une interprétation correcte.

Lors de la première phase de la prospection, le géophysicien ne sait rien de la répartition des résistivités dans le sous-sol. Les sondages paramétriques sont indispensables, ils sont placés à proximité d'un forage mécanique, ou sur des affleurements. Ils permettent de se faire une idée des résistivités dans une région et ils permettent en outre de fixer les longueurs de ligne efficaces pour l'exécution de la deuxième phase.

C'est grâce aux cartes de résistivités établies lors de la deuxième phase que le géophysicien peut placer les sondages électriques de la troisième phase de façon optimum, c'est à dire, dans les zones intéressantes et de manière à ce que les résistivités varient le moins possible à l'horizontale.

## Chapitre IV : Diagraphie aquifère

### 1. Introduction

Lorsque l'on a repéré un réservoir potentiel souterrain par des méthodes de surface, géologiques et géophysiques, il faut en étudier les qualités. Les qualités qui conditionnent le rendement potentiel d'un réservoir, qu'il soit aquifère ou pétrolier, sont principalement :

- son volume,
- sa porosité,
- son taux de saturation,
- sa perméabilité,
- les différents fluides qu'il renferme (huile, gaz, eau).

La première approche consiste à faire des forages. Lorsqu'il s'agit de forages à but hydrogéologique ils sont le plus souvent carottés, par contre en prospection pétrolière il s'agit en général de forages destructifs.

#### 1.1. Le forage

Un forage est une cavité, approximativement tubulaire, ayant un diamètre nominal défini par l'outil de forage. Le diamètre peut varier énormément, on parle de forage petit diamètre pour des diamètres allant jusqu'à 250 mm puis de forages à gros diamètres.

Le forage est généralement rempli d'un fluide qui peut être de nature variable : boue à la bentonite, eau, mousse, boue à l'huile ou air.

Le fluide qui remplit le trou de forage a des rôles multiples qui sont :

- **Le nettoyage du trou**, les déblais (cuttings) sont remontés à la surface ou ils sont partiellement récupérés et étudiés par les géologues.
- **Le maintien des parois** du trou et des fluides contenus dans les formations. Le fluide exerce sur les formations une contre-pression. Cette contre-pression a bien évidemment une influence sur l'état des contraintes au voisinage du trou.
- **La lubrification et le refroidissement** des outils de forage.
- **La consolidation des parois** du forage en déposant en face des zones perméables un dépôt de boue que l'on appelle *mud-cake* ou *gâteau de boue*. Ce dernier finit par empêcher toute circulation de fluide entre le trou de forage et la formation.

Une boue ne peut jouer convenablement tous les rôles que nous avons énumérés que si elle est bien conditionnée, c'est-à-dire que si ses principales caractéristiques physiques et chimiques sont maintenues aux valeurs appropriées.

La reconnaissance des formations traversées par un sondage se fait tout d'abord en exploitant les informations obtenues au cours du forage. On enregistre les paramètres suivants : poussée sur l'outil, vitesse d'avancement, poussée des fluides de forage, examen des déblais, examen qualitatif et quantitatif de la boue, indices de gaz ou d'huile etc. Tous ces renseignements sont d'accès pratiquement direct. On appelle l'ensemble de ces enregistrements **les diagraphies instantanées**.

Mais on se heurte à un obstacle inévitable : la dispersion dans le temps et dans l'espace qu'impose le transit par la boue de tout échantillon venant du fond du trou, aggravée souvent par la contamination due à l'éboulement plus ou moins important des parois, il peut en résulter une grande confusion. Seul le carottage mécanique continu donne l'image exacte de la succession des couches géologiques et certaines de leurs caractéristiques physiques.

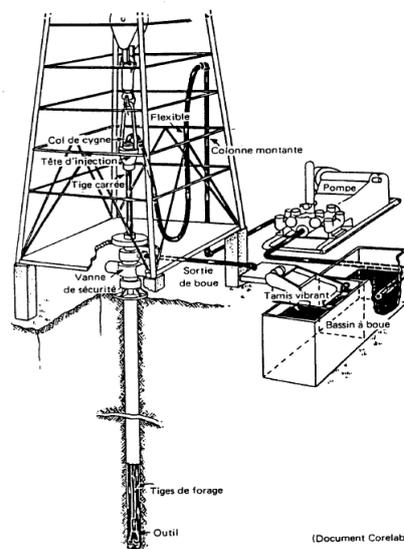


Figure1.IV Circulation de la boue

## 1.2. Les diagraphies

Pour pallier ces inconvénients est apparue, en 1927, la technique des enregistrements dans les forages. On parle de **diagraphies ou logging**.

### 1.2.1. Définition d'une diagraphie

Une diagraphie est un enregistrement continu des variations d'un paramètre physique en fonction de la profondeur.

Les diagraphies sont enregistrées lors d'un arrêt ou en fin de forage, et les paramètres mesurés ne sont accessibles qu'avec un certain retard sur l'exécution du forage d'où le nom de **diagraphies différées**.

Des outils, ou sondes, conçus dans ce but, sont descendus dans le trou de forage à l'extrémité d'un câble qui assure la liaison avec les instruments de surface commandant les opérations, et groupés soit dans un camion, soit dans une cabine fixe pour les forages en mer.

Il existe des relations étroites entre les paramètres physiques enregistrés et les paramètres géologiques.

Les diagraphies utilisées actuellement pour l'évaluation d'un puits sont les suivantes :

- **Diagraphies en cours de forage** : les mesures sont effectuées pendant l'opération de forage : (logging while drilling-LWD).
- **Diagraphie différées** : l'ensemble de tige de forage est retiré du trou de forage, afin que l'on puisse y descendre des sondes liées à l'extrémité d'un câble conducteur.
- **Diagraphie de production** : Le puits est mis en état de produire, ainsi des mesures d'autres paramètres physiques sont effectuées pendant la production et les sondes les sondes sont de dimensions réduites pour passer à travers le tubing de production (well testing).

### 1.2.2.L'invasion

D'une manière générale, la présence du fluide de forage est génératrice de perturbations. Dans le cas le plus général, les formations forées contiennent des fluides (eau et hydrocarbures) qu'il est important de maintenir en place afin d'éviter leur venue en surface. Pour cela, la boue de forage, en phase liquide, exerce une pression hydrostatique supérieure à la pression des formations et des fluides qu'elles contiennent.

Dans ces conditions, il se produit dans la formation une filtration de la phase liquide et des substances dissoutes : c'est *le filtrat*. Les particules dispersées, elles, s'accablent sur la paroi du trou, formant le dépôt de boue encore appelé "gâteau de boue" ou "*mud cake*". L'épaisseur du *mud cake* varie en général entre 1/8 et 1" (3 mm à 2.54 cm). Ce mud cake a une perméabilité faible et c'est lui qui conditionne en partie la filtration, petit à petit la filtration va diminuer puis stopper. Le filtrat, lui, envahit la formation, perturbe la répartition des fluides en place, et ses caractéristiques physiques contribuent à modifier celles des formations.

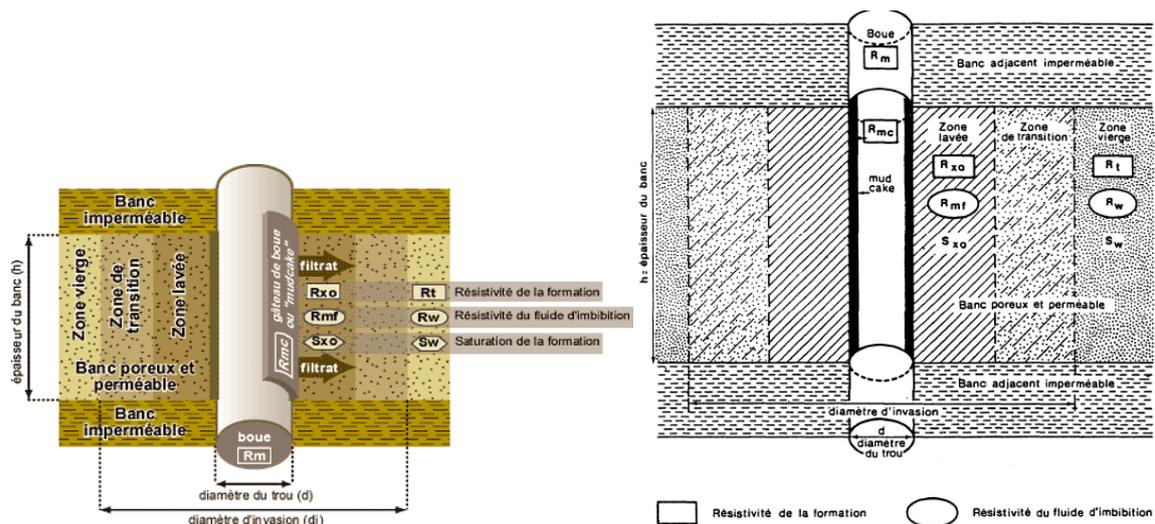


Figure 2. IV Représentation schématique de l'invasion

La figure 2. IV montre la représentation schématique de **l'invasion d'une formation** par le filtrat de boue :

- La boue de résistivité **Rm** remplit le trou de forage.
- La filtration a laissé un mud cake de résistivité **Rmc**.
- *Le filtrat de boue*, phase aqueuse de résistivité **Rmf**, a sur une certaine distance refoulé toute l'eau de formation créant la zone lavée. Cette zone a pour résistivité **Rxo**.

Puis la quantité de filtrat diminue jusqu'à ce que l'on retrouve dans la zone vierge la saturation complète des pores par l'eau de formation dont la résistivité **Rw** contribue à donner à la formation sa résistivité **Rt** (Fig. 2.IV).

La zone s'étendant de la paroi du trou jusqu'à la limite atteinte par le filtrat est la zone envahie de résistivité **Ri**, son extension est symbolisée par son diamètre **di**.

Les fluides de forage influencent de façon différente les formations contenant de l'eau ou des hydrocarbures.

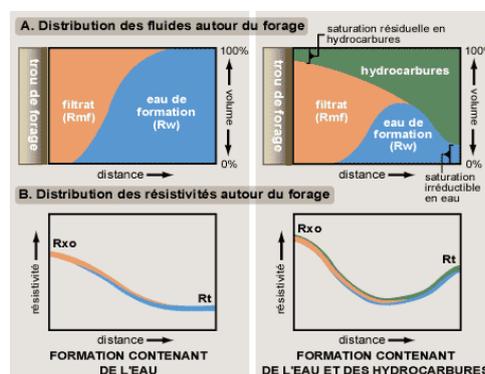


Figure 3.IV Invasion (avec ou sans hydrocarbures)

Lorsque la formation contient des hydrocarbures et de l'eau l'invasion prend une allure un peu différente. En raison des phénomènes capillaires, le filtrat de boue n'est pas en mesure de repousser la quantité totale d'hydrocarbures présente dans la formation. Dans la zone lavée, l'eau de formation et une partie seulement des hydrocarbures seront remplacée par le filtrat.

Puis, jusqu'à la limite de la zone envahie la quantité de filtrat diminue, l'eau et les hydrocarbures revenant progressivement à la saturation primitive que l'on retrouve dans la zone vierge, dont la résistivité est **Rt**.

La profondeur d'invasion est très variable, elle dépend de l'eau libre de la boue, de la différence de pression entre la colonne de boue et la formation, de la porosité etc. En général, plus la porosité est grande, plus la profondeur d'invasion est faible. C'est en effet le mud-cake qui règle la quantité d'eau qui peut pénétrer. Pour la même quantité d'eau,  $d_i$  sera plus petit si la porosité est forte.

Si l'on exprime  $d_i$  en fonction du diamètre  $d$  du sondage, on peut dire que pour les boues habituelles

$$d_i < 2d \text{ pour les sables très poreux.}$$

## 2. La résistivité

Parmi les paramètres mesurés par les outils de diagraphies il en est un qui intervient à maintes reprises: **la résistivité électrique des roches**.

La résistivité électrique des roches **R**, est dans la plupart des cas de type électrolytique, c'est-à-dire que les roches conduisent le courant électrique grâce au fluide qu'elles contiennent.

On peut dire que la résistivité électrique d'une roche dépend essentiellement :

- ✓ **de la qualité de l'électrolyte**, c'est à dire de la résistivité du fluide d'imbibition **R<sub>w</sub>** et, par conséquent, de la quantité de sels dissous,
- ✓ **de la quantité d'électrolyte** contenue dans l'unité de volume de la roche, c'est-à-dire de la porosité  $\phi$ ,
- ✓ **du mode de distribution de l'électrolyte**.

### 2.1. La qualité de l'électrolyte

La résistivité d'un électrolyte dépend de : sa teneur en ions, la mobilité des ions en solution. Or la mobilité varie, il en résulte que la résistivité d'une eau dépend non seulement de la quantité de sels dissous, mais encore de leur nature.

La quantité de sels en solution s'exprime en grammes par litre : 1 g/l = 1000 ppm, 1 mg/l = 1ppm.

Pour caractériser une eau on utilise souvent la notion de **salinité équivalente**. C'est la salinité en NaCl qui provoquerait une résistivité **égale** à celle de l'eau considérée.

La contribution d'un sel à la résistivité d'une solution dépend de la concentration de ce sel et de la salinité totale.

La résistivité d'un électrolyte dépend aussi de sa température.

### 2.2 La quantité et le mode de distribution de l'électrolyte.

Dans le cas d'une roche saturée, **Archie** a établi une relation expérimentale liant la résistivité de la roche, la porosité, le mode de distribution et la résistivité de l'électrolyte :

$$R_t = a. \phi^{-m} R_w \text{ (Equation 1.IV)}$$

**R<sub>t</sub>** = résistivité de la roche en ohms.m,

**R<sub>w</sub>** = résistivité de l'eau d'imbibition en ohms.m,

$\phi$  =porosité en %,

**m** = Facteur de cimentation, varie généralement entre 1.3 et 2.2,

**a** = facteur qui dépend de la lithologie et varie entre 0.6 et 2.

On a l'habitude de regrouper sous le terme facteur de formation **F** ce qui caractérise la structure de la roche :

$$F = a. \phi^{-m}$$

L'expression de la **loi d'Archie** pour une roche saturée en eau devient alors :

$$R_t = F. R_w$$

Ces relations expérimentales sont relativement rigoureuses lorsqu'il s'agit de formations **propres** c'est-à-dire dépourvues d'argile. En présence d'argile il faudra faire intervenir des corrections.

- *La résistivité des roches dans la zone lavée*

Dans la zone lavée la loi d'Archie s'écrit :

$$R_{x0} = F \cdot R_{mf} \text{ (Equation 2.IV)}$$

**R<sub>x0</sub>** = résistivité de la roche dans la zone lavée, **R<sub>mf</sub>** = résistivité du filtrat qui remplit les pores de la roche, **F** = Facteur de formation.

- *La résistivité des roches dans la zone vierge*

Dans la zone vierge la loi d'Archie s'écrit :

$$R_t = F \cdot R_w$$

**R<sub>t</sub>** = résistivité des roches dans la zone vierge, **R<sub>w</sub>** = résistivité de l'eau d'imbibition,

**F** = Facteur

En général on utilise pour l'exécution des forages de l'eau prélevée dans les rivières voisines, cette eau est très généralement **plus résistante** que l'eau de formation qui imbibe les roches forées.

On peut alors écrire :

**R<sub>mf</sub> > R<sub>w</sub> ce qui entraîne R<sub>x0</sub> > R<sub>t</sub>**

### 2.3 La saturation

Lorsqu'une partie des pores de la roche est remplie par des hydrocarbures, gaz ou huile de résistivité infinie ou air ou polluants, cela va modifier la résistivité. **Archie** a établi une formule très largement utilisée :

$$S_w = \sqrt[n]{\frac{R_0}{R_t}} \text{ et } S_w = \sqrt[n]{\frac{R_{x0}}{R_0}} \text{ (Equation 3.IV)}$$

**R<sub>0</sub>**, résistivité de la roche dans la zone saturée en eau,

**R<sub>t</sub>**, résistivité de la roche dans la zone sous-saturée.

**R<sub>x0</sub>**, résistivité de la roche dans la zone saturée en eau de la zone envahie,

**R<sub>x</sub>**, résistivité de la roche dans la zone sous-saturée de la zone envahie.

Formule que l'on peut aussi écrire :  $S_w^{-n} = \frac{R_0}{R_t}$

En général  $n = 2$  pour la plupart des roches meubles, on obtient alors pour la zone

$$\text{vierge : } R_t = R_w \cdot a \cdot \phi^{-m} \cdot S_w^{-n}$$

$$\text{Et pour la zone lavée : } R_{x0} = R_{mf} \cdot a \cdot \phi^{-m} \cdot S_{x0}^{-n} \text{ (Equation 4.IV)}$$

Avec :

**S<sub>x0</sub>** = saturation en filtrat et

**S<sub>w</sub>** = saturation en eau.

Pour des réservoirs pétroliers on définit aussi **Shc** = saturation en hydrocarbures dans la zone vierge et **Shr** = saturation en hydrocarbures résiduels dans la zone lavée.

**S<sub>x0</sub> + Shr** = 1 dans la zone lavée et **S<sub>w</sub> + Shc** = 1 dans la zone vierge.

Il résulte de ce que nous venons de voir que les résistivités électriques mesurées dépendent pour une part des conditions géologiques naturelles et pour une part de l'action des fluides de forage.

La boue et son filtrat sont pris en compte dans la plupart des mesures. L'invasion de la zone lavée ajoute aux déductions que l'on peut tirer de nos mesures.

Lors des interprétations quantitatives, il ne faut pas oublier de ramener les diverses résistivités **R<sub>m</sub>**, **R<sub>mf</sub>**, **R<sub>mc</sub>**, **R<sub>t</sub>**, etc. à la température de la formation considérée.

### 3. Le Log PS (La polarisation spontanée)

Le log P.S. ou log de polarisation spontanée (P.S. en anglais), enregistre des différences de potentiel électrique dues à des causes naturelles. Ces différences sont mesurées entre une électrode de référence fixe, placée en surface, et une électrode mobile qui parcourt toute la longueur du forage.

Le log P.S. permet :

- de mettre en évidence les bancs poreux et perméables,
- de localiser certains niveaux imperméables,
- de calculer le pourcentage d'argile contenu dans la roche réservoir,
- de calculer la résistivité de l'eau d'imbibition **R<sub>w</sub>**, ce qui permet d'obtenir la salinité et donc la qualité chimique de cette eau.

#### 3.1 Le paramètre enregistré

##### 3.1.1 Origine de la P.S.

Le liquide employé lors de l'exécution d'un forage (eau, boue, air, etc.) diffère presque toujours chimiquement de l'eau renfermée dans les formations traversées.

C'est la mise en contact de ces fluides dissemblables qui provoque l'apparition de potentiels naturels (Fig. 4.IV).

##### a. Le potentiel de membrane

Considérons une formation poreuse et perméable, contenant un électrolyte **R<sub>w</sub>**, cette formation est limitée en haut comme en bas par des argiles jouant le rôle de membrane.

Lorsque cet ensemble est traversé par le forage, l'électrolyte naturel est mis en présence du filtrat de résistivité **R<sub>mf</sub>**.

Généralement l'eau de la formation est plus saline que la boue de forage, de ce fait  $R_{mf} > R_w$ . Les argiles en présence de deux fluides de salinités différentes se comportent comme une membrane cationique, c'est à dire qu'elles laissent passer librement les cations  $Na^+$ , mais sont imperméables aux anions  $Cl^-$ .

L'ensemble constitue une pile de concentration dont le pôle positif correspond à la formation la moins saline, le filtrat dans cet exemple. Une telle pile donne naissance à une force électromotrice **Em**.

On appelle le potentiel ainsi créé **potentiel de membrane, shale potentiel**.

Lorsqu'il s'agit de solutions de NaCl, ce potentiel est relié à la résistivité des solutions par la relation :

$$E_m = -K_1 \text{Log.} \sqrt{\frac{R_{mf}}{R_w}} \text{ (Equation 5.IV)}$$

$K_1 = 59 \text{ mV}$  pour des solutions de NaCl à  $25^\circ \text{C}$ .

### b. Le potentiel de jonction liquide

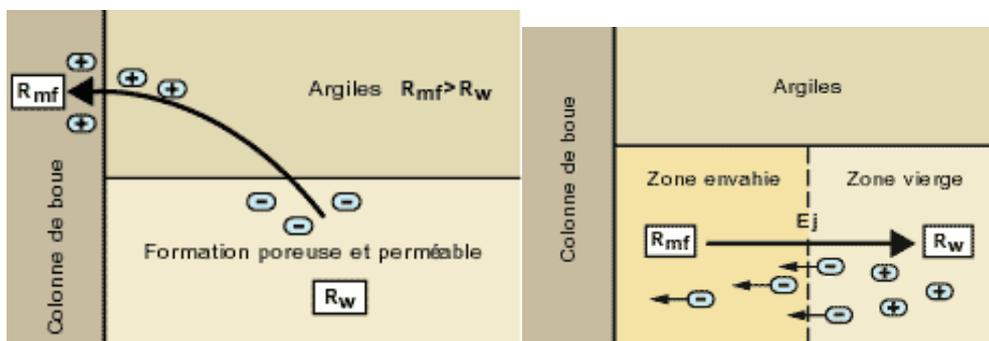
Une autre force électromotrice naturelle apparaît dans les forages. Elle est associée au potentiel de jonction liquide qui prend naissance là où le filtrat et l'eau de formation sont en contact direct, c'est à dire à la limite de la zone envahie.

En effet, lorsque deux solutions de salinités différentes sont en présence, on peut montrer qu'une **force électromotrice de jonction liquide** va apparaître entre ces deux solutions si la mobilité des anions et des cations n'est pas identique.

Dans le cas d'une solution de NaCl, la mobilité des anions est supérieure à celle des cations. Il en résulte un flux de charges négatives vers la solution la moins concentrée (la boue en général) et la création d'une force électromotrice qui vient s'ajouter à celle associée aux membranes argileuses.

$$E_j = -K_2 \text{Log.} \sqrt{\frac{R_{mf}}{R_w}} \text{ (Equation 6.IV)}$$

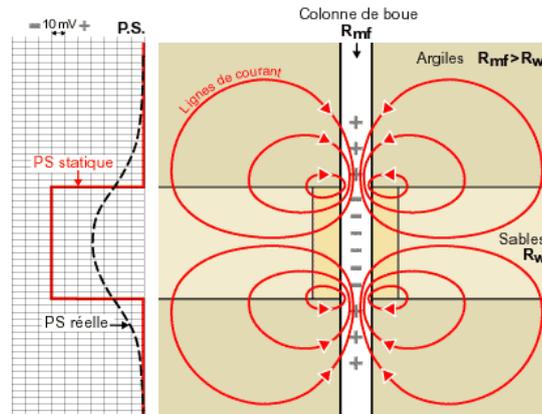
$K_2 = 11.6 \text{ mV}$  pour des solutions de NaCl à  $25^\circ \text{C}$ .



Le potentiel de membrane Le potentiel de jonction liquide

**Figure 4.IV** Origine de la polarisation spontanée.

Finalement, on arrive au schéma suivant avec un **potentiel positif** en face des formations argileuses et un potentiel **négalif** en face de la formation poreuse et perméable (Fig. 5.IV), le circuit se fermant par la boue (on suppose que la boue est moins saline que l'eau de formation et que par conséquent  $R_{mf} > R_w$ ).



**Figure 5.IV** Distribution schématique des courants de PS  
(la courbe en traits tillés correspond à l'enregistrement réel alors que la courbe en traits pleins représente le voltage théorique appelé P.S. statique ou P.S.S.)

La courbe en traits tirés correspond à l'enregistrement réel alors que la courbe en traits pleins représente le voltage théorique appelé P.S. statique (P.S.S.).

En réalité le voltage enregistré est presque toujours inférieur à la **P.S.S.** Cette dernière peut être calculée de la façon suivante :

$$\text{Valeur de la déflexion } P.S. [mV] = -K \cdot \log \left( \frac{R_{mfe}}{R_{we}} \right) \text{ (Equation 7.IV)}$$

**Rmfe** = résistivité équivalente du filtrat, c'est à dire la résistivité qu'aurait le filtrat s'il n'y avait que du NaCl en solution.

**Rwe** = résistivité équivalente de l'eau de formation.

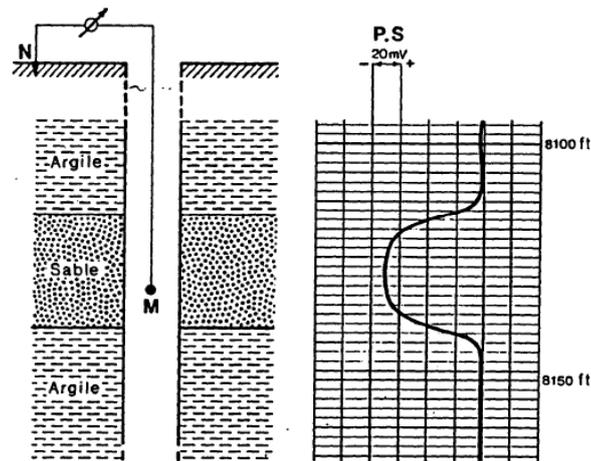
**K** = constante qui tient compte de la température.

$$K = 0.133 \cdot T(^{\circ}F) + 61$$

## 3.2 La mesure

### 3.2.1 La mise en œuvre

On mesure à l'aide d'un voltmètre la différence de potentiel entre deux électrodes, l'une mobile dans le trou et l'autre fixe en surface (Fig. 6.IV).



**Figure 6.IV** Principe de mesure de la PS

Le zéro est arbitraire, il s'agit de valeurs relatives.

L'échelle est donnée en millivolts par division, par convention, le positif est toujours à droite et le négatif à gauche.

Le log P.S. ne peut être enregistré que dans les forages contenant un liquide conducteur en contact avec les parois du trou.

### 3.2.2 Facteurs parasites

Divers facteurs parasites peuvent affecter les mesures, ce sont :

#### a. La nature des électrodes

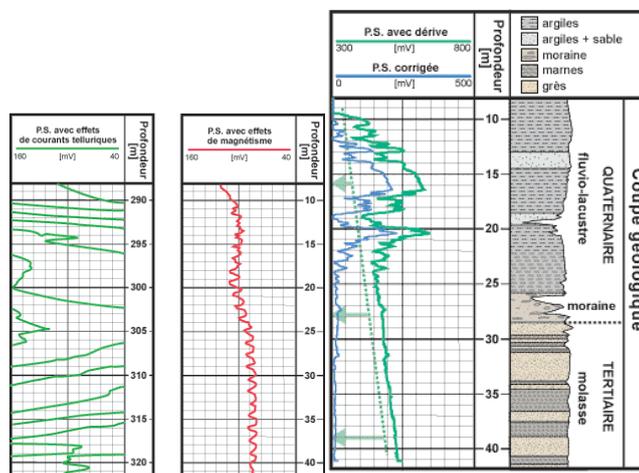
On sait que des électrodes métalliques plongées dans un liquide se chargent d'un potentiel caractéristique du métal utilisé. Les mesures P.S. portent sur des valeurs relatives et non absolues; la grandeur du potentiel d'électrode importe peu, pourvu qu'il demeure stable. Il faut donc choisir un métal atteignant très rapidement son équilibre électrochimique. Le plomb est généralement utilisé pour construire les électrodes.

#### b. Les courants parasites (Fig. 7.IV)

Où que l'on soit, on peut observer des courants électriques faibles et variables parcourant le sous-sol. Il s'agit des courants telluriques (Le courant tellurique est un courant électrique qui circule dans la croûte terrestre liés à l'activité solaire. Ce courant a une origine naturelle :

- \*variations du champ magnétique terrestre ;
- \*phénomènes d'ionisation dans la haute atmosphère dus au rayonnement solaire ;
- \*déplacement de fluides conducteurs dans le champ magnétique (magnétohydrodynamique).

La majorité des courants telluriques sont directement liés à l'ensoleillement, ils disparaissent presque complètement pendant la nuit, un phénomène qui se traduit par une nette amélioration nocturne de la réception des radios émettant dans la gamme des ondes moyennes. A ces courants naturels s'ajoutent dans les pays industrialisés des courants d'origine industrielle. Ces courants font apparaître sur le log P.S. des potentiels parasites qui peuvent le rendre inutilisable.



**Figure 7.IV** A gauche, exemple de perturbations sur un enregistrement P.S. Effet des courants parasites et effet du magnétisme sur le câble. A droite, exemple de dérive de référence en P.S. dans un forage sur le site de l'EPFL, Suisse.

On peut évaluer l'importance des courants parasites en laissant la sonde immobile au fond du trou. La présence de vagabonds gênants se manifeste par des variations rapides et de grande amplitude. Dans ce cas, le log n'est pas significatif et les variations de potentiel lues sur l'enregistrement ne sont pas liées aux seules causes géologiques. Il vaut mieux abandonner cette diagraphie.

### c. La dérive de la référence

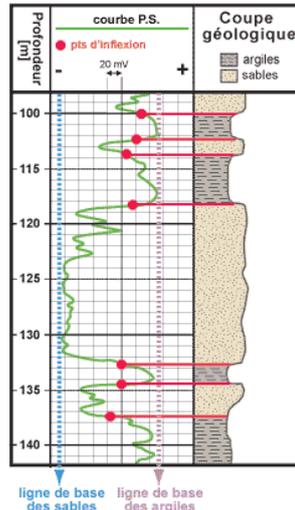
Il peut se faire qu'au cours du temps les conditions autour de la référence changent, on voit apparaître alors une dérive des mesures qui, se surimposant au log P.S., rend l'interprétation difficile. Pour contrôler la stabilité relative des deux électrodes on peut, par exemple, avant l'enregistrement, immobiliser la sonde au fond du trou et observer l'enregistreur. Si la valeur mesurée n'est pas stable, il est indispensable d'améliorer la référence.

La dérive de la ligne de base est souvent provoquée par des modifications de l'électrode de référence. Un manque d'homogénéité de la boue peut provoquer des effets similaires. Parfois le changement de la ligne de base peut être imputé à des variations géologiques, soit une variation de la salinité de l'électrolyte saturant les roches, soit un changement des propriétés des argiles

### 3.4 Interprétation qualitative

La figure suivante représente un log P.S. enregistré dans une série de sables et d'argiles.

On peut observer, c'est le cas le plus général, qu'en face des couches d'argiles les potentiels restent plus ou moins constants. L'enregistrement s'approche d'une droite. Celle-ci est appelée *shale base line* ou *ligne de base des argiles* (Fig. 8.IV).



**Figure 8.IV** Interprétation classique d'une courbe P.S.

Dans une série de sables argileux En face des bancs poreux perméables, la courbe montre une forte déflexion vers la gauche.

Lorsque ces bancs sont assez épais, il est possible de tracer **la ligne de base des sables, sand line**. La limite des bancs est à l'inflexion de la courbe.

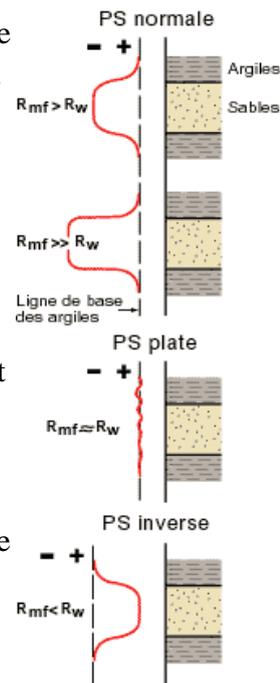
#### 3.4.1 Facteurs influençant la forme et l'amplitude des déflexions P.S.

La forme et l'amplitude des déflexions P.S. peuvent être influencées par différents facteurs qui sont :

##### a. Influence de la salinité des fluides en présence :

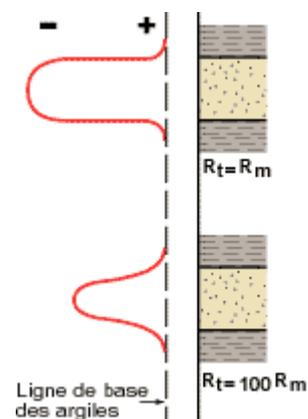
La figure suivante représente un log P.S. enregistré dans une série de sables et d'argiles. La P.S. dépend essentiellement de la différence de salinité entre les fluides en présence, filtrat de boue et eau de formation. Divers cas peuvent se présenter :

- Eau de formation plus salée que le filtrat de boue  $R_{mf} > R_w$ . La P.S. est dite normale c'est le cas que nous avons envisagé jusqu'à présent. Le positif est alors en face des argiles et le négatif en face des formations propres. La déflexion est d'autant plus marquée que le contraste des salinités est important.
- Eau de formation de même salinité que le filtrat  $R_{mf} = R_w$ . La P.S. est alors plate, l'enregistrement ne montre pas de différence entre les argiles et les bancs poreux et perméables.
- Eau de formation moins salée que le filtrat de boue  $R_{mf} < R_w$ . Dans ce cas on obtient une P.S. dite inverse, le positif est en face des sables et le négatif en face des argiles. Ce phénomène se produit assez souvent en prospection hydrologique.



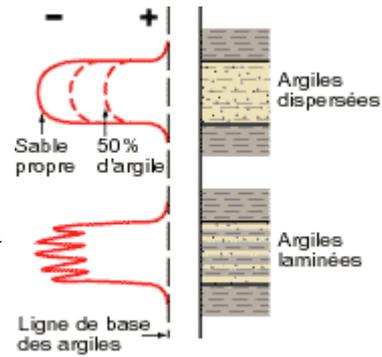
### b. Influence de la résistivité

Si les bancs perméables ont une résistivité élevée, les courants P.S. ont du mal à s'établir. Des abaques permettent de corriger cet effet.



### c. Influence de la présence d'argile

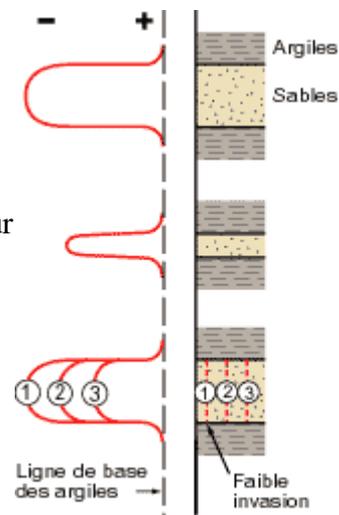
La présence d'argile dans un banc réservoir diminue l'amplitude de la déflexion P.S. L'atténuation est une fonction linéaire du pourcentage d'argile dispersée dans la roche. Cette propriété permet d'ailleurs de calculer le pourcentage d'argile présent dans un réservoir.



### d. Influence de l'épaisseur des bancs

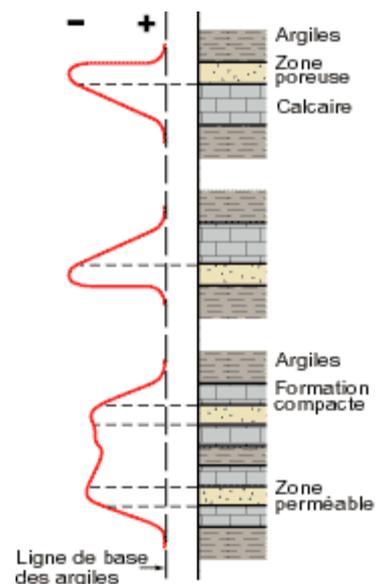
Les limites correspondent aux points d'inflexion de la courbe P.S. Une augmentation du diamètre du forage diminue la déflexion P.S.

- Si le banc est épais la déflexion est maximum et montre une forme aplatie.
- Si le banc est mince la courbe dessine un pic, le potentiel statique n'est pas atteint. Dans ce cas pour connaître la valeur maximale de la P.S. il faut utiliser des abaques qui permettent de corriger en fonction de l'épaisseur du banc, épaisseur que l'on détermine sur des autres diagraphies.
- Lorsque la zone lavée s'agrandit la déflexion P.S. décroît.



### e. Effet des formations compactes

Les niveaux argileux intercalés entre des bancs compacts se marquent par un changement de pente de la courbe P.S. La courbe P.S. demeure généralement rectiligne en face des formations compactes.



### f. Effet de la perméabilité

Les courants ne peuvent se développer qu'en présence de bancs poreux et perméables cependant l'amplitude de la déflexion P.S. n'est pas une fonction simple de la perméabilité ou de la porosité.

### 3.5. Interprétation quantitative

Le log P.S. s'il est bien développé peut servir à calculer la résistivité de l'eau de formation **Rw**. L'interprétation quantitative classique de la P.S. est basée sur les suppositions suivantes :

- L'eau de formation et la boue de forage sont toutes deux **des solutions de NaCl**.
- Dans la zone considérée les sables sont propres, c'est à dire dépourvus d'argile, et les formations argileuses sont de véritables bancs d'argile.
- La résistivité du filtrat est supérieure à la résistivité de l'eau d'imbibition **Rmf > Rw**.

#### 3.5.1. Détermination de Rw à partir de la P.S.

1- Tracer la ligne de base des argiles. Cette ligne de base peut parfois présenter une légère dérive.

2- Repérer les zones poreuses et perméables. La valeur de la déflexion P.S. étant influencée par l'épaisseur des bancs il faut si possible prendre dans l'intervalle intéressant un banc assez épais qui montre une anomalie P.S. maximum et constante.

3- Déterminer la température de la formation à la profondeur choisie.

$$T_f = Ah + T_s \text{ (Equation 8.IV)}$$

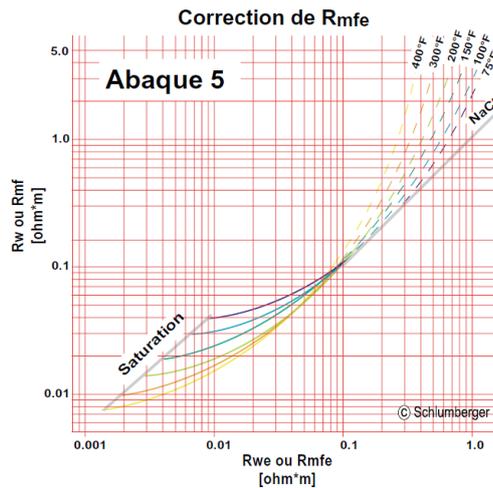
Avec :  $T_f$  : Température de la formation en °F

A : le gradient thermique

h : la profondeur du puits en feet (1ft  $\approx$  0,33m)

$T_s$  : Température de la surface

4- Ramener **Rmf** à la température de la formation en utilisant l'abaque 1. Si cette nouvelle valeur de **Rmfe** est inférieure à 0.1 Ohm.m on doit transformer en **Rmf** à l'aide de l'abaque 5.

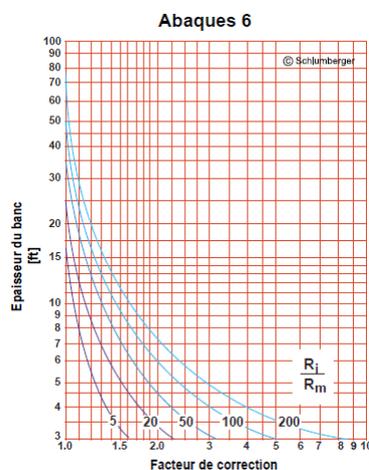


**Figure 9.IV** L'abaque 5 est utilisé pour corriger  $R_{mfe}$  pour des valeurs inférieures à  $[0.1 \text{ Ohm.m}]$ , ceci afin de calculer la valeur de  $R_w$ .

5- Lire la valeur de la déflexion P.S. (nombre de millivolts depuis la ligne de base). Il y a lieu dans certains cas d'apporter une correction pour l'épaisseur du banc. Cette correction se fait de la façon suivante :

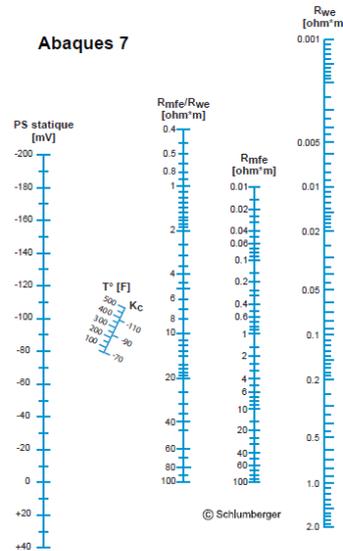
- Déterminer l'épaisseur du banc à partir des points d'inflexion. Vérifier sur d'autres logs.
- Sur un log électrique lire la valeur de la résistivité pour la profondeur considérée.
- Ramener  $R_m$  à la température de la formation.

L'abaque 6 fournit alors le facteur de correction par lequel il faut multiplier la valeur de la déflexion lue sur le log.



**Figure 10.IV** L'abaque 6 permet de calculer le facteur de correction lié à l'épaisseur du banc qui permet de corriger la déflexion lue sur le log PS.

6- L'abaque 7 permet maintenant de retrouver **R<sub>we</sub>**.



**Figure 11.IV** L'abaque 7 permet de trouver la valeur **R<sub>we</sub>** en fonction de la température et de la valeur de **R<sub>mfe</sub>**.

- Si cette valeur est supérieure à 0.1 Ohm.m on la garde comme valeur de **R<sub>w</sub>**.
- Si **R<sub>we</sub>** est inférieure à 0.1 Ohm.m il faut utiliser l'**abaque 4** pour obtenir **R<sub>w</sub>**.

Cette valeur **R<sub>w</sub>** permet de calculer la salinité de l'eau d'imbibition. Rappelons qu'il s'agit d'une salinité équivalente en NaCl.

### 3.5.2. Calcul du pourcentage d'argile

Nous avons vu que l'on peut dans certaines conditions tracer sur le log P.S. la ligne de base des argiles qui correspond à un volume de 100 % d'argile. Il est aussi possible de tracer la ligne de base des sables qui représente alors 0 % d'argile. Cette particularité permet d'estimer le volume d'argile en un point donné (Fig. 3.11).

Le volume d'argile au point X se calcule de la façon suivante :

$$V_{Sh} = \frac{P.S.S - P.S. \text{ au point } X}{P.S.S} \quad (\text{Equation 9.IV})$$

**V<sub>sh</sub>** = volume d'argile en %

**P.S.S.** = valeur maximum de la déflexion P.S. dans l'intervalle considéré, valeur qui correspond à la ligne de base des sables.

**P.S. au point X** = valeur de la déflexion P.S. à la profondeur choisie.

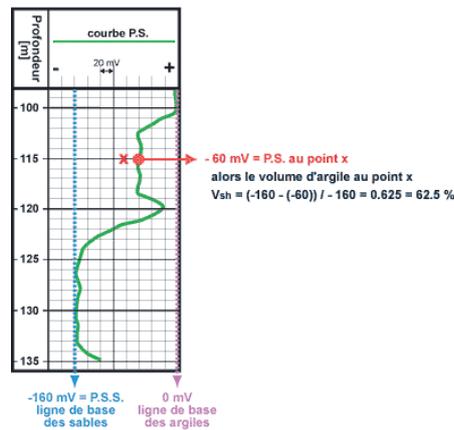


Figure 12.IV Exemple de calcul du pourcentage d'argile par la PS

## 4. les logs électriques

### 4.1. Introduction

Pour mesurer la résistivité électrique en forage le principe est le même que pour les méthodes électriques de surface et la résistivité apparente est obtenue par la formule suivante :

$$R_{app} = K \frac{\Delta V}{I} \text{ (Equation 10.IV)}$$

**K est appelé ici coefficient de sonde.** C'est un facteur géométrique qui dépend du dispositif

utilisé. Pour chaque outil utilisé, la distance entre électrode d'envoi de courant et électrode de mesure de potentiel est désignée sous le terme d'**espacement = L**.

Plus **L est grand**, plus **la profondeur d'investigation** de l'outil sera **grande**.

A chaque outil utilisé ayant un certain espacement, correspondra une lecture de résistivité à une certaine distance du sondage. Il importe donc, pour apprécier la valeur de la résistivité mesurée de bien connaître la contribution au signal recueilli de chacune des zones entourant le trou de forage.

On pourrait penser qu'en augmentant la longueur des dispositifs, il est possible de mesurer une résistivité apparente qui soit très proche de la résistivité vraie de la formation vierge. Cela ne peut être vrai que si la formation mesurée est aussi proche que possible des conditions idéales, c'est à dire *homogène, isotrope et infinie en dimension vers le haut et vers le bas*. Cette condition ne saurait être réalisée qu'exceptionnellement dans le modèle géologique exploré par l'outil.

Donc *c'est la combinaison d'outils, de profondeurs d'investigation variées qui nous permettra en définitive d'obtenir les valeurs des résistivités qui nous intéressent.*

## 4.2. Le log single point ou monoélectrode

### 4.2.1. Principe

Le principe de la monoélectrode (Single Point en anglais) consiste à mesurer la résistance en Ohm entre une électrode descendue dans le forage et une électrode de référence en surface. L'injection de courant se fait par les mêmes électrodes.

Le volume qui intervient dans la mesure est une sphère de rayon 10 fois le diamètre de l'électrode. Cela englobe une partie du fluide de forage ainsi qu'une partie de la formation

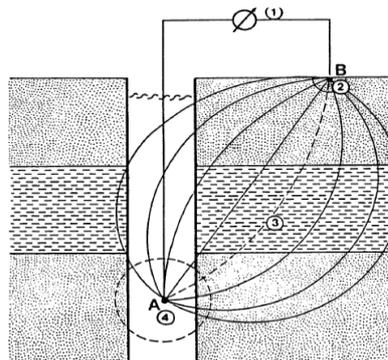


Figure 13.IV Principe de mesure de single point

### 4.2.2. Réponse du single point

L'interprétation n'est que qualitative. Cependant, la monoélectrode possède une très bonne définition verticale. La courbe est symétrique par rapport au milieu du banc et les limites des couches sont aux points d'inflexion. Cette mesure est très influencée par la résistivité du fluide de forage et les changements de diamètre du trou. L'échelle est en ohms par division augmentant vers la droite.

En résumé, la monoélectrode est un très bon outil qualitatif avec une très bonne définition verticale.

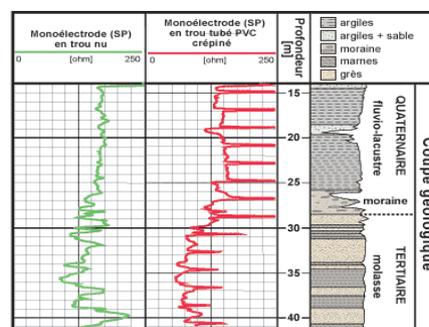


Figure 14.IV Exemple de monoélectrode (SP) dans un forage sur le site de l'EPFL, Suisse  
Les pics réguliers en trou tubé correspondent aux joints de tubage.

### 4.3. Le dispositif normal ou 'Normal device'

#### 4.3.1. Principe

C'est une réalisation de la mesure selon une géométrie très simple. Les électrodes B et N sont placées à la surface alors que les électrodes A et M sont descendues dans le forage. La distance entre A et M est constante. Le potentiel mesuré en M est issu de A ; B et N étant considérés à l'infini. I étant maintenu constant, le potentiel mesuré varie avec R, on a :

$$V = R \cdot I \frac{1}{4\pi AM} \text{ (Equation 11.IV)}$$

Avec :

V : potentiel (V)

R : résistance (ohm)

I = intensité du courant (A)

Le point de mesure est O, milieu de AM. **Le rayon d'investigation** d'une telle sonde est égal à 2AM. **La définition verticale** est égale à 2 AM.

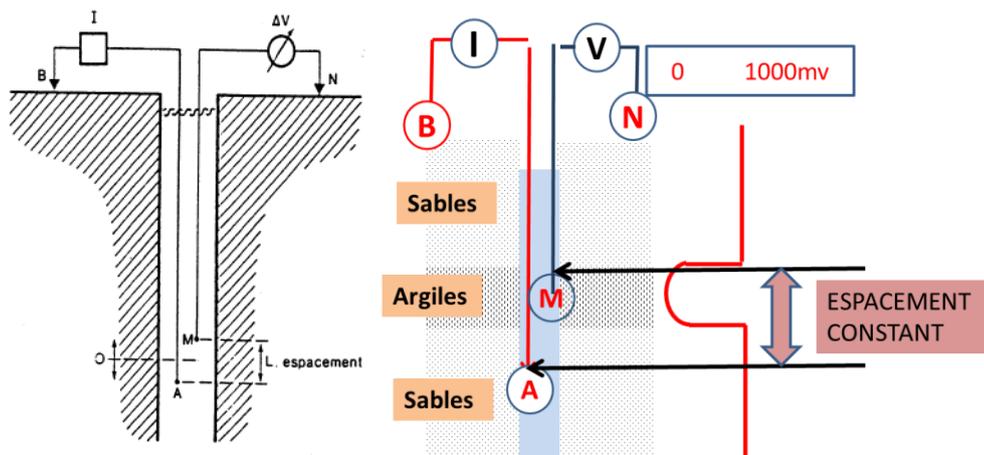


Figure 15.IV Sonde Normale

Quatre espacements sont utilisés dans la pratique :

- la normale 8" avec AM = 20 cm (utilisée en environnement)
- la petite normale 16" (short normal en anglais) avec AM = 40 cm (environnement + pétrole)
- la normale 32" avec AM = 80 cm (utilisée en environnement)
- la grande normale, N 64" (long normal en anglais) avec AM = 160 cm (environnement + pétrole)

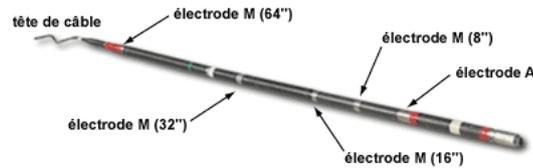


Figure 16.IV Les sondes normales

Le point de mesure de la résistivité est le **milieu de l'espace AM**.

#### 4.3.2. Réponse de la sonde normale

La résistivité lue est en général **inférieure** à la résistivité vraie.

L'épaisseur des couches aux points d'inflexion est **plus petite** que l'épaisseur vraie d'une longueur AM dans le cas des bancs **résistants**, et **plus grande** que l'épaisseur vraie d'une longueur AM dans le cas des bancs **conducteurs**

Pour les sondes normales, La résistivité lue est en général inférieure à la résistivité vraie. Dans tous les cas, les sondes normales donnent une courbe centrée sur le milieu des couches.

Examinons 3 configurations distinctes (avec  $e$  = épaisseur du banc et  $AM$  = distance entre les électrodes A et M) :

**a. Cas de bancs épais résistants** : l'épaisseur des couches aux points d'inflexion est plus petite que l'épaisseur vraie d'une longueur AM.

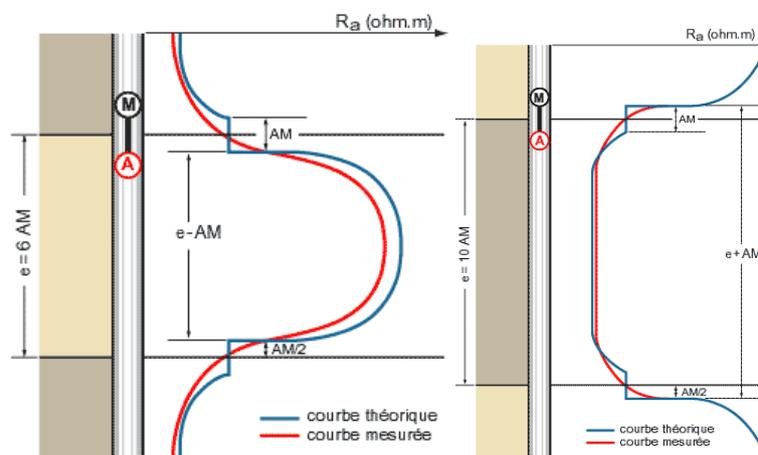
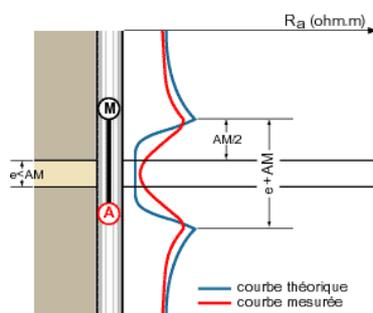


Figure 17.IV A gauche, réponse de la sonde normale dans le cas d'un banc résistant épais et à droite, réponse de la sonde normale dans le cas d'un banc conducteur épais

**b. Cas de bancs épais conducteurs** : l'épaisseur apparente est plus grande que l'épaisseur vraie d'une longueur AM.

c. **Cas de couches résistantes minces** : il se produit un phénomène d'inversion et la couche apparaît comme conductrice. Ce phénomène d'inversion ne se produit pas pour les couches conductrices minces.



**Figure 18.IV** Réponse de la sonde normale dans le cas d'une couche résistante mince

Pratiquement on peut considérer que :

- la petite normale donne une valeur de  $R_{xo}$
- la grande normale donne des valeurs comprises entre  $R_{xo}$  et  $R_t$  et très tributaires de la profondeur d'invasion.

Voici un exemple de diagraphies utilisant 4 sondes normales : 8", 16", 32" et 64". Nous pouvons observer :

- à gauche : les courbes des 4 normales dans un forage sans tubage
- au centre : les courbes des 4 normales dans le même forage avec un tubage en PVC crépiné
- à droite : les courbes des 4 normales dans le même forage avec correction de l'effet du tubage (corrections calibrées pour les sondes de l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne)

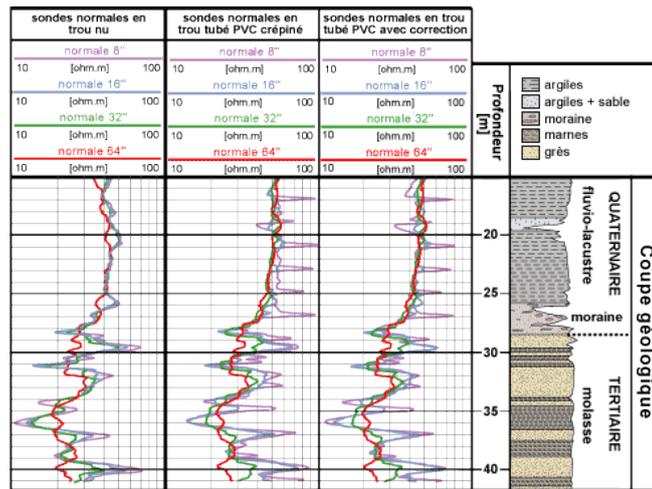


Figure 19.IV Exemple de diagraphies à l'aide des sondes normales sur le site de l'EPFL, (Suisse) Une correction supplémentaire doit être effectuée dès que le rapport  $R_a/R_m$  est supérieur à 2, en utilisant l'abaque suivante :

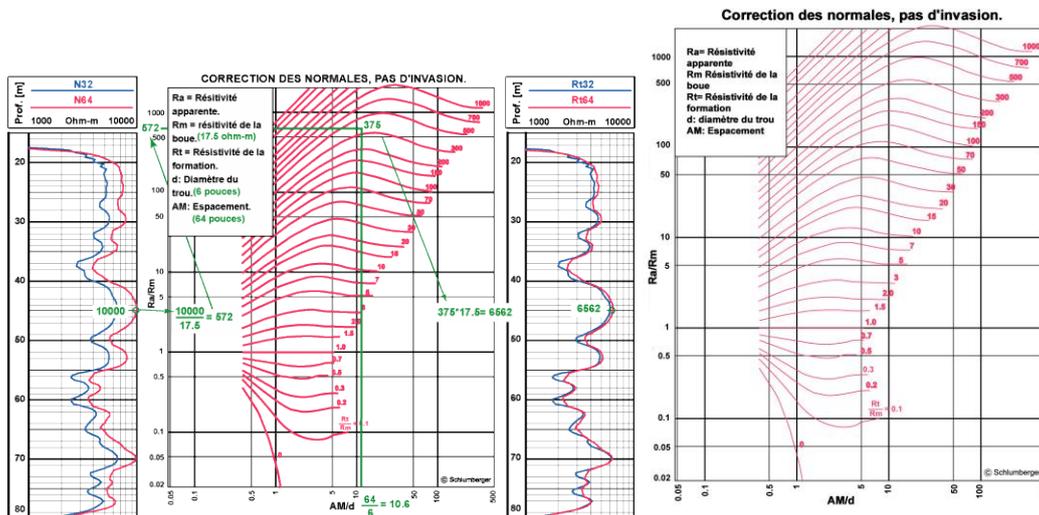


Figure 20.IV A gauche, exemple de correction des normales et à droite « Abaque8 » correction des normales

#### 4.4. La sonde latérale

##### 4.4.1. Principe

Dans ce dispositif, les deux électrodes de mesure M et N sont très proches l'une de l'autre dans le trou de forage. On mesure la différence de potentiel entre ces deux électrodes (Fig. 21.IV). Le point de mesure est O, milieu de MN.

- L'espacement dans ce cas est de 18'8", 5m70.
- La profondeur d'investigation est égale à AO.

- La définition verticale est égale à AO.

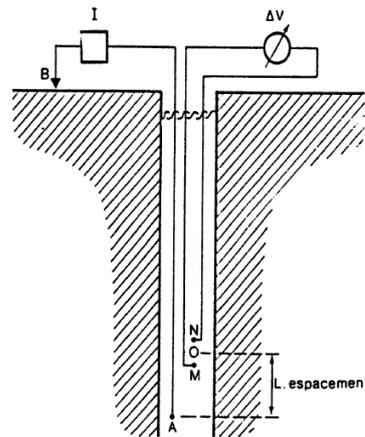


Figure 21.IV Sonde latérale

Dans le cas d'une sonde latérale, la résistivité est exprimée par la relation suivante :

$$V = RI \frac{MN}{4\pi AM AN} \text{ (Equation 12.IV)}$$

avec

**V** = potentiel [V]

**R** = résistance [ohm]

**I** = intensité du courant [A]

#### 4.4.2. Réponse

Si les couches ont une épaisseur suffisante on peut dire que la sonde latérale lit une résistivité proche de **Rt**. En effet si la couche est épaisse il existe un palier donnant la valeur de **Rt**. Pour les bancs minces il existe un certain nombre de règles empiriques qui permettent de trouver la résistivité.

La sonde latérale fournit une courbe *dissymétrique* qu'il s'agisse de couches résistantes ou conductrices. La *limite inférieure* du banc est généralement *bien définie*. Examinons 4 configurations distinctes (avec *e* = épaisseur du banc et *AO* = distance entre l'électrode A et le milieu de MN) :

- Cas de bancs épais résistants** : l'épaisseur est plus petite d'une longueur de dispositif *AO*.
- Cas de bancs épais conducteurs** : l'épaisseur est exagérée de la longueur du dispositif *AO*.

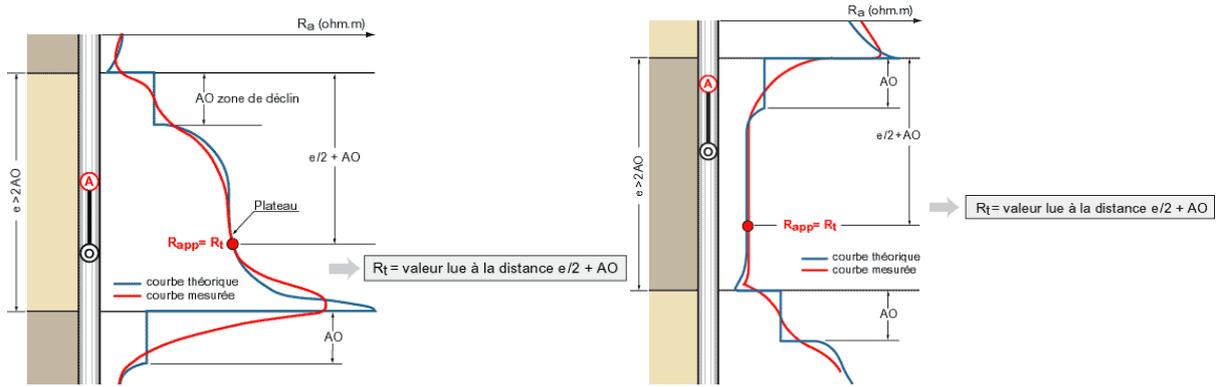


Figure 22.IV A gauche, réponse de la sonde latérale dans le cas d'un banc résistant épais et à droite, réponse de la sonde latérale dans le cas d'un banc conducteur épais.

c. Cas de bancs résistants d'épaisseur moyenne

d. Cas de bancs résistants mince

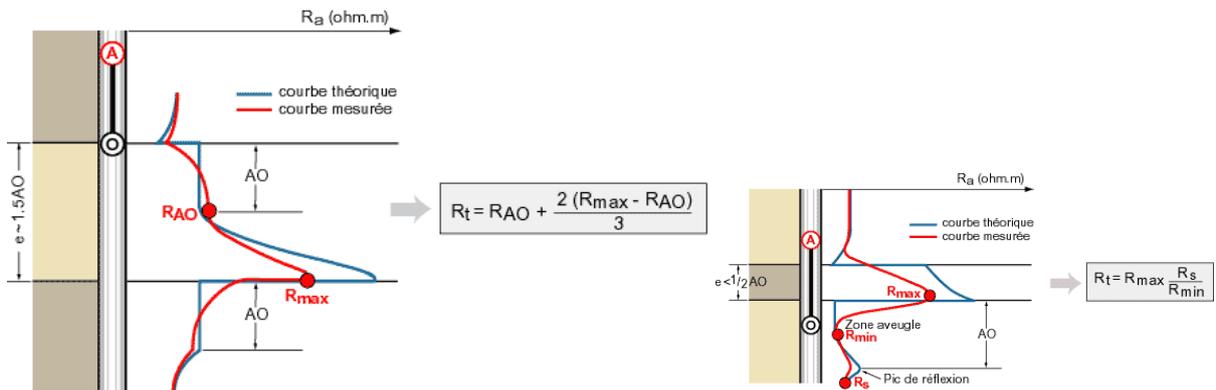


Figure 23.IV A gauche, réponse de la sonde latérale dans le cas d'un banc résistant d'épaisseur moyenne et à droite, réponse de la sonde latérale dans le cas d'un banc résistant mince

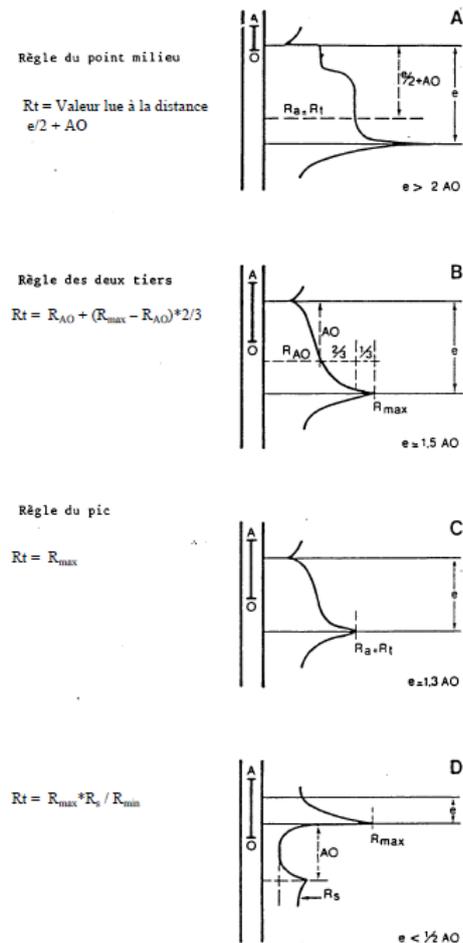


Figure 24.IV Règle de lecture de sonde latérale

### 4.4.3. Détermination du pourcentage d'argile

Dans les zones à faibles résistivités, la résistivité dépend surtout de la teneur en argile et de la résistivité de l'argile. On peut dans ce cas utiliser la formule empirique suivante :

$$V_{Sh} = \sqrt{\frac{R_{Sh}}{R_t}} \text{ (Equation 13.IV)}$$

avec

$V_{sh}$  = pourcentage volumique d'argile [%]

$R_{sh}$  = résistivité dans les argiles [ohm.m]

$R_t$  = résistivité dans le sable argileux [ohm.m]

Voici finalement un exemple de diagraphie à l'aide d'une sonde latérale :

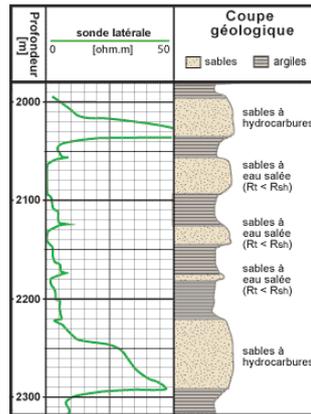


Figure 25.IV Exemple de diagraphie à l'aide d'une sonde latérale

## 4.5. Les outils focalisés

### 4.5.1. Principe

Les outils traditionnels que nous avons vus jusqu'à présent sont très affectés par les conditions du trou. D'autre part l'influence importante des formations adjacentes ne peut être négligée tant que la formation intéressante n'est pas au moins 5 fois plus épaisse que l'espacement. Il a donc fallu développer des systèmes d'outils où l'influence des couches adjacentes est considérablement diminuée. Ce sont les outils où le courant électrique que l'on envoie est focalisé : grâce à un système d'électrodes, on réalise un faisceau de lignes de courant parallèles, ce faisceau pénètre les formations perpendiculairement à l'axe du trou.

Un courant alternatif constant est injecté dans la formation entre l'électrode centrale et la tête de câble. Deux électrodes de garde maintenues au même potentiel que l'électrode centrale permettent de focaliser le courant qui pénètre dans la formation. La connaissance de l'intensité du courant injecté ainsi que la différence de potentiel entre les deux électrodes d'injection permet de déterminer la résistivité apparente des formations traversées.

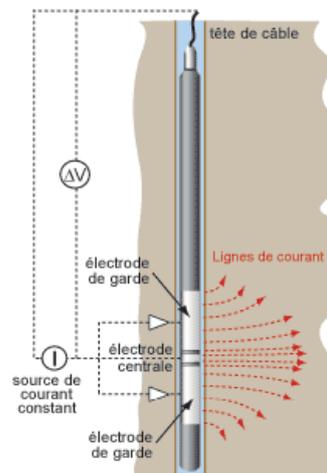


Figure 26.IV Fonctionnement d'une sonde latérolog

Différents types d'outils focalisés ont été développés en fonction de besoins spécifiques. En effet, la définition verticale de ces outils dépend directement de l'épaisseur du faisceau de courant. Voici un aperçu de différents outils disponibles :

- Le **latérolog 7** (ou LL7) a une nappe de courant de 1 mètre d'épaisseur. Il est utilisé surtout en diagraphies pétrolières.
- Le **latérolog 3** (ou LL3) a un faisceau de courant de 30 cm pour les outils pétroliers ou de 2.5 cm pour les outils environnementaux. Par conséquent, le latérolog 3 arrive à "voir" des formations plus minces que le latérolog 7, mais sa profondeur d'investigation est nettement plus faible. Il est utilisé en diagraphies environnementales et pétrolières.



**Figure 27.IV** Le latérolog 3 utilisé à l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne.

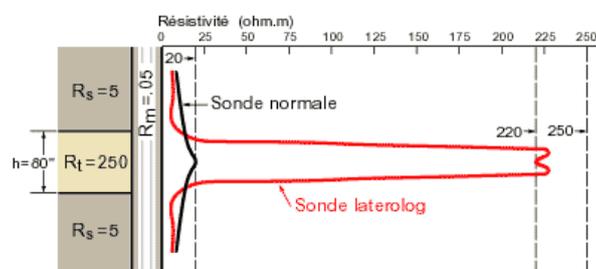
- Le **dual latérolog** (ou DLL) est un outil focalisé utilisant une combinaison d'électrodes permettant de faire simultanément deux mesures à des profondeurs d'investigation différentes :

✓ le LLd (deep latérolog) qui a une profondeur d'investigation plus grande que le LL7 et donne  $R_t$ .

✓ Le LLs (shallow latérolog) utilise les mêmes électrodes mais de manière différente. On arrive à une profondeur d'investigation beaucoup plus faible, la nappe de courant s'ouvrant beaucoup plus vite. On obtient dans ce cas la valeur de  $R_{xo}$ .

#### 4.5.2. Réponse

Dans le cas des outils focalisés, les épaisseurs des couches sont données par les points d'inflexion des courbes.



**Figure 28.IV** Réponse d'une sonde latérolog face à un banc résistif mince, non envahi, avec une boue très salée (document IGL)

Les outils traditionnels sont en général enregistrés en échelle linéaire, mais il peut arriver que sur certains anciens logs, on trouve des échelles hybrides avec une partie en résistivité et une partie en conductivité. A l'heure actuelle, on enregistre avec une échelle standardisée logarithmique.

Tous les outils électriques demandent un certain nombre de corrections pour les effets de trou. Elles se font à l'aide d'abaques donnés par le constructeur. On doit également faire des corrections en fonction de la résistivité des épontes.

Lors de l'exécution de logs électriques (P.S. et résistivité), le fluide de forage participe à la mesure et cela introduit une limitation à la réalisation de ces mesures qui ne peuvent s'effectuer que si le fluide de forage est conducteur (boue ou eau) et en l'absence de tubage métallique.

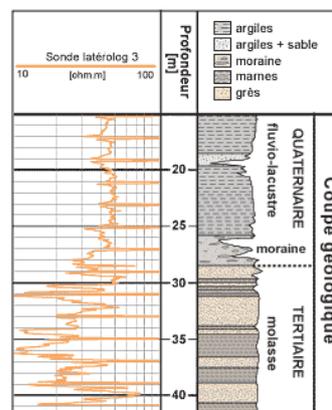


Figure 29.IV Exemple de diagraphie à l'aide d'une sonde latérolog 3

## 5. Logs nucléaires

Les diagraphies font un usage intensif de la mesure de la radioactivité dans les forages. Les logs nucléaires ont en effet un grand avantage, ils peuvent être enregistrés en trous ouverts ou tubés, vides ou remplis de n'importe quel type de fluide.

Les plus couramment utilisés sont : le gamma ray, qui est une mesure de la radioactivité naturelle, Le log gamma-gamma et le log neutron qui sont des mesures de radioactivité provoquée.

### 5.1. Le gamma Ray (La radioactivité naturelle).

La diagraphie de radioactivité naturelle met en évidence les matériaux plus ou moins radioactifs naturellement. Parmi les matériaux sédimentaires, l'argile est le matériau courant le plus radioactif ; c'est pourquoi la diagraphie de radioactivité naturelle s'appelle parfois, un peu abusivement, « diagraphie d'argilosité ».

Parmi les matériaux cristallins, le granite (ou la rhyolite) est le plus radioactif. La RAN permet alors de distinguer le granite d'autres matériaux et, par exemple, lors de la reconnaissance d'un

gisement de roches massives destinées à être exploitées en carrière, de distinguer entre différents types de granites.

Le log nucléaire le plus simple, le gamma ray, est une mesure de la radioactivité naturelle existant dans certaines roches (Fig. 30.IV).

Ce log apporte des informations lithologiques ; il met bien en évidence les charbons, les évaporites et surtout les niveaux d'argiles qui constituent souvent les limites des réservoirs dans le sous-sol.

D'autre part, le log gamma permet d'estimer le pourcentage d'argile dans les formations sableuses.

Contrairement au log P.S. qui a la même fonction, il peut être utilisé dans les forages tubés, en présence de boues résistantes et dans les forages remplis d'air.

### 5.1.1 Les éléments radioactifs dominants

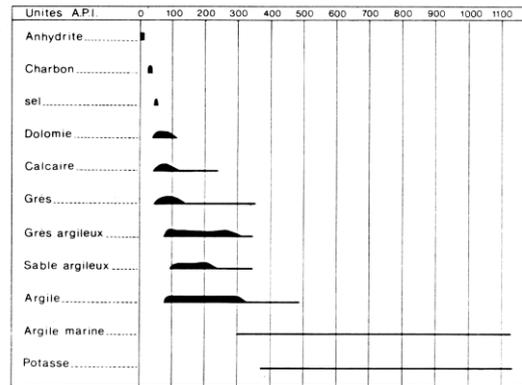
De très nombreux isotopes naturels sont radioactifs. Seuls trois d'entre eux jouent un rôle notable dans la radioactivité naturelle des minéraux et des roches. Les autres sont extrêmement peu stables ou extrêmement rares.

Les trois isotopes qui intéressent le géophysicien sont : l'uranium, le thorium et le potassium 40.

Toutes les roches peuvent à priori être radioactives du fait de la dissémination très générale de ces éléments, cependant leur fixation préférentielle sur les sédiments fins fait que ceux-ci sont généralement plus radioactifs que les sédiments grossiers. D'autre part les argiles se montrent le plus souvent fortement radioactives cette particularité peut avoir des causes très diverses :

- Il s'agit d'argiles potassiques.
- Les argiles ne sont pas potassiques mais elles s'accompagnent de nombreux minéraux accessoires à potassium, uranium et thorium.
- Les argiles, à l'origine non radioactive, ont adsorbé des cations comportant uranium et thorium. Ce cas est fréquent.

De plus certains types lithologiques sont naturellement radioactifs : niveaux de sels potassiques, hard ground phosphatés, grès micacés de mer du nord etc.



**Figure 30.IV** Radioactivité des principales roches sédimentaire.

En fait les principales roches réservoirs peuvent être classées selon leur degré de radioactivité.

#### **Roches à radioactivité élevée :**

- granites potassiques et roches en décollant,
- certains sables et grès riches en minéraux accessoires à uranium et thorium,
- phosphates,
- évaporites potassiques,
- la plupart des argiles,
- schistes noirs.

#### **Roches à radioactivité moyenne :**

- grès et sables,
- gneiss.

#### **Roches à radioactivité faible :**

- calcaires et dolomies,
- charbons en général,
- évaporites sans potassium, halite, anhydrite,
- roches basiques et ultrabasiques.

### 5.1.2 Le paramètre enregistré

Il existe plusieurs outils gamma ray ; on peut en effet mesurer tout l'éventail des émissions gammas produites par la formation ou, par un choix convenable de fenêtres d'énergie, faire une discrimination entre le rayonnement dû au potassium, celui dû au thorium et celui dû à l'uranium. On parle dans ce cas de spectrométrie gamma

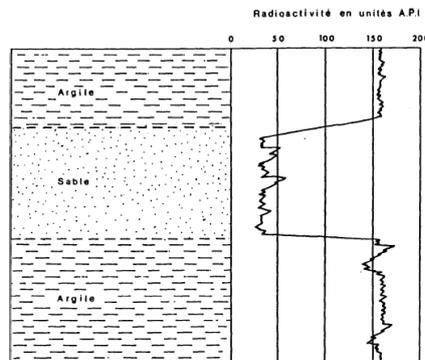


Figure 31.IV Radioactivité naturelle des argiles.

### 5.1.3 La mesure

#### a. La mise en œuvre

Les outils modernes utilisent un compteur à scintillation qui fonctionne de la façon suivante : un cristal scintillant (le plus souvent iodure de sodium activé au thallium) (Un scintillateur, est un matériau qui émet de la lumière suite à l'absorption d'un rayonnement) émet un photon lumineux lorsqu'il est atteint par un rayon gamma. Cette photo émission est transformée par un photomultiplicateur en une impulsion électrique amplifiée pour devenir mesurable. L'intensité de chaque émission lumineuse est proportionnelle à l'énergie des photons gammas qui l'ont produite.

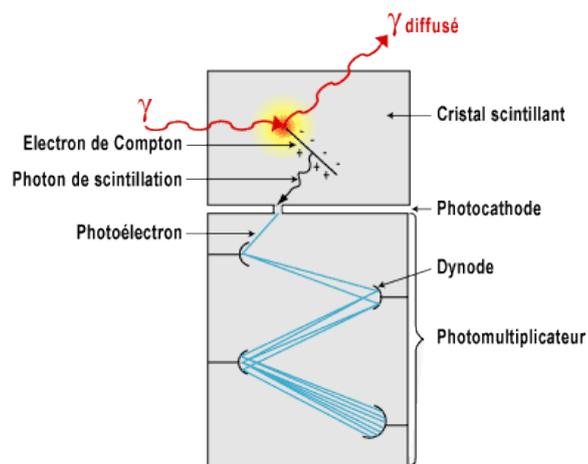


Figure 32.IV Principe de fonctionnement du détecteur à scintillation

En définitive donc l'impulsion électrique mesurée est proportionnelle à l'énergie de la radiation gamma incidente. La sensibilité de ces compteurs est fonction de la taille et de la forme du cristal. Plus le cristal utilisé est grand, plus le nombre d'impulsions mesurées est important.

Le cristal mesure en général quelques centimètres cubes, ce qui permet une excellente définition verticale par contre la température a une grande influence et ces compteurs sont le plus souvent dans des vases Thermos.

### **b. Echelle et unités**

Les diagraphies gamma ray sont enregistrées avec des unités très variées. En diagraphie pétrolière, l'unité utilisée est actuellement l'A.P.I. (American Petroleum Institute). Cette unité est normalisée, 16,5 unités A.P.I. correspondent à une concentration d'éléments radioactifs équivalente à 1 µgramme de radium par tonne (1 microgramme de radium par tonne = 16,5 unités A.P.I.)

*Les argiles* ont une activité variant entre 100 et 200 A.P.I., *les sables* 30 à 80, *les carbonates* 10 à 50.

Dans les appareils simples qui servent aux recherches d'eau, les unités ne sont que relatives et rarement calibrées, il s'agit le plus souvent de coups par secondes, cps, ou coups par minute, cpm. Par convention, la valeur de la radioactivité augmente vers la droite sur les enregistrements

### **c. Constante de temps et statistique.**

La Constante de temps est le *temps pendant lequel se fait la moyenne des signaux arrivés au détecteur*. Très important pour toutes les diagraphies nucléaires.

Le nombre d'A.P.I. ou de cps pour une radioactivité donnée dépend de la taille du cristal de l'électronique de l'outil, mais aussi de la constante de temps et de la vitesse d'enregistrement

En effet un facteur important dans l'interprétation des logs nucléaires est la nature statistique de l'émission radioactive.

Il est impossible de prédire combien d'atomes vont se désintégrer ou combien de photons gammas seront émis pendant une courte période de temps. La mesure se fait donc pendant un certain temps T que l'on appelle constante de temps. T représente le temps en secondes pendant lequel on fait une moyenne des événements mesurés.

Une constante de temps importante tend à réduire la magnitude des fluctuations.

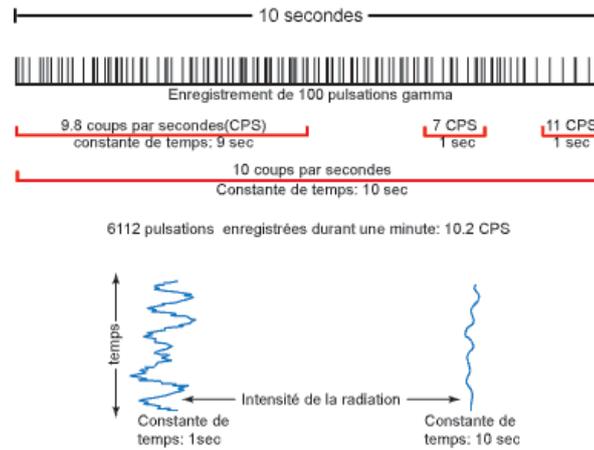


Figure 33.IV Constante de temps et statistique.

Un autre paramètre important est la vitesse d'enregistrement, en effet si l'on choisit une grande constante de temps cela entraîne des distorsions aux limites de bancs si la vitesse d'enregistrement n'est pas adaptée. La vitesse d'enregistrement sera d'autant plus lente que la constante de temps choisie sera grande.

On considère généralement que la sonde ne doit pas se déplacer de plus d'un pied pendant une constante de temps. C'est une règle qui permet d'obtenir de bonnes diagraphies de rayons gammas.

De plus pour quantifié la partie aléatoire de la partie réellement dû à la formation de la mesure il est obligatoire de faire une repeat section (doublé le log avec le même outil). La différence entre les deux logs correspondra à la partie aléatoire du signal.

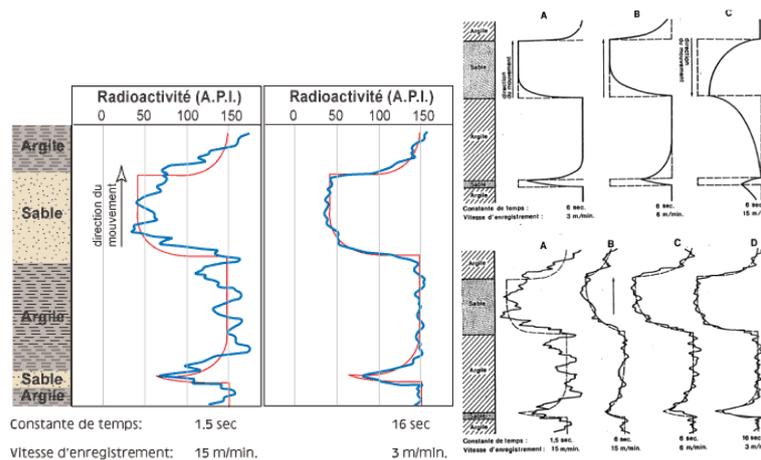
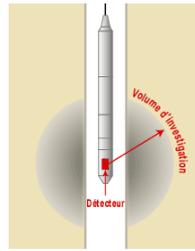


Figure 34.IV Effet de la vitesse d'enregistrement et la constante de temps.

5.1.4. Corrections

On définit le volume d'investigation d'une sonde gamma ray comme étant le volume sphérique centré sur le détecteur, dont proviennent 99 % des photons gammas détectés.



**Figure 35.IV** Volume d'investigation d'une sonde gamma ray

Ce volume n'a pas de limites bien marquées, il dépend de *l'instrument*, du *fluide* de forage, du *diamètre du trou*, de *la présence du tubage*, de *la densité de la roche* etc. Le rayon de la sphère d'investigation varie entre 20 cm pour les formations denses telles que la dolomie, jusqu'à 90 cm dans des lignites (lignite : roche sédimentaire composé des fossiles de plantes ; c'est une roche intermédiaire entre la houille et la tourbe).

### 5.1.5. Volume d'investigation d'une sonde gamma ray

Le log gamma ray va être influencé par :

- ✓ Le diamètre du trou : Il est évident que lorsque le détecteur de rayons gammas se trouve en face d'une cave, il ne mesurera pas autant de rayons gammas. Cette diminution sera d'autant plus forte que la densité de la boue est élevée.
- ✓ Le tubage : Le log gamma peut s'enregistrer en trou tubé. L'acier du tubage joue le rôle d'écran, de telle sorte que l'activité mesurée n'est pas comparable aux mesures faites en trou ouvert.

Les corrections à apporter pour le diamètre du trou, la densité de la boue et l'épaisseur du tubage sont données par différents abaques. Ils permettent de normaliser toutes les mesures de radioactivité naturelle effectuées dans les sondages.

### 5.1.6 Interprétation qualitative

Il faut pour que l'évaluation du pourcentage d'argile soit possible que la série contienne un véritable banc d'argile, et une zone de sable (ou calcaire) propre qui serviront de référence.

Le volume d'argile au point X se calcule alors de la façon suivante :

$$I_{sh} = \frac{GR_x - GR_{propre}}{GR_{Argile} - GR_{propre}} \text{ (Equation 14.IV)}$$

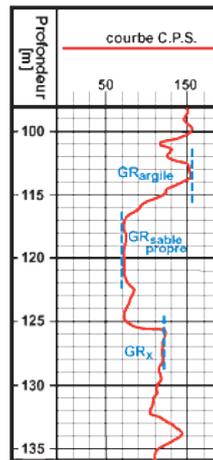


Figure 36.IV Calcul du pourcentage d'argile.

Dans cet exemple :

$$(120-70)/(155-70) = 0.59 = I_{sh}$$

Cet indice d'argile,  $I_{sh}$ , peut être assimilé au volume d'argile en l'absence de toute autre précision sur la formation considérée, c'est un volume en excès. Pour une estimation plus précise il faut utiliser un abaque calculé à cet effet, et qui tient compte du type de roches.

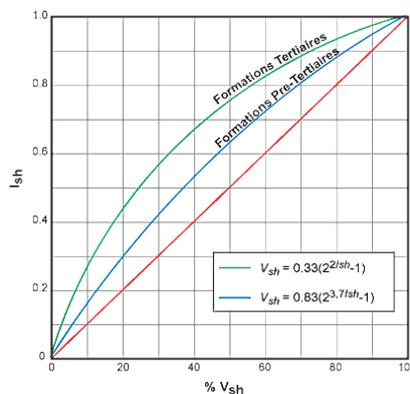


Figure 37.IV Détermination de Vsh à partir de Ish.

### 5.1.7 Conclusion + exemple

Le log gamma ray apporte une quantité d'informations, il met bien en évidence les niveaux imperméables qui sont souvent des bancs d'argiles. Il est à cet effet particulièrement utile quand la P.S. est inutilisable. Le log gamma ray peut être aussi utilisé pour la détection et l'évaluation de minerais radioactifs.

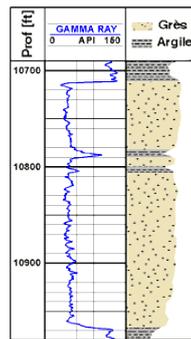


Figure 38.IV Exemple de log gamma ray pétrolier

## 5.2. Gamma Gamma (la radioactivité provoquée) log densité

### 5.2.1. Principe

Les diagraphies de cette nature sont toutes basées sur le principe de l'interaction entre une radioactivité incidente et les composants de la formation soumis au bombardement radioactif.

On bombarde la formation par un faisceau de rayons gamma d'énergie constante (0,1 à 1 MeV). Ces photons gammas entrent en collision avec les électrons de la matière. A chaque collision, l'énergie du faisceau incident est atténuée, cette atténuation peut se faire de trois façons : Effet photoélectrique, effet Compton, effet de production de paire.

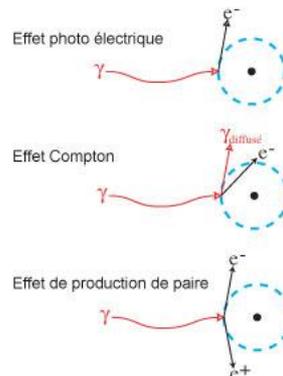
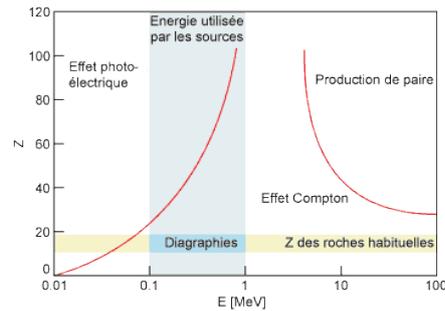


Figure 39.IV Interaction corpusculaire.

Dans les domaines d'énergie qui nous intéressent et pour les roches, l'effet Compton est nettement prépondérant sur les deux autres modes d'atténuation.



**Figure 40.IV** Effets prédominants dans l'espace (Z,E).

La probabilité de l'occurrence (l'occurrence : apparition dans le temps) d'un tel évènement est proportionnelle au nombre d'électrons  $Z$  des éléments rencontrés. A une certaine distance de la source, le détecteur permet de compter les rayons gamma diffusés arrivant au scintillomètre. Le nombre de photons diffusés retournant au détecteur dépendra donc du nombre d'électrons orbitaux présents et de l'énergie de la source.

La réponse de l'outil est donc déterminée essentiellement par la densité électronique (nombre d'électrons par  $\text{cm}^3$ ) de la formation.

La densité électronique est pratiquement proportionnelle à la masse atomique.

En définitive il est donc justifié de considérer que la densité électronique que l'on mesure est proportionnelle à la densité de la formation, qui elle dépend de la densité de la matrice, de la porosité, de la densité des fluides remplissant les pores.

(Dans l'effet photoélectrique, un photon gamma interagit avec la matière en transférant l'intégralité de son énergie à un électron d'orbitale qui est alors éjecté de l'atome auquel il était lié. L'énergie cinétique de ce *photo*-électron est égale à l'énergie du photon gamma moins l'énergie de liaison de l'électron. L'effet photoélectrique est supposé être le mécanisme principal de transfert d'énergie des rayons X et des rayons gamma d'énergie inférieure à 50 keV, mais est beaucoup moins important à plus hautes énergies. Sa plage d'énergie dépend du numéro atomique.

Dans le cas de la diffusion Compton, le photon gamma possède une énergie plus que suffisante pour arracher un électron d'orbitale ; l'énergie restante est réémise sous forme d'un nouveau photon gamma de moindre énergie et dont la direction d'émission est différente de la direction incidente du photon gamma d'origine. **L'efficacité de la diffusion Compton diminue avec l'augmentation de l'énergie des photons** ; on pense que c'est le principal mécanisme d'absorption des rayons gamma dans la gamme d'énergie entre 100 keV et 10 MeV, qui est celle qui inclut la plus grande part de radiations gamma provenant d'une explosion nucléaire. La diffusion Compton est relativement indépendante du numéro atomique de la matière absorbant les photons gamma.

- **Production de paires**

En interagissant avec la force de Coulomb au voisinage d'un noyau atomique, l'énergie du photon gamma incident peut spontanément être convertie en masse sous la forme d'une paire électron-positon. La production d'une telle paire nécessite une énergie supérieure à la masse au repos des particules qui la composent, soit 1,022 MeV : l'énergie excédentaire est transférée sous forme d'énergie cinétique à la paire formée ainsi qu'au noyau de l'atome. L'électron produit, qui est souvent appelé *électron secondaire*, est hautement ionisant. Quant au positon, très ionisant aussi, il possède une très courte durée de vie dans la matière :  $10^{-8}$  seconde, car dès qu'il est à peu près arrêté, il se combine avec un autre électron ; la masse totale de ces deux particules est alors convertie en deux photons gamma de 0,511 MeV chacun.

Les électrons (positons) produits par ces trois processus, produisent beaucoup d'ionisations, qui les ralentissent jusqu'à la fin de leur parcours, où les positons s'annihilent.)

### 5.2.2. Mesure

Le nombre de CPS (coups par secondes) donné par l'outil dépend à la fois de la source, du récepteur, de l'espacement émetteur-récepteur et du diamètre du trou.

La sonde mesure donc, à une certaine distance de la source, l'intensité du rayonnement gamma diffusé. Cette intensité est d'autant plus faible, que le nombre d'électrons par unité de volume est grand, et donc que la densité de la formation est élevée.

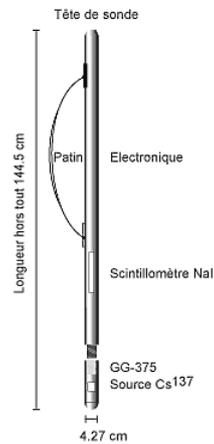
La densité électronique est une fonction linéaire du logarithme de l'intensité du rayonnement gamma détecté. La source étant statistiquement constante (Césium 137), la réponse de l'outil est donc déterminée par la densité électronique spatiale (nombre d'électrons par  $\text{cm}^3$ ) de la formation. La densité électronique est pratiquement proportionnelle à la masse atomique. En définitive il est donc justifié de considérer que la densité électronique que l'on mesure est proportionnelle à la densité de la formation, qui dépend de la densité de la matrice, de la porosité et de la densité des fluides remplissant les pores.

Les logs modernes sont directement enregistrés en  $\text{gr}/\text{cm}^3$ .

A cette échelle en densité on peut faire correspondre une échelle de porosité. Pour une porosité nulle, l'outil lira la densité de la matrice, plus la porosité augmente plus la densité diminue. On admet comme densité de matrice  $\rho_{\text{ma}}$  :

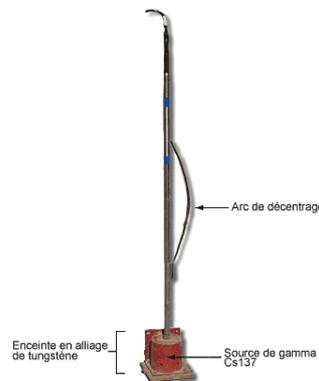
- grès = 2.65  $\text{g}/\text{cm}^3$ ,
- calcaires = 2.71  $\text{g}/\text{cm}^3$ ,
- dolomie = 2.87  $\text{g}/\text{cm}^3$ ,
- argiles de 2.7 à 3  $\text{g}/\text{cm}^3$ .

La profondeur d'investigation est faible, l'outil **lit dans la zone lavée** avec un rayon d'investigation d'environ 15 cm. Les effets de trou vont donc être très importants c'est d'ailleurs pour pallier ces inconvénients que les outils densité sont le plus souvent excentrés et souvent fortement appuyés sur la paroi du trou.



**Figure 41.IV** Schéma de la sonde KLP2780.

Le schéma de la sonde utilisée présente la source, le blindage, le scintillomètre, l'électronique de la sonde et sa tête. Une source radioactive de 5 mCi au Césium 137 et un détecteur à scintillation de type NaI de 0.5" de diamètre et de 1.5" de haut sont les composants actifs de cette sonde. La géométrie de l'assemblage crée une source conique de rayons gamma de 0.6 MeV d'énergie.



**Figure 42.IV** Photo de la sonde gamma-gamma Mount Sopris KLP-2375 et de la source gamma GG-375 dans son blindage de protection DSSA-2375.

Elle possède un arc de décentrage permettant de maintenir la sonde contre la paroi du forage permettant à la mesure d'être plus influencée par la formation que par l'intérieur du forage. L'assemblage GG-375 contient une source de gamma Cs137 installée à l'intérieur d'une enceinte en alliage de tungstène.

Les caractéristiques de la source et du récepteur, la distance entre l'émetteur et le récepteur, le diamètre du trou, son tubage, le type de fluide de remplissage et le type de la formation influencent le nombre de rayons gamma mesurés au récepteur.

### 5.2.3. La réponse de l'outil

Les facteurs qui peuvent provoquer des anomalies sur le gamma-gamma sont :

- Le niveau de l'eau
- Un changement dans la densité du fluide
- La présence de *mud cake*
- Le tubage avec les raccords
- Le diamètre du trou (effet le plus important).

La profondeur d'investigation est faible, l'outil fait une mesure globale. On peut écrire :

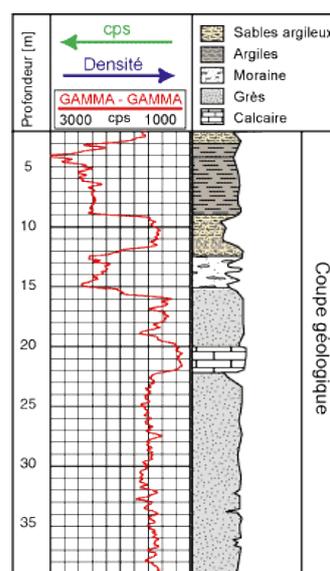
$$\rho_b = \phi \rho_f + (1 - \phi) \cdot \rho_{ma} \text{ (Equation 15.IV)}$$

et donc

$$\phi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \text{ (Equation 16.IV)}$$

- $\rho_b$  = densité de la formation
- $\rho_f$  = densité des fluides
- $\rho_{ma}$  = densité de la matrice
- $\phi$  = porosité

Cette relation est parfaitement physique et strictement vraie pour une matrice simple et un seul fluide, par exemple des grès saturés d'eau.



**Figure 43.IV** Exemple de log gamma-gamma dans Ropraz, petit forage

- **Effet des argiles**

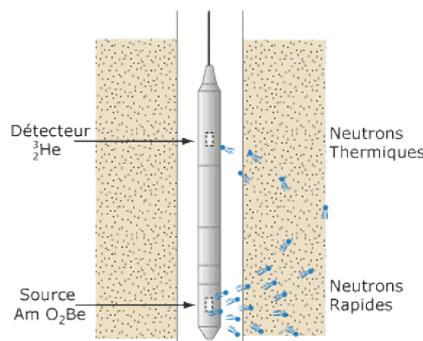
Les argiles ont une grande porosité  $\emptyset$ , et une densité de matrice qui varie entre 2,8 et 2,9. La densité globale peut être très basse pour des argiles très peu compactées avec beaucoup d'eau, mais le minéral argileux étant relativement lourd, leur densité n'est pas significative, elle dépend beaucoup de la compaction.

### 5.3. Le log neutron

Le **neutron** est une particule subatomique de charge électrique nulle. Les neutrons sont présents dans le noyau des atomes, liés avec des protons par l'interaction forte. Si le nombre de protons d'un noyau détermine son élément chimique, le nombre de neutrons détermine son isotope (isotope : deux atomes sont dits **isotopes** si leurs noyaux ont un nombre de protons identique mais des nombres de neutrons *différents*. Le nombre de protons dans le noyau d'un atome est désigné par le numéro atomique  $Z$ , qui identifie l'élément chimique auquel l'atome appartient. Deux isotopes ont le même nombre  $Z$  de protons et appartiennent donc au même élément chimique. Ce qui distingue deux isotopes est leur nombre de masse  $A$  différent. Le nombre de masse d'un atome est le nombre de nucléons : protons et neutrons que contient le noyau de cet atome ; la différence de nombre de masse entre isotopes provient de la différence du nombre de neutrons  $N$ .

#### 5.3.1. Principe

On bombarde cette fois la formation par des neutrons rapides. Lorsque l'on soumet une formation à un bombardement de neutrons rapides, plusieurs types d'interactions neutrons noyaux peuvent prendre naissance. L'évaluation qualitative de ces phénomènes peut renseigner sur le contenu atomique de la formation.



**Figure 44.IV** Schéma de principe de la sonde neutron

Une source émet des neutrons rapides (vitesse initiale  $> 10000$  Km/s) et dont l'énergie initiale est comprise entre 4 et 6 MeV. Ces neutrons ont un pouvoir de pénétration élevé qui leur permet d'entrer en collision avec les noyaux atomiques de la formation. Au fur et à mesure de leur pénétration, ils perdent progressivement de leurs énergie suivant deux phases:

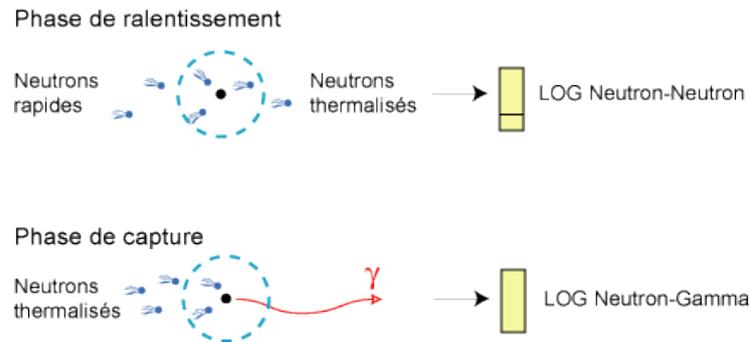


Figure 45.IV Interaction corpusculaire.

### a. Phase de ralentissement

Les neutrons sont plus ou moins ralentis selon leurs angles d'incidence et selon que leur masse se rapproche ou non de celle des noyaux rencontrés. Les collisions avec les noyaux d'hydrogène ont un effet prépondérant puisque la masse de ces noyaux est sensiblement la même que celle des neutrons. Ainsi ralentis, les neutrons atteignent l'état thermique dans lequel leur énergie vaut 0.025 eV (eV : électron-volts) et leur vitesse 2500 m/s. Si le détecteur compte les neutrons ainsi ralentis on parle alors de log Neutron-Neutron.

### b. Phase de capture

Lorsque l'énergie devient inférieure à 0,025 eV les neutrons thermiques sont finalement capturés par les noyaux de certains éléments. Les noyaux de chlore sont les plus efficaces pour capturer les neutrons thermiques. Cette capture s'accompagne d'émission de rayons gammas. On parle alors de log Neutron-Gamma

### 5.3.2. La mesure

Il existe plusieurs types de logs neutrons selon que l'on compte le nombre de neutrons présents à différents niveaux d'énergie, ou les photons gammas émis par capture.

On parle de **neutron-neutron** ou de **neutron-gamma**.

Le plus souvent on utilise un **neutron-neutron**, c'est-à-dire un outil qui mesure les neutrons à leurs différents niveaux d'énergie. Cet outil va nous donner en première approximation une idée de la **concentration en atomes d'hydrogène**.

Le nombre de neutrons arrivant au détecteur augmente quand la concentration en hydrogène décroît et vice versa. Finalement on enregistre un **index d'hydrogène**.

L'huile ou l'eau contiennent pratiquement la même quantité d'hydrogène par unité de volume, la réponse du neutron donnera donc une idée de **la porosité** en face des formations propres et saturées.

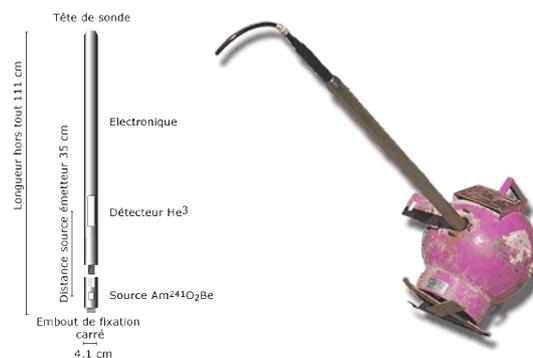
Malheureusement, l'outil répond à tous les atomes d'hydrogène sans discrimination, il prendra donc aussi en compte l'hydrogène lié à la nature minéralogique de la formation.

En choisissant comme référence 100 % pour de l'eau douce et 0 % pour un calcaire compact ( $\text{CaCO}_3 = 0$  hydrogène) on va obtenir une échelle variant de 0 à 100 qui dans un milieu poreux calcaire va représenter la porosité. On parlera d'un neutron calibré calcaire. Les outils utilisés pour l'eau sont rarement calibrés ainsi.

Le neutron lit dans **la zone lavée** et il donne une réponse globale. Diverses corrections doivent être faites, pour le diamètre du trou, l'épaisseur du mud-cake, la densité de la boue, etc.

### 5.3.3. La réponse de l'outil

La source contient de l'américium et du béryllium,  $\text{AmO}_2\text{Be}$ , elle a une énergie moyenne de 4,5 MeV et une période de demi-vie de 458 ans.



**Figure 46.IV** A gauche, Sonde neutron Mount Sopris LLP-2676 et source AmBe de neutrons rapides et à droite, photo sonde neutron.

Le capteur comptabilise les neutrons thermiques (énergie  $< 0,025$  MeV) issus des neutrons ayant été thermalisés par les chocs avec les atomes de la formation. L'hydrogène étant l'élément le plus apte à ralentir les neutrons, la diagraphie neutron-neutron, désignée sous le nom de log Neutron, permet de définir l'indice d'hydrogène.

### 5.3.4. Echelle

Plus la teneur en hydrogène dans les formations traversées est importante, plus les neutrons thermalisés peuvent être ralentis par les hydrogènes qui ont une masse semblable à celle des neutrons, ce qui se traduit par une baisse des coups par seconde (cps) comptabilisés au récepteur.

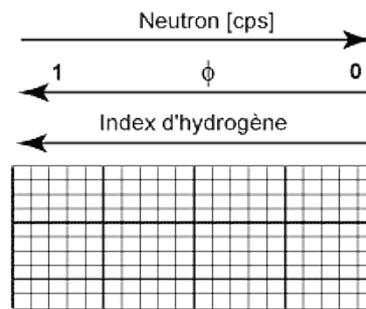


Figure 47.IV Echelles pour log Neutron.

L'hydrogène existe en abondance dans l'eau et les hydrocarbures liquides, Ces fluides se trouvent dans les pores des roches-réservoirs, raison pour laquelle on admet que le log neutron donne la porosité pour autant que l'on soit en présence d'une formation propre et saturée en eau ou en hydrocarbure liquide. Par définition, l'indice d'hydrogène vaut 1 dans l'eau pure (porosité de 100 %) et 0 dans un calcaire de porosité nulle. Une diminution des cps implique, en règle générale, une augmentation du taux d'hydrogène ainsi que de la porosité.

Le neutron lit chacun des éléments proportionnellement à leur quantité. Si l'on veut obtenir des valeurs réelles de porosité, il faut pouvoir séparer les différents facteurs : lithologie, argiles, quantité et types d'hydrocarbures en présence. D'autre part il est important de connaître les variations de diamètre du trou.

### 5.3.5. Calibration

L'outil répond à tous les atomes d'hydrogène sans discrimination, il prendra donc aussi en compte l'hydrogène lié à la nature minéralogique de la formation. En choisissant comme référence 100% pour de l'eau douce, et 0% pour un calcaire compact ( $\text{CaCO}_3 = 0$  hydrogène) on va obtenir une échelle variant de 0 à 100 qui dans un milieu poreux calcaire va représenter la porosité. On parlera d'un neutron calibré calcaire.

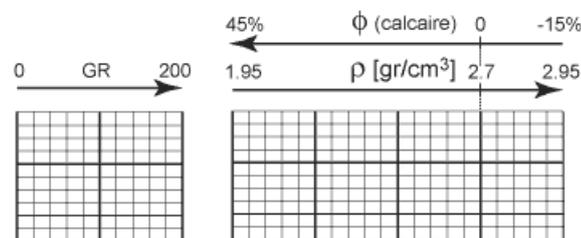
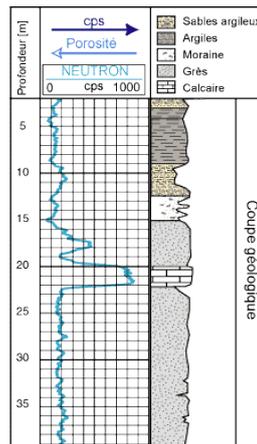


Figure 48.IV Echelles: cps (coups par seconde), porosité, densité.

Les matrices ne répondent pas de la même façon. On peut aussi faire des calibrations par rapport aux grès ou à la dolomie. Dans ce cas en en-tête on trouvera "sandstone matrix" ou "dolomite matrix".

Les outils pétroliers sont tous calibrés dans des forages test de l'American Petroleum Institute Houston. Les enregistrements provenant de différentes compagnies sont donc comparables. Les enregistrements pétroliers sont calibrés en échelle compatible avec trois unités de porosité pour une division, et augmentation de la porosité vers la gauche. Il faut faire attention, ces unités de porosité sont plus une indication qu'une porosité vraie.

Un neutron calibré calcaire sera pessimiste en face de formation gréseuse et optimiste en face de formation dolomitique. Pour chaque outil il existe des abaques de correction qui permettent de passer du calcaire aux grès ou calcaire à la dolomie.



**Figure 49.IV** Exemple de log neutron à Ropraz, petit forage (document IGL).

### 5.3.6. Profondeur d'investigation

L'élément de volume influençant la mesure est compris entre l'émetteur et le récepteur. Le rayon d'investigation dépend essentiellement de la concentration en hydrogène de la formation. Plus cette concentration est importante, plus le rayon d'investigation diminue. Ainsi, le rayon d'investigation est dépendant de la porosité dans un milieu saturé.

Le neutron lit dans la zone lavée et il donne une réponse globale. Diverses corrections doivent être faites, pour le diamètre du trou, l'épaisseur du mud-cake, la densité de la boue.

Pour les formations habituelles, la profondeur d'investigation est de l'ordre de 30cm.

D'autres éléments tels que le chlore souvent présent dans les équipements des forages de petits diamètres, influencent la mesure.

### 5.3.7. Réponses des logs Neutron

Le neutron lit chacun des éléments proportionnellement à leur quantité. Si l'on veut obtenir des valeurs réelles de porosité, il faut pouvoir séparer les différents facteurs : lithologie, argiles,

quantité et types d'hydrocarbures en présence. D'autre part il est important de connaître les zones cavées.

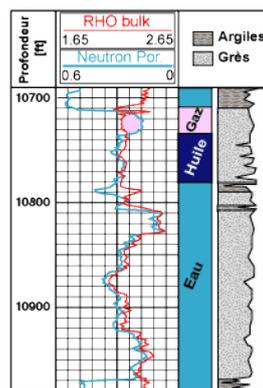
- **Effet des argiles**

Les argiles contiennent en général beaucoup d'eau, on obtiendra par la même une lecture élevée au neutron ce qui sera l'indication d'une porosité beaucoup plus élevée que la porosité effective. Le gaz ou l'air ont un index d'hydrogène très faible, le neutron va lire des valeurs très basses en face d'une zone poreuse à gaz ou air.

- **Effet des hydrocarbures**

Les hydrocarbures n'ont pas une composition aussi uniforme que l'eau. Les hydrocarbures lourds ont une quantité d'hydrogène équivalente à celle que l'on trouve dans l'eau. Les huiles lourdes donnent en général la même réponse que l'eau et n'apporteront pas de perturbations considérables sur le log.

- Les huiles légères par contre ont une réponse plus faible que l'eau. Le gaz a un index d'hydrogène très faible, le neutron va lire des valeurs très basses en face d'une zone poreuse à gaz.



**Figure 50.IV** Exemple de log porosité neutron sur le site de Bonanza, zone à huile et gaz

- **Outils pétroliers**

Le tableau ci-dessous donne les réponses de différents outils pétroliers. (En échelles compatibles avec un neutron calibré calcaire).

Tableau 1.IV Les valeurs des logs pour les roches et les minéraux

	MINERAL	COMPOSITION	Log densité apparent	Sonique	Neutron calibré calcaire	Gamma Ray (A.P.L.)	
Minéraux sédimentaires	Calcite	CaCO <sub>3</sub>	2.710	47.5	0	0	
	Dolomite	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	2.876	43.5	4	0	
	Quartz	SiO <sub>2</sub>	2.648	55.5	-4	0	
Formations sédimentaires	Calcaire	(e.g, quand φ= 10%)	2.540	62	10	5-10	
	Dolomite	(e.g, quand φ= 10%)	2.683	58	13.5	10-20	
	grès	(e.g, quand φ= 10%)	2.485	65.3	3	10-30	
	Shale	(e.g, quand φ= 10%)	2.2-2.75	70-150	25-60	80-140	
EVAPORITE	Non-radioactif	Halite	NaCl	2.032	67	0	0
		Anhydrite	CaSO <sub>4</sub>	2.977	50	0	0
		Gypse	CaSO <sub>4</sub> * 2H <sub>2</sub> O	2.351	52.5	49	0
		Trona	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> * NaHCO <sub>3</sub> * 2H <sub>2</sub> O	2.100	65	40	0
	Radioactif	Sylvite	KCl	1.863	74	0	~500
		Carnallite	KCl * MgCl <sub>2</sub> * 6H <sub>2</sub> O	1.570	78	65	200
		Langbeinite	K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> * 2MgSO <sub>4</sub>	2.820	52	0	275
		Polyhalite	K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> *MgSO <sub>4</sub> *2CaSO <sub>4</sub> *2H <sub>2</sub> O	2.790	57.5	15	180
		Kainite	MgSO <sub>4</sub> * KCl * 3H <sub>2</sub> O	2.120	-	45	225
		Sulfure		2.030	122	≤0 (15.5"	0
autres minéraux	Lignite		0.7-1.5	140-170	plus élevé que 50%	0	
	charbon bitumeux		1.3-1.5	110-140		0	
	Anthracite		1.4-1.8			0	

## 6. Méthodes d'interprétation

Il existe plusieurs niveaux d'interprétation des diagraphies.

- Sur le chantier, sans calcul, rapide, ce qui permet de prendre les décisions qui s'imposent.

Quelques jours plus tard, avec l'aide de l'ordinateur et en faisant des calculs plus complexes.

Dans ce cas, il faut souvent

- disposer de renseignements complémentaires tels que la composition de l'argile par exemple.
- Beaucoup plus tard, au niveau d'un champ pétrolier. On peut alors reprendre l'interprétation de chaque forage en affinant.

Nous allons nous intéresser à la première étape : l'interprétation rapide.

### 6.1. Interprétation qualitatif

#### 6.1.1. Log composite

Il faut tout d'abord caler toutes les diagraphies entre elles, établir un log composite.

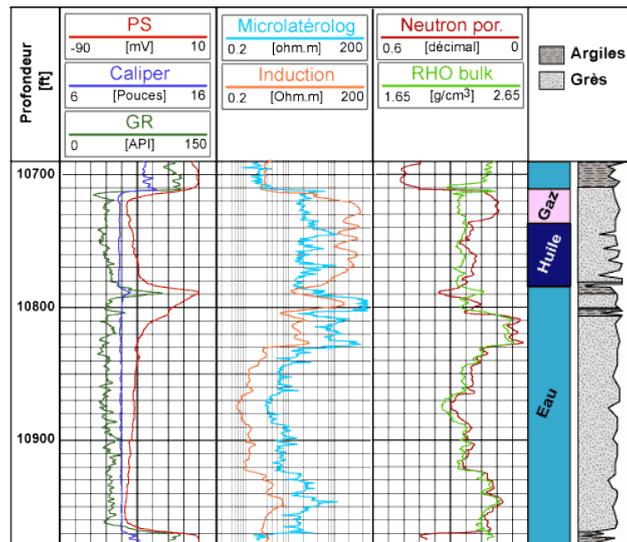


Figure 51.IV Exemple de log composite

A partir de ce log on va :

- Repérer les zones à grande résistivité.
- Repérer les zones à radioactivité minimum.

Si les roches ne répondent pas à ce critère, il y a une possibilité de réservoir à eau ou hydrocarbures.

#### a. Réservoir

##### ✚ La P.S.

Définir la ligne de base des argiles :

- Si  $R_{mf} < R_w$ , délimiter et retenir les zones de déflexion positive.
- Si  $R_{mf} > R_w$ , délimiter et retenir les zones de déflexion négative.
- Pas d'information si la P.S. est plate.

##### ✚ Le Gamma Ray (Exemple dans le cours "Gamma-ray")

- Retenir les zones à radioactivité minimale.
- Repérer les niveaux d'argile.

##### ✚ Le Microlog

Délimiter et retenir les zones de séparation positive.

##### ✚ Le Diamètre

Délimiter et retenir les zones à dépôt de mud-cake.

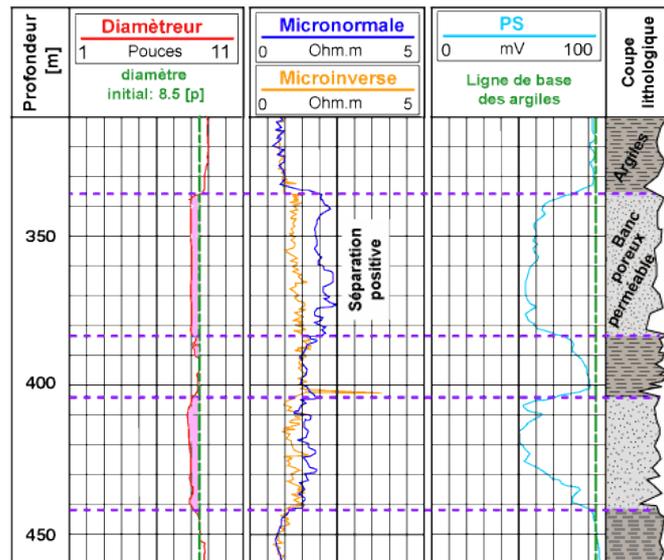


Figure 52.IV Exemple de multidiagraphies

### b. Perméabilité

La détermination de la perméabilité n'est pas une mesure directe, on peut dans un premier temps estimer le pourcentage d'argile à l'aide de différents logs.

Les paramètres d'argile varient régulièrement mais peu en fonction de la profondeur, cela est dû uniquement à la compaction qui fait varier la quantité d'eau liée aux argiles.

Pour un intervalle de quelques dizaines de mètres, on peut considérer que ces paramètres sont constants. L'argile contenue dans les formations sous forme dispersée est plus difficile à estimer. Il faut déterminer  $V_{sh}$  (volume d'argile) niveau par niveau. Chaque indicateur d'argile correspond à des conditions bien déterminées.

En première approximation, on peut obtenir  $V_{sh}$  de la façon suivante :

- Par la PS : Bonne estimation en face des formations peu résistantes, à eau et si la déflection PS est au moins de 40 mV (exemple présenté au chapitre PS).
- Par le Gamma Ray (GR): A condition que l'argilosité varie linéairement en fonction de la radioactivité dans l'intervalle considéré. A condition aussi que la différence  $GR_{sh} - GR_{min}$  soit plus grande que 30 API. Enfin la présence de minéraux radioactifs augmente le pourcentage d'argile apparent. (exemple présenté au chapitre GR).
- Par la résistivité : Possible dans les zones à porosité faible ou la résistivité dépend surtout de la résistivité de l'argile et du pourcentage d'argile. Dans ces conditions on peut écrire :

$$V_{sh} = \sqrt{R_{sh}/R_t}$$

### c. Fluides

La caractérisation de fluides en place peut se faire par comparaison et superposition des courbes de résistivité ( Quick Look ou Overlay ). En effet nous savons que :

$$S_w^2 = \frac{F \cdot R_w}{R_t} \quad \text{avec} \quad F = a \cdot \phi^{-m} \quad \text{et} \quad S_{hc} = 1 - S_w$$

$S_{hc}$  = saturation en hydrocarbures dans la zone vierge et  $S_{hr}$  = saturation en hydrocarbures résiduels dans la zone lavée.

On peut obtenir  $R_w$  par le log P.S.  
On peut mesurer  $R_t$  sur une courbe adéquate, latérolog, grande normale, etc.  
D'autre part:

$$S_{x0}^2 = \frac{F \cdot R_{mf}}{R_{x0}} \quad \text{avec} \quad F = a \cdot \phi^{-m} \quad \text{et} \quad S_{hr} = 1 - S_{x0}$$

On connaît  $R_{mf}$  à partir des caractéristiques de la boue.

$R_{x0}$  est donné par le microlog, la petite normale, les microdispositifs etc.

Pour un même niveau, mesuré par deux outils électriques, il n'y a pas lieu de croire à un changement de porosité et donc si  $\phi$  reste la même  $F$  est inchangé.

On peut donc écrire:

$$\frac{S_w^2}{S_{x0}^2} = \frac{R_w/R_t}{R_{mf}/R_{x0}} \quad (\text{Equation 17.IV})$$

Pour un même réservoir  $R_{mf}/R_w$  est une constante, deux cas peuvent alors se présenter:

#### ✚ La zone à eau

Dans ce cas la formation est saturée en eau par définition:

$$S_w = 1 \text{ et}$$

$$S_{x0} = 1 \text{ donc}$$

$$\frac{S_w^2}{S_{x0}^2} = 1$$

Comme  $R_{mf}/R_w$  est une constante il en découle que pour une zone à eau le rapport  $R_{mf}/R_w = R_{x0}/R_t = \text{constant}$  et maximum. C'est le rapport qui est une constante et non les valeurs de  $R_{x0}$  et de  $R_t$ .

Si  $R_{mf}$  est  $> R_w$  le rapport est  $> 1$  et si  $R_{mf} < R_w$  le rapport est  $< 1$ .

#### ✚ La zone à hydrocarbure

Dans ce cas  $S_w$  est inférieur à 1 et en général  $S_w < S_{x0}$  car  $S_{hr} < S_{hc}$

Le rapport  $(S_w/S_{x0})^2$  va diminuer par rapport à ce qu'il était dans la zone eau.

Le rapport  $R_{mf}/R_w$  lui reste constant puisqu'il s'agit du même niveau.  
 Donc  $R_{xo}/R_t$  va diminuer et devenir en général inférieur 1.  
 Donc dans la zone à eau le rapport  $R_{xo}/R_t$  est maximum.  
*Dès que le rapport  $R_{xo}/R_t$  commence à diminuer c'est l'indice d'une zone à hydrocarbures.*

#### d. Lithologie

##### Quick-look

Une première méthode consiste à comparer des courbes de porosité, à les superposer d'où le nom d'Overlay ou Quick look, que l'on donne à ces méthodes de comparaison. Ces méthodes ne sont possibles que lorsque les logs ont été enregistrés avec des échelles compatibles.

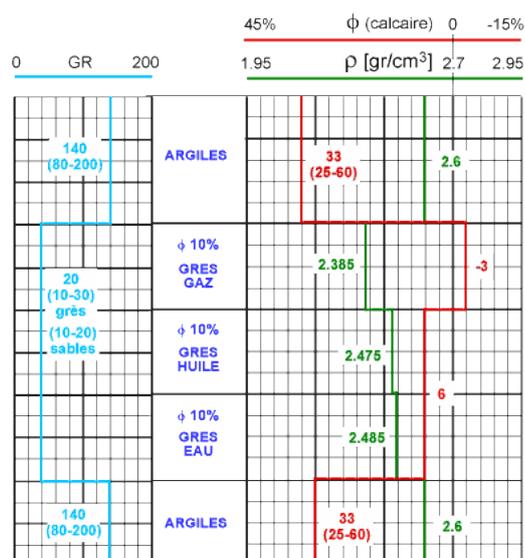
Pour pouvoir comparer deux logs de porosité, comme la densité et le neutron par exemple, il faut que les échelles soient convenablement choisies.

Si le neutron est calibré calcaire par exemple, avec 3 unités de porosité (en %) par division, et la densité avec 0.05 g/cc par division, les échelles sont dites compatibles et si l'on amène le 0 % de porosité du neutron sur la valeur de la matrice calcaire (2.71 g/cc) les deux logs doivent se superposer au bruit près pour autant que l'on ait une formation calcaire avec comme fluide de l'eau.

##### • Fluide

Si les deux courbes ne sont pas confondues, cela peut provenir :

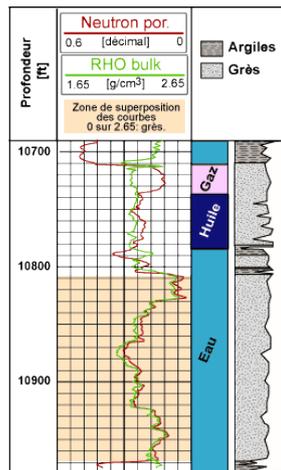
- ✓ d'une lithologie non calcaire ;
- ✓ de la présence d'argile ;
- ✓ de la présence d'hydrocarbures surtout de gaz puisque l'huile ne provoque pratiquement pas de différence par rapport à l'eau sur la lecture de ces deux logs.



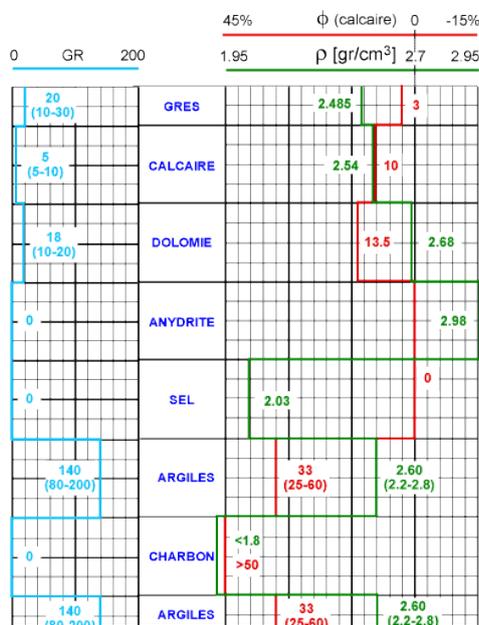
**Figure 53.IV** Exemple synthétique calibré calcaire avec eau, huile, gaz dans des grès.

• **Superposition**

Une autre façon de procéder consiste à superposer directement les courbes et non plus les échelles. On déplace l'une de deux courbes jusqu'à la faire coïncider avec l'autre. On lit alors la valeur de la densité inscrite en face du 0 du neutron ce qui nous donne la composition de la matrice, 2.65 si la matrice est un grès, et 2.89 si la matrice est une dolomie. Là encore il faut apporter un certain nombre de corrections en présence d'argile et d'hydrocarbure.



**Figure 54.IV** Exemple Gamma Ray



**Figure 55.IV** Exemple synthétique calibré calcaire avec différentes lithologies à 10% de porosité.

## Références bibliographiques

---

### Références bibliographiques

Balandier Patricia (2001) : Sismologie appliquée : Etude des séismes .Eléments de sismologie appliquée à la construction à l'usage des techniciens du bâtiment.45 p

Chapellier D (2001) : Prospection électrique de surface. Cours de géophysique. Université de Lausanne, 102 p

Chapellier D : Diagraphies aquifères. Cours de Diagraphies. Cours de géophysique. Université de Lausanne, 127 p

Chapellier D : Diagraphies pétrole. Cours de Diagraphies Différées - Option Réservoirs 4ième année. 76 p

Chouteau Michel et Giroux Bernard (2008) : Géophysique appliquée II GLQ 3202 Méthodes sismiques Notes de cours. 44p

Djeddi Mabrouk (2017) : Sismique réfraction : Principe, Acquisition, Traitement et Interprétation. Département de Géophysique- FHC- Université M'Hamed Bougara de Boumerdes .29p

Dubois Jacques, Diament Michel et Cogné Jean-Pascal (2011) : Géophysique ; cours et exercices corrigés.4<sup>ème</sup> édition, Edition Dunod .264 p

Magnin Olivier et Bertrand Yves (2005) : Guide Sismique réfraction Les Cahiers de l'AGAP N°2. 96p

Marquis Guy (2005) : Prospection électrique. 11p

Marescot Laurent (2009) : Géophysique appliquée à l'archéologie Partie 1: méthodes électriques, sismiques et gravimétriques. 90 p

Morarech Moad et Fadli Driss ( 2015 ): Eléments de cours de Géologie, chapitre 4. Notions de sismologie. Université Mohammed V, Rabat. 10 p

Cours online de géophysique de l'Université de Lausanne ([https://www-ig.unil.ch/c\\_prof.htm](https://www-ig.unil.ch/c_prof.htm))