

Université de Ferhat Abbas sétif1  
Institut d'architectur et des sciences de la terre  
Département des scieneecs de la terre.



**Polycopie de cours  
(Cours donné au géologues)**

**GEOPHYSIQUE DE SURFACE ET DE LA SUBSURFACE**

**PARTIE 1 : METHODE ELECTRIQUE, SISMIQUE ET  
GRAVIMETRIQUE**

Présenté par : Dr. HAMLAOUI MAHMOUD

Année Universitaire 2018/2019

## Avant propos

Les sciences de la Terre ont pour sujet l'étude de la nature, de la formation et de l'évolution du globe terrestre, de son centre à la limite supérieure de l'atmosphère. Elles font pour cela appel à de nombreuses disciplines, dont la géologie, l'océanographie physique et la météorologie, qui peuvent toutes être rassemblées dans la science appelée géophysique.

La géophysique utilise toutes les méthodes de la physique pour obtenir des informations sur les zones difficiles d'accès du globe. Par exemple, seule la géophysique permet d'avoir des connaissances concernant le noyau terrestre, le fond des océans ou les confins de l'atmosphère, là où des mesures physiques directes sont pour ainsi dire impossibles. Dans ce cours, nous nous concentrerons sur l'étude du sous-sol, mettant de côté de la partie atmosphérique du globe.

La géophysique appliquée est la partie de la géophysique dont nous attendons des informations pour les activités humaines dans différents domaines. Dans le sens originel du mot, la géophysique appliquée correspond à la prospection géophysique, par exemple, la recherche de substances utiles dans le sous-sol ou d'objets posés sur le fond de l'océan, pour les cas qui nous concernent.

Cette diversité d'objectifs et d'échelles implique l'existence de nombreuses méthodes :

- ✚ La gravimétrie
- ✚ La méthode magnétique
- ✚ La méthode tellurique
- ✚ La scintillométrie
- ✚ Les méthodes acoustiques et sismiques
- ✚ La méthode électrique
- ✚ Les méthodes électromagnétiques

Elles sont toutes des outils essentiels utilisés dans des domaines tels que :

- ✚ La recherche scientifique
- ✚ La prospection pétrolière et le domaine parapétrolier
- ✚ Le génie civil
- ✚ La prospection minière
- ✚ L'hydrogéologie
- ✚ La pédologie
- ✚ La géothermie
- ✚ L'hydrogéologie
- ✚ L'archéologie

D'un point de vue industriel, la prospection géophysique concerne presque exclusivement la recherche d'hydrocarbures, (environ 97 % en chiffre d'affaire) et c'est là qu'elle trouve le moteur de son développement. L'objectif du géophysicien pétrolier est d'éviter les forages inutiles, le coût d'un puits étant extrêmement élevé. La prospection pétrolière ne peut donc se concevoir sans un usage intensif de levés géophysiques préalables aux forages eux-mêmes.

L'objectif du géophysicien minier, en revanche, peut être simplement de préciser l'extension d'un gisement déjà connu. Des travaux de sismique sont par exemple conduits pour trouver la profondeur d'anciennes vallées depuis longtemps comblées, dans lesquelles des accumulations de minéraux intéressants ont pu se rassembler.

D'un point de vue scientifique, l'emploi le plus fréquent de la géophysique est l'étude de grandes surfaces à distance. Nous utilisons par exemple souvent des méthodes aéroportées pour mesurer le champ magnétique naturel moyen ou pour étudier l'effet de champs électromagnétiques induits. La télédétection par satellites, méthode relativement récente, permet également d'obtenir des informations sur toute la surface du globe en peu de temps et d'efforts. Nous couvrons ainsi systématiquement, et à peu de frais, de grandes régions terrestres, parfois inaccessibles du sol.

# TABLES DES MATIERES

Avant PROPOS

## CHAPITRE 1 PROPRIETES PHYSIQUES DES ROCHES

I	Introduction	1
I.1	But du cours	1
I.2	Quelques définitions et notions de base	1
I.3	Problèmes et choix des méthodes	2
I.4	Proprietes physiques des roches	4
I.4.1	Introduction	4
I.4.2	La Résistivité électrique des roches	4
I.4.2.1	Définition de la résistivité	4
I.4.2.2	La conductibilité électrique des roches	5
I.4.2.3	La conductibilité liquide électrolytique	5
I.4.2.4	La qualité de l'électrolyte (salinité)	6
I.4.2.5	La qualité d'un eau dans une roche	6
I.4.2.6	La quantité d'électrolyte (porosité)	7
I.4.2.6.1	La porosité totale	7
I.4.2.6.2	La porosité efficace ou effective	7
I.4.2.6.3	La saturation	8
I.4.2.6.4	La temperature	8
I.4.2.6.5	La loi d'archie	8
I.4.2.6.6	La permeabilité	10
I.4.3	La Vitesse sismique	12
I.4.3.1	Eliasticité	12
I.4.3.2	Ondes sismique	13
I.4.3.2.1	Les Onde P	13
I.4.3.2.2	Les Onde S	13
I.4.3.2.3	Les ondes Guidés	14
I.4.3.3	Vitesses sismiques dans les roches	14
I.4.3.3.1	La porosité et la saturation	15
I.4.3.3.2	La présence d'argile	15
I.4.3.3.3	La profondeur et l'age de la formation	15
I.4.3.3.4	L'anisotropie	16
I.4.3.3.5	Gamme de vitesses	16
I.4.4	La densité	16
I.4.4.1	Minéreux et fluides	17
I.4.4.2	Densité des Roches	17

## CHAPITRE II LES MÉTHODES ÉLECTRIQUES : TECHNIQUES DE PROSPECTION

II.1	Buts du cours	19
II.1.1	Objectifs	19
II.2	Base Physique	19
II.2.1	Les filets de courant et les équipotentielles	20
II.2.2	Potentiel et champ électrique	20
II.2.3	Répartition du potentiel	21
II.2.3.1	Répartition du courant	22

II.2.3.2	Potentiel et champ électrique pour un terrain hétérogène	23
II.2.3.3	Modèle à deux couches	24
II.2.3.4	Modèle de fossé résistant	24
II.2.3.6	Hétérogénéités locales en plan	25
II.2.3.6	Influence de relief	25
II.3	Techniques de mesures	26
II.3.1	Le quadripôle de mesure	26
II.3.2	Les électrodes de mesure de potentiel A et B	26
II.3.3	Les électrodes de mesure de potentiel M et N	26
II.3.4	La mesure de la différence de potentiel	27
II.3.6	Principe de réciprocité	27
II.4	Première technique de mesure : trainé simple « Cartes et profils de résistivité »	28
II.4.1	Principe	28
II.4.2	Quelques dispositifs	29
II.4.3	Trainé multiple	30
II.4.4	Profondeur d'investigation des dispositifs	31
II.4.5	Espacement de mesures	31
II.4.6	Interprétation des profils et des cartes de résistivité apparentes	31
II.5	Deuxième technique de mesure : Sondage électrique Vertical	33
II.5.1	Principe	33
II.5.2	Les différents types de sondages électriques	36
II.5.2.1	Milieu homogène et isotrope	36
II.5.2.2	Milieu à deux couches	36
II.5.2.3	Milieu à deux couches (et plus...)	40
II.5.3	Interprétation des sondages électriques	40
II.6	Troisième technique de Mesure : La tomographie électrique	42
II.6.1	But de la tomographie électrique	42
II.6.2	Procédure de Mesure en 2D	44
II.6.3	Procédure de Mesure en 3D	45
II.6.4	Pseudo sections	46
II.6.5	Interprétation de la tomographie électrique	46

### **CHAPITRE III LES METHODE SISMIQUE**

III.1	Introduction	50
III.2	Rappel théorique	51
III.3	Les techniques de mesure en sismique	51
III.3.1	La propagation des ondes sismiques	52
III.3.2	Appareillage de mesure	53
III.3.2.1	Sources d'énergie	53
III.3.2.2	Les récepteurs « géophones »	53
III.3.5	Les appareils enregistreurs	54
III.3.3	Comprendre un sismogramme	55
III.4	Propagation des ondes dans un milieu discontinu	56
III.4.1	Cas d'un milieu bicouches	56
III.4.1.1	Calcul de l'épaisseur	58
III.4.2	Définition du délai sismique	58
III.4.3	Cas d'un seul marqueur plan incliné	59
III.5	Matériel et mise en oeuvre	61
III.5.1	Mise en oeuvre	61
III.5.2	Réalisation d'un dispositif sismique	62

III.5.2.1	Nombre de capteur et de tir	62
III.5.2.2	Longueur du dispositif	63
III.5.3	Acquisition des données	65
III.5.3.1	Signal sismique	65
III.5.3.2	Enregistrement (film sismique)	66
III.5.3.3	Qualité d'enregistrement	67
III.6	Transformation du film sismique en document interprétable	68
III.6.1	Interprétation des meures	69
III.6.2	Interprétation classique simplifiée	70
III.6.3	Interprétation en terme de geologie	73

## **CHAPITRE IV**

### **LA METHODE GRAVIMETRIQUE**

IV.1	Introduction	75
IV.2	Etude des anomalies gravimétrique	76
IV.2.1	Principe de Base	76
IV.2.1.1	Lois de l'attraction universelle	76
IV.3	Potentil gravitationnel	77
IV.4	Champ gravitationnel	78
IV.5	Forme de la terre	78
IV.5.1	Forme théorique de la terre et ellipsoide de référence	78
IV.5.2	Forme réelle de la terre et géoïde	80
IV.6	Isostasie	81
IV.7	Prospection gravimétrique	83
IV.7.1	Mesure de la gravité : le gravimètre	83
IV.7.2	Les données gravimétriques	84
IV.7.2.1	Corrections de références	84
IV.7.3	Anomalie de Bouguer	89
IV.8	Interprétation des anomalies gravimétriques	89
IV.8.1	Effets de structures simples	90
IV.8.2	Effet gravifique d'une structure de géométrie quelconque	92
IV.8.3	Anomalie régional et séparation des anomalies	92
IV.8.3.1	Séparation des anomalies	93
IV.8.3.2	Estimation de la masse par le théorème de Gauss	94
IV.8.3.3	Quelques traitements simples : prolongements et dérivées	95
IV.9	Conclusion	97

# I. INTRODUCTION

## I.1. But du cours

Ce cours a pour but de fournir au géologue les bases géophysiques nécessaires permettant de dialoguer avec le géophysicien, de choisir une méthode géophysique adaptée à une problématique donnée et de comprendre les résultats fournis par les méthodes géophysiques. Ce cours expose notamment les possibilités et les limites des méthodes présentées, ainsi que les techniques de mesure et d'interprétation. Les concepts mathématiques ont été réduits au strict minimum nécessaire à la compréhension du sujet.

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, l'hydrogéologue, le géologue minier et pour l'archéologue. Pour ces derniers, les techniques géophysiques sont tout particulièrement utiles lorsque d'autre moyens de prospection présentent de limites.

## I.2 Quelques définitions et notions de base

**A.\ Modèle :** Un modèle est une vue simple et idéalisée et donc approximative de la réalité physique.

**B.\ Norme,** anomalie, propriétés physiques et contraste.

Quelle que soit le type d'objet recherché et quelle que soit la méthode employée, il s'agit de mettre en évidence des structures anomales, c'est-à-dire des structures différant du milieu environnant par l'une ou l'autre de leur caractéristiques physiques. Une anomalie ne peut être définie que par rapport à une norme.

La géophysique est donc essentiellement la mesure de Contrastes dans les propriétés (ou paramètres) physique de matériaux constituant le sous sol (par exemple la densité, la résistivité électrique, etc.) et la tentative de déduire la nature et la distribution de ces matériaux responsables de ces observations : Sans contrastes, pas d'anomalies !

Les questions que se pose le géophysicien sont donc:

- La structure géologique peut-elle provoquer une anomalie par rapport à la norme qui est son environnement ?
- Le contraste est-il suffisamment important pour provoquer une anomalie mesurable ?

Cette notion conduit tout naturellement au problème du choix des méthodes.

Problème direct, problème inverse et information a priori :

1. Par le problème direct, le géophysicien entend en général la prise de données sur le terrain (mesure) ou la réponse d'un modèle numérique.
2. Le problème inverse (ou inversion) décrit par contre l'obtention d'un modèle à partir des données mesurées sur le terrain. En général, le modèle obtenu par inversion n'est pas unique (plusieurs modèles peuvent expliquer les mesures collectées) et de l'information a priori est ajoutée pour contraindre le modèle et choisir parmi les différentes solutions possibles.

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, etc.

LA POROSITE : 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.

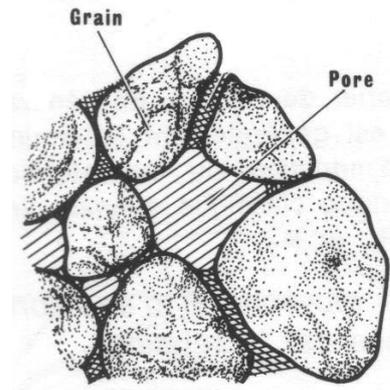


Figure. I.1 : La Roche

$$d_b = (1 - \emptyset)d_{ma} + d_f \emptyset$$

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

Note : Les paramètres physiques de la roche dépendront des pourcentages des divers constituants.

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.

### I.3 Problèmes 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 la méthode à employer.

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 objets enfouis et leur possibilité de provoquer une anomalie sur la ou les grandeurs mesurées (contraste de propriété physiques),
- coût de la mise en œuvre,
- finalement de la sensibilité de la méthode au bruit géophysique.

A titre d'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. Enfin, quelle que soit la ou les méthodes choisies, il faudra tenir compte de l'épaisseur et de la nature des terrains (il s'agit des morts terrains et/ou les terrain de la couverture)

Le schéma ci-dessous constitue un guide sommaire d'emploi des différentes méthodes géophysiques, pour chaque grand groupe se rapportant à un paramètre physique mesuré il existe de

nombreuses techniques qui se caractérisent chacune par leurs possibilités et leurs limites, leur coût de mise en œuvre, leur pouvoir de résolution, etc. 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.

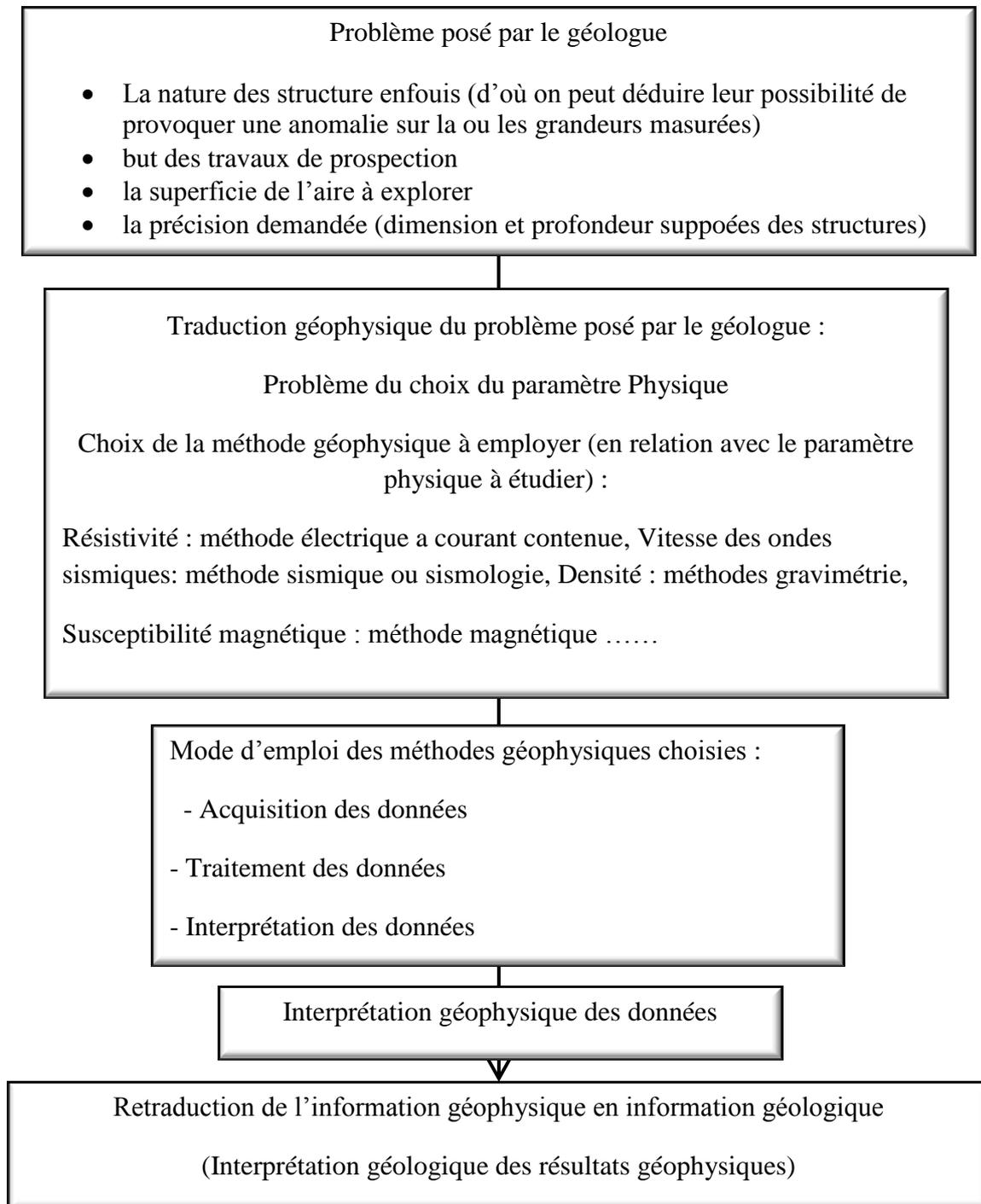


Figure I.2 : Etapes d'introduction des méthodes géophysiques dans une étude

## I.4. PROPRIETE PHYSIQUES DES ROCHES

### I.4.1 Introduction

Les différentes méthodes de prospection géophysique nous renseignent sur la distribution des propriétés physiques du sous-sol. Leur avantage principal réside dans leurs caractères non invasif et non destructif. Le milieu n'est pas perturbé de façon permanente après leur passage.

Elles permettent également la couverture d'une grande surface ou d'un grand volume à faible coût et peuvent être mises en oeuvre dans pratiquement tous les types d'environnements. Autre avantage: elles peuvent être utilisées en imagerie en surface et/ou en profondeur pour obtenir une image à un temps  $t$  donné, mais on peut également les utiliser pour un suivi temporel.

Avant de se lancer dans la présentation des méthodes de prospection géophysiques, nous allons débiter par un survol des principales propriétés physiques des roches afin d'avoir une idée de ce qu'on va tenter de caractériser avec la géophysique. On pourra ensuite passer à la présentation des différentes méthodes.

### I.4.2 La Résistivité électrique des roches

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 objets géologiques enfouis.

Les méthodes fondées sur la mesure du paramètre « résistivité » sont très répandues pour plusieurs applications de la géologie appliquée (hydrogéologie, géotechniques, géologie minière, archéologiques et autres etc...), ces méthodes ont été imaginées en 1912 par les frères Schlumberger au USA.

#### I.4.2.1 Définition de la résistivité

La résistivité  $\rho$  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  $S$  et de longueur  $L$ .

$\rho$  : résistivité (Ohm.m)

La loi d'Ohm:

$$V = R.I$$

avec  $V$  potentiel électrique (tension) en volts,  $I$  : c'est l'intensité du courant en Ampère et  $R$  résistance Ohmique en (Ohms)

La résistance  $R$  dépend de la géométrie du matériau; pour un cylindre de section  $A$  et de longueur  $L$ .

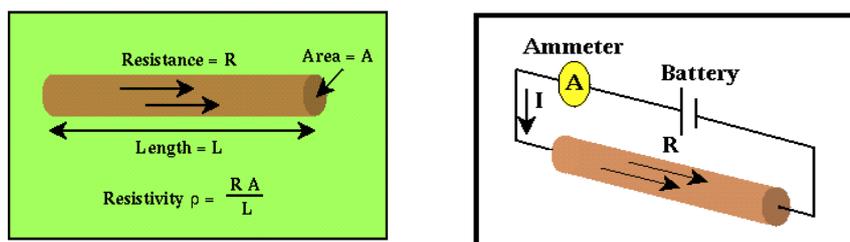


Figure I.3 : Mesure de la résistance Ohmique d'un matériau

$$R = \rho \frac{L}{S},$$

avec R : résistance (Ohms) et  $\rho = R.A/L$ , Où  $\rho$  est la résistivité du matériau.

Les unités S.I. (Système International) sont l'ohm ( $\Omega$ ), pour les résistances et le mètre pour les longueurs. L'unité de résistivité sera donc l'ohm.m (ou  $\Omega.m$ ). L'ohm.cm employé parfois vaut 0,01  $\Omega.m$ . 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  $\mu S/cm$ ).  
 $\rho (\Omega m) = 10'000 / \sigma (\text{microsiemens/cm}) = 1000 / \sigma (\text{millisiemens/m})$ .

Remarque : La loi d'Ohm n'est valable que pour les conducteurs métalliques, pour les gaz et les électrolytes, elle n'est qu'une approximation.

### I.4.2.2 La conductibilité électrique des roches

Dans un conducteur, le courant électrique peut s'écouler selon deux modes distincts:

La conductibilité solide :

Le passage du courant se fait par **déplacement d'électrons**. On parle de conductibilité électronique ou métallique car c'est une conductibilité analogue à celle des métaux. Cette conductibilité solide n'est réellement importante que pour certains gisements minéraux tels que :

- certains sulfures (pyrite, galène)
- certains oxydes (magnétite, hématite)
- le graphite, l'or, l'argent, le platine, etc..

La résistivité de ces minéraux conducteurs est de l'ordre de 0,01 ohm.m. Pour que ces minéraux puissent modifier la résistivité de la roche il faut :

- que la quantité soit suffisante (sable aurifère 0,6 g/t, insuffisant)
- que " l'habitus " soit dendritique, un habitus granulaire a beaucoup moins d'effet ceci à cause du contact imparfait entre les minéraux.
- que la roche soit sous le niveau hydrostatique surtout lorsque le minéral est dispersé en grains qui ne sont pas jointifs. Dans ces cas-là la roche, si elle est sèche, n'est pas affectée par la présence de ces minéraux conducteurs, elle reste infiniment résistante.

### I.4.2.3 La conductibilité liquide électrolytique

Un sol, une roche conduisent l'électricité la 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'elle 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 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,

#### I.4.2.4 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.

$$\rho_w = f(C_1v_1 + C_2v_2 + C_3v_3 + \dots + C_nv_n)$$

Avec :  $C_1$  = concentration en ion 1 et  $v_1$  = mobilité de l'ion 1.

La mobilité des ions étant différente pour chaque ion, on a par exemple les vitesses limites suivantes:

H +	V =	36.2	10 <sup>-8</sup> m/sec
OH-		20.5	"
SO4 --		8.3	"
Na +		5.2	"
CL-		7.9	"

On note alors qu'une eau avec la même concentration en poids de sels dissous aura une résistivité différente selon les ions en présence.

Du point de vue chimique, on définit le résidu sec, qui représente le total des matières dissoutes. On l'exprime en g/litre. (1g/litre = 1000ppm et 1mg/litre = 1ppm), on admet généralement que si ce résidu sec est plus élevé que 8g/litre, 8000 ppm, l'eau est non potable.

Tableau.I.1 : Résistivités de différents types d'eau.

Types d'eaux	Concentration ppm (part par million)	Résistivité (Ohm.m)	Conductibilité (Microsiemens/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 de Vichy	5167	1,2	8000
Eau d'Henniez	500	12	833
Eau du robinet	311	18	550

#### I.4.2.5 La qualité d'une eau dans une roche:

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).

#### I.4.2.6 La quantité d'électrolyte (porosité)

La quantité d'eau contenue dans les roches dépend de la porosité  $\phi$ . On distingue la porosité totale et la porosité efficace:

##### I4.2.6.1 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 % :

$$\phi_r = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total de la roche}}$$

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.

##### I.4.2.6.2 La porosité efficace ou effective $\phi_e$ :

Les pores, pour permettre le passage d'un fluide, doivent être connectés. On définit alors:

$$\phi_e = \frac{\text{Volume total des vides communicants}}{\text{Volume total de la roche}}$$

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).

Le tableau I.2 : Quelques caractéristiques des sédiments meubles :

Type de sédiments	Diamètre (mm)	porosité totale (%)	Porosité efficace (%)	Perméabilité (m/s)
Gravier moyen	2.5	45	40	3.10 <sup>-1</sup>
Sable gros	0,250	38	34	2.10 <sup>-3</sup>
Sable moyen	0,125	40	30	6.10 <sup>-4</sup>
Sable fin	0,09	40	28	7.10 <sup>-4</sup>
Sable très fin	0,045	40	24	2.10 <sup>-5</sup>
Sable silteux	0,005	32	5	1.10 <sup>-9</sup>
Silt	0,003	36	3	3.10 <sup>-8</sup>
Silt argileux	0,001	38	-	1.10 <sup>-9</sup>
Argile	0,0002	47	-	5.10 <sup>-10</sup>

Tableau I.3 : Les valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs :

Types de réservoirs	Porosité efficace (%)	Types de réservoirs	Porosité efficace (%)
Gravier gros	30	Sable gros plus silt	5
Gravier moyen	25	Silt	2
Gravier fin	20	Vases	0.1
Gravier plus sable	15 à 20	Calcaire fissuré	2 à 10
Alluvions	8 à 10	Craie	2 à 5
Sable gros	20	Grès fissuré	2 à 15
Sable moyen	15	Granite fissuré	0.1 à 2
Sable fin	10	Basalte fissuré	8 à 10
Sable très fin	5	Schistes	0.1 à 2

#### I.4.2.6.3 La saturation (S)

La saturation en eau  $S_w$ , a savoir :

$$S_w = \frac{\text{Volume des pores remplis d'eau}}{\text{Volume total des pores}}$$

Notez qu'il s'agit de la saturation en eau. Pour un mélange eau + air (roche partiellement saturée) on aura  $S_w + S_{air} = 1$

#### I.4.2.6.4 La température (T)

La résistivité d'un électrolyte dépend aussi de la température. Une augmentation de température diminue la viscosité, la mobilité des ions devient plus grande et la dissociation augmente, ce qui a pour effet de diminuer la résistivité ou inversement d'augmenter la conductibilité. On utilise généralement la relation suivante pour évaluer la résistivité d'une roche à une température  $t$  connaissant sa résistivité à 18°C :

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + 0.025(t - 18)}$$

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 extrêmement résistante les ions ne pouvant plus se déplacer. Dans les pays de permafrost, il est difficile de mettre en œuvre les méthodes de résistivités le sol étant infiniment résistant. C'est pour cette raison que c'est principalement dans ces pays qu'ont été développées les méthodes électromagnétiques.

#### I.4.2.6.5 La loi d'Archie

##### A. Cas d'une roche saturée

Dans le cas d'une roche saturée, Archie (1942) a établi une relation expérimentale liant la résistivité de la roche de la roche à la porosité et à la résistivité de l'eau d'imbibition et à son mode de distribution :

$$\rho_r = \rho_w a \phi^{-m}$$

Avec :  $\rho_w$  = 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 intergranulaire et  $a > 1$  pour les roches à porosité de fracture) ;

$m$  = facteur de cimentation (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 :  $F = a\phi^{-m}$  .

Les paramètres  $a$  et  $m$  peuvent être définis précisément en laboratoire. Dans la pratique on admet pour les formations meubles, sables et grès, la relation suivante :  $F = 0.62\phi^{-2.15}$ , et pour les roches bien cimentées:  $F = 1\phi^{-2}$ .

En définitive nous obtenons pour la loi d'Archie en roche saturée:

$$\rho_r = F\rho_w$$

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
- La 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. La loi d'Archie devient alors :

$$\rho_r = F\rho_w S_w^{-n}$$

On peut aussi écrire:

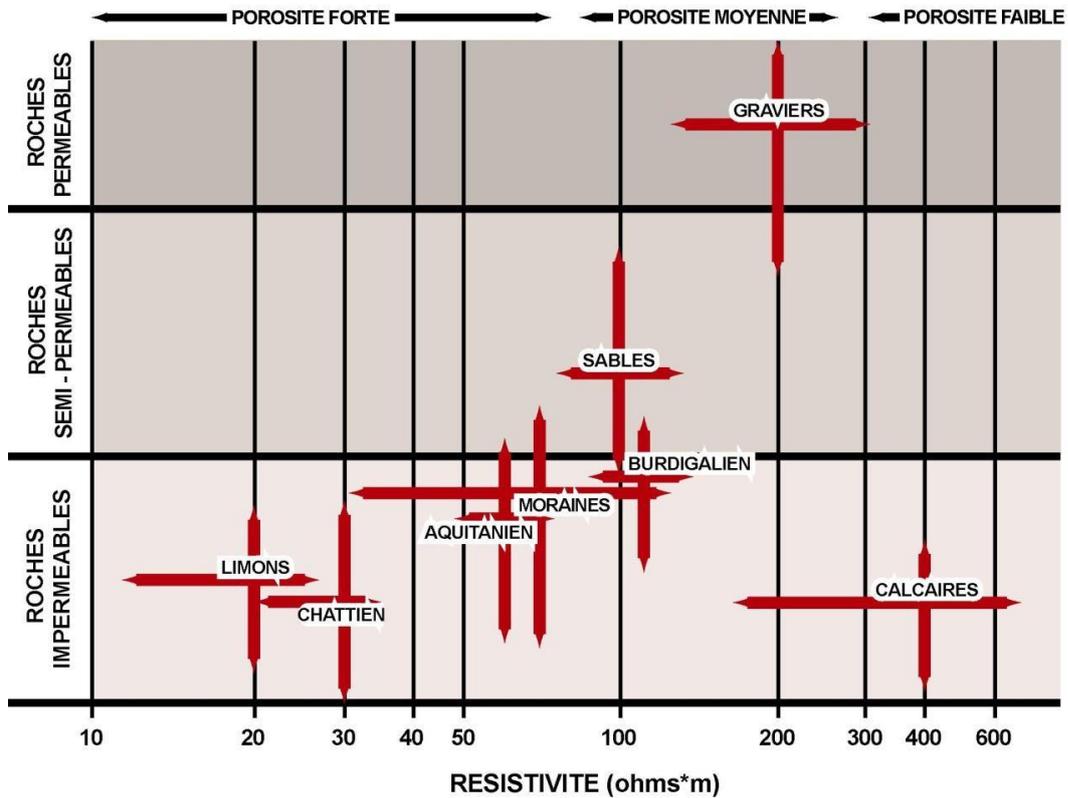
$$S_w = \sqrt[n]{\frac{F\rho_w}{\rho_r}}$$

Avec :  $F$  = facteur de formation,  $\rho_w$  = résistivité de l'eau d'imbition,  $\rho_t$  = résistivité de la partiellement saturée en eau. 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 %.

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 peut parfois charger en sels la zone déshydratée, qui devient plus conductrice que la zone saturée de par sa grande concentration en sels. Voici quelques exemples de résistivité des roches dans nos régions. Notez la variabilité inhérente pour chaque formation, dépendant de la saturation, de variations dans la composition etc.

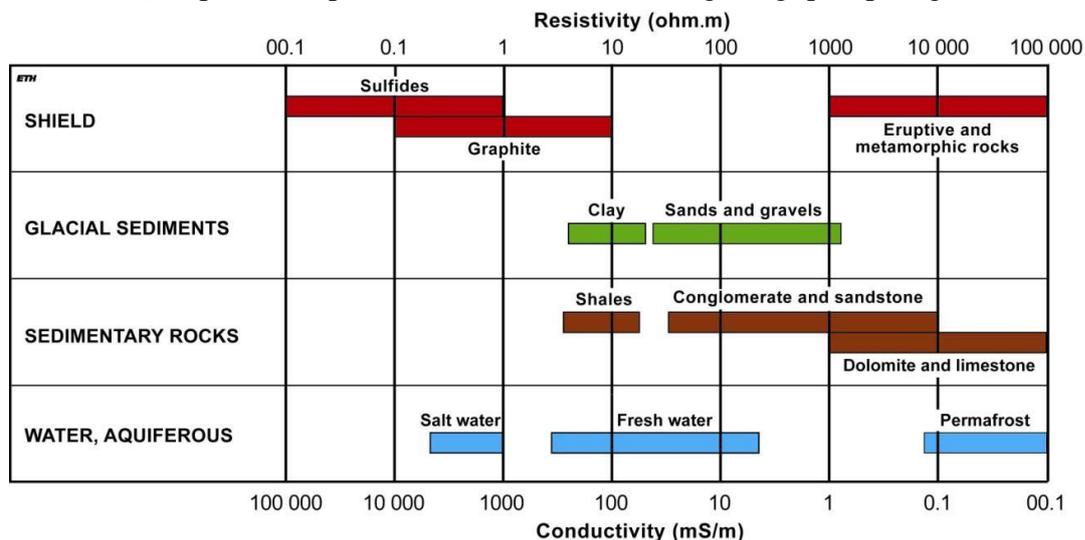
Voici quelques exemples de résistivité des roches. Sachant que cette variabilité inhérente pour chaque formation, dépendant de la saturation, de variations dans la composition etc.

Tableau I.4 : Quelques exemples de résistivité des roches.



Voici quelques exemples de résistivité des roches dans nos régions. Notez la variabilité inhérente pour chaque formation, dépendant de la saturation, de variations dans la composition etc.

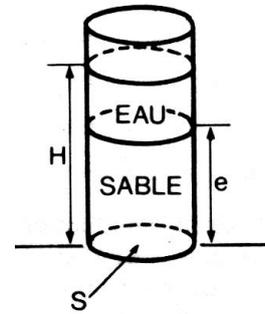
Tableau I.5 : Quelques exemples de résistivité des Unités géologiques plus générales :



#### I.4.2.6.6 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** ». Il n'y a aucun rapport direct entre la porosité et la perméabilité, mais pour être perméable la roche doit obligatoirement être poreuse.

$$Q = KS \frac{H}{e}$$



Avec : Q = débit (m<sup>3</sup>/sec) ; S = section de la colonne de sable (m<sup>2</sup>) ; H = hauteur de la charge d'eau (m) ; e = hauteur de la colonne de sable (m) ; K = facteur de proportionnalité appelé coefficient de perméabilité de « DARCY » (m/sec ou cm/sec). 1DARCY = perméabilité d'un matériau qui fournit un débit de fluide de 1 cm<sup>3</sup>/sec à travers une section de 1cm<sup>2</sup> sous un gradient hydraulique de 1 atmosphère par cm, le fluide ayant une viscosité de 1 centipoise.

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.

## Recapitulatif

Avec le paramètre physique « Résistivité » nous pouvons caractériser le sous-sol par la mesure sur terrain. Ce paramètre peut varier:

- de 1 à quelques dizaines d'ohms.m pour les argiles et les marnes
- d'une dizaine à quelques centaines d'ohms.m pour les sables et les grès marneux
- d'une centaine à plusieurs milliers d'ohms.m pour les calcaires et les roches éruptives.

La correspondance entre la résistivité et le faciès géologique est une notion d'une grande importance pratique. Parfois, certains faciès, des argiles par exemple, gardent pratiquement la même résistivité sur des centaines de kilomètres; en général, la résistivité d'une formation est moins constante et peut évoluer progressivement le long d'une même formation spécialement dans les dépôts quaternaires.

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.

Il résulte de ce qui précède que les mesures de résistivité faites sur échantillons ne sont comparables à celles des terrains en place que si l'on considère la valeur moyenne d'un grand nombre d'échantillons.

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**.

### I.4.3 La Vitesse Sismique (vitesse de propagation des ondes élastiques)

La méthode sismique est l'étude de la propagation d'ondes sismiques provoquées par l'homme. Le paramètre qui nous intéresse est la **vitesse de propagation** de ces ondes dans le sous-sol. 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. La théorie de l'élasticité est une théorie mathématique rigoureuse. Elle part du principe suivant :

Il n'existe pas de corps indéformable. Un solide, s'il est soumis à des tensions, se déforme. On pose à priori que forces et déformations sont infiniment petites, ce qui revient à écrire (du point de vue mathématique) que les relations entre forces et déformations sont linéaires, ce qui implique que les déformations sont **réversibles**. Cela signifie que le corps reprend sa forme initiale dès que les forces qui s'exercent sur lui ont cessé. Un tel corps idéal est dit élastique. Dans un corps de ce type, toute l'énergie est conservée.

Les roches peuvent être considérées comme élastiques lorsque les déformations sont faibles.

- Cette théorie de l'élasticité s'applique très bien à la propagation des ondes sismiques, pour autant que l'on ne soit pas trop près de la source. En effet près de la source, les déformations sont trop grandes et elles deviennent **irréversibles**. Par exemple, après l'explosion, il y a un cratère autour du point de tir, et de plus une partie de l'énergie s'est transformée en chaleur.

#### I.4.3.1 Elasticité

On définit un certain nombre de paramètres d'élasticité :

##### A.\ Le module de Young E (module de traction) :

Si un corps a une longueur l et qu'il s'allonge sous l'effet d'une traction de la quantité  $\Delta l$  on obtient :

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{1}{E} \frac{F}{S}$$

Avec, F = force de traction appliquée [N], S= Section[m<sup>2</sup>], E= Module de Young[Pa].

##### B.\ Coefficient de Poisson (module de compression élastique)

$$\frac{\Delta l}{l} = -\frac{1}{\sigma} \frac{\Delta d}{d}$$

Avec, d=épaisseur [m],  $\Delta d$ =rétrécissement [m],  $\sigma$ =coefficient de Poisson [sans dimension].

##### C.\ Module d'incompressibilité K

Si V est le volume, on définit la dilatation cubique comme :  $\theta = \frac{\Delta V}{V}$ , si P est la pression appliquée

on obtient:  $K = \frac{\Delta P}{\theta}$  et  $K = \frac{E}{3(1-2\sigma)}$ .

##### D.\ Module de torsion ou de rigidité, module de cisaillement

Il peut s'exprimer en fonction de E et de  $\sigma$  :

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

$\mu$  est évidemment nul pour un liquide qui ne résiste pas aux efforts tangentiels. Un tel liquide est dépourvu de toute rigidité. Il est très souvent noté G en génie civil.

### I4.3.2 Ondes sismiques

Un milieu homogène, infini, isotrope et élastique se deux sortes d'ondes peuvent principalement se propager : les ondes P et les ondes S.

#### I.4.3.2.1 Les ondes P

Le premier type d'ondes est appelé ondes longitudinales, ondes de compression ou ondes primaires P car ce sont elles qui arrivent en premier. Le mouvement des particules se fait selon un mouvement de compression et de dilatation. Le sens de vibration des particules est parallèle à l'axe de propagation :

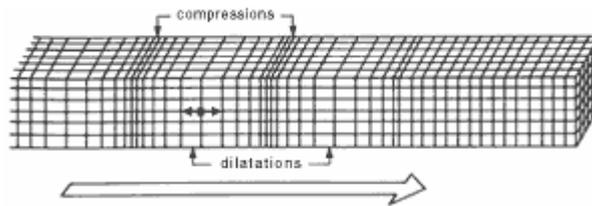


Figure I.4 : Les ondes P d'après MARI et CHAPPELLIER (1999)

La vitesse de telles ondes peut s'exprimer en fonction des différents paramètres d'élasticité :

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

K= module d'incompressibilité [Pa]

$\mu$  = module de torsion [Pa]

$\rho$  = densité [sans dimension]

E = module de Young [Pa]

$\sigma$  = coefficient de Poisson [sans dimension]

#### I.4.3.2.2 Les ondes S

Le second type d'ondes correspond à un mouvement de cisaillement. On les appelle des ondes transverses, ondes de torsion ou ondes secondaires S car ce sont elles qui arrivent en second. Le mouvement des particules dans ce cas se fait perpendiculairement à la direction de propagation :

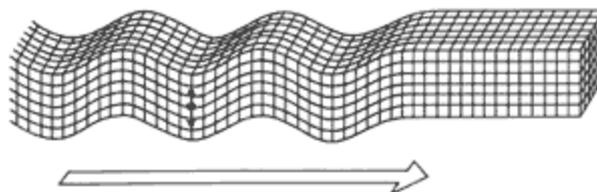


Figure.I.5 : Les ondes S d'après MARI et CHAPPELLIER (1999).

Comme il n'existe pas de module de cisaillement dans les liquides, les ondes S ne s'y propagent pas. La vitesse des ondes secondaires s'exprime en fonction elle aussi des paramètres d'élasticité :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{avec, } \mu = \text{module de torsion [Pa]} \text{ et } \rho = \text{densité [sans dimension].}$$

### I.4.3.2.3 Les ondes Guidées

D'autres ondes apparaissent et se propagent le long de surfaces qui agissent comme guide d'ondes. Ces ondes sont appelées ondes de surface ou ondes guidées. les ondes guidées sont principalement des ondes de Rayleigh et des ondes de Love. Les **ondes de Rayleigh** ont un mouvement de particules elliptique dans le plan perpendiculaire à la surface de la direction de propagation :

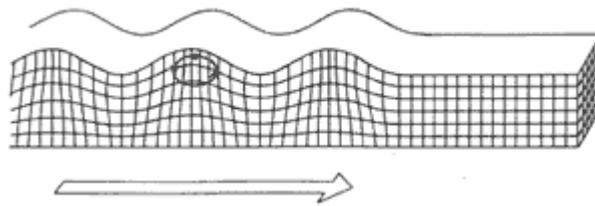


Figure I.6 : Les ondes de Rayleigh d'après MARI et CHAPPELLIER (1999)

Les **ondes de Love** sont des ondes S, polarisées horizontalement. La direction de polarisation étant perpendiculaire à la direction de propagation :

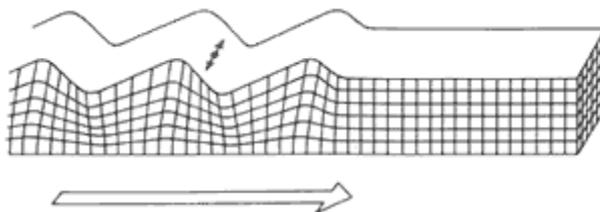


Figure I.7: Les ondes de Love d'après MARI et CHAPPELLIER (1999)

### I.4.3.3 Vitesses sismiques dans les roches

En sismique, le paramètre physique étudié est la vitesse de propagation des ondes. On mesure en général le temps de propagation des 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 que nous allons passer en revue :

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

On a souvent besoin, pour savoir si la méthode sismique réfraction 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.

En sismique réflexion c'est l'**impédance acoustique** qui intervient et le pouvoir réflecteur du miroir ou coefficient de réflexion à incidence normale. On définit l'impédance acoustique comme le produit de la vitesse par la densité, le pouvoir réflecteur d'un miroir devient :

$$R = \frac{V_2\rho_2 - V_1\rho_1}{V_2\rho_2 + V_1\rho_1}$$

V= vitesse du milieu [m/s] et  $\rho$  =densité du milieu [sans dimension]

On remarque qu'en sismique réflexion c'est le contraste d'impédance acoustique qui intervient alors qu'en réfraction il s'agit du contraste de vitesse.

### I.4.3.3.1 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.

La mesure de la vitesse dans un terrain saturé permet par ailleurs d'obtenir la porosité grâce à la **Loi de Wyllie**, qui reste approximative, mais qui est utile pour l'estimation des porosités en général, et plus particulièrement pour l'estimation du degré de fracturation des roches consolidées :

$$\frac{1}{V_r} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{(1 - \phi)}{V_{ma}}$$

$\phi$  = porosité [%],  $V_r$  = Vitesse mesurée dans la roche [m/s],  $V_f$  = Vitesse de propagation dans le fluide imprégnant la roche [m/s] et  $V_{ma}$  = Vitesse de propagation dans la matrice [m/s].

### I.4.3.3.2 La présence d'argiles

**Castagna** (1985) a proposé aussi un ensemble de formule liant les vitesses P ou S à la porosité, l'argilosité, et la vitesse P par rapport à la vitesse S. Ces lois ont été tirées de mesures de laboratoire réalisées sur des échantillons de grès et d'argiles.

$$V_s = 0.862 VP - 1170$$

$V_s$  = vitesse de l'onde S [m/s]

$$V_P = 5810 - 9420 \phi - 2210 V_{cl}$$

$V_P$  = vitesse de l'onde P [m/s]

$$V_s = 3890 - 7070 \phi - 2040 V_{cl}$$

$V_{cl}$  = volume d'argile [exprimé entre 0 et 1]

### I.4.3.3.3 La profondeur et l'âge de la formation

Les vitesses augmentent généralement avec la profondeur et l'âge de la formation, cela peut être dû à : (1) une diminution de la porosité, (2) une augmentation de la saturation.

**Faust** (1957) a développé une relation empirique qui relie la vitesse  $V_p$  et la profondeur :

$$V_p = L(AZ)^{1/6} \quad V_P = \text{vitesse de l'onde P [m/s]}$$

L = facteur lithologique

A = âge de la formation [années]

Z = profondeur [m]

#### I.4.3.3.4 L'anisotropie

Les vitesses sismiques montrent aussi de l'anisotropie dans les milieux stratifiés. La vitesse longitudinale est en générale plus élevée de 10 à 15 % que la vitesse transversale.

#### I.4.3.3.5 Gamme de vitesses

On peut distinguer 6 grands groupes de roches sur les vitesses P :

1. **Roche compactes**, porosités inférieures à 3%, pas de fracturation, pas d'altération. Granites, Gneiss, Dolomites et calcaires massifs, Marbres, Quartzites, Basaltes. Vitesses de 4000 à 6000 m/s.
2. **Les mêmes roches mais fracturées**, porosité totale de 3 à 10%, peu ou pas d'altération. Vitesses de 3000 à 4000 m/s.
3. **Roches poreuses**, porosité supérieure à 5% pas de fracturation, pas d'altération. Calcaires, Craies, Grès,... Vitesses 2500 à 4000 m/s.
4. **Les mêmes roches mais fracturées**, porosités supérieures à 8%, peu ou pas d'altération. Vitesses 2000 à 3500 m/.
5. **Roches altérées**, vitesses très variables selon le degré d'altération. Vitesses toujours inférieures aux vitesses dans les roches saines.
6. **Formations meubles**, soit non consolidées, soit déconsolidées par une profonde altération (surtout pour les roches à feldspaths abondants ) Graviers, sables, silts, tuf, Moraines Altérites. Vitesses 300 à 2500 m/s.

Les formations aérées (air 330 m/s) présentent des vitesses plus faibles que celles qui sont saturées (eau = 1500 m/s).

*Remarques :*

- *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 au pendage.*

#### I.4.4 La Densité

La masse volumique est définie comme le quotient de la masse et du volume d'un matériel :

Généralement le symbole pour la masse volumique est  $\rho$ , mais comme ce symbole est également utilisé pour les résistivités, nous utiliserons donc  $d$ , et le terme densité en lieu et place de masse volumique.

L'unité SI pour la densité est le  $\text{Kg/m}^3$  avec  $1 \text{ g/cm}^3 = 1000 \text{ Kg/m}^3$  Du fait de l'hétérogénéité des roches, il est nécessaire de distinguer entre les différentes densités relatives aux divers composants qui constituent le matériel appelé roche :

- $d$  = la densité globale, c'est-à-dire la densité moyenne d'un volume de roche, par exemple **la densité des grès**
- $d_i$  = la densité des minéraux qui sont des composants de la roche, par exemple la **densité du quartz**
- $d_m$  = La densité de la matrice qui est la densité de la partie solide de la roche, par exemple la densité de la matrice calcaire
- $d_w$  = la densité du fluide qui remplit les pores de la roche, par exemple **la densité de l'eau**

Pour une roche poreuse et saturée, on peut écrire :

$$d = (1 - \phi)d_m + \phi d_f \quad \text{et } \phi = \text{porosité totale}$$

Pour une description complète d'une roche poreuse, il faut aussi faire intervenir un autre paramètre qui est la saturation en fluide des pores de la roche. L'équation devient alors :

$$d = (1 - \phi)d_m + \phi[(S_w d_w + (1 - S_w)d_{air}]$$

#### ***1.4.4.1 Minéraux et fluides***

Il existe de nombreuses tables donnant les densités des minéraux. Pour les plus courants des minéraux, la densité varie de 2,2 à 3,5  $10^3 \text{ kg/m}^3$ . Citons quelques-uns des minéraux les plus courants :

- Le quartz : 2,648  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- La calcite : 2,710  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- La dolomite : 2,866  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- L'anydrite : 2,963  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- La halite : 2,163  $10^3 \text{ kg/m}^3$

La densité des liquides et des gaz est contrôlée par la composition chimique ainsi que par la température et la pression. Pour les liquides, Schlumberger donne les valeurs moyennes suivantes :

- Eau douce : 1,000  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- Eau salée (200,000 ppm) 1,146  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- Pétrole (huile) : 0,85  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- Air, Gaz 0,0013  $10^3 \text{ kg/m}^3$

#### ***1.4.4.2 Densité des Roches***

Pour les roches ignées et la plupart des roches métamorphiques la porosité est relativement faible et peut être ignorée. La densité de ces roches va donc dépendre principalement des minéraux les constituant, elle varie entre 2,6 et 3,4  $10^3 \text{ Kg/m}^3$ . La pression joue un rôle au début car les pores et les fractures se ferment lorsque la pression augmente et la densité augmente puis très rapidement elle reste stable.

Pour les roches sédimentaires, qui sont les principaux réservoirs, la densité varie beaucoup plus :

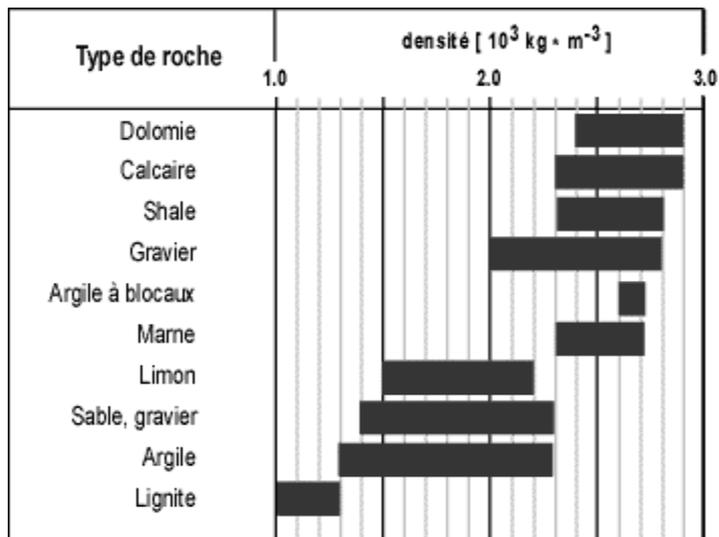


Figure I.8 : Densité des principales roches sédimentaires (d'après Wohlenberg, 1982)

Pour les sédiments non consolidés, comme les sols ou les sables, la densité peut descendre lorsqu'ils sont secs jusqu'à des valeurs beaucoup plus faibles de  $1,3 \cdot 10^3 \text{ Kg/m}^3$ . Une autre caractéristique des sédiments poreux c'est leur relative compressibilité, ce qui a pour conséquence que leur densité varie avec la profondeur et donc la pression. Cette relation n'est pas linéaire et atteint une valeur asymptotique pour les grandes profondeurs (environ 2 Km).

## II. LES MÉTHODES ÉLECTRIQUES : TECHNIQUES DE PROSPECTION

### II.1 Buts du cours

Montrer les possibilités et l'utilité de la géophysique pour résoudre les problèmes qui se posent en génie civil et en environnement.

Sous le terme résistivité ou prospection électrique en courant continu ou très basse fréquence, nous pouvons utiliser :

1. Les cartes de potentiel
2. La mise à la masse
3. Le traîné électrique
4. Le sondage électrique
5. Les panneaux électriques au sol (ou pseudo-sections)
6. Les panneaux électriques entre forages en forage

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..

#### II.1.1 Objectifs

- Comprendre les relations entre les problèmes pratiques rencontrés et les phénomènes physiques mesurables associés.
- Connaître les techniques modernes de prospection et comprendre les principes qui animent ces techniques.
- Pouvoir analyser un problème et décider de la ou les meilleures techniques géophysiques à adopter
  - Développer le sens critique pour juger des travaux accomplis.
  - Pouvoir analyser et interpréter les résultats des levés effectués.

### II.2 Base physiques

La prospection électrique est l'une des plus anciennes méthodes de prospection géophysique. Sa mise en œuvre est relativement simple.

On injecte du courant continu (en fait il s'agit souvent de créneaux) au moyen de deux électrodes dites *d'injection* et on mesure la différence de potentiel en résultant avec deux électrodes dites *de mesure*. Celle-ci dépend de la résistance électrique du sous-sol.

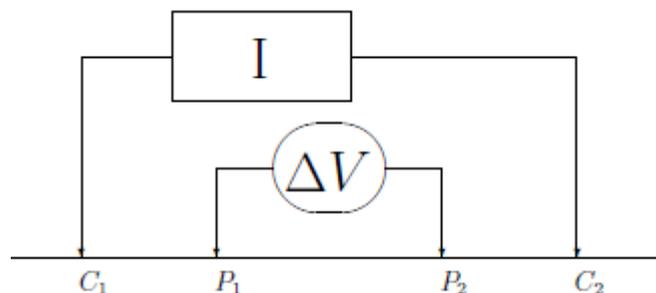


Figure. II.1 Schéma de la configuration d'un dispositif électrique. C1 et C2 sont les électrodes d'injection (de courant) et P1 et P2 les électrodes de mesure (de potentiel).

## II.2.1 Les filets de courant et les équipotentiels

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  $\rho$  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 :

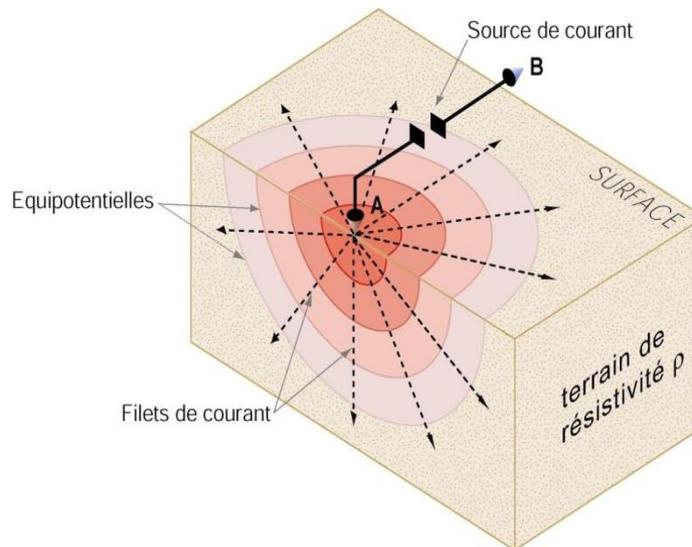


Figure II.2 : Représentation des équipotentiels et des filets de courant pour une source unique

## II.2.2 Potentiel et champ électrique entre A et B pour un terrain homogène

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  $\rho$  du milieu :

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r}$$

Avec  $V$  : le potentiel mesuré en surface en Volts,  $I$  : l'intensité du courant injecté en Ampères et  $r$  : la distance séparant le point où on mesure le potentiel de l'électrode de courant, en mètres.

### II.2.3 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**<sup>+</sup> (source) sera recueilli par **B**<sup>-</sup> (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**.

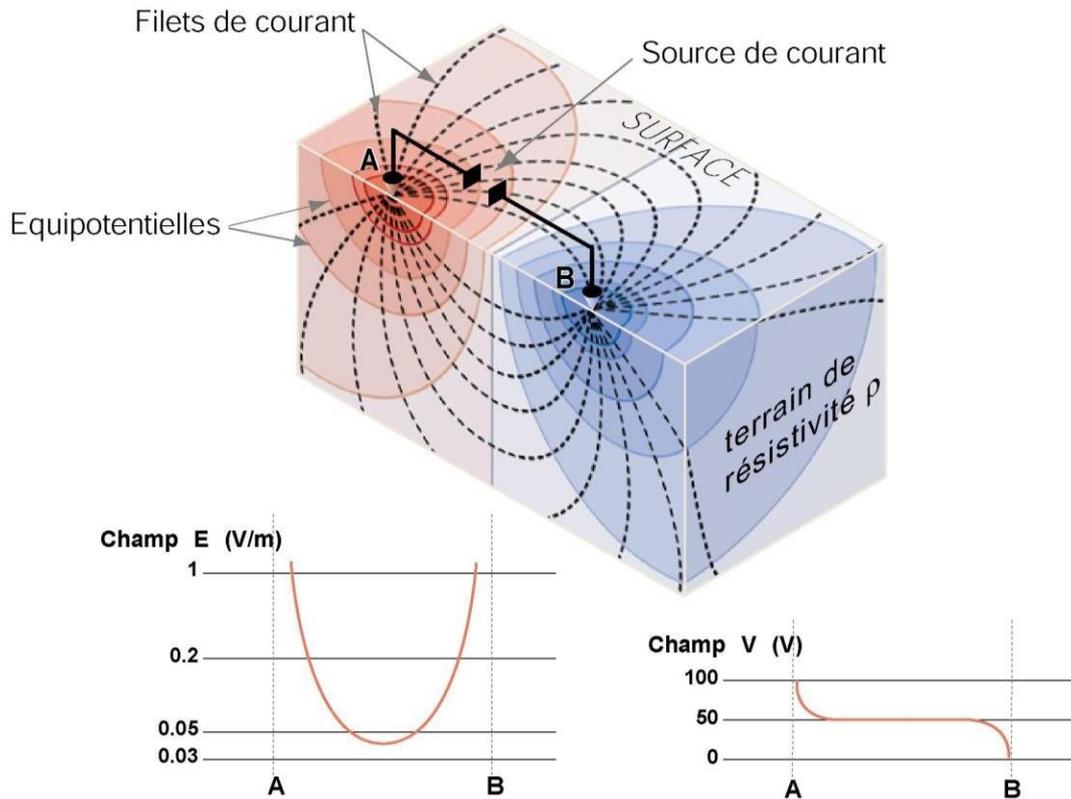


Figure II.3 : Représentation des équipotentiels et des filets de courant pour deux source.

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  $V = VA + VB$  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 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 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.

Si l'on considère sur la ligne **AB** l'évolution du potentiel **V**, on obtient la courbe représentée sur la figure ci-dessus. Cette figure montre que le champ **V** est sensiblement uniforme 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**. Cette résistance est appelée la « **Résistance de contact** ».

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, au moyen de deux électrodes de mesure de potentiel, comme nous le verrons plus loin.

D'autre part, lorsque la résistance de contact est très importante, il passe peu de courant dans le sous-sol et la mesure est ainsi rendue difficile. 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.)

### II.2.3.1 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 :

$$I_f = \left(\frac{2}{\pi}\right) \tan^{-1}\left(\frac{2z}{AB}\right)$$

Cette pénétration du courant est illustrée par la figure suivante :

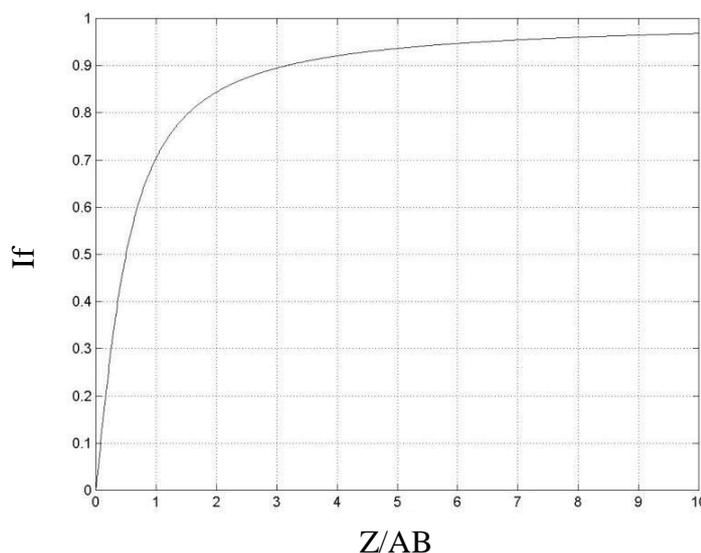


Figure II.4 : Relation entre densité de courant et la profondeur d'investigation d'un courant électrique

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.

### II.2.3.2 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 Ohm.m.

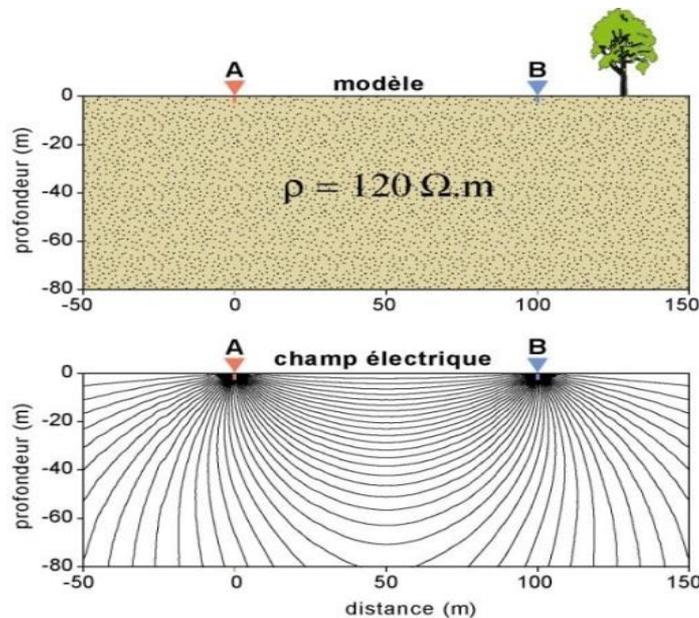


Figure II. 5 : Modèle géologique utilisé pour la modélisation est un niveau de grès de résistivité 120 Ohm.m

Pour un sous-sol hétérogène, plusieurs situations peuvent être envisagées :

### II.2.3. 3 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 Ohm.m  
 un niveau inférieur gréseux de résistivité 200 Ohm.M

### II.2.3.4 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 Ohm.m  
 un niveau inférieur grés-marneux de résistivité 30 Ohm.m

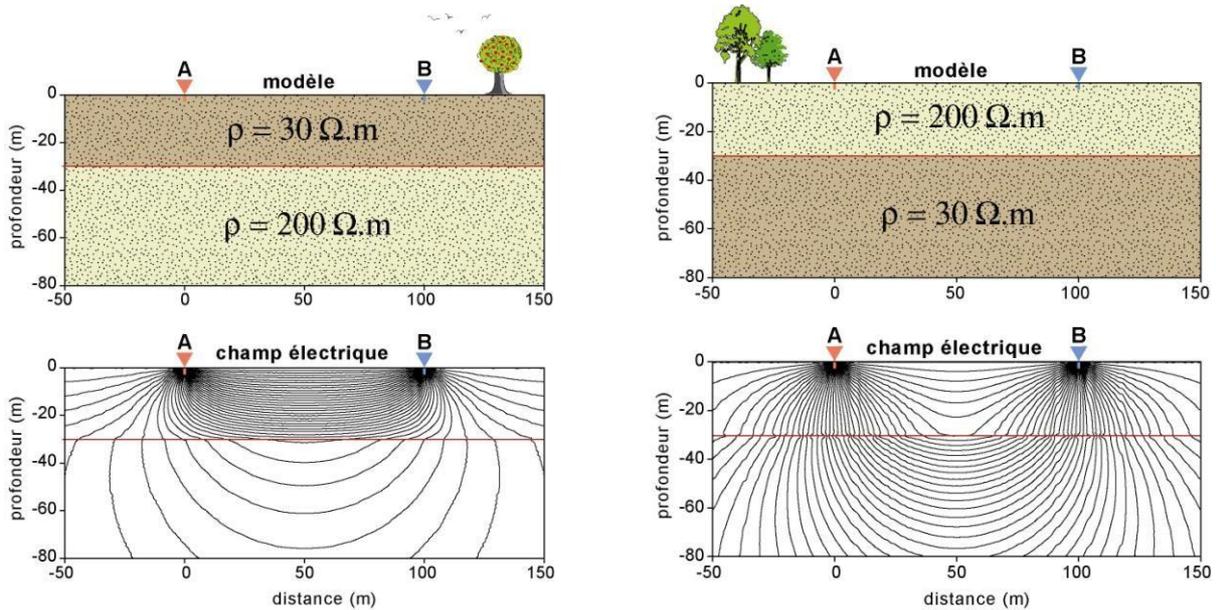


Figure II.6 : Modeles géologiques à deux terrains

### II.2.3.5 Modèle de fossé résistant

L'exemple archéologique utilisé pour la modélisation montre trois terrains (notez la répartition plus complexe des filets de courant) :

- ✚ un niveau supérieur de moraine de résistivité 60 Ohm.m
- ✚ un niveau inférieur grés-marneux de résistivité 30 Ohm.m
- ✚ un ancien fossé rempli de graviers de résistivité 400 Ohm.m

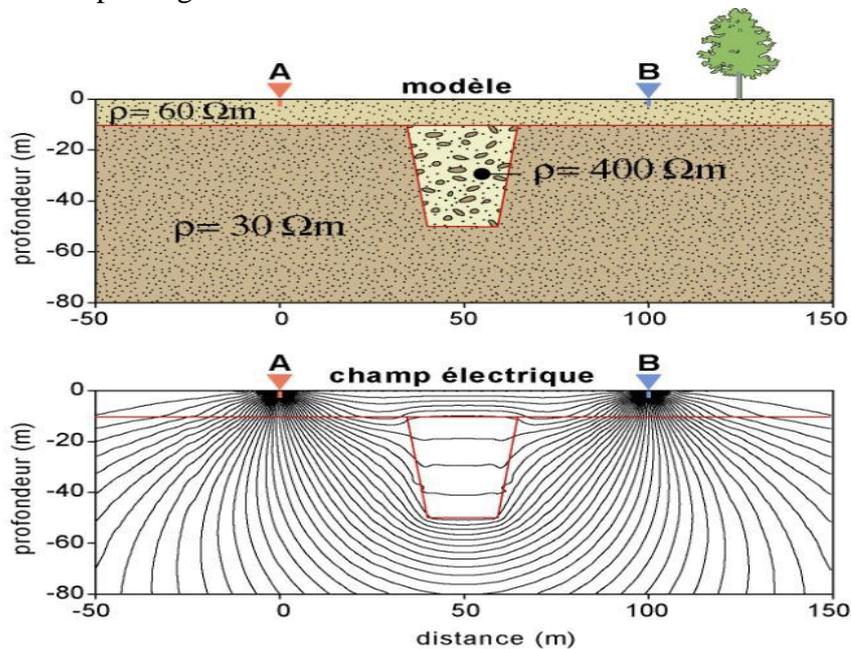
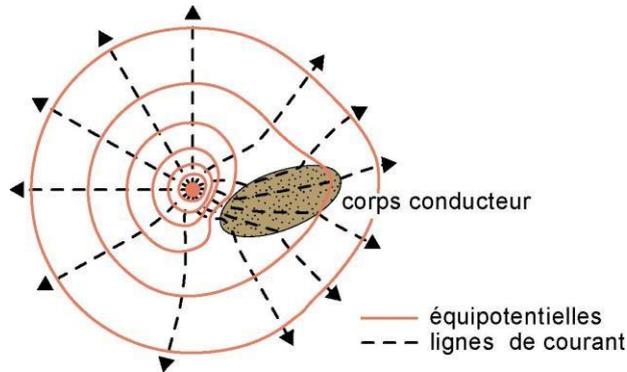


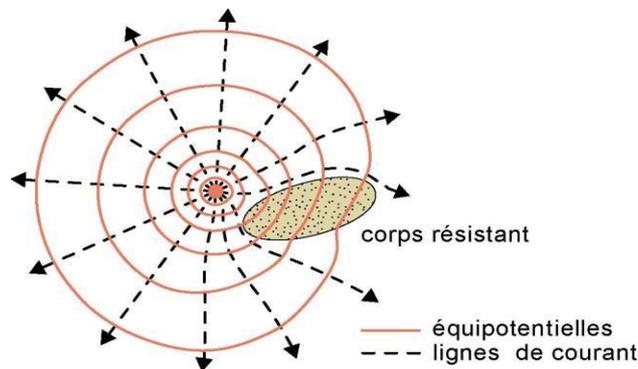
Figure II.7: Modèle géologique de fossé résistant

### II.2.3.6 Hétérogénéités locales en plan

Lorsqu'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 équipotentiels seront repoussés par le conducteur. Voici cette situation sous forme de cartes vue en plan (en surface) et autour d'une source de courant unique positive :



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 :



On remarque donc dans les exemples ci-dessus que le courant se concentre de préférence dans les unités conductrices et « évite » les unités plus résistantes. Cette répartition variable du courant crée également des asymétries dans le champ de potentiel (dans les équipotentiels). En mesurant ce champ de potentiel, nous pourrions alors obtenir des informations sur les structures enfouies dans le sous-sol, définir leurs localisations ainsi que leurs propriétés physiques et par là donner des indices pour une interprétation archéologique.

### II.2.3.7 Influence du relief

La topographie perturbe la distribution des potentiels. L'exemple suivant montre que les équipotentiels seront plus resserrées au fond des vallées et plus écartées au sommet des montagnes (même si dans cet exemple le sous-sol est homogène !). Notez que les équipotentiels sont perpendiculaires à la surface. Cet effet peut devenir gênant dans les régions montagneuses. Il dépend aussi du contraste des résistivités dans un terrain hétérogène, lorsque le terrain superficiel conducteur repose sur un substratum très résistant, la presque totalité des filets de courant se trouve concentrée dans le conducteur et les moindres dénivellations auront alors un effet important. Il est donc nécessaire de tenir compte de la topographie dans l'interprétation des résultats.

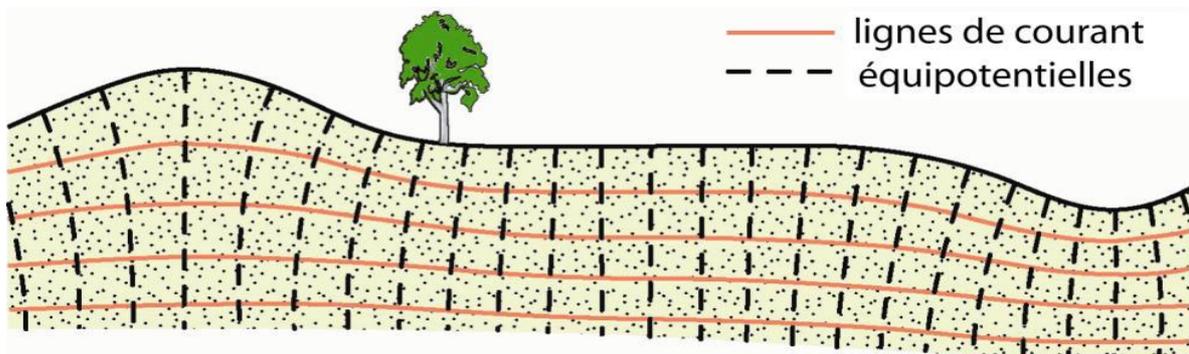


Figure II.8 : Modèle représentant l'influence du relief sur les mesures de résistivité

## II.3 Technique de mesure

### II.3.1 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  $\Delta V$  créé par le passage du courant entre deux électrodes M et N. Comme nous l'avons vu, on doit mesurer ce  $\Delta V$  dans le tiers central du dispositif (sauf exception) afin de mesurer l'effet des structures profondes et non de l'environnement direct des électrodes.

Un circuit complet de mesure se compose alors de :

### II.3.2 La source de courant

On utilise généralement des piles sèches de 90 volts en série. Plus rarement une génératrice à essence couplée avec un redresseur ou une batterie de voiture.

### II.3.3 Les électrodes d'émission A et B

Ces électrodes sont généralement constituées par des piquets d'acier inox.

**La mesure du courant  $I$**  : est effectuée à l'aide d'un ampèremètre.

### Le circuit de courant

Ce sont des câbles en acier isolés.

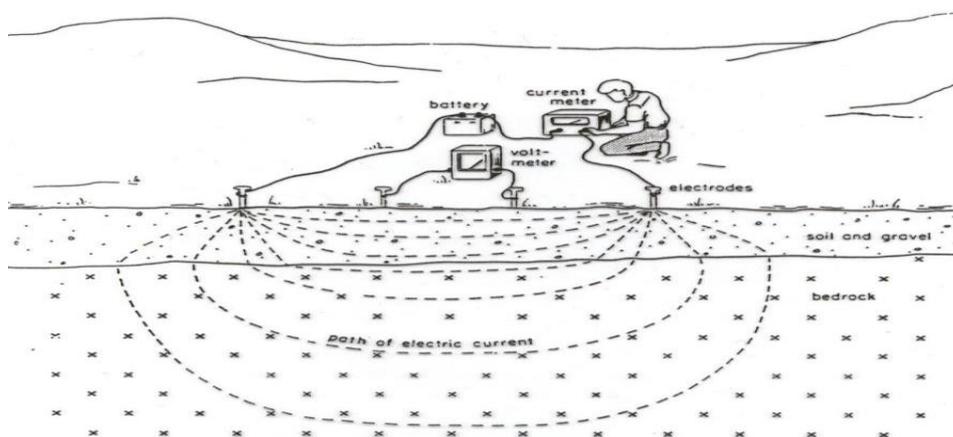


Figure II.9 : Schéma simplifier de la mise en œuvre sur terrain

### II.3.4 Les électrodes de mesure de potentiel M et N

Si 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 efficacement possible le phénomène de polarisation des électrodes, on choisit 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, mais le plus souvent on compense ce potentiel parasite à l'aide d'une petite source de tension auxiliaire ajustable ou en répétant les mesures en inversant la polarité de A et B.

### II.3.5 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 (bruit) 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.

### II.3.6 Principe de réciprocité

Le principe de réciprocité dit que dans un milieu quelconque, homogène ou hétérogène, isotrope ou anisotrope, le potentiel créé en un point M par un courant envoyé en A est égal à celui qu'on mesurerait en A si M devenait source d'émission.

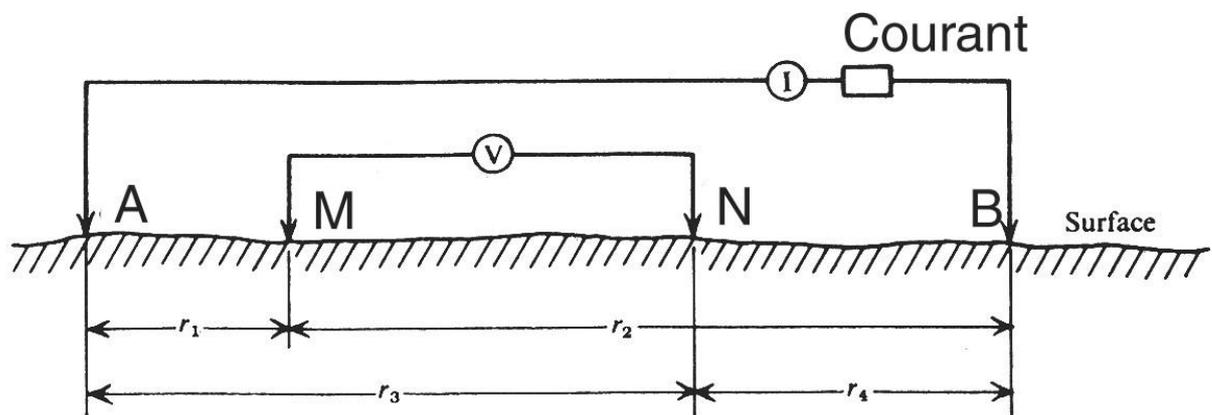


Figure II.10 : Dimensionnement du quadripôle de mesure de résistivité

En pratique, le courant est envoyé entre deux pôles A et B et l'on mesure la différence de potentiel  $\Delta V$  entre les deux points M et N, les principes de superposition et de réciprocité apprennent alors que cette différence de potentiel est la même que celle que l'on observerait entre A et B si le courant était envoyé entre M et N.

### *Le calcul de la résistivité et résistivité apparente*

Ayant mesuré  $\Delta V$  et I, 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, en suivant l'équation obtenue plus haut :

potentiel en M

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

Potentiel en N

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

$\Delta V$  entre M et N

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

Et 
$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad \text{avec } K = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

$\Delta V$  en millivolts, I en milliampères,  $\rho$  en ohm.m, K en mètres qui est le facteur géométrique dépendant de l'espacement entre les électrodes.

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 (résistivité vraies) et de la géométrie du dispositif utilisé.

## **II.4 Première technique de prospection électrique: Cartes et Profils de résistivités apparentes**

### **II.4.1 Principe**

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.

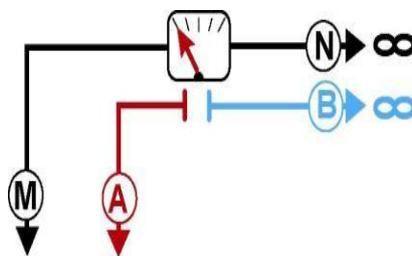
Une carte de résistivité apparente dessinée à partir de plusieurs profils est une carte des anomalies relatives qui se rapporte à une longueur et à une orientation sensiblement constante de tout le dispositif de mesure. En effet, à une longueur de ligne déterminée de AMNB correspond une profondeur d'investigation à peu près constante, donc à l'étude d'une tranche de terrain d'épaisseur et de largeur déterminées. On sera sensibles 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.

## II.4.2 Quelques dispositifs

Pour l'établissement d'une carte de résistivité apparente 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).

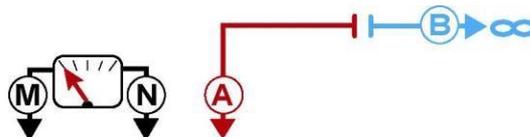
### A.\ Les dipôles ou pôle - pôle

Les électrodes B et N sont placées à « l'infini » (en théorie), 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 » (en réalité très loin du site de mesure, car on a toujours besoin de quatre électrodes pour fermer le circuit).



### B.\ Les tripôles ou pôle-dipôle

Les tripôles présentent l'intérêt de n'exiger que le déplacement de trois électrodes et moins de longueur de câble ce qui peut présenter parfois un certain avantage, cependant leur caractère dissymétrique

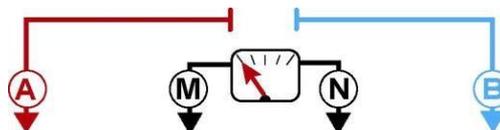


et leur fait en général préférer les quadripôles complets.

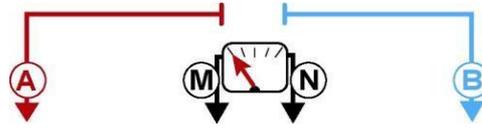
### C.\ Les quadripôles complets

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. Les trois quadripôles les plus utilisés sont:

- **Le Wenner alpha:** toutes les électrodes sont équidistantes,  $AM = MN = NB = AB/3$



- **Le Schlumberger:** La distance MN est petite par rapport à AB. En général  $MN < AB/5$



- **Le dipôle-dipôle:** Le dipôle MN est en dehors du dipôle AB

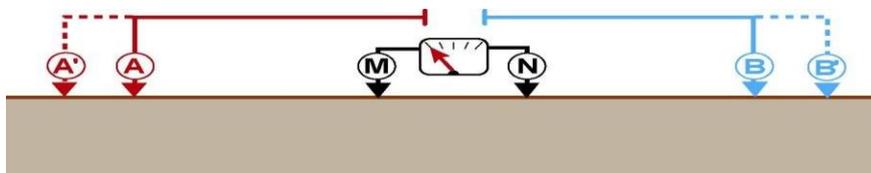


Le dipôle-dipôle est un dispositif où MN est à l'extérieur de AB. L'avantage de celui-ci est de n'exiger que des longueurs de câble beaucoup faibles pour une profondeur d'investigation donnée. Il nécessite cependant un appareillage très sensible, car si la profondeur d'investigation croît avec la distance 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).

Ces trois quadripôles se différencient également par leur capacité à imager des structures horizontales (dalle) ou verticales (mur). Un Wenner sera plus sensible à une variation verticale de la résistivité (bien adapté pour détecter des structures horizontales comme des dalles) alors qu'un dipôle-dipôle sera influencé par une variation horizontale de la résistivité (bien adapté pour détecter des structures verticales comme des murs). Un Schlumberger présente un comportement intermédiaire. Ceci est surtout valable à grande distance des électrodes.

### II.4.3 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  $\Delta V$  pour l'envoi de courant entre A' B' et AB. L'ensemble du dispositif est ensuite décalé le long du profil. Bien entendu, ces dispositifs multiples nécessitent l'emploi de câbles spéciaux à nombreux conducteurs et de nombreuses autres configurations sont possibles.



La figure suivante montre un exemple de dispositif « Twin Probes » permettant d'effectuer plusieurs mesures de la résistivité en utilisant uniquement 5 électrodes. On remarque que les électrodes A, B, M et N sont interverties pour chaque mesure. Au total 6 cartes de résistivités apparentes peuvent être mesurées en une seule installation (4 pôle-pôles, 1 Wenner et 1 dipôle-dipôle). Une seule personne peut effectuer ces mesures en déplaçant simplement le dispositif selon

une série de profils. Un multiplexeur permet la commutation rapide d'un dispositif à l'autre, ce qui rend la mesure rapide.

#### P II.4.4 Profondeur d'investigation des dispositifs

La figure ci-dessous donne pour quelques dispositifs les profondeurs d'investigation et le pouvoir de résolution. Selon Roy la profondeur d'investigation est la profondeur de la couche infiniment mince qui contribue le plus à la mesure du potentiel. Pour Barker, il s'agit de la profondeur à laquelle la portion de terrain située au dessus de cette limite a la même influence que la portion de terrain située au dessous (« profondeur médiane d'investigation »). 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	← L →				Prof. D'investigation		Pouvoir de résolution
					Roy 1971	Baker 1989	
Wenner	I+	P1	P2	I-	0.11L	0.17L	1/2,25
Schlumberger	I+	P1	P2	I-	0.125L	0.19L	1/2,45
Dipole-Dipole	I+	I-	P1	P2	0.195L	0.25L	1/3,45
Pole-Pole	I+			P1	0.35L		1/8,4

Figure II.11 : relation entre dispositifs et profondeur d'investigation et pouvoir de résolution

#### II.4.5 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.

#### II.4.6 Interprétation des profils et des cartes de résistivités apparentes

La représentation des résultats obtenus ne pose aucun problème particulier. 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. Les résultats d'un ensemble de profils sont représentés sous forme de cartes de résistivités apparentes, chacune correspond à une longueur de ligne bien définie qui doit être indiquée. A l'emplacement de tous les milieux de MN on inscrit la valeur de la résistivité apparente obtenue, on trace ensuite par interpolation entre les points de mesure des courbes d'égale valeur de cette résistivité apparente.

Il est important de pouvoir, en tout temps, disposer des données brutes (la 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, etc. Dans tous les cas, une carte de résistivité apparente doit être accompagnée de la longueur de ligne AB utilisée, de l'échelle, de l'espacement des mesures, d'une légende permettant de localiser l'étude.

L'interprétation des cartes et profils de résistivités apparentes est essentiellement qualitative. 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. Nous pouvons alors obtenir des informations qualitatives supplémentaires sur la variation de la résistivité avec la profondeur. Dans le cas de mesures effectuées avec des dispositifs mobiles, le grand nombre de données collectées peut nécessiter un traitement informatique et statistique permettant de filtrer les données.

Ci-dessous un exemple schématique de profils de résistivité pour un modèle géologique très simple (3 couches). On note bien la relation existant entre l'évolution de la résistivité apparente et la géologie dans le sous-sol (par exemple, le fossé rempli de matériel de résistivité 2 ne peut être détecté avec la petite longueur de ligne AB mais est bien visible avec un AB plus grand).

Les cartes ou les profils de résistivité apparente qui traduisent les résultats sont analogues aux cartes relevées par les géologues sauf qu'il ne s'agit plus d'observations uniquement superficielles mais de la mesure d'un paramètre physique intéressant en moyenne une tranche de terrain d'une certaine épaisseur. Il est souvent utile de mesurer les résistivités apparentes sur un même profil avec plusieurs longueurs de ligne. On obtient ainsi des résultats pour plusieurs tranches de sol certaines plus épaisses que d'autres.

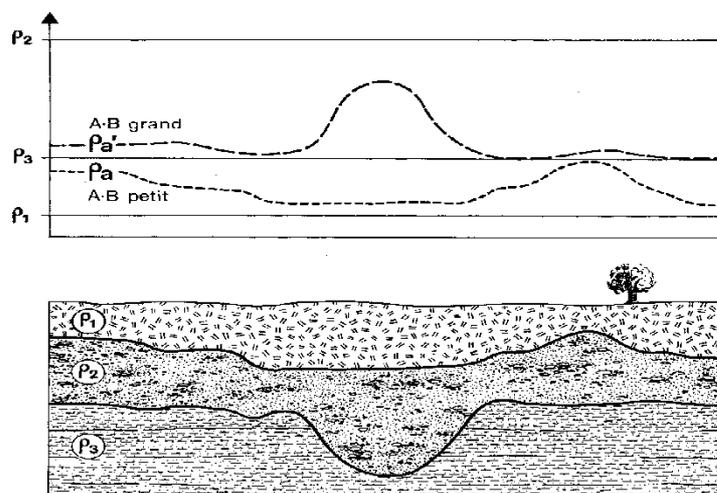


Figure II.12 : Exemple de réponse électrique à un modèle géologique

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 en hydraulique villageoise en zone de socle en Afrique par exemple. C'est une méthode très utile dans les **études de reconnaissance** ayant pour but de mettre en évidence des zones anormales 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 sous une couverture à partir de deux longueurs de ligne différentes.

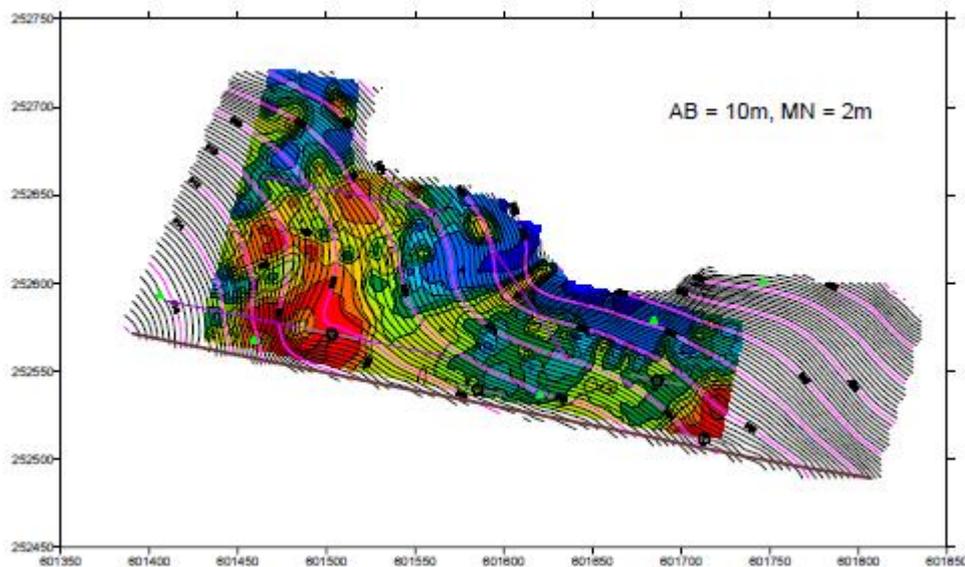


Figure II.13: Exemple de carte de résistivités apparentes (Bâle 1999, AB = 10m) en milieu karstique. Les faibles résistivités font apparaître différentes directions d'écoulement invisibles en surface.

## **II.5 Deuxième technique de prospection électrique : les sondages électriques verticaux**

### **II.5.1 Principe**

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 les dimensions du dispositif et de ce fait la profondeur d'investigation qui est proportionnelle (plus la longueur du dispositif augmente, plus le courant se propage en profondeur). 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. 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. 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. Cette distance MN doit donc être de temps en temps agrandie.

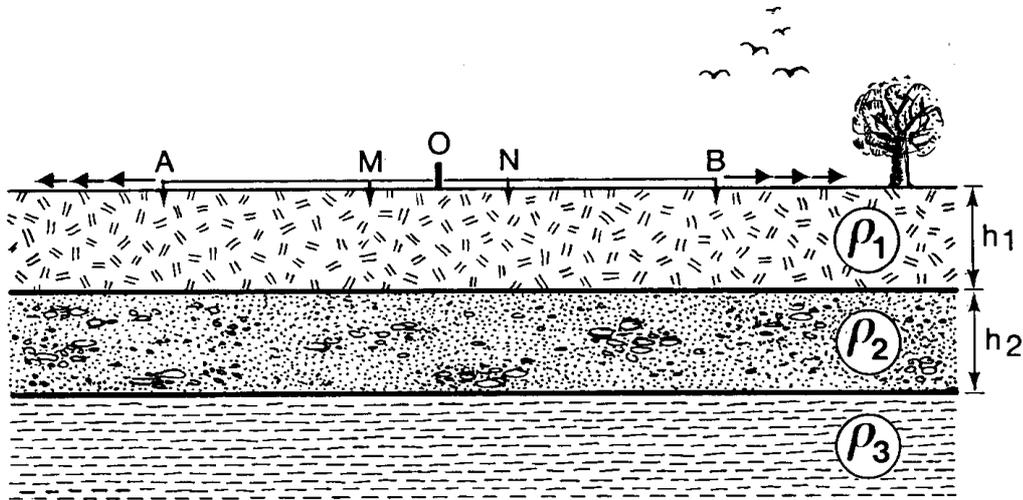


Figure II.14 : La mise en œuvre d'un sondage électrique

On représente la résistivité apparente mesurée  $\rho_a$  en fonction de l'espacement du dispositif (OA) sur du papier bilogarithmique, où les deux axes sont représentés selon des échelles logarithmiques (voir figure plus loin). 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 des sondages électriques d'éviter autant que faire se peut les variations à l'horizontale des résistivités. Des cartes de résistivité apparente effectuées au préalable permettent de placer judicieusement les sondages électriques.

La figure ci-dessous illustre une feuille d'acquisition pour un sondage électrique. On y distingue les colonnes destinées à recevoir les valeurs  $\Delta V$  et de  $I$  mesurées. Le facteur géométrique est donné pour différents MN ce qui permet de calculer directement sur le terrain la valeur de la résistivité apparente et de contrôler ainsi la cohérence des mesures.

ETUDE : \_\_\_\_\_

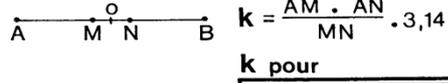
SONDAGE N° : \_\_\_\_\_

DATE : \_\_\_\_\_

COORDONNEES : \_\_\_\_\_

OPERATEUR : \_\_\_\_\_

COTE : \_\_\_\_\_



$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I}$$

MARQUES	O-A en m	$\frac{M}{1m} \frac{N}{1m}$	$\frac{M}{10m} \frac{N}{10m}$	$\frac{M}{60m} \frac{N}{60m}$	$\frac{M}{200m} \frac{N}{200m}$	$\Delta V$ en millivolts	I en milliampères	$\rho_a$ en ohm·m
1	1 m	2.35						
2	2	11.8						
3	3	27.5						
1	4	49.5						
2	5	77.7						
3	6	112						
1	8	200						
2	10	313						
3	15	705	62.8					
1	20	1250	118					
2	25	1960	188					
3	30	2820	275					
1	35	3850	377					
2	40	5020	495					
3	50	7850	780					
1	60	11300	1120					
2	70	15400	1530					
3	80	20100	2000	288				
1	100	31400	3130	475				
2	125		4900	770				
3	150		7050	1130				
1	175		9600	1560				
2	200		12500	2040				
3	250		19600	3230				
1	300		28200	4660				
2	350			6360	1766			
3	400			8300	2360			
1	450			10500	3000			
2	500 m			13000	3760			

Figure II.15 : Fiche de Sondage électrique vertical

## II.5.2 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.

### II.5.2.1 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 de ce milieu.

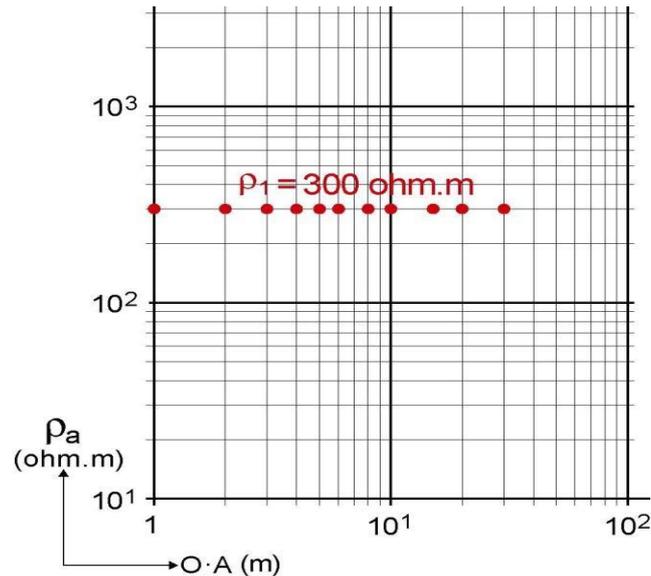


Figure II.16 : Courbe de sondage pour un terrain homogène

### II.5.2.2 Milieu à deux couches

Si le sous-sol est composé de deux couches, une première couche d'épaisseur  $h_1$  et de résistivité  $\rho_1$  surmontant un substratum d'épaisseur infinie et de résistivité  $\rho_2$  alors le sondage électrique ébute, pour les petits espacements, par une portion de ligne droite ou la résistivité apparente est plus ou moins égale à la résistivité  $\rho_1$  du premier terrain. Puis, au fur et à mesure que l'espacement augmente, la courbe monte ou descend selon que  $\rho_2$  est plus grande ou plus petite que  $\rho_1$  et finalement atteint une valeur asymptotique qui est celle de  $\rho_2$ . L'espacement OA auquel on atteint la valeur de  $\rho_2$  dépend de trois facteurs:

- L'épaisseur de  $h_1$
- la valeur du rapport de résistivités
- le dispositif utilisé.

L'effet de l'épaisseur de  $h_1$  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  $\rho_2/\rho_1$ . Cependant quel que soit le dispositif utilisé il faut des OA plus grands pour atteindre  $\rho_2$  quand  $\rho_2$  est résistant ( $\rho_2/\rho_1 > 1$ ) que quand  $\rho_2$  est conducteur ( $\rho_2/\rho_1 < 1$ ). Le courant est en effet canalisé dans la première couche si  $\rho_2 > \rho_1$ .

Pour interpréter le sondage électrique (c'est-à-dire obtenir les épaisseurs et les résistivités vraies de chaque couche à partir des résistivités apparentes mesurées), deux méthodes sont utilisées, la première est graphique et l'autre utilise un programme d'inversion (modélisation) appelée Winsev ou autres.

Les deux méthodes d'interprétation sont basées sur la résolution de l'équation générale du potentiel à la surface de deux terrains parallèles, homogène et isotropes, on peut construire une série de courbes représentant la résistivité apparente appelée Abaque CH-1.

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^n L^3}{[L^2 + (2n)^2]^{\frac{3}{2}}}$$

Avec,  $K = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$  et  $L = \frac{OA}{h_1}$

Ainsi on a, si  $\rho_2 = \rho_1$ ,  $K = 0$  et  $\rho_a = \rho_1 = \rho_2$

Si  $OA \rightarrow 0$ ,  $L \rightarrow 0$  et  $\rho_a = \rho_1$

Si  $OA \rightarrow \infty$ ,  $L \rightarrow \infty$  et  $\rho_a = \rho_2$

Si on impose  $\rho_1/\rho_2 = \text{constante}$ , on aura  $K = \text{constante}$ , le membre de droite de l'équation est alors une fonction ne dépendant que de  $L$  c'est à dire du rapport  $OA/h_1$ . 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 bilogarithmique; dans ce cas la relation devient:

$$\log \frac{\rho_a}{\rho_1} = F \left( \log \frac{OA}{h_1} \right)$$

L'ensemble de ces courbes porte le nom d'**abaque CH1** (Figure 5-47). Ces courbes représentent  $\rho_a/\rho_1$  en fonction de  $OA/h_1$  pour différentes valeurs de  $\rho_2/\rho_1$  ( $OA = AB/2$ ). Ces courbes sont reportées sur une échelle bilogarithmique. 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.

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.

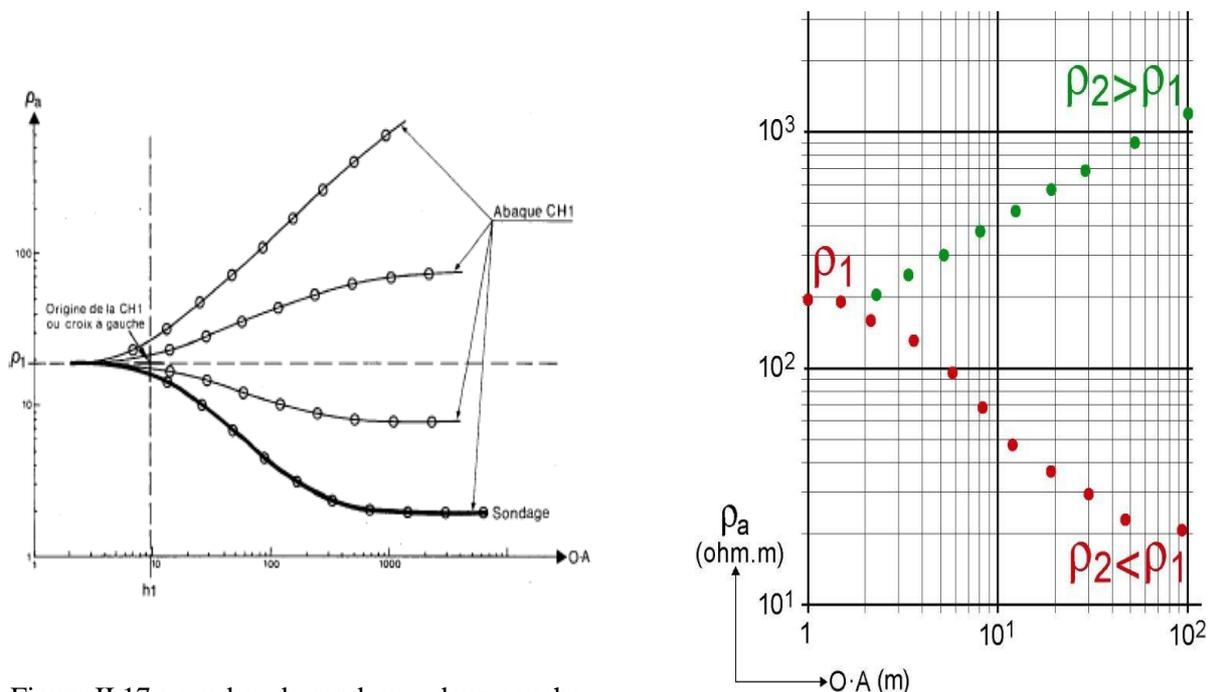


Figure II.17 : courbes de sondage a deux couches

# ABAQUE CH1

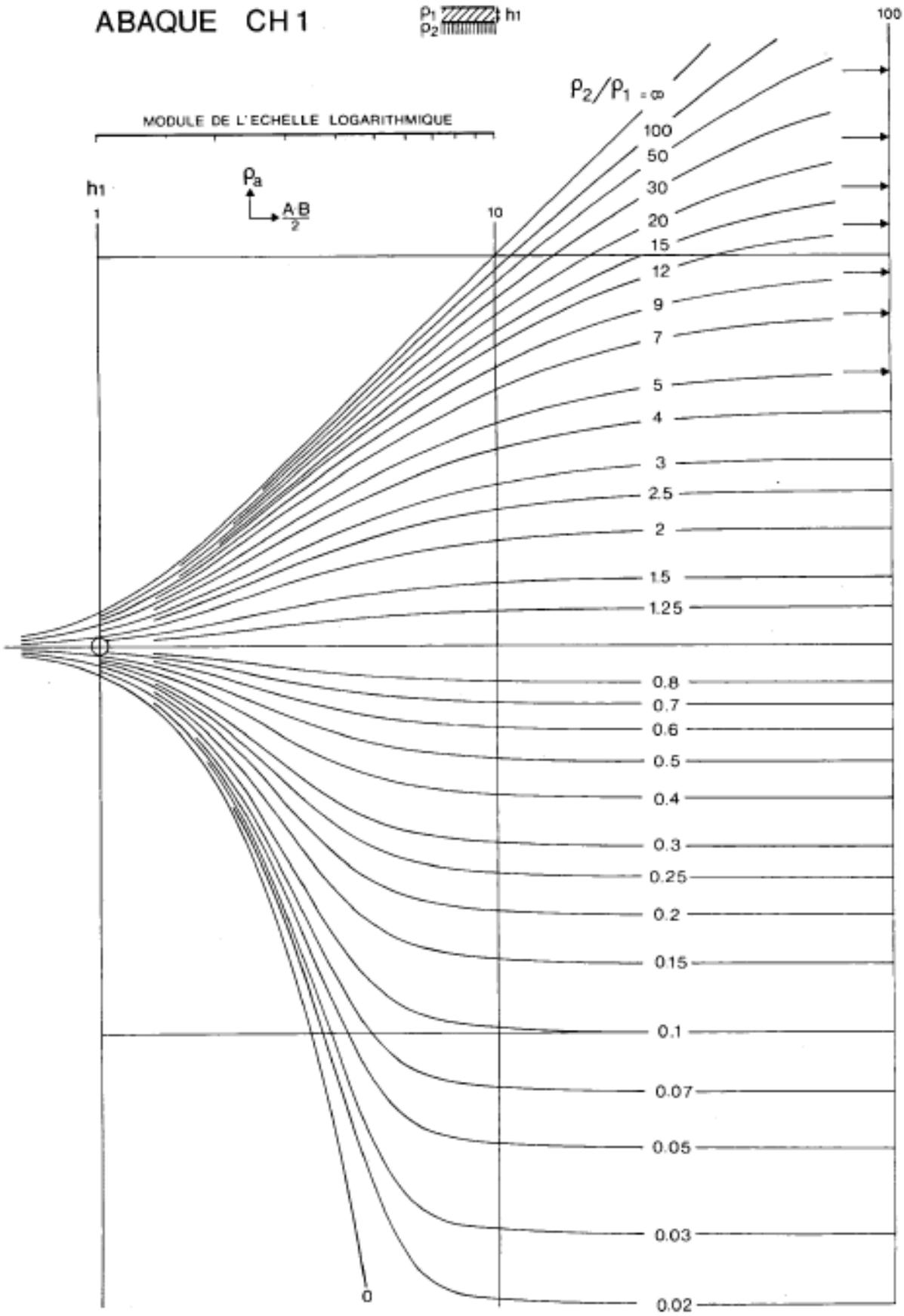
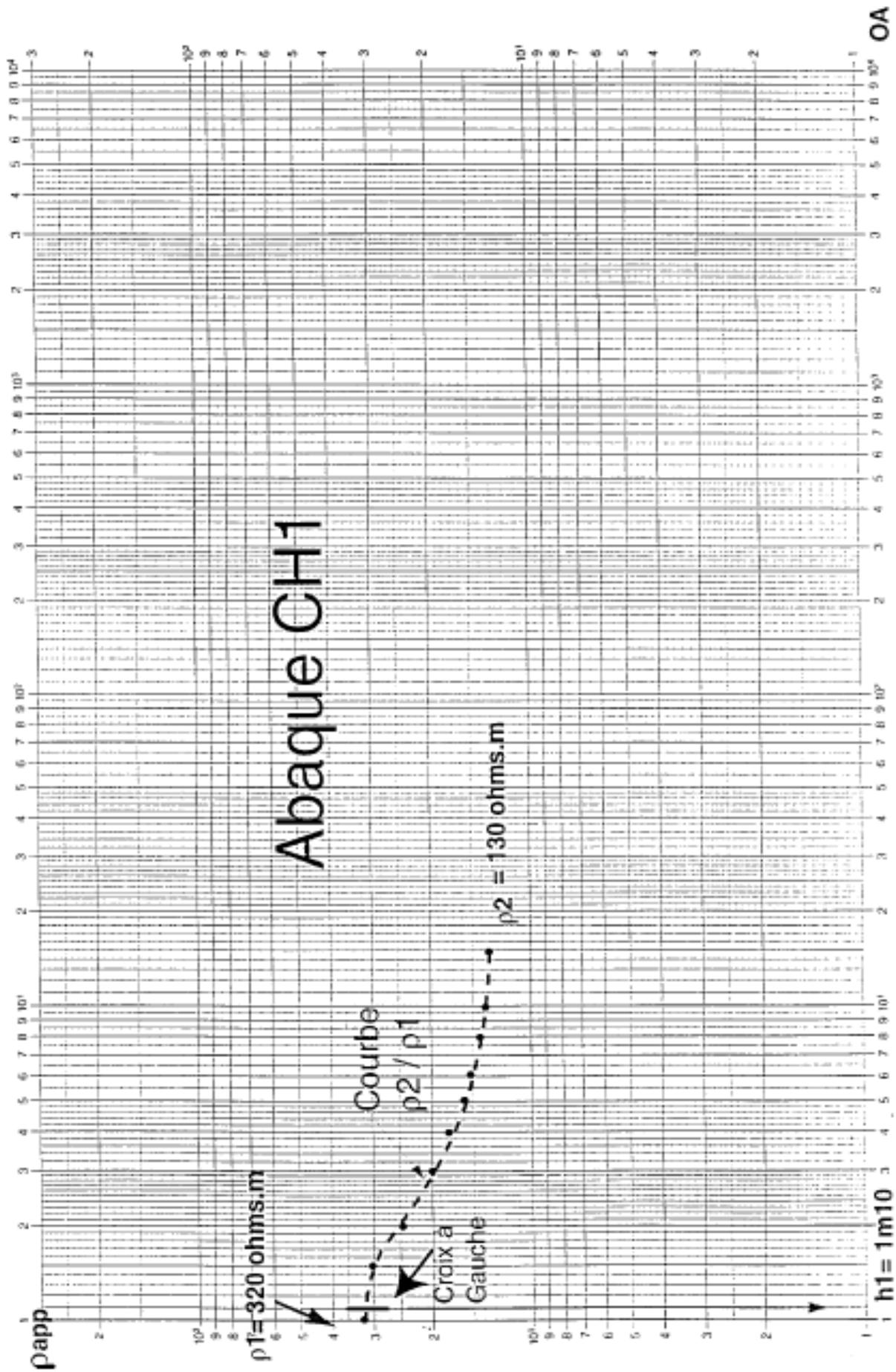


Figure .II.18 : Abaque CH-1



Sondage à deux terrains

Figure II.19 : Feuille Bilogarithmique

### II.5.2.3 Milieu à trois couches (et plus...)

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 ci-dessous):

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

Là encore, un programme doit être utilisé pour interpréter ces sondages à plusieurs couches.

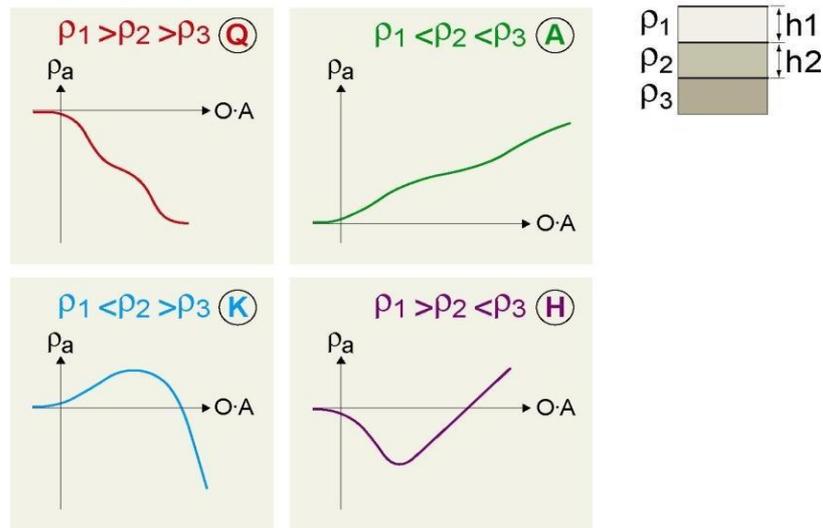


Figure II.20 : courbes de Sondages électriques pour trois couches

### II.5.3 Interprétation des sondages électriques

Des programmes d'interprétation de sondages électriques sont disponibles gratuitement sur Internet.

Ces programmes permettent de faire une interprétation automatique (inversion par itérations).

Les résistivités apparentes mesurées (données de terrain) sont représentées sur le graphe (A) de la figure suivante. Le but de l'opération est de créer un modèle du sous-sol constitué d'une succession de couches horizontales ayant chacune une certaine résistivité et une certaine épaisseur (B) puis de calculer la réponse de ce modèle (C). Il s'agit là de la réponse du modèle, ou résistivités apparentes calculées (sur le modèle). L'interprétation n'est bonne que lorsque la courbe calculée pour le modèle coïncide avec les mesures de terrain. Dans ce cas le modèle est une approximation possible de la réalité du sous-sol car il génère des données similaires à celles mesurées.

Il faut toutefois au préalable contraindre l'inversion en terme de résistivités et épaisseurs, ce sont les informations a priori (données mesurées sur affleurements, forages). Sans contrainte, l'algorithme d'inversion ne cherche qu'à converger vers une erreur minimale entre les résistivités apparentes mesurées et calculées sur son modèle, parfois au mépris de la pertinence géologique (couches infiniment conductrices ou trop fines).

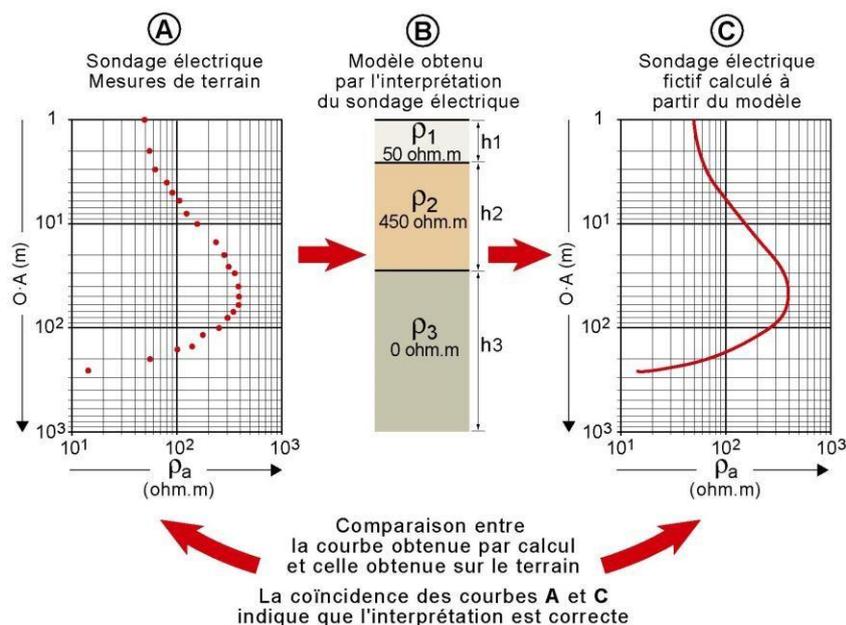
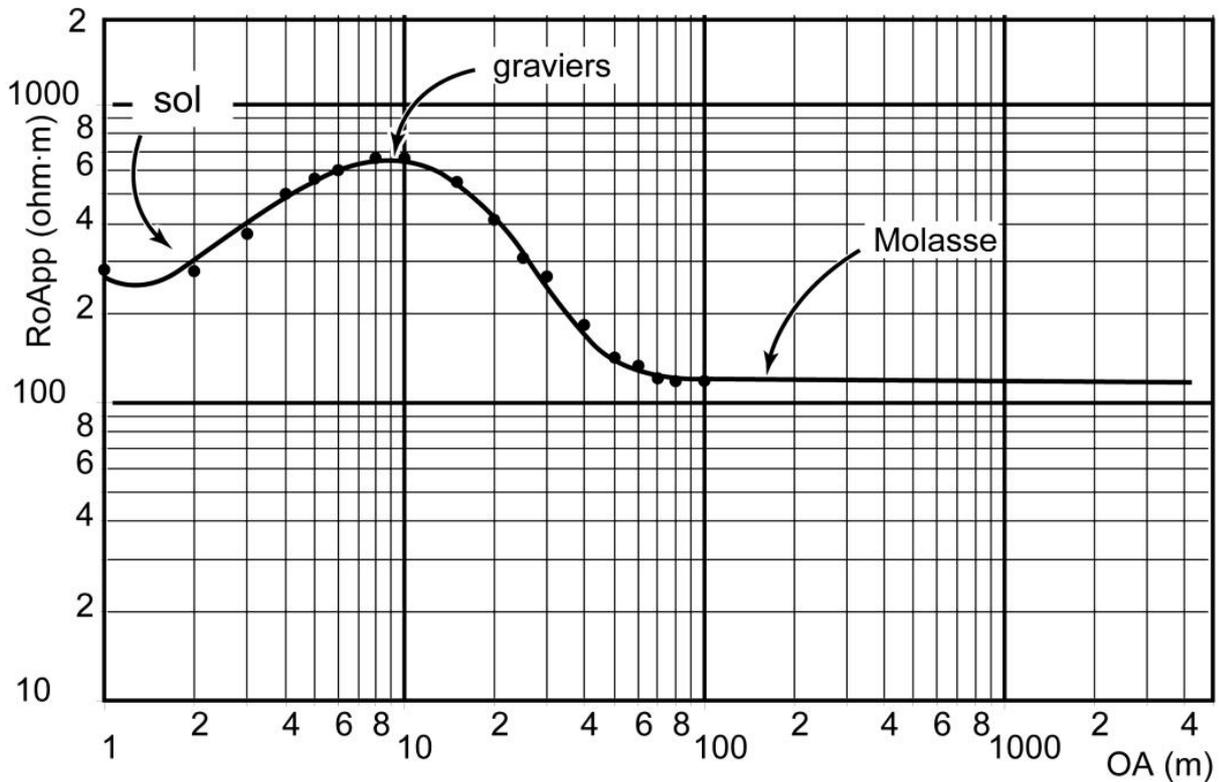


Figure II.21 : Inversion des données de sondage électrique.

Une courbe de sondage électrique avec des mesures contenant du bruit peut correspondre à des répartitions très différentes des résistivités et des épaisseurs, ce qui peut conduire à une indétermination. Il y a plurivocité de l'interprétation (plusieurs solutions possibles). Cette indétermination se manifeste sous deux formes particulières qui ont reçu le nom de principe d'équivalence (impossibilité de déterminer de manière indépendante la résistivité et l'épaisseur d'une couche, sous certaines conditions de contrastes de résistivité) et de suppression (une couche de résistivité intermédiaire peut disparaître). Des informations a priori (mesures sur affleurements par exemple) sont souvent nécessaires pour interpréter correctement les sondages électriques.

La figure ci-dessous montre un exemple de sondage électrique effectué dans la région de Fribourg (Grangeneuve). Les mesures sont marquées par des points noirs et la courbe calculée sur le modèle par une ligne noire. Le modèle géologique, en termes de résistivités et de profondeurs est donné sous la figure. On distingue bien le sol conducteur, puis les graviers plus résistants et finalement la Molasse burdigalienne plus conductrice.



Terrain N°	Résistivité (ohm·m)	Epaisseur (m)	Profondeur (m)	Cote h
1	266	0.7		621
2	119	0.3	0.7	620.3
3	1175	5.5	1.0	620
4	84	14	6.5	614.5
5	124		20.5	600.5

Figure II.22 : Sondage électrique vertical interprété.

## II.6 Troisième technique de prospection électrique : La tomographie électrique

### II.6.1 But de la tomographie électrique

Une des limitations des sondages électriques vient du fait qu'ils ne prennent pas en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol. La méthode de tomographie électrique (parfois appelée imagerie électrique, ou ERT « Electrical Resistivity Tomography » en anglais) fût mise au point dans le but d'obtenir un modèle du sous-sol où la répartition de résistivité varie verticalement et horizontalement. Dans le cas de la tomographie 2D (en 2 dimensions), on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire à un profil. Cette supposition est raisonnable pour beaucoup de corps allongés (murs par exemple) et dans ce cas la méthode pourra être appliquée. Il faudra alors tenter de placer les profils perpendiculairement au corps à étudier ce qui nous permettra également de déterminer les vraies dimensions de ce corps. Pour une géométrie du sous-sol plus complexe, une étude 3D devrait être utilisée. Si, pour un sondage, on emploie quelques dizaines de points, il en faudra entre 100 et 1000 pour un profil 2D et plusieurs milliers pour une acquisition 3D. Cette évolution, bien qu'elle permette une amélioration considérable de notre connaissance du sous-sol, pose différents problèmes: le temps d'acquisition important, le coût du matériel relativement élevé et l'interprétation des données de plus en plus nombreuses. La

tomographie 2D semble donc être actuellement un bon compromis entre obtenir des données fiables tout en maintenant un coût d'acquisition et de traitement raisonnable.

## II.6.2 Procédure de mesure en 2D

Une acquisition 2D utilise en général un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multi-conducteurs et placées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures (ou un résistivimètre possédant un disque dur), est relié à une boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel (figure ci-dessous). Chaque électrode possède en effet une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. La séquence de mesure est généralement créée sous forme de fichier texte dans lequel sont contenues diverses informations. Les formats de ces fichiers dépendent du constructeur. Les câbles multi-conducteurs sont reliés à la boîte de commutation. Un contact galvanique est assuré avec le sol au moyen de piquets métalliques (acier inoxydable) ou encore d'électrodes spéciales éliminant la polarisation spontanée. Un espacement constant est généralement utilisé d'une électrode à l'autre.

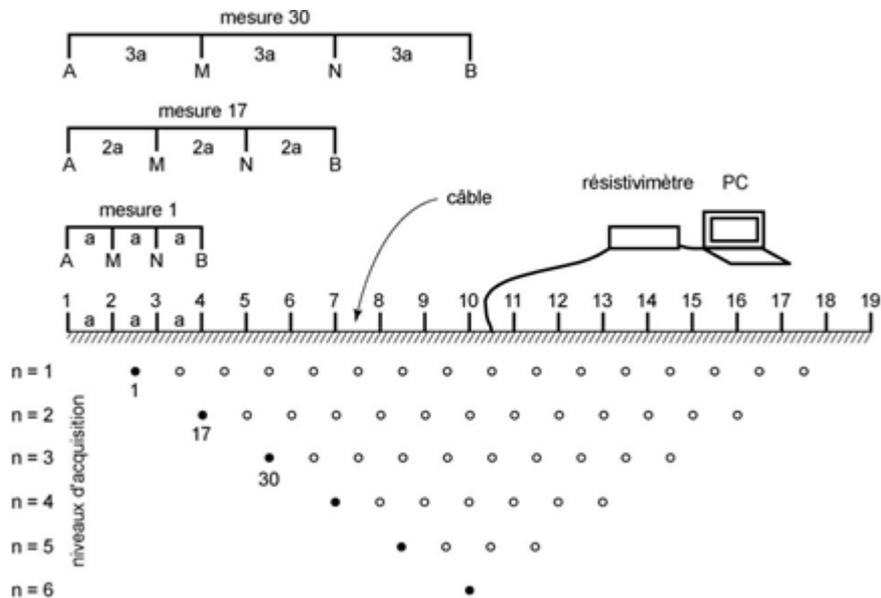


Figure II.23 : mise en œuvre d'une Tomographie 2D

Lorsqu'on lance l'acquisition, le programme sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel en fonction de la séquence de mesure programmée. La mesure est ensuite stockée dans la mémoire de l'ordinateur (ou du résistivimètre). Pour obtenir une bonne image 2D du sous-sol, il est nécessaire que la couverture des mesures soit également 2D et uniforme. Prenons comme exemple un dispositif Wenner avec 19 électrodes. La distance entre deux électrodes est notée  $a$ . En dispositif Wenner (figure ci-dessous) la première mesure du fichier d'acquisition va se faire à l'aide des électrodes 1, 2, 3 et 4; les électrodes 1 et 4 serviront à l'injection du courant (A et B), les 2 et 3 à la mesure du potentiel (M et N). Tout le dispositif va ensuite se déplacer par commutation d'une distance  $a$ . Les électrodes 2 et 5 serviront alors d'injection du courant et les 3 et 4 de mesure du potentiel. Le processus se répète jusqu'à l'électrode 19. On a donc, pour le premier niveau d'acquisition 16 possibilités (19-3).

Comme la caractéristique du dispositif Wenner est de garder une distance constante entre toutes les électrodes, on va donc, pour le niveau suivant, prendre une distance égale à  $2*a$ . La première

mesure du 2ème niveau impliquera donc les électrodes 1 et 7 pour l'injection du courant et 3 et 5 pour la mesure du potentiel. Le processus se répète à nouveau jusqu'à l'électrode 19. Le second niveau comprendra alors 13 possibilités ( $19-2*3$ ). On effectue ainsi les mesures de chaque niveau d'acquisition avec  $3*a$ ,  $4*a$ , etc... (il en existe 6 pour 19 électrodes en Wenner). Il est évident que plus la distance inter-électrode augmente, plus le nombre de possibilités diminue. Le nombre de mesures va dépendre du type de dispositif utilisé. Pour avoir de bons résultats, il est obligatoire d'effectuer les mesures de manière systématique de façon à éviter les zones sans mesures. Le dispositif Wenner a le plus faible nombre de mesures comparativement aux autres dispositifs communément utilisés.

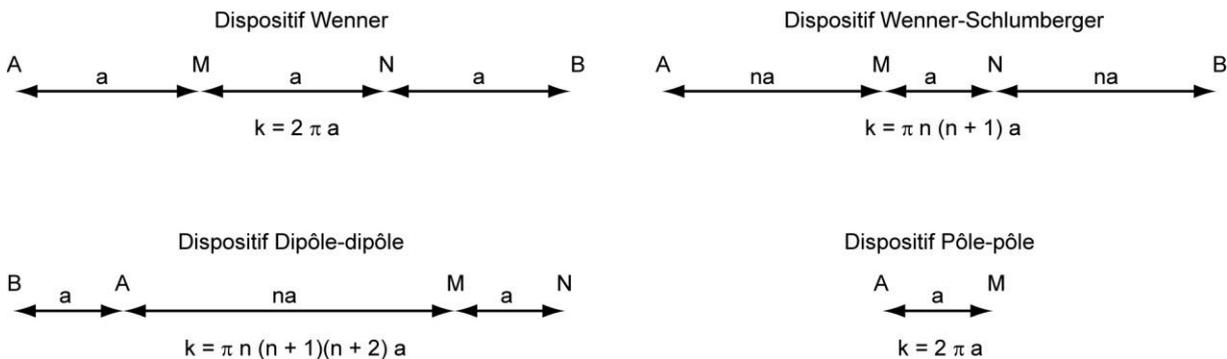


Figure II.24 : Dispositifs utilisés en tomographie électrique

Pour le pôle-pôle, une procédure similaire au Wenner est utilisée. Pour un système avec 19 électrodes, 18 mesures sont d'abord effectuées avec une distance  $1*a$  entre A et M, puis  $2*a$  et ainsi de suite.

Pour un dipôle-dipôle, un Wenner-Schlumberger ou un pôle-dipôle, la séquence de mesure est légèrement différente (voir figure ci-dessous). Pour un dipôle-dipôle par exemple, les mesures commencent habituellement avec une distance  $1*a$  entre les électrodes d'injection du courant (A et B) et de mesure de potentiel (M et N). La première séquence de mesure est alors effectuée en donnant une valeur de 1 pour le facteur n (qui est le rapport AM/MN) puis une valeur de 2 tout en maintenant la distance AB et MN fixe à  $1*a$ . Lorsque n vaut 2, la distance AM est donc le double de la distance AB (ou MN). Pour les mesures suivantes, la valeur de n est habituellement incrémentée jusqu'à 6. A partir de  $n=6$ , la valeur du potentiel mesurée n'est plus précise car trop faible. Pour accroître la profondeur d'investigation, on augmente la distance AB à  $2*n$  et une même séquence de mesure est effectuée de manière similaire. Si nécessaire, cette opération peut être encore répétée.

Pour le Wenner-Schlumberger et un pôle-dipôle, différentes combinaisons de a et n sont utilisées. Il est donc bien clair que dans le cas d'un Wenner-Schlumberger, le type exact du dispositif va donc être compris entre un Wenner au sens strict et un dispositif Schlumberger.

### II.6.3 Procédure de mesure en 3D

Etant donné que les structures géologiques et archéologiques sont en 3D dans la nature, un véritable dispositif 3D devrait donner de meilleurs résultats. Ce type d'acquisition n'a néanmoins pas encore atteint un niveau de développement équivalent à celui de la 2D. Une acquisition 3D demande en effet plus de données et coûte donc plus cher. Il y a toutefois deux principales évolutions qui tendent actuellement à rendre les études 3D possibles. Il s'agit de l'apparition récente des

résistivimètres multicanaux qui permettent d'effectuer plusieurs mesures à la fois ainsi que de l'évolution rapide du matériel informatique rendant possible le traitement d'un nombre important de données en un temps raisonnable.

La procédure décrite pour les acquisitions 2D reste valable en 3D. Les électrodes sont par contre habituellement arrangées selon un carré ou un rectangle en surface (bien que cela ne soit pas une obligation). La forme de la grille peut donc varier selon celle du corps à étudier. L'interélectrode est également identique selon les axes  $x$  et  $y$  du dispositif (figure ci-dessous). On utilise essentiellement des dispositifs pôle-pôle, pôle-dipôle et dipôle- dipôle en tomographie de surface 3D. Les autres dispositifs ont en effet une trop faible couverture de données vers les bords de la grille.

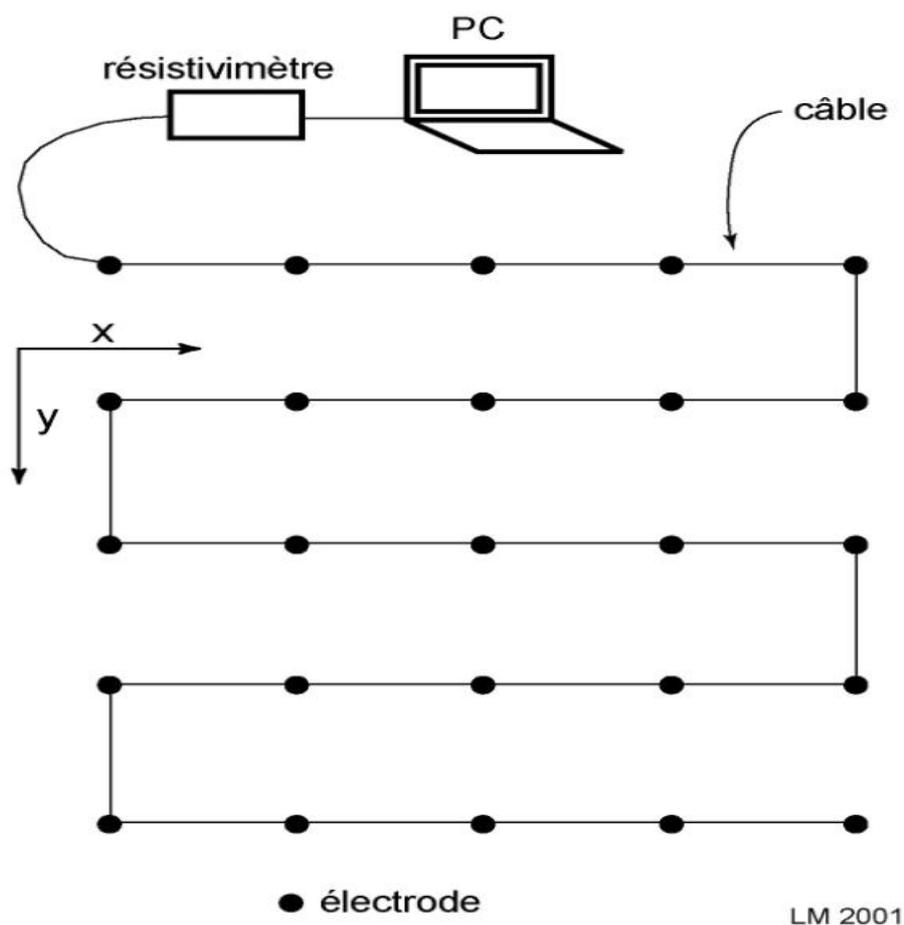


Figure II.25 : Procédure de mise en œuvre d'une tomographie 3D

#### **II.6.4 Pseudo sections**

Les points de mesure sont habituellement représentés en 2D sous la forme de pseudosections (coupes électriques du sous-sol en résistivités apparentes). Les points de mesure sont reportés à l'aplomb du centre du dispositif et à une profondeur arbitraire proportionnelle à la distance séparant les électrodes.

Une pseudosection donne une image distordue du sous-sol car cette image dépend de la répartition des résistivités dans le sol mais également du dispositif utilisé (concept de résistivités apparentes). Une pseudosection est donc uniquement une manière commode de représenter les résistivités apparentes. Il est donc totalement faux d'utiliser une pseudosection comme une image finale de la résistivité vraie du sous-sol! Cette pseudosection doit être interprétée (inversée, voir plus loin). Une des utilités de la pseudosection est la possibilité d'éliminer sur ces profils les mauvaises données de résistivités apparentes. Ces dernières se marquent par des points de résistivité apparente anormalement hauts ou bas par rapport aux points environnants.

La figure ci-dessous présente les pseudosections obtenues avec trois dispositifs différents sur un modèle constitué de deux corps identiques (murs), infiniment longs perpendiculairement au dispositif et éloignés de quatre fois leur largeur. La figure permet de faire quelques commentaires intéressants. Les formes engendrées par un objet identique diffèrent fortement en fonction du dispositif employé. C'est la raison pour laquelle, il est quasiment impossible d'interpréter correctement une pseudosection. Le nombre de points de mesure et leur emplacement varient aussi avec les différents dispositifs. Ce phénomène se remarque bien en comparant l'acquisition effectuée en Wenner et celle en dipôle-dipôle. Les valeurs en résistivité apparente de l'anomalie sont très faibles, malgré la résistivité élevée des deux corps (800 Ohm.m) et un environnement à 30 Ohm. m.

#### **II.6.5 Interprétation de la tomographie électrique**

L'interprétation des données (c'est-à-dire la détermination d'un modèle à partir des mesures) est appelée inversion. La méthode d'inversion est décrite schématiquement ici. Un modèle de départ (composé de blocs ou cellules de résistivité homogène) est tout d'abord élaboré soit automatiquement à partir des données de résistivités apparentes mesurées, soit à partir d'informations a priori entrées par l'utilisateur. Le programme calcule ensuite la réponse de ce modèle en résolvant le problème direct (c'est-à-dire le calcul de résistivités apparentes calculées à partir de résistivités vraies du modèle, en simulant numériquement sur le modèle la même série de mesures effectuées sur le terrain) (étape 1). L'algorithme détermine alors le degré de différence entre les résistivités apparentes mesurées et calculées sur le modèle (étape 2). Le modèle est ensuite modifié dans le but de minimiser ce degré de différence (erreur) (étape 3). L'opération est alors répétée de manière itérative jusqu'à ce que le processus converge (l'erreur ne diminue plus de manière significative). Dans ce cas le modèle est une approximation possible de la réalité du sous-sol. On représente le modèle sous la forme de blocs ou aussi parfois sous une forme lissée (contourage des valeurs des blocs).

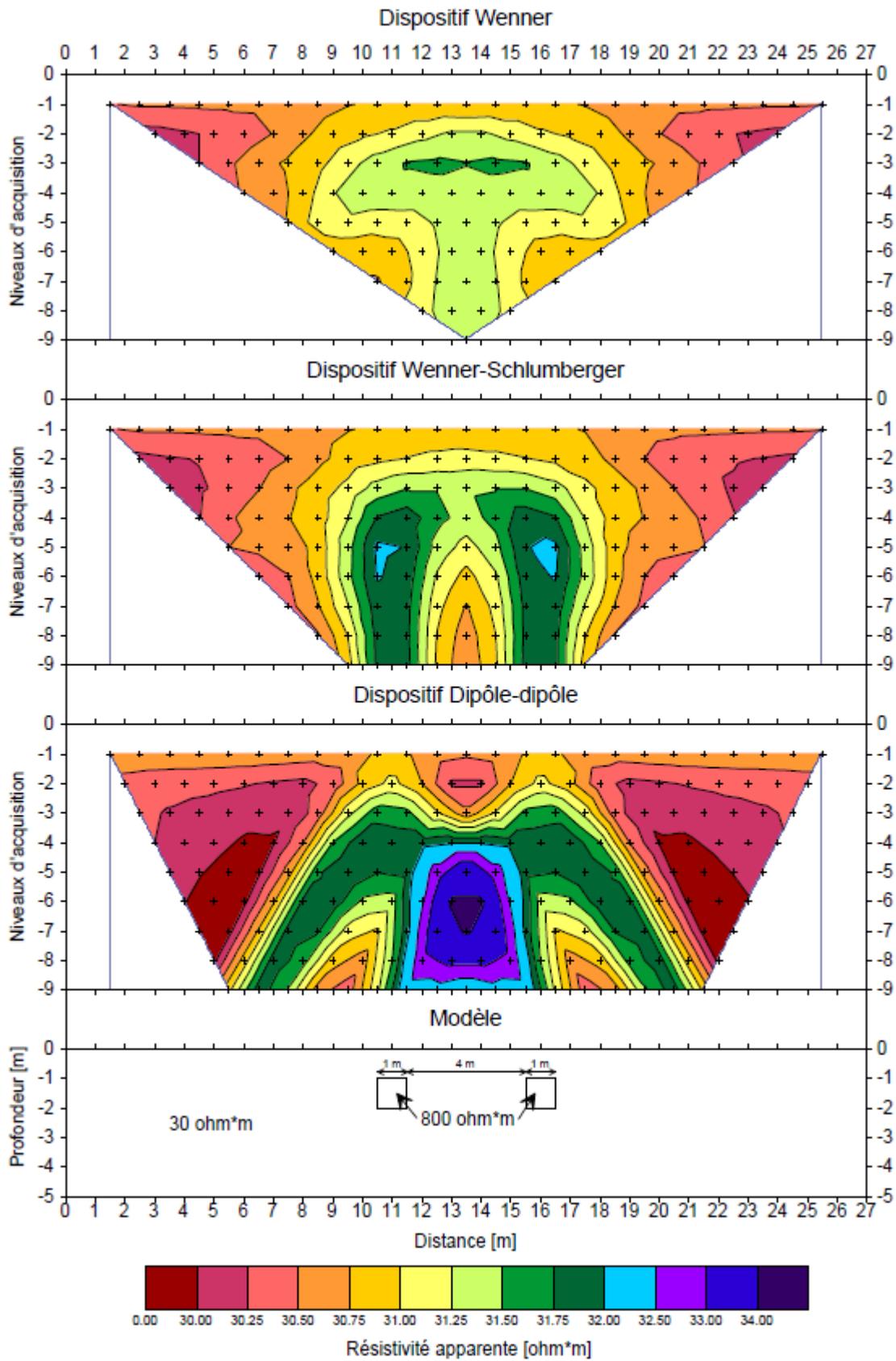


Figure II.26 : Pouvoir de résolution des différent dispositifs

On notera que la répartition du courant dans le modèle dépend des résistivités du modèle : c'est pour cela qu'on utilise une inversion itérative pour la tomographie électrique, car à chaque itération on va modifier le modèle et donc la répartition du courant. Il sera donc nécessaire de recalculer à chaque itération la réponse du modèle. On dit dans ce cas que l'inversion est non linéaire. Vous trouverez plus d'information sur l'inversion .

La figure ci-dessous montre le résultat de l'inversion des pseudosections mesurées plus haut sur les deux murs. Le modèle en 2D représente une coupe des propriétés électriques du sous-sol. On peut remarquer que les résultats sont relativement similaires quels que soient les dispositifs utilisés (Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle), mais ils ne sont pas exactement identiques : comme nous l'avons vu plus haut, chaque dispositif a une résolution différente qui se traduit également dans le résultat de l'inversion.

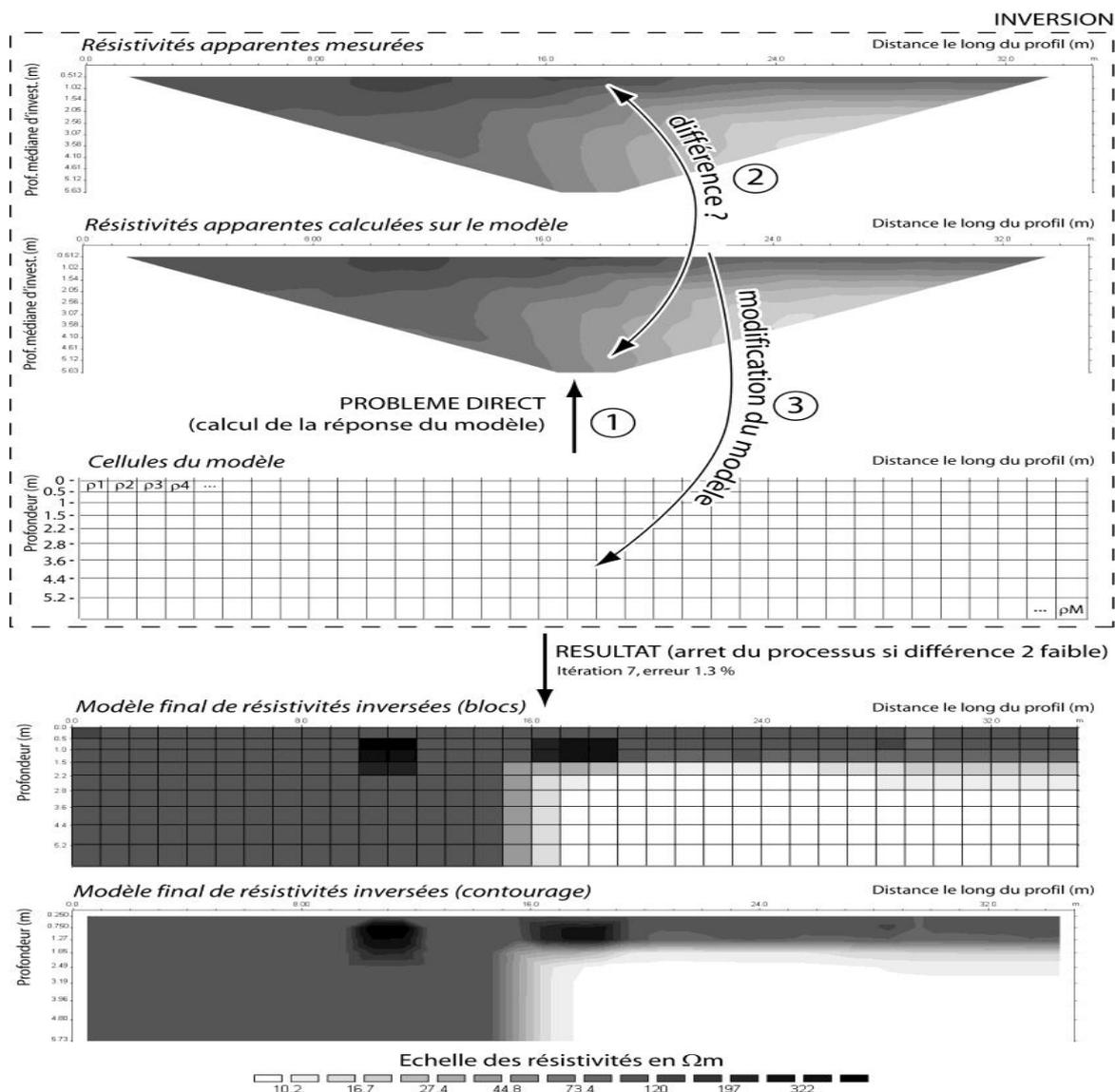


Figure II.27 : Procedure d'inversion des données electriques

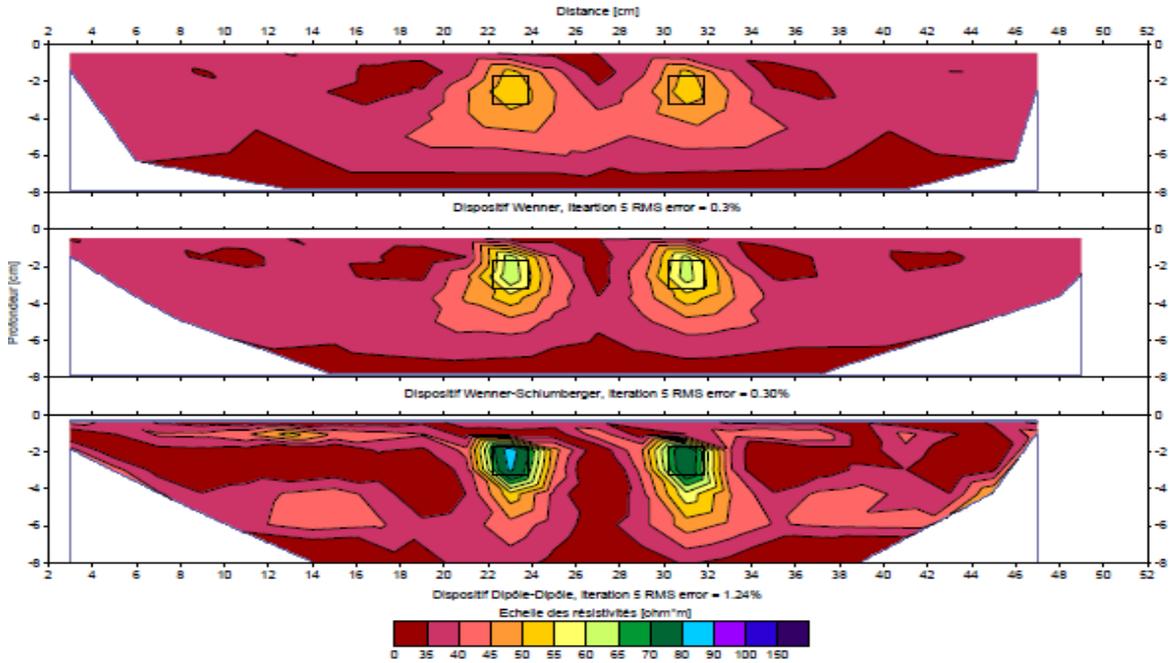


Figure II.28 : exemple de Tomographie électrique 2D

L'inversion en 3D suit une stratégie similaire. Le modèle n'est plus une coupe composée de cellules mais un volume de résistivité composé de petits cubes. On représente ce volume sous la forme de sections horizontales (à même profondeur) à travers ce volume (voire figure ci-dessous).

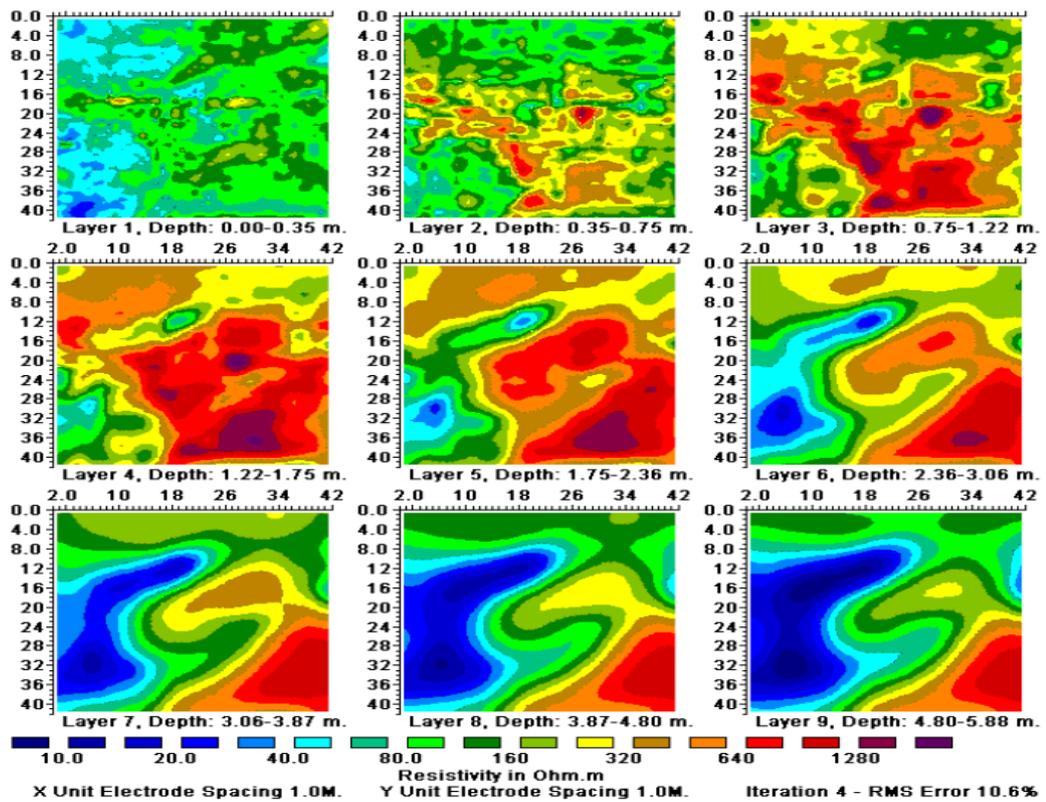


Figure II.29 : exemple de Tomographie électrique 3D

### III. LA MÉTHODE SISMIQUE

#### III.1 Introduction

Pour connaître la constitution géologique d'une région, les géophysiciens procèdent à diverses mesures de surface. Pour préciser en particulier les courbes de niveau des couches géologiques, ils emploient les méthodes de la prospection sismique : une explosion est provoquée au voisinage des couches superficielles du terrain étudié, l'onde de choc provoquée artificiellement se propage dans le sous sol. Les couches géologiques étant de densité et de nature différentes, lorsque le front d'onde franchit la frontière séparant deux couches, une partie de l'énergie transportée est réfléchiée et réfractée vers la surface du fait de la discontinuité des constantes élastiques des couches. En surface des sismographes enregistrent les arrivées de l'énergie libérée par l'explosion durant les 4 ou 5 secondes qui la suivent. En pointant ces arrivées sur les sismographes (section temps) et en recoupant leurs indicatrices avec celle procurées par d'autres mesures, le sismicien précise sa connaissance du sous sol, position des discontinuités, vitesse de propagation, par fois coefficients d'absorptions.

On constate depuis quelques années que les méthodes sismiques sont de plus en plus utilisées à des fins de reconnaissances. Il y a à cette évolution des raisons techniques liées aux conditions géologiques et aussi des raisons économiques.

En Algérie, comme on le sait, la province triasique est l'une des régions les plus riches en hydrocarbures du Sahara Algérienne. Longtemps considérée comme présentant peu de perspectives, ce n'est qu'en 1952 qu'on a entrepris des travaux géologiques et géophysiques intensifs ayant pour but la recherche d'accumulations commerciales d'hydrocarbures.

En 1956, des champs géants y ont été découverts essentiellement à l'aide de la prospection sismique ; par exemple, le champ de Hassi Messaoud, avec des réserves estimées à 5 milliards de tonnes d'huile et Hassi-R'mel avec des réserves approximatives de 2 trillions de mètres cubes de gaz et 500 millions de tonnes de condensat. Donc, on peut constater que le rôle de la prospection sismique dans la recherche pétrolière.

On distingue deux méthodes de prospection sismique : **la sismique réflexion** et **la sismique réfraction** ; elles ont toutes les deux pour but de déterminer la profondeur et la forme des discontinuités géologiques qui constituent le sous sol.

#### A.\ La Sismique Réflexion

Largement employée pour la prospection industrielle, est responsable de la découverte de très nombreux gisements de pétrole, le principe de cette méthode est simple. Des ondes sismiques (élastiques) engendrées par l'explosion de charges de quelques (Kg ) d'explosifs (TNT) se propagent à travers des terrains sédimentaires ou métamorphiques, se réfléchissent sur des surfaces de séparation des formations de nature différentes. Les ondes réfléchies sont enregistrées à la surface de la terre par une série de sismographes (le plus souvent 24 ou 48), si l'on connaît la vitesse de propagation des ondes sismiques dans les différents niveaux, la mesure des temps de propagation permet de calculer la profondeur de ces niveaux.

## B.\ La sismique Réfraction

Elle a pour but de déterminer les vitesses de propagation des ondes sismiques ainsi que la profondeur des différentes interfaces, l'onde sismique se réfracte sur l'interface et revient aux sismographes qui sont situés à la surface du sol. Le parcours de l'onde réfractée permet de déterminer la profondeur des interfaces.

### III.2 Rappel théorique

Dans le volume des solides existent deux types **d'ondes élastiques** de **vitesses différentes** : **les Ondes de compression**, les plus rapides ou ondes P (primaire) et les ondes de **cisaillement** ou ondes S (secondaire).

À l'interface **sol-air** apparaissent des ondes de surface (ondes de Rayleigh et ondes de Love) qui sont nettement plus lentes que les ondes de volume et dont l'amplitude s'amortit exponentiellement avec la profondeur.

Pour les études peu profondes, l'utilisation des ondes S comme celle des ondes de surface sont peu usitées (même si elles font l'objet de programmes de recherche) et **on se limite en général à l'étude des ondes P**.

Dans un milieu homogène la mesure de la vitesse consiste simplement à mesurer le temps d'arrivée,  $t_d$ , de l'onde P directe. À une distance  $\Delta$  du point d'ébranlement on a :

$$V_p = \frac{\Delta}{t_d}$$

### III.3 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.

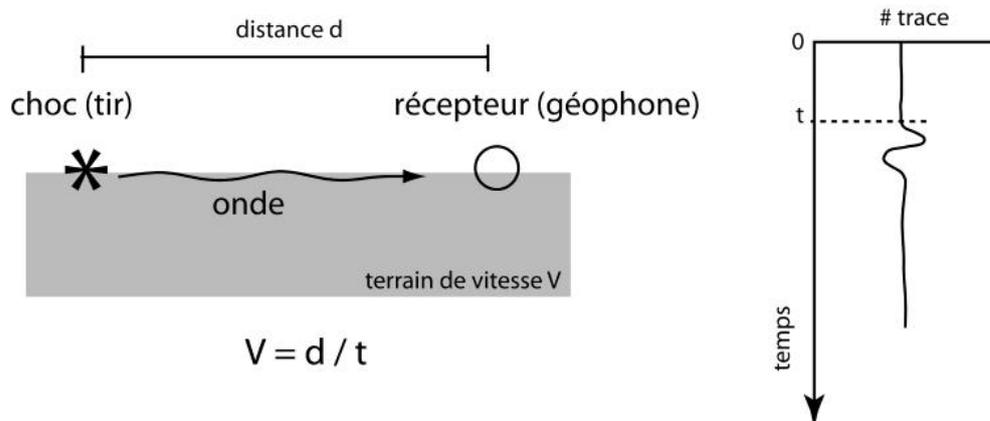


Figure III.1 : Technique de mesure sismique

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  $t_d$  de l'onde, on peut en déduire des informations sur la vitesse du sous-sol .

S'il existe dans le sol une interface séparant un premier milieu de vitesse  $V_1$  d'un deuxième de vitesse  $V_2$ , deux phénomènes peuvent provoquer une remontée de l'onde vers la surface et permettre l'observation de l'arrivée d'une onde :

une réflexion et, si  $V_2 > V_1$  et que l'on est à une distance suffisante du point source appelée distance critique,  $\Delta_c$ , une réfraction. Chacun de ces deux phénomènes a donné naissance à une technique de prospection, il existe une sismique réflexion et une sismique réfraction.

### III.3.1 La propagation des ondes sismiques:

A. | *Dans un milieu homogène*, élastique, isotrope, Le principe de Huygens stipule que tout point touché par un front d'onde 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.

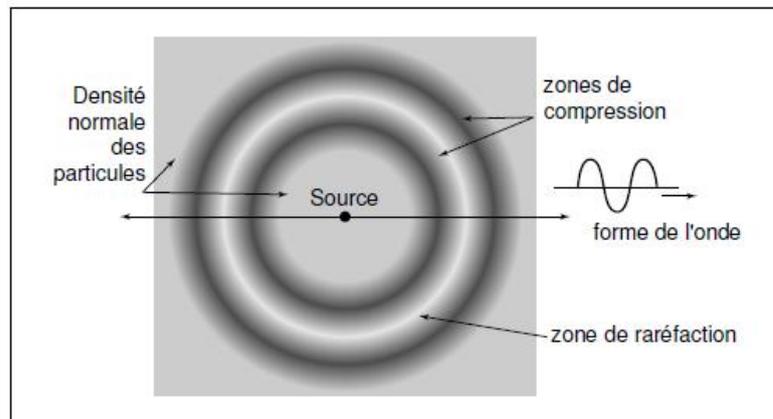


Figure III.2 : Le principe de Huygens

B. | *Dans un milieu 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 comportent 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.

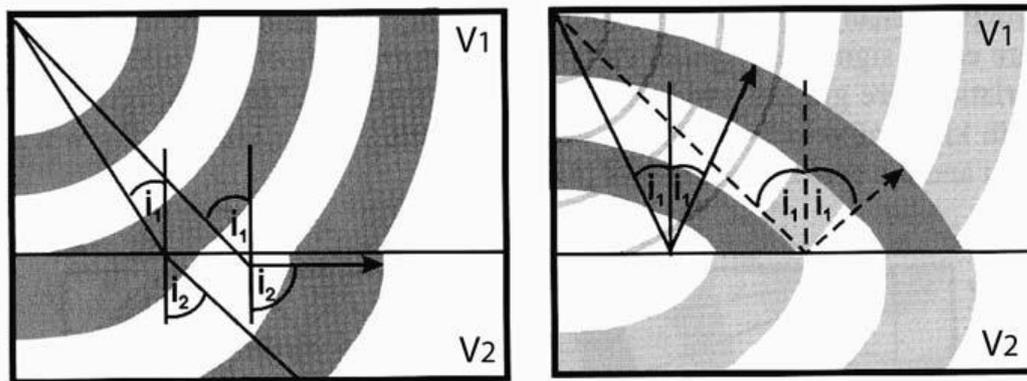


Figure III.3 : Incidence, refraction et reflexion des rayons sismiques

Par analogie avec la propagation de la lumière, on utilise les lois de Snell pour l'étude des trajets sismiques. La figure ci-dessous 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 :

$$\frac{\sin(i_1)}{V_1} = \frac{\sin(i_2)}{V_2}$$

Lorsque  $i_2=90^\circ$ , alors  $\sin(i_2)=1$  et l'angle  $i_1$  est appelé **angle d'incidence limite** ou **angle critique ic**. 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 ci-dessus à gauche).

### III.3.2 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 réfléchiée 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).

#### III.3.2.1 Les sources d'énergie

Il existe de nombreux moyens d'émission utilisés en prospection sismique. Pour les travaux à faible profondeur en archéologie, 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.

#### III.3.2.2 Les récepteurs

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

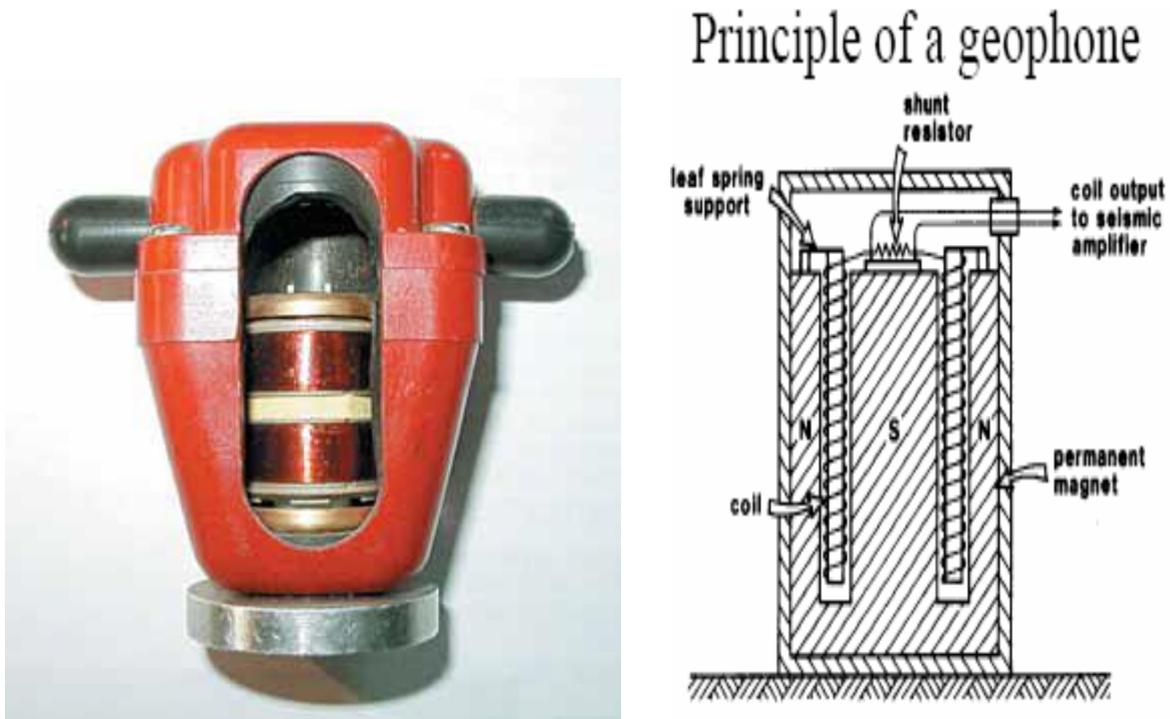


Figure III.4 : Schéma simplifié d'un Géophone

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.

### III.3.2.3 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.

### III.3.3 Comprendre un séismogramme

Supposons un milieu à deux couches de vitesses  $V_1$  et  $V_2$  tel que décrit dans la figure ci-dessous. La figure du haut montre le séismogramme avec 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 du bas). La figure du milieu montre les différentes arrivées. On peut voir que l'onde directe ( $\tau_1$ ), 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, 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.

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.

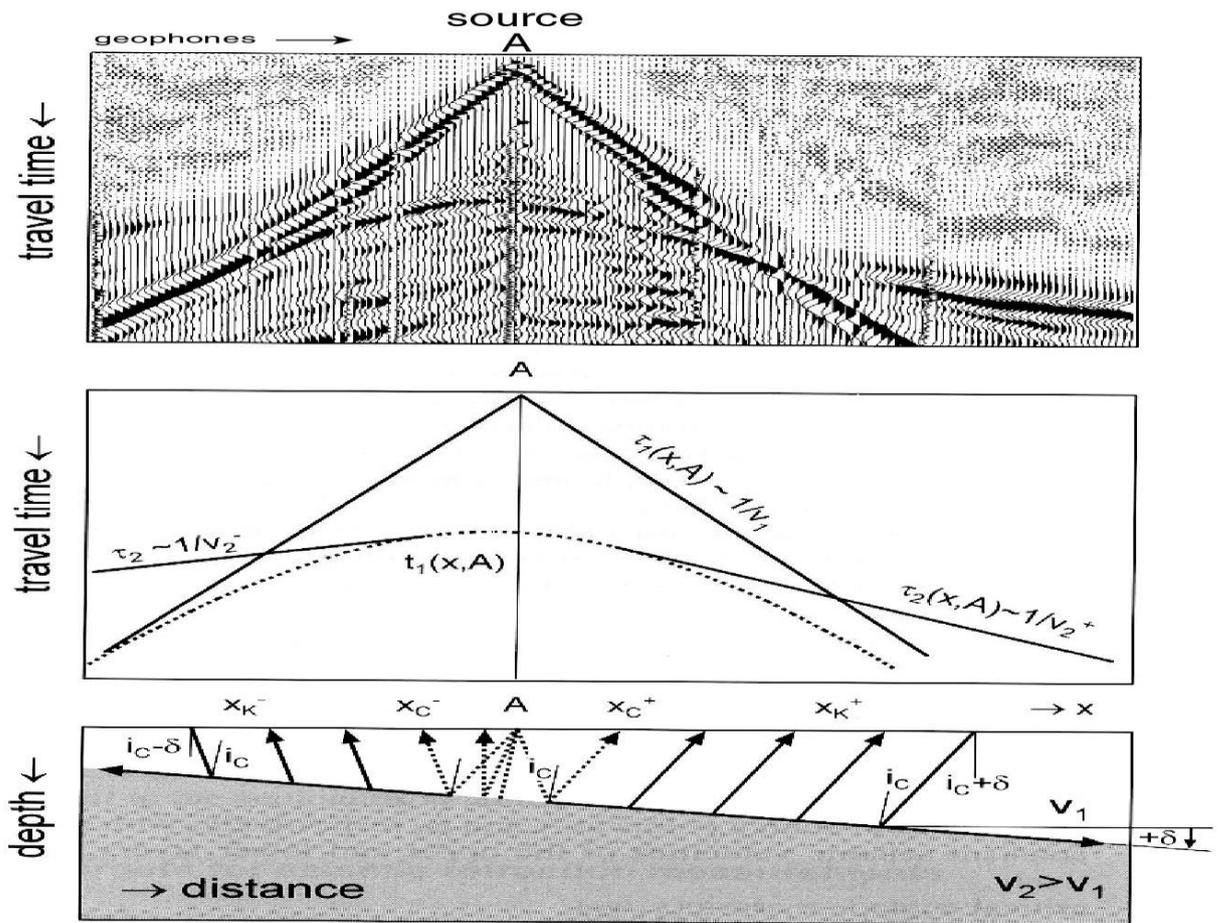


Figure III.5 : (a) en haut film sismique montrant les différentes arrivées d'ondes ; (b) en bas courbes indicatrice et le modèle géologique correspondant .

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.

### III.4 Propagation des ondes dans les milieux discontinus

#### III.4.1 Cas d'une bicouche

- Calcul de l'équation (hodochrone) 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  $V_2 > V_1$  .

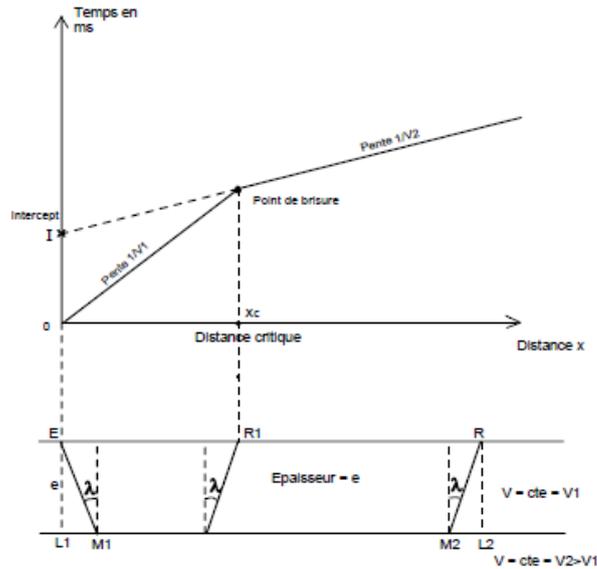


Figure III.6 : géométrie de rayon sismique réfracté et doromochrone résultante

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

Avec,  $L1M1 = e \cdot \tan \lambda = M2L2 \Rightarrow \frac{M1M2}{V_2} = \frac{X}{V_2} - \frac{2L1M1}{V_2}$  et  $T = \frac{2e}{V_1 \cos \lambda} + \frac{X - 2e \tan \lambda}{V_2}$

D'après la loi de Snell-Descartes (terrain à deux couches) On a :  $V_2 = \frac{V_1}{\sin \lambda}$

$$T = \frac{2e}{V_1 \cos \lambda} + \frac{X}{V_2} - \frac{2e \cdot \tan \lambda}{V_1} \sin \lambda = \frac{X}{V_2} + \frac{2e}{V_1} \left( \frac{1}{\cos \lambda} - \tan \lambda \sin \lambda \right) = \frac{X}{V_2} + \frac{2e}{V_1} \left( \frac{1 - \sin^2 \lambda}{\cos \lambda} \right)$$

Sachant que :  $\cos^2 \lambda = 1 - \sin^2 \lambda$

Finalement,

$$T = \frac{X}{V_2} + \frac{2e}{V_1} \cos \lambda \quad ,$$

cette dernière expression est l'équation temps-distance d'une onde réfractée d'une droite de pente  $1/V_2$  et d'ordonnée à l'origine, ou intercept time,  $t_0 = \frac{2e}{V_1} \cos \lambda$ .

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.

### III.4.1.1 Calcul de l'épaisseur

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  $\sin\lambda = V_1/V_2$ . L'intercepte time  $t_0$  permet alors de calculer l'épaisseur  $e$  de la couche.

$$t_0 = \frac{2e}{V_1} \cos\lambda \Rightarrow e = \frac{t_0 V_1}{2 \cos\lambda}$$

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

$$e = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

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  $V_2$ .

V1	400	1600	2000	2500	3000
V2	45000	4500	4500	4500	4500
xc	22	29	32	37	45

### III.4.2 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 quel que soit le nombre de couches. 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°,... (figure III.7) etc...n° couche, on obtient autant d'équations de droites dont les paramètres sont les suivants :

- les inverses des pentes des diverses droites sont égales aux vitesses des réfracteurs correspondants.
- 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 :

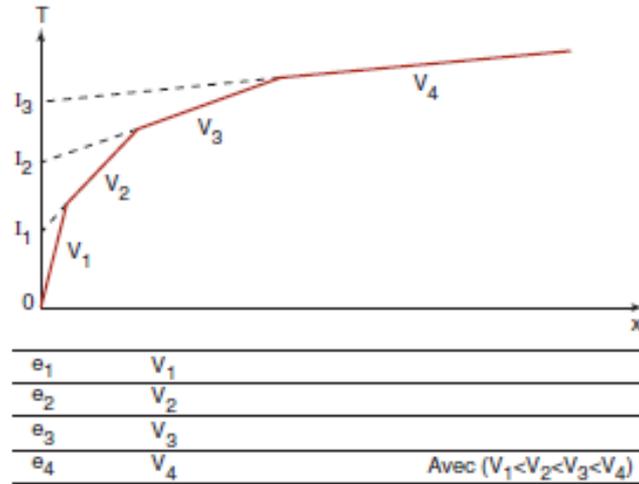


Figure III.7 : modèle géologique a (5) couches horizontales et et courbe dromochrone résultante

Connaissant les

vitesse  $V_1, V_2, \dots, V_{n-1}, V_n$ , 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.

$$t_{01} = 2 \frac{e_1 \cos i_{1,2}}{V_1}, \text{ et } t_{02} = 2 \frac{e_1 \cos i_{1,3}}{V_1} + 2 \frac{e_2 \cos i_{2,3}}{V_2},$$

$$t_{03} = 2 \frac{e_1 \cos i_{1,4}}{V_1} + 2 \frac{e_2 \cos i_{2,4}}{V_2} + 2 \frac{e_3 \cos i_{3,4}}{V_3}$$

.....

$$t_{0n-1} = 2 \frac{e_1 \cos i_{1,2}}{V_1} + 2 \frac{e_2 \cos i_{2,2}}{V_2} + \dots + 2 \frac{e_p \cos i_{p,n}}{V_p} + \dots + 2 \frac{e_{n-1} \cos i_{n-1,n}}{V_{n-1}}$$

$$= 2 \sum_{p=1}^{n-1} \frac{e_p \cos i_{p,n}}{V_p}$$

La généralisation de la notion de délai sismique conduit à :

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

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

L'angle  $i_{12}$  : angle qui a pour  $\sin \frac{V_1}{V_2}$  (selon la loi de snell-descartes).

$$e_1 = \frac{t_{01}}{2} V_2 \operatorname{tg} \lambda_2 \text{ et } e_2 = e_1 = \frac{t_{02}}{2} V_3 \operatorname{tg} i_{23} - e_1 \frac{\operatorname{tg} i_{23}}{\operatorname{tg} i_{13}},$$

$$e_3 = \frac{t_{03}}{2} V_4 \operatorname{tg} i_{34} - e_2 \frac{\operatorname{tg} i_{34}}{\operatorname{tg} i_{24}} - e_1 \frac{\operatorname{tg} i_{34}}{\operatorname{tg} i_{14}}$$

### III.4.3 Cas d'un seul marqueur plan incliné

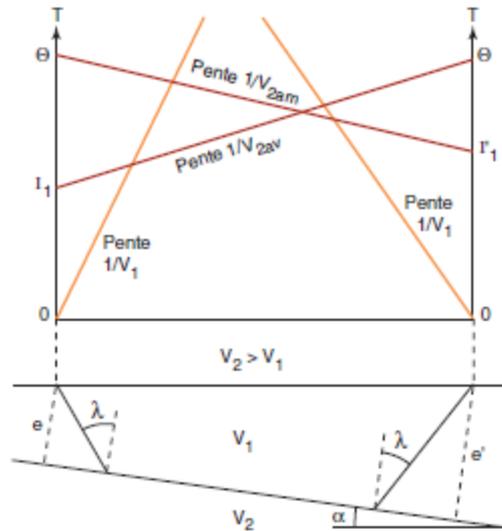


Figure III.8 : modèle géologique à couche inclinée.

$V_{2am}$  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 :

$$\sin(\lambda + \alpha) = \frac{V_1}{V_{2av}} \text{ et } \sin(\lambda - \alpha) = \frac{V_1}{V_{2am}} \quad \text{donc } V_{2am} > V_{2av}$$

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

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 :

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

$$\text{Et } \cos \alpha = \frac{V_2}{2} \left( \frac{1}{V_{2am}} + \frac{1}{V_{2av}} \right)$$

Les distances perpendiculaires au marqueur :  $e$  et  $e'$  s'obtiennent simplement à partir des intercepts  $t_{01}$  et  $t'_{01}$  :

$$e = \frac{V_1 t_{01}}{2 \cos \lambda} \text{ et } e' = \frac{V_1 t'_{01}}{2 \cos \lambda}$$

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.

### III.5 MATERIEL ET MISE EN OEUVRE

#### III.5.1 Mise en œuvre

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 ausculté 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.

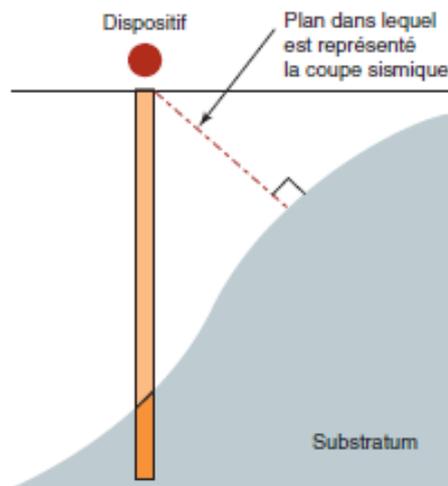


Figure III.9 : Plan d'investigation d'un profil linéaire

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

Un écart important entre la profondeur du toit du rocher mise en évidence par sondage mécanique et la coupe sismique peut parfois s'expliquer par un pendage important du substratum. C'est pour cela qu'il est important d'effectuer au moins 2 profils perpendiculaires dans les secteurs où les pendages sont importants.

Ces dernières remarques n'empêchent pas d'imaginer des dispositifs où les capteurs seraient implantés selon un semis de points permettant une interprétation en 3D. Ce type

de mise en oeuvre nécessite des processus d'interprétation spécifiques, mais toujours basés sur les lois connues et invariables de la propagation des ondes sismiques (voir annexe technique1 sur le bloc sismique).

### III.5.2 Réalisation d'un dispositif sismique

Les normes auxquelles doivent obéir les dispositifs sismiques sont exposées ci-après dans un but pratique. Les justifications théoriques détaillées de la nécessité de suivre ces normes sont exposées dans le paragraphe sur l'interprétation.

#### III.5.2.1 Nombre de capteurs et de tirs

Le dispositif le plus simple ci-après schématisé semble être le dispositif minimum, tant au point de vue du nombre de capteurs que du nombre de tirs, en deçà 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 appelés tirs en bout et le tir C : tir au centre.

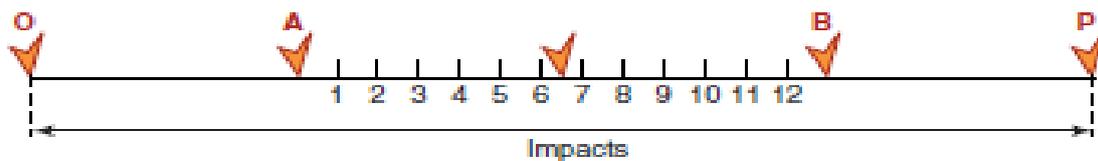


Figure III.10 : Dispositif d'aquisition minimal (12 Trace)

Le nombre de capteurs mis en place est généralement fixé par le nombre de voies dont dispose l'enregistreur, classiquement 24 voies sur les laboratoires de sismique réfraction. Pour un dispositif de 24 capteurs le nombre de tirs dépend de l'homogénéité supposée du sous-sol et de la précision demandée. En se basant sur le dispositif minimum ci dessus indiqué, il devient nécessaire pour 24 capteurs d'exploiter cette ligne de capteurs par 5 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 faciès, 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.

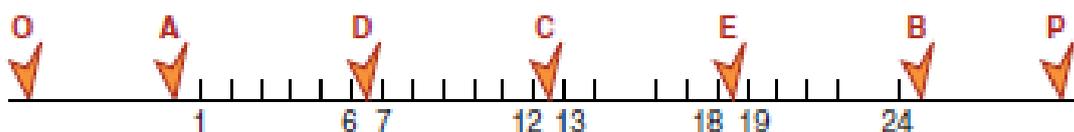


Figure III.11 : Dispositif 24 Traces

Dans ce dernier cas la dromochronique du dispositif pourra être la suivante :

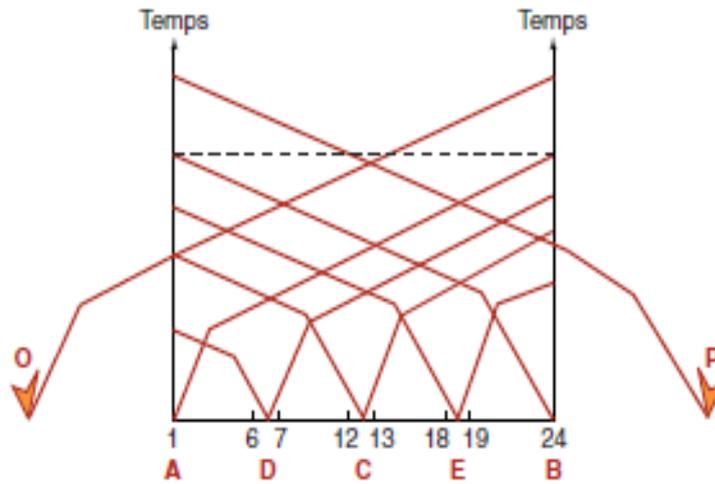


Figure III.12 : Dromochronique Associées à un dispositif de mesure 24 traces, 7 Tirs

### III.5.2.2 Longueur du dispositif

La longueur du dispositif est la distance entre les deux tirs en bout, 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 l'objectif recherché et du contraste de vitesses observé 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.

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 (Propagation dans les milieux discontinus) que la distance critique :  $X_c$ , 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  $V_2$ , se calculait à partir de la formule :

$$X_c = 2. e. \sqrt{(V_2 + V_1)(V_2 - V_1)},$$

Il suffit donc de prendre  $2.X_c$  pour ne pas courir le risque d'être trop court.

$V_1$	400	1500	2000	2500	3000
$V_2$	4500	4500	4500	4500	4500
$X_c$	66	85	96	111	135

Ce qui nous fait 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 4 à 9 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 ceux qui souhaitent affiner le calcul de la longueur du dispositif pour un milieu à 3 couches :

$$X_{c_2} = 2e_2 \sqrt{\frac{V_3 + V_2}{V_3 - V_2}} - 2e_1 \frac{V_3 \sqrt{V_2^2 - V_1^2} - V_2 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_1(V_3 - V_2)}$$

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, nous conseillons vivement de réaliser une pré-interprétation minute sur le site dès la réalisation du premier tir, ceci afin de vérifier que la valeur des vitesses de fond correspond bien à l'objectif recherché, 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 marine où 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 fixé, le paramètre sur lequel on agit pour satisfaire cette condition de longueur du dispositif est la distance entre les capteurs ou intertrace. Cet 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 appelé « profondeur d'investigation ».

#### Choix de la distance des tirs offsets

Il est 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, 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 illustré sur l'exemple

présenté ci dessous, où l'on voit que le tir offset 1 a dû être placé à une grande distance du capteur 1, ceci 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 réfractée au toit de ce substratum.

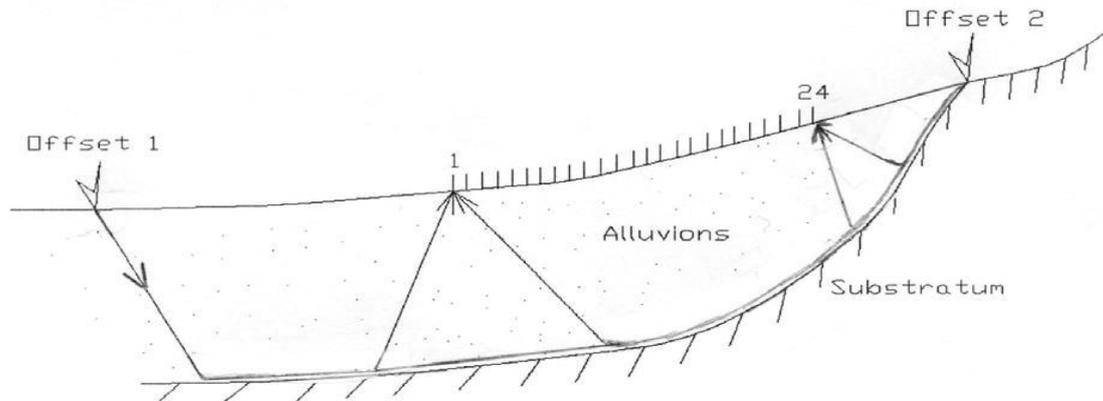


Figure III.13 : Implantation des Tirs « OFFSET »

Il est également quelquefois 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 admissible, cette façon de procéder conduit, par les nombreux recoupements d'informations qu'elle permet, à des interprétations de grande qualité.

**Important :**

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

**III.5.3 Acquisition des données**

**III.5.3.1 Signal sismique**

Un signal sismique est une représentation, en fonction du temps, du mouvement du sol produit par un ébranlement (provoqué ou non).

Le signal présenté ci-dessous, se divise en 2 zones bien distinctes :

- la première, relativement calme, précède l'arrivée de l'onde sismique au capteur, les faibles signaux enregistrés correspondent aux différents bruits de fond caractérisant le site. Ces bruits de fond peuvent être liés soit à l'activité humaine : site industriel, circulation routière....., soit à des phénomènes naturels : vent, pluie...

-la deuxième commence à l'arrivée du front d'onde qui marque le passage de l'état de repos relatif du sol, à l'état d'agitation consécutif à l'arrivée de l'ébranlement. On notera

que derrière ce front d'onde qui marque l'arrivée de l'onde de compression au capteur se superposent des vibrations très variées, résultant de trajets plus ou moins complexes au sein des couches du sous-sol.

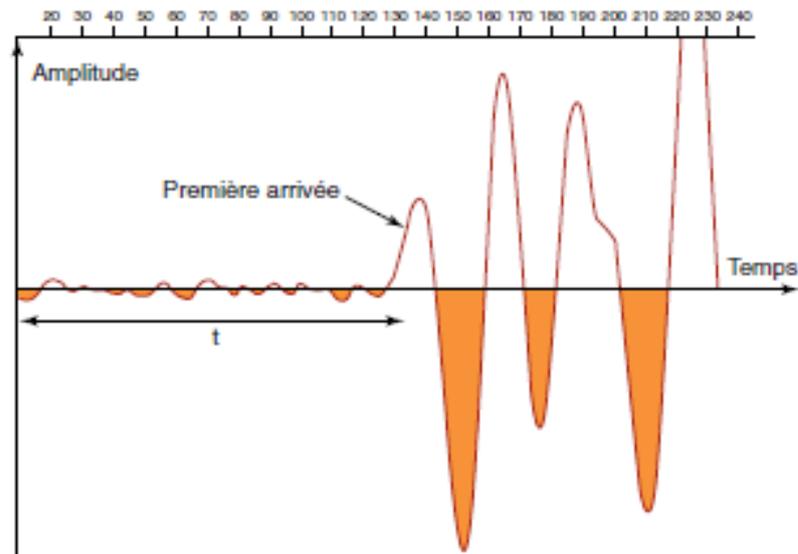


Figure III.14 : Exemple de signal sismique.

- sur le signal suivant on a représenté les deux ondes P et S. Ce type de signal peut être produit par certains matériels et dispositifs très spécifiques dans le but de déterminer les vitesses des ondes P et des ondes S. Mais dans le cas général le signal S est noyé dans l'ébranlement qui suit l'arrivée du front d'onde P et seuls les trajets des ondes P peuvent être chronométrés.

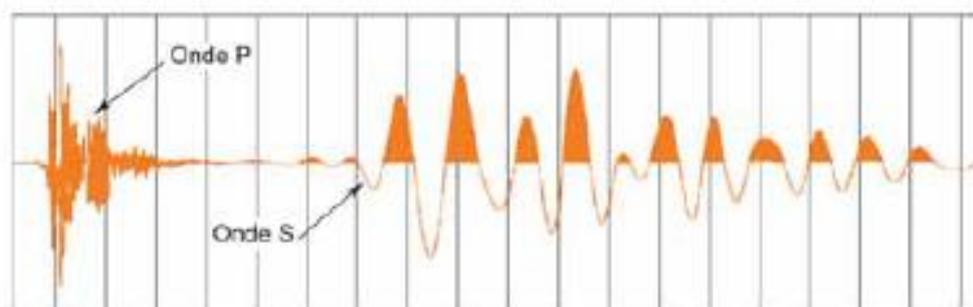


Figure III.15 : Enregistrement Ondes P et S

### III.5.3.2 Enregistrement (film sismique)

Un signal sismique est enregistré en un point du sol par un capteur (sismographe ou géophone). Si on dispose un certain nombre de géophones (en général en ligne droite) et qu'on enregistre sur un même document les signaux sismiques obtenus par un même impact,

on obtient un film sismique, à partir duquel il est aisé de déterminer les temps de trajet entre le point origine de l'ébranlement, et les divers capteurs.

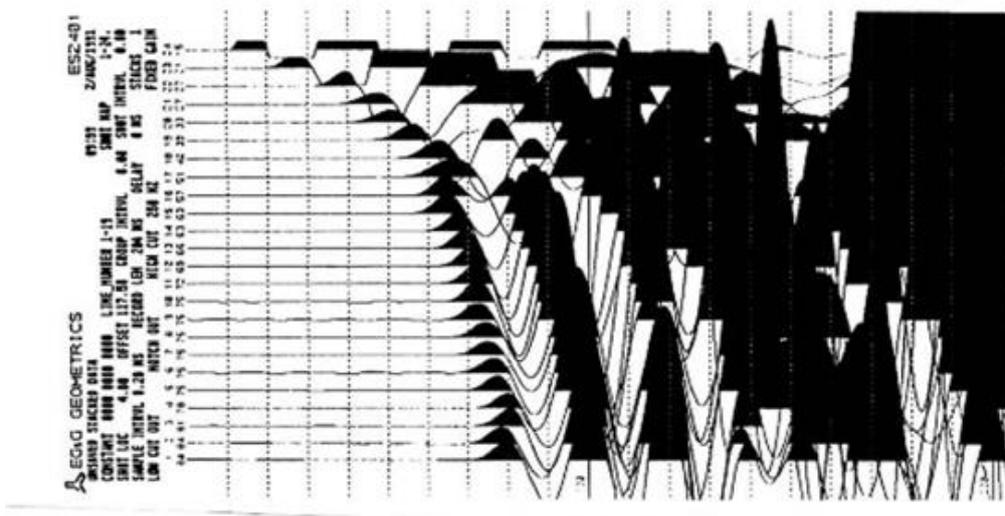


Figure III.16 : Enregistrement sismique multitraces.

### III.5.3.3 Qualité de l'enregistrement

Il est important de juger sur site de la qualité de l'enregistrement réalisé afin de prendre la décision de refaire ou non un tir, voire de le sommer (option « stack »). En effet, l'identification de la première arrivée n'est pas toujours évidente, il se peut que certains tirs soient trop bruités et/ou que l'énergie reçue soit insuffisante. On risque alors de rater la première arrivée, le pointé se faisant sur des réfractés secondaires tardives, voire même dans certains cas sur l'arrivée de l'onde S. Il arrive malheureusement que des départs jugés corrects soient en réalité liés à une phase postérieure à la première arrivée. Ce risque de perte de phase (une ou plusieurs) peut donc amener à sous estimer les valeurs des vitesses sismiques. La figure ci dessous présente un exemple de traces fortement bruitées sur lesquelles les départs sont difficiles à identifier. Le film est alors qualifié de « mou » et il est inexploitable à partir des traces 8 à 10.

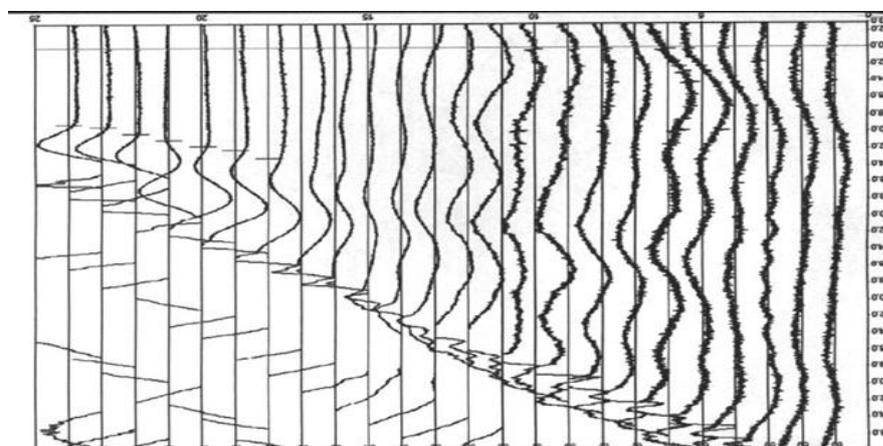


Figure III.17 : film sismique tres bruitier

Il est important de rappeler qu'un contrôle qualité d'une reconnaissance par sismique réflexion passera en particulier par l'analyse de la qualité des enregistrements réalisés et des pointés effectués. Il est donc primordial pour un client de demander à son prestataire de service la fourniture des dromochroniques et des enregistrements bruts en annexe du rapport final.

### III.6 Transformation du film sismique en document interprétable.

La première étape du traitement des données enregistrées consiste à pointer pour chaque trace sismique le temps de première arrivée de l'onde au capteur.

Le report des 24 temps se fait sur un graphique temps-distance appelé branche de dromochronique.

La dromochronique présentée ci dessous correspond aux résultats obtenus dans le cadre d'un milieu simple à deux couches de vitesses  $V_1$  et  $V_2$  :

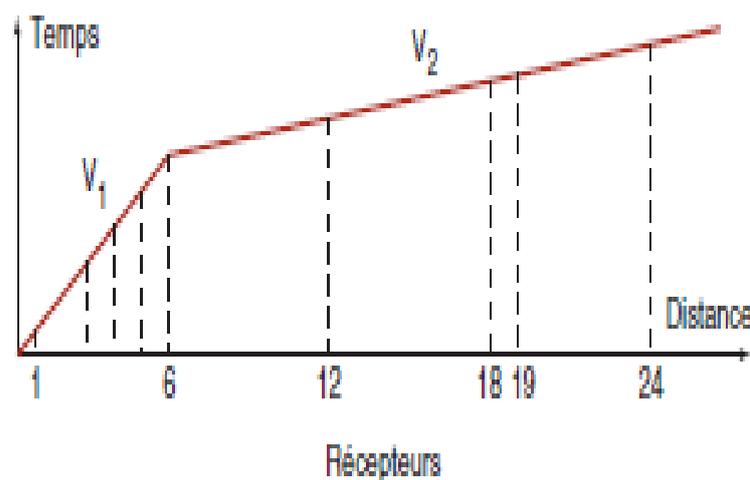


Figure III.18 : Dromochrone de réflexion (graphique Temps – Distance)

Ce graphique est le graphique unitaire de base à partir duquel on peut calculer les profondeurs de diverses couches et leurs vitesses. On verra dans le paragraphe suivant qu'une interprétation correcte nécessite, pour un dispositif déterminé, de disposer de plusieurs graphiques de ce type correspondant à autant d'impacts enregistrés sur ce linéaire.

L'interprétation sismique réflexion se fera donc sur la base des dromochroniques, courbes qui correspondent simplement au pointé des premières arrivées de l'onde réfractée sur les géophones.

### III.6.1 INTERPRETATION DES MESURES

#### A. INTERPRETATION GEOPHYSIQUE

En sismique réflexion, comme dans la quasi totalité des méthodes géophysiques, l'interprétation des mesures est d'autant plus aisée qu'on se rapproche le plus possible des modèles théoriques habituellement étudiés.

✚ La première partie traite de l'interprétation classique applicable aux modèles géologiques simples remplissant les conditions suivantes :

1. les vitesses des diverses couches doivent suivre une loi croissante en fonction de la profondeur. En d'autre terme si une couche a une vitesse  $V_p$  inférieure à la vitesse  $V_{p-1}$  de la couche qui la surmonte, la couche d'ordre  $p$  ne peut pas être mise en évidence.
2. pour qu'une couche soit mise en évidence son épaisseur ne doit pas être trop faible par rapport à sa profondeur
3. on doit être en présence de couches tabulaires se rapprochant le plus possible de plans ou de surfaces à grand rayon de courbure.
4. ces couches doivent être homogènes et isotropes, c'est à dire que la vitesse sismique doit être la même en tout point d'une couche déterminée et suivant toutes les directions
5. ces couches peuvent avoir des pendages différents sans que ces pendages ne deviennent excessifs

✚ La deuxième partie a pour but d'apporter des éléments théoriques afin d'améliorer l'interprétation dans les cas des couches cachées ou mal individualisées. Ces couches « cachées » sont, suivant leur nature, classées dans deux catégories :

- couches ayant une vitesse plus petite que les deux couches encaissantes,
- couches ayant une épaisseur relativement faible.

#### 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 peut être réalisé en vérifiant que les points suivants soient bien respectés :

1. 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 intermédiaire : centre,  $\frac{1}{4}$  et  $\frac{3}{4}$ . La figure 21 illustre cette règle pour le tir au centre et les 2 tirs en bouts.

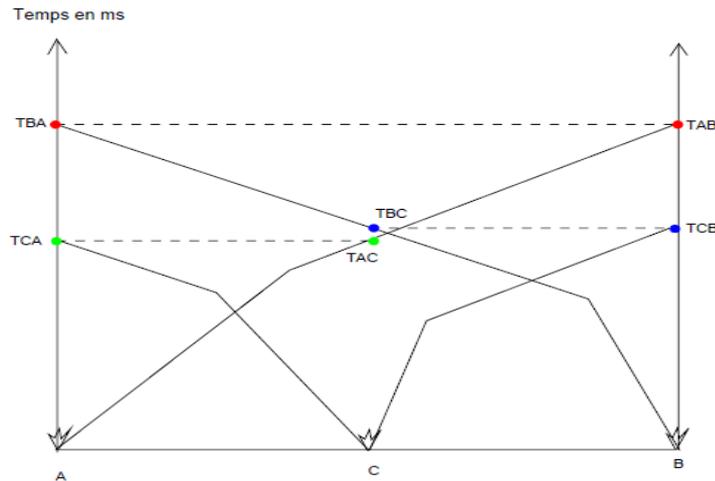


Figure III.19 : Dormochrone de refraction pour 3 tir (tir direct ; tir au centre et tir inverse

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

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
2. Pente de l'extrémité du tir en bout doit être parallèle à celle du tir offset dans la mesure bien sûr où le tir en bout a atteint le substratum sain.

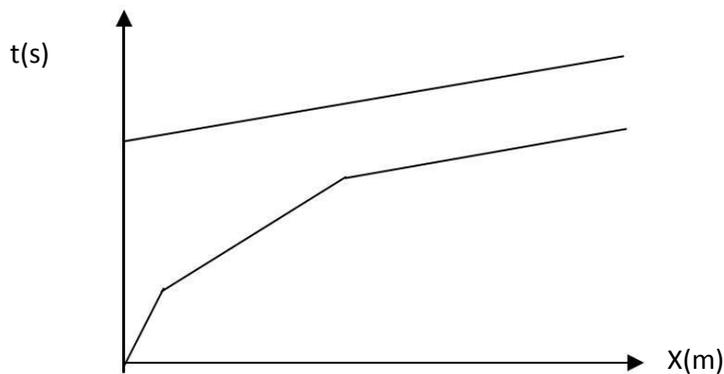


Figure III.20 : Dromochrone « cohérence des pointés »

3. Les mêmes mouvements doivent être retrouvés sur les différents tirs.(figure III.21)

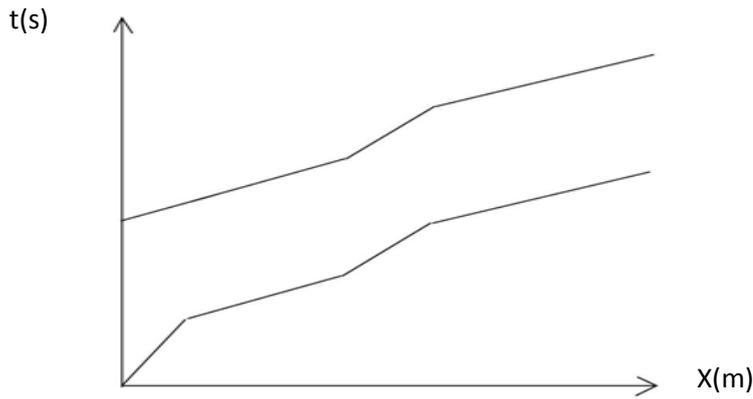


Figure III.21 : Dromochrone « cohérence des pointés

### III.6.2 Interprétation classique simplifiée

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 et qui seront traitées dans les 2 paragraphes ultérieurs.

L'interprétation dans ce cas là repose sur seulement 2 formules :

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

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

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 ( $V_{\text{amont}}$ ) et inverses ( $V_{\text{aval}}$ ), au cosinus près de l'angle de pendage :

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

L'exemple présenté ci dessous résume les règles de base de l'interprétation classique dite simplifiée.

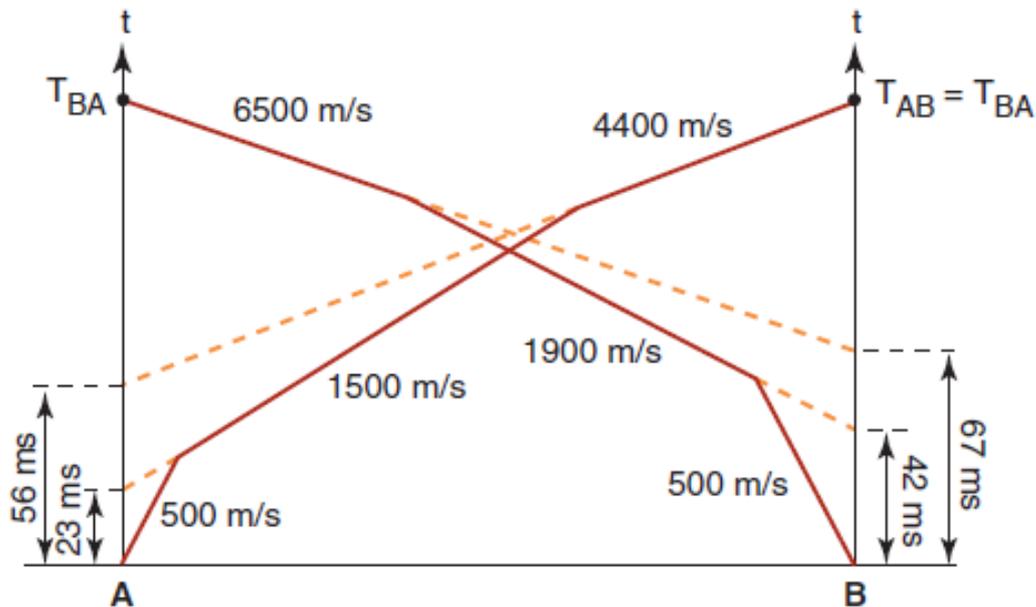


Figure III.22 : Interprétation classique simplifiée.

En présence d'une telle dromochronique, la marche à suivre est la suivante :

#### A. Détermination des vitesses sur la dromochronique :

Il importe:

- ❖ d'une part d'isoler au mieux les segments de droite qui marquent l'existence des diverses couches
- ❖ d'autre part de bien coupler les vitesses issues de A et celles issues de B pour définir une vitesse vraie expurgée de l'effet de pendage.
- ❖

#### 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  $\cos\phi$  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 permet d'identifier 3 vitesses :

- $V_1 = 500$  m/s.
- $V_2 = 1500$  m/s et  $1900$  m/s respectivement pour les impacts A et B
- $V_3 = 4400$  m/s et  $6500$  m/s respectivement pour les impacts A et B

Les délais (1/2 intercept) sont :

- En A :  $D_1=11.5$  ms et  $D_2 = 28$ ms,
- En B :  $D_1=21$  ms et  $D_2 = 33.5$ ms,

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

- $V_2=1680$  m/s,
- $V_3= 5250$  m/s.

On rappellera que ces vitesses sont obtenues à partir de la formule :  $\frac{2}{V_2} = \frac{1}{V_{2am}} + \frac{1}{V_{2av}}$

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 .

### III.6.3 INTERPRETATION EN TERME DE GEOLOGIE

Signification des vitesses sismiques, utilisation 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 barragiste fera la différence entre un rocher de fondation ayant une vitesse de 5500 m/s et un rocher ayant une vitesse de 4000 m/s. De même au sein d'un rocher à 5500 m/s, un compartiment fracturé ayant une vitesse de 3000 m/s attirera toute son attention. On parvient même, sur un site déterminé, à corréler des vitesses sismiques et des perméabilités LUGEON.

Le tableau ci -après donne 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.

Nature 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			
Éboulis	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	2-2,3
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 fracturée	800-1500	1700-2300	1,7-1,9	2,1-2,2
Craie saine	1800-2500	2300-3200	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	4500-5500	2,3-2,5	2,4-2,6
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
Basalte fracturé	800-2500	2300-4500	1,7-2,1	2,1-2,3
Basalte sain	5500-6000	5500-6000	2,5-2,8	2,6-3
Quartzite fracturé	700-2500	1800-3500	1,6-2,1	2-2,3
Quartzite sain	3000-4500	3500-5000	2,3-2,4	2,4-2,5
Schiste altéré	500-2000	1700-2500	1,3-2,2	1,8-2,4
Schiste sain	2500-4500	3000-4500	2,1-2,5	2,3-2,6
Gypse	1000-3500		1,8-2,4	
Glace	3500-4000	3500-4000	0,95	
Nappe d'eau libre	1450-1500	1450-1500	1	

Sur les tracés linéaires (autoroutes, lignes ferroviaires), les déblais sont étudiés par sismique réfraction, et les moyens mis en œuvre pour les terrassements peuvent être prévus par la connaissance des vitesses sismiques. Cette dernière application est d'autant plus performante que les géotechniciens ont pu étalonner localement ces vitesses à l'expérience de chantiers en vraie grandeur.

## **IV. LA METHODE GRAVIMETRIQUES**

### **IV.1 Introduction**

C'est l'étude du champ de pesanteur de la Terre (et/ou des autres corps célestes). Elle permet notamment d'étudier la répartition (spatiale et temporelle) des masses à l'intérieur de la Terre. On peut également étudier l'équilibre de ces masses, et donc avoir une information dynamique (isostasie).

La gravimétrie est une discipline fondamentale de la géophysique qui consiste à mesurer et à étudier les variations spatiales et temporelles du champ de pesanteur de la Terre.

Son champ d'application est vaste, on peut citer les exemples suivants :

- La connaissance de la structure interne du globe terrestre en particulier la présence d'hétérogénéités de masse dans le sous-sol.
  - L'exploitation de ressources minières.
  - L'analyse de la stabilité d'un sol avant la construction d'une voie ferrée.
  - L'étude des orbites des satellites artificiels...

Ce problème comporte quatre parties indépendantes :

#### **A.\ Etude des anomalies gravimétriques, applications à l'étude du sous-sol.**

Après une étude rapide des principales causes des variations à grande échelle de l'intensité du champ de pesanteur terrestre, on s'intéresse à l'utilisation des fluctuations locales de l'intensité de ce champ pour détecter des cavités et des hétérogénéités dans le sous-sol.

#### **B.\ Aspects physico-chimiques de la formation des cavités souterraines.**

Dans cette courte partie, on se propose de comprendre l'un des mécanismes de formation des gouffres et des cavités souterraines dans un massif calcaire.

#### **C.\ Mesures de l'intensité du champ de pesanteur terrestre.**

Cette partie aborde de manière simple les principes utilisés par deux types de

« gravimètres » récents : un gravimètre relatif à lévitation de sphère supraconductrice et un gravimètre absolu à chute.

#### **D.\ La forme de la Terre**

Cette partie étudie un modèle simple qui permet de rendre compte de la forme aplatie de la Terre.

## IV.2 Etude des anomalies gravimétriques : Applications à l'étude du sous-sol.

### IV.2.1 Principe de base

#### IV.2.1.1 Lois de l'attraction universelle

##### 1<sup>ère</sup> loi de Newton

Deux particules de masse  $m_1$  et  $m_2$  séparées par une distance  $r$  sont attirées l'une vers l'autre par une force  $F$  telle que :

$$\vec{F} = -\frac{Gm_1m_2}{R^2}\vec{r}_1$$

Où  $F$  la force appliquée sur la masse  $m_2$ ,  $\vec{r}_1$ , le vecteur unitaire,  $r_1$ , la distance entre les masses  $m_1$  et  $m_2$ , et  $G$ , la constante universelle de la gravité.  $r_1$  et  $G$  sont données par :

$$|\vec{r}_1| = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2 + (z_2 - z_1)^2}$$

$$G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ dyne cm}^2/\text{g}^2 \text{ CGS}$$

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2 \text{ SI}$$

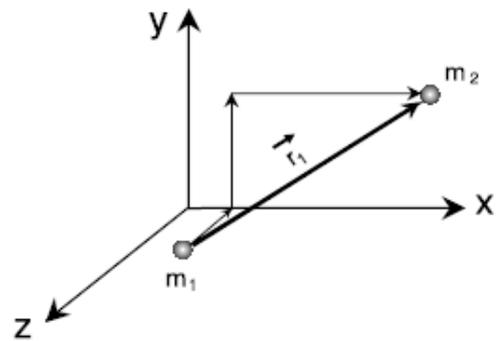


Figure VI.1 : A Représentation des deux masse ponctuelles  $m_1$  et  $m_2$  séparées par une distance  $r$  (D'après Telford et al. 1990).

##### 2<sup>ème</sup> loi de Newton

Il faut appliquer une force  $F$  à une masse  $m$  pour lui faire subir une accélération  $a$ . Ceci se traduit par la relation :

$$\vec{F} = m\vec{a}$$

L'accélération d'une masse  $m$  à la surface du sol s'exprime donc par :

$$\vec{a} = -\frac{GM_T}{R_T^2}\vec{r} = \vec{g}$$

$\vec{g}$  est dite "accélération de la gravité" et vaut en moyenne  $9.81 \text{ m/s}^2$ .

- Pour les mesures de l'intensité du champ de pesanteur, les géophysiciens utilisent fréquemment le Gal :  $1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$ . Son nom a été donné en hommage à Galilée.  
On définit également :      le milligal :  $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$  et  
   le microgal :  $1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m.s}^{-2}$ .
- - rayon de la Terre :  $R_T = 6370 \text{ km}$   
- masse de la Terre :  $M_T = 5,974.10^{24} \text{ kg}$

- constante de gravitation universelle :  $G = 6,673 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$
- Volume d'une sphère de rayon :  $V = \frac{4}{3} \pi R^3$

La précision d'un gravimètre d'exploration est de l'ordre de 0.01 mgal ( $10^{-7} \text{ m/s}^2$ ). Les gravimètres pour les études géodynamiques ou géotechniques sont sensibles au  $\mu \text{ gal}$ , soit  $10^{-8} \text{ m/s}^2$ , environ le milliardième de g.

### VI.3 Potentiel gravitationnel

Le champ gravitationnel est un champ Conservatif, c'est à dire que le travail fourni pour déplacer une masse dans ce champ est Indépendant du chemin parcouru. Il n'est fonction que des points de départ et d'arrivée. Donc, si on revient au point de départ, la dépense énergétique est nulle.

La force qui engendre un champ conservatif peut être dérivée de la fonction scalaire du potentiel par :

$$\nabla U = \vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} \quad \text{ou l'opérateur } \nabla \text{ est donné par : } \nabla U = \frac{\partial U}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial U}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial U}{\partial z} \vec{k}$$

L'équation du potentiel nous donne donc ( $m_2$  : masse unité) :

$$U = \int_{\infty}^R \vec{g} \cdot \vec{r} dr = -G m_1 \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = G m_1 \left[ \frac{1}{r} \right] = \frac{G m_1}{R}$$

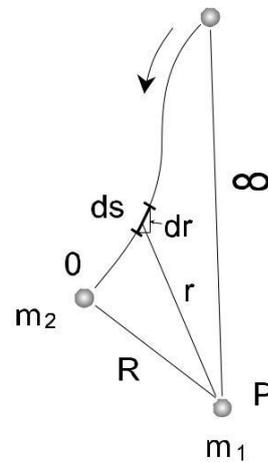


Figure VI.2 : Potentiel gravifique entre deux points

S'il y a plusieurs masses :

$$U = \sum_{i=1}^N U_i = G \sum_{i=1}^N \frac{m_i}{R_i}$$

Si l'on a une distribution continue de masse dans un volume V extérieur au point, le potentiel U au point P est :

$$U = G \int_V \frac{\rho}{r} dv$$

Où  $\rho$  est la densité ( $\text{g/cm}^3$ ) et  $dv$  l'élément de volume ( $\text{cm}^3$ )

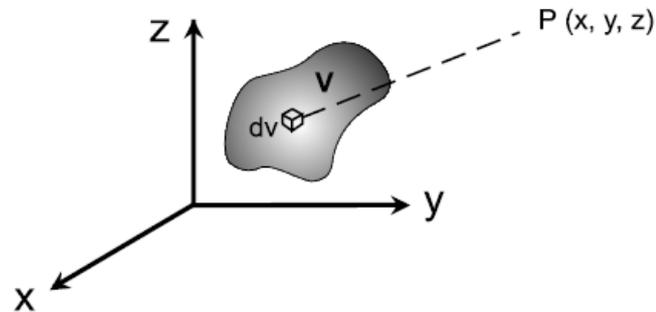


Figure VI.3 : repartition de la masse dans l'espace

#### VI.4 Champ gravitationnel

Soit une particule immobile en un point A de l'espace. Toutes les particules se trouvant autour de la masse  $m$  de A subissent une accélération (voir figure). Chaque point de l'espace est alors caractérisé par un vecteur accélération. L'ensemble de ces vecteurs constitue le **Champ Gravitationnel** de la masse  $m$ .

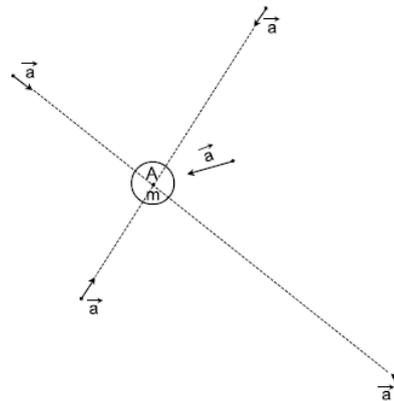


Figure VI.4 : champ gravitationnel

#### VI.5 Forme de la Terre et géodésie

La géodésie est la détermination de la forme "exacte" de la Terre à partir de mesures gravimétriques.

##### VI.5.1 Forme théorique de la Terre et ellipsoïde de référence

###### - Un ellipsoïde de révolution : le sphéroïde

La forme théorique de la Terre passe donc d'une sphère à un modèle en forme d'ellipsoïde de révolution aplati selon l'axe de rotation. Pour définir un ellipsoïde de référence, on considère une Terre formée d'enveloppes homogènes concentriques déformées seulement par la rotation

de la Terre autour de son axe. De cette forme, et de la répartition des masses imposée, découle alors un modèle gravimétrique avec des équipotentielles ellipsoïdales et concentriques.

Pour prédire le champ gravitationnel de la terre en tout point, sa forme et ses variations de Densité doivent être connus. A cause de sa rotation, la terre n'est pas sphérique. Sa forme Peut-être approximée par une ellipsoïde de révolution quelques fois appelée sphéroïde et caractérisé par son coefficient d'aplatissement :

$$\frac{R_{eq} - R_{po}}{R_{eq}} = \frac{1}{298.247}$$

où  $R_{ep}$  est le rayon de la terre à l'équateur (6378.139 km) et  $R_{po}$  le rayon de la terre au pôle.



Figure VI.5 : Ellipsoïde et Sphéroïde (CHOUTEAU M., 1999)

Sur l'ellipsoïde, la gravité de référence  $g_0$  pour un point de latitude  $\varphi$  est (formule acceptée depuis 1967 par l'Union International de Géologie et de Géophysique (I.U.G.G.)) :

$$g_{th} = 9.7803[1 + 5.2789 \times 10^{-3} \sin^2 \varphi + 23.462 \times 10^{-6} \sin^4 \varphi] \text{ mgal/ 100m (N-S)}$$

La valeur de la gravité ainsi obtenue est celle qui serait observée au niveau de la mer sur une terre de forme sphéroïdale (approximant de près sa forme réelle) et dont la densité ne varie qu'en profondeur et non pas latéralement.

La différence de 5170 mgals entre la valeur aux pôles et à l'équateur est causée par :

1. L'effet de la rotation de la terre : Plus on approche du pôle, plus la force centrifuge est faible, donc  $\vec{g}$  est maximum.
2. La différence entre le rayon équatorial et le rayon polaire, i.e. par la différence entre la vraie forme de la terre et une sphère. La différence de 5170 mgals se répartie environ 2/3 pour la force centrifuge et 1/3 pour l'aplatissement.

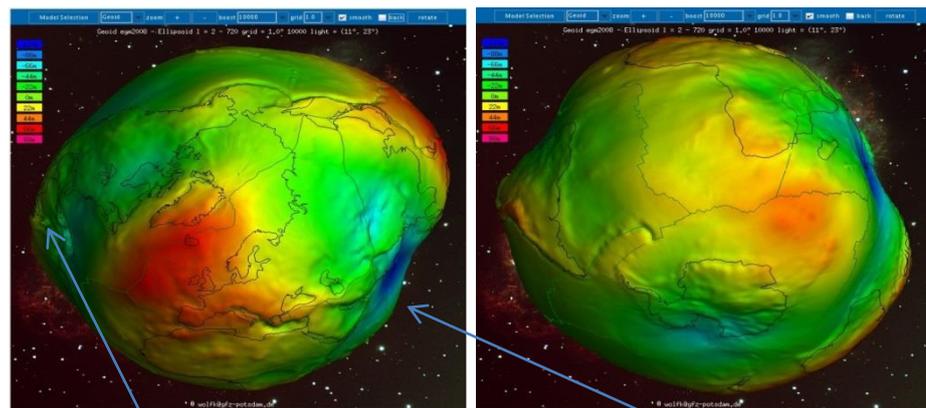


Figure VI.6 : Creux et bosses du géoïde par rapport à un ellipsoïde de référence

Les bosses et creux mettent en évidence des excès et des déficits de masse par rapport au modèle "simple" de répartition des masses à l'intérieur de la Terre selon un ellipsoïde.

La Terre a, en bonne approximation, la forme d'un ellipsoïde de révolution avec les caractéristiques suivantes :

- aplatissement =  $1/298,257$  ;
- "rayon" polaire = 6356,75 km (demi-petit axe de l'ellipsoïde de révolution);
- "rayon" équatorial = 6378,14 km (demi-grand axe de l'ellipsoïde de révolution);
- champ de pesanteur en surface, aux pôles,  $\gamma_{\text{pôle}} = 9,83 \text{ ms}^{-2}$  ;
- champ de pesanteur en surface, à l'équateur,  $\gamma_{\text{équateur}} = 9,78 \text{ ms}^{-2}$ .

Remarquons qu'une surface équipotentielle n'est pas une surface à champ constant ("pente" pas nécessairement constante de part et d'autre d'un chemin horizontal) ! Ainsi, lorsqu'on reste à la surface de cet ellipsoïde de référence, on se déplace sur une équipotentielle, mais la valeur de la pesanteur varie de 9,83 au pôle Nord à 9,78  $\text{m.s}^{-2}$  à l'équateur. On est donc un peu plus lourd, de 0,5%, aux pôles qu'à l'équateur.

### VI.5.2 Forme "réelle" de la Terre et géoïde

Dans le modèle théorique, les équipotentielles, dont la surface de la Terre, sont des ellipsoïdes de révolution concentriques. Dans les faits, la répartition des masses à l'intérieur de la Terre est plus complexe (enveloppes non homogènes, mouvements de matière ascendants et descendants, anomalies thermiques...) que dans un modèle concentrique. Les équipotentielles de pesanteur ne sont donc pas exactement ellipsoïdales. La surface moyenne des océans (surface libre et à l'équilibre -pour le niveau moyen- entre deux fluides -eau / atmosphère) est une équipotentielle de pesanteur qui couvre 70% de la surface de la Terre et qui est, de ce fait, prise comme équipotentielle de référence, appelée géoïde. La détermination du géoïde (= la géodésie) par altimétrie satellitaire, sur les océans, doit être complétée sur les continents. En partant d'un point connu du géoïde on peut le prolonger, plus vers l'intérieur des terres, par la

mesure du vecteur pesanteur qui est en tout point perpendiculaire au géoïde (on utilise le fait que les lignes de champ sont perpendiculaires aux surfaces équipotentielles). On parle parfois de bosses et creux du géoïde... alors que ce dernier définit une surface horizontale de référence, puisqu'en tout point perpendiculaire à la verticale donnée par la pesanteur. Il ne peut y avoir de bosse ou de creux du géoïde que par rapport à une autre forme, un ellipsoïde de référence.

La formule de  $g_{th}$  donnée précédemment suppose (1) que le niveau des océans est lisse et (2) que la densité ne varie qu'en profondeur. Or, il n'en est rien. On sait que cette surface a des bosses et des creux de plusieurs dizaines de mètres et que la densité peut varier suivant toutes les directions. Ceci nous amène alors à définir le concept de géoïde que l'on définit par la surface équipotentielle correspondant à la surface des océans aux repos. Sur les continents, le géoïde correspond à la surface définie par l'eau contenue dans un canal étroit reliant les océans de part et d'autre du continent. Par définition, le géoïde est partout perpendiculaire à la verticale telle qu'indiquée par le fil à plomb.

Le géoïde et le sphéroïde ne coïncident pas en tout point. Il existe des cartes de la hauteur de géoïde par rapport au sphéroïde. Les deux plus grandes variations sont au sud de l'Inde (-105m) et en Nouvelle-Guinée (+73m).

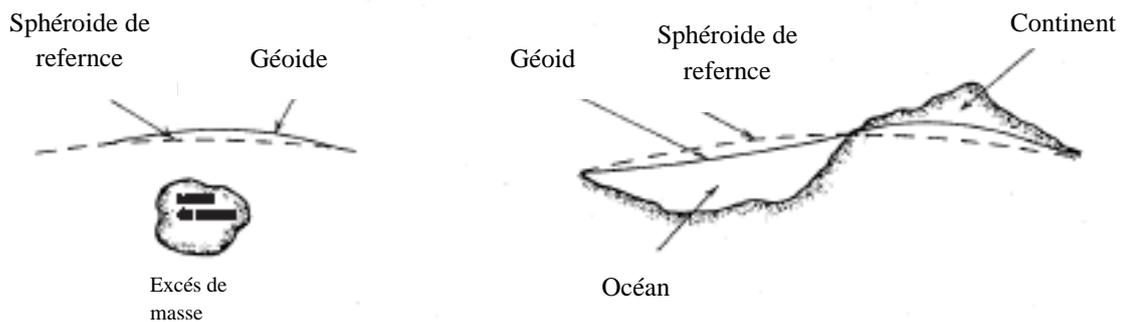


Figure VI.7 : Forme réelle de la terre « Géoïde » (CHOUTEAU M., 1999)

#### IV.6 Isostasie: comportement hydrostatique de la lithosphère

L'écart entre la pesanteur théorique calculée et la pesanteur mesurée et corrigée peut être fort, de l'ordre de - 300 à + 300 mgal. Il est négatif au droit des chaînes de montagnes et positif au droit des océans. Tout se passe donc comme si le calcul de la réduction de Bouguer était largement inutile et que l'excès de masse que crée le relief montagneux au-dessus du géoïde était déjà quasi compensé (avant toute correction) en dessous de la surface de référence choisie, la correction introduisant alors un «déficit» apparent de masse. Cette anomalie <0 résulte donc largement du calcul de correction lui-même et le poids d'une colonne de terrain apparaît finalement constant d'une verticale à l'autre. Il s'opère donc, d'une verticale à l'autre, une **compensation de type hydrostatique**, appelée **isostasie**.

Plusieurs modèles ont vu le jour (Figure IV.8). Tous admettent que la croûte, rigide et moins dense que le manteau fluide, flotte sur celui-ci (Archimède). L'équilibre des poids des différentes colonnes de terrain est donc parfaitement réalisé au-delà d'une certaine profondeur,

dite de compensation. Le modèle de **Pratt**, à la fin du siècle dernier, mettait en jeu des colonnes de terrain de densités différentes, donc d'épaisseurs différentes. Celui de **Airy**, quelques années plus tard, mettait en jeu des colonnes de même densité discrétisant une couche homogène. Enfin, le modèle de **Veining Meinesz**, datant du milieu du XX<sup>e</sup>, s'appuie sur le fait que la **réponse élastique de la croûte** est d'une amplitude beaucoup plus importante que la dimension des reliefs qu'elle porte. Autrement dit, la compensation isostatique d'un relief est régionale.

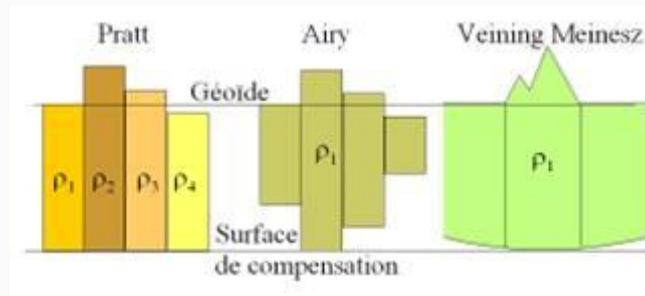


Figure IV.8 : Les modèles d'isostasie

L'influence des racines peut être exprimée par une nouvelle correction, dite "isostatique". Toutefois, l'existence d'anomalies résiduelles montre que l'équilibre n'est pas réalisé partout. La cause en est la viscosité très élevée du manteau qui implique un temps de réponse important à toute modification de l'équilibre. Ainsi, le bouclier Baltique remonte encore de nos jours alors qu'il est allégé depuis 10 000 ans environ du poids des glaces qui le couvraient.

Le premier enseignement essentiel de la gravimétrie est donc la confirmation de la plasticité de la Terre, grâce à son manteau viscoélastique, malgré sa croûte élastique (rigide).

On appelle géοide la surface équipotentielle de pesanteur coïncidant avec le niveau moyen des mers, prolongée à travers les continents. Si la Terre était ellipso concentrique pour toutes ses propriétés, le géοide serait un ellipsoïde, et les isothermes seraient des ellipsoïdes «conformes» au géοide.

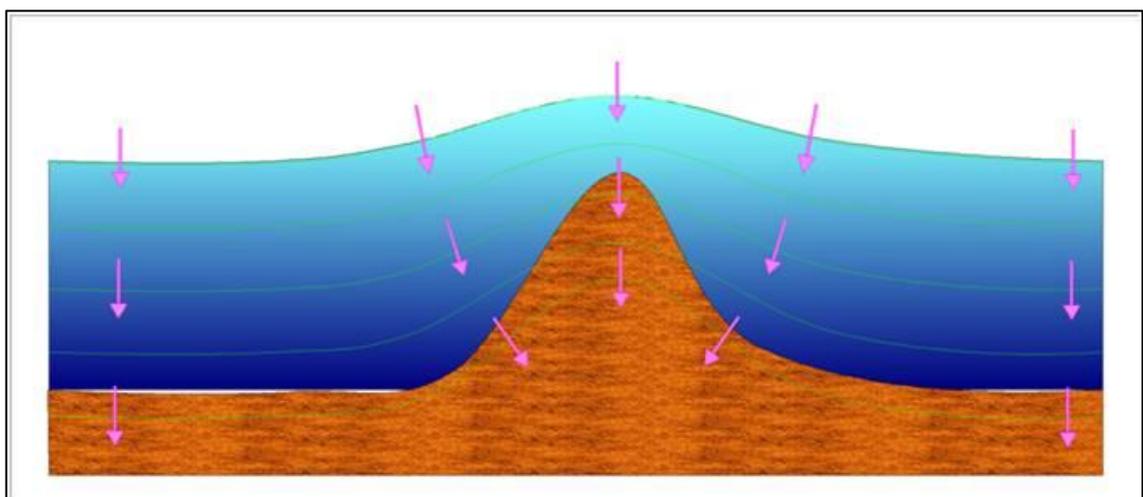


Figure VI. : Effet des reliefs sous-marins sur la déviation de la pesanteur et le niveau des mers (géοide).

## VI.7 Prospection Gravimétrique

La gravimétrie est une méthode de prospection qui permet de déterminer des anomalies de densité dans le sous-sol. Ces minuscules variations, causées par des contrastes de densité des constituants de l'écorce terrestre peuvent être mesurées par des levés gravimétriques, en utilisant des instruments extrêmement sensibles. Les levés géophysiques sont effectués avec des gravimètres et sont toujours accompagnés d'un levé topographique à haute précision.

### VI.7.1 Mesure de la gravité : le gravimètre

Il existe des gravimètres absolus, qui mesurent le champ de gravité total  $g$ . Les gravimètres absolus ne sont pas utilisés pour une prospection gravimétrique car trop volumineux et de mesure très complexe. On utilise des gravimètres relatifs qui mesurent des différences relatives du champ de gravité.

Un gravimètre relatif peut être schématisé par un ressort portant une masse. Un petit changement d'attraction,  $g$ , causera un déplacement de la masse et aussi un changement de la longueur  $x$  du ressort d'une petite quantité  $\Delta x$ . Pour mesurer  $g$  avec une précision de 0,01 mGals le changement relatif de la longueur du ressort  $\Delta x/x$ , doit être mesuré avec une précision de 1 part par 108, ce qui est extrêmement précis.

Les gravimètres sont donc des instruments très complexes et coûteux. Les appareils modernes (type CG5 Autograv de Scintrex) sont capables de se mettre à niveau automatiquement (le gravimètre devant être posé sur un support horizontal), de mesurer la gravité en répétant les mesures afin d'améliorer la qualité des données (6 mesures par seconde) le bruit incohérent étant atténué et de filtrer ces données. Ces appareils utilisent un système plus élaboré que celui du ressort décrit ci-dessus pour mesurer la gravité. Il existe maintenant sur le marché des appareils très précis que l'on appelle des micro-gravimètres. Leur précision étant de l'ordre de 2 à 5 millièmes de milligals, ces appareils peuvent être utiles pour les prospections archéologiques. Cependant, pour garder cette précision, il faut impérativement connaître l'altitude des stations de mesure avec une précision du cm au moins.

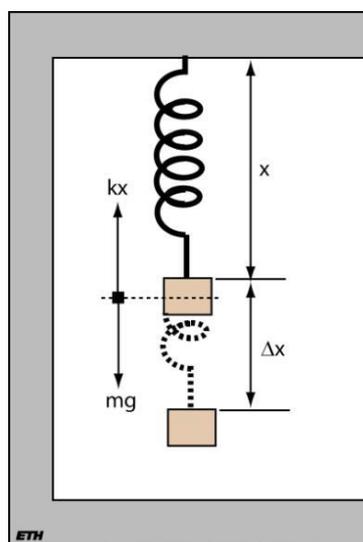


Figure VI. : Schéma d'un gravimètre à ressort. (CHOUTEAU M., 1999)

## VI.7.2 Les données gravimétriques

Avec un gravimètre relatif, on mesure la gravité relative (entre différentes stations) selon une grille ou un profil sur le terrain. Il est nécessaire de connaître la position de chaque station précisément (précision d'environ quelques cm latéralement et meilleure qu'un cm en altitude). Des GPS différentiels sont souvent utilisés. Chaque station est généralement mesurée plusieurs fois selon un **cycle de mesures gravimétriques** (voir figure ci-dessous). Ces points en relatif peuvent être reliés (les mesures relatives s'additionnent) à une base gravimétrique où la gravité absolue est déjà connue. On obtient alors les données mesurées, ou observées (gobs).

### VI.7.2.1 Corrections et références

Pour d'obtenir les variations du champ gravitationnel dues que à des causes géologiques, les mesures gobs doivent être corrigées d'un certain nombre de facteurs afin de définir ce que l'on appelle l'anomalie de Bouguer ( $AB$ ) : On cherche par cette opération à extraire du signal mesuré toute information déjà connue (par exemple la topographie environnante) afin de faire ressortir l'anomalie uniquement. Cette information connue est contenue dans un modèle. Cette correction  $g_{model}$  est l'effet gravifique d'un modèle composé d'une couche de roche de densité imposée et tenant compte de la **latitude** et de l'**altitude** du point de mesure ainsi que de la **topographie** environnante. Une telle correction est parfois appelée « réduction.

#### A.\ Correction de derive

Par cette correction, on tente d'éliminer l'influence apportée sur les mesures par les mares ( Figure IV.9) et la fatigue de l'instrument.

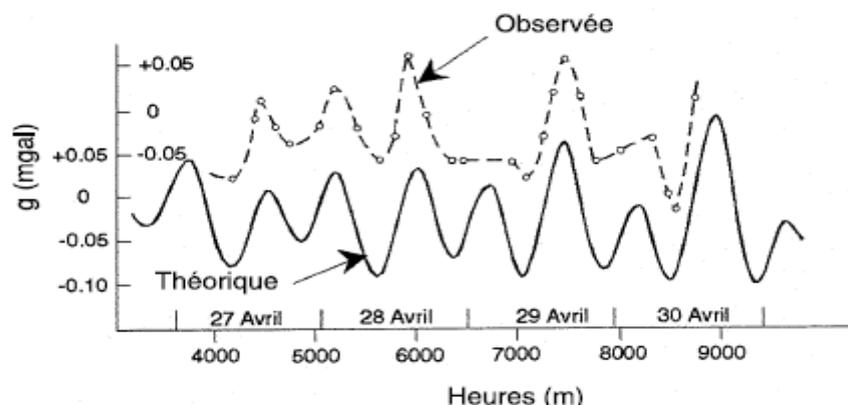


Figure IV.10 : la marée lunaire

Dans ce but, il est nécessaire de suivre un certain cheminement entre les stations de lectures. Dans la pratique, on fait une série de mesures en suivant un cheminement en boucle : la série

début habituellement en un point donnée et se termine à ce même point. Le point de départ de la boucle est normalement relié à une station de base.

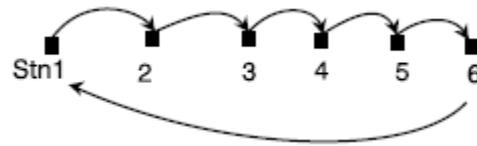


Figure IV.11 : Procédé de meure en boucle

En général, les mesures du début et de la fin à la station de base ne sont pas semblables. Cette différence, appelée dérive, est due en partie au gravimètre, en partie à la marée lunaire. Les valeurs mesurées sont donc entravées d'erreurs puisqu'une de leurs composantes provient de la dérive et ne reflète pas un changement dans les valeurs de  $g$  dû à des hétérogénéités du sous-sol.

La correction est faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Donc, si on est passé à la station de base, aux temps  $T_1$  et  $T_2$  et que les valeurs mesurées étaient respectivement  $V_1$  et  $V_2$ , le taux de dérive  $TD$  est défini par :

$$TD = \frac{V_2 - V_1}{T_2 - T_1}$$

Lorsque la dérive est positive, c'est que les mesures ont été surestimées, il faut donc les diminuer. La correction de dérive sera négative. Inversement, dans le cas où la dérive est négative, les mesures sont sous-estimées et la correction devra être positive.

Ainsi, toute valeur  $V$  prise au temps  $T$  (ou  $T_1 \leq T \leq T_2$ ) est corrigée par la formule suivante :

$$V_{cor} = V_{lu} - \left[ \frac{V_2 - V_1}{T_2 - T_1} \right] (T - T_1)$$

### B.\ Correction de latitude

Cette correction tient compte des variations de  $g$  avec la latitude dues à la rotation de la terre et à son aplatissement.

A partir des mesures géodésiques mondiales, on sait que la terre est un ellipsoïde de révolution

presque parfait. Sur cette surface, le champ gravitationnel peut être décrit par l'équation suivante (I.U.G.G. 1967) :

$$g_{th}(\varphi) = 978.03[1 + 5.2789 \times 10^{-3} \sin^2 \varphi + 23.642 \times 10^{-6} \sin^4 \varphi] gals$$

où  $g_{th}(\varphi)$  est la valeur du champ au point de latitude géocentrique  $\varphi$ . La correction  $\Delta_L$  pour un déplacement  $dl$  suivant un méridien est donc :

$$\Delta_L = \frac{dg_{th}}{dl} \cdot dl \text{ avec } dl = R(\varphi)d\varphi \approx R_e d\varphi$$

Où  $R_e$  est le rayon équatorial de la terre (6378km).

Finalement,

$$\Delta_L = 0.081 d l \sin 2\varphi \frac{mgal}{100m} : (N \rightarrow S)$$

L'équation est linéaire (i.e.  $\varphi' = cte$ ) sur une distance d'environ 1.5 km. Comme  $g_{th}$  est plus fort aux pôles qu'à l'équateur, il faut additionner  $\Delta_L$  (correction positive) pour un déplacement ( $N \rightarrow S$ ). Noter que pour obtenir une précision acceptable, on doit chercher à positionner les différentes stations avec une précision d'une dizaine de mètres (par exemple à partir de photos-aériennes). Pour une précision de 0.01 mgal, il faut connaître à  $\pm 10$  m la distance entre 2 stations séparées de 100 m si  $\varphi = 45^\circ$ . Il est à noter que les corrections sont positives lorsque les stations se localisent au sud de la ligne de référence et négative pour celles se situant au nord. Aucune correction n'est apportée pour un cheminement est-ouest. Dans un levé local, les corrections ne sont pas calculées pour chacune des stations à partir de la formule générale, mais sont plutôt déterminées à partir d'une grille proprement graduée.

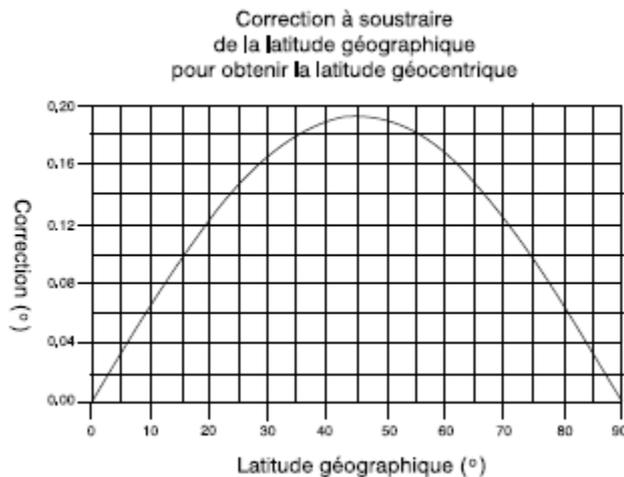


Figure VI. 12 : Courbe de correction à soustraire de la latitude géographique pour obtenir la latitude géocentrique (CHOUTEAU M., 1999)

**Exemple de calcul**

Cette correction tient compte des variations de  $g$  avec la latitude dues à la rotation de la Terre et à son aplatissement. La correction est positive en allant vers le nord et négative vers le sud, comme par exemple ici avec un point d'origine de coordonnée ( $48^\circ 44'N$ ):

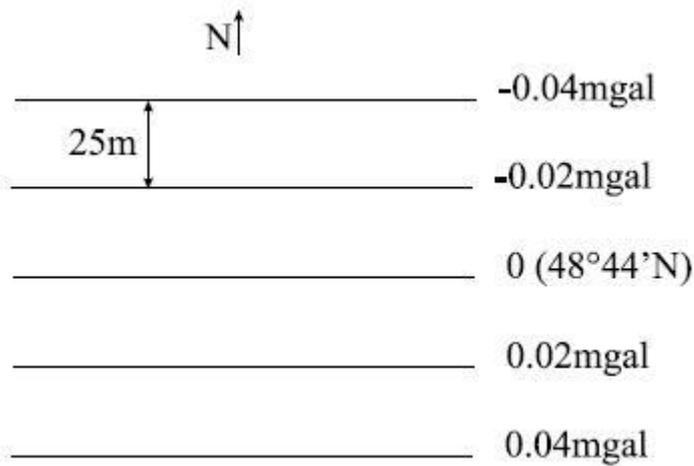


Figure VI. 13 : Exemple de correction de latitude pour un point de référence de coordonnée 48°44'N (CHOUTEAU M., 2002)

### C.\ Correction d'altitude

Les lectures d'un levé gravimétrique ne sont pas forcément prises au-dessus d'un terrain plat. Or plus on se rapproche du niveau de référence, plus  $g$  augmente. Les mesures obtenues présentent donc des variations qui ne sont dues qu'à la position de la station de mesure et non pas à des hétérogénéités du sous-sol. Il faut donc corriger les mesures.

Puisque

$$g_r = \frac{Gm}{r^2}$$

Où  $r$  est le rayon de la terre au niveau de référence, si on se déplace d'une hauteur  $h$  par rapport à ce niveau de référence, alors

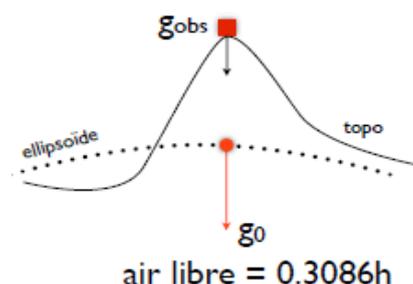
$$g_r = \frac{Gm}{(r+h)^2} = \frac{Gm}{r^2(1+2(\frac{h}{r})+(\frac{h}{r})^2)}$$

Puisque l'on a  $r \gg h$ , alors :  $g_r = \frac{Gm-2h/r}{r^2} = g_r - 2hg_r/r$  et donc  $g_h - g_r = -2hg_r$

En prenant  $r$  comme rayon moyen de la terre, la correction à faire est donnée par ( $h$  positif vers le haut)

$$\Delta_h = 0.3086h \frac{mgal}{m}; (h > 0)$$

Donc  $\Delta_h$  est positif si on est au-dessus du référentiel et négatif si on est en-dessous. Pour une précision d'environ 0.01 mgal, il faut connaître à  $\pm 3cm$  la hauteur de la station par rapport au référentiel.



### D.\ Correction de plateau

La correction de plateau tient compte de la masse comprise entre le référentiel et la station de mesure. Pour une tranche de hauteur  $h$ , l'attraction est donnée par :

$$\Delta_p = 2\pi G \rho_B h$$

Où  $G$  = constante universelle de la gravitation et  $\rho_B$  est la densité présumée de la croûte terrestre ( $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$  en moyenne).

Comme  $\Delta_p$  augmente lorsque  $h$  augmente, il faut soustraire  $\Delta_p$  lorsque  $h > 0$  et donc :

$$\Delta_p = -0.04191 \rho_B h \frac{\text{mgal}}{m}; (h > 0)$$

Il faut connaître précisément l'élévation de l'appareil à chaque station ( $h = \mp 10 \text{ cm}$ ) si on veut une précision de  $\mp 0.01 \text{ mgal}$ .



$$\text{plateau} = 0.0419\text{ph}$$

Le plus souvent, on combine la correction d'altitude et la correction de plateau pour obtenir ce que l'on appelle alors **la correction de Bouguer** (attention, ceci n'est pas l'anomalie de Bouguer) :

$$\Delta_{hB} = (0.3086 - 0.04191\rho_B)h \text{ mgal/m}; (h > 0)$$

Si l'on choisit  $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$ , on obtient :  $\Delta_{hB} = 0.197h \text{ mgal/m}; (h > 0)$

### E.\ Correction de terrain

Pour faire la correction de Bouguer, on enlève l'attraction d'une tranche de terrain d'épaisseur  $h$ . Si on ne peut approximer par une tranche uniforme, il faut intégrer numériquement d'une part les parties qui dépassent et d'autre part les parties qui manquent.



Au point P (voir figure ci-dessus), l'intégration sur les morceaux en trop et en manque est donnée par :

$$\Delta g_t = \iiint G\rho \frac{z_0}{x_0^2 + y_0^2 + z_0^2} dv$$

Pour les morceaux en trop, h et  $\rho$  sont positifs et pour les morceaux en manque, h et  $\rho$  sont négatifs. Ainsi, la correction de terrain est toujours positive puisqu'elle a pour effet de diminuer la gravité au point P.

L'intégration se fait numériquement au moyen d'un ordinateur utilisant des cartes topographiques numérisées.

### VI.7.3 Anomalie Bouguer

L'anomalie de Bouguer est :

$$\Delta g_B = \Delta g (\text{observée}) \mp \text{les 5 corrections}$$

1-Correction de dérive de l'appareil

2- Correction de latitude  $\Delta_L = 0.081 \sin^2 \varphi$  mgal/100m

3- Correction d'altitude  $\Delta_h = 0.3086 h$  mgal/m

4-Correction de plateau  $\Delta_B = -0.04191 \rho_B h$  mgal/m

5-Correction de terrain  $\Delta_T$

Remarque : Le gravimètre ne donne pas une valeur absolue de g, mais bien une valeur relative.

$$\Delta g_B = g_{\text{observée}} \mp \Delta g - g_{\text{ref}}$$

Grâce aux corrections,  $g_{\text{observée}}$  en x, y et z est rendue comparable à  $g_{\text{ref}}$  calculée sur l'ellipsoïde de référence en (x; y; z) = 0. On en conclut donc que  $g_{\text{observée}}$  a été réduite au niveau de l'ellipsoïde.

## IV.8 Interprétation des données Gravimétriques

Le plus important problème de la gravimétrie appliquée à la prospection consiste à séparer les anomalies dues à des causes différentes, pour les étudier et interpréter ensuite isolément. Cette séparation peut être qualifiée d'interprétation préliminaire ou qualitative; en fait, elle est, dans la plupart des cas, suffisante pour les besoins de la prospection. L'étude et l'interprétation quantitative des anomalies isolées font l'objet du second problème gravimétrique.

Le but de l'interprétation des anomalies est de trouver la distribution des sources :

✚ contrastes de densité

✚ géométries qui créent les anomalies observées en surface.

On peut montrer théoriquement que les données gravimétriques seules ne suffisent pas à déterminer de façon unique une distribution de masses en profondeur, plusieurs géométries bien différentes peuvent créer les mêmes anomalies gravimétriques. Sur figure ci-dessous, Chacun des trois corps représentés sur cette figure crée le même effet en surface.

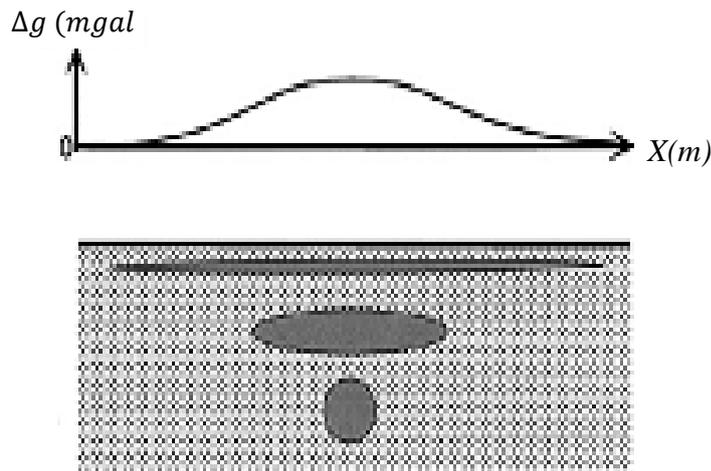


Figure IV.14: Anomalies de « grande longueur d'onde » générées soit par une source ponctuelle profonde soit par une source superficielle.

### IV.8.1 Effets de structures simples

On peut obtenir analytiquement par un calcul direct les effets gravimétriques créés par des structures de forme géométrique simple. Intéressons-nous ici à la composante verticale, celle que l'on peut mesurer avec les gravimètres.

#### a) Sphère

La composante verticale de l'attraction créée par une sphère de masse  $M$  supposée concentrée en son centre située à une profondeur  $h$  – cela correspond donc à l'effet d'un point source de masse  $M$  à la profondeur  $h$  – en un point  $x$  d'un axe horizontal passant à la verticale du centre de la sphère est :

$$g(x) = \frac{GMh}{(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

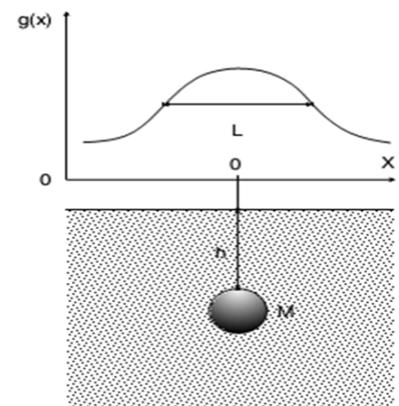


Figure IV.15 : Effet gravimétrique créé par une source sphérique  $M$  dont la masse est concentrée en son centre situé à une profondeur  $h$ .

On voit donc que le maximum de cet effet, en  $x=0$  est proportionnel à l'inverse du carré de la profondeur de la source  $h$ , et que la largeur à mi-hauteur du signal est proportionnelle à  $h$ .

la largeur à mi-hauteur est définie par  $L = 2x$ , avec  $x$  tel que  $g(x)=0,5g_{\max}$ . Soit:

$$\frac{GMh}{(x^2 + h^2)^{3/2}} = 0.5 \frac{GM}{h^2}, \text{ donc } L = 1.53h, \text{ ou } h = 0.65L$$

Remarque :

1. plus la source est profonde, plus l'amplitude du signal associé est faible et plus sa longueur d'onde est grande.

*Cas particulier :*

Deux sources ponctuelle de même masse, mais situées à des profondeurs différentes donnent des effets différents. Cette forme différente des signaux en fonction de la profondeur doit être prise en compte dans la préparation des levés. L'intervalle entre les mesures doit être choisi fonction de la profondeur maximum des sources que l'on cherche à mettre en évidence.

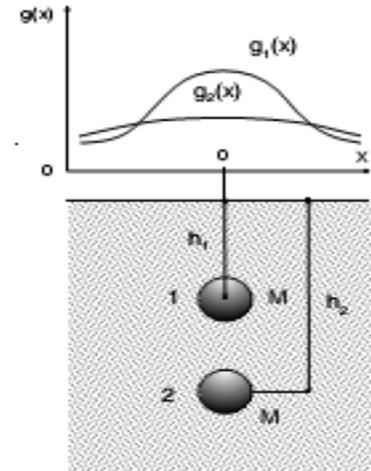


Figure IV.16 : Effet gravimétrique créé par deux sources ponctuelles de memes masse situé à deux profondeurs  $h_1$  et  $h_2$ .

### b) Cylindre horizontal

On peut faire le même calcul pour un cylindre infini. La composante verticale le long d'un profil recoupant perpendiculairement le cylindre sera, toujours en supposant la masse concentrée en son centre (il s'agit donc ici d'un calcul à 2D) :

$$g(x) = \frac{2\pi G r^2 (\rho_2 - \rho_1) h}{(x^2 + y^2)}$$

Avec  $r$  : le rayon du cylindre,  $\rho_2$  : masse volumique du cylindre et  $\rho_1$  celle du milieu dans lequel ce cylindre se trouve, ce qu'on appelle l'ancaissant (ou milieu environnant).

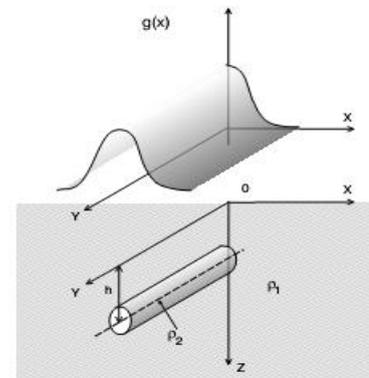


Figure IV.17 : Fig: effet gravimétrique créé par une source cylindrique horizontale dont la masse est concentrée sur une ligne située à une profondeur  $h$ . La masse volumique du cylindre  $\rho_2$  est supposée supérieure à celle de l'encaissant  $\rho_1$ .

### C) Demi-plan

Pour un demi-plan infini situé à une profondeur  $h$  et d'épaisseur  $t$  ( $t \ll h$ )

$$g(x) = 2G(\rho_2 - \rho_1)t \left[ \frac{\pi}{2} + \arctan \frac{x}{h} \right]$$

Avec  $G$  : constante universelle de la gravité,  $\rho_2$  : masse volumique du cylindre et  $\rho_1$  celle du milieu dans lequel ce demi plan se trouve,  $h$  profondeur de la source et  $t$  : épaisseur de la source.

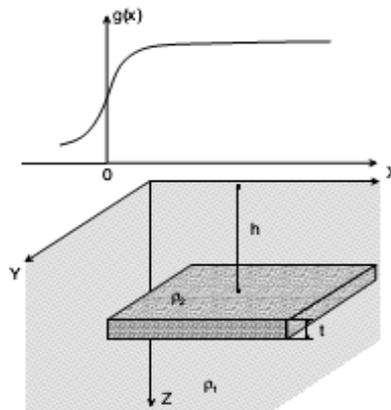


Figure IV.17 : Effet gravimétrique créé par un demi-plan infini d'épaisseur  $t$  situé à une profondeur  $h$  ( $h \ll t$ ) et dont la masse volumique  $\rho_2$  est supérieure à celle de l'encaissant  $\rho_1$ .

#### IV.8.2 Effet gravifique d'une structure de géométrie quelconque

Pour obtenir l'effet créé par un corps de géométrie quelconque on peut numériquement calculer les effets de corps élémentaires et sommer tous ces effets, la composante verticale est alors:

$$\Delta g = G \iiint \frac{\Delta \rho}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dx dy dz$$

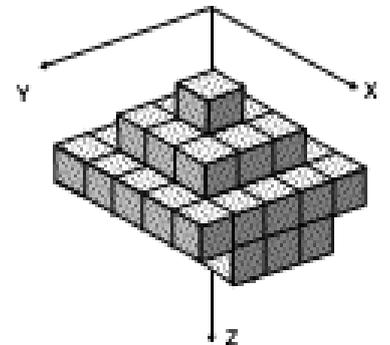


Figure IV.18 : structure géologique quelconque

On utilise aussi des méthodes plus rapides basées sur le fait qu'on peut passer d'une intégration sur un volume à une intégration sur une surface ou d'une intégrale sur une surface à une intégrale sur un contour.

#### IV.8.3 Anomalie régionale et séparation des sources

Les anomalies obtenues à la surface du globe seront donc le reflet de toutes les hétérogénéités de masses en profondeur. Des corps anormaux profonds vont générer des anomalies de grandes longueurs d'ondes, alors que des masses superficielles seront la source d'anomalies de courtes longueurs d'onde. Cependant, si des sources profondes ne peuvent générer des anomalies de courtes longueurs d'onde, l'inverse n'est pas vrai. En effet, une source superficielle très étendue pourra aussi générer des anomalies de grande longueur d'onde.

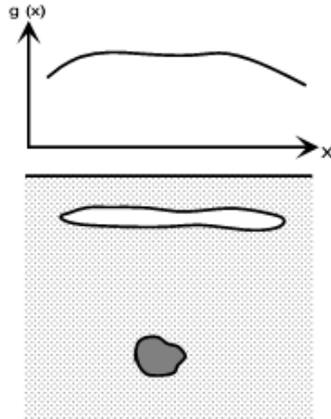


Figure IV.19: Anomalies de « grande longueur d'onde » générées soit par une source ponctuelle profonde soit par une source superficielle. On a affaire ici à un excès de masse dans le sous-sol.

#### IV.8.3.1 Séparation des anomalies

L'anomalie de Bouguer obtenue est corrigée des effets pris en compte dans le modèle. On extrait ensuite une anomalie résiduelle, c'est-à-dire une déviation locale du champ gravifique régional (ou anomalie régionale obtenue par une surface lissée à plus grande à grand rayon de courbure), (voir figure ci-dessous). L'anomalie résiduelle est donc supposée refléter la présence de la cible que nous cherchons à localiser.

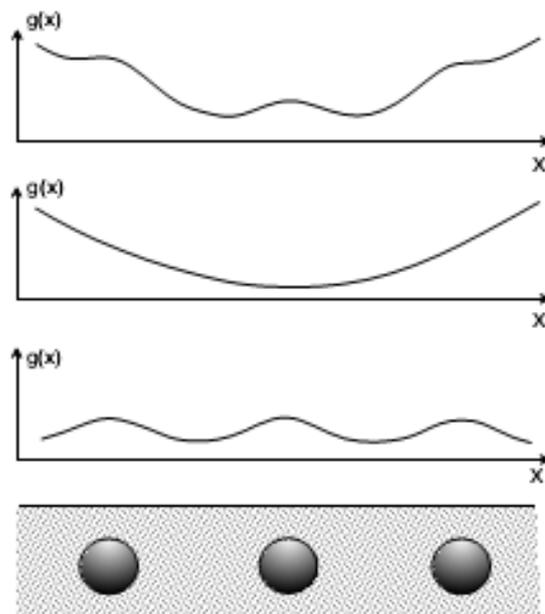


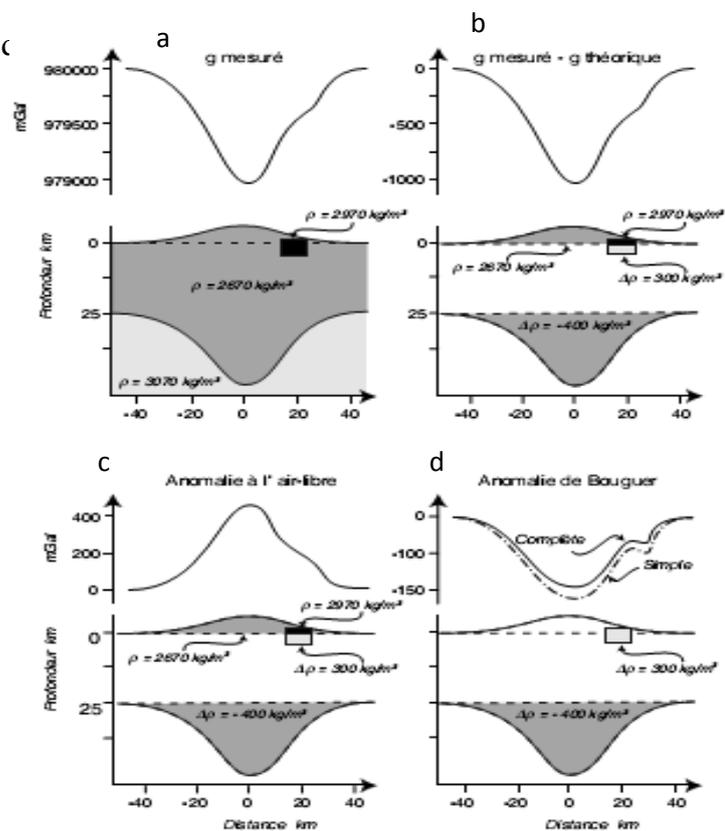
Figure IV.20 : Le signal total figure en haut. L'anomalie régionale est au milieu et la résiduelle en bas ( $g_{\text{total}} = g_{\text{régionale}} + g_{\text{résiduelle}}$ )

La figure ci-dessus montre un profil d'anomalie de Bouguer. On voit clairement que des anomalies de courtes longueurs d'onde sont surimposées à une grande tendance que l'on peut approcher ici par un polynôme d'ordre peu élevé. D'après ce qu'on vient de voir, l'anomalie de courte longueur d'onde correspond à un corps que l'on peut essayer de déterminer alors que la tendance correspond à une distribution de corps qu'il est quasiment impossible d'interpréter puisqu'on ne connaît pas l'ensemble du signal. On nomme ce dernier signal : Anomalie régionale.

Pour faciliter l'interprétation, on calcule une anomalie résiduelle qui est obtenue en soustrayant l'anomalie régionale à l'anomalie totale ainsi que l'illustre la figure IV.13. Il existe plusieurs méthodes, plus ou moins sophistiquées pour calculer une anomalie régionale. Ces méthodes vont de l'ajustement de l'anomalie totale par une fonction polynômiale comme sur la figure ci dessus, à l'utilisation de méthodes spectrales ou fractales.

Figures IV 21 : Exemples de formes c

- a) mesuré en mGal,
- b)  $g_m - g_0$ ,
- c) anomalie à l'air libre,
- d) anomalie de Bouguer



#### IV.8.3.2 Estimation de la masse par le théorème de Gauss

On a vu plus haut qu'il était impossible de déterminer une distribution de masses unique pour une anomalie gravimétrique donnée sans informations complémentaires.

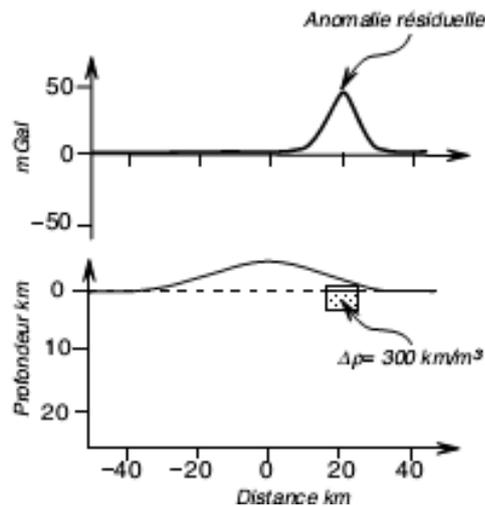
En revanche les anomalies gravimétriques fournissent une estimation unique du total de la masse source de l'anomalie. Ceci est une conséquence du théorème de Gauss.

Ce théorème s'énonce ainsi :

Le flux total du champ de forces gravitationnelles à travers une surface fermée est égal à  $4\pi G$  fois la masse totale incluse dans cette surface.

Si on considère un élément de masse  $\Delta m$  sous la topographie, on en déduit que le flux au travers cette surface du champ gravitationnel créé par cet élément  $\Delta m$  est  $2\pi G \Delta m$ . Pour une masse  $\Delta M$  constituée de petites masses  $\Delta M$  peut déduire que l'intégrale de surface de l'anomalie sera :

$$2\pi G = \int dm = 2\pi G \Delta M \text{ avec } \Delta = \frac{1}{2\pi G} \iint \Delta g ds$$



Dans la pratique, l'intégration qui devrait se faire sur toute la surface du sol est remplacée par une somme sur la zone des mesures soit:

$$\Delta M = \frac{1}{2\pi G} \sum (\Delta g \Delta s)$$

La masse ainsi déterminée est celle créant l'anomalie. Si cette anomalie est due à un corps de masse volumique  $\rho_1$  situé dans un milieu de masse volumique  $\rho_0$ , la masse réelle de ce corps  $M'$  sera donc:

$$M' = \Delta M \frac{\rho_1}{\rho_1 - \rho_0}$$

#### IV.8.3.3 Quelques traitements simples : prolongements et dérivées

l'interprétation des cartes d'anomalies gravimétriques, il peut être utile d'effectuer quelques traitements préliminaires ou complémentaires. Ces traitements ont pour but de mieux séparer les anomalies, de mieux préciser les profondeurs des sources, de représenter les limites géologiques telles que les contacts ou les failles, etc. Nous allons brièvement en voir deux : les prolongements et les dérivées.

##### a) Prolongement

Prolonger une anomalie observée sur une surface donnée consiste à calculer la forme et l'amplitude de cette anomalie sur une surface située à une altitude différente. Si on effectue le calcul sur une surface plus élevée que la surface d'observation, il s'agit d'un prolongement vers le haut et dans le cas contraire d'un prolongement vers le bas.

Cette opération permet de pouvoir comparer des données acquises à des altitudes différentes, par exemple sur la surface topographique et en avion. On peut montrer également qu'un prolongement vers le bas est équivalent à un filtrage des grandes longueurs d'onde (filtre passe-haut) alors qu'un prolongement vers le haut est un filtrage des courtes longueurs d'onde (filtre passe-bas). Notons également que le prolongement vers le bas est délicat à obtenir car des instabilités numériques peuvent se produire lors du calcul, en particulier il faut que la surface sur laquelle on effectue le prolongement vers le bas reste au-dessus des sources. Les figures IV.22 et IV.23 montrent des exemples de prolongements.

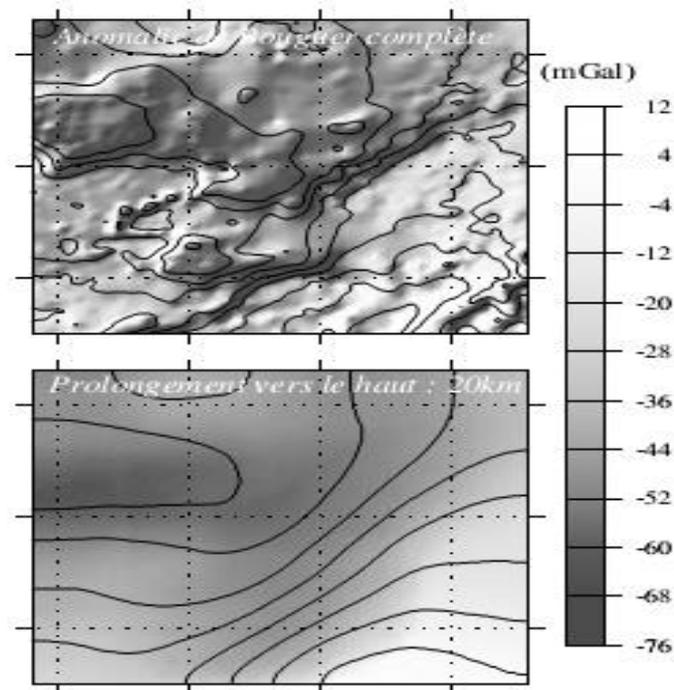


Figure IV.22 : En haut, anomalie de Bouguer observée et en bas, la même anomalie prolongée vers le haut à une altitude de 2.0 km

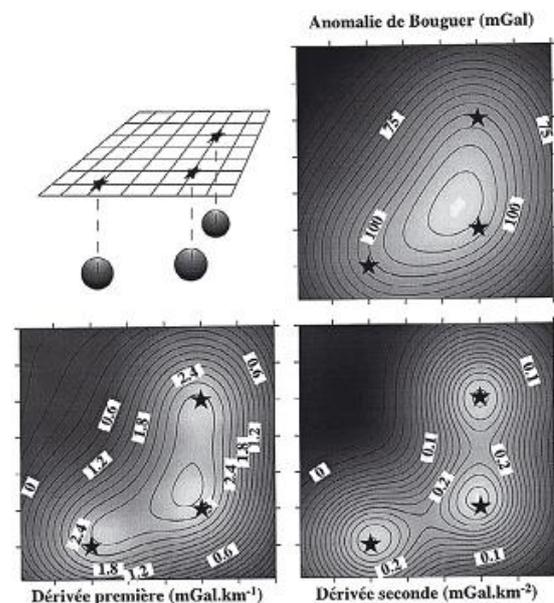


Figure IV.23 : Anomalie de Bouguer créée par des sources sphériques proches l'une de l'autre (haut) et cartes de dérivée verticale. Plus l'ordre de la dérivée est élevé, meilleure est la séparation des anomalies

#### IV.9 Conclusion

La gravimétrie est une méthode géophysique simple et depuis longtemps utilisée pour deux choses : *trouver la répartition des masses dans le sous-sol, et obtenir une information sur la réponse à la déformation de la lithosphère.* Les échelles spatiales d'investigation vont de quelques mètres (en micro gravimétrie) à l'échelle du Globe. La gravimétrie a été utilisée en exploration minière jusqu'à l'arrivée de la sismique, plus coûteuse, mais plus efficace et plus précise. Elle est toujours utilisée pour faire des prospections locales lors de travaux de voirie, de rénovation ou d'exploration locale car peu coûteuse et facile à mettre en place. Elle est dans ce cas souvent combinée à d'autres techniques d'exploration géophysique (radar, sismique...).

L'avènement des satellites gravimétriques au début des années 2000 et jusqu'en 2010 a permis de redécouvrir la gravimétrie et son utilité dans des domaines aussi vastes que la géophysique, la climatologie, l'océanologie, la glaciologie, la planétologie.

## Références Bibliographiques

1. Bible, G.L. [1962 ]. Terrain Correction Tables For Gravity. Geophysics, Vol. 27, P. 716-
2. Balmino G., La Forme de la Terre, Pulsar, Revue de la S.A.P., N° 656, N° 657, 1986.
3. Cazenave A., G. BALMINO, La gravité de la Terre, La Recherche, n° 176, vol. 17, pp. 438-447, 1986.
4. CAZENAVE A., K. FEIGL, Forme et Mouvements de la Terre, Satellites et Géodésie, Belin Ed., CNRS Editions, 1994.
5. Chapellier, D., 1987, Diagraphies Appliquees A L'hydrologie, Technique Et Documentation (Lavoisier), *Diagraphies*
6. Compagne Générale De Géophysique (Cgg), Prospection Gravimétrique, Manuel.2e Edition, Tome Ii. Paris.
7. Dix, C. H. (1952). Seismic Prospecting for Oil. Harper & Brothers, New York.
8. Dobrin M.B. [ 1988 ]. Intoduction To Geophysical Propecting. Mcgraw-Hill.
9. Dobrin, M. B., 1976: Introduction To Geophysical Prospecting, Mc Graw-Hill Book Co., *General*. édn. Génie civil. Editions Technip, Paris.
10. Geophysical Prospecting Revue Publiée Chez Blackwell Scientific Publications, *General*
11. Geophysics, Revue De La S.E.G., *General*
12. Griffiths,D.H. And King, R. F. , 1981: Applied Geophysics For Geologists & Engineers, Pergamon Press, *General* Journal Of Applied Geophysics, Revue Publiée Chez Elsevier, *General*
13. Keller,G.V. And F.C. Frischknecht, 1966: Electrical Methods In Geophysical Prospecting., Pergamon Press., *Electricite*
14. H.Shout Et M.Djeddi – 1992 La Magnétotellurique (Acquisition -Traitement - Interprétation) Opu 1992 – Alger
15. Hammer, S 1945 Estimating Ore Mases In Gravity And Prospesting, Géophysics, Vol. 10 (1), P. 50-62.
16. Hawkins, L. (1961). The reciprocal method of interpreting seismic refraction lines. Geophysics, 26,
17. Kunetz, G., 1966: Principles Of Direct Current Resitivity Prospecting, Monogr., Ser. No2. Geopubl. Assoc.Geoexplor., *Electricite*
18. M.Seguín 1971. La Géophysique Et Les Propriétés Physiques Des Roches.
19. Mari, J.-L., G. Arens, D. Chapellier et P. Gaudiani (1998). Géophysique de gisement et de

20. Menichetti Et A.Guillen. Techniques Inverses En Gravimétrie Et Magnétisme Application A La Terminaison Sud De L'anomalie Du Bassin De Paris.
21. Meyer De Stadelhofen, C., 1991: Application De La Geophysique Aux Recherches D'eau, Technique Et Documentation ( Lavoisier ), *General*
22. Michel Chouteau 2002 : Geophysique Appliquée 1 « Gravimetrie ». Polycopie De Cours, Ecole Polytechnique De Montral. Canada.
23. Milsom,J., 1989: Field Geophysics, Geological Society Of London Handbook Open University Press, *General*
24. Nettleton, L.L. (1971). Elementary Gravity And Magnetics For Geologists And seismologists.
- 25.P. Keary, M. Brooks, I. Hill. An Introduction to Geophysical Exploration. 3rd Edition, Blackwell Science (2002)
26. Parasnis, D. S., 1973: Mining Geophysics, Elsevier, *General* Parasnis, D. S., 1979: Principles Of Applied Geophysics, Chapman & Hall, *General*
27. Reynolds, J.M., 1997 An Introduction To Applied Ans Environmental Geophysics, Wiley, *General*.
28. Schoeffler J. 1975 . Gravimétrie Appliquée Ux Recherche Structural Et A La Prospection Péroliere Et Minière. Editions Technip.
29. Serra, O., 1984: Fundamentals Of Well-Log Interpretation, Elsevier Science Pblishers, 1 Et 2, *Diagaphies*
30. Sheriff, R. E. et L. P. Geldart (1995). Exploration Seismology. Cambridge University Press, 2e Society Of Exploration Geophysicists, Monograph Series 1.
31. Stanley H. Ward, 1990: Geotechnical And Environmental Geophysics, S.E.G. Investigations In Geophysics, Vol 5,Edwin B. Neitzel, Series Editor, I, Ii, And Iii, *General*
32. Telford, W. M., L.,P. Geldart,R. E. Sheriff And D. A. Keys, 1976: Applied Geophscics, Cambridge University Press, *General*
33. Telford, W.M., Geldart, L.P Et Sherif, R.E. (1990). Applied Géophyscis. Cambridge University Press.
34. V.Baranov 1953. Calcul Du Gradient Vertical Du Champ De Gravité Ou Du Champ Magnétique Mesuré A La Surface Di Sol Géophysical Prospecting P:171-191.
35. V.Baranov 1957 A New Méthod For Interprétation Aéromagnétic Maps And Pseudo-Gravimétric Anomalies Géophyscis Xxii P:359-383.

LAMBECK K., F. BARLIER, Ce que raconte la gravité, Science Progrès Découverte, n° 3438, pp. 24-33, 1971.

KOVALEVSKY J., La figure de la Terre à l'ère spatiale, La Vie des Sciences - Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences ? tome 3, n° 4, pp. 399-420, 1986.