

Licence Géorisques & Environnement

Support de cours



Module : Géophysique appliquée aux Géorisques (S5)

2026 -2027

Prof. TAHER Morad

m.taher@uae.ac.ma

Avant-propos

Ce cours vise à donner aux étudiants de Licence Géorisques & Environnement (GRE) des connaissances correspond à une initiation à la géophysique. L'objectif du cours est de montrer aux étudiants l'autre aspect de la géologie appliquée, notamment celui des méthodes géophysiques d'exploration, et d'acquérir les principes de base théoriques des différentes méthodes d'exploration géophysique : les méthodes sismiques et électriques. Ce cours ne nécessite aucune connaissance préalable du sujet, bien que des notions en physique seront très souhaitable pour un bon suivi du cours.

Merci de signaler toute erreur rencontrée dans ce cours par email à l'adresse ci- dessus.

Version : 2026

Table des matières

Chapitre 1 : Introduction à la géophysique	6
1- Les méthodes géophysiques	7
1.1. Les méthodes passives.....	8
1.2. Les méthodes actives.....	8
2- Les applications au domaine Géorisques & Environnement	9
Chapitre 2 : La résistivité électrique des roches.....	15
1- Introduction.....	15
2- La conductibilité électrique des roches	16
2.1. La conductibilité solide.....	16
2.2. La conductibilité liquide électrolytique	17
2.2.1. La qualité de l'électrolyte	17
2.2.2. La salinité	17
2.2.3. La température	18
2.2.4. La quantité d'électrolyte	18
3- La loi d'Archie	21
3.1. Cas d'une roche saturée.....	21
3.2. Influence de la température	21
3.3. La saturation	22
4- La perméabilité	22
Chapitre 3 : Résistivité et méthodes d'exploration électrique.....	24
1- La résistivité des terrains.....	24
1.1. Relation entre la Résistivité/Roche	24
1.2. Anisotropie de terrain	25
2- Principe des méthodes électriques	25
3- Dispositifs de mesure de résistivité	26
3.1. Trainée électrique	26
3.2. Sondage électrique vertical "SE ou SEV"	27
3.3 Tomographie de résistivité électrique.....	29
4- Interprétation des données	29
4.1. Interprétation qualitative (Voir TD et TP).....	29
4.2. Interprétation quantitative (Voir TD et TP)	29
Chapitre 4 : La sismique.....	30
1- Introduction.....	30
2- Ondes sismiques.....	30
2.1. Les ondes P	30

2.2. Onde S	31
2.3. Les ondes guidés	32
3- Vitesses sismiques	32
3.1. La porosité et la saturation	33
3.2. La présence d'argiles.....	33
3.3. La profondeur et l'âge de la formation.....	34
3.4. L'anisotropie	34
3.5. Vs à partir des ondes de Stoneley	34
3.6. Gamme de vitesses	35
3.7. Exemples.....	36
Chapitre 5 : Méthodes d'exploration sismique.....	37
1- Technique de mesure	37
1.1. Les sources d'énergie.....	38
1.2. Les récepteurs	38
2- La sismique réflexion	39
3- La sismique réfraction	40
3.1. La sismique réfraction.....	40
3.1.1. Cas des couches parallèles.....	40
3.1.2. Cas d'une faille.....	42
4- La méthode sismique en mer :.....	44
5- Domaines d'applications :	44

Liste des figures

Figure 1: Cartographie des failles avec des méthodes gravimétriques.....	10
Figure 2: Etude géophysique d'un glissement de terrain.....	10
Figure 3: Étude des structures volcaniques par géophysique.....	11
Figure 4: La cartographie des couches géologiques souterraines par tomographie	12
Figure 5: Une tomographie 3D répétée dans le temps pour suivre l'évolution des panaches de polluants.....	12
Figure 6: Étude de l'érosion côtière par la combinaison de différentes méthodes.....	13
Figure 7: Illustration schématique de l'anisotropie de la résistivité d'une couche en relation avec le plan de stratification (Riadh Ahmadi. 2020)	25
Figure 8: Schéma de la mise en œuvre par un quadripôle (Riadh Ahmadi 2020).....	25
Figure 9: Principe d'investigation d'une zone par trainée électrique en utilisant le dispositif Wenner (Riadh Ahmadi 2020).....	27
Figure 10: Mise en œuvre du sondage électrique vertical, la profondeur d'investigation augmente proportionnellement en fonction de la longueur AB. On considère que les couches sont parallèles et isotrope (Riadh Ahmadi 2020)	28
Figure 11: Mise en œuvre du dispositif de topographie électrique. B) exemple d'une section de tomographie électrique (Résistivité vs Profondeur)	28
Figure 12: Propagation des ondes P.....	30
Figure 13: Propagation des ondes S.....	31
Figure 14: Propagation les ondes de Rayleigh	32
Figure 15: Propagation les ondes de Love.....	32
Figure 16: Vibroseis	38
Figure 17: Géophone	39
Figure 18: Navire trainant plusieurs flutes d'hydrophone (Mari J.L et al 1998)	44

Liste des tableaux

Tableau 1: Résistivité de différents types d'eau	18
Tableau 2: Valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs.....	20
Tableau 3: Quelques caractéristiques de sédiments meubles, d'après l'USGS (NB : Argile est prise au sens sédimentologique du terme)	20
Tableau 4: porosité, perméabilité et résistivité de différentes roches	23
Tableau 5: La résistivité des eaux et des roches	24
Tableau 6: Les vitesses des ondes P, S et les masses volumiques de divers types de terrains.....	36

Chapitre 1 : Introduction à la géophysique

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.

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, où l'étude des courants océaniques ou des variations du niveau marin 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
- Les méthodes 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
- 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'affaires) 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.

En mer, outre les travaux de cartographie réalisés dans un objectif d'aménagement ou de dés-ensablement, nous sommes souvent amenés à rechercher des épaves, des obstructions, grâce aux méthodes géophysiques de la branche de l'acoustique.

1- Les méthodes géophysiques

Nous verrons les principales méthodes utilisées en géophysique appliquée, classées dans deux catégories :

- Les méthodes passives, appelées aussi naturelles, (elles mesurent un phénomène naturel) dont font partie la gravimétrie et la magnétométrie.
- Les méthodes actives, appelées aussi provoquées, (elles créent un phénomène pour en mesurer les effets et répercussions) dont font partie les

méthodes sismiques et les méthodes électriques. Et nous verrons aussi les applications de ces méthodes au domaine marin.

1.1. Les méthodes passives

Les méthodes passives consistent pour la plupart en la mesure de champs (champ de pesanteur, champ magnétique...), elles sont généralement les moins onéreuses car les sources sont d'origine naturelle, ce qui évite des dépenses supplémentaires et des contraintes liées à l'utilisation d'appareils d'émission.

En admettant que le phénomène étudié soit semblable à lui-même aux différents instants où les mesures sont effectuées, (ou que par des corrections nous puissions nous ramener à ce cas) et que le sous-sol soit homogène, nous devrions observer partout en surface des champs uniformes.

Dans ce cas, la présence d'une hétérogénéité en un point du champ mesuré met en évidence une anomalie. Ce sont ces anomalies qui sont le but des recherches car elles peuvent traduire la présence de minéraux économiquement intéressants, la limite entre des formations géologiques, etc...

Nous verrons donc 2 méthodes principales :

- La méthode gravimétrique.
- La méthode magnétique.

1.2. Les méthodes actives

Les méthodes actives ou provoquées sont plus lourdes que les méthodes passives, puisqu'elles doivent comprendre un dispositif d'émission en plus du dispositif de mesure : elles sont donc également plus coûteuses.

De plus, le signal reçu avec l'acoustique et les méthodes électromagnétiques n'est pas directement interprétable, les ondes directes (réflexion des ondes sur la surface du sol) et d'autres bruits (fréquences parasitant le signal utile) viennent se surimposer au signal utile à l'interprétation, d'où la nécessité de traiter le signal de réception en « post processing ». Ce traitement peut être très long et coûteux à effectuer mais il est indispensable pour pouvoir exploiter les informations qualitatives contenues dans le signal.

Cependant, les méthodes actives offrent en général plus de possibilités puisqu'on peut définir et faire varier les positions et les conditions de l'émission en fonction des applications désirées. Elles peuvent, contrairement aux méthodes passives, fournir des informations sur des objets répartis en grands volumes homogènes ou en structures tabulaires. On ne parle généralement plus d'anomalies avec ces méthodes.

Pour ces raisons les méthodes actives sont les plus utilisées en géophysique.

Nous verrons donc 2 méthodes principales :

- Les méthodes sismiques.
- Les méthodes électriques.

2- Les applications au domaine Géorisques & Environnement

La géophysique offre une multitude d'applications dans les domaines des géorisques et de l'environnement. Ces applications permettent d'analyser les phénomènes naturels, d'évaluer les risques et de proposer des solutions adaptées pour la gestion et la prévention des catastrophes. Voici les principales applications dans ces domaines

Applications dans les Géorisques

a) Sismicité et risques sismiques

- Cartographie des failles actives et des zones à risque à l'aide de techniques comme la sismique passive (sismicité naturelle) ou active (vibrateurs sismiques).
- Modélisation des tremblements de terre et analyse de leur impact potentiel sur les infrastructures.

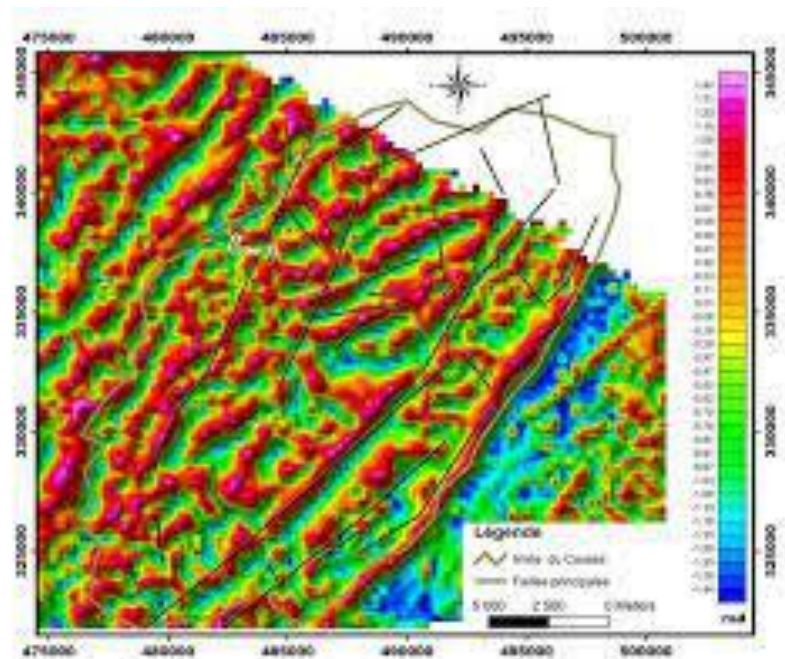


Figure 1: Cartographie des failles avec des méthodes gravimétriques

b) Glissements de terrain

- Études des couches géologiques instables à l'aide de méthodes de résistivité électrique, de tomographie sismique ou d'imagerie radar.
- Suivi de l'évolution des mouvements de terrain en temps réel grâce aux outils géophysiques.

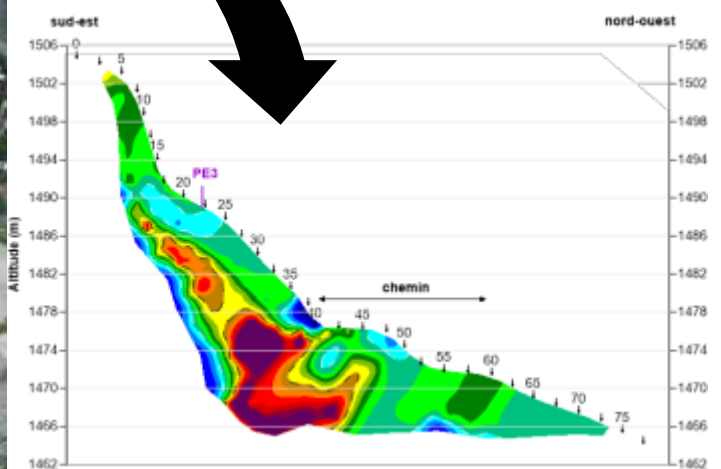


Figure 2: Etude géophysique d'un glissement de terrain

c) Volcanisme

- Détection et surveillance des chambres magmatiques via des mesures gravimétriques et magnétiques.
- Surveillance thermique par des méthodes géophysiques comme l'imagerie infrarouge ou les capteurs de flux de chaleur.

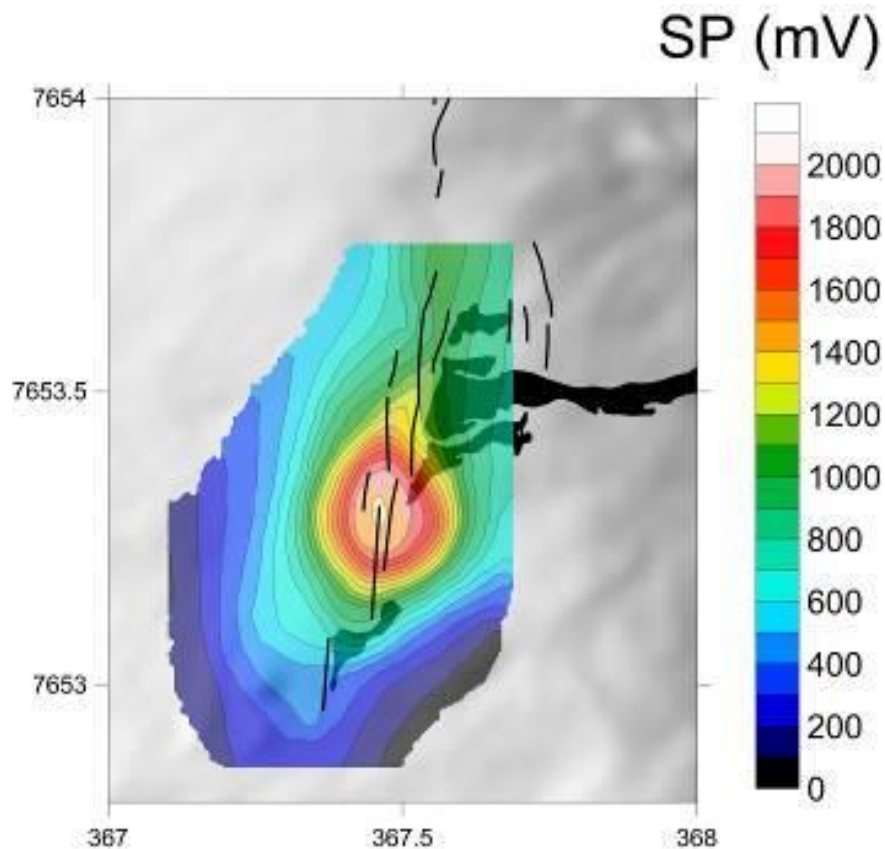


Figure 3: Étude des structures volcaniques par géophysique

Applications dans l'environnement

a) Hydrogéologie

- Exploration des nappes phréatiques et suivi de leur recharge à l'aide de méthodes électromagnétiques et de résistivité.
- Étude des interactions entre les eaux de surface et souterraines pour prévenir la contamination.

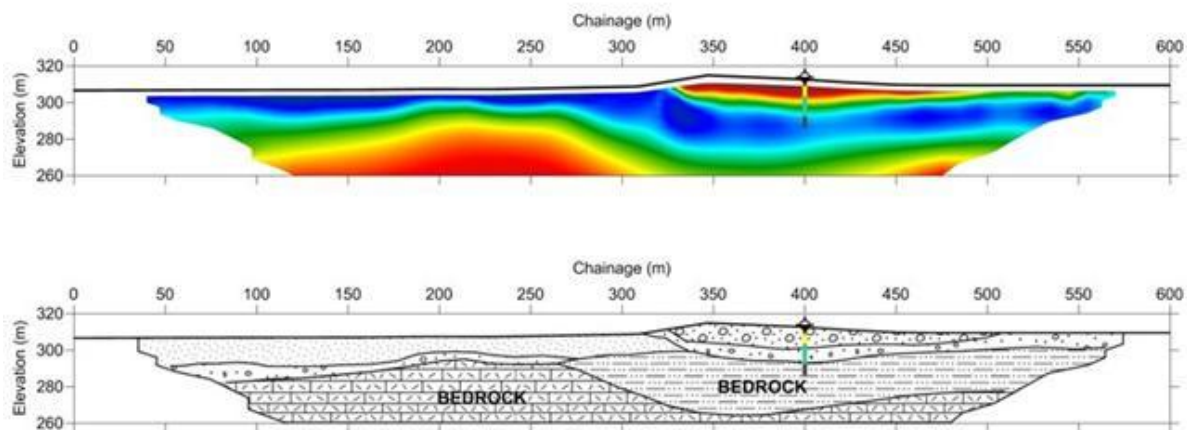


Figure 4: La cartographie des couches géologiques souterraines par tomographie

b) Pollution des sols et des eaux

- Localisation des zones polluées et des sources de contamination grâce à la conductivité électrique et aux méthodes géoradar.
- Évaluation de la migration des polluants dans les sols et les aquifères.

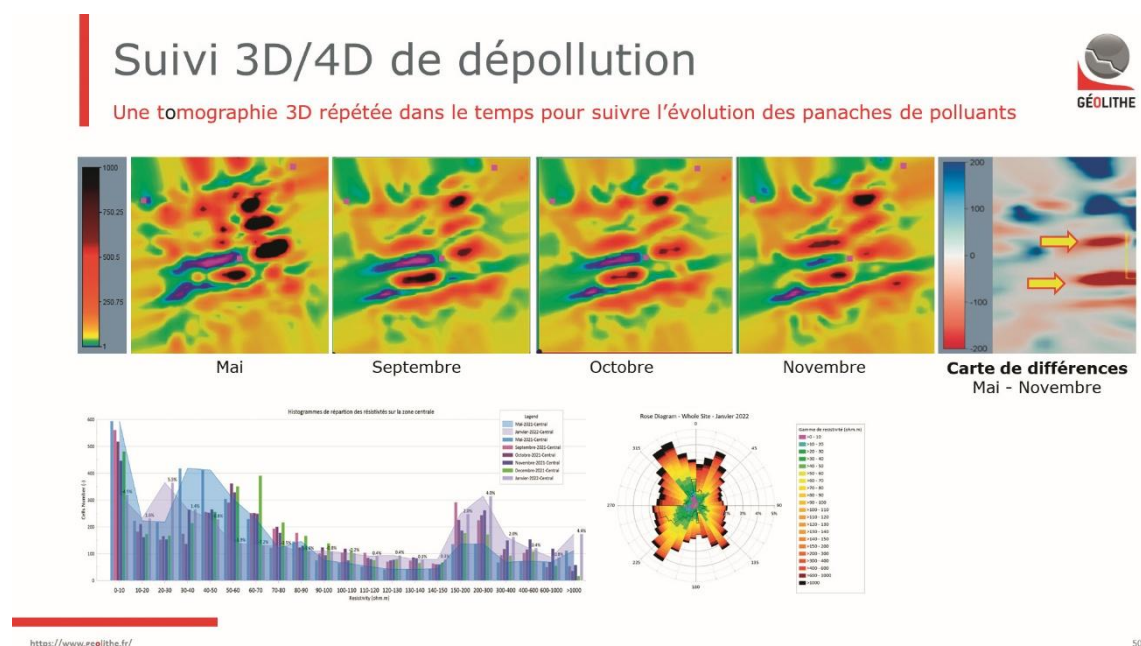


Figure 5: Une tomographie 3D répétée dans le temps pour suivre l'évolution des panaches de polluants.

c) Dégradation des littoraux

- Surveillance des changements côtiers et de l'érosion marine par l'imagerie géophysique et le LIDAR.
- Analyse des dépôts sédimentaires pour comprendre l'évolution des écosystèmes littoraux.

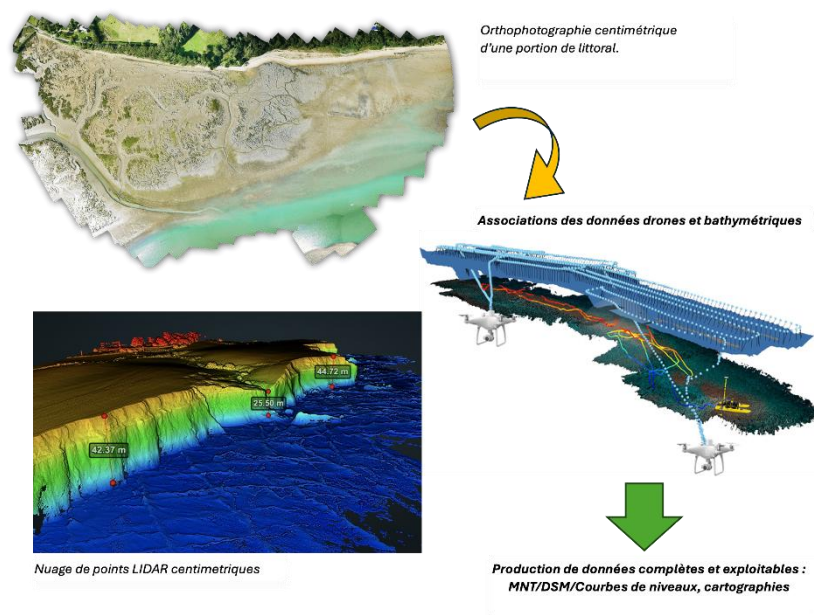


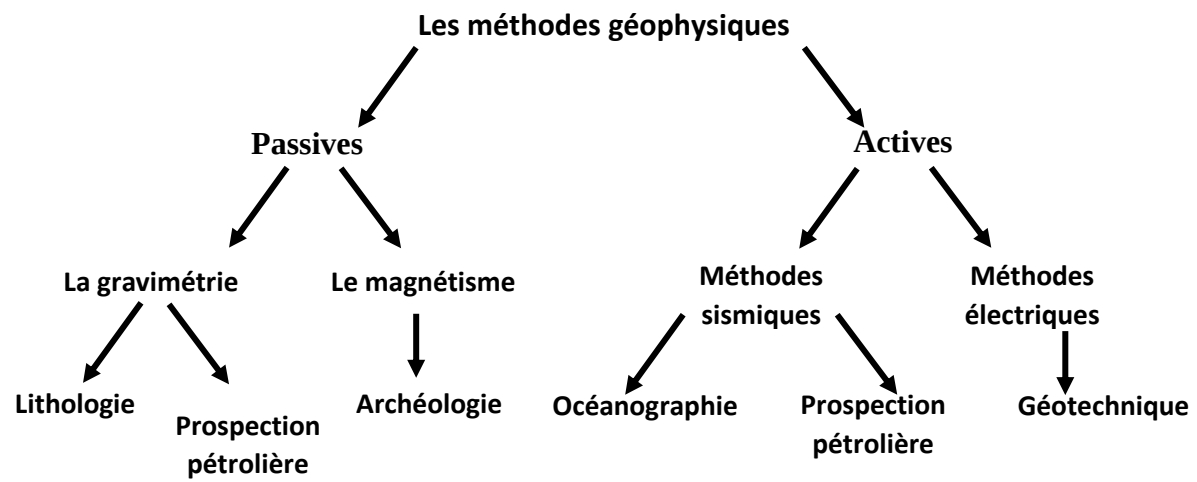
Figure 6: Étude de l'érosion côtière par la combinaison de différentes méthodes

Conclusion

Qu'elles soient passives ou actives, les méthodes géophysiques sont toutes sans exception soumises à des contraintes d'ordre physique, matériel ou financier. Elles sont cependant un maillon essentiel dans l'acquisition de connaissances scientifiques (quelle que soit l'échelle) sur la Terre et dans de nombreux domaines (pétrolier, minier, de génie civil,...).

Nombreuses, elles sont fondées sur diverses propriétés physiques et se rencontrent dans des domaines variés en océanographie.

Actuellement, ce sont les méthodes acoustiques et surtout la méthode sismique qui évolue avec le plus de rapidité car c'est la méthode la plus utilisée en prospection pétrolière. Mais le sondage électromagnétique en milieu marin récemment développé offre de nouvelles perspectives dans l'exploration géologique des fonds marins.



Chapitre 2 : La résistivité électrique des roches

1- Introduction

La prospection électrique consiste à détecter les effets générés par le passage d'un courant électrique à travers le sous-sol. Différentes techniques reposant sur les méthodes électriques peuvent être mises en œuvre, permettant de mesurer notamment :

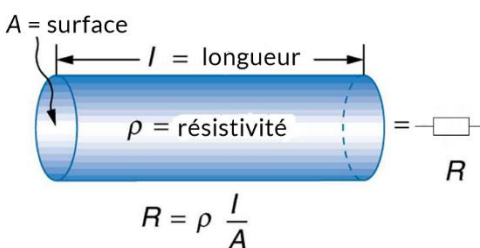
- une chute de potentiel,
- un courant,
- ou encore un champ électromagnétique.

Dans un domaine d'étude donné, plusieurs techniques de mesure peuvent être utilisées. Parmi elles, les méthodes basées sur la mesure de la résistivité sont aujourd'hui les plus répandues, les plus élaborées et les plus diversifiées. Elles ont été introduites dès 1912 par les frères Schlumberger.

Définition

La résistivité ρ d'un milieu est la propriété physique qui détermine la capacité de ce milieu à laisser passer le courant électrique .

La résistivité est la résistance ohmique d'un cylindre de section et de longueur unitaire.

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


The diagram shows a blue cylindrical resistor. A label 'A = surface' points to the circular cross-section of the cylinder. A label 'l = longueur' points to the length of the cylinder. Inside the cylinder, the text 'ρ = résistivité' is written. To the right of the cylinder, a circuit symbol for a resistor is shown, labeled 'R'. Below the cylinder, the formula $R = \rho \frac{l}{A}$ is written.

Avec : R = résistance (ohms) et ρ = résistivité (ohms*m)

Les unités usuelles sont l'ohm (Ω) pour la résistance et le mètre (m) pour les longueurs.

L'unité de résistivité est donc l'ohm·m ($\Omega \cdot m$). Parfois, on utilise l'ohm·cm, qui équivaut à 0,01 $\Omega \cdot m$.

La conductivité (σ) correspond à l'inverse de la résistivité et s'exprime en mho/m (ou siemens/m). En hydrogéologie, on emploie plus couramment le micromho/cm ou le microsiemens/cm.

La relation entre résistivité et conductivité peut s'écrire :

$$\rho (\Omega \cdot m) = 10\,000 / \sigma (\mu S/cm) = 1000 / \sigma (mS/m).$$

Il convient de rappeler que la loi d'Ohm s'applique strictement aux conducteurs métalliques. Pour les gaz et les électrolytes, elle ne constitue qu'une approximation.

2- La conductibilité électrique des roches

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

2.1. La conductibilité solide

Le courant circule grâce au déplacement des électrons. On parle alors de conductivité électronique ou métallique, car elle est comparable à celle observée dans les métaux. Ce type de conductivité solide n'a une réelle importance que dans certains gisements minéraux, tels que :

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

La résistivité des minéraux conducteurs est d'environ 0,01 $\Omega \cdot m$. Pour qu'ils influencent réellement la résistivité d'une roche, plusieurs conditions doivent être réunies :

- leur quantité doit être suffisante (par exemple, 0,6 g/t d'or dans un sable est insuffisant),
- leur forme (« habitus ») doit être dendritique ; une forme granulaire a beaucoup moins d'effet en raison des mauvais contacts entre grains,
- la roche doit se trouver sous le niveau hydrostatique, surtout lorsque les minéraux sont dispersés et non jointifs. Dans une roche sèche, ces minéraux n'ont pratiquement aucun effet : elle reste extrêmement résistante.

2.2. La conductibilité liquide électrolytique

Pour la majorité des roches, la conductivité est essentiellement électrolytique : ce sont les ions, sous l'effet d'un champ électrique, qui assurent le transport des charges. Autrement dit, les roches conduisent l'électricité principalement grâce à l'eau qu'elles renferment.

La résistivité d'une roche dépend de :

- la qualité de l'électrolyte, c'est-à-dire de la résistivité de l'eau interstitielle (ρ_w) et donc de sa teneur en sels dissous,
- la quantité d'électrolyte présente dans un volume donné de roche,
- son mode de distribution dans la roche.

2.2.1. La qualité de l'électrolyte

Lorsqu'un sel se dissout dans l'eau, il se sépare en ions positifs et négatifs. Sous l'action d'un champ électrique, ces ions se déplacent. Leur mouvement est freiné par la viscosité de l'eau et, pour chaque type d'ion, il existe une vitesse maximale appelée mobilité ionique.

2.2.2. La salinité

La conductivité d'un électrolyte dépend principalement de trois facteurs :

- la concentration en ions présents dans la solution,
- la mobilité de ces ions,
- et le degré de dissociation du sel dissous.

Du point de vue chimique, on définit le résidu sec, qui représente le total des matières dissoutes. On l'exprime en g/litre.

1 g/litre = 1000 ppm 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 1: Résistivité de différents types d'eau

Types d'eau	Concentration ppm	Résistivité ohms*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

2.2.3. La température

La résistivité d'un électrolyte varie également avec la température. Lorsque celle-ci augmente, la viscosité du liquide diminue, ce qui accroît la mobilité des ions. De plus, le degré de dissociation s'élève. Ces deux effets se traduisent par une diminution de la résistivité, ou, inversement, par une augmentation de la conductivité.

2.2.4. La quantité d'électrolyte

La quantité d'eau contenue dans les roches dépend de la porosité $\emptyset$, on distingue :

a) La porosité totale $\emptyset_t$

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 %.

La porosité totale $\emptyset_t$ (%) = le volume des vides / le volume total de la roche

On distingue deux types de porosité : primaire et secondaire.

La porosité primaire, d'origine intergranulaire, se forme lors du dépôt des sédiments. Elle est surtout présente dans les roches détritiques, mais tend à diminuer avec le temps sous l'effet de la cimentation et de la compaction.

La porosité secondaire regroupe la porosité vacuolaire issue de la dissolution (dans les roches chimiques ou biochimiques), la porosité de fracture, ainsi que celle due aux phénomènes d'altération.

b)- La porosité efficace ou effective $\emptyset_e$

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

définit alors :

La porosité effective $\varnothing_e = \text{Volume total des vides communicants} / \text{Volume total de la roche}$.

La porosité effective (ou efficace) peut être nettement inférieure à la porosité totale.

Cela se produit lorsque :

- les pores ne sont pas interconnectés (ex. : pierre ponce),
- leur taille est trop réduite pour permettre la circulation des fluides (ex. : silt),
- ou encore lorsqu'une partie de l'eau est retenue par absorption dans les minéraux de la roche (ex. : argile).

Tableau 3: Quelques caractéristiques de sédiments meubles, d'après l'USGS (NB : Argile est prise au sens sédimentologique du terme)

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

Tableau 2: Valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs

Types de réservoirs	Porosité eff. (%)	Types de réservoirs	Porosité eff. (%)
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

3- La loi d'Archie

3.1. Cas d'une roche saturée

Pour une roche saturée, Archie a établi une relation expérimentale reliant la résistivité de la roche à sa porosité ainsi qu'à la résistivité de l'eau d'imbibition.

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

Avec : ρ_w = résistivité de l'eau d'imbibition ; ϕ = porosité ; a = facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0.6 et 2 ($a < 1$ pour les roches à porosité intergranulaires et $a > 1$ pour les roches à porosité de fracture) ; m = facteur de cimentation (Il dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés à 2,2 pour les calcaires cimentés).

On a l'habitude de regrouper sous le terme de facteur de formation $F = a \phi^{-m}$.

Dans la pratique on admet pour les formations meubles, sables et grès, la formule de

« HUMBLE » : $F = 0,62 \cdot \phi^{-2,15}$ et pour les roches bien cimentées : $F = 1 \cdot \phi^{-2}$.

En définitive nous obtenons pour la loi d'Archie : $\rho_r = F \rho_w$

3.2. Influence de la température

La résistivité dépend aussi de la température à laquelle la roche est soumise, on a la relation suivante :

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

Le gel entraîne une forte augmentation de la résistivité des roches. Toutefois, cet effet reste relativement progressif, car les sels dissous abaissent le point de congélation de l'électrolyte contenu dans les pores. Une roche complètement gelée devient pratiquement infiniment résistante.

Dans les régions de permafrost, l'application des méthodes de résistivité est donc difficile, le sol présentant une résistance extrême. C'est pour cette raison que les méthodes électromagnétiques y ont été développées.

Par ailleurs, la loi d'Archie ne s'applique pas strictement aux roches argileuses, en raison de deux phénomènes secondaires :

- l'ionisation de certains minéraux argileux,
- la conductivité de surface.

3.3. La saturation

La loi d'Archie a été établie pour des roches saturées en eau, il faut maintenant tenir compte d'un nouveau paramètre : la saturation.

$$S_w = \frac{V_w}{V_p}$$

où :

- V_w = volume des pores remplis d'eau,
- V_p = volume total des pores (ou volume poral).

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 : $F \cdot \rho_w$ = résistivité de la roche saturée en eau ; ρ_r = résistivité de la roche désaturée en eau ; $n \approx 2$.

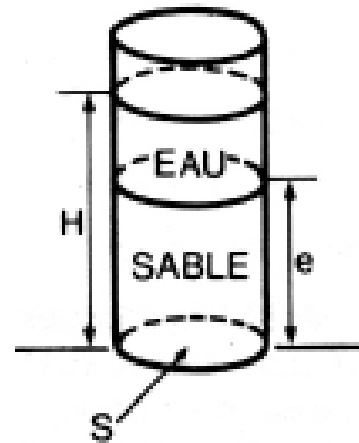
L'exposant n varie peu selon les formations : il vaut généralement autour de 2 pour les roches de porosité normale, avec une teneur en eau comprise entre 20 et 100 %. Lorsque l'air est remplacé par de l'huile ou du gaz, l'effet sur la résistivité reste identique, ces trois fluides étant pratiquement isolants.

Le paramètre de saturation joue un rôle essentiel, notamment en géologie pétrolière, car il conditionne la mise en production. En règle générale, une désaturation entraîne une augmentation de la résistivité. Toutefois, dans certains cas particuliers, l'effet inverse peut se produire : l'évaporation enrichit la zone déshydratée en sels dissous, la rendant plus conductrice que la zone saturée. Ce phénomène est observé, par exemple, dans certaines régions d'Égypte.

4- La perméabilité

La perméabilité est la capacité d'un matériau à laisser circuler un fluide à travers lui. Elle est quantifiée par le coefficient de perméabilité K , défini par Darcy. Bien qu'il n'existe pas de relation directe entre porosité et perméabilité, une roche ne peut être perméable que si elle possède des pores interconnectés.

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



Avec : Q = débit (m^3/sec) ; S = section de la colonne de sable (m^2) ; 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).
1 DARCY = perméabilité d'un matériau qui fournit un débit de fluide de $1 \text{ cm}^3/\text{sec}$ à travers une section de 1 cm^2 sous un gradient hydraulique de 1 atmosphère par cm, le fluide ayant une viscosité de 1 centipoise.

En hydrologie, les argiles sont généralement considérées comme des roches imperméables. Elles présentent une forte porosité et, lorsqu'elles sont sèches, peuvent montrer une certaine perméabilité. En revanche, à l'état humide, les pellicules d'eau absorbées autour des plaquettes d'argile obstruent les pores et réduisent fortement leur perméabilité, les rendant pratiquement imperméables.

Tableau 4: porosité, perméabilité et résistivité de différentes roches

Roches	Porosité totale (%)	Perméabilité (cm/s)	Résistivité (ohms*m)
Argilite	35	$10^{-8} - 10^{-9}$	70 à 200
Craie	35	10^{-5}	30 à 300
Tuf volcanique	32	10^{-5}	20 à 300
Marnes	27	$10^{-7} - 10^{-9}$	20 à 100
Grès	3 à 35	$10^{-3} - 10^{-6}$	30 à 800
Dolomite	1 à 12	$10^{-5} - 10^{-7}$	200 à 10'000
Calcaires	3	$10^{-10} - 10^{-12}$	200 à 10'000
Métaschistes	2.5	$10^{-4} - 10^{-9}$	300 à 800
Gneiss	1.5	10^{-8}	1'000 à 20'000
Quartzite	<1	10^{-10}	1'000 à 10'000
Granite	1	$10^{-9} - 10^{-10}$	1'000 à 15'000
Gabbro	1 à 3	$10^{-4} - 10^{-9}$	6'000 à 10'000
Basalte	1.5	$10^{-6} - 10^{-8}$	800 à 15'000

Chapitre 3 : Résistivité et méthodes d'exploration électrique

1- La résistivité des terrains

La résistivité électrique d'une formation géologique est un paramètre de base qui reflète son contenu en fluides (eau ou hydrocarbures).

La résistivité d'une roche dépend de la qualité de l'électrolyte (résistivité de l'eau interstitielle), de sa quantité (**porosité**) dans la roche ainsi que de son mode de distribution (**Isotropie**).

La prospection n'atteint que des valeurs moyennes de la résistivité, relatives à des volumes de terrain en place. Les valeurs de la résistivité sont très différentes des mesures obtenues sur échantillon à cause des hétérogénéités locales que peuvent présenter les formations. Les valeurs de la résistivité des eaux ou des roches varient de 0,2 (l'eau de mer) à 10000 Ohm*m (sable et gravier sec et calcaire) d'un milieu à un autre (tab.5)

Tableau 5: La résistivité des eaux et des roches

Eaux ou roches	Résistivité (en ohm.m)
Eau de mer	0,2
Eau de nappes	10-30
Alluviales	50-100
Eau de sources	1 000-10 000
Sables et graviers secs	50-500
Sables et graviers imbibés d'eau douce	2-20
Sables et graviers imbibés d'eau salée	300-10 000 !
Argiles	50-300
Marnes	300-10 000
Calcaires	20-100
Grès argileux	300-10 000
Grès, quartzites	0,5-5
Cinériles, tufs volcaniques	100-300

1.1. Relation entre la Résistivité/Roche

La relation entre la résistivité et la nature du terrain est très étroite. Cependant toute variation de faciès va influencer directement sur la variation de résistivité. Mais la valeur de résistivité ne permet jamais la détermination du faciès ou l'âge de la couche.

La résistivité mesurée (moyenne) ne montre pas les variations lithologiques dans le cas d'une couche mince empilée dans une formation de grande épaisseur.

1.2. Anisotropie de terrain

Les résistivités des roches varient en fonction de la direction du courant qui les traverse, on dit qu'elles sont anisotropes. Cette anisotropie est due à la structure-même des roches. Cependant, les terrains sédimentaires sont généralement plus résistants dans la direction perpendiculaire au plan de stratification, il s'agit alors de micro-anisotropie (fig. 1).

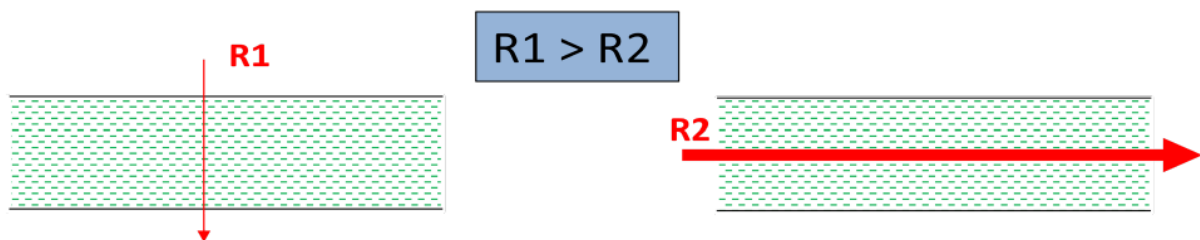


Figure 7: Illustration schématique de l'anisotropie de la résistivité d'une couche en relation avec le plan de stratification (Riadh Ahmadi. 2020)

2- Principe des méthodes électriques

Le principe de la méthode électrique repose essentiellement sur l'interprétation de la résistance électrique du terrain. C'est par la mesure d'une différence de potentiel (méthodes des potentiels), d'une part, et surtout d'une intensité, d'autre part, que l'on accède à la valeur de la résistance (fig. 8).

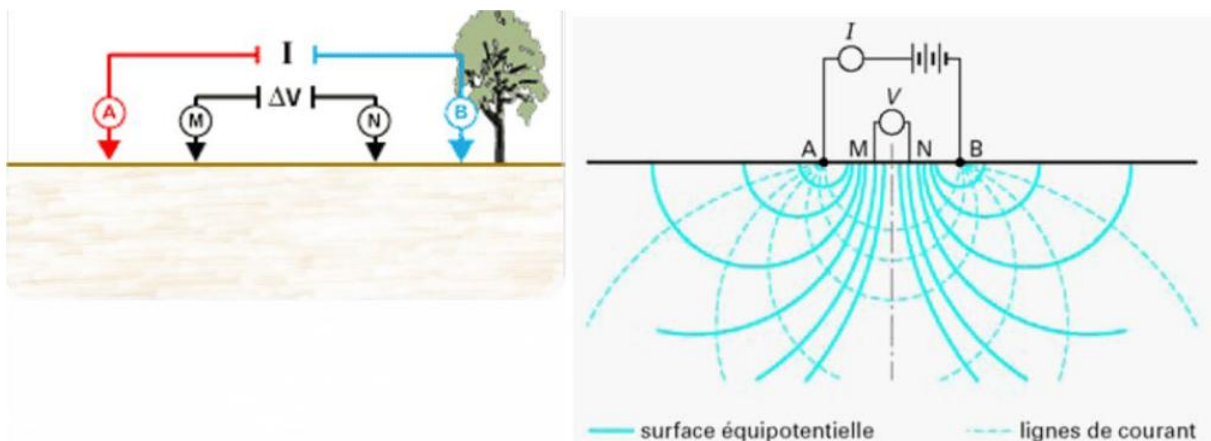


Figure 8: Schéma de la mise en œuvre par un quadripôle (Riadh Ahmadi 2020)

Dans un milieu homogène de résistivité ρ et avec deux pôles A et B, l'action conjuguée de ces derniers donnera :

- Le potentiel en M : $V_M = V_M(A) - V_M(B) = \rho I / 2\pi \cdot (1/MA - 1/MB)$

- Le potentiel en N : $V_N = V_N(A) - V_N(B) = \rho / 2\pi \cdot (1/NA - 1/NB)$

Avec: ρ : résistivité (Ohm.m); V : potentiel (mV); I : intensité de courant (mA); MA , MB , NA et NB : distances entre les électrodes (m).

La différence de potentiel entre M et N est :

- $V_M - V_N = \rho / 2 \cdot (1/MA - 1/MB - 1/NA + 1/NB)$
- La résistivité $\rho = 2 \pi \Delta V / I \cdot (1/MA - 1/MB - 1/NA + 1/NB)^{-1}$

Si le sous-sol est homogène et isotrope, lors d'une prospection avec ce type de dispositif (quadripôle AMNB), on obtiendra la résistivité vraie.

Si par contre le sous-sol est hétérogène, on mesurera la résistivité apparente.

Si on considère un sous-sol constitué de n couches planes, homogènes et isotropes, un tel modèle où la résistivité est fonction de la profondeur uniquement, correspond au modèle tabulaire ou modèle à une dimension (1D).

La résistivité $\rho = 2 \pi \Delta V / I \cdot (1/MA - 1/MB - 1/NA + 1/NB)^{-1}$; Que l'on peut écrire $\rho = K \cdot \Delta V / I$

Avec : $K = 2\pi (1/MA - 1/MB - 1/NA + 1/NB)^{-1}$; Où K est le facteur géométrique.

Le coefficient géométrique K est tributaire de la configuration géométrique des électrodes. Selon leurs dispositions on peut distinguer plusieurs dispositifs dont les plus utilisés sont le quadripôle de **Schlumberger** et le quadripôle de **Wenner**.

3- Dispositifs de mesure de résistivité

Les propriétés électriques d'un terrain peuvent être exploitées de manières différentes. Pour cela c'est en fonction de l'objectif d'investigation il y a une multitude de technique et de dispositifs.

3.1. Trainée électrique

Il s'agit de déplacer tout le dispositif en gardant fixes ses dimensions sur le site à explorer ; à chaque station on mesure une résistivité apparente (Fig. 9). Le but est de mettre en évidence les variations latérales de résistivités dues aux changements de faciès, la présence de failles ou des filons...etc.

Le dispositif le mieux utilisé en traînée électrique est celui de Wenner

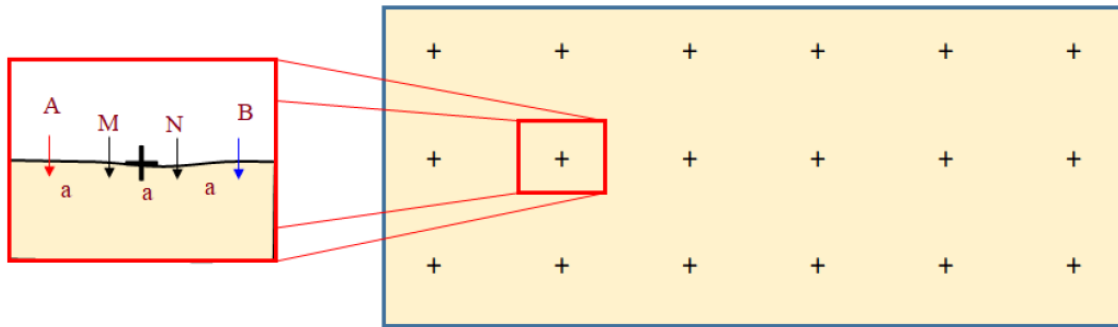


Figure 9: Principe d'investigation d'une zone par trainée électrique en utilisant le dispositif Wenner (Riadh Ahmadi 2020)

Dispositif Wenner

Il s'agit d'un dispositif dont les électrodes sont aussi alignées et réparties d'une manière équidistante ($AM=MN=NB=a$). Avec K le coefficient géométrique est égal : $K = 2 \pi l$.

3.2. Sondage électrique vertical "SE ou SEV"

L'objectif de ce dispositif est de reconstituer le profil vertical du domaine prospector en profondeur, en déterminant le nombre de couches à partir de leurs résistivités et leurs épaisseurs respectives.

L'exécution d'un SEV sert à caractériser la variation de la résistivité du sous-sol à la verticale en un point donné de la surface. Cette variation dépend de la profondeur pour les structures 1D. On exécute, au même endroit, une succession de mesures en augmentant à chaque fois la distance AB (en laissant fixe le point O : centre de AB et MN) : On augmente ainsi la profondeur d'investigation qui est proportionnelle à la longueur AB . On considère que les couches sont parallèles et isotropes (Fig. 10).

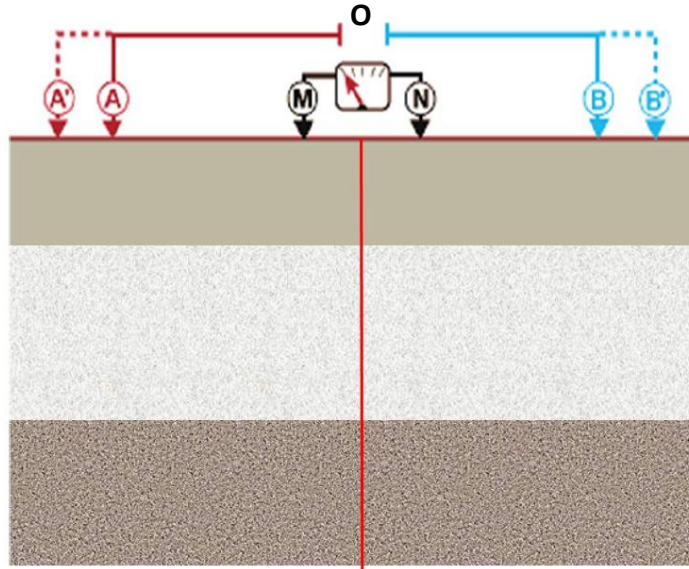


Figure 10: Mise en œuvre du sondage électrique vertical, la profondeur d'investigation augmente proportionnellement en fonction de la longueur AB. On considère que les couches sont parallèles et isotrope (Riadh Ahmadi 2020)

Dispositif Schlumberger

Il s'agit d'un dispositif symétrique dont A, M, N et B sont alignées, O représente le centre de symétrie (Fig. 4).

Les résultats de calcul pour les structures 1D ont conduit à la construction d'abaques, très utilisés autre fois pour l'interprétation manuelle des sondages électriques. Actuellement, l'interprétation se fait systématiquement, à l'aide de programmes sur ordinateurs

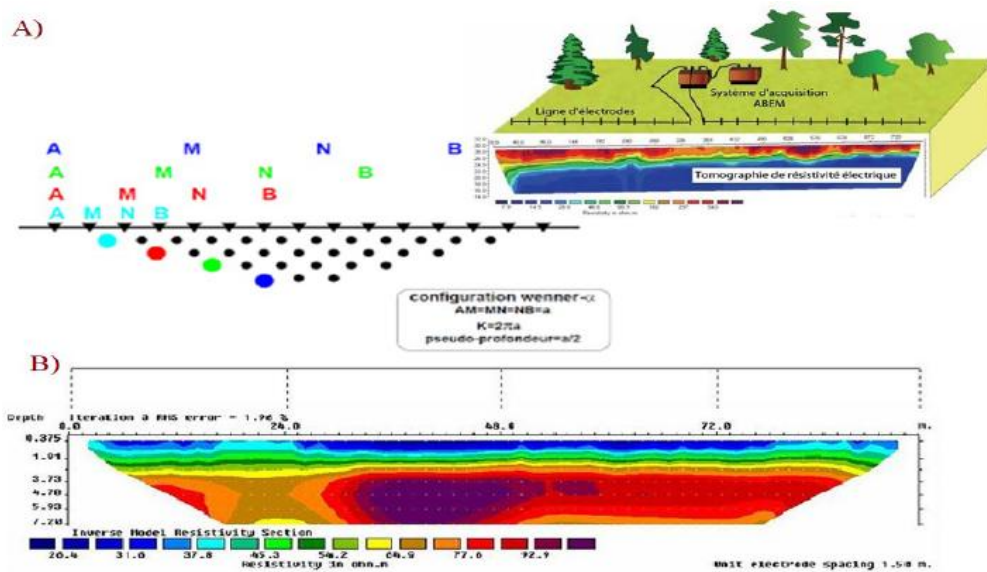


Figure 11: Mise en œuvre du dispositif de tomographie électrique. B) exemple d'une section de tomographie électrique (Résistivité vs Profondeur)

3.3 Tomographie de résistivité électrique

C'est une acquisition directe d'une surface en 2D effectuée en utilisant un équipement multi électrodes. Avec ce dispositif on peut cartographier les variations de résistivité en fonction de profondeur (Fig. 11).

4- Interprétation des données

4.1. Interprétation qualitative (Voir TD et TP)

L'analyse qualitative peut nous fournir des indications sur la nature des terrains à explorer. C'est pour cette raison qu'on doit avoir recours à une approche qui peut nous indiquer sur les zones d'anomalies tout en précisant leur nature et leur géométrie.

D'abord, après avoir recueilli les données brutes (SEV ou TE), on doit avoir recours à une interprétation qualitative en vue d'isoler les zones d'anomalies. Ensuite, l'établissement des cartes d'iso-résistivités apparentes pour des $AB/2$ croissantes. Enfin, des indications sur l'évolution verticale et latérale des résistivités peuvent être fournies.

L'interprétation qualitative est fiable dans le cas de terrains homogènes et subhorizontaux. La tranche de sol concernée par cette interprétation est généralement comprise entre $AB/10$ et $AB/4$. De telles approximations doivent être considérées avec prudence car la résistivité apparente dépend de plusieurs facteurs tels que le quadripôle utilisé (le dispositif) et la nature de terrains.

Cette interprétation peut se faire également en dressant les pseudo-coupes suivant un profil donné : à l'aplomb d'un SE, les valeurs de résistivités apparentes correspondant aux différentes longueurs de AB sont portées et des courbes d'égales valeurs sont ensuite tracées. Cette manière d'interprétation peut nous renseigner sur les variations latérales et verticales. Les changements latéraux de faciès et les accidents sont facilement détectés.

4.2. Interprétation quantitative (Voir TD et TP)

Le but de l'interprétation quantitative est de déterminer les résistivités vraies des différents terrains traversés par le courant. Les résultats d'un SEV sont portés sous forme d'un diagramme où l'on porte en abscisses les de $AB/2$ et en ordonnées les valeurs des résistivités apparentes pa correspondantes, avec une échelle bilogarithmique.

Chapitre 4 : La sismique

1- Introduction

La sismique est l'une des méthodes géophysiques les plus importantes, aussi bien par les investissements financiers qu'elle mobilise que par le nombre de spécialistes qui y travaillent. Elle repose sur l'étude des variations de la vitesse des ondes sismiques dans le sous-sol, variations liées à la dureté des roches, à leur degré de consolidation et à leur saturation en eau.

Cette technique permet de distinguer :

- une roche compacte d'un terrain meuble,
- une roche saine d'une roche altérée,
- les zones fracturées au sein d'un massif,
- ou encore le niveau de la nappe phréatique.

En exploration pétrolière, la méthode privilégiée est la sismique réflexion, tandis que dans les applications de géologie de l'ingénieur (routes, barrages, tunnels, hydrogéologie, etc.), on utilise plus fréquemment la sismique réfraction.

2- Ondes sismiques

Dans un milieu homogène, infini, isotrope et élastique, deux types principaux d'ondes sismiques peuvent se propager : les ondes P (primaires) et les ondes S (secondaires).

2.1. Les ondes P

Le premier type d'ondes est constitué des ondes longitudinales, également appelées ondes de compression ou ondes primaires (ondes P), car elles sont les premières à être enregistrées. Leur propagation se traduit par une alternance de compressions et de dilatations, le mouvement des particules étant parallèle à la direction de propagation de l'onde (fig. 12).

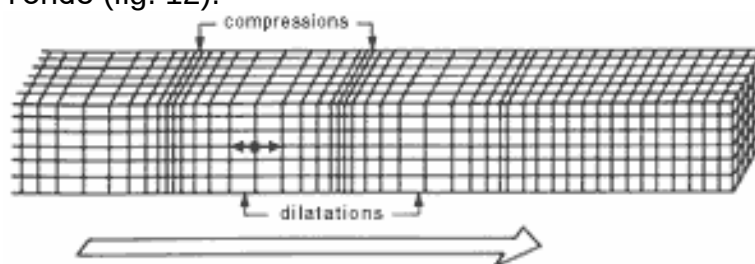


Figure 12: Propagation des ondes P

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

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

K = module d'incompressibilité [Pa]

μ = module de torsion [Pa]

ρ = densité [sans dimension]

E = module de Young [Pa]

σ = coefficient de Poisson [sans dimension]

2.2. Onde S

Le second type d'ondes correspond à un mouvement de cisaillement. Elles sont appelées ondes transversales, ondes de torsion ou ondes secondaires (ondes S), car elles arrivent après les ondes P. Dans ce cas, le déplacement des particules se fait perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde (fig. 13).

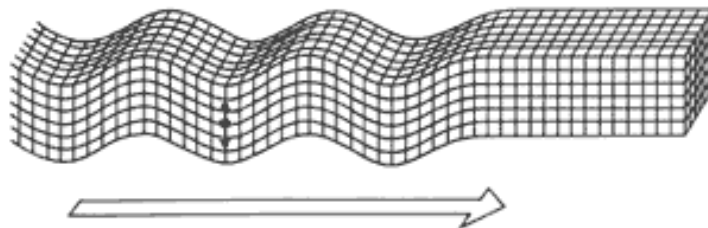


Figure 13: Propagation des ondes S

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 :

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

μ = module de torsion [Pa]

ρ = densité [sans dimension]

2.3. Les ondes guidées

D'autres ondes se propagent le long de surfaces qui jouent le rôle de guides d'ondes. On les appelle ondes de surface ou ondes guidées, parmi lesquelles on distingue principalement les ondes de Rayleigh et les ondes de Love.

Les ondes de Rayleigh entraînent un mouvement des particules de type elliptique, situé dans un plan perpendiculaire à la surface et à la direction de propagation de l'onde (fig. 14).

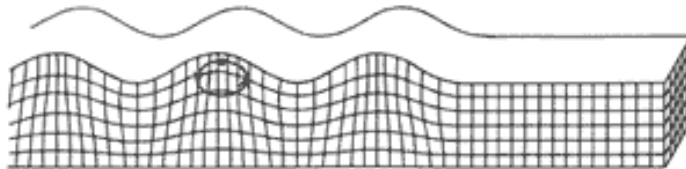


Figure 14: Propagation les ondes de Rayleigh

Les ondes de Love sont des ondes S, polarisées horizontalement. La direction de polarisation étant perpendiculaire à la direction de propagation (fig. 15).

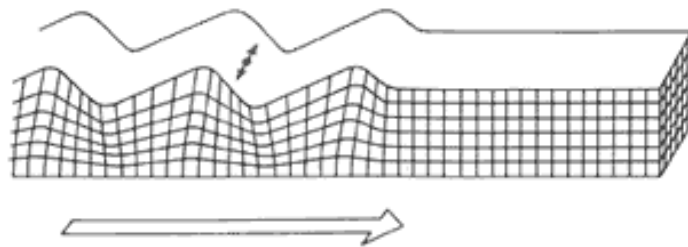


Figure 15: Propagation les ondes de Love

En sismique de puits ou en diagraphie acoustique, le trou de forage agit comme un guide d'ondes, ce qui permet l'apparition des ondes de Stoneley (ou ondes de tube).

En sismique terrestre, la surface libre (interface air/formation) génère les ondes de Rayleigh, tandis que la zone altérée en surface fonctionne comme un guide d'ondes, donnant naissance aux ondes de pseudo-Rayleigh et aux ondes de Love.

3- Vitesses sismiques

Pour déterminer si la sismique réfraction est adaptée à un problème donné, il est souvent nécessaire de connaître l'ordre de grandeur des vitesses des différentes roches présentes. L'efficacité de cette méthode dépend en effet de l'existence d'un contraste suffisant de vitesses entre les couches à étudier.

En sismique réflexion, c'est l'impédance acoustique qui intervient, ainsi que le pouvoir réflecteur ou coefficient de réflexion à incidence normale. L'impédance

acoustique est définie comme le produit de la vitesse des ondes par la densité du matériau, et le pouvoir réflecteur d'un miroir s'en déduit directement :

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

D'où :

V = vitesse du milieu [m/s]

ρ = densité du milieu [sans dimension]

On constate qu'en sismique réflexion, c'est le contraste d'impédance acoustique qui détermine la propagation et la réflexion des ondes, tandis qu'en sismique réfraction, c'est le contraste de vitesses entre les couches qui est prépondérant.

3.1. La porosité et la saturation

En général, les vitesses sismiques diminuent lorsque la porosité augmente. De plus, pour une même porosité, les ondes se propagent plus rapidement dans un sol saturé d'eau que dans un sol sec. Par exemple, pour une porosité d'environ 60 % :

- la vitesse dans une roche sèche est proche de 330 m/s (vitesse dans l'air),
- alors qu'une roche saturée conduit les ondes à près de 1500 m/s (vitesse dans l'eau).

La mesure de la vitesse dans un terrain saturé permet d'estimer la porosité grâce à la loi de Wyllie. Bien que cette loi reste approximative, elle est utile pour l'évaluation générale des porosités et, plus particulièrement, pour estimer le degré de fracturation des roches consolidées.

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

D'où :

ϕ = porosité [%]

V_r = vitesse mesurée dans la roche [m/s]

V_f = vitesse de propagation dans le fluide imprégnant la roche [m/s]

V_{ma} = vitesse de propagation dans la matrice [m/s]

3.2. La présence d'argiles

Castagna (1985) a également proposé un ensemble de relations reliant les vitesses des ondes P et S à différents paramètres, tels que la porosité, l'argilosité et le rapport

des vitesses V_p/V_s . Ces lois empiriques ont été établies à partir de mesures de laboratoire effectuées sur des échantillons de grès et d'argiles.

$$V_s = 0.862 V_p - 1170$$

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

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

D'où :

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

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

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

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 :

- une diminution de la porosité
- une augmentation de la saturation

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

$$V_p = L (A z)^{1/6}$$

D'où :

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

L = facteur lithologique

A = âge de la formation [années]

z = profondeur [m]

3.4. L'anisotropie

Les vitesses sismiques présentent également une anisotropie dans les milieux stratifiés. En général, la vitesse longitudinale est supérieure de 10 à 15 % à la vitesse transversale.

3.5. V_s à partir des ondes de Stoneley

En acoustique il existe aussi une approximation (White 1983) qui permet d'obtenir la vitesse

des ondes S en fonction de la vitesse des ondes de Stoneley et des densités.

Pour une formation saturée en eau on obtient :

$$\frac{1}{V_s^2} = \frac{\rho}{\rho_f} \left(\frac{1}{V_{st}^2} - \frac{1}{V_f^2} \right)$$

D'où :

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

V_{st} = vitesse de l'onde de Stoneley [m/s]

V_f = vitesse du fluide [m/s]

ρ = densité de la formation

ρ_f = densité du fluide

3.6. Gamme de vitesses

On peut distinguer six grands groupes de roches en fonction des vitesses des ondes

P :

- Roches compactes : porosité < 3 %, sans fracturation ni altération.

Exemples : granites, gneiss, dolomites, calcaires massifs, marbres, quartzites, basaltes.

Vitesses : 4000 à 6000 m/s.

- Roches compactes fracturées : porosité totale comprise entre 3 et 10 %, peu ou pas d'altération.

Vitesses : 3000 à 4000 m/s.

- Roches poreuses non fracturées : porosité > 5 %, sans altération.

Exemples : calcaires, craies, grès.

Vitesses : 2500 à 4000 m/s.

- Roches poreuses fracturées : porosité > 8 %, peu ou pas d'altération.

Vitesses : 2000 à 3500 m/s.

- Roches altérées : vitesses très variables selon le degré d'altération, mais toujours inférieures à celles des roches saines correspondantes.

- Formations meubles : non consolidées ou fortement déconsolidées par une altération profonde (notamment dans les roches riches en feldspaths).

Exemples : graviers, sables, silts, tufs, moraines, altérites.

Vitesses : 300 à 2500 m/s.

Les formations aérées, où l'air circule dans les pores (vitesse ≈ 330 m/s), présentent des vitesses nettement plus faibles que les formations saturées en eau (vitesse ≈ 1500 m/s).

Avant de tirer des conclusions rapides à partir de l'estimation des vitesses sismiques dans les roches, il convient de garder à l'esprit quelques règles générales :

- La vitesse est globalement proportionnelle au degré de consolidation des roches.
- Dans les matériaux non consolidés, la vitesse augmente avec la saturation en eau.
- L'altération d'une roche réduite généralement sa vitesse.
- Les mesures de vitesse sont très sensibles au pendage des couches.

3.7. Exemples

Voici les vitesses des ondes P, S et les masses volumiques de divers types de terrains :

Tableau 6: Les vitesses des ondes P, S et les masses volumiques de divers types de terrains

Nature des terrains	Vitesse des ondes P [m/s]	Vitesse des ondes S [m/s]	Masse volumique [g/cm ³]
éboulis, terre végétale	300-700	100-300	1.7-2.4
sable sec	400-1200	100-500	1.5-1.7
sable humide	1500-4000	400-1200	1.9-2.1
argiles	1100-2500	200-800	2.0-2.4
marnes	2000-3000	750-1500	2.1-2.6
grès	3000-4500	1200-2800	2.1-2.4
calcaires	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7
craie	2300-2600	1100-1300	1.8-2.3
sel	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3
anhydrite	4000-5500	2200-3100	2.9-3.0
dolomie	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9
granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7
basalte	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1
charbon	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8
eau	1450-1500	-	1
glace	3400-3800	1700-1900	0.9
huile	1200-1250	-	0.6-0.9

Chapitre 5 : Méthodes d'exploration sismique

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 provoqué artificiellement se propagent 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, parfois coefficients d'absorptions.

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.

1- Technique 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 ou 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.).

1.1. Les sources d'énergie

Il existe de nombreux moyens d'émission utilisés en prospection sismique (explosifs ; camion de vibration (vibroiseis) (fig. 16). Pour les travaux à faible profondeur, on peut utiliser à la place des explosifs le choc d'un marteau sur une plaque posée sur le sol ou encore le fusil (cartouches à blanc). Les endroits où ont eu lieu les tirs sont appelés des points de tirs.



Figure 16: Vibroseis

1.2. Les récepteurs

Le mouvement du sol provoqué par le passage des ondes sismiques générées par l'explosion ou la chute du marteau, est perçu par des récepteurs que l'on appelle des géophones (fig. 17). Le géophone est un petit appareil qui traduit en tension électrique le mouvement du sol, surtout sa composante verticale (ondes P).

L'amplitude des oscillations de l'appareil est proportionnelle à celle des arrivées sismiques. La fréquence d'oscillation dépend essentiellement de l'instrument.

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.



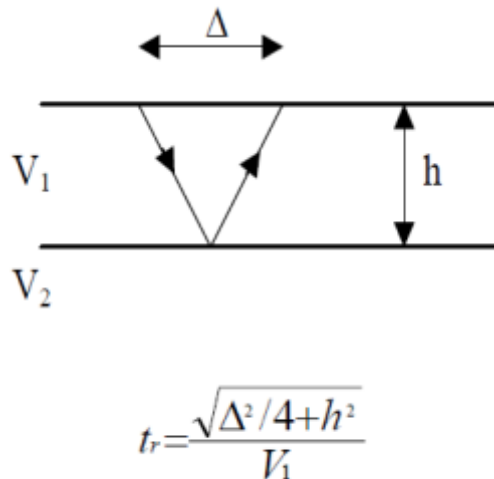
Figure 17: Géophone

2- La sismique réflexion

Largement employé 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.

Du fait de l'égalité entre les angles d'incidence et de réflexion, le parcours de l'onde réfléchie se divise en deux segments égaux et son temps d'arrivée a pour expression :



3- La sismique réflexion

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.

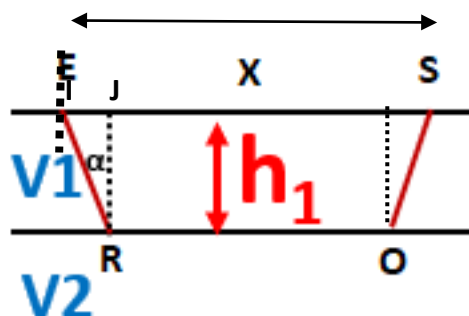
3.1. La sismique réflexion

On appelle sismique réflexion ce qui est en réalité la sismique des ondes coniques. Le schéma de principe rappelé en figure ci-dessous nous montre une situation où l'on reçoit les ondes à une distance de la source plus grande que la distance critique x . Nous allons examiner le problème direct dans lequel nous partons d'une géométrie imposée pour en déduire l'hodochrone correspondante.

3.1.1. Cas des couches parallèles

Cas de deux couches parallèles

Sur le schéma ci-dessous, le point de tir est en E le point de réception est en S. Le milieu est formé de couches successives d'épaisseur et de vitesse indexées h_1, V_1 pour la première, h_2, V_2 pour la deuxième, etc. La trajectoire sismique qui nous intéresse ici suit le trajet EROS.



Calculons le temps de parcours T1 le long du rai EROS :

$$T_1 = ER / V_1 + RO / V_2 + OS / V_1 = 2ER/V_1 + RO / V_2$$

$$= 2h_1 / V_1 \cos \alpha + RO/V_2$$

$$= 2h_1 / V_1 \cos \alpha + (x - 2 IJ) / V_2 (\tan \alpha = IJ / h_1 \rightarrow IJ = h_1 \tan \alpha)$$

$$= 2h_1 / V_1 \cos \alpha + x/V_2 - 2h_1 \tan \alpha / V_2$$

$$= x / V_2 + 2h_1 / V_1 \cos \alpha - 2h_1 \tan \alpha V_1 / V_2 V_1 \text{ sachant que } \sin \alpha = V_1 / V_2$$

$$\text{Alors } 2h_1 \tan \alpha V_1 / V_2 V_1 = 2h_1 \tan \alpha \sin \alpha / V_1 = 2h_1 \sin \alpha \sin \alpha / V_1 \cos \alpha$$

$$= 2h_1 \sin^2 \alpha / V_1 \cos \alpha$$

$$\text{Donc } T_1 = x / V_2 + 2h_1 / V_1 \cos \alpha - 2h_1 \sin^2 \alpha / V_1 \cos \alpha \text{ (on a } \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha = 1)$$

$$T_1 = x / V_2 + 2h_1 / V_1 \cos \alpha - 2h_1 (1 - \cos^2 \alpha) / V_1 \cos \alpha$$

$$T_1 = x / V_2 + 2h_1 / V_1 \cos \alpha - 2h_1 / V_1 \cos \alpha + 2h_1 \cos^2 \alpha / V_1 \cos \alpha$$

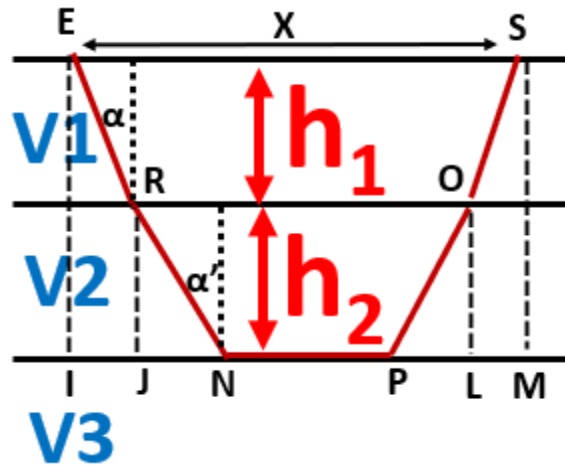
$$T_1 = x / V_2 + 2h_1 \cos^2 \alpha / V_1 \cos \alpha$$

$$T_1 = x / V_2 + 2h_1 \cos \alpha / V_1$$

Pour définir complètement une droite il faut deux paramètres. Dans le problème inverse que nous nous proposons de résoudre à partir de la connaissance d'une hodochrone, nous devons trouver à partir de la droite observée les trois paramètres h_1 , V_1 , V_2 . Le problème serait donc indéterminé si nous avions uniquement l'hodochrone.

Cas de trois couches parallèles

Dans le cas de trois couches parallèles le problème direct permet de calculer une nouvelle dromochronique dont la pente sera $1/V_3$. Le schéma précédent montre le trajet d'une rai de E en S. Il subit une première réfraction à l'interface 1-2 (angle i_1 - i_2) puis arrive en N et émerge en P sous l'angle limite correspondant à l'interface 2-3 (angle i_2 - i_3) (le schéma suivant). Un calcul semblable au précédent permet de calculer l'équation de l'hodochrone.



Calculons le temps de parcours T_2 le long du rai ERNPOS

$$T_2 = ER/V_1 + RN/V_2 + NP/V_3 + TP/V_2 + TS/V_1 = 2 ER/V_1 + 2 RN/V_2 + NP/V_3$$

$$ER = h_1 / \cos \alpha ; NP = X - 2 IJ - 2 JN$$

$$IJ = h_1 \cdot \tan \alpha ; JN = h_2 \cdot \tan \alpha' ; RN = h_2 / \cos \alpha'$$

$$NP = X - 2 h_1 \cdot \tan \alpha - 2 h_2 \cdot \tan \alpha'$$

$$T_2 = (X - 2 h_1 \cdot \tan \alpha - 2 h_2 \cdot \tan \alpha') / V_3 + 2 h_1 / V_1 \cos \alpha + 2 h_2 / V_2 \cos \alpha'$$

$$T_2 = X/V_3 + 2 h_1 / V_1 \cos \alpha - 2 h_1 \tan \alpha / V_3 + 2 h_2 / V_2 \cos \alpha' - 2 h_2 \tan \alpha' / V_3$$

$$T_2 = X/V_3 + 2 h_1 (1/V_1 \cos \alpha - \tan \alpha / V_3) + 2 h_2 (1/V_2 \cos \alpha' - \tan \alpha' / V_3)$$

$$\sin \alpha / V_1 = \sin \alpha' / V_2 \text{ donc } \sin \alpha / V_1 = V_2 / V_1 V_3 \text{ alors } \sin \alpha = V_1 / V_3 ; \text{ et } \sin \alpha' = V_2 / V_3, \sin^2 + \cos^2 = 1$$

$$\text{donc } T_2 = X/V_3 + 2 h_1 (1/V_1 \cos \alpha - \sin^2 \alpha / V_1 \cos \alpha) + 2 h_2 (1/V_2 \cos \alpha' - \sin^2 \alpha' / V_2 \cos \alpha')$$

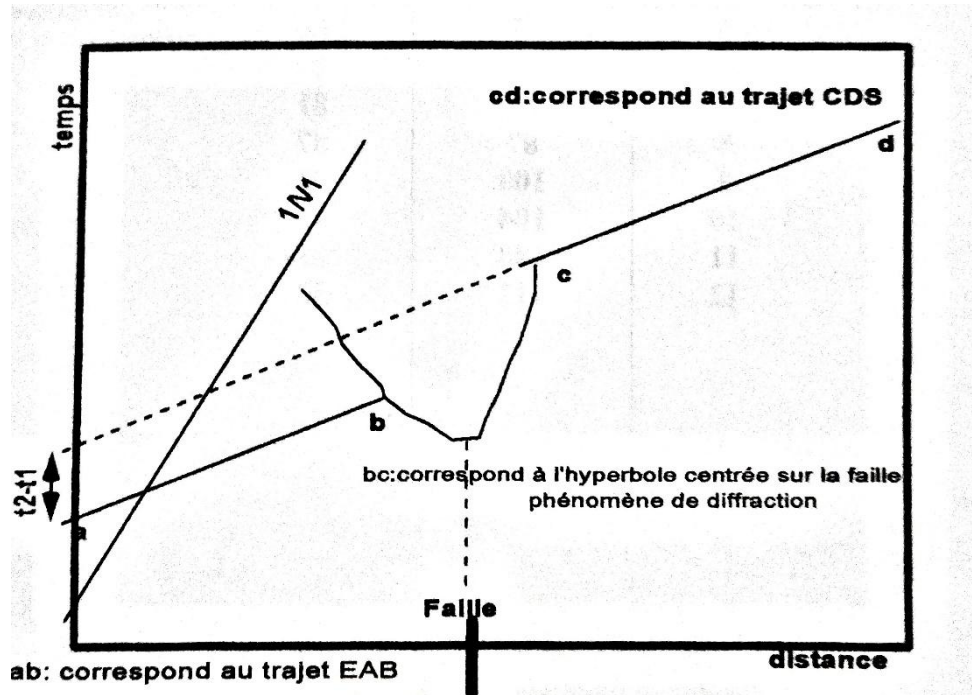
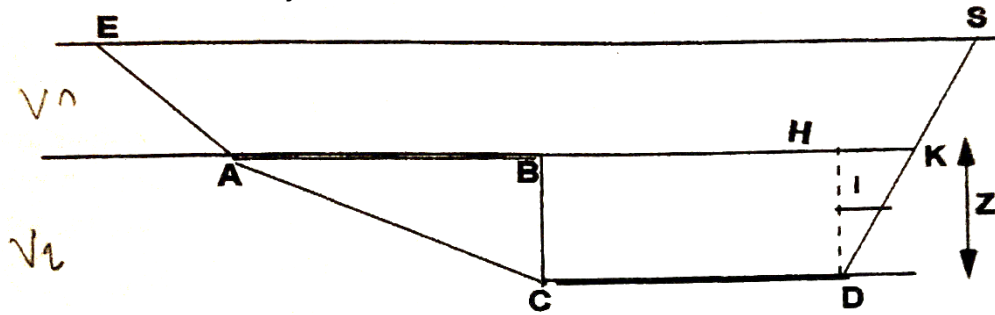
$$T_2 = X/V_3 + 2 h_1 (1 - \sin^2 \alpha / V_1 \cos \alpha) + 2 h_2 (1 - \sin^2 \alpha' / V_2 \cos \alpha')$$

$$T_2 = X/V_3 + 2 h_1 \cos \alpha / V_1 + 2 h_2 \cos \alpha' / V_2$$

3.1.2. Cas d'une faille

En sismique réflexion, la présence d'une faille peut être mise en évidence par une discontinuité des vitesses sismiques et un décalage dans l'arrivée des temps. L'étude des trajets des ondes réfractées permet non seulement d'identifier l'existence de cette discontinuité, mais aussi d'estimer le rejet vertical de la faille. Ce calcul repose sur la comparaison des courbes temps-distance obtenues de part et d'autre de la faille, en tenant compte des vitesses des couches traversées et de la géométrie du milieu.

Déterminons le rejet de la faille :



On a $\sin I = V_1/V_2$ et $\sin^2 I + \cos^2 I = 1$

$$t_2 - t_1 = DK / V_1 - Hk / V_2$$

$$= Z / V_1 \cos I - Z \tan I / V_2 \quad (\tan I = \sin I / \cos I)$$

$$= Z / V_1 \cos I (1 - \sin I V_1 / V_2)$$

$$= z / V_1 \cos I (1 - \sin^2 I) = Z \cos I / V_1$$

$$t_2 - t_1 = Z \cos I / V_1$$

$$Z = (t_2 - t_1) V_1 / \cos I$$

4- La méthode sismique en mer :

Le principe reste exactement le même qu'en sismique terrestre, si ce n'est que les ondes de cisaillement ne se propagent pas dans la colonne d'eau, mais se forment quand les ondes atteignent le fond. On ne parle plus ici de géophones mais d'hydrophones qui sont généralement assemblés en flûtes (Fig. 18), qui peuvent mesurer jusqu'à quelques milliers de mètres.

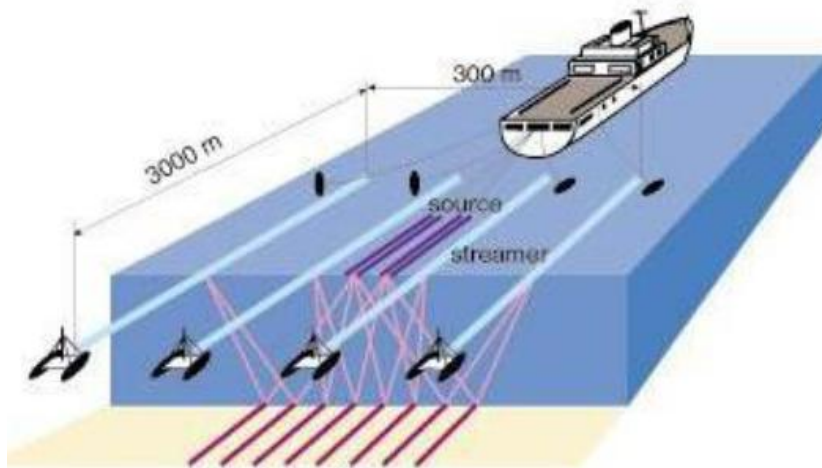


Figure 18: Navire trainant plusieurs flûtes d'hydrophone (Mari J.L et al 1998)

De nouveaux types de bruits entrent en jeu : la houle, le bruit du moteur du navire, les appareils à bord, etc... qui sont autant de facteurs venant parasiter le signal. C'est pourquoi le traitement du signal prend ici une importance encore plus grande qu'à terre. L'assemblage des sources dépend de la profondeur d'investigation et de la résolution désirée, donc du domaine d'application.

5- Domaines d'applications :

- Prospection pétrolière.
- Repérages de la profondeur du substratum rocheux.
- Détection de la compacité des terrains.

Avantages :

- Etude fine des structures à toutes les échelles.
- Bonne résolution verticale et horizontale.
- Souplesse des dispositifs.

Limites :

- Interprétation délicate et coût du matériel élevé.

- Peu efficace en cas de recherche de structures verticales.
- Emploi de sources qui peuvent dégrader l'environnement (explosifs).

Références

- Chapellier, D. 2000. "Prospection Électrique de Surface." *cours oneline de géophysique de l'Université de* http://etienne.dal.free.fr/Bioforce/CD-ROM/doc/TESSI/Geophysique/Extra/prospection_electrique_surface.pdf.
- Chapellier, Dominique. "Diagraphies Acquifères." *Cours online de géophysique, Université de Lausanne, Institut Français du Pétrole*: 127.
- Dubois, Jacques. et Michel Diamont. *Géophysique*. Dunod. 3^{édition}. 2005
- Géoïde, Le. "Introduction Aux Méthodes Géophysiques."
- Principes, I. "Résumé de Cours Gravimétrie I - Introduction II - L ' Anomalie de Bouguer II - 1 - Principe de l ' Anomalie de Bouguer."
- Uca, Fssm, Licence Fondamentale, Physique Appliqu, and Aux Sciences. 2018. "Resistivite Electrique 1." : 1–48.
- Hamlaoui Mahmoud, La méthode sismique (réflexion & réfraction). Université de Ferhat Abbas Sétif. Institut d'architectur et des sciences de la terre.
- Riadh Ahmadi, Les méthodes de prospection électrique. 2021. Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax.
- Dominique Chapellier & Jean-Luc Mari. Principe de base. Cours en ligne de géophysique. Université de Lausanne. Institut Français de Pétrole.