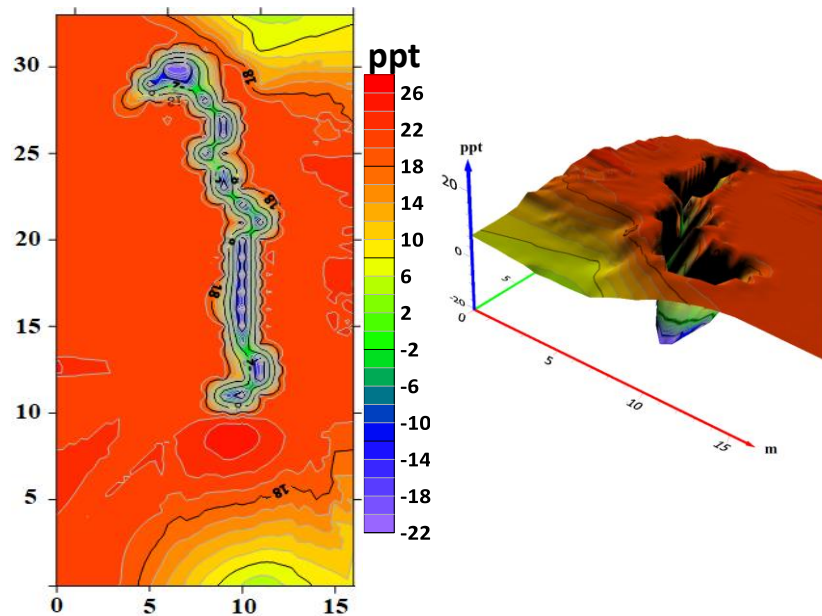


Master Génie Côtier

Support de cours

Module : Géophysique côtière et marine appliquée (S1)



2026 -2027

Prof. TAHER Morad

m.taher@uae.ac.ma

Avant-propos

Ce support de cours est destiné aux étudiants du Master Génie Côtier dans le cadre de leur formation en Géophysique côtière et marine appliquée. Il a pour objectif de présenter de manière claire et progressive les principales méthodes utilisées dans ce domaine.

Le support de cours est structuré en six chapitres : Introduction à la géophysique, La résistivité électrique des roches, Prospection électrique, Sismique réfraction, Gravimétrie et Méthode électromagnétique basse fréquence.

Afin de compléter l'approche théorique, des travaux pratiques sont programmés pour chaque méthode géophysique, permettant aux étudiants d'acquérir une meilleure maîtrise des outils et des techniques abordés.

Il est possible que certaines fautes ou imprécisions se soient glissées dans ce support. Je prie donc les étudiants qui en relèveraient de bien vouloir me les signaler par courriel, à l'adresse indiquée sur la page de garde, afin d'améliorer la qualité de ce document pour les prochaines éditions.

Table des matières

Chapitre 1 : Introduction à la géophysique	7
1- Introduction générale	7
2- Les méthodes géophysiques	8
3- Les méthodes passives	9
4- Les méthodes actives	9
5- Les applications au domaine marin	10
Chapitre 2 : Les méthodes de prospection électrique	14
1- Introduction	14
2- Différents types de mesures	15
2.1. Méthodes actives	15
2.2. Méthode passive	15
3- Paramètres mesurés	16
3.1. Résistivité apparente (en ohm.mètre)	16
3.2. Chargeabilité (en millivolt par volt ou en milliseconde)	16
3.3. Potentiel spontané (en millivolt)	16
4- Informations préalables nécessaires	16
5- Mise en œuvre	17
5.1. Mise en œuvre des méthodes actives	17
5.1.1 Type d'acquisition	18
5.2. Mise en œuvre de la méthode passive	27
5.2.1. Type d'acquisition de la méthode passive	28
5.3. Choix du matériel	29
5.3.1. Méthodes actives	30
5.3.2. Méthode passive	30
6- Interprétation des sondages électriques par les abaques	31
6.1. Cas deux couches homogènes et isotopes	31
6.2. Cas trois couches	34
Chapitre 3 : La sismique réfraction	39
1- Introduction générale	39
2- Informations préalables nécessaires	42
3- Mise en œuvre	42
3.1. Longueur du dispositif	44
3.2. Choix de la distance des tirs « offset »	45
3.3. Relevé topographique	45
3.4. Gestion du temps zéro	45

3.5. Sources	45
4- Choix du matériel	47
4.1. Géophones	47
4.2. Flûtes sismiques	47
4.3. Enregistreurs	47
Chapitre 4 : La gravimétrie	49
1- Introduction	49
1.1. Définitions et Principe :	49
1.2. Domaines d'applications :	50
2- Anomalie de Bouguer	50
2.1. Correction d'altitude (= la correction à l'air libre)	51
2.2. La correction de plateau (ou de Bouguer)	52
2.3. La correction de relief ou le terrain (T)	53
3- Les instruments	53
4- La gravimétrie en mer	55
4.1. La gravimétrie à la surface :	55
4.2. La gravimétrie au fond :	56
Chapitre 5 : Méthode électromagnétique basse fréquence	58
1- Principe de la méthode électromagnétique basse fréquence	58
2- Méthode Slingram	59
3- Informations préalables nécessaires	60
4- Mise en œuvre	60
5- Choix du matériel	63

Liste des figures

Figure 1: Méthode d'acquisition géophysique en milieu marin © BRGM - Dumkit.....	11
Figure 2: Schéma de prospection géophysique offshore (©Connaissance des Énergies)	11
Figure 3: La détection d'une épave dans la baie de Nekor © M. Taher	12
Figure 4: Schéma en coupe du principe de la prospection électrique. La ligne horizontale noire représente la surface du sol. (D'après Fauchard et Mériaux, 2004).	15
Figure 5: Équipement utilisé pour la prospection électrique	17
Figure 6: Principe du sondage électrique (écartement progressif des électrodes en gardant le dispositif centré sur un point)	18
Figure 7: Exemple de mesures et d'interprétation géophysique pour un sondage électrique. Les mesures (12 points) ont été obtenues grâce à un écartement croissant entre les électrodes avec un dispositif de type Wenner. La courbe représente le modèle calculé qui se rapproche le plus des mesures (croix). Ce modèle sert ensuite de base au calcul des épaisseurs et des résistivités électriques par résolution du problème inverse à partir de l'hypothèse d'un milieu à trois couches. On obtient alors un modèle géo-environnemental du terrain (d'après Guérin, 2004) .	19
Figure 8: Principe du trainé électrique (déplacement du dispositif le long d'un profil en gardant un écartement constant entre les électrodes)	20
Figure 9: Principe d'investigation d'une zone par trainée électrique en utilisant le dispositif Wenner (Riadh Ahmadi 2020).....	20
Figure 10: Modèle à un terrain homogène	22
Figure 11: Modèle à deux terrains	23
Figure 12: Modèle à deux terrains (Cas 2)	24
Figure 13: Modèle de sillon résistant	25
Figure 14: Principe de la prise de mesure d'une tomographie électrique : association du sondage et du trainé électrique.	26
Figure 15: Exemple d'une tomographie des résistivités électriques sans interpolation et de la même tomographie des résistivités électriques interpolée (Guérin, non publié).....	27
Figure 16: Anomalie de potentiel spontané générée par la présence d'une fuite de courant alternatif dans l'enveloppe d'un pipeline métallique (d'après Naudet, 2004).....	28
Figure 17: Carte et profil nord-sud du potentiel spontané de la décharge d'Entressen (d'après Naudet et al., 2003).	29
Figure 18: À gauche : matériel associé aux méthodes actives. À droite : matériel associé à la méthode passive (Naudet, 2004).	30
Figure 19: Sondage électrique pour un milieu de deux couches	31
Figure 20: Utilisation de l'abaque pour deux terrains superposés horizontalement	32
Figure 21: Abaque CH1	33
Figure 22: Les quatre cas possibles d'un sondage sur trois terrains	34
Figure 23: Exemple de sondages à trois terrains	36
Figure 24: Schéma de principe de la propagation des ondes mécaniques. V1 et V2 (en m/s) sont respectivement les vitesses du premier terrain et du terrain sous-jacent.....	39
Figure 25: a) Sismogramme brut (image réelle et schéma qualitatif). b) Dromochronique (image réelle et schéma qualitatif).	40
Figure 26: Répartition des vitesses sismiques imagée par tomographie sismique pour la délimitation d'une décharge	41
Figure 27: : Dispositif d'acquisition minimal. En rouge, les 5 tirs minimum pour une interprétation simple à partir d'un hodochrone ou par la méthode du plus-minus et en bleu, les	

tirs supplémentaires pour la résolution du problème inverse et la réalisation d'une tomographie des vitesses sismiques (d'après Magnin et Bertrand, 2005).	43
Figure 28: Géophone à gauche, ordinateur et enregistreur à droite.	48
Figure 29: Illustration de la correction d'altitude. (CHOUTEAU M., 1999).....	52
Figure 30: Illustration de la correction de plateau	52
Figure 31: Correction de relief.....	53
Figure 32: Schéma d'un gravimètre à pendule et simplification. (CHOUTEAU M., 1999).....	54
Figure 33: Schéma d'un gravimètre à ressort. (CHOUTEAU M., 1999).....	55
Figure 34: Gravimètre marin (Thomson Marconi Sonar)	56
Figure 35: Altimétrie par satellite (AVISO, 2006)	57
Figure 36: Principe de la méthode électromagnétique basse fréquence.	58
Figure 37: Dispositifs électromagnétiques basse fréquence en champ proche.	62

Liste des tableaux

Tableau 5: Puissance indicative des sources sismiques type chute de poids (d'après Magnin et Bertrand, 2005).	47
Tableau 6: Paramètres d'appareils dipolaires basses fréquences.....	63

Chapitre 1 : Introduction à la géophysique

1- Introduction générale

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.

2- 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.

3- 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.

4- 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.

5- Les applications au domaine marin

Le milieu marin est un milieu beaucoup plus contraignant que le milieu continental en ce qui concerne les relevés effectués sur le terrain. En effet, la mise en œuvre et la préparation de tels travaux doit être bien plus rigoureuse en mer que sur terre, car une fois la campagne commencée, le bateau peut se retrouver isolé de toute intervention extérieure. Le matériel nécessaire est donc à la fois plus important et aussi plus spécifique (il doit pouvoir être confronté à des problèmes d'étanchéité et de corrosion).

De plus, les opérateurs sont également soumis à des contraintes supplémentaires : les missions en mer peuvent être longues, ininterrompues et inconfortables, les conditions météorologiques jouent également un rôle beaucoup plus important que sur le continent, l'adaptabilité et la polyvalence des opérateurs en mer doit donc être optimale.

Pour toutes ces raisons, les méthodes utilisées en géophysique marine sont moins nombreuses qu'en géophysique "terrestre".

1. Exploration et cartographie du fond marin

- Utilisation du sonar multifaisceaux pour établir la bathymétrie (relief du fond).
- Détection de structures géologiques : failles, volcans sous-marins, dorsales océaniques.

- Cartographie des sédiments et roches du sous-sol marin.

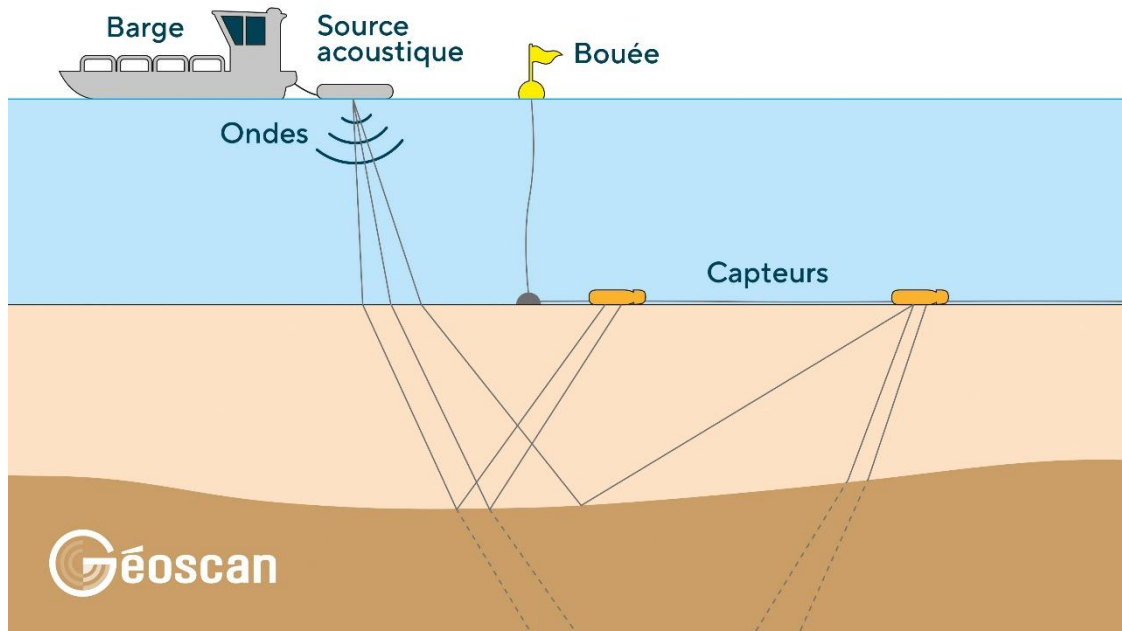


Figure 1: Méthode d'acquisition géophysique en milieu marin © BRGM - Dumkit

2. Prospection des ressources naturelles

- Pétrole et gaz offshore : méthodes sismiques pour localiser les réservoirs.
- Minéraux sous-marins (nodules polymétalliques, sulfures hydrothermaux, terres rares).
- Évaluation du potentiel géothermique dans certaines zones.

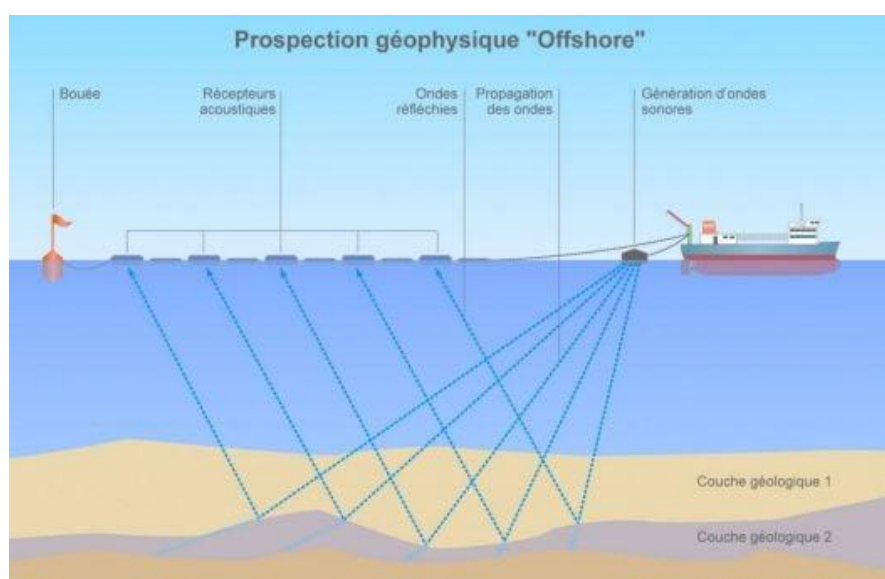
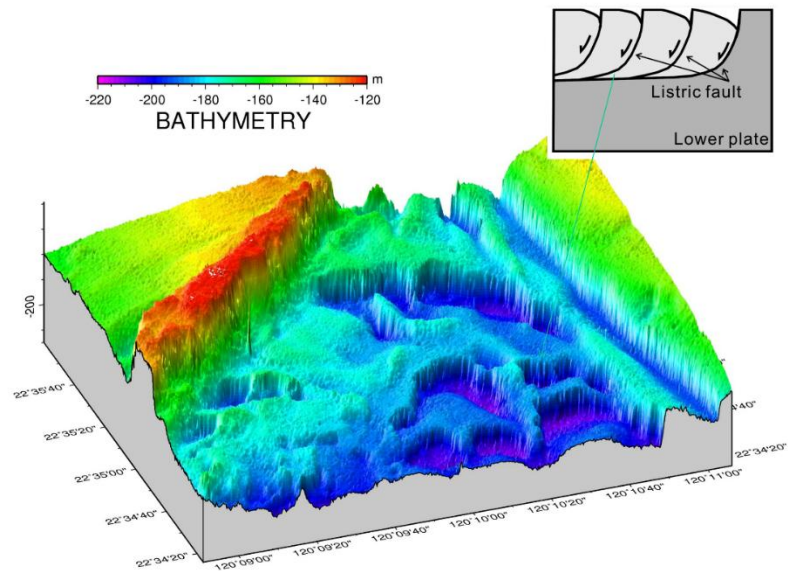


Figure 2: Schéma de prospection géophysique offshore
(©Connaissance des Énergies)

4. Risques géologiques et naturels

- Surveillance des séismes sous-marins et des tsunamis.
- Étude des glissements sous-marins pouvant provoquer des vagues géantes.
- Détection des failles actives et suivi de la tectonique des plaques.



5. Archéologie et patrimoine sous-marin

- Localisation d'épaves et de vestiges engloutis.
- Imagerie géophysique pour fouilles marines non destructives.

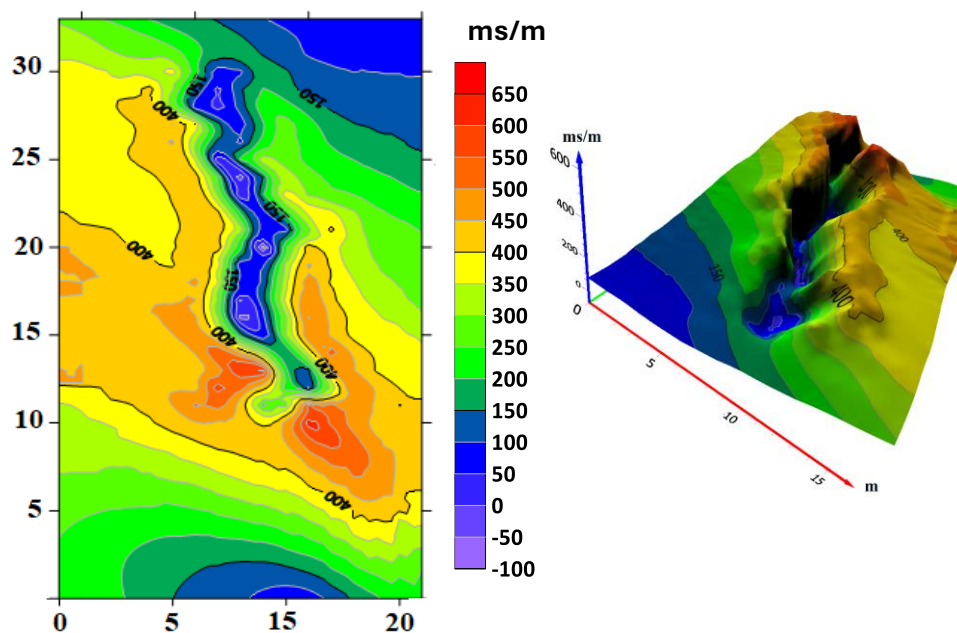
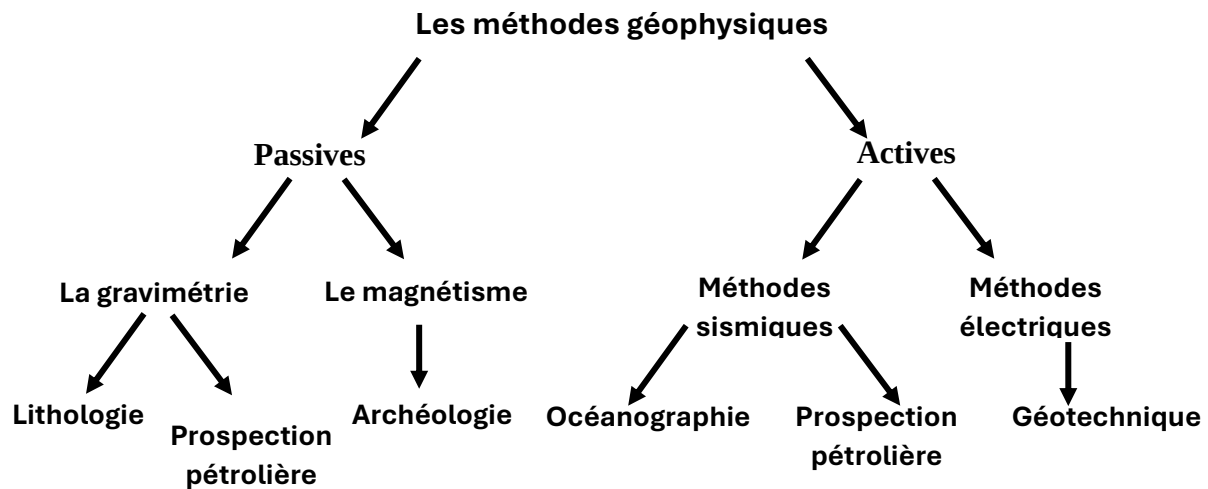


Figure 3: La détection d'une épave dans la baie de Nekor © M. Taher



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 : Les méthodes de prospection électrique

1- Introduction

L'objectif principal de la méthode électrique est de déterminer la répartition des résistivités dans le sous-sol. Ces méthodes reposent sur l'étude de la propagation du courant électrique dans les formations souterraines. Comme chaque type de roche présente généralement une résistivité spécifique, il devient possible de différencier électriquement les structures du sous-sol.

Ainsi, depuis la surface, on peut mettre en évidence des anomalies de résistivité permettant de localiser, par exemple, des cavités karstiques ou des vestiges archéologiques enfouis.

L'utilisation de la résistivité comme paramètre de mesure, introduite en 1912 par les frères Schlumberger, est aujourd'hui largement répandue, notamment dans les applications de génie civil.

Les valeurs typiques de résistivité sont :

- de 1 à quelques dizaines d' $\Omega \cdot m$ pour les argiles et marnes,
- d'une dizaine à quelques centaines d' $\Omega \cdot m$ pour les sables et grès marneux,
- de quelques centaines à plusieurs milliers d' $\Omega \cdot m$ pour les calcaires et les roches éruptives.

La relation entre la résistivité et le faciès géologique revêt une importance pratique majeure. Certains faciès, comme les argiles, conservent quasiment la même résistivité sur plusieurs centaines de kilomètres. Toutefois, la plupart des formations présentent des variations de résistivité, qui peuvent évoluer progressivement au sein d'une même unité, en particulier dans les dépôts quaternaires.

Il convient également de rappeler que les résistivités mesurées en prospection représentent des valeurs moyennes intégrées sur de grands volumes de terrain. Plus la profondeur étudiée est importante, plus cette moyenne concerne un volume étendu.

Principe

La méthode électrique en courant continu mesure l'impact d'un massif de sol sur le passage d'un courant électrique.

2- Différents types de mesures

2.1. Méthodes actives

Dans cette méthode, deux paires d'électrodes sont implantées dans le sol : l'une (AB, fig. 1) sert à injecter le courant, tandis que l'autre (MN, fig. 4) permet de mesurer la différence de potentiel. Deux modes de mesure principaux existent :

- Le premier consiste à déterminer la résistivité électrique apparente à partir de la différence de potentiel entre les électrodes M et N. Ce paramètre caractérise la capacité du sol à s'opposer au passage du courant électrique. Il s'agit de la méthode de résistivité électrique, la plus couramment utilisée.
- Le second repose sur l'observation de l'évolution de la réponse électrique dans le temps, après l'arrêt de l'injection du courant (phénomène de décharge). Cette approche correspond à la méthode de polarisation provoquée temporelle.

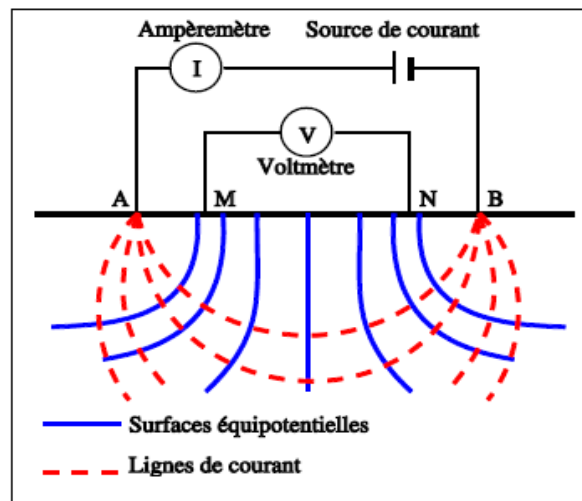


Figure 4: Schéma en coupe du principe de la prospection électrique. La ligne horizontale noire représente la surface du sol. (D'après Fauchard et Mériaux, 2004).

2.2. Méthode passive

Cette méthode consiste à mesurer directement, dans le sous-sol, les différences de potentiel électrique qui existent naturellement. Ces courants peuvent être produits par la circulation de fluides, des phénomènes de corrosion ou encore l'activité bactérienne.

Elle ne nécessite que deux électrodes et aucune injection de courant. On l'appelle la méthode du potentiel spontané.

3- Paramètres mesurés

3.1. Résistivité apparente (en ohm.mètre)

La résistivité apparente est la valeur mesurée à la surface, qui représente une moyenne des résistivités du sous-sol. Elle dépend de l'hétérogénéité du terrain et de la profondeur sondée. On peut reconstituer la résistivité réelle par des calculs appelés inversion.

3.2. Chargeabilité (en millivolt par volt ou en milliseconde)

La chargeabilité mesure la capacité du sol à se polariser et à conserver une charge électrique après l'arrêt du courant. Elle complète les mesures de résistivité en donnant des informations sur la présence d'argiles, la porosité ou les fractures, et permet de détecter des objets conducteurs invisibles à la résistivité. Elle peut aussi différencier les argiles de la nappe phréatique. Cette mesure est réalisée avec des électrodes spéciales lors de la même acquisition que la résistivité.

3.3. Potentiel spontané (en millivolt)

Le potentiel spontané mesure les différences de potentiel naturelles dans le sol. Il sert surtout à détecter les écoulements de fluides et les réactions d'oxydo-réduction, ce qui permet par exemple de repérer des objets métalliques corrodés.

4- Informations préalables nécessaires

Avant de réaliser une prospection électrique, certaines informations sont nécessaires :

- **Objectif de l'étude** : définir ce que l'on cherche à détecter.
- **Caractéristiques de la ou des cibles** : nature, taille et profondeur estimées.
- **Contexte géologique et hydrogéologique** : nappes phréatiques, formations géologiques, pendage et orientation des structures, données de sondages disponibles.
- **Environnement du site** : accessibilité, type de sol et couverture (bâtiments, routes, cultures, bois...), infrastructures aériennes ou enterrées (réseaux, canalisations, clôtures métalliques, béton armé...), géomembranes ou

systèmes de drainage, activités industrielles ou humaines à proximité, structure thermique du sol (chaleur produite par réactions chimiques).

- **Topographie et documents disponibles** : cartes et plans du site.
- **Sécurité** : risques pour les personnes lors de la prospection (explosifs, implantation des électrodes, état des bâtiments, chutes, produits chimiques).

5- Mise en œuvre

Toute campagne de prospection électrique nécessite au minimum un superviseur géophysicien et un opérateur qualifié, quel que soit le type de méthode utilisé.

Les mesures impliquent le levé des profils et des points de mesure (ou points de sondage) dans les systèmes de coordonnées nationaux. Tous les éléments pouvant perturber les mesures (lignes électriques, clôtures, etc.) doivent être notés et localisés avec précision sur une carte.

5.1. Mise en œuvre des méthodes actives

La réalisation d'une campagne de prospection électrique en méthode active nécessite (fig. 5):

- une source d'énergie électrique (typiquement une batterie),
- un résistivimètre (incluant un générateur de courant continu),
- un ensemble d'électrodes (typiquement 96 électrodes avec un appareillage multi-électrodes pour une tomographie ou un sondage) et les câbles les reliant à l'appareil de mesure.



Figure 5: Équipement utilisé pour la prospection électrique

5.1.1 Type d'acquisition

5.1.1.1. Sondage électrique

En écartant progressivement les électrodes, on explore des couches de plus en plus profondes, ce qui permet de réaliser un sondage électrique visant à déterminer la répartition verticale des résistivités apparentes [$\rho = f(z)$]. Il faut toutefois garder à l'esprit que la mesure représente une moyenne sur un volume et que sa sensibilité diminue avec la profondeur. Cette méthode suppose que le sous-sol est constitué de couches horizontales homogènes, sans tenir compte des variations latérales de résistivité (fig. 6).

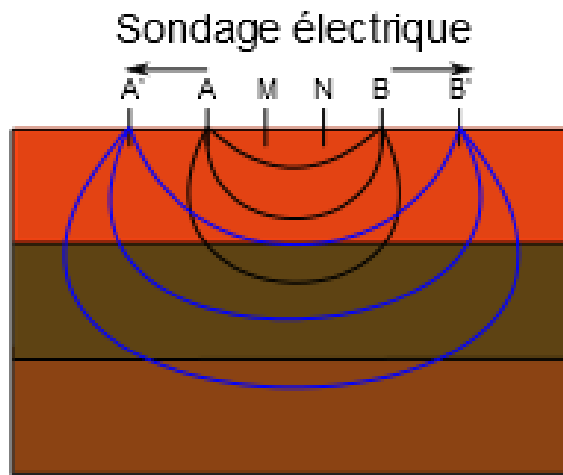


Figure 6: Principe du sondage électrique (écartement progressif des électrodes en gardant le dispositif centré sur un point)

La mise en œuvre se déroule en plusieurs étapes (fig. 7). Tout d'abord, les mesures de résistivité apparente sont effectuées en écartant progressivement les électrodes, puis reportées sur un diagramme bilogarithmique en fonction de la longueur AB (ou de la demi-longueur). Ce diagramme seul n'est pas directement exploitable.

La deuxième étape consiste à résoudre un problème inverse : on cherche à estimer un modèle 1D de résistivités qui reproduise au mieux les valeurs mesurées (courbe noire sur la figure 7). Un paramètre clé est le nombre de couches supposées, information « a priori » qui limite la variabilité des solutions possibles.

Pour des terrains simples composés de deux ou trois couches, il est parfois possible de se passer de cette étape numérique et d'estimer les propriétés des couches en comparant les mesures à des abaques, méthode traditionnelle nécessitant un certain savoir-faire.

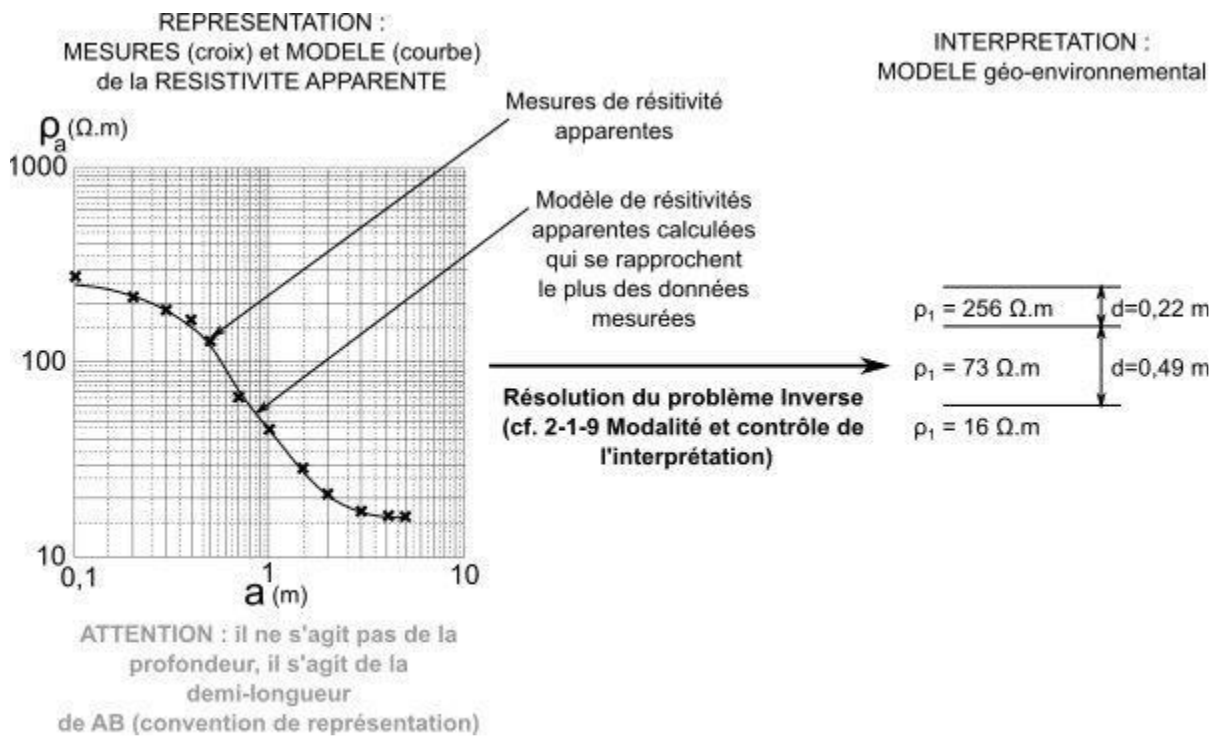


Figure 7: Exemple de mesures et d'interprétation géophysique pour un sondage électrique. Les mesures (12 points) ont été obtenues grâce à un écartement croissant entre les électrodes avec un dispositif de type Wenner. La courbe représente le modèle calculé qui se rapproche le plus des mesures (croix). Ce modèle sert ensuite de base au calcul des épaisseurs et des résistivités électriques par résolution du problème inverse à partir de l'hypothèse d'un milieu à trois couches. On obtient alors un modèle géo-environnemental du terrain (d'après Guérin, 2004)

Dispositif Schlumberger

Il s'agit d'un dispositif symétrique dont A, M, N et B sont alignées, O représente le centre de symétrie (Fig. 6).

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

5.1.1.2. Traîné électrique (profil et carte)

En déplaçant progressivement un quadripôle le long d'un profil, tout en conservant sa géométrie, on réalise un traîné électrique (fig. 8) qui permet d'estimer la répartition de la résistivité apparente en fonction de la position [$\rho = f(x)$], sur une profondeur d'investigation relativement constante.

En multipliant ces traînées sur une surface et après interpolation (fig. 9), on obtient une carte de la résistivité apparente. En répétant l'opération avec un quadripôle plus long

(espacement plus grand entre les électrodes), on peut explorer des couches plus profondes.

Des dispositifs spécialisés, comme le type ARP®, utilisent des électrodes fixées sur roues pour faciliter le déplacement et augmenter le rendement des mesures. La profondeur explorée dépend de la taille du quadripôle utilisé.

Trainé électrique (profil électrique)

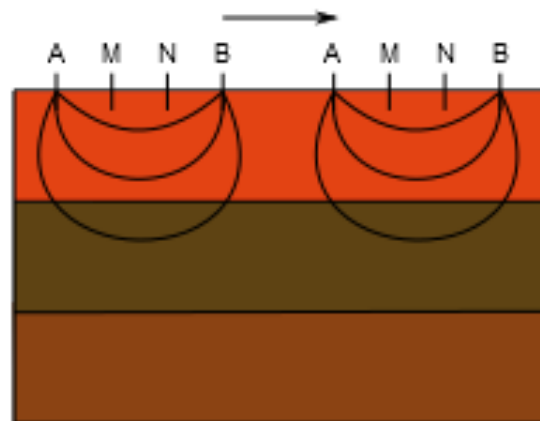


Figure 8: Principe du trainé électrique (déplacement du dispositif le long d'un profil en gardant un écartement constant entre les électrodes)

Ces cartes montrent la répartition horizontale des résistivités apparentes. Le traîné électrique présente l'avantage de rester efficace même dans des environnements perturbés, contrairement aux méthodes électromagnétiques. Contrairement au sondage ou à la tomographie, il n'y a pas de problème inverse à résoudre. Il faut garder à l'esprit que ces cartes reflètent uniquement la résistivité apparente et non la résistivité réelle des matériaux.

Le dispositif le mieux utilisé en traîné électrique est celui de **Wenner**.

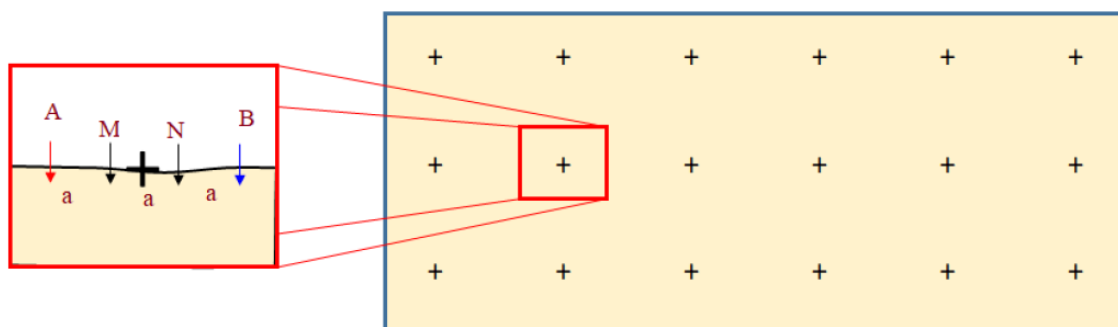


Figure 9: Principe d'investigation d'une zone par traînée électrique en utilisant le dispositif Wenner (Riadh Ahmadi 2020)

Les modèles présentés dans les pages suivantes sont une simulation informatique du champ électrique dans le sous-sol. Ils nous permettent d'observer la répartition du champ électrique (et donc des filets de courant) dans différentes situations (terrains homogènes et hétérogènes).

Modèle à un terrain homogène

Exemple géologique:

Molasse burdigalienne (OMM), banc de grès homogène ($\rho = 120 \Omega \cdot m$).

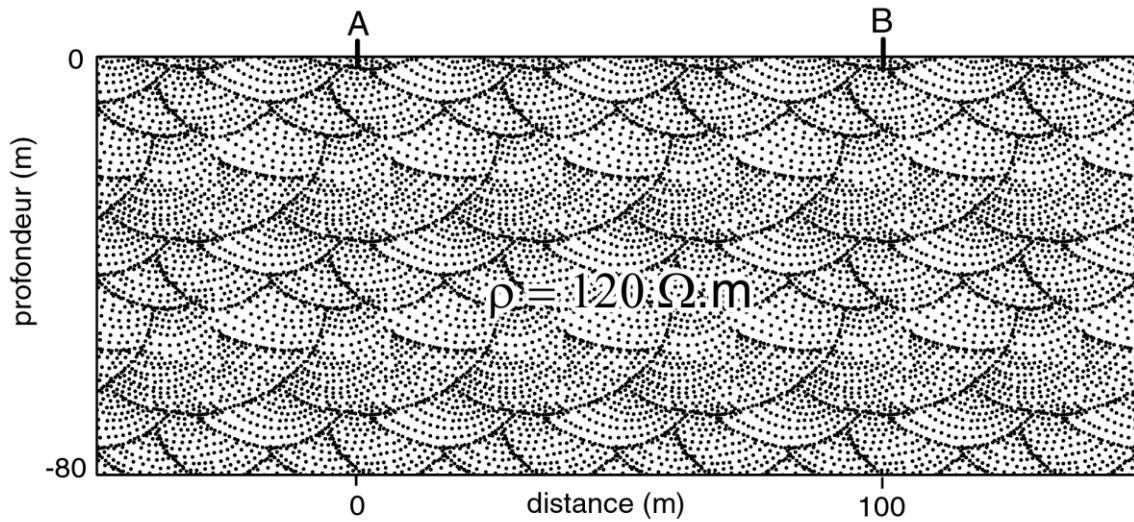


Figure A: modèle

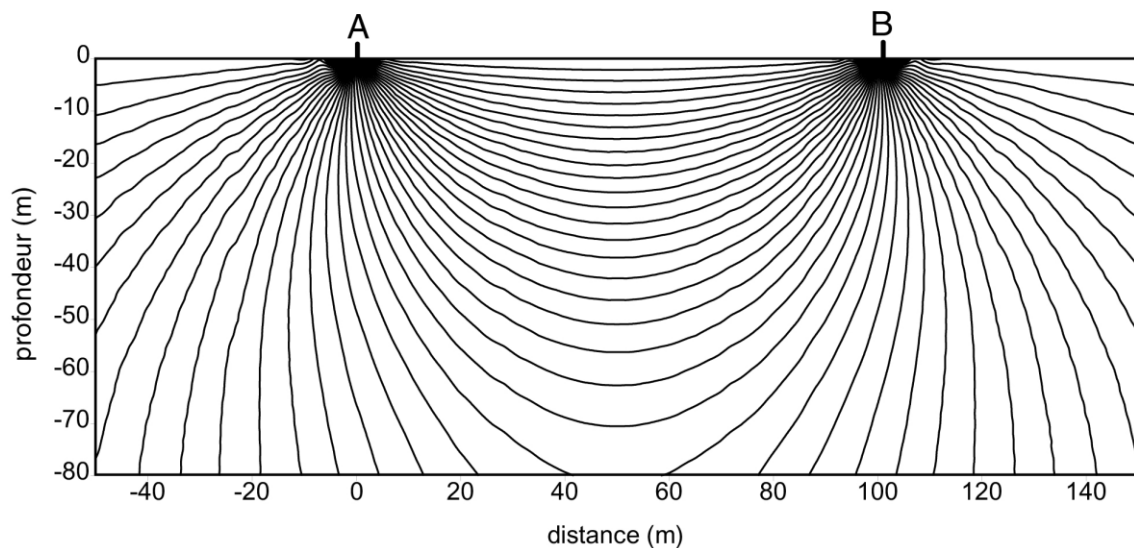


Figure B: champ électrique

La répartition du courant électrique se fait de manière homogène dans le sous-sol entre les électrodes A et B.

Figure 10: Modèle à un terrain homogène

Modèle à deux terrains, $\rho_2 > \rho_1$

Exemple géologique:

Molasse d'eau douce (USM): passage d'un banc grés-marneux ($\rho_1 = 30 \Omega.m$) à un banc gréseux désaturé ($\rho_2 = 200 \Omega.m$).

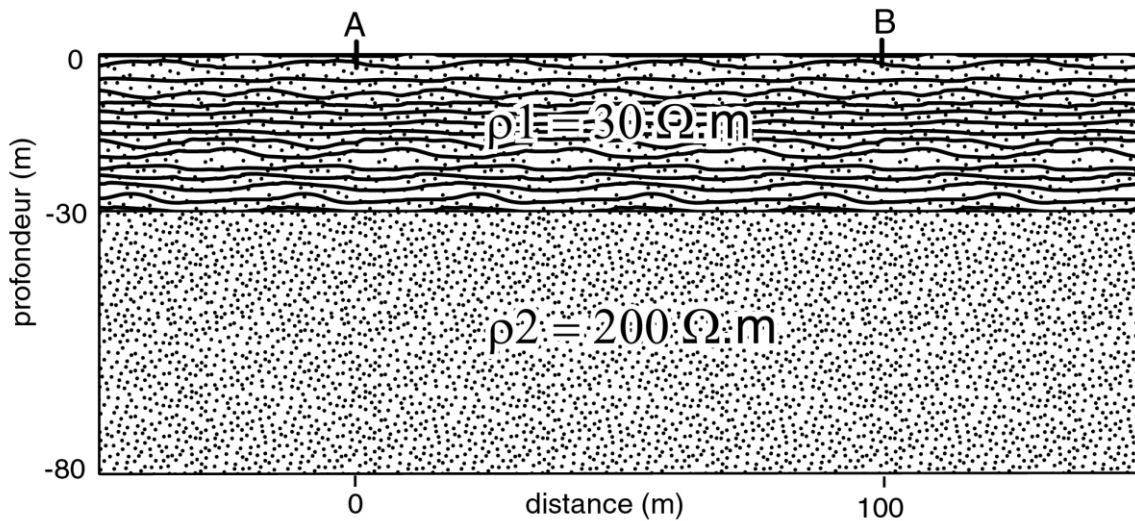


Figure A: modèle

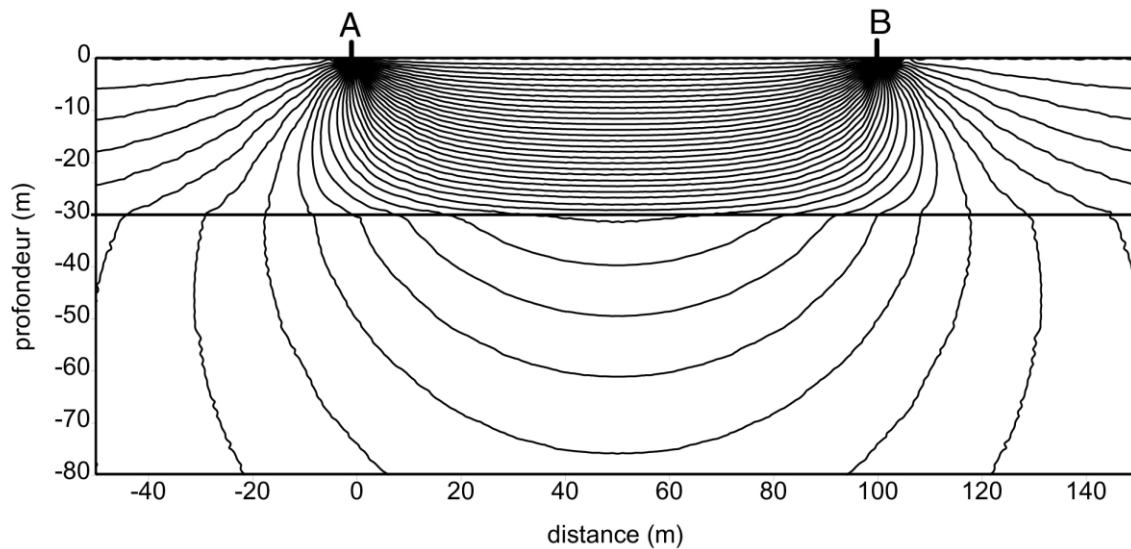


Figure B: champ électrique

Le courant se concentre dans le premier terrain de faible résistivité $\rho_1 = 30 \Omega.m$.

Figure 11: Modèle à deux terrains

Modèle à deux terrains, $\rho_1 > \rho_2$

Exemple géologique:

Terrain 1: graviers homogènes partiellement saturés ($\rho_1 = 200 \Omega.m$)

Terrain 2: molasse chattienne ($\rho_2 = 30 \Omega.m$)

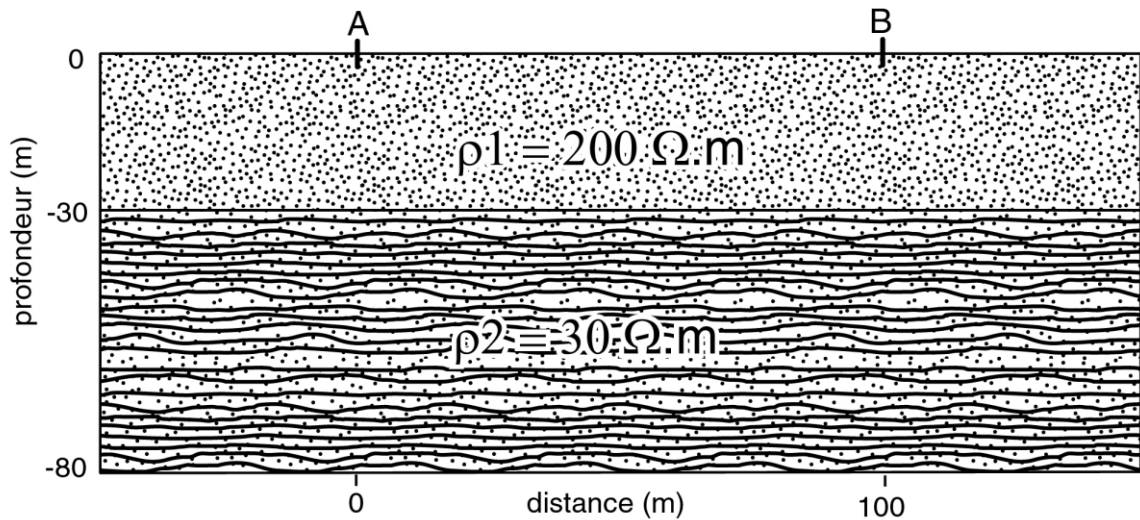


Figure A: modèle

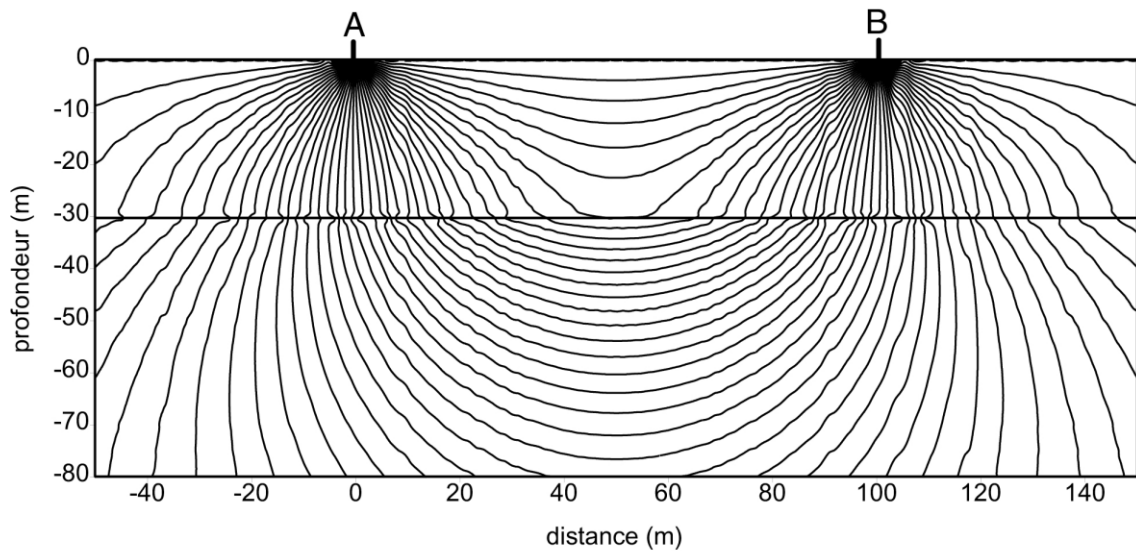


Figure B: champ électrique

Le courant se concentre dans le second terrain de faible résistivité $\rho_2 = 30 \text{ ohm.m}$

Figure 12: Modèle à deux terrains (Cas 2)

Modèle de sillon résistant

Exemple géologique:

Terrain 1: moraine ($\rho_1 = 60 \Omega.m$)

Terrain 2: molasse chattienne ($\rho_2 = 30 \Omega.m$)

Terrain 3: graviers désaturés ($\rho_3 = 400 \Omega.m$)

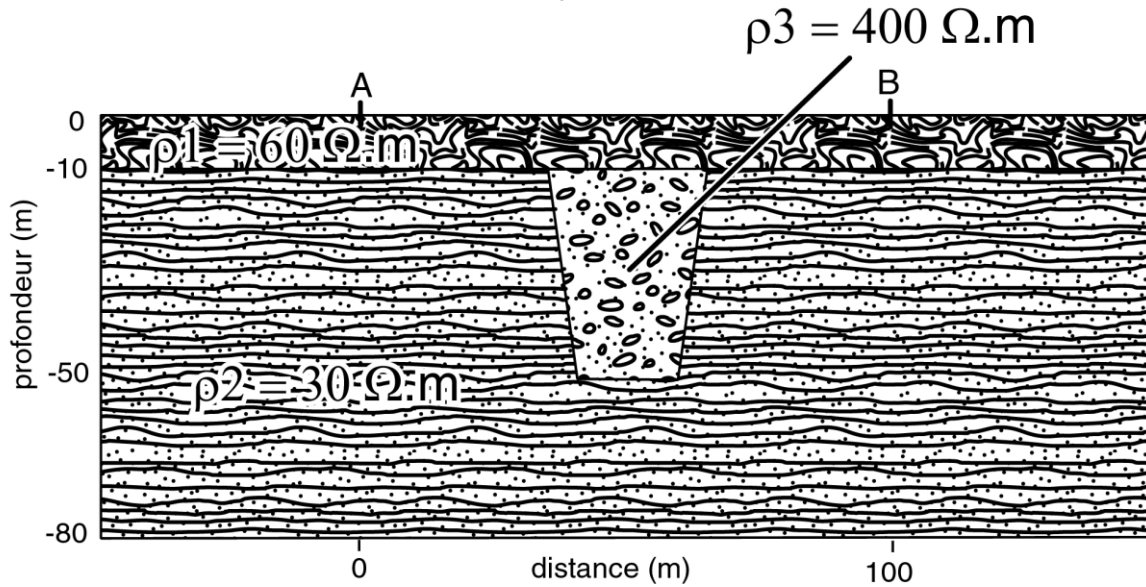


Figure A: modèle

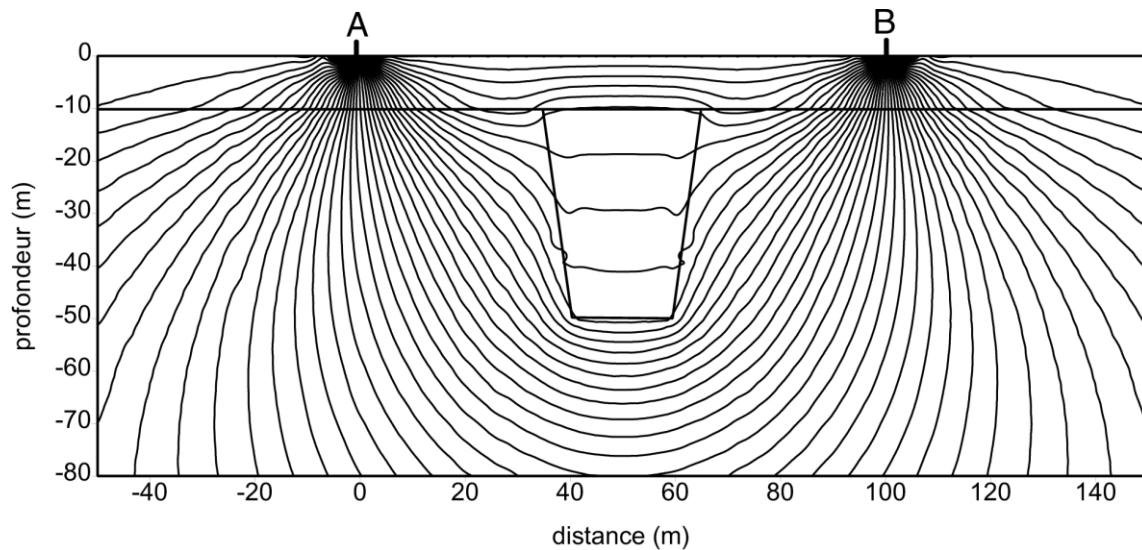


Figure B: champ électrique

Le courant se concentre autour du sillon résistant $\rho_3 = 400 \text{ ohm.m}$

Figure 13: Modèle de sillon résistant

5.1.1.3. Tomographie (ou imagerie)

En combinant traîné et sondage électrique, puis en appliquant une inversion, on obtient une tomographie 2D ou 3D de la résistivité électrique et/ou de la chargeabilité. En théorie, on commence par un traîné électrique avec un certain espacement des électrodes, puis on répète l'opération en augmentant cet espacement pour explorer des profondeurs plus importantes, jusqu'à couvrir la totalité du terrain à étudier (fig. 14).

En pratique, on utilise un système multi-électrodes (96 électrodes ou plus) avec une séquence d'acquisition prédéfinie par le géophysicien. L'appareil effectue automatiquement toutes les combinaisons possibles de quatre électrodes.

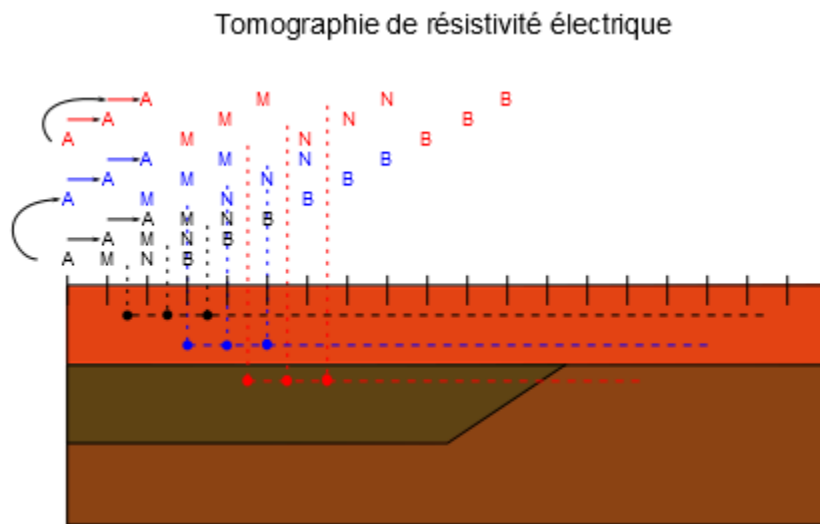


Figure 14: Principe de la prise de mesure d'une tomographie électrique : association du sondage et du traîné électrique.

La tomographie est souvent présentée sous forme interpolée pour visualiser un milieu continu et générer des zones d'iso-résistivités. Cette interpolation est utile mais peut masquer certaines limites de résolution en profondeur. Il est donc conseillé de conserver à l'esprit les deux représentations : discrétisée et interpolée (fig. 15).

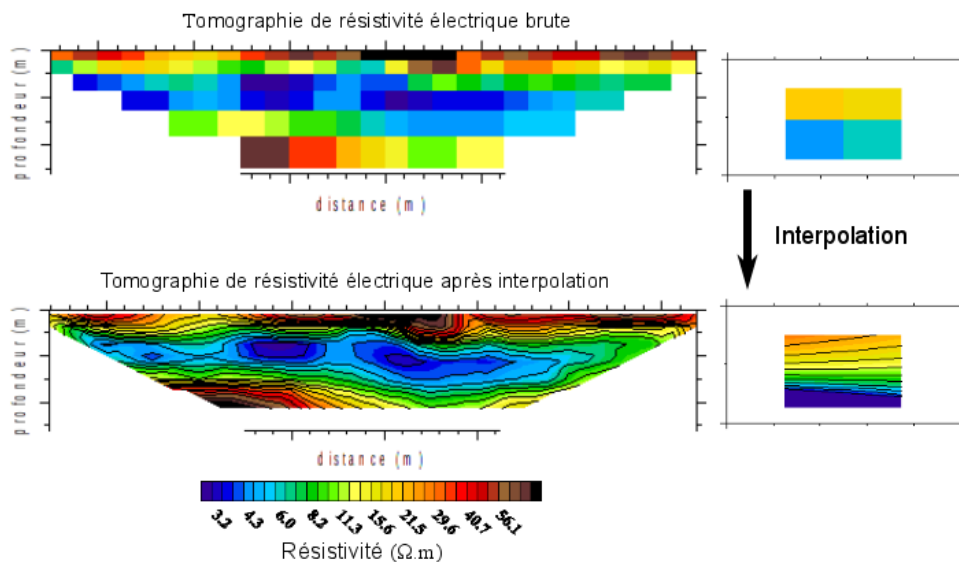


Figure 15: Exemple d'une tomographie des résistivités électriques sans interpolation et de la même tomographie des résistivités électriques interpolée (Guérin, non publié).

5.1.1.4. Conclusion

Sondage électrique : basé sur l'hypothèse de couches horizontales ou faiblement inclinées et homogènes latéralement. Ces informations « a priori » améliorent la précision de l'inversion, par exemple pour détecter la profondeur d'un fond de décharge.

Traîné électrique : adapté pour étudier la répartition horizontale des résistivités, comme l'extension latérale d'une décharge. Cette méthode reste qualitative mais offre un bon rendement pour couvrir de grandes surfaces à moindre coût.

Tomographie électrique : recommandée lorsque des variations verticales et latérales sont suspectées. Elle est particulièrement utile pour des terrains tabulaires avec des interfaces franches mais non strictement horizontales, permettant ainsi de détecter des objets dans certaines couches selon leur taille, leur profondeur et le contraste avec le milieu environnant.

5.2. Mise en œuvre de la méthode passive

Pour la méthode passive, seules deux électrodes sont implantées dans le sol pour mesurer les différences de potentiel, appelées potentiels ou polarisation spontanés. Ces signaux sont généralement faibles et peuvent provenir de multiples sources naturelles ou humaines, ce qui complique leur interprétation lorsqu'il y a plusieurs influences simultanées. Les mesures dépendent aussi de la distribution de la résistivité électrique du sol.

Il existe deux modes de mesure :

- Mode base-fixe : une électrode reste fixe et l'autre se déplace selon une grille référencée. Ce mode est adapté aux petits terrains ($< 1 \text{ km}^2$).
- Mode gradient : les deux électrodes se déplacent ensemble en conservant un espacement constant, permettant de mesurer le gradient de potentiel sur de faibles profondeurs. Ce mode est utilisé pour les terrains plus étendus ($> 1 \text{ km}^2$)

5.2.1. Type d'acquisition de la méthode passive

Quel que soit le mode utilisé, les résultats peuvent être représentés de plusieurs façons :

Profil de potentiel spontané ou de gradient de potentiel (en mV) : utile dans certains cas pour détecter indirectement des objets enterrés, comme des canalisations (fig. 16).

Carte x, y du potentiel spontané : permet d'étudier la circulation des fluides dans le sous-sol, par exemple pour délimiter un panache de pollution ou un front d'oxydo-réduction (fig. 17).

En complément des profils et cartes, des méthodes d'inversion peuvent être utilisées pour estimer la profondeur et l'origine des anomalies de potentiel spontané. Cela nécessite des stratégies d'acquisition plus complexes, avec une organisation spatiale et une densité de mesures adaptées.

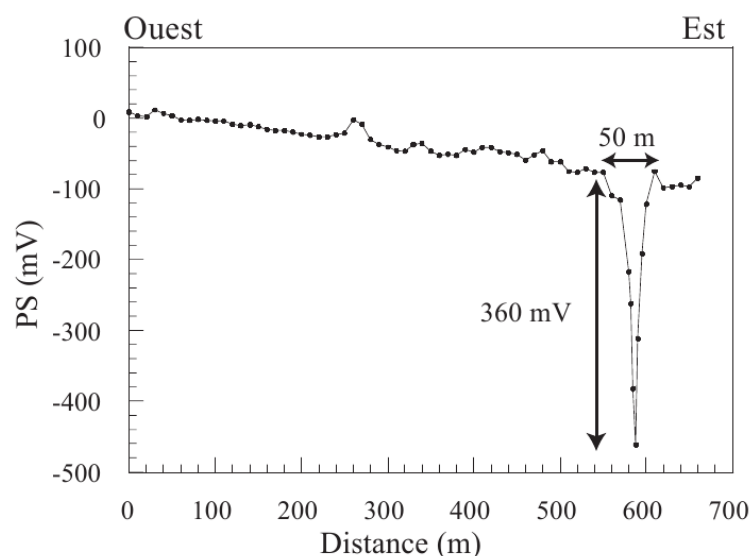
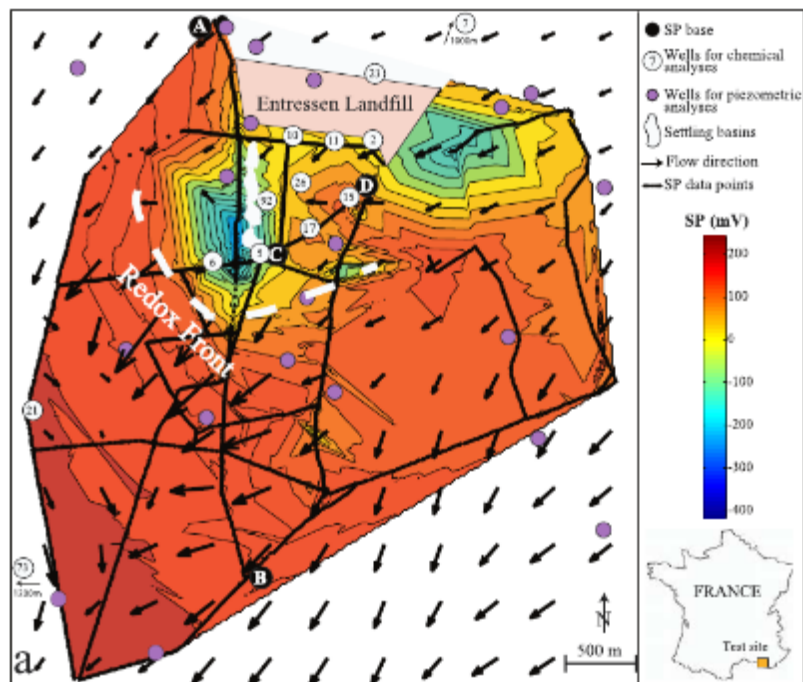
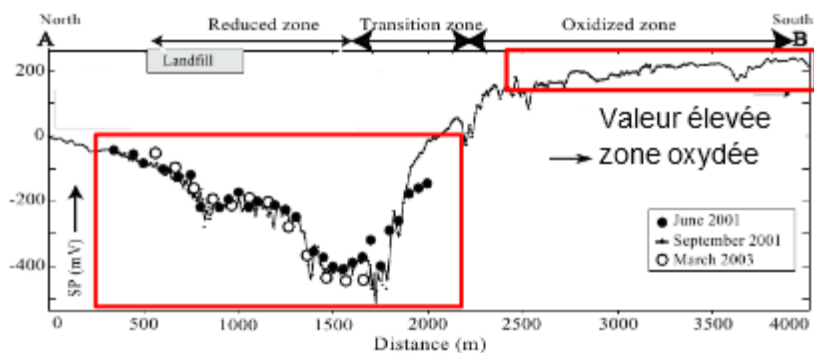


Figure 16: Anomalie de potentiel spontané générée par la présence d'une fuite de courant alternatif dans l'enveloppe d'un pipeline métallique (d'après Naudet, 2004).

Carte du potentiel spontané



Profil Nord-Sud (AB) du potentiel spontané



Valeur très faible de polarisation spontanée (-400 mV) :
 → fuite au niveau des bassins de décantation (settling basin)
 → front d'oxydo-réduction

Figure 17: Carte et profil nord-sud du potentiel spontané de la décharge d'Entressen (d'après Naudet et al., 2003).

5.3. Choix du matériel

La prise de mesure se fait généralement à l'aide d'électrodes reliées à des flûtes (câbles multiconducteurs), elles-mêmes connectées à un système capable de mesurer plusieurs tensions simultanément. Comme les signaux sont souvent très faibles, l'appareil utilisé doit présenter une très haute impédance d'entrée.

5.3.1. Méthodes actives

Pour mesurer la résistivité apparente, les électrodes métalliques sont connectées à un résistivimètre (fig.18), qui effectue un prétraitement pour réduire les perturbations comme la polarisation des électrodes ou le potentiel spontané du sol.

Pour la polarisation provoquée, le courant doit être injecté par phases alternées d'injection et d'interruption, pendant lesquelles les différences de potentiel sont mesurées dans le temps. Comme les signaux sont plus faibles que pour la résistivité, le générateur de courant doit être plus puissant. Les électrodes de mesure doivent également être impolarisables afin d'éviter l'accumulation de charges à leur surface, qui pourrait masquer le signal recherché.

5.3.2. Méthode passive

Pour la méthode passive, les mesures de potentiel spontané se réalisent avec un équipement comprenant :

- un voltmètre à très haute impédance d'entrée,
- des câbles, de préférence blindés,
- deux électrodes spéciales non polarisables (par exemple des électrodes « G. Petiau » - fig. 18).

L'utilisation d'électrodes non polarisables est indispensable. Contrairement aux simples piquets métalliques utilisés pour la résistivité, ces électrodes sont plus délicates : elles contiennent un filament métallique dans un récipient poreux rempli d'une solution saline et nécessitent un contact soigné avec le sol.



Figure 18: À gauche : matériel associé aux méthodes actives. À droite : matériel associé à la méthode passive (Naudet, 2004).

Les signaux étant souvent très faibles, le voltmètre doit avoir une impédance d'entrée largement supérieure à celle du sous-sol entre les deux électrodes. Il est également important de vérifier que les mesures de l'électrode de référence (mode base-fixe) restent stables et faiblement bruitées dans le temps.

6- Interprétation des sondages électriques par les abaques

6.1. Cas deux couches homogènes et isotopes

Si le sous-sol est constitué de deux couches, une première couche d'épaisseur h_1 et de résistivité ρ_1 , reposant sur un substratum d'épaisseur infinie et de résistivité ρ_2 , alors le sondage électrique présente l'évolution suivante :

- Pour les petits espacements, la courbe commence par une portion quasi-linéaire où la résistivité apparente ρ_a est proche de la résistivité ρ_1 de la première couche.
- Lorsque l'espacement augmente, la courbe monte ou descend selon que ρ_2 est supérieure ou inférieure à ρ_1 (fig. 19).
- À grand espacement, la courbe tend vers une valeur asymptotique correspondant à.

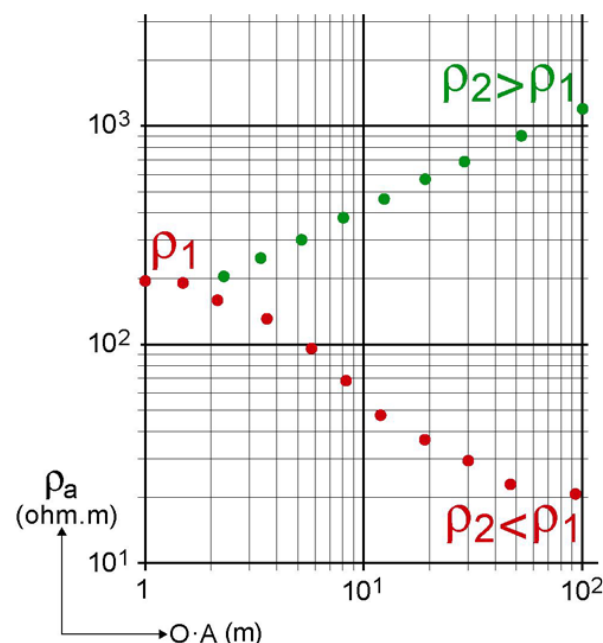


Figure 19: Sondage électrique pour un milieu de deux couches

Méthode d'interprétation

1. Superposer la courbe de sondage obtenue expérimentalement avec l'abaques à deux couches CH1 (fig. 20 et 21), en veillant à ce que les axes aient la même échelle.
2. Déplacer la courbe mesurée jusqu'à ce qu'elle coïncide avec l'une des courbes de l'abaque (ou une courbe intermédiaire si le rapport ρ_2/ρ_1 exact n'est pas représenté). Attention : il faut conserver les axes des deux graphiques strictement parallèles.
3. Une fois la superposition réalisée, la position de l'origine de l'abaque permet de déterminer ρ_1 et h_1 , et la courbe de référence utilisée fournit la valeur de ρ_2 .

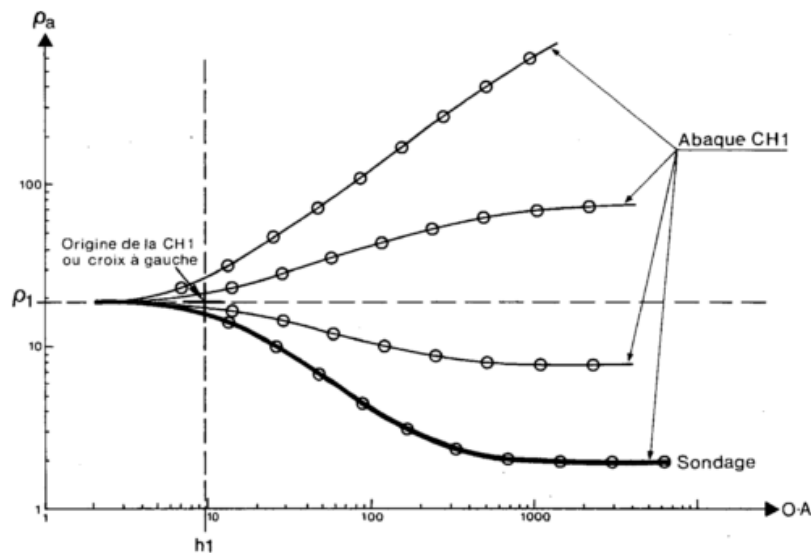


Figure 20: Utilisation de l'abaque pour deux terrains superposés horizontalement

ABAQUE CH 1

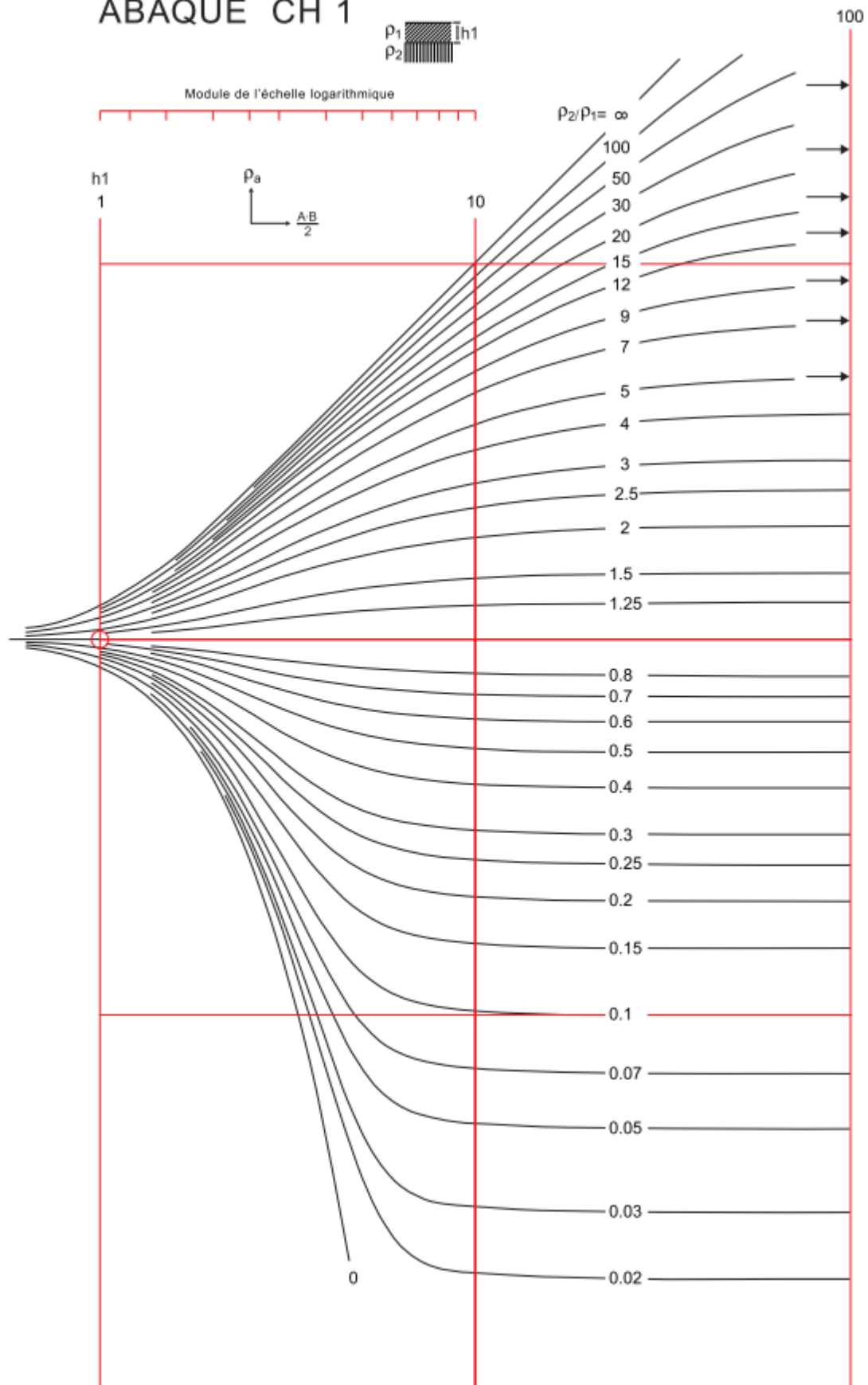


Figure 21: Abaque CH1

6.2. Cas trois couches

Si le sous-sol est composé de trois couches de résistivité ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 et d'épaisseur h_1 , h_2 il y a alors quatre combinaisons possibles (fig. 22):

- 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

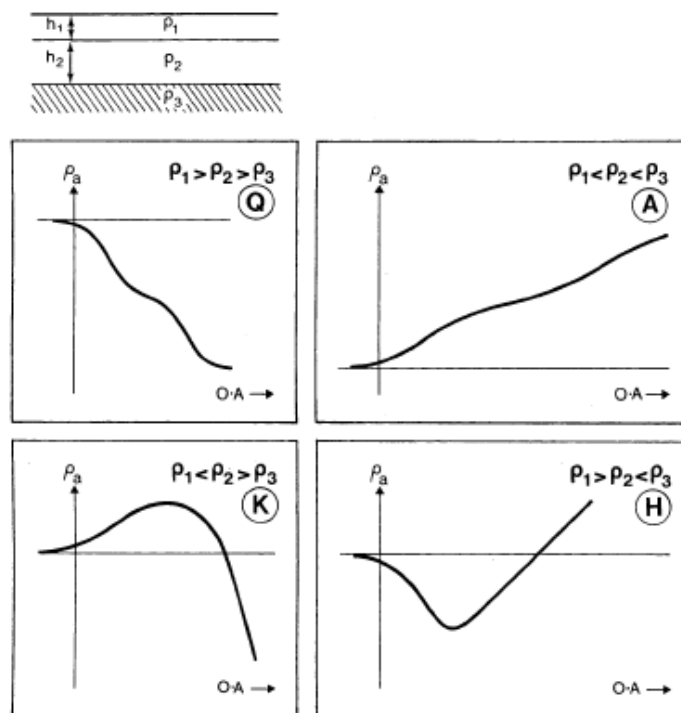


Figure 22: Les quatre cas possibles d'un sondage sur trois terrains

Après avoir identifié le type de courbe correspondant à notre sondage, nous procédons à son interprétation (Etape 1 et 2) afin de déterminer les valeurs de ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 ainsi que h_1 et h_2 . Dans le cas de couches horizontales et infinies latéralement, il est démontré qu'à une succession donnée de résistivités et d'épaisseurs correspond un diagramme de sondage électrique unique et bien défini. En revanche, l'inverse n'est pas toujours vrai : une même courbe de S.E. peut résulter de combinaisons très différentes de résistivités et d'épaisseurs, entraînant ainsi une indétermination. Cette situation reflète la plurivocité des interprétations possibles.

Les abaques à deux couches ne dépendaient que de trois paramètres ρ_1 , ρ_2/ρ_1 et e_1 .

Dans le cas à trois couches, il y a 5 paramètres ρ_1 , ρ_2/ρ_1 , ρ_3/ρ_2 , e_1 et e_2/e_1 . Les abaques sont donc plus compliqués et plus nombreuses (fig. 22).

Méthode d'interprétation

-L'interprétation d'un sondage à trois couches commence comme pour le sondage à deux couches, c'est-à-dire par simple superposition de l'abaque CH1 sur la courbe du graphique bilogarithmique obtenue sur le terrain.

-L'opération consiste à faire correspondre une des courbes de l'abaque CH1 avec celle de la feuille du terrain.

-L'épaisseur du premier terrain (h_1) est obtenue par projection de la croix de référence sur l'abscisse du diagramme bilogarithmique.

La résistivité du premier terrain est obtenue par projection de la croix de référence sur l'ordonnée du diagramme bilogarithmique.

-La résistivité du deuxième terrain est calculée grâce au rapport r_2/r_1 atteint par l'asymptote de la courbe de référence CH1.

On choisit ensuite la famille de courbes auxiliaires LCD correspondant au sondage étudié (en l'occurrence il s'agit d'un SE type H par ex.).

-On place l'origine de la courbe LCD type H correspondant au rapport r_2/r_1 obtenu par la première étape de l'abaque CH1.

-On fait glisser l'abaque CH1 en maintenant sa croix de référence sur la courbe LCD jusqu'à qu'une courbe coïncide avec la suite du sondage.

-La valeur de la résistivité r_f est lu directement par projection de la nouvelle position de la croix de CH1 sur l'axe des ordonnées du SE.

-La résistivité du troisième terrain est obtenue en multipliant r_f par la valeur du module de la courbe CH1 correspondante.

-L'épaisseur du deuxième terrain est obtenue grâce à la valeur du rapport h_2/h_1 de la courbe LCD (abaque auxiliaire) qui croise la nouvelle position de la croix de

l'abaque CH1.

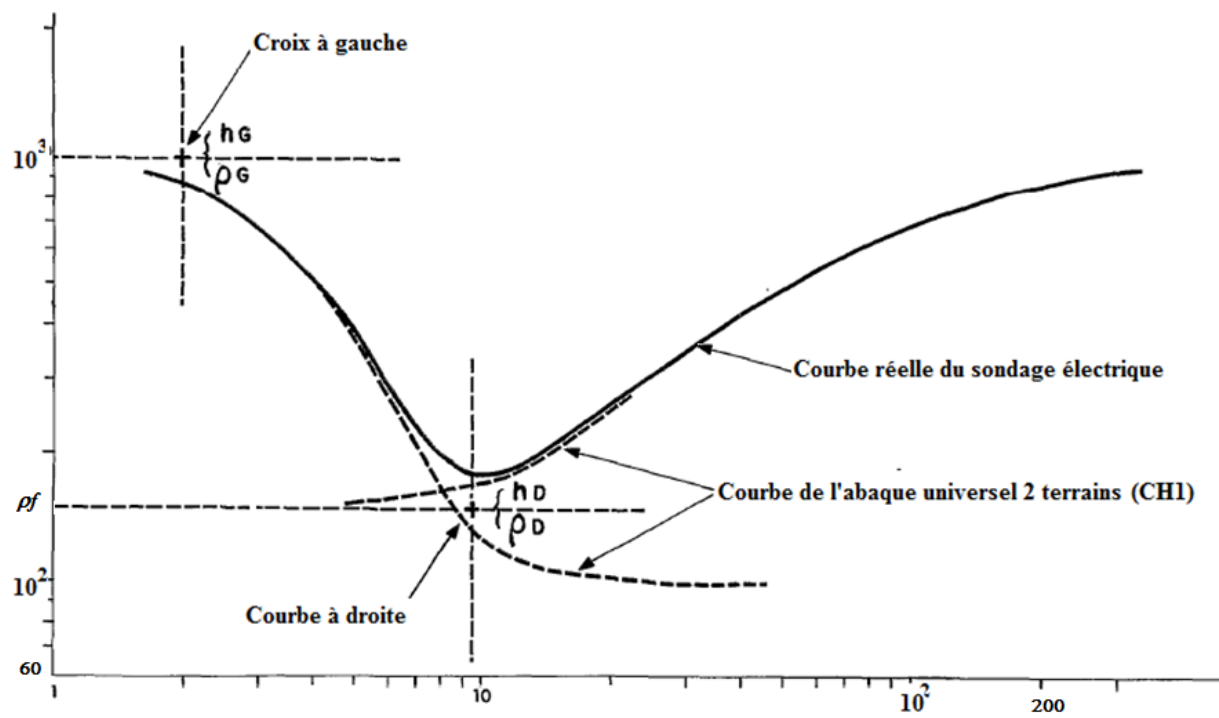
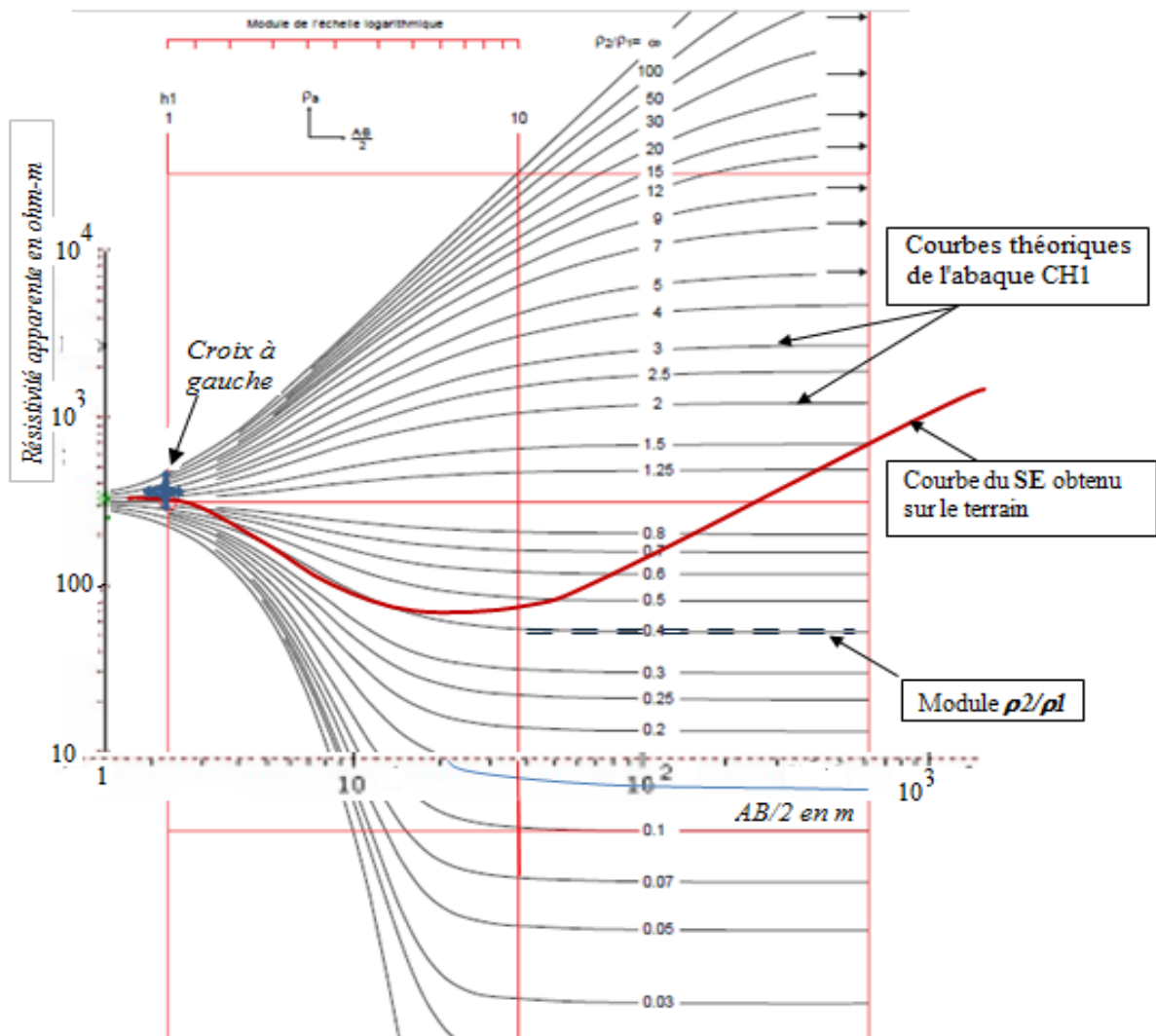


Figure 23: Exemple de sondages à trois terrains



Etape 1

Au cours de cette étape on doit lire directement :

- h_1 par projection de la croix sur l'axe des abscisses.
- ρ_1 par projection de la croix sur l'axe des ordonnées.

On aura donc

$$h_1 = 2.2$$

$$\rho_1 = 550 \text{ Ohm-m}$$

$$\rho_2/\rho_1 = 0.4 \text{ et donc } \rho_2 = 0.4 \times 550 = 220 \text{ Ohm-m}$$

Etape 2

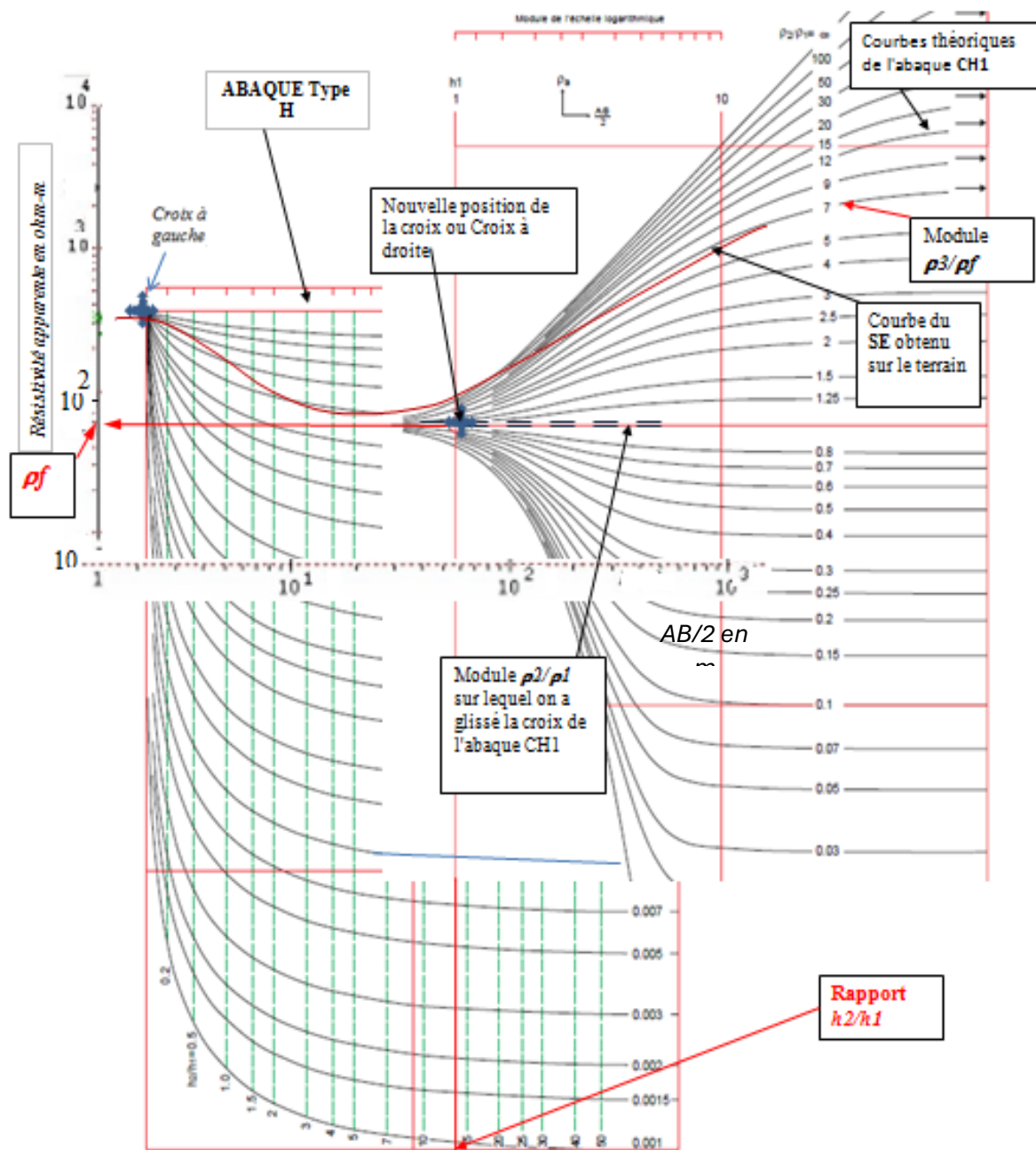
Au cours de la deuxième étape on doit déterminer :

- h_2 à partir du rapport h_2/h_1 lu sur l'abaque auxiliaire type H,
- ρ_f par projection de la croix (CD) sur l'axe des ordonnées.
- ρ_3 à partir de la valeur du module ρ_3/ρ_f repéré sur CH1.

On aura donc :

$$h_2/h_1 = 14, \quad h_2 = 14 \times 2.2 = 30.8 \text{ m}$$

$$\rho_f = 70 \text{ Ohm-m et } \rho_3 = 70 \times 7 = 420 \text{ ohm-m}$$



Chapitre 3 : La sismique réfraction

1- Introduction générale

La méthode de sismique réfraction fut la première technique sismique appliquée à l'exploration pétrolière. Toutefois, dès les années 1930, la sismique réflexion s'est imposée comme la méthode prédominante.

Aujourd'hui, l'usage de la sismique réfraction se concentre principalement sur le génie civil et l'hydrogéologie, pour des investigations ne dépassant généralement pas une centaine de mètres de profondeur. Elle est particulièrement adaptée aux études préliminaires de sites de construction, à la caractérisation des terrains superficiels et à la mécanique des roches. Dans le domaine pétrolier, elle demeure largement utilisée pour déterminer les propriétés des couches superficielles ainsi que les paramètres de la zone altérée (Mari et al., 1998). Enfin, cette technique trouve également des applications dans le domaine environnemental.

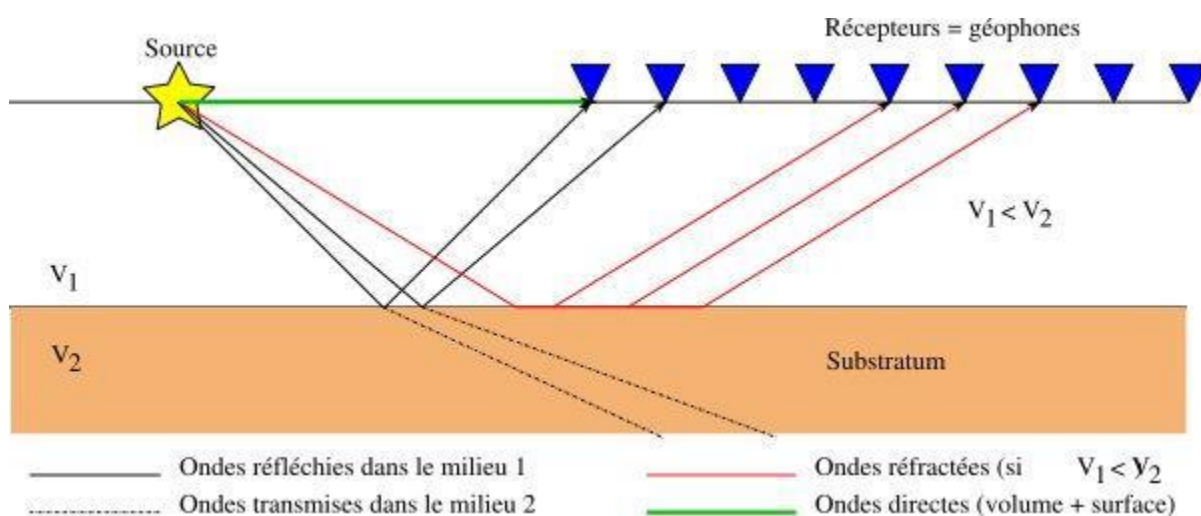


Figure 24: Schéma de principe de la propagation des ondes mécaniques. v_1 et v_2 (en m/s) sont respectivement les vitesses du premier terrain et du terrain sous-jacent

Les méthodes de reconnaissance sismique reposent sur l'analyse de la propagation des ondes sismiques en profondeur. Leur objectif est de déterminer la variation de la vitesse de propagation en fonction de la profondeur. Ces ondes sont générées par une source, c'est-à-dire un choc ou un ébranlement.

À partir de cette source, les ondes se propagent sous forme de fronts sphériques. Une partie d'entre elles atteint directement les géophones : ce sont les ondes directes (représentées en vert sur la fig. 24). Les autres, lorsqu'elles rencontrent une

discontinuité mécanique (contraste d'impédance lié à une variation de densité ou de vitesse de propagation), se partagent entre plusieurs phénomènes selon leur angle d'incidence :

- une portion de l'énergie est réfléchi (en noir sur la fig. 24),
- une autre est transmise (en pointillés noirs sur la fig. 24),
- et une partie est réfractée (en rouge sur la fig. 24).

La réfraction n'apparaît qu'à condition que la vitesse de la couche inférieure (V_2) soit supérieure à celle de la couche sus-jacente (V_1).

Les signaux sont enregistrés en surface par des géophones verticaux (fig. 24), qui convertissent les vibrations du sol en signaux électriques. Chaque géophone est relié à un enregistreur par une gaine regroupant l'ensemble des câbles, appelée flûte sismique. En pratique, ce sont essentiellement les ondes de compression (ondes P, vitesse V_p) qui sont observées, car elles se propagent plus rapidement que les ondes de cisaillement (ondes S, vitesse V_s) et que les ondes de surface.

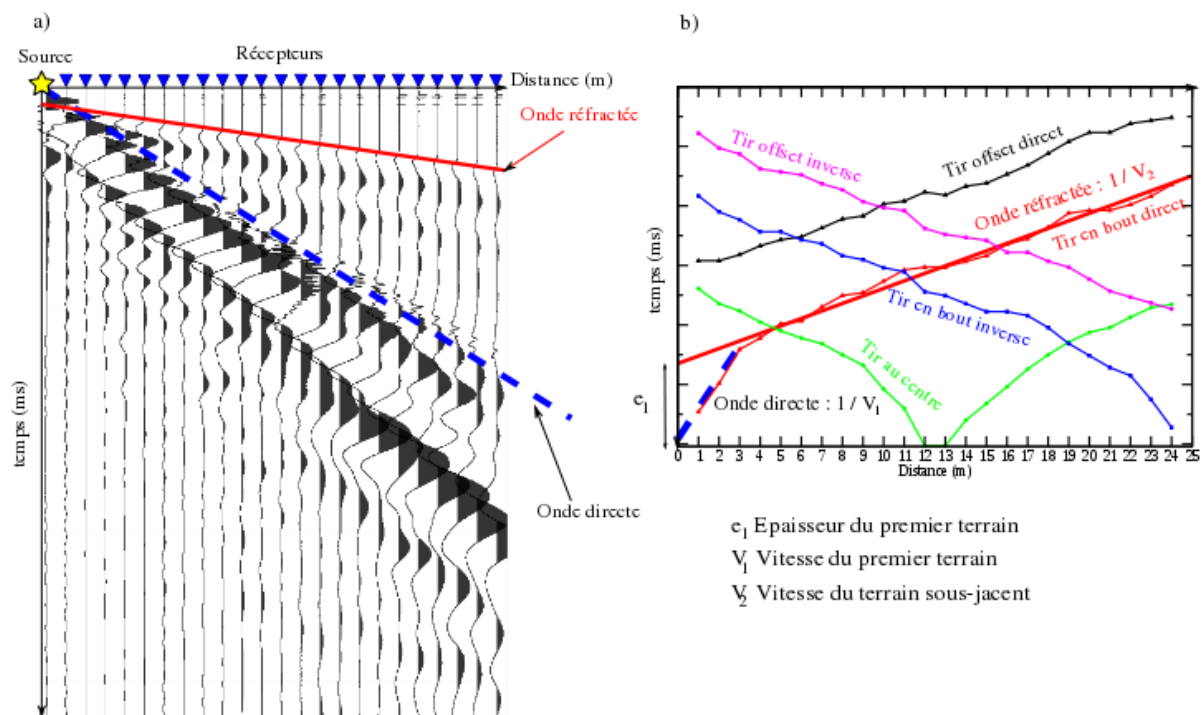


Figure 25: a) Sismogramme brut (image réelle et schéma qualitatif). b) Dromochronique (image réelle et schéma qualitatif).

Le comportement des ondes a conduit au développement de deux principales techniques de prospection : la sismique réflexion et la sismique réfraction. La sismique réflexion est moins couramment utilisée, car elle nécessite des moyens techniques beaucoup plus importants et n'est pas directement adaptée à l'exploration des faibles profondeurs, généralement recherchée en environnement ou en génie civil.

Pour une position donnée de la source, l'enregistrement des différents trains d'ondes par les géophones forme un sismogramme brut, qui représente l'amplitude du signal en fonction du temps pour chaque capteur (fig. 25a). Le repérage du temps de première arrivée des ondes sur ce sismogramme permet ensuite de tracer une dromochronique ou hodochrone (temps d'arrivée en fonction de la distance (fig. 25b).

L'interprétation des temps d'arrivée des ondes réfractées peut se faire selon trois approches :

- Méthode des intercepts : analyse simple de l'hodochrone pour estimer les vitesses et les épaisseurs des couches (ex. épaisseur e_1 sur la fig. 25b). Nécessite au minimum 3 tirs (aux extrémités du dispositif et au centre).
- Méthode Plus-Minus : analyse plus détaillée permettant de suivre la position du toit du substratum (couche la plus rapide) et l'évolution de ses vitesses. Demande au moins 5 tirs (comme précédemment + tirs offset de chaque côté, à une distance d'environ $\frac{1}{2}$ dispositif).
- Tomographie sismique : reconstruction d'une image de la distribution des vitesses dans les terrains de recouvrement. Nécessite un tir à chaque trace ou toutes les deux traces (fig. 26).

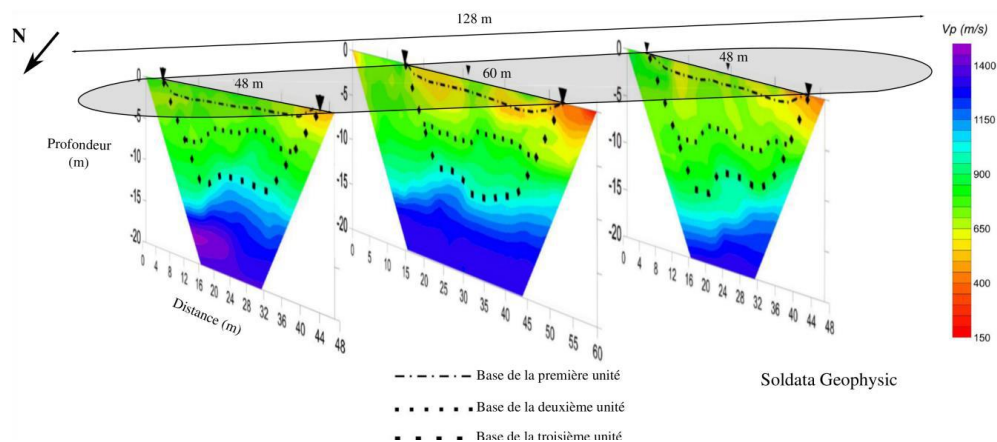


Figure 26: Répartition des vitesses sismiques imagée par tomographie sismique pour la délimitation d'une décharge

2- Informations préalables nécessaires

La réalisation d'une prospection sismique nécessite au préalable la collecte d'un ensemble d'informations essentielles :

- Objectif de l'étude : finalité de la prospection et résultats attendus.
- Caractéristiques de la cible : nature, taille, forme, profondeur supposée et niveau de précision requis pour son imagerie.
- Contexte géologique et hydrogéologique :
 - répartition estimée des vitesses en fonction de la profondeur et inclinaison des couches,
 - présence éventuelle d'une nappe phréatique, son niveau relatif à la cible et ses propriétés (ex. eau douce),
 - hétérogénéité des formations superficielles (ex. remblais),
 - données de sondage et informations pétrophysiques disponibles (propriétés physiques des roches).
- Environnement du site :
 - conditions d'accessibilité (présence de voies publiques, accès aux véhicules),
 - nature du terrain en surface pour l'implantation des géophones (asphalte, béton, galets, blocs, etc.).
- Topographie et documentation : cartes, plans et relevés disponibles.
- Données de sécurité liées au site :
 - risque d'explosion,
 - dangers associés à la génération des ondes sismiques,
 - état des bâtiments environnants,
 - risques de chutes,
 - risques chimiques éventuels.

3- Mise en œuvre

La réalisation d'une prospection sismique nécessite des moyens humains et matériels adaptés :

Ressources humaines : un opérateur qualifié et un technicien sont indispensables ; l'intervention d'un boute-feu est requise en cas d'utilisation d'explosifs. L'interprétation des données doit être assurée par un géophysicien expérimenté.

Ressources matérielles : l'équipement doit comprendre les appareils géophysiques (géophones, flûtes, système d'acquisition, etc.) ainsi qu'une source d'énergie capable de générer des arrivées d'ondes clairement identifiables à toutes les distances du dispositif. La précision de la mesure des temps doit atteindre 0,1 milliseconde.

Avant toute interprétation, il est nécessaire de vérifier l'hypothèse d'un profil de vitesses croissantes avec la profondeur, ce qui est généralement le cas en raison de l'augmentation de la compaction des terrains. Si cette condition n'est pas respectée, la méthode devient inapplicable, faute d'ondes réfractées. Il convient également de contrôler la faible inclinaison des couches, ce qui peut être validé par la réalisation d'un tir direct et d'un tir inverse (cf. dispositif de base et nombre de tirs).

Dispositif de la base sismique et nombre de tirs

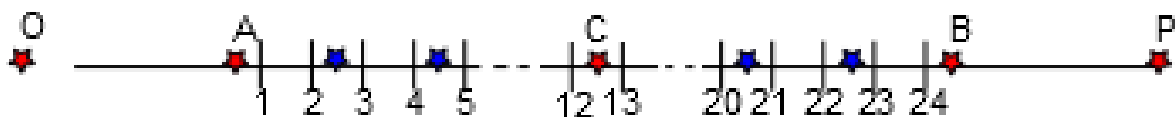


Figure 27: : Dispositif d'acquisition minimal. En rouge, les 5 tirs minimum pour une interprétation simple à partir d'un hodochrone ou par la méthode du plus-minus et en bleu, les tirs supplémentaires pour la résolution du problème inverse et la réalisation d'une tomographie des vitesses sismiques (d'après Magnin et Bertrand, 2005).

Le dispositif standard comprend 24 géophones reliés à un enregistreur (fig. 27). Quel que soit le nombre de capteurs utilisés ou le type d'interprétation choisi, l'AGAP-Qualité recommande de réaliser au minimum 5 tirs : deux en bout, deux en offset et un au centre (fig. 27).

- Tir central (C) : placé au milieu du dispositif (temps d'arrivée représentés en rouge sur la Fig. 25b).
- Tirs aux extrémités (A et B) : effectués à 1 m du premier géophone de chaque côté (courbes noire et bleue sur la Fig. 25b).
- Tirs offset (O et P) : réalisés à une certaine distance en dehors de chaque extrémité (cf. choix de la distance des tirs offset).

Les tirs O et A sont qualifiés de directs, tandis que les tirs B et P sont dits inverses. La comparaison entre tirs directs et inverses permet d'évaluer le pendage des couches.

Le nombre de tirs utilisés dépend du niveau de complexité de l'interprétation :

- Analyse simple (méthode graphique de l'hodochrone) : tirs en bout + tir central.
- Méthode Plus-Minus : les 5 tirs sont indispensables, y compris les tirs offset.
- Tomographie des vitesses sismiques : les 5 tirs de base, auxquels s'ajoutent des tirs supplémentaires tous les 2–3 géophones, voire entre chaque géophone.

3.1. Longueur du dispositif

La longueur du dispositif (distance entre les tirs aux extrémités A et B, fig. 27) dépend principalement de deux facteurs :

- la profondeur de la cible,
- les contrastes de vitesses entre les différents réfracteurs sismiques, puisque la distance critique de réfraction varie selon ces contrastes.

En pratique, on retient la règle suivante : pour qu'une cible soit détectable, sa profondeur doit être inférieure au sixième de la longueur du dispositif (par exemple, un dispositif de 120 m permet d'imager une cible située à 20 m de profondeur).

De plus, l'onde réfractée au toit de la couche la plus profonde doit être enregistrée au moins sur la moitié du dispositif (soit 12 capteurs) lors des tirs en bout (A et B). La longueur totale doit donc être choisie en conséquence.

Le nombre de capteurs étant fixé, l'ajustement se fait sur l'espacement entre les géophones. On peut, dans certains cas, resserrer les capteurs à proximité des tirs pour améliorer la résolution des couches superficielles.

Pour un milieu bicouche, la longueur du dispositif (L , en mètre) peut être estimée à partir de la profondeur supposée de la cible (z , en mètre) et des vitesses V_1 et V_2 (en m/s) selon la relation suivante :

$$L = 2z \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}$$

3.2. Choix de la distance des tirs « offset »

Il est essentiel que les tirs offset (O et P) soient placés à une distance telle que l'onde enregistrée par l'ensemble des capteurs corresponde à une réfraction sur le toit de la couche la plus profonde. Cette distance varie en fonction du pendage du substratum visé.

- Substratum à fort pendage : la distance des tirs offset doit être ajustée en conséquence. Si le substratum affleure, le tir peut être rapproché du premier géophone ; en cas de plongement important, il doit au contraire être éloigné.
- Pendage faible : les tirs offset sont placés à une distance équivalente à la demi-longueur du dispositif par rapport aux tirs en bout.
- Pendage inconnu : l'AGAP-Qualité recommande de positionner les tirs offset à une distance égale à la longueur du dispositif par rapport aux tirs en bout (soit $OA = AB = BP$, fig. 27).

3.3. Relevé topographique

Un relevé systématique de la position des dispositifs doit être réalisé afin d'intégrer la topographie dans l'interprétation finale et de localiser avec précision les éventuelles anomalies. Le nombre de points à relever dépend de la complexité topographique du site et du niveau de précision exigé par le maître d'ouvrage. Tous les points doivent être géoréférencés dans un système de coordonnées national.

3.4. Gestion du temps zéro

Le « Temps Zéro » ou « Time Break » (TB) correspond à l'instant exact du déclenchement du tir. C'est à partir de ce repère temporel que sont mesurés les temps d'arrivée aux capteurs. Il est donc indispensable de disposer d'un temps zéro précis et bien maîtrisé, avec une tolérance de l'ordre de 0,1 milliseconde. Cette précision est d'autant plus importante que la durée du trajet est courte (quelques millisecondes). En revanche, pour des temps de trajet de l'ordre de la seconde, une erreur de 0,1 ms reste négligeable.

3.5. Sources

La source sismique doit être une source énergétique à haute fréquence pour garantir une bonne résolution. Les sources enterrées offrent la meilleure qualité de signal avec un bruit réduit, mais nécessitent un temps d'investigation plus long. Le choix de la source dépend de la nature des terrains, de la profondeur d'investigation et de

l'environnement (tab. 5). Les terrains meubles ou constitués de déchets atténuent fortement l'énergie sismique, tandis que la transmission est meilleure dans les zones saturées que dans les zones non saturées.

Parmi les principales sources :

- Chute de poids : la plus courante utilise une masse de 5 à 8 kg avec une plaque de couplage. Des dispositifs plus lourds (60 à 200 kg) montés sur un bâti peuvent être équipés ou non d'un système d'accélération complémentaire. L'AGAP-Qualité recommande de limiter cette technique à des dispositifs d'une longueur maximale de 60 m.
- Fusil (shotgun, betsygun...) : le canon est enfoncé dans le sol, puis une ou plusieurs cartouches à blanc génèrent l'onde sismique. Cette méthode est délicate et fonctionne surtout dans des terrains cohésifs, comme les argiles.
- Explosifs : source la plus énergétique. Les explosifs sont placés au fond d'un forage. L'AGAP-Qualité recommande d'utiliser des explosifs avec une vitesse de détonation $> 5\,000$ m/s. Les détonateurs doivent être instantanés ou à retard nul, idéalement des détonateurs « sismiques » garantissant un temps zéro précis. L'emploi d'une boîte de tir permet de synchroniser l'enregistrement avec le tir. Pour un temps zéro optimal, un fil de rupture fixé directement sur le détonateur peut déclencher l'enregistrement au moment exact de l'explosion, rendant le type de détonateur moins critique.

Quelques recommandations pratiques :

- Les tirs par masse manuelle conviennent pour des dispositifs ≤ 60 m. Pour des longueurs supérieures, il est recommandé d'utiliser des masses accélérées mécaniquement ou des explosifs.
- L'utilisation de la masse sur décharges est déconseillée, car ce matériau absorbe beaucoup d'énergie. Lorsque la présence de gaz interdit l'usage d'explosifs, on privilégie des tirs par chute de poids accélérée sur la décharge, et des tirs à l'explosif à l'extérieur.

Tableau 1: Puissance indicative des sources sismiques type chute de poids (d'après Magnin et Bertrand, 2005).

Profondeur (m)	Longueur du dispositif (m)	Puissance (J)	Exemple
10	60 (longueur maximum pour un tir à la masse)	100	Masse de 5 kg
20	120	1000	Masse de 100 kg qui tombe de 1 m (Dameuse DELMAG)

4- Choix du matériel

4.1. Géophones

Les géophones sont sensibles à une plage de fréquences spécifique, en dehors de laquelle leur fonctionnement optimal n'est plus assuré. En fonction des objectifs de la prospection et de la longueur des dispositifs utilisés (60 à 240 m), les géophones les plus adaptés et les plus courants sont ceux fonctionnant à des fréquences supérieures à 10 Hz. La longueur de la pointe du géophone peut également être ajustée selon le type de terrain afin d'assurer un meilleur couplage avec le sol (fig. 28).

4.2. Flûtes sismiques

L'AGAP-Qualité recommande l'utilisation de flûtes équipées de connexions étanches (risques de fuites et de perturbations électriques par temps humide).

4.3. Enregistreurs

Les fabricants proposent des enregistreurs d'au moins 24 traces. L'AGAP-Qualité recommande que le matériel présente les caractéristiques suivantes :

- Échantillonnage : pas inférieur à 0,1 milliseconde (un enregistrement toutes les 0,1 ms) ;
- Convertisseur analogique/numérique : résolution d'au moins 24 bits ;
- Déclenchement : à partir d'un géophone, d'un signal TTL (Transistor-to-Transistor Logic), ou via la fermeture/ouverture d'un contact ;
- Filtrage : filtres 50 Hz et 60 Hz pour éliminer les interférences des lignes électriques, avec possibilité de filtres passe-haut, passe-bas et passe-bande à l'acquisition et à la visualisation ;
- Stacking : possibilité d'additionner les tirs avec option de prévisualisation ;

- Stockage des données : sauvegarde sur disque dur en format SEG2 et support externe via USB ou réseau.

La plupart des enregistreurs permettent de cumuler les traces sismiques de plusieurs tirs sur chaque géophone pour améliorer le rapport signal/bruit. L'AGAP-Qualité insiste sur l'importance de la qualité du Temps Zéro lors de cette procédure de « stacking » : une répétabilité insuffisante du déclenchement peut dégrader la qualité de la première arrivée et la précision du pointé des temps d'arrivée. Pour cette raison, il est préférable d'utiliser une source suffisamment énergétique afin d'optimiser le rapport signal/bruit.



Figure 28: Géophone à gauche, ordinateur et enregistreur à droite.

Chapitre 4 : La gravimétrie

1- Introduction

En géophysique appliquée, la gravimétrie sert à détecter les contrastes de densité du sous-sol. Pour ce faire, on mesure en plusieurs points de l'espace les variations de l'accélération gravitationnelle.

1.1. Définitions et Principe :

Le champ de gravité est la résultante de deux forces :

- L'attraction universelle, directement en rapport avec la masse des corps (densité) ?
- La force centrifuge, due à la rotation de la Terre (maximale à l'équateur et nulle aux pôles)

La gravimétrie, technique permettant de détecter les variations de densité (selon la composition des terrains) à partir de la mesure de l'intensité du champ de gravité g comparée à une valeur de référence, se base donc sur les Lois d'attraction universelle (Lois de Newton), le potentiel gravitationnel et le champ gravitationnel. Les valeurs du champ magnétique différentes de celle de référence sont appelées anomalies.

La gravité est exprimée en mGal (milligal), sachant que :

$$1\text{mGal}=10^{-5}\text{m.s}^{-2}$$

La gravimétrie permet de déterminer le géoïde, qui est défini par la surface equipotentielle correspondant à la surface des océans au repos. Par définition, le géoïde est partout perpendiculaire à la verticale telle qu'indiquée par le fil à plomb. C'est une représentation gravimétrique et non géométrique de la Terre.

Afin d'obtenir les variations du champ gravitationnel dues à des causes géologiques, il est nécessaire de corriger nos lectures de toutes les autres causes extérieures pouvant les influencer (dérive de l'appareil, marée, ellipticité de la Terre, ...)

1.2. Domaines d'applications :

- Utilisation scientifique : détermination du géoïde, étude des variations du champ de pesanteur, de la répartition des masses dans la croûte terrestre, du rebond post- glaciaire, etc...
- Prospection pétrolière : recherche de nappes d'hydrocarbures, qui correspondent à des différences de densité par rapport aux roches environnantes (mesure de gravité dans les puits de prospection, ou à partir de la surface).
- Navigation sous-marine : à partir d'une carte du champ de pesanteur et d'un gravimètre marin, il est possible de naviguer avec précision.

Avantages :

- La gravimétrie est une méthode permettant des mesures précises. En effet, les gravimètres de laboratoire peuvent atteindre une précision de l'ordre du microgal et les gravimètres marins peuvent atteindre une précision de l'ordre du milligal, sachant que la gravité terrestre est de l'ordre de 980000 mGal.
- La méthode peut être utilisée partout, aussi bien en zone urbaine que dans une zone au relief accidenté.
- Le champ de gravité étant un phénomène global, l'échelle d'étude peut être très étendue.
- **Inconvénients :**
- Quel que soit le gravimètre utilisé, il y a de nombreuses corrections à apporter aux mesures pour obtenir la valeur de la gravité.

2- Anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer AB est la différence entre le champ de pesanteur terrestre mesuré g_m en un point de la surface du globe ramenée au niveau référence qui correspond au niveau moyen des mers et des océans (géoïde) et le champ de pesanteur théorique g_{th} calculé au même point sur un modèle théorique du globe terrestre, et ce en tenant compte de l'altitude du point de mesure, du relief, du voisinage de la mesure et enfin, de la forme de la terre elle-même qui présente un aplatissement aux deux pôles.

Le modèle théorique du globe terrestre est défini comme étant constitué de couches concentriques homogènes, sa surface serait lisse et d'altitude nulle. En théorie, les variations de l'anomalie de Bouguer sont reliées à celles de la densité des roches. Les cartes gravimétriques permettent d'observer des configurations des anomalies de la pesanteur qui peuvent être reliées à des unités lithologiques ou des structures spécifiques (par exemple des failles).

$$\Delta g_b = g_{obs} - (g_{th} + Cg_F - Cg_B + Cg_T)$$

g_{obs} : mesuré

g_{th} : g théorique.

Cg_F : correction à l'aire libre ou de FAYE.

Cg_B : correction de Bouguer ou de plateau.

Cg_T : correction de terrain ou topographique

Les corrections :

La Terre n'est pas totalement sphérique (aplatie aux deux pôles), elle peut être approximée par une ellipsoïde de révolution, appelée aussi sphéroïde. Ce sphéroïde servira de niveau référence pour les corrections.

2.1. Correction d'altitude (= la correction à l'air libre)

La correction d'altitude (Fig. 29) prend en compte la différence d'altitude entre la station de mesure et le niveau de référence, ici le sphéroïde de référence. La valeur de cette correction est :

- proportionnelle à l'élévation (si h augmente, Δh augmente)
- négative si on est au-dessus du niveau de référence
- positive si on est au-dessous

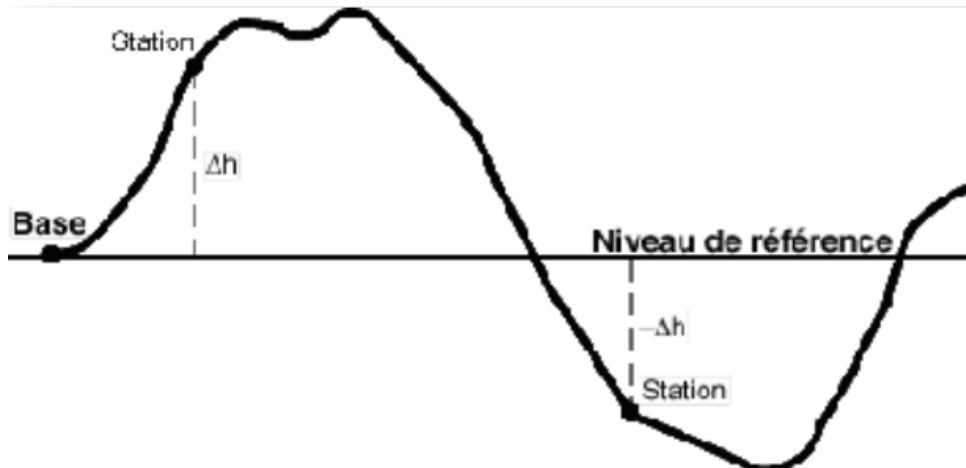


Figure 29: Illustration de la correction d'altitude. (CHOUTEAU M., 1999)

Anomalie air libre :

$$g_{\text{obs}} - (g_{\text{th}} + Cg_F)$$

2.2. La correction de plateau (ou de Bouguer)

La correction de plateau (P) permet de corriger l'effet du terrain situé entre le plan horizontal passant par la station et le niveau de référence (fig. 30). Elle est donnée par la relation :

$$P = 0.0419 h d \text{ Où } [P] = \text{mGals } [d] = \text{g/cm}^3 \text{ et } [h] = \text{mètres.}$$

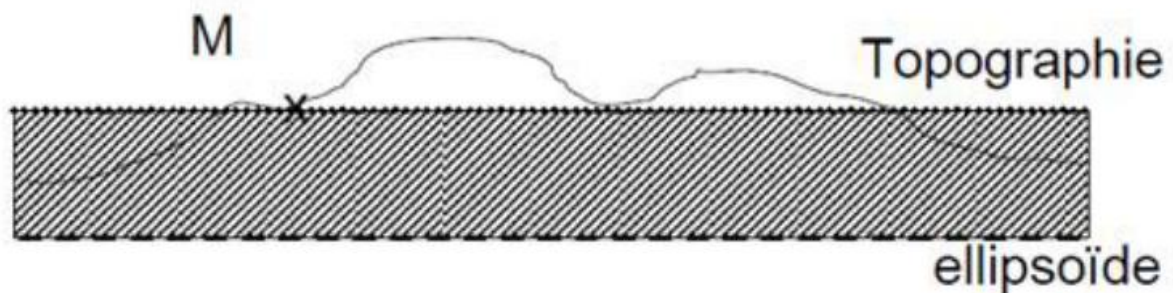


Figure 30: Illustration de la correction de plateau

Anomalie plateau :

$$g_{\text{obs}} - (g_{\text{th}} + Cg_F - Cg_B)$$

2.3. La correction de relief ou le terrain (T)

La correction de relief ou le terrain (T) tend à corriger les mesures de l'influence des masses situées dans le voisinage de la station (Fig. 31). **Elle est toujours positive.** La méthode conventionnelle de calcul de la correction de relief la plus utilisée est celle dite de Hammer. Elle est basée sur la division du terrain entourant la station en couronnes concentriques divisées à leur tour en compartiments assez petits pour que l'on puisse considérer l'altitude moyenne dans le calcul de leur masse. Pour une seule station, la méthode de Hammer prévoit de corriger le relief situé autour d'elle en allant jusqu'à la distance de 21950 mètres. Le terrain considéré est divisé en 132 compartiments dont il faut calculer les altitudes moyennes et relever les corrections correspondantes, sur les tables calculées à cet effet. Pour mieux apprécier les difficultés du calcul de la correction de relief, par cette méthode, notons que le rendement d'un opérateur expérimenté ne peut excéder quelques stations par jour.

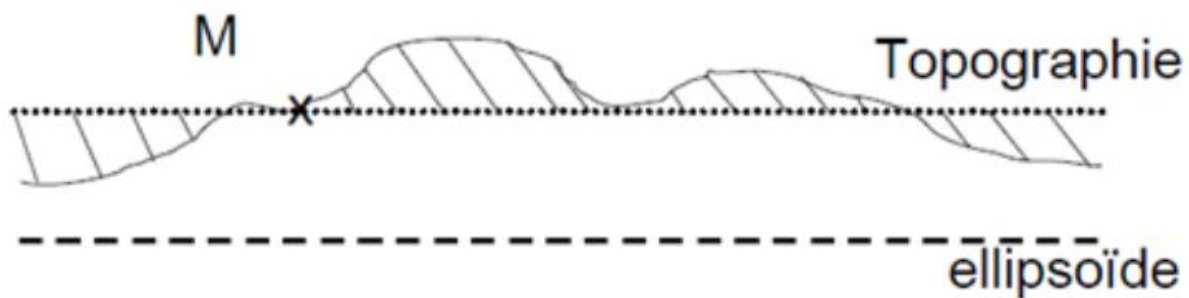


Figure 31: Correction de relief

Anomalie de Bouguer :

$$g_{obs} - (g_{th} + Cg_F - Cg_B + Cg_T)$$

3- Les instruments

Il existe deux types de gravimètres : - absolus, qui mesurent la valeur absolue du champ de pesanteur en un point donné (ex: gravimètre à pendule).

- relatifs, qui donnent une variation du champ de pesanteur (ex: gravimètre à ressort).

- **Gravimètre à pendule**

Pour un pendule (fig. 32) idéal, la mesure de la gravité est obtenue par la formule :

$$g = \frac{(4 \pi^2 \cdot I)}{T^2}$$

En mesurant le moment d'inertie (I) et la la période d'oscillation (T), il va être possible d'obtenir une valeur absolue de la gravité.

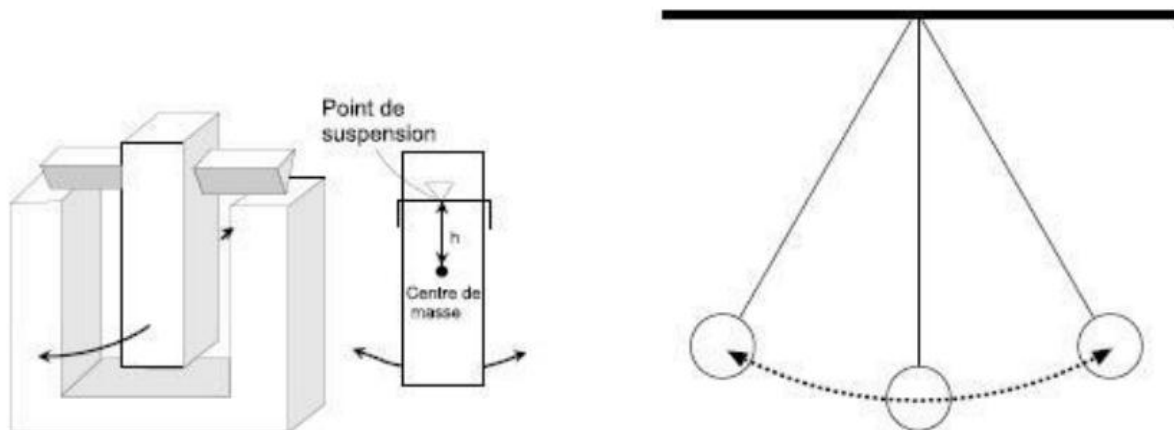


Figure 32: Schéma d'un gravimètre à pendule et simplification. (CHOUTEAU M., 1999)

- **Gravimètre à ressort**

La mesure de la gravité avec un gravimètre a ressort (fig. 33) se base sur la formule :

$$g = \frac{fX}{m}$$

La gravité pourra donc être déduite à partir du coefficient d'allongement du ressort (f), de la masse (m) du poids à l'extrémité du ressort et a l'allongement (X) du ressort.

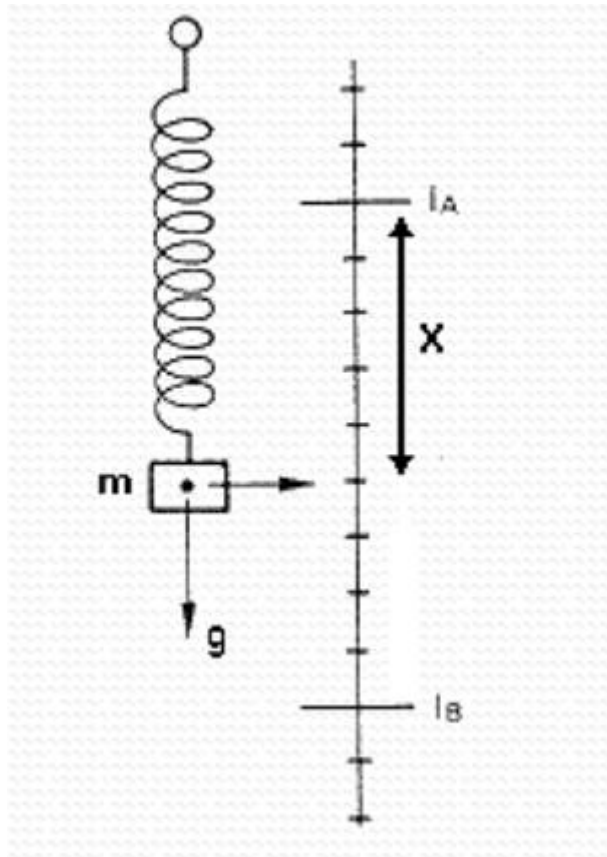


Figure 33: Schéma d'un gravimètre à ressort. (CHOUTEAU M., 1999)

4- La gravimétrie en mer

La gravimétrie est utilisée en mer de deux manières : soit à la surface, à travers la colonne d'eau, ou reposant sur le fond, le géoïde peut aussi être déduit de mesures du niveau de l'océan par altimétrie.

4.1. La gravimétrie à la surface :

En mer, la mesure de la gravité est plus complexe car les appareils subissent les accélérations du navire qui peuvent atteindre 10 000 voire 100 000 mGal. Grâce à des systèmes de suspension et de cardans très perfectionnés, nous réussissons cependant à obtenir des mesures ayant une précision de l'ordre de 0,1 mGal.

Mesurer la gravité sur un mobile en mouvement (en l'occurrence un navire) nécessite deux corrections supplémentaires. La première est due à la force centrifuge engendrée par le mouvement du bateau autour de la Terre, en plus de la correction de la force centrifuge due à la rotation de la Terre elle-même qui est déjà prise en compte. La seconde est la correction de la force de Coriolis que subit tout objet se déplaçant en mer.



Figure 34: Gravimètre marin (Thomson Marconi Sonar)

4.2. La gravimétrie au fond :

Les gravimètres (fig. 34) utilisés pour les mesures au fond de la mer sont des gravimètres terrestres équipés d'une protection étanche et résistante à la pression (jusqu'à 900 m de profondeur), avec un système de nivellement automatique et une commande à distance de l'appareil.

La gravimétrie obtenue à partir de mesures altimétriques :

Le principe de l'altimétrie (fig. 35) est basé sur l'embarcation sur un satellite d'un radar, qui mesure la distance entre le satellite et la surface océanique. Connaissant l'orbite du satellite, cela permet d'en déduire les ondulations de la surface océanique. Le niveau moyen des mers étant une surface équipotentielle du géoïde, il reflète également la répartition de la matière dans le sous- sol sous-marin

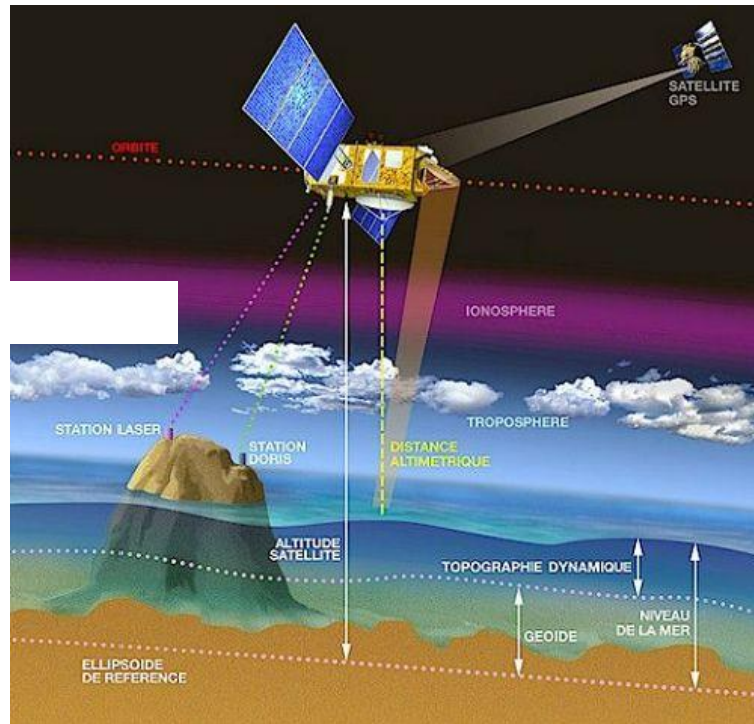


Figure 35: Altimétrie par satellite (AVISO, 2006)

Les missions altimétriques récentes, avec la connaissance de l'écart entre la surface océanique et le géoïde, ont permis une restitution haute résolution du géoïde dans les régions océaniques (entachée cependant, d'erreurs locales dues à une modélisation insuffisante des courants et de leur variabilité en certains endroits). Les cartes ainsi obtenues sont d'importantes avancées concernant la connaissance la lithosphère océanique et du manteau supérieur.

Chapitre 5 : Méthode électromagnétique basse fréquence

Introduction

Les premières études de phénomènes électriques et électromagnétiques sont en relation avec la découverte de dépôts métalliques et autres minerais nécessaires pour l'industrie. Durant les années 1950-60, les prospections en domaine fréquentiel à source contrôlée deviennent largement répandues.

1- Principe de la méthode électromagnétique basse fréquence

Un émetteur (E), positionné à proximité ou à distance selon le mode utilisé, génère un champ électromagnétique primaire (représenté en rouge sur la fig. 36) à partir d'un courant électrique à fréquence donnée. Lorsqu'un corps conducteur se trouve dans ce champ, il induit un courant électrique dont l'intensité est proportionnelle à la conductivité du corps (en vert sur la fig. 36). L'intensité de ce courant dépend de la forme et de la taille de l'objet, de la fréquence du champ primaire et de la position de l'objet par rapport à l'instrument. Ce courant induit génère à son tour un champ magnétique secondaire (en bleu sur la fig. 36), que le récepteur (R) mesure. Selon la nature de la source (proche ou lointaine), le récepteur peut enregistrer certaines composantes spécifiques de ce champ.

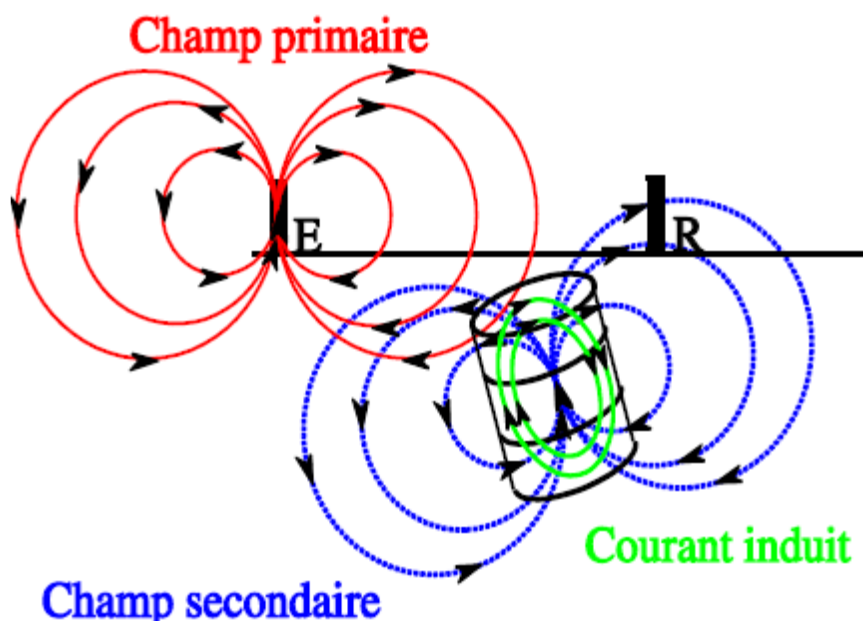


Figure 36: Principe de la méthode électromagnétique basse fréquence.

On distingue deux grandes catégories de méthodes électromagnétiques :

- Méthode T.D.E.M. (Time Domain Electro Magnetic) : elle utilise des courants interrompus et fonctionne dans le domaine temporel ou transitoire.
- Méthodes en domaine fréquentiel : basées sur des champs et courants continus, elles se déclinent selon la distance de l'émetteur :
 - Champ proche : Slingram,
 - Champ lointain : V.L.F. (Very Low Frequency) ou R.M.T. (RadioMagnetoTellurique).

La méthode T.D.E.M. est pour l'instant peu utilisée sur les sites et sols pollués, relevant davantage de la recherche. Les méthodes à champ lointain sont surtout adaptées à des investigations profondes. Dans le cadre des sites et sols pollués, la méthode classique reste le Slingram en champ proche.

2- Méthode Slingram

Les sources proches émettent des fréquences de quelques hertz à 10 kHz, et les mesures se réalisent point par point avec couplage GPS. Le récepteur enregistre le champ secondaire, composé de deux parties complémentaires :

- Composante en phase : sensible à la susceptibilité magnétique, utile pour détecter les objets métalliques enterrés comme des fûts ou des citernes.
- Composante en quadrature (90°) : permet d'estimer la conductivité apparente (mS/m) ou la résistivité ($\Omega \cdot m$).

Un émetteur génère un champ électromagnétique primaire, qui induit un courant électrique dans les corps conducteurs présents. L'intensité de ce courant dépend de la forme, de la taille et de la position de l'objet, ainsi que de la fréquence du champ primaire. Ce courant génère à son tour un champ magnétique secondaire, mesuré par le récepteur.

La conductivité apparente est une valeur intégrée, reflétant la conductivité moyenne d'un volume et la géométrie du dispositif de mesure ; elle ne correspond donc pas à la conductivité réelle du sol et ne peut être interprétée que qualitativement.

La profondeur d'investigation dépend de la fréquence, de la conductivité du terrain et de la configuration de l'instrument :

- Plus la fréquence est élevée, plus la profondeur diminue.
- Plus la conductivité du sol est élevée, plus la profondeur diminue.
- La distance inter-bobines doit être inférieure à la « profondeur de peau » pour une interprétation fiable.
- L'orientation des bobines influence également la profondeur : bobines verticales (dipôle horizontal) → mesures superficielles ; bobines horizontales (dipôle vertical) → mesures plus profondes.

3- Informations préalables nécessaires

Les informations préalables indispensables à la réalisation d'une prospection électromagnétique sont :

- Objectif de l'étude.
- Cible(s) recherchée(s) : nature, taille et profondeur.
- Identification des structures conductrices superficielles pouvant bloquer la propagation des champs électromagnétiques (ex. : dalles en béton armé).
- Contexte géologique et hydrogéologique : notamment la présence et la profondeur de la nappe superficielle.
- Environnement général :
 - accessibilité du site,
 - occupation des sols,
 - infrastructures pouvant gêner la prospection (clôtures électriques, lignes haute tension, transformateurs, canalisations, rails, hangars...),
 - sources de pollution du signal (relais radio, téléphones portables en fonctionnement à proximité...).
- Topographie, cartes et plans du site.
- Données de sécurité pour le personnel technique effectuant la prospection.

4- Mise en œuvre

Les moyens humains doivent être clairement précisés, avec fourniture des CV, en particulier celui du superviseur chargé de l'interprétation.

Les moyens matériels doivent être détaillés : type d'appareillage, enregistreurs, contrôles et étalonnages réalisés. Il convient également de préciser le type de mesure (au sol ou surélevée, en mode horizontal ou vertical) ainsi que la méthode d'interprétation envisagée. Les logiciels utilisés pour l'interprétation doivent également être présentés (fig. 37).

Plusieurs fournisseurs proposent des appareils de mesure sur le marché. Ces instruments sont généralement constitués de deux bobines séparées par une distance fixe dans le cas des ensembles monoblocs, avec une fréquence d'émission adaptée à cet écartement. Selon l'orientation des bobines, deux gammes de profondeurs sont accessibles. Certains appareils disposent également de deux bobines orthogonales à chaque extrémité, ce qui permet d'accéder plus facilement aux deux gammes de profondeur.

Pour les écartements plus importants, permettant d'explorer des profondeurs plus grandes, les bobines ne sont pas rigidement liées. Des interdistances prédéfinies, associées à des fréquences adaptées, permettent d'obtenir différentes gammes de profondeur. Combinées aux variations de profondeur liées à l'orientation des bobines, ces configurations fournissent des informations relativement précises sur l'évolution des conductivités avec la profondeur.

L'acquisition se fait point par point le long des profils, sans perte de précision liée à l'orientation de l'instrument. La hauteur de mesure par rapport au sol est importante et doit rester constante pendant la prospection ; une calibration est généralement effectuée à hauteur de hanche de l'opérateur.

Le Tableau 2 présente les gammes de profondeurs d'auscultation typiques pour différents types d'appareils disponibles sur le marché.



Figure 37: Dispositifs électromagnétiques basse fréquence en champ proche.

Les mesures se réalisent en se déplaçant sur la surface à ausculter, le long de profils et dans les deux orientations de bobines (horizontale et verticale), chacune fournissant des informations complémentaires (tab. 6). La maille de mesure est adaptée aux objectifs de la prospection. Il convient de s'éloigner des sources de perturbation électromagnétique (par exemple, un capteur ne doit pas être utilisé à moins de 10 m d'une clôture métallique).

L'opérateur se déplace à pied, mais le dispositif peut, dans certains cas, être installé sur un chariot non métallique tracté pour améliorer le rendement.

Pour un appareil à bobines horizontales, les structures de dimensions inférieures à l'écartement des bobines nécessitent un pas de mesure inférieur à la moitié de la distance entre bobines (Tabbagh, 1995). Par un processus de répétition des relevés et d'interpolation, il est possible de produire une carte des conductivités de la zone pour une gamme de profondeurs donnée.

5- Choix du matériel

Le choix de la méthode et du matériel dépend de la profondeur des cibles (tab. 6), de l'accessibilité du site, des perturbations environnantes éventuelles et du rendement souhaité.

Les profondeurs de pénétration indiquées dans le Tableau 6 sont fournies par les constructeurs pour des environnements géoélectriques de résistivité moyenne (100 à 300 $\Omega \cdot m$). Elles varient toutefois selon la résistivité du terrain : plus faible en milieu conducteur et plus élevée en milieu résistant.

Pour un dispositif à dipôles magnétiques verticaux (mode VD), les bobines sont horizontales par rapport au sol (configuration HCP). La réponse à un objet conducteur est maximale à une profondeur d'environ 0,5 fois la distance entre bobines (s) et reste significative jusqu'à 1,5 s.

Pour un dispositif à dipôles magnétiques horizontaux (mode HD), les bobines sont verticales par rapport au sol (configuration VCP). Dans ce cas, les couches superficielles dominent la réponse, jusqu'à une profondeur d'environ 0,5 s.

Tableau 2: Paramètres d'appareils dipolaires basses fréquences.

Orientation	Distance entre bobines (m)	Fréquence (Hz)	Profondeur de pénétration (m)
Appareils à deux bobines			
H	1	14 600	0,75
V	1	14 600	1,5
H	3,66	9 800	3,7
V	3,66	9 800	5,5
H	10	6 400	10
V	10	6 400	15
H	20	1 600	20
V	20	1 600	30
H	40	400	40
V	40	400	60
Appareils à quatre bobines			
H	2	9 000	1
V	2	9 000	3
H	4	9 000	2
V	4	9000	6